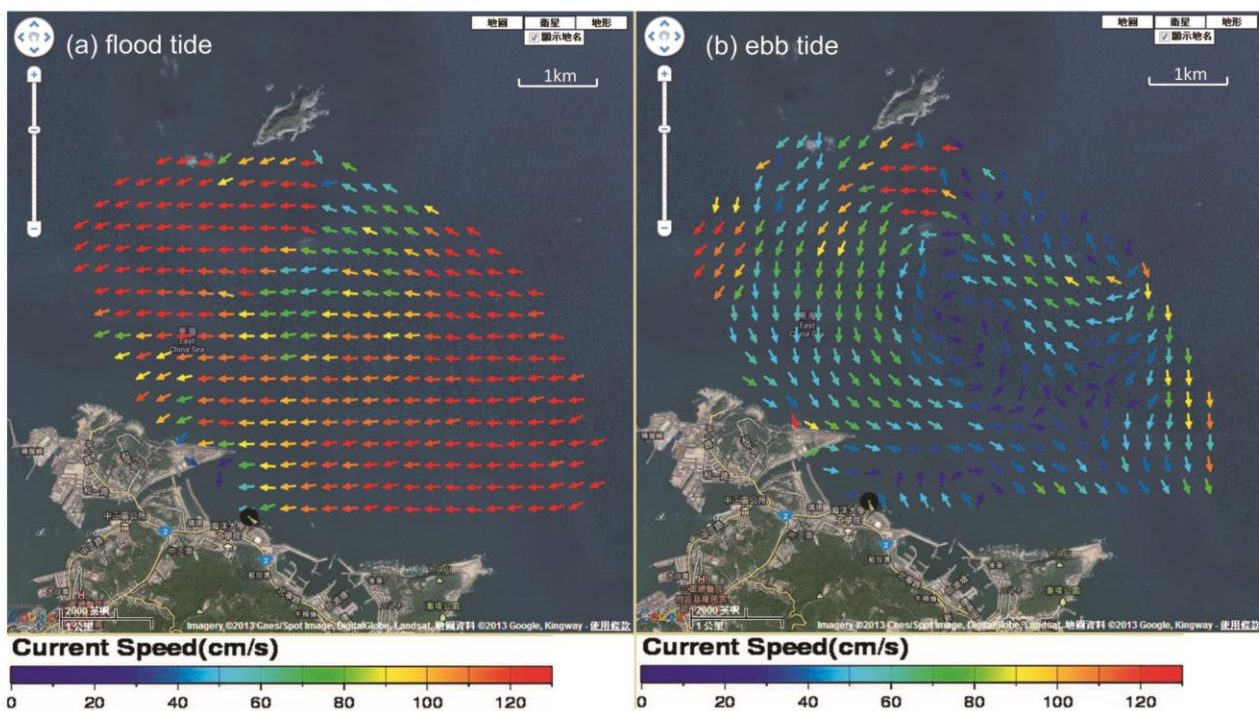




# 航測及遙測學刊

中華民國航空測量及遙感探測學會出版

## 海洋遙測特刊



Journal of Photogrammetry and Remote Sensing

Volume 18 No.3

July

2014

Published by Chinese Society of Photogrammetry and Remote Sensing

# 航測及遙測學刊

## Journal of Photogrammetry and Remote Sensing

發行人：陳良健

出版者：中華民國航空測量及遙感探測學會

地址：台北市文山區羅斯福路五段 113 號三樓

信箱：台北市郵政 93-158 號信箱

電話：886-2-8663-3468 886-2-8663-3469

傳真：886-2-2931-7225

電子信件：csprsmail@csprs.org.tw

網址：http://www.csprs.org.tw

PUBLISHER: L. C. Chen

PUBLISHED BY: Chinese Society of Photogrammetry and Remote Sensing

Address: 3F, No.113, Sec.5, Roosevelt Road, Taipei, Taiwan

Mail Address: P. O. Box. 93-158, Taipei, Taiwan

Tel: 886-2-8663-3468 886-2-8663-3469

Fax: 886-2-2931-7225

E-mail: csprsmail@csprs.org.tw

Web Site: http://www.csprs.org.tw

### 總編輯

曾義星

國立成功大學測量及空間資訊學系

電話：886-6-275-7575 分機 63835

傳真：886-6-237-5764

電子信件：jprssubmit@gmail.com

### EDITOR-IN-CHIEF

Yi-Hsing Tseng

Department of Geomatics, National Cheng Kung University

Tel: 886-6-275-7575 ext. 63835

Fax: 886-6-237-5764

E-Mail: jprssubmit@gmail.com

### 編輯委員

#### ◆ 農林

鄭祈全 (文化大學)

申雍 (中興大學)

#### ◆ 海洋與大氣

劉振榮 (中央大學)

何宗儒 (台灣海洋大學)

#### ◆ 防災

劉進金 (達雲科技有限公司)

徐百輝 (台灣大學)

#### ◆ 土地利用與覆蓋

陳永寬 (銘傳大學)

詹進發 (政治大學)

#### ◆ 地理資訊系統

何維信 (中華科技大學)

蔡榮得 (中興大學)

#### ◆ 遙感探測

陳良健 (中央大學)

蔡富安 (中央大學)

#### ◆ 攝影測量與光達

廖揚清 (成功大學)

史天元 (交通大學)

趙鍵哲 (台灣大學)

### EDITORIAL BOARD

#### ◆ Agriculture and Forestry

C. C. Cheng (Chinese Culture University)

Y. Shen (National Chung Hsing University)

#### ◆ Oceanography and Atmospheric Science

G. R. Liu (National Central University)

C. R. Ho (National Taiwan Ocean University)

#### ◆ Disaster Management

J. K. Liu (LIDAR Technology Co., Ltd)

P. H. Hsu (National Taiwan University)

#### ◆ Land Cover and Land Use

Y. K. Chen (Ming Chuan University)

J. F. Jan (National ChengChi University)

#### ◆ Geographical Information System

W. H. Ho (China University of Science and Technology)

J. D. Tsai (National Chung Hsing University)

#### ◆ Remote Sensing

L. C. Chen (National Central University)

F. a. Tsai (National Central University)

#### ◆ Photogrammetry and LiDAR

Y. C. Liao (National Cheng Kung University)

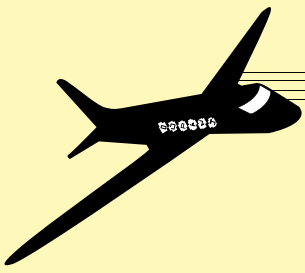
T. Y. Shih (National Chiao Tung University)

J. J. Jaw (National Taiwan University)

### 封面圖片說明 About the Cover

X 波段的航海雷達過往使用在導航用途，近年來，被海洋科學家改造來從事海洋表面特徵三度空間(時間與空間)的觀測。本圖是 X 波段雷達架設於基隆市海洋大學觀測近岸海流的結果，觀測結果顯示當地於退潮時刻會出現一個直徑約 2 公里的逆時針渦流，此結果有助於當地的海洋放流設計，同時也可能對於海域活動帶來安全上的危害。航海雷達對於海洋特徵的時空觀測能力有助於海洋科學與工程應用上之研究。

(封面圖片出處：應用岸基微波雷達量測近岸海流空間分布，第十八卷第三期第 193-204 頁)



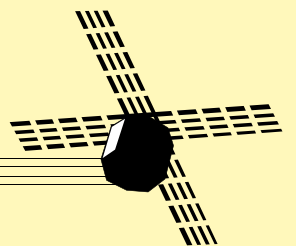
---

---

特刊引言  
海洋遙測

何宗儒  
國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系

海洋占了地球表面積的 70% 以上，海洋的任何變化，對於地球環境有莫大的影響。但海洋因其遼闊，傳統上利用船舶或是浮標量測海洋的各種性質，常受限於經費、人力、安全等問題，要有效地定點、長期、全面取得觀測數據，並不容易。1978 年美國航空暨太空總署(NASA)發射了 Nimbus-7、NOAA-6、Seasat 三顆與海洋觀測相關的人造衛星，分別利用可見光、紅外光及微波進行海洋遙測，觀測項目幾乎涵蓋所有的海洋的性質，從此為海洋觀測開啟新的一頁。隨者時代變遷，海洋研究已逐漸從大洋轉向近岸；而海洋遙測也開始從衛星遙測、航空遙測到岸基遙測，本特刊所刊載的論文即涵蓋各式的海洋遙測論述。「由測深光達反射率進行底質分類之研究」一文，即利用空載測深光達(Lidar)，進行海底底質分類的研究。光達應用到海洋遙測研究，是一項嶄新的技術。該文以物件為基礎之分類方式，針對測深光達反射率進行底質分類，提供新的研究技術。「以 MTSAT 衛星影像分析臺灣海岸地區雲覆蓋率的時空特性」一文，則是利用傳統的地球同步氣象衛星，分析臺灣的雲覆蓋率。雲的產生與海洋習習相關，海洋研究，也常利用氣象衛星進行。該文以高斯混合模型及群集分析法，同時考慮時間與空間的雲覆蓋率的差異，成功分析臺灣海岸雲覆蓋率的差異。海洋內波是海洋研究中重要的議題之一，對漁業資源、海事工程及航海安全極為重要。「安達曼海的非線性內波」一文，是應用衛載合成孔徑雷達影像及可見光影像，分析邊緣海域的非線性內波，以了解其演化的過程。「陰陽海表面流場分析-影像特徵追蹤之應用」一文，乃利用架設於海岸邊的數位相機，對臺灣北部金瓜石附近的陰陽海進行潮汐週期的觀測，利用影像分析技巧，推估該海域表面流速。「從岸基 X-band 雷達回波監測近岸溫排水之初步研究」及「應用岸基微波雷達量測近岸海流空間分布」兩篇文章，則是利用設置在臺灣四周的岸基雷達，對臺灣近岸的電廠溫排水及近岸海流進行遙測。岸基雷達應用在海洋現象的遙測，也是在海洋觀測上新的技術。兩篇文章的結論，確認岸基雷達遙測，可做為近岸海洋觀測的利器。綜合上述，本刊所收錄的六篇論文，對於海洋表面、海洋內部甚至於海底的觀測，都展現出海洋遙測在海洋研究上的重要性，值得仔細閱讀。



# 由測深光達反射率進行底質分類之研究

林暉尊<sup>1</sup> 史天元<sup>2\*</sup> 陳杰宗<sup>3</sup>

## 摘要

測深光達(Bathymetric Lidar)以雷射掃描方式施測，由回波訊號之分析可了解雷射脈衝所歷經介質及界面等狀態，除可獲取水深、水底地形資料外，亦能提供與底質種類相關資訊。本研究採用以物件為基礎(object-based)之分類方式針對 AHAB Hawk Eye II 系統之測深光達反射率進行底質分類。為增加分類時類別判釋依據，除反射率外，另計算反射率平均(mean)、方差(variance)、均質度(homogeneity)、相關性(correlation)、對比度(contrast)、差異度(dissimilarity)、熵(entropy)以及角二次矩(angular second moment)等紋理影像，將反射率及紋理影像共計 9 波段進行影像分割，分割後各區塊即為以物件為基礎之分類單位。由區塊中選取四個不同類別之訓練區，並以最近鄰法(nearest neighbor)將各物件分類。以分離度(separability)檢視分類成果，各類別之間 Jeffries-Matusita 距離最低值為 1.710，大於一般認定達到明確分類之門檻值  $\sqrt{2}$ 。

關鍵詞：紋理影像、分割、以物件為基礎分類、分離度

## 1. 前言

空載測深光達(Airborne Lidar Bathymetry, ALB)為一項藉由航空載具搭載整合雷射掃描測距系統、全球定位系統(Global Positioning System, GPS)及慣性導航儀(Initial Navigation System, INS)之水深探測技術。測深光達主要使用波長 532nm 綠光波段雷射進行測深，為一般陸域光達施測常用之 1064nm 紅外光波段雷射經倍頻處理後所得，採用此波段乃因其具有較佳透水能力(Guenther *et al.*, 2000)。

記錄所發射綠光雷射訊號之回訊波形，經由分析波形特徵後可了解施測區域特性。圖 1 為一測深光達綠光頻道之回波訊號範例，由訊號波形中偵測出水面回訊(surface return)及水底回訊(bottom return)之間的時間差( $\Delta t$ )，即為雷射於水中歷經時間，可進一步計算出水深及海底地形，藉由海底地形衍生出地形特性如地形粗糙度(rugosity)可提供珊瑚礁及生物棲地繪製(Brock *et al.*, 2006;

Wedding *et al.*, 2008)；另一方面，水底回訊部分受底質種類及地形等因素影響而有所差異(Wang and Philpot, 2007)，故其強度值本身可提供底質分類之依據，亦或與多光譜影像結合使用(Chust *et al.*, 2010)。除使用前述測深及回訊強度外，亦可由雷射回訊波形本身所包含之水體光學特性以及底質特性進行分類，如 Tulldahl and Wikströmb (2012) 使用波形之波寬(pulse width)、波形面積(pulse area)作為植生與底質分類。

綜觀影像分類機制，由分類時之單元區分，可分為像元與物件兩種。像元(pixel-based)式分類考量各像元之各種屬性值進行分類，物件(object-based)式則以物件為單元。以物件為單元除增加統計樣本數外，亦可將由像元組成之物件的形狀(shape)、紋理(texture)等空間特徵納入考量，能增加資料的維度以提升分類的完整性。有關空間特徵的選取，Zajac (2008)認為測深光達所獲得之強度與反射值影像圖資，具有可描述施測區底質之空間樣式(spatial pattern)。而 Cottin *et al.* (2011)採用

<sup>1</sup> 國立交通大學土木工程學系測量及空間資訊組 博士生

<sup>2</sup> 國立交通大學防災與水環境研究中心 教授

<sup>3</sup> 內政部地政司 科長

\*通訊作者，電話：03-5712121 ext.54940, E-mail: tyshih@mail.nctu.edu.tw

收到日期：民國 102 年 04 月 25 日

修改日期：民國 103 年 02 月 07 日

接受日期：民國 103 年 05 月 12 日

灰階伴隨矩陣(gray level co-occurrence matrix, GLCM)所計算之紋理特徵。本研究使用測深光達反射率及其所計算出之紋理影像先進行影像分割,以分割出物件作為基礎進行底質分類,分類成果以各類別於光譜之分離度(separability)檢驗合理性。

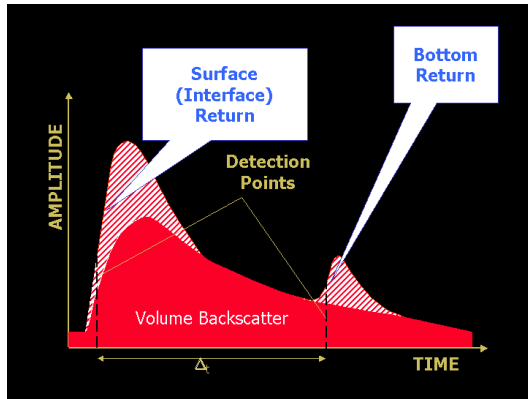


圖 1 綠光頻道回波訊號示意(Guenther, *et al.*, 2000)

## 2. 研究數據

本研究使用 AHAB HawkEye II 測深光達系統獲取之水底反射率數據,該系統可發射波長為 1064nm 之雷射紅外光及波長 532nm 綠光兩個波段(LaRocque, *et al.*, 2004),而接收訊號頻道則有紅外光、拉曼散射紅光及綠光,其中藉由綠光頻道中測得之水底反射訊號即可獲得施測區域之水底反射率(reflectance)。AHAB 使用 HawkEye II 後處理軟體 CSS(Coastal Survey Studio)進行波形處理及分析,將吸收係數(absorption coefficient)、背向散射係數(backscattering coefficient)等施測時海水之光學特性反衍出,以提供不同施測點間因環境條件造成之誤差(Lin *et al.*, 2010)。

施測區域位於瑞典 Kosterhavet 國家公園境內,如圖 2 所示。本次施測一共包含 26 條航帶,分為四個平行航線方向,如圖 2 中紅色線段所示,施測點雲密度為 2m×2m,測得點雲坐標以 UTM zone 32N 投影參數轉換為平面坐標,涵蓋範圍約介於 6521953~6533424N、612728~619440E。本研究將測區之測深光達點雲反射率數據網格化(如圖 3 所示),並透過直方圖等化(Histogram equalization)轉為 8bit 影像,供後續影像處理使用。



圖 2 研究區瑞典 Kosterhavet 國家公園  
(Source: “Kosterhavet nationalpark, Sverige.” 58°53'44".80 N, 11°00'27".41 E, Google Earth. Jan. 1, 2009. April 25, 2013)

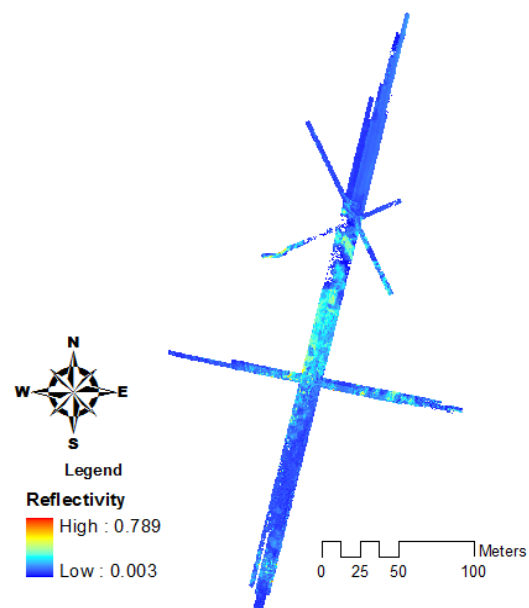


圖 3 研究區網格化反射率數據

## 3. 研究方法

本研究使用測深光達之反射率進行底質分類,採用以物件為分類單元(object-based)之方式進行。物件由影像分割(image segmentation)產出,除了參考光達點雲反射率經網格化為影像外,加入由反射

率影像計算之紋理影像；再選取訓練區以最鄰近法 (nearest neighbor) 法分類。圖 3 為本研究實驗流程，各步驟詳述於以下小節。

### 3.1 紋理影像計算

灰階共生矩陣為一表達像元值於某一方向與距離的罩窗之間的相對出現頻率 (relative frequency)。本研究計算 8 種反射率之 GLCM 紋理影像，包含平均(mean)、方差(variance)、均質度 (homogeneity)、相關性 (correlation)、對比度 (contrast)、差異度(dissimilarity)、熵(entropy)以及角二次矩(angular second moment)，以提供更豐富的分類參考資訊(Anys *et al.*, 1994; Haralick *et al.*,

1973)。圖 4 為本研究所使用反射率數據及其所計算出之 8 種紋理影像擷取範例。

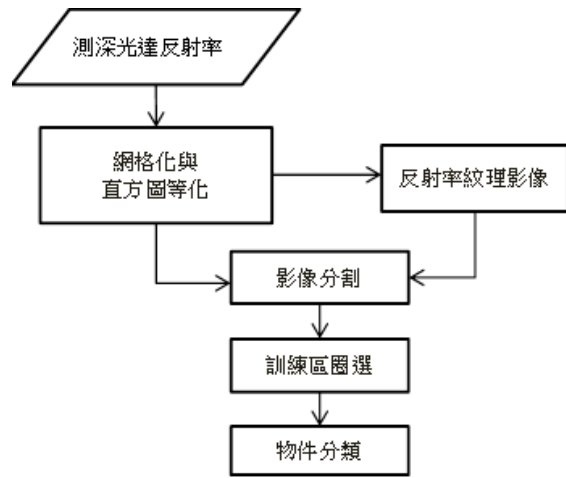


圖 3 研究流程圖

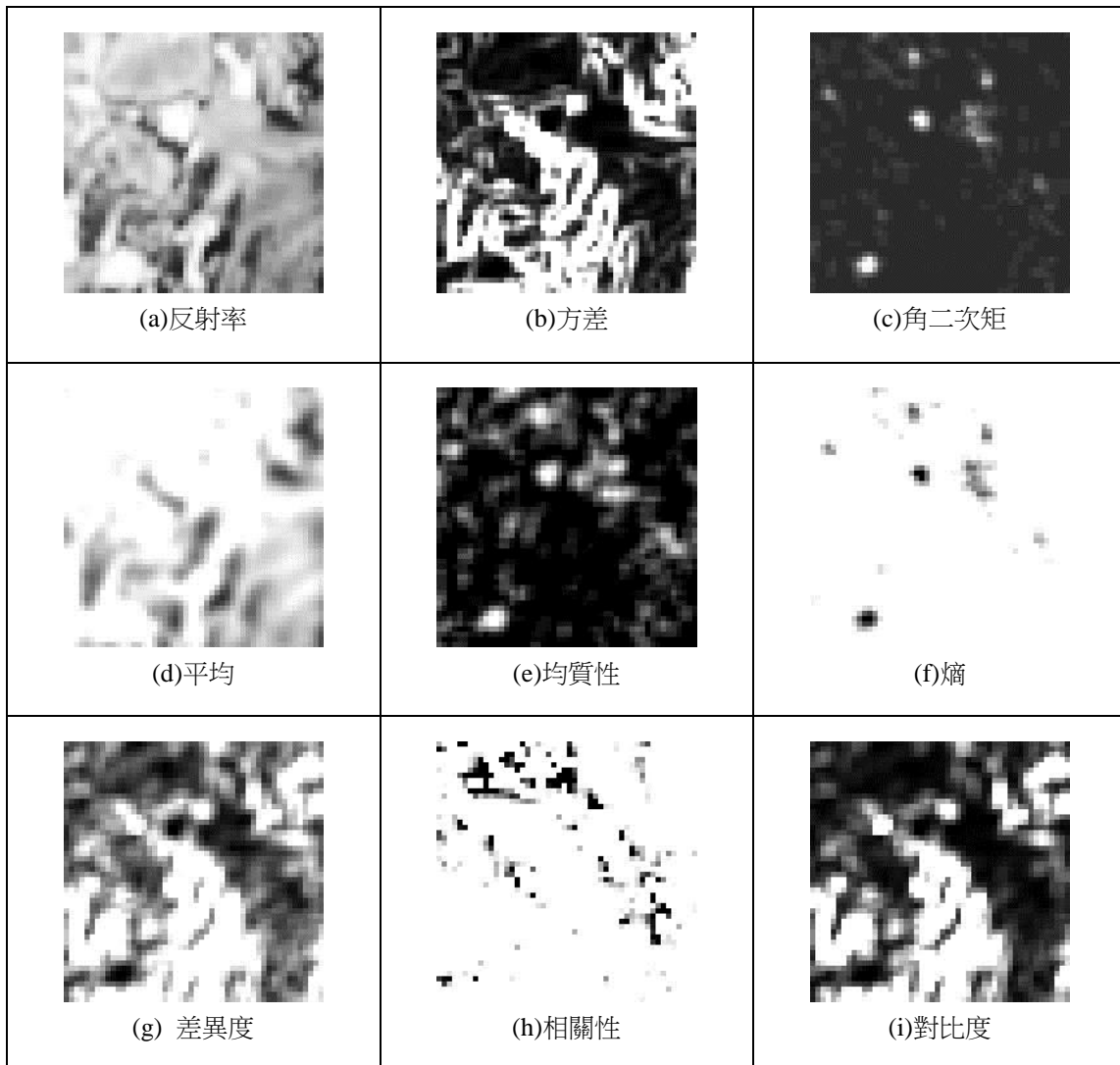


圖 4 由反射率所計算出之紋理影像

### 3.2 影像分割

以物件為分類單元需先由資料根據某種原則進行區塊切割，區塊範圍內即視為同一物件。影像分割除了可根據灰度值外，亦可以加入物件形狀相關指標。本研究使用 eCognition 軟體中之多解析度分割 (multi-resolution segmentation) 模式對影像進行影像分割，該軟體可提供多波段影像分割，各波段權重可由使用者自行訂定；影像分割所根據之灰度值與形狀條件兩項可分別調整權值，並由使用者給定尺度參數 (scale parameter) 作為停止門檻 (Definiens, 2006)。

eCognition 之分割機制是由區域合併 (region-merging) 的方式實現，以每一個像元均視為一個物件為起始，物件之間合併至最終的結果即為對整張影像的分割。由鄰近物件之間的合併可計算出一異質性 (heterogeneity)，若兩物件合併後重新計算異質性之值低於門檻值則兩物件合併，而當整張影像中任兩相鄰物件合併之異質性均大於門檻值，即表示影像分割完成。異質性差值  $f$  如公式(1)所定義， $w_{color}$

與  $w_{shape}$  由使用者給定之參數，兩者皆分別介於 0 至 1 間且  $w_{color} + w_{shape} = 1$ ，而  $\Delta h_{color}$  與  $\Delta h_{shape}$  為兩個待合併物件所計算出之異質性 (Benz *et al.*, 2004)。

$$f = w_{color} \cdot \Delta h_{color} + w_{shape} \cdot \Delta h_{shape} \quad (1)$$

其中  $w_{color}$ ：考慮光譜異質性改變量之權重

$\Delta h_{color}$ ：物件合併前後光譜之異質性差值

$w_{shape}$ ：考慮形狀因子之權重

$\Delta h_{shape}$ ：物件合併前後形狀因子之異質性差值

考慮分割影像可能具有多波段，以各波段分別給予權重方式以計算合併前後之加權光譜異質性差值，其值  $\Delta h_{color}$  計算如公式(2)，以  $boj\_1$ 、 $boj\_2$  表兩待合併物件， $merge$  為合併後物件。

$\Delta h_{shape}$  為考慮物件形狀之參數，該值之定義又以緊密度 (compactness) 與平滑度 (smoothness) 之異質性差值決定 (Baatz and Schäpe, 2000)，如式(3)所示，其中  $w_{compact}$ 、 $w_{smooth}$  參數關係與前述  $w_{color}$ 、 $w_{shape}$  之間關係相同，定義如公式(4)、(5)。

$$\Delta h_{color} = \sum_c w_c (n_{merge} \cdot \sigma_{c,merge} - (n_{obj\_1} \cdot \sigma_{c,obj\_1} + n_{obj\_2} \cdot \sigma_{c,obj\_2})) \quad (2)$$

其中  $c$ ：波段數

$w_c$ ：各波段對應的權重

$n$ ：物件之像素總個數

$\sigma_c$ ：波段  $c$  之灰度值標準差

$$\Delta h_{shape} = w_{compt} \cdot \Delta h_{compt} + w_{smooth} \cdot \Delta h_{smooth} \quad (3)$$

$$\Delta h_{compt} = n_{merge} \cdot \frac{l_{merge}}{\sqrt{n_{merge}}} - (n_{obj\_1} \cdot \frac{l_{obj\_1}}{\sqrt{n_{obj\_1}}} + n_{obj\_2} \cdot \frac{l_{obj\_2}}{\sqrt{n_{obj\_2}}}) \quad (4)$$

$$\Delta h_{smooth} = n_{merge} \cdot \frac{l_{merge}}{b_{merge}} - (n_{obj\_1} \cdot \frac{l_{obj\_1}}{b_{obj\_1}} + n_{obj\_2} \cdot \frac{l_{obj\_2}}{b_{obj\_2}}) \quad (5)$$

其中  $l$ ：物件周長

$b$ ：bounding box 之周長

物件合併時，合併前後異質性的差值  $f$  將會增加，此時若任一合併之  $f$  值皆大於給定的尺度參數門檻值，即表示停止合併且完成影像分割。本研究將各波段設為等權重，而異質性之權重  $w_{color}$ 、 $w_{shape}$ 、 $w_{compact}$ 、 $w_{smooth}$  則考慮到分割影像區域位於海域而幾乎屬於無人造物體，所分割物件則無形狀上考量，故設定  $w_{color}$  為 1，即僅以各波段光譜作為分割考量。尺度參數以 10 開始每次增加 5 至 100 測試，尺度參數與分割物件數量間關係如圖 5 所示，尺度參數為 10 時分割達 6052 個，增加 5 則切割物件個數急遽減少為 2818 個。理論上較小的尺度參數所獲得分割物件相對較小，物件內部之異質性較小較佳；而考慮物件內紋理完整性，物件內所包含紋理特徵需具有足夠描述該物件。此處選用 25 作為尺度參數，由於此時再增加尺度參數時，物件個數減少速率已趨於穩定。以上述參數進行影像分割，該影像一共分割為 1082 個物件。

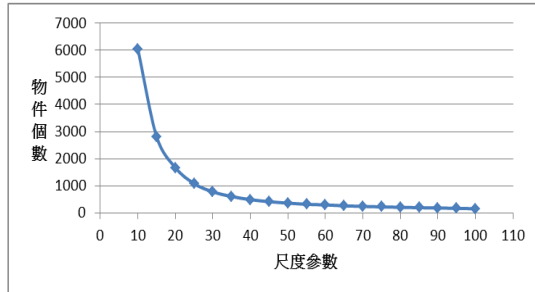


圖 5 尺度參數與切割物件個數關係

### 3.3 訓練區圈選

一般訓練區圈選主要以圈選數已知不同類別作為分類樣本，分類過程則根據各樣本之光譜特性進行。由於本研究並無實驗區地物類別資料，故以測試方式進行訓練區圈選。訓練區圈選均以影像分割後之物件為單位，而選取訓練區時 eCognition 之 Feature space optimization 功能提供選取訓練區於物件之特徵空間中的關係，可於進行分類前先了解訓練區選擇狀況以及各特徵對於分類的影響程度。

本實驗選定訓練區需滿足區塊內 8 個紋理影像波段各別灰度值範圍不超過 1，即紋理影像皆屬均調。訓練區圈選後透過 Feature space optimization 預先計算訓練區之分離度以確認圈選為有效。最終選取之 4 個訓練區如下圖 6。表 1 為各訓練區之 9 個波段之值，該值為單一物件中各波段分別取平均之結果。

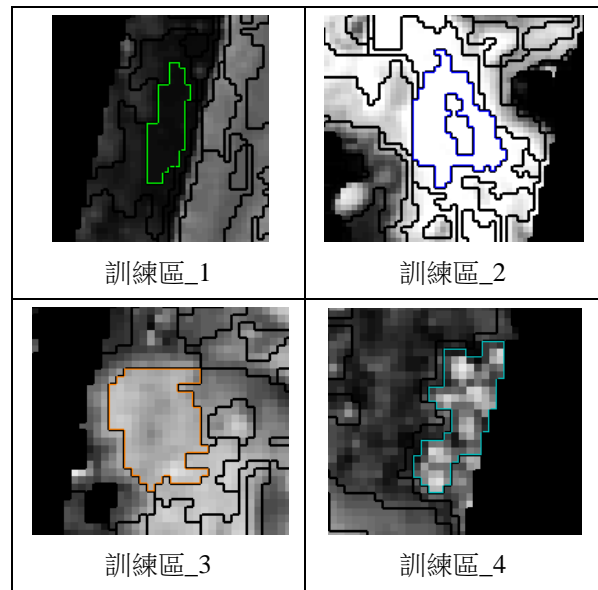


圖 6 圈選訓練區

表 1 訓練區內各特徵平均值

	訓練區_1	訓練區_2	訓練區_3	訓練區_4
反射率	11.96	249.16	165.59	112.47
方差	0.34	2.00	33.69	250.01
角二次矩	177.55	132.48	47.31	44.04
平均	10.61	255.00	225.20	150.04
均質性	237.82	223.12	63.06	2.06
熵	99.46	151.12	254.78	254.93
差異度	7.18	10.08	79.60	251.04
相關性	255.00	255.00	198.08	255.00
對比度	1.18	0.91	26.39	243.40

### 3.4 物件分類

本實驗由測深光達反射率數據生成其 8 個紋理影像，由反射率與此 8 個紋理影像共 9 個波段進行底質分類。此處採用最鄰近法

(Nearest Neighbor, NN)，其概念在於將物件每一波段視為單一維度上之距離，如具有  $n$  個波段，則計算待分類物件與各訓練區物間之  $n$  維之歐氏距離 (Euclidean distance)，待分類物件之類別即為與其距離最近之訓練區物件類別。此方法不需給定分類之參數，圈選之訓練區直接反映於分類成果。

## 4. 成果與討論

本實驗分類成果如圖 7 所示。由於缺乏此實驗區驗證數據，並無法直接檢驗分類之正確性。以分離度 (separability) 檢視分類成果中任兩個類別間在光譜上是否可明確區分，此處使用 J-M 距離 (Jeffries-Matusita distance)，其定義如公式 (6)，其中  $i, j$  為兩分類， $C$  為協方差矩陣 (covariance matrix)， $\mu$  為類別內之平均值。一般認定 J-M 距離之值大於  $\sqrt{2}$  時，即可視為兩類別足夠分離 (Trigg and Flasse, 2001)。本實驗中任兩類別間之 J-M 距離如表 2 所示，其中最小值為 class3 與 class4 之間的 1.710，顯示

此分類於光譜呈現上可被接受。

表 2 分類成果之 J-M 距離

	Class1	Class2	Class3	Class4
Class1	0	1.999	1.878	1.991
Class2		0	1.832	1.999
Class3			0	1.710
Class4				0

## 5. 結論與建議

本研究使用測深光達反射率影像進行底質分類，選取 4 種類別的訓練區，以物件為分類單元，再使用分離度檢測各分類類別，成果顯示滿足一般認定之區分門檻，亦即 J-M 距離值大於  $\sqrt{2}$ 。本研究缺乏實地或驗證數據，故未能檢核分類成果精度。此外，在分類資料方面，未來若能由測深光達波形紀錄萃取其他特徵，如 Cottin *et al.* (2009) 所計算者，將波形訊號中水底回訊部分萃取數種波形指標，則可望更豐富分類所需資訊。

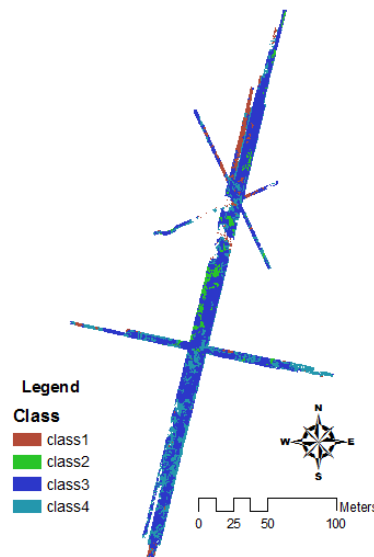


圖 7 實驗區分類成果

$$J - M_{ij} = \sqrt{2(1 - e^{-\alpha})}$$

$$\text{其中 } \alpha = \frac{1}{8} (\mu_i - \mu_j)^T \left( \frac{C_i + C_j}{2} \right)^{-1} (\mu_i - \mu_j) + \frac{1}{2} \ln \left[ \frac{\frac{1}{2} |C_i + C_j|}{\sqrt{|C_i| \times |C_j|}} \right] \quad (6)$$

## 參考文獻

- Anys, H., A. Bannari, D. C. He, and D. Morin, 1994. Texture analysis for the mapping of urban areas using airborne MEIS-II images, Proceedings of the First International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, Strasbourg, France, 3: 231-245.
- Baatz, M. and A. Schäpe, 2000. Multiresolution segmentation- an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. In: Strobl, J. Blaschke, T., Griesebner, G. (Eds.), *Angewandte Geographische Information-Verarbeitung XII*. Wichmann Verlag, Karlsruhe, 12-23.
- Benz, U.C., P. Hofmann, G. Willhauck, I. Lingenfelder, M. Heynen, 2004. Multi-resolution, object-oriented fuzzy analysis of remote sensing data for GIS-ready information. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 58(3-4):239-258.
- Brock, J. C., C. W. Wright, I. B. Kuffner, R. Hernandez, and P. Thompson, (2006). Airborne lidar sensing of massive stony coral colonies on patch reefs in the northern Florida reef tract. *Remote Sensing of Environment*, 104(1):31-42.
- Cottin, A. G., D. L. Forbes, and B. F. Long, 2009. Shallow seabed mapping and classification using waveform analysis and bathymetry from Shoals lidar data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 35(5):422-434.
- Chust, G., M. Grande, I. Galparsoro, A. Uriarte, and Á. Borja, (2010). Capabilities of the bathymetric Hawk Eye LiDAR for coastal habitat mapping: A case study within a Basque estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89(3):200-213.
- Collin, A. G., B. F. Long, and P. Archambault, 2011. Benthic classifications using bathymetric lidar waveforms and integration of local spatial statistics and textural features. *Journal of Coastal Research*, 62:86-98.
- Definiens, 2006. Definiens Professional 5 User Guide. [http://www.pcigeomatics.com/products/ecog\\_aplications/ecog5\\_UserGuide.pdf](http://www.pcigeomatics.com/products/ecog_aplications/ecog5_UserGuide.pdf), last accessed on April 25, 2013.
- Guenther, G. C., A. G. Cunningham, P. E. LaRocque, and D. J. Reid, 2000. Meeting the accuracy challenge in airborne lidar bathymetry, Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop LIDAR, Dresden/FRG, June 16 - 17, 2000.
- Haralick, R. M., K. Shanmugan, and I. Dinstein, 1973, Textural features for image classification, *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*, 3(6):610-621.
- LaRocque, P. E., J. R. Banic, and A. G. Cunningham, 2004. Design description and field testing of the SHOALS-1000T airborne bathymeter, SPIE conference, Orlando Florida, April 13 -15, 2004.
- Liu, X., H. M. Tulldahl, and A. Axelsson, 2010. Bathymetry LiDAR reflectance processing and seafloor classification. Proceeding of European LiDAR Mapping Forum, Netherlands, 30 Nov. - 1 Dec., 2010.
- Trigg, S., and S. Flasse, 2001. An evaluation of different bi-spectral spaces for discriminating burned shrub-savannah. *International Journal of Remote Sensing*, 22(13):2641-2647.
- Tulldahla H. M. and S. A. Wikströmb, 2012. Classification of aquatic macrovegetation and substrates with airborne lidar, *Remote Sensing of Environment*, 121(1):347-357.
- Wang, C-K., and W. D. Philpot, 2007. Using airborne bathymetric lidar to detect bottom type variation in shallow waters, *Remote Sensing of Environment*, 106(1):123-135.
- Wedding, L. M., A. M. Friedlander, M. McGranaghan, R. S. Yost, and M. E. Monaco, (2008). Using bathymetric lidar to define nearshore benthic habitat complexity: Implications for management of reef fish assemblages in Hawaii. *Remote Sensing of Environment*, 112(11):4159-4165.
- Zajac, R. N., 2008. Challenges in marine, soft-sediment benthoscape ecology. *Landscape Ecology*, 23(1):7-18.

## Substrate Classification with the Reflectivity of Bathymetric Lidar

Wei-Tsun Lin<sup>1</sup> Tian-Yuan Shih<sup>2\*</sup> Jie-Chung Chen<sup>3</sup>

### ABSTRACT

Bathymetric Lidar utilizes laser and scanning mechanism for measurement. From the recorded return signal of laser pulse, which is affected by both media and boundary between media layers, not only the water depth, but also the substrate information could be collected. This study explores the potential of substrate classification with reflectivity derived from AHAB Hawkeye II bathymetric lidar. Object-based classification scheme is adopted. Besides the reflectivity, eight GLCM based textures, namely, mean, variance, homogeneity, correlation, contrast, dissimilarity, entropy, and angular second moment are also computed. Image segmentation is applied for producing objects and then training areas of four classes are selected. The nearest neighbor classifier is applied for classifying the objects. The result is analyzed with Jeffries-Matusita distance, one index for measuring separability. It is shown that all J-M distances between the classes are larger than 1.710, which is larger than the threshold value of  $\sqrt{2}$ .

**Keywords:** Texture image, Segmentation, Object-based classification, Separability

<sup>1</sup> PhD student, Department of Civil Engineering, National Chiao Tung University

<sup>2</sup> Professor, Disaster Prevention & Water Environment Research Center, National Chiao Tung University

<sup>3</sup> Section Chief, Department of Land Administration, Ministry of Interior

\*Corresponding Author, Phone: 886- 3-5712121 ext.54940, E-mail: tyshih@mail.nctu.edu.tw

Received Date: Apr. 25, 2013

Revised Date: Feb. 07, 2014

Accepted Date: May. 12, 2014

# 以 MTSAT 衛星影像分析臺灣海岸地區雲覆蓋率的時空特性

陳蔚璋<sup>1</sup> 張憲國<sup>2\*</sup> 劉勁成<sup>3</sup>

## 摘要

本文以 2009 年至 2012 年四年的 MTSAT 衛星影像分析台灣的雲遮蓋率發現，在陸上區域的雲遮蓋率比在海上區域的高出 19.5%，此結果異於往昔的海上雲量比陸上高 23% 的研究結論。另外比較各月份的雲覆蓋率發現，7 月份的海上與海岸地區雲覆蓋率為全年月份最低的，冬季的雲覆蓋則較夏季高，陸上區域的雲覆蓋率以 4 月至 6 月較其他月份高。一天自九時至下午四時的每小時的雲覆蓋率，以中午較高，而海上雲覆蓋率較海岸及陸上高。

本文再以高斯混合模型(GMM)及群集分析法，同時考慮時間與空間的雲覆蓋率的差異分類出台灣海岸成三群，其為高雲覆蓋率的東部海岸，雲覆蓋率較低且季節性變化較低的西南部與南部海岸，與介於兩者間的西部海岸段。本結果可提供欲以光學衛星影像進行海岸地區特性研究的可用率、以及應用至海岸生態、太陽能應用、農業養殖及國民居住環境等相關研究的參考。

關鍵詞：衛星遙測、雲量分布、影像處理、群集分析

## 1. 前言

近年來因為衛星遙測技術的提升使得其應用性越來越廣泛。以海洋科學與海岸工程為例，衛星遙測技術除可分析灘線變遷外，還可發展水色與水質的監測及波場流場的研究。灘線的測量除了傳統測量方法外，隨著光學衛星影像的精度提升也可透過遙測影像資料來快速擷取大範圍的灘線變化，對於長期灘線監測有很大的幫助(Chen & Chang, 2009)。在此研究與工程應用上常因雲量、拍攝位置以及拍攝角度等原因，常遭遇到無法找到合適的影像的問題。如圖 1 為臺中港北側海岸區域的光學衛星影像圖，圖中可以發現在大安溪至臺中港的部分其灘線仍可進辨識，但影像中上半部的海岸地區則受到雲層的影響，使灘線部分難以進行定位。此類的影像資料即不適合用來進行灘線的監測分析，另外若雲量集中在海面上或國土領域中也會造

成衛星影像在海面波場及國土監測上的應用不佳。

在國外已有對於全球雲覆蓋率做探討的相關研究，例如 Hahn *et al.*(1995) 利用 National Meteorological Center 的陸上觀測站以及海上大氣資料進行分析後發現，北半球遠洋地區夜間雲量較日間大；近岸海上年平均雲層在日間稍大於夜間雲覆蓋量 0.3%，而陸地上仍然以日間較容易出現雲量最大值。在 1982 到 1991 發現北半球陸地雲量為 55%；南半球陸地雲量為 53%，北半球海洋雲量為 66%；南半球 70%，全球平均 64%，全球日間平均為 64.4%而夜間為 63.3%。此外，Rossow & Garder (1993) 提出由於衛星雲圖中的地表影像資訊會由於空間及時間上的不同會有差異，例如日月光照射角度與位置等不同會使得雲圖資訊難以判讀，而提出以一系列衛星雲圖影像推算出不同時間及位置所需的修正係數，並針對地表特徵以及氣象特徵做分類。

<sup>1,3</sup> 國立交通大學土木工程學系 博士後研究

<sup>2</sup> 國立交通大學土木工程學系 教授

收到日期:民國 103 年 02 月 07 日  
修改日期:民國 103 年 05 月 01 日  
接受日期:民國 103 年 05 月 12 日

\*通訊作者, 電話: 03-5712121 ext.54987, E-mail: hkc@mail.nctu.edu.tw

Li *et al.* (2002)採用門檻值分類法配合考慮高亮度區域的大小與形狀分析來偵測雲覆蓋區與雲陰影區，並透過多幅影像去除雲覆蓋區與陰影區來獲得無雲影像。文中提到單純採用門檻值分類法無法處理雲陰影區及地表亮度較高的問題。Gardel & Gratiot (2005)以衛星影像監測沙洲的研究，由於風場對流特性的差異，無雲的狀態較常出現於海岸地區。Svensmark & Friis-Christensen(1997)發現因為海陸有不同的大氣特性，海上的雲覆蓋率與陸地上的雲覆蓋率有明顯的差異。Rossow *et al.* (1993)的研究結果顯示全球每年平均雲量為 63%，而海上的雲量比陸上高出 23%。這些研究文獻考慮全球或部分區域造成在地表上不同區域的雲覆蓋率及雲的分佈而不同。張憲國等(2011)以中央氣象局所公布的台灣地區光學衛星雲圖分析 2006 年至 2009 年雲覆蓋率的變化，其結果顯示海島地形的台灣陸上區域比海上區域的雲遮蓋率高了 27%，與 Rossow *et al.* (1993)的全球分析結果不同。

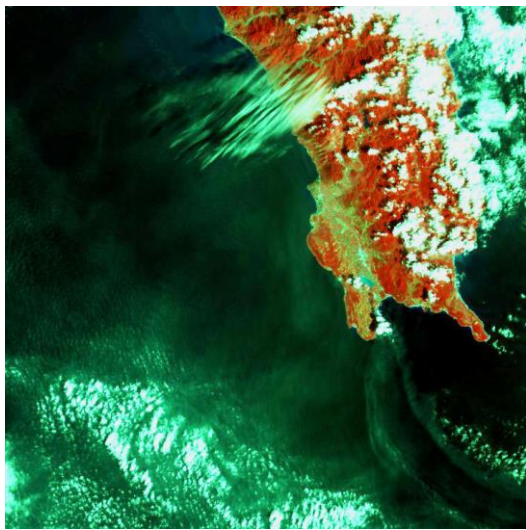


圖 1 衛星影像中雲量過多影響灘線辨識

本研究針對台灣地區的雲覆蓋率，統計其特性來評估欲在同區域取得無雲的時間頻率來進行短期的灘線監測仍需要評估其可行性。光學衛星影像的解析度日益提升，目前解析度 2m 的影像資料已經很容易取得了，但光學衛星影像會因為雲量而影響其對地表資訊的判讀。且目前相關研究都是以小範圍的研究基地為主，若要對國土進行長期的大

範圍監測勢必要考慮台灣地區雲覆蓋率時間與空間變化。

## 2. 研究方法

### 2.1 衛星雲圖與影像前處理

本研究利用日本高知大學氣象情報頁所提供的 MTSAT 衛星雲圖影像資料分析台灣周邊的雲量，如圖 2 所示。MTSAT 是日本氣象廳發射的地球同步氣象衛星，位於東經 140 度的赤道上空，距離地面約 35,800 公里。此衛星緊隨地球的自轉而運行，相對於地面是靜止不動的為一地球同步衛星，因此可以 24 小時不斷拍攝地球上同一地區的雲圖。其衛星雲圖可分為可見光與紅外光兩種。可見光圖像有如太空拍攝到的黑白照片，當地表觀測物反射的日光越強，圖就越顯得明亮，在有日光照射的條件下可直接獲得地表雲層的空間狀況；紅外光影像則無此限制，不論日間或夜間皆可獲得地面的回波資訊。但紅外光圖像顯示的是觀測物溫度。一般來說，雲的位置越高其溫度愈低，它在圖像中便顯得越為明亮。合併分析這兩種影像資訊即可獲得地表的氣壓與降雨等氣象狀況。本研究的目的是在於考量雲遮蔽的影響來探討光學衛星影像在台灣周邊的可用性，故選用可見光影像來進行分析。

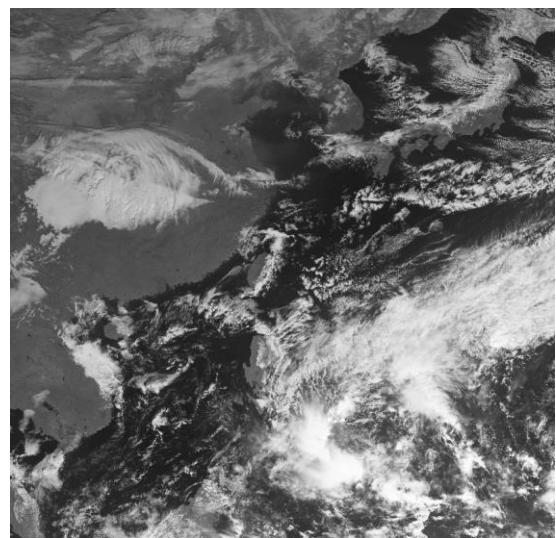


圖 2 MTSAT 台灣周邊的衛星雲圖(圖片來源：日本高知大學氣象情報頁)

在影像中擷取雲覆蓋率的方法可分為兩類：門檻值分類法與監督式分類法，門檻值分類法是在亮度範圍內取一門檻值來劃分此門檻值以上與以下的範圍進行影像切割，是簡單且快速的方法。監督式分類法則是透過選取影像中不同特性樣本來進行訓練與分類，可解決於影像中包含多種分類目標的問題。由於本研究目標為大量的單色態可見光影像，故選用門檻值分類法來進行雲覆蓋區的偵測。

可見光影像受到日光照射的影響，一般只有台灣時間早上六時至下午七時能獲得地面資訊，且由於冬夏季日照時間的不同，為保證能擷取合適的光反射資訊，本研究選取的時間段為早上九時至下午四時每小時一張的影像資料。圖 3 為 2012 年 2 月 23 日之影像。圖中可發現由於日照角度的關係在晨間與傍晚的觀測資料中會由於反射亮度較低而呈現較為偏暗的現象，且隨著日光照射的強度增加，台灣本島地面與雲層也越趨明顯，此現象除了造成不同時刻雲層亮度範圍的差異外，也會使得台灣陸地區域的光反射可能成為的雲覆蓋的誤判區塊。

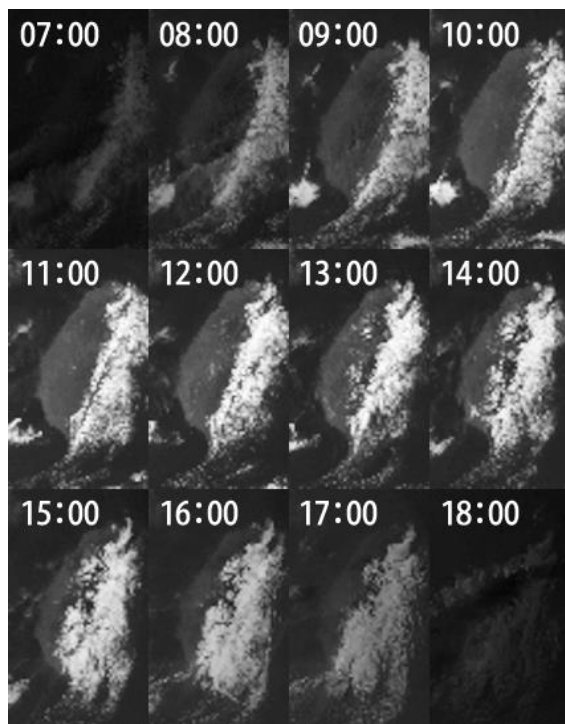


圖 3 一日之內的可見光衛星雲圖變化(影像時間：2012/02/23 GTM+8)

為解決以上兩個問題，需決定一門檻值來進行影像的分割或濾除，但由於台灣本島與雲層的亮度皆同時增加同時減少，且二者亮度有部分重疊，因此無法以單一門檻值來進行進行影像分割。本研究採用直方圖分析(Histogram Equalization)來克服，以單色態的灰階影像為例，若  $n_i$  表示亮度  $i$  出現的次數，所以在影像中亮度為  $i$  出現的機率為

$$p_x(i) = \frac{n_i}{n}, i \in 0, \dots, L-1 \quad (1)$$

其中  $L$  是影像中所有的亮度階數， $n$  是影像中所有的像素點， $p$  即為影像的直方圖。分析多時影像的直方圖後發現台灣本島區塊的峰值與雲層區塊的峰值隨著日照的變化會在一定範圍內產生變化，故本文透過包絡線的分析訂出兩區塊峰值與最佳門檻值的轉換函數。透過此函數可推估得每張影像的最佳門檻值，來分割影像成有雲遮蓋與無雲的情況，此最佳門檻值會隨著每幅影像中受每日與季節的日照變化影響的雲亮度峰值與陸地反射亮度峰值而跳動。圖 3 以最佳門檻值分割影像後的結果如圖 4 所示，圖 4 中白色區塊為雲覆蓋區塊，黑色部分則為無雲區塊，顯示本方法可有效排除台灣陸地區塊以判讀雲遮蓋區域。

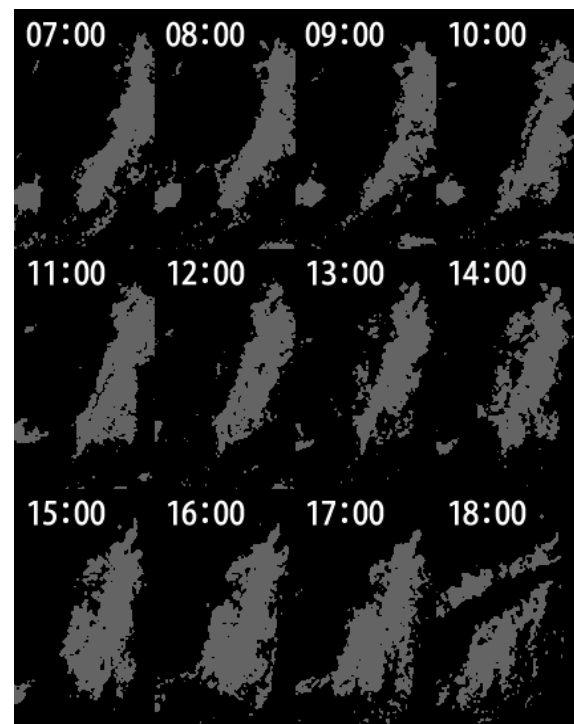


圖 4 以最佳門檻值進行影像分割後的雲層

## 2.2 群集分析法

本文收集 2009 年至 2012 年四年的可見光影像分析其雲層分布的特性。雲層在空間與時間上的分布特性受日夜溫度變化與季節性氣候變化影響，當影響資料群的變因太多就使得其特性不易顯現，故本文採用多變量的群集分析法進行分類。

在高維度資料的分析中無法以二維或三維散佈圖畫出，故無法單純判別資料的分群，而且會忽略可能潛在的群組與相關特性。集群分析已廣泛應用在各學門的資料分析。其原理為群聚高同質性的資料，而不同集群有較大差異性質。本文採用 McLachlan & Peel (2000) 所提的高斯混合模型 (Gaussian Mixture Model, GMM)，推估大量的資料點的特性參數進行群集分析 (Cluster Analysis)，GMM 能夠在多維度的狀況下以多個高斯函數的加權平均來描述空間中的資料點分布。

## 3. 雲量分布統計

### 3.1 資料完整性

本研究收集 2009 至 2012 年的可見光影像，扣除夜間無法取得的時段，選用每日早上九時至下午四時的影像進行分析，共 11,565 幅影像資料。各年的資料缺漏狀況分別為 1.16%、1.10%、0.33% 及 1.64%。資料以 2011 年最為完整。

### 3.2 各時間解析度分析結果

將四年資料透過影像遮罩的方式分為陸上區域、海岸區域與海上區域三種區域。海岸區域的定義為岸線海側與陸側各取 7.5km 之範圍內，而陸上區域為海岸區域的界線往陸側的區域；海上區域為海岸區域的界線往海側的區域。三者的雲覆蓋率圖如圖 6(a)- 6(c)。

由圖 6(a) 可知台灣本島在中央山脈以東的雲覆蓋率較高，尤其以東北部最高，西南部近沿海處最少；因中央山脈的地形變化較大，此範圍的雲覆蓋率有較大的差異性。圖 6(b) 的海上部分也有相同

的現象，東北部海上的雲覆蓋率最高；西南側海上與東南側的近海小區域的雲覆蓋率最低，最高的雲覆蓋率約為最低的兩倍，顯示台灣由於中央山脈及冬夏季風的影響下，其雲覆蓋率在東北與西南側有極大的差異。

比較圖 5(c) 與圖 5(a) 及圖 5(b) 可知海岸地區的雲覆蓋率的空間分布特性與海上及陸上相近，但透過海岸區域的雲覆蓋率結果可分為 5 段，分別為第 1 段從基隆港至東南側的金樽漁港段，其雲覆蓋率皆為 50% 以上，其中花蓮及宜蘭海岸有幾段的雲覆蓋率可高達 70% 以上；第 2 及第 3 段為金樽漁港至台灣南端與基隆港往西至新竹漁港兩段海岸，此段的雲覆蓋率次之，約為 35% 至 45%；第 4 段為新竹漁港往南至麥寮港，其雲覆蓋率約為 25% 至 35% 間；第 5 段為麥寮港往南至台灣南端海岸段，其雲覆蓋率最低，約為 25% 以下。各年海上與陸上的雲覆蓋率如表 1。

表 1 自 2009 至 2012 年的陸上區域、海岸區域與海上區域的雲覆蓋率

年分	2009	2010	2011	2012	全部資料
海上區域	34.82	39.86	43.58	42.09	40.02
陸上區域	43.96	46.70	50.22	50.72	47.81
海岸區域	39.01	42.08	45.31	45.36	42.80
陸/海	126.22	117.16	115.24	120.49	119.46

由表 1 可知無論在海上、陸上或海岸地區，2009 至 2012 年的四年內的雲覆蓋率的變化相近，2009 年至 2011 年間為漸增，2012 年變化不大，整體而言，以 2009 年的雲覆蓋率最低。本分析結果與 Rossow *et al.* (1993) 分析結果相反。台灣的陸上雲覆蓋率約為海上雲覆蓋率的 1.15 至 1.26 倍，以 2009 年至 2012 年的平均值，陸上的雲覆蓋率比海上的雲覆蓋率多了約 19.5%。

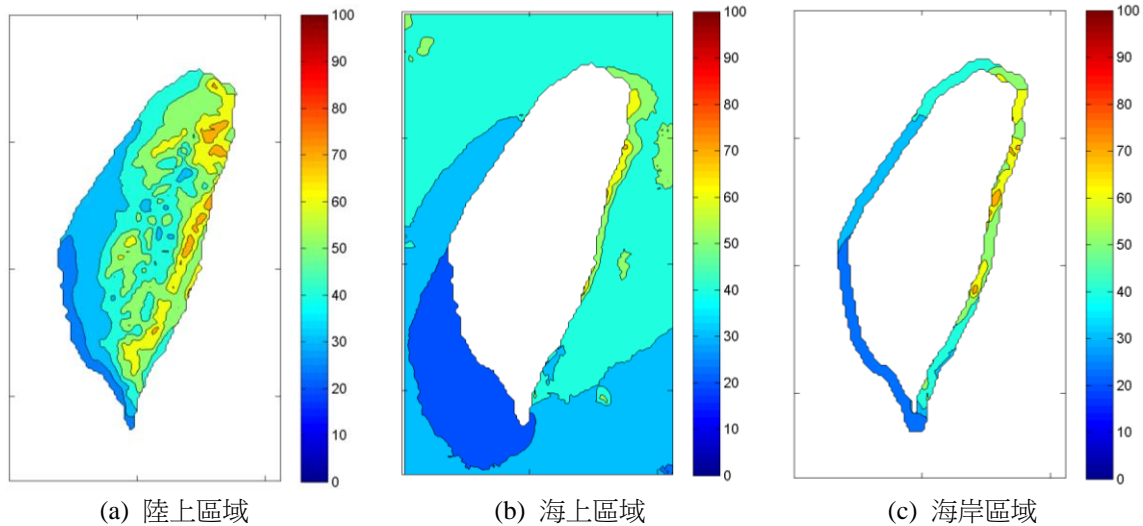


圖 5 陸上區域、海岸區域與海上區域的雲覆蓋率圖

圖 6 為陸上區域、海岸區域與海上區域的各月份雲覆蓋率比較圖。由圖 6 可發現在一年的 4 月至 10 月陸上區域的雲覆蓋率最高，海上區域則最低；但在 11 月至隔年年 2 月的區域的雲覆蓋率就與前述相反，以海上雲覆蓋率最高，而陸上則較低。以各月份變化趨勢來看，海岸地區與海上地區的趨勢相近，由最高的 1 月份起逐漸降低至 7 月最低後，再逐漸增加至 11 月份。陸上區域的雲覆蓋率特性，以每年 4 至 6 月的雲覆蓋率較其餘月份高，其中在 4 月最高，而 12 月最低。

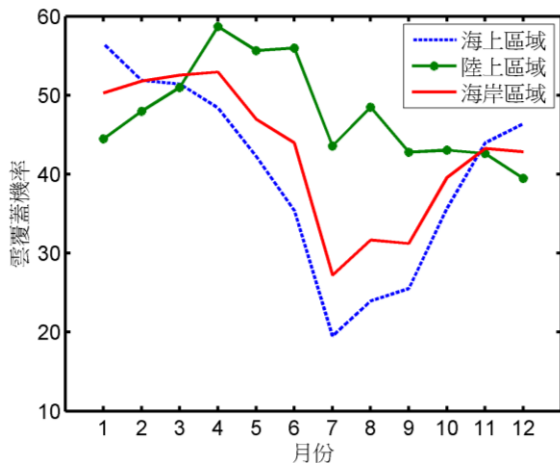


圖 6 各月份雲覆蓋率比較圖

圖 7 為每天自 9 時至 16 時的平均雲覆蓋率。圖 7 顯示早上九時有較低的雲覆蓋率，隨著日照增強陸地上的蒸散效應產生，陸地上的雲覆蓋率高於海上的雲覆蓋率，但下午一時後則逐漸降低至下午

四時。由圖 7 可發現在上午十時前海上的雲覆蓋率最高，陸上區域最低；但過了上午十時至下午四時，皆以陸上的雲覆蓋率最高，海上的雲覆蓋率最低。海上區域晨自上午九時雲覆蓋率逐漸上升，至上午十一時至下午一時間維持最大，下午一時後即開始降低，下午四時為研究時段內雲覆蓋率最低點。陸上區域與海岸區域的雲覆蓋率變化趨勢相近，研究時段內以上午九時雲覆蓋率最低，約以下午一時為最大值。

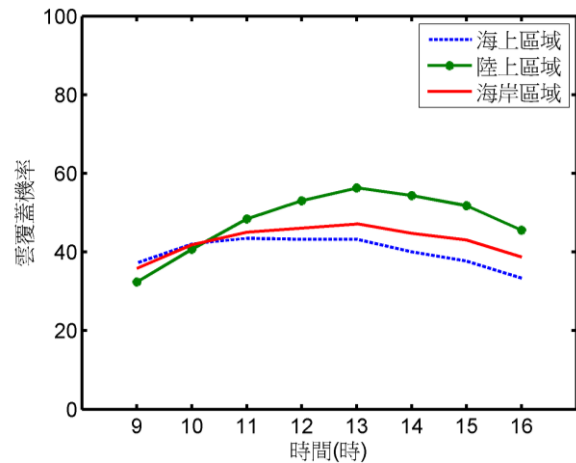


圖 7 每天自 9 時至 16 時的平均雲覆蓋率

## 4. 群集分析

上述雲覆蓋率的時間分布特性乃以月份及每日時間來界定，但空間特性尚無明確劃分，本文為劃分相近的海岸雲覆蓋率的空間與時間特性，採用

GMM 對資料進行多維度的特性參數推算後，再以群集分析法分類，分類資料群設定為三類其分類，此結果示如圖 8。圖 8 的最深色的西南部及南部海岸區域為分類一，次深色的東北部與東部海岸為分類二，接近白色的西部海岸則為分類三。



圖 8 群集分析結果

經過群集分析分類後，再以影像遮罩分割此三區的原始資料的雲覆蓋率。分類一的海岸區域的平均雲覆蓋率為 29.35%，分類二的平均雲覆蓋率為 56.60%，而分類三的平均雲覆蓋率為 36.65%。此結果顯示東部海岸有最高平均雲覆蓋率而西南與南部海岸的雲覆蓋率最低。經群集分析後的分類方式可明顯表現出整段研究期間雲覆蓋率於空間上的差異性，以上述分類結果進行各月份的雲覆蓋率分析可獲得圖 9 的結果。

圖 9 中顯示西南與南部海岸(分類一)的雲覆蓋率的月變化不大，介於 23%至 36%之間，在 4、6 及 7 月稍較在其他月分高。東部海岸(分類二)每月的雲覆蓋率較其他兩類高，且 1 月至 5 月及 10 月至 12 月的雲覆蓋率可答 60%以上，雲覆蓋率以 4 月份最高，5 月份開始降低，至 7 月份達最低的 34%。西部海岸 (分類三)的雲覆蓋率在 1 月至 6 月及 11 月至 12 月的雲覆蓋率達 35%以上，並以 2 月份的 37%為最高，而以 7 月至 9 月較低，約 17%至 25%，甚至低於分類一在同季節的雲覆蓋率，為

三分類中最低的。相較於未分類前圖 7 的各月機率，圖 9 的結果更突顯雲覆蓋率在空間上差異。

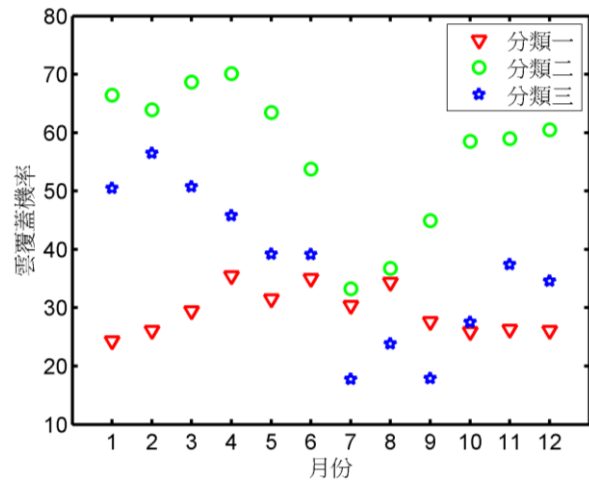


圖 9 三段空間分類結果的各月份雲覆蓋率

## 5. 結論

因為衛星遙測技術的提升，因此已相當廣泛應用衛星遙測技術至海岸工程及海洋科學上的研究。因衛星影像常因雲量、拍攝位置以及拍攝角度等原因限治，導至無法找到合適的影像來分析。本研究針對台灣地區的雲覆蓋率，統計其特性來評估欲在同區域取得無雲的時間頻率來進行短期的灘線監測仍需要評估其可行性。

異於往昔海上雲覆蓋率比陸上高 23%的研究結論，本文以 2009 年至 2012 年四年的 MTSAT 衛星影像分析台灣陸上區域、海上區域及海岸區域的雲覆蓋率，發現台灣陸上區域的雲遮蓋率高於海上區域者達 19.5%，其原因可能為研究範圍與研究基地地理特性不同所造成。海上區域與海岸區域的雲覆蓋率在每年 7 月最低，陸上區域的雲覆蓋率則以 4 月至 6 月較高，其餘月份則相近。每日各時間的雲覆蓋率，以早上九時開始增加，接近下午一時達最高後再降低。本文另以 GMM 配合群集分析法同時考慮時間與空間差異進行海岸分類，其結果指出台灣西南與南部海岸的雲覆蓋率月變化不大，且其平均值較其他兩類低；東部海岸的雲覆蓋率高，在夏季的 6 月至 9 月較其他月份低；西部海岸的雲覆蓋率大部分約介於其他兩類間，僅在 7 月至 9 月有明顯的降低。

本文分析海岸地區的雲覆蓋率的結果可應用於評估台灣各海岸段的光學衛星影像可用率。海岸地區雲覆蓋率直接影響該區所受日照量，而日照對於海岸地區的藻類及生態系有一定程度的影響，未來可利用本分析結果進行各海岸段生態特性的相關性分析。在陸上的雲覆蓋率分析結果可提供太陽能、農業養殖及國民居住環境的評估與相關研究。

## 謝誌

本論文係科技部專題研究計畫「考慮潮汐與波浪溯升因素以衛星影像監測灘線變遷之可行性研究」(編號 NSC97-2221-E-009-182-MY3)之研究成果，承蒙科技部經費之補助使本研究得以順利完成，謹致謝忱。另感謝日本高知大學氣象情報頁提供大量 MTSAT 影像資料。

## 參考文獻

- 張憲國、陳蔚璋、劉勁成 (2011)，「臺灣海岸地區雲量分布與衛星影像可用率分析」，第三十三屆海洋工程研討會論文集，高雄，第 699-704 頁。
- Chen, W. W., Chang, H. K. (2009) "Estimation of shoreline position and change from satellite images considering tidal variation," *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84, 1, 54-60.
- Gardel, A., Gratiot, N. (2005) "A satellite image-based method for estimating rates of mud banks migration," *Journal of Coastal Research*, 21, 720-728.
- Hahn, C. J., Warren, S. G. and J. London (1995) "The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology," *Journal of Climate*, 8, 1429-1446.
- Li, M., Liew, S. C. and Kwoh, L. K. (2002) "Generating "Cloud Free" and "Cloud-Shadow Free" Mosaic for SPOT Panchromatic Images," *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. 2002 IEEE International*, 4, 2480-2482.
- McLachlan, G., and D. Peel. (2000) *Finite Mixture Models*. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc.
- Rossow, W. B. and L. C. Garder (1993) "Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP,"

*Journal of Climate*, 6, 2341-2369.

Rossow, W. B., A. W. Walker, and L. C. Garder (1993) "Comparison of ISCCP and other cloud amounts," *Journal of Climate*, 6, 2394-2418.

Svensmark, H., Friis-Christensen, E. (1997) "Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—a missing link in solar-climate relationships," *Journal of Atmospheric and Solar-terrestrial Physics*, 59, 11, 1225-1232.

# Spatial and Temporal Distribution of Cloud Coverage over Taiwan using MTSAT Satellite Images

Wei-Wei Chen<sup>1</sup> Hsien-Kuo Chang<sup>2\*</sup> Jin-Cheng Liou<sup>3</sup>

## ABSTRACT

Using MTSAT satellite images from 2009 to 2012 the spatial and temporal distribution of cloud coverage over Taiwan is investigated in this paper. More cloud coverage over lands than that over the sea by 19.5% in average is analyzed. The conclusion is different from the previous result indicating global cloud coverage over the sea exceeding that over land by 23%. Monthly averaged cloud coverage over the sea and coastal area in July is lowest among one year. Cloud coverage over three areas in the winter is higher than in the summer. Cloud coverage over land from April to June is generally higher than those in other months. Hourly variation of cloud coverage from am. 9 to pm 4 in a day shows that coverage in the noon exceeds those in other hours and that coverage over the sea exceeds that over land in a day.

Gaussian Mixture Model(GMM) and cluster analysis were applied to classifying three groups of cloud coverage over coastal area condensing spatial and temporal distribution. Eastern coast has the highest coverage among three groups; southern as well as southwestern coasts has the lowest one. The results can offer good references to help some researches in other fields, such as remote sensing in coastal area, marine ecology, aquaculture, agriculture and environment of residence.

**Keywords:** Remote sensing, Cloud coverage, Image processing, Cluster analysis

<sup>1,3</sup> Postdoctoral Researcher, Department of Civil Engineering,  
National Chiao Tung University

<sup>2</sup> Professor, Department of Civil Engineering, National Chiao Tung University

\*Corresponding Author, Phone: 886-3-5712121 ext.54987, E-mail: hkc@mail.nctu.edu.tw

Received Date: Feb. 07, 2014

Revised Date: May. 01, 2014

Accepted Date: May. 12, 2014

# 安達曼海的非線性內波

許明光<sup>1\*</sup> 謝志宏<sup>2</sup> 何宗儒<sup>3</sup> 劉安國<sup>4</sup> 楊勁松<sup>5</sup>

## 摘要

亞洲邊緣海非線性內波非常活躍，蘇祿海(Sulu Sea)、南海(South China Sea) 及安達曼海(Andaman Sea) 是其中非線性內波興盛且規模較大的幾個邊緣海。經過多年的研究，我們對蘇祿海及南海的內波已有相當的認識，然而對安達曼海內波的了解卻非常粗淺。規模較大的內波即使在解析度不高的衛星影像中也非常明顯，因此目前可用於研究規模較大內波的免費衛星影像資料非常多。本研究想由現有的免費衛星影像資料中，萃取安達曼海非線性內波的資訊，用於了解非線性內波在安達曼海的空間分布，源區及演化過程。本研究收集了數千餘幅安達曼海域的合成口徑雷達(Synthetic Aperture Radar, SAR)影像及MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)等可見光影像。找出內波之波鋒線，彙整成一幅安達曼海的內波分布圖。根據個別的波群，找出安達曼海內波波源可能的位置。再根據內波波源及內波分布圖，來瞭解非線性內波在安達曼海的演化過程，並比較安達曼海內波與蘇祿海內波及南海內波相似與相異之處。

關鍵詞：安達曼海、內波、合成孔徑雷達、MODIS

## 1. 前言

安達曼海在馬來半島與安達曼群島之間。在緬甸的南邊，泰國的西邊，蘇門答臘的北邊，如(圖1)右側所示。印度洋的潮流由西邊通過安達曼群島的海底山激發出內波，向東或向東北傳遞。Osborne (1980) 曾在安達曼海的南部現場觀測到巨大的內波。事實上 DMSP (Defense Meteorological Satellite Program)、LandSat 及 MODIS 等可見光衛星影像，ERS-1/2 SAR，ENVISAT ASAR 等合成口徑雷達衛星影像，甚至太空梭的相片上都可以發現安達曼海的巨大內波。Alpers 等(Alpers *et al.*, 1997) 利用 ERS-2 SAR 合成口徑雷達衛星影像，來研究安達曼海西部內波的源區與內波的演化。之後 Vlasenko & Alpers (2005) 又用 ERS-2 SAR 衛星影像發現由西向東傳播的內波與海底山交互作用所產生的二

次內波。Alpers 等(Alpers, *et. al.*,1997)、Vlasenko 及 Alpers (2005)研究的區域都侷限於安達曼海的一小部分。本研究則希望了解整個安達曼海內波的分布，波源的位置，內波演化的狀況以及一些之前未發現的現象。

### 1.1 內波簡介

在兩種不同性質流體交界面上運動的波稱作界面波，在海上看到的浪，就是空氣與海水界面間運動的波。當流體內部密度垂直分布呈現層化構造時，流體層化界面受到擾動時也會出現波動，由於這種波動發生在流體的內部，因此稱作內波。我們常見天空一條條白色的雲帶就是大氣的內波所造成的。河口淡水與海水的界面有內波，而海洋中溫躍層的界面也有內波。

一般而言，因為接近海面的海水吸收到太陽的

<sup>1</sup> 臺北城市科技大學 教授

<sup>2</sup> 國立臺灣海洋大學 碩士

<sup>3</sup> 國立臺灣海洋大學 教授

<sup>4</sup> 美國太空總署戈達太空中心 研究員

<sup>5</sup> 中國國家海洋局第二海洋研究所 研究員

\*通訊作者，電話：02-28927154 ext.8756, E-mail:mkhsu@tpcu.edu.tw

收到日期:民國 103 年 02 月 07 日

修改日期:民國 103 年 05 月 01 日

接受日期:民國 103 年 05 月 11 日

熱，所以溫度較高，密度也比較小。而大部分的海洋都很深，太陽光無法穿透到海底，因此海底水溫較低，又受到上層海水的壓力，密度比較大。此外，海水的鹽度也會影響海水的密度，鹽度高的海水密度就比鹽度低的海水大。但通常海水的密度受溫度的影響遠大於受鹽度的影響。故海水的密度通常由海面向海底逐漸增加。在某些地區，接近海面的海水由於對流、波浪運動、碎波等作用的攪拌，使得接近海面處有一層海水，其密度相當均勻，一般稱為混合層(mixed-layer)。混合層下面的海水稱為底層。由於潛艇在軍事上的重要性，相關國家都投入大量人力及物力，研究相關海域的內波。Liang 等(Liang, *et. al*,1995)，Liu 等(Liu, *et. al*, 1998)，(許明光及劉安國，2010)



圖 1 安達曼海的地理位置(取自網路)

## 1.2 海洋內波的重要性

有內波通過的海洋，海洋的物理特性及海洋初級生產力等都會受到影響。內波為何如此重要？茲簡述如下：

1. 可推算因內波通過所造成營養鹽的混合，對初級生產力及漁業的影響。Osborne (1980)。海洋中富含營養的物質都會慢慢沉入海底，海面雖有陽光，若沒有充分的營養鹽供應，浮游植物仍無法藉由光合作用大量繁殖，也無法建立食物鏈而形成大型的漁場。台灣北部彭佳嶼

海域，因為台灣東部的黑潮衝擊大陸棚形成湧昇流，將底層營養鹽帶到海面，因此造就彭佳嶼海域為台灣北部的重要漁場。內波運動及破碎時都會造成上層海水與下層海水的混合，對於局部地區營養鹽從下層海水移到表層有很大的貢獻。而營養鹽豐富的海域，浮游生物就多，能滋養魚群而成為漁場。

2. 推估內波傳播的流場分佈情形，可提供給海洋工程設計，施工及作業的參考。提供潛艇或水面船隻航行時安全之參考。Osborne(1980)。

當內波通過時，在分層的上方及下方，海流的方向正好相反。若海中有結構物如鑽油平台的柱子或纜繩等，在分層的地方就會受到非常大的扭力，且此扭力的中心點，會隨混合層底部位置的變動而上下移動。因此，在內波興盛的海域，從事海上石油鑽探或其他海洋工程，內波的影響是必須考慮的重要因素。

潛艇在分層較明顯的海域，通常喜歡躲在界面下方活動。因為分層海水上層海水的密度不同，海面艦艇聲納所發射的聲波，若角度較大會被界面反射，因而偵測不到躲在分層下方的潛艇。在有內波的海域，當內波通過時，這個界面就會隨內波通過而波動，使得聲波行進的路線變得非常複雜。因此，內波活躍的海域，在海水分層界面附近活動的潛艇，因聲波行進的路線複雜，海面艦艇較不易判斷潛艇的確切位置，相對就比較安全。然而有利就有弊，在界面附近活動的潛艇，當內波通過時也有其危險性。因為潛艇會被內波帶得往下沉或向上升，潛艇的浮沉系統為補償內波所造成的升降，會讓潛艇朝相反的方向運動。但若操作不當就可能浮出水面被敵人發現或撞到底造成船難。由於潛艇在軍事上的重要性，相關國家都投入大量人力及物力，研究相關海域的內波。(許明光及劉安國，2010)

3. 估計內波傳播的速度變化可反映出海底地形的變化以及特殊海底地形。也可用於推算混和層的深度。

內波傳播速度的變化，受到海底地形的影響。因此，內波傳播速度可反映出當地海底地形的變化，如珊瑚礁岩、海底沙洲 (Submarine Bank)、海底山及海底山脈等。內波傳播速度也受到混和層厚度的影響。若水深已知，在不同的季節，如冬季及夏季，混和層厚度可能不同。根據衛星影像推算的波速，可反推混和層的厚度，可用於了解偏遠海域混和層厚度隨季節的變化。

#### 4. 推算內波對海底漂沙的影響。

在較淺的海域，內波的傳播會帶動海底的沉積物，因此對海底沙丘的分布及變動，以及海底漂沙的數量都有影響。

### 1.3 非線性內波的特性

海洋非線性內波的振幅與波長都比海面的風浪大得多。海面風浪的波高通常不會超過 30 公尺，但目前在南海所記錄到世界上最大的內波，其振幅高達 150 公尺以上。海面風浪的周期大概在幾秒到幾十秒之間，而海洋內波的周期卻可長達好幾分鐘到十幾分鐘，比海面風浪長得多。這是因為空氣與海水的密度相差很大，而混合層與底層海水密度變化很小的關係。(許明光及劉安國，2010)

內波可由風及其他原因所激發，但大多數海洋內波是由潮汐所引起。若是潮汐所引起，能量來自潮汐，在每月初一，十五大潮那幾天海洋內波就會比較明顯。在大潮那幾天，半日潮的海域，一天會有兩次內波，而全日潮的海域，一天產生一次內波。內波多由深海向淺海傳遞，混和層較厚的海域，混和層厚度通常約百餘公尺。在較深的海域，混和層的厚度小於底層的厚度，內波在此情況下是向下運動的，如(圖 2)右側所示。通常一群內波由一連串七、八個波所構成，波與波之間的時間由大逐漸縮小。而波鋒線也是第一個波的波鋒線特別長，依次遞減。因此由衛星影像上看到波鋒線的排列，就可以明確知道內波傳播的方向。理論上第一個內波的振幅最大，波長及波鋒線也最長。同一群內波，後方內波的振幅、波長及波鋒線依次遞減。根據許多

現場溫度串錨量測的資料發現，第一個內波的振幅不一定是最大的。但由衛星影像觀察，波長及波鋒線依次遞減卻是毫無疑問的。因此根據衛星影像上內波波鋒線的長度及波長的變化，就可判斷內波行進的方向。半日潮所激發內波的海域，在涵蓋範圍較大的衛星影像上，常常可以發現一群群內波朝同一個方向傳播。它們常常是由同一個波源所產生的，相隔約 12 小時。因此可以由衛星影像上波群間的距離，推估內波波群傳播的速度。

內波多由點源所產生，通常是潮波通過海底山或是馬鞍狀水道所產生，會像池塘中的漣漪向外傳播。若由波峰線的兩端，劃出法線，其交點通常就是點波源的所在。如果配合海底地形圖，在交點附近找到海底山或馬鞍狀的水道，就更能肯定點波源的所在。有時候不同點波源產生內波，傳播一段距離後，會因為波與波交互作用而連成一群波峰線更長的內波。在蘇祿海及南海都發現此現象。

當深海的內波向淺海傳播，碰到大陸棚時，因水深變淺，內波會有頻散的現象。也就是說，內波會分解成許多波，以不同的速度傳遞。當內波傳至更淺的海域，由於水深越來越淺，混和層厚度與底層厚度越來越接近，最後混和層厚度會大於底層厚度。由較深水域傳遞而來的內波，會慢慢變形，轉變為成向上運動的內波。當這些內波傳遞到更淺的海域，就可能碎波而消散掉。

線性波(如一般之水波)交會時，波會重疊。非線性內波則有一個非常特殊的現象。當兩波交會時，會有相位偏移的現象。看起來就像是兩波交換位置，而非重疊。就如同兩顆撞球相撞，並不會融合在一起，而是互相彈開(或可視為相互交換位置後繼續前進)。非線性內波因為有類似粒子的特性，又被稱為孤立子(Soliton)。

### 1.4 衛星觀察內波的原理

在大潮期間且海面風浪不大的狀況下，研究船常發現，當內波在海面下通過時，原本平靜的海面，在遙遠的地平線，每隔一陣可以看到一排白浪花由遠方傳來。當這道波浪傳到船邊，可以發現它約幾

百公尺到數公里寬，最大波高約1公尺，波長約兩、三公尺，海面上到處是碎波，嘩嘩的碎波聲不絕於耳。雖然內波通過時會在海面上留下蹤跡，但如果海面風浪太大，還是會把它們掩蓋掉。因此海況惡劣時，在海面是無法以肉眼分辨內波是否正在通過。

在深海的非線性內波是向下運動的一種波動，混和層界面由平衡位置向下移動至波谷底端再回升到原來的平衡位置(見圖2右側)。內波前半部為向下運動，內波向下運動時，把海水往下帶，就好像下面有一條排水溝，海面上的海水都會流向這裡，若海面有小波浪時，這些小波浪都聚在一起，海面因而變得非常粗糙；相反地，當內波後半部向上運動時(內波後半部混和層界面由波谷底部向上運動回到原來的平衡位置)，內波運動時引起對流，就像噴泉一樣，海水都由這裡往外流，海面的小波浪會被拉平，因此這一帶海面比較平靜。海水向上流動，海水表面流場是發散的，因此海面相對較為平滑，反映在SAR影像上的波紋即亮帶在前、暗帶在後(如圖2右側)。在淺海，非線性內波運動的方向反轉為向上的運動。內波的前半部混和層界面向上

運動，故海水表面流場是發散的，因此海面相對較為平滑；內波後半部混和層界面向下運動，海面水流匯聚，故海面較為粗糙。反映在SAR影像上的波紋即暗帶在前、亮帶在後(如圖2左側)。

內波雖然在水面下運動，但在海況配合時，(也就是海面有風所造成的小波浪時)，仍然有機會由上述海面的現象間接偵測到。合成口徑雷達(一種高解析度的側視雷達)衛星可分辨海面粗糙度的差異。當海面較平滑時，雷達側向發射的雷達波多被反射掉，因此衛星雷達影像上呈現的是黑色的暗帶；當海面較粗糙時，雷達發射的雷達波有一部分被反射回衛星，因此衛星雷達影像上呈現的是白色的亮帶(如圖2上方所示)，在海況配合的情況下，合成口徑雷達衛星可以間接觀察到在海面下運動的內波。內波在可見光衛星成像的原理和合成口徑雷達衛星剛好相反。可見光衛星接收由海面反射的太陽光，在海面較平滑的地方，反射光較強，該處內波呈現亮帶；而海面粗糙造地方，太陽的反射光被散射，傳遞到衛星上的光線較弱，該處的內波呈現暗帶。因此我們就可藉由海面粗糙度的分布，間接偵測到在水面下運動的內波。

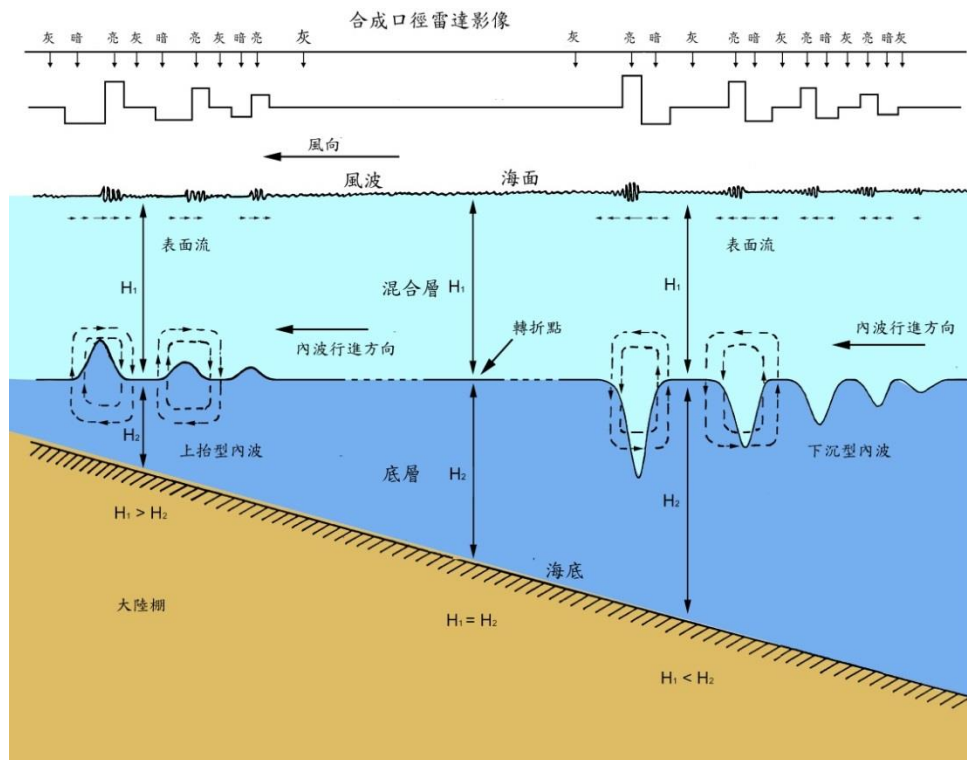


圖 2 非線性內波運動及在合成口徑雷達影像上的成像原理

## 1.5 文獻回顧

安達曼海(Andaman Sea) 非線性內波的傳遞，相對於蘇祿海與南海複雜許多，是研究內波特性的好地方。安達曼內波的發現早於蘇祿海與南海，它的發現頗為戲劇性。由於安達曼海海底有豐富的油氣，1980 年代美國 Exxon 石油公司曾打算開採。該公司在南安達曼海探勘石油時，遭遇怪異的波浪，影響鑽探作業。Osborne(1980)等曾到現場觀測，根據現場實測的數據發現該海域之怪異波浪乃大型非線性內波，並以一維之 KdV Equation 來解釋。由於該海域的內波嚴重影響石油探勘，Exxon 公司最後放棄開採安達曼海的海底石油。南海海底也有豐富的石油及強勁的內波，由於科學的進步，已有方法克服內波造成的困擾，並開採海底石油。

Apel *et al.* (1985)，在 1980 年代著手研究蘇祿海的內波，有相當豐碩的結果。Liu *et al.*(1998)發現南海北部也有大型內波，開啟南海內波大規模的研究。由於南海挖油平台作業的需求，以及國防上的需要，國內外都投入大量的人力及經費，用於研究南海的內波。經過多年的研究，世人對蘇祿海及南海北部的內波已有相當的認識。由於安達曼海附近的國家不富裕，而海底石油的開採又停頓。因此雖然事隔多年，對早期曾被研究過的安達曼海內波的了解仍然不多。僅 Alpers *et al.* (1997)藉由 ERS-2 SAR 衛星影像，探討安達曼海內波的波源，指出四個內波的發源地，並說明內波與內波間的交互作用所產生的相位變化及波長改變等現象。之後 Vlasenko & Alpers (2005)藉由 ERS-2 SAR 衛星影像探討內波通過安達曼海海底山時，因內波與海底山交互作用而產生的二次內波，並用數值模式探討相關的參數。但 Alpers 等的研究多集中在安達曼海的南部。

## 2. 研究內波所使用的遙測衛星

本研究利用現有的合成口徑雷達(SAR)及 MODIS 可見光衛星影像來研究安達曼海的內波。

## 2.1 合成口徑雷達

雷達遙測的原理是由雷達天線發射電磁波，在接觸粗糙海面時會產生背向散射。海洋的一些現象如內波、表面波浪、風、降雨、油污 (Slick) 等，都會影響到海水表面的粗糙度。表面越粗糙則由海面背向散射回來的雷達波能量就越強，在影像上也就越亮。

一般狀況下，在一千公里軌道高度上運行的人造衛星，若天線長度為十公尺，則雷達的平面解析力約為十公里。要獲得越高的解析度，雷達的天線就要越長。但是要在一般人造衛星上安裝長天線，顯然不符成本而且在技術上也有一定的難度。合成孔徑雷達 (Synthetic Aperture Radar, SAR) 是假設一根很長天線可以由一根較短的移動天線所替代。移動天線在不同位置發射雷達波，將移動天線在不同位置接收的背向散射及相位資訊結合，經過複雜的運算，就可達到提昇影像解析力的效果。

本研究所使用的 SAR 影像主要是來自歐洲太空總署 ESA(European Space Agency) 所發射的 (European Remote Sensing Satellite-1) ERS-1 與 ERS-2 兩顆衛星上的合成口徑雷達以及 ENVISAT 衛星的 ASAR。ERS-1 是在 1991 年 7 月發射升空，一直運作到 1999 年。ERS-2 則是在 1995 年 4 月發射升空後，2011 年完全停止運作。兩者都是太陽同步衛星，軌道高度為 785 公里，軌道傾斜角約為 98.5°，共有 501 個軌道，以 35 天為週期重複運行，故每天繞地球約 14.31 圈，繞地球一圈約需 100 分鐘左右。其上所酬載之 SAR 系統，是以 23° 入射角向右側視地面發送與接收雷達波，掃瞄軌跡寬約為 100 公里，掃瞄軌跡中心距離衛星軌道投影中心約為 300 公里。通常一張影像涵蓋的面積為 100 公里×100 公里，空間解析度約為 25 公尺。

圖3所示為 2004年4月20日 ENVISAT ASAR 影像上，安達曼海的內波。注意此圖因衛星是由南往北的飛行模式(Ascending Mode)，因此所標示之緯度上下顛倒。由此圖可以看出，內波多由西向東傳遞。

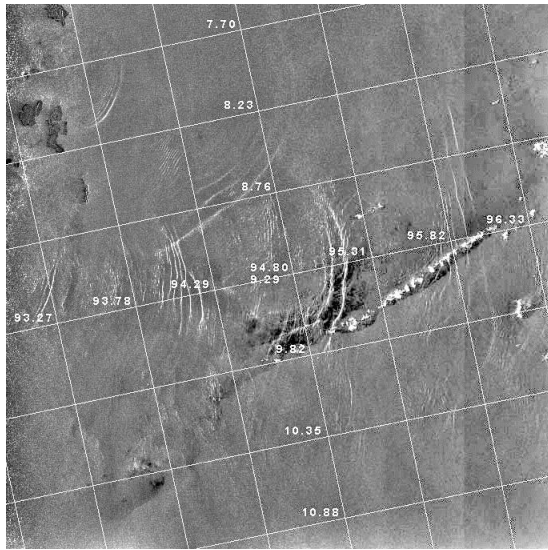


圖 3 2004 年 4 月 20 日通過安達曼海的 ENVISAT ASAR 影像

## 2.2 MODIS 衛星

MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) 又稱為中級解析度成像分光輻射度計，相較於一般常用於資源調查的衛星影像，如 SPOT、Landsat 等，MODIS 提供多達 36 個頻帶，波長涵蓋可見光至熱紅外線的範圍。並提供三種不同的空間解析度，分別是 250 公尺(band 1~2)，500 公尺(band 3~7)和 1000 公尺(band 8~36)。

美國太空總署的 Terra 衛星搭載著 MODIS，於 1999 年 12 月 18 日發射升空並於 2000 年 2 月 24 日開始收集資料。而另一顆載 MODIS 的 Aqua 衛星則於 2002 年 5 月 4 日發射，目前皆正常運作中。兩者皆為太陽同步衛星，Terra 為由北向南飛行 (Descending)，Aqua 則由南向北飛行 (Ascending)，軌道高度為 705 公里，約 1 到 2 天掃描整個地球一次，掃描寬度為 2330 公里，掃描長度約為 6000 到 7000 公里。Terra 的通過安達曼海的時間約在 10:30 左右，而 Aqua 通過安達曼海的時間約則在 13:30 左右。圖 4 MODIS 影像上安達曼海的非線性內波。

MODIS 與 SAR 相較起來，MODIS 的優點在於時間解析度高，涵蓋範圍面積大；而 SAR 的優點在於空間解析度高，日夜皆可運作，且幾乎不受

雲的影響。有雲的地區 MODIS 就無法觀測到海面的現象。

## 3. 研究方法及步驟

### 3.1 安達曼海背景介紹

安達曼海為印度洋東北部海域，南北約跨緯度 16 度，東西約跨經度 8 度，面積 564,900 平方公里。東至緬甸和泰國，北至馬達班灣 (Gulf of Martaban)，南至蘇門答臘，西以印度所屬的安達曼群島跟尼可巴群島與孟加拉灣為界，東南可通麻六甲海峽。

Hall(1996)在重建東南亞新生代地質演進過程提到早於五千萬年，前的年代，印澳板塊即已持續地擠壓並隱沒至歐亞大陸板塊底下，直到一千五百萬年前至兩千萬年前這段期間，包括安達曼群島、尼可巴島等一連串火山島弧才陸續形成。而島嶼之間的海檻及海底山等地形，皆有可能成為內波的發源處；此外亦形成一弧後盆地，即為安達曼海。圖 5 為安達曼海的海底地形。安達曼海西部的海底地形明顯比東部複雜許多。

### 3.2 研究範圍及資料來源

本研究選定北緯 4 度至 16 度與東經 92 度至 100 度之安達曼海區域為研究範圍。並以美國國家地球物理資料中心 (National Geophysical Data Center, NGDC) 公開提供免費使用的空間解析度為兩分之地形資料，以 GMT 3.4.1 繪圖軟體繪製出海底地形等深線圖，做為後續與蒐集到的衛星影像套疊之用，來探討該海域中內波之發源處、生成原因及演變機制。安達曼海東北部由於有河川帶來陸緣沉積物沉積，因此有較大的大陸棚，而後往西地形急遽下降至兩千公尺深，故在此處的陡峭地形極有可能會引起內波的反射作用。另外，同使用 NGDC 的地形資料，但改用 Surfer 6 繪圖軟體繪製立體地形圖，便於找出海底地形中跟內波產生有關的鞍點、海檻海底山脈、或是海堤，以及可能造成內波反射的陡峭地形。

本研究主要是從離安達曼海較近的新加坡資

源衛星接受站(Center for Remote Imaging, Sensing and Processing, CRISP)網站上蒐集 ERS-1/2 衛星在 1995 年 10 月至 2004 年 4 月這段期間於安達曼海

上空所攝得 5154 張 SAR 影像及 2001 年 3 月至 2004 年 4 月這段期間 TERRA/AQUA 衛星所攝得涵蓋同區域的 1331 張 MODIS 影像。

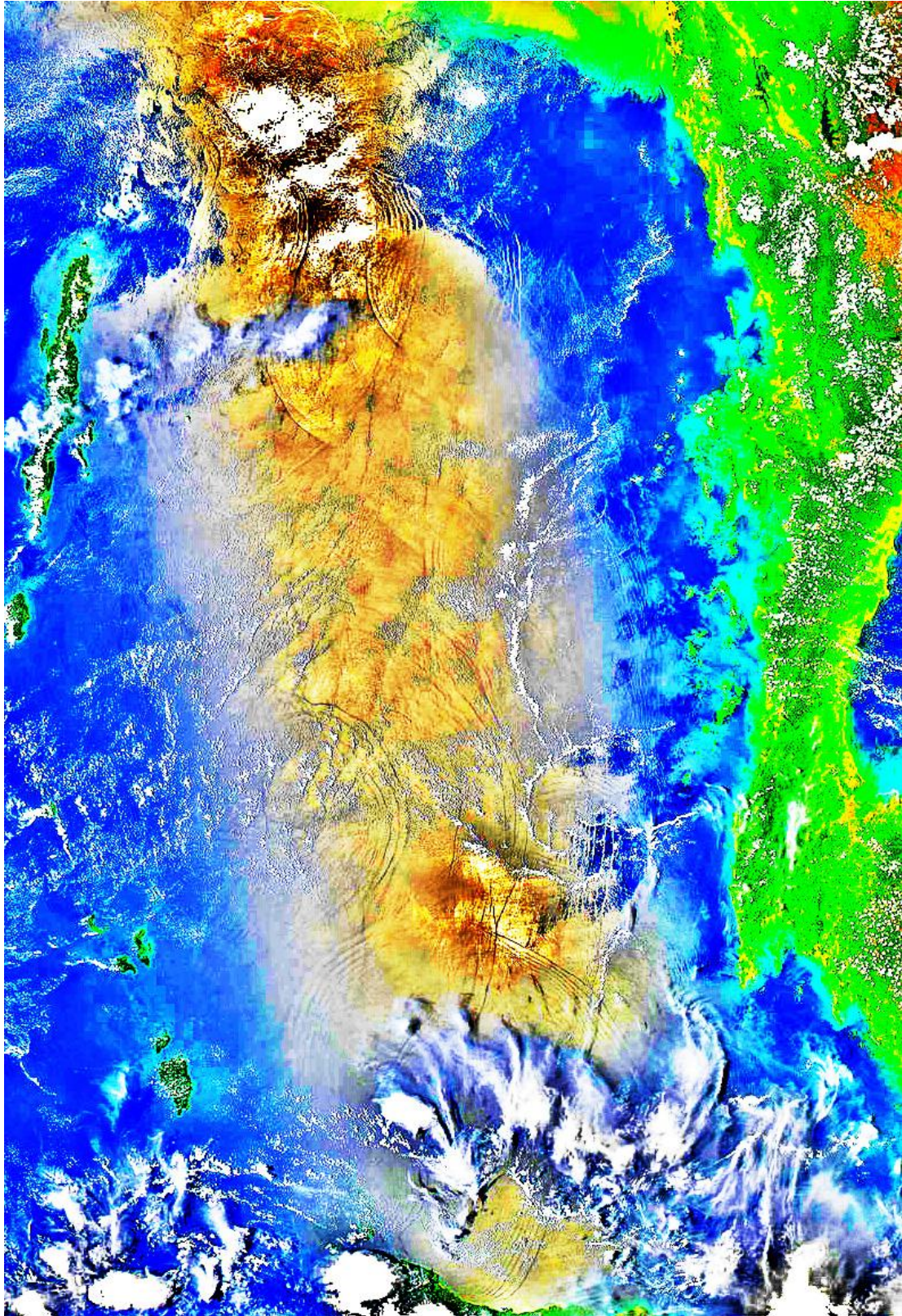


圖 4 MODIS 影像上安達曼海的非線性內波

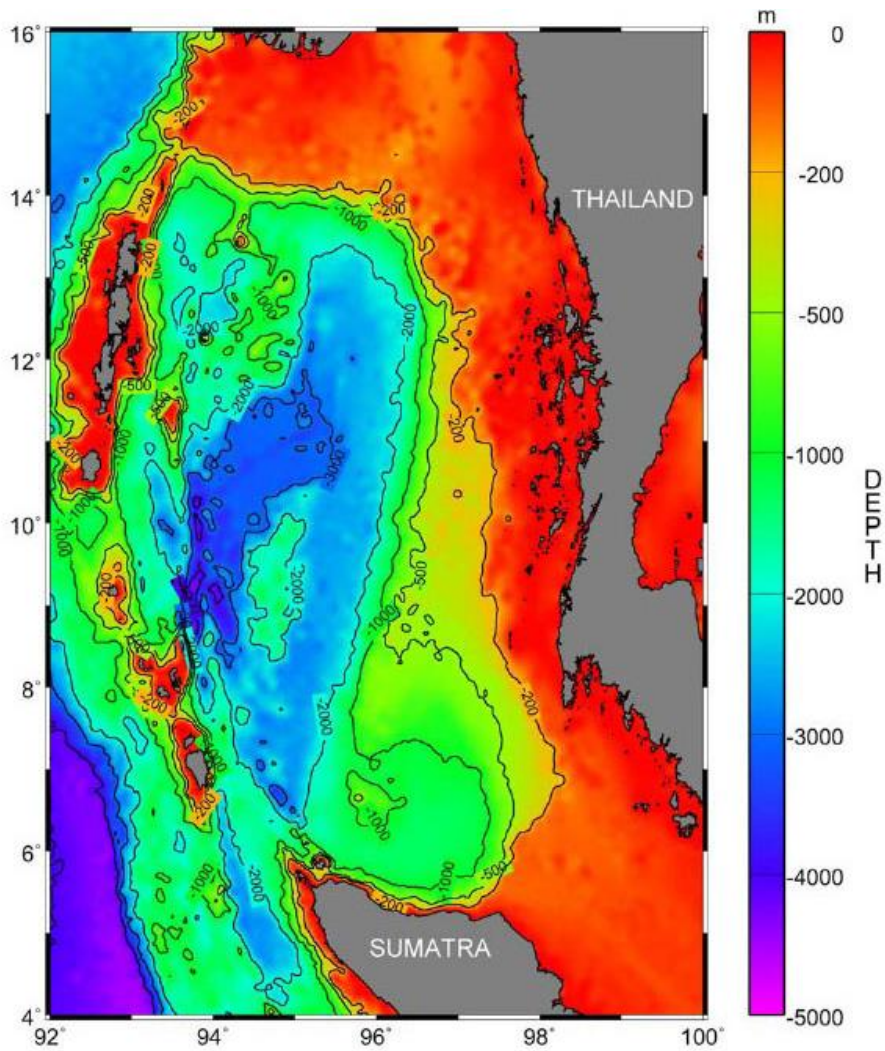


圖 5 安達曼海的等深線

### 3.3 研究方法

觀察內波的分布有助於判讀內波的各種特性，當中最容易觀察到的就是波源區。由於內波生成之後會以發源處為圓心，輻射狀向外傳播，波群中各平行的內波形同半徑不同的同心圓弧，可使用最小平方法，找出最接近波紋的同心圓弧。再對這些圓弧做垂直線(圓弧的法線)，將各法線交會處視為內波源區(圓心)，即所謂的 Ray Tracing。比對圓心附近的海底地形，就可確定波源的所在。但內波傳播時會受到眾多因素影響，離開波源的內波波群很少會呈現完美的圓弧，所以用此方法求得的發源區，會有誤差，需要比對地形，甚至需要現場實測來佐證。不過波源所在的位置不會相差太遠。

## 4. 結果與討論

### 4.1 安達曼海內波分布圖

首先過濾蒐集到的 ERS-1/2 衛星在 1996 年至 2004 年間於安達曼海海域上空所攝得之 SAR 影像，將原本應為連續的影像接合起來，計算正確的疊圖參數後，製作 SAR 影像及海底地形套疊圖(謝志宏，2004)，而成為安達曼海內波分布圖(圖 6)。

根據此安達曼海內波分布圖，可以發現大部分的內波分布於蘇門答臘北方，水深小於 200 公尺的海域。它們大部分是由來自印度洋的半日潮通過安達曼群島附近的海底山或海檻所激發，向安達曼海的東部及東北部傳遞。較大的內波，其波鋒線可長達 200 公里。每一群內波包含最少 5 個依大小次序

排列的內波，每一群內波前後距離可達 15 公里。在同一群內波波長依次遞減，由大約 3 公里減少到 300 公尺。Osborne(1980)在安達曼海做實驗時曾量測到振幅高達 60 公尺的內波。這些巨大的內波波群，由安達曼海西部向東傳遞，最後碰到馬來西亞半島後逐漸消散，有一部分反射波則由馬來西亞半島向西傳遞。

根據 Osborne(1980)對於安達曼海的實測資料，典型的海水溫度結構，混合層約為六十公尺厚，由六十公尺深到兩百五十公尺深的地方為斜溫層，水溫從 28°C 下降到 11°C，而後到五百公尺深的地方，溫度只下降到 9.5°C。Osborne(1980)指出安達曼海內，週期性產生的內波是由半日潮與海底地形相互作用擾動斜密層而產生。

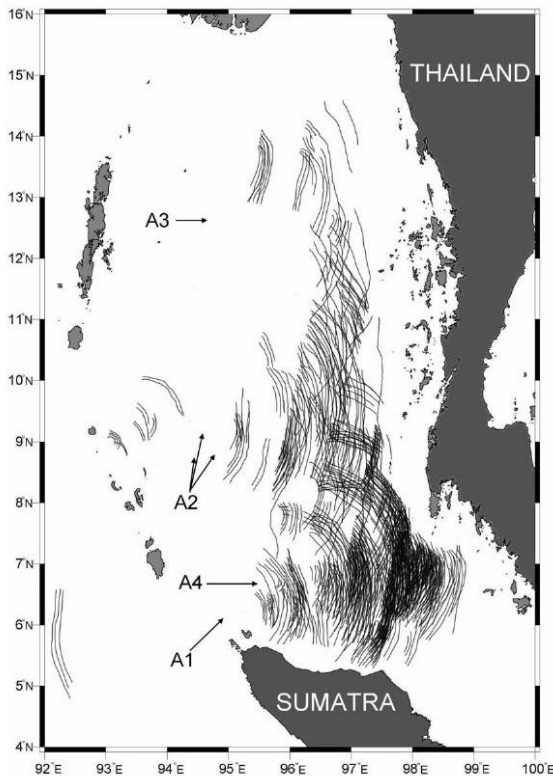


圖 6 安達曼海的非線性內波分布圖

## 4.2 安達曼海內波波源

Osborne(1980)指出安達曼海內波的發源地點分別位在蘇門答臘北部以及尼可巴群島(Narcondam Island)最南端的淺海區，而未給出詳細的經緯度值。Alpers (1997) 則更進一步指出四個精確的內波可能之發源地點(圖 6 中之 A1, A2,

A3 及 A4)。

將所有蒐集得來的SAR影像做一完整的SAR內波波紋影像套疊圖，如(圖6)。可由該圖中輕易察覺到內波的發源地點似乎不僅止於上述兩篇論文中所提及的地點。故就所有由CRISP網站上蒐集來的SAR影像及MODIS網站上蒐集來的 MODIS影像，發現另外四個可能的波源：

1. 安達曼海北部海域中的 Narcondam Island 附近 (13°26'N, 94°16'E)。
2. 安達曼群島與尼可巴群島之間的 Coral Bank 附近 (8°40'N, 93°06'E)。
3. 上述 Coral Bank 南方的 Sombero Channel 附近 (7°36'N, 93°30'E)。
4. 安達曼群島北邊的 Coco Channel (13°50' N, 93°10' E)。

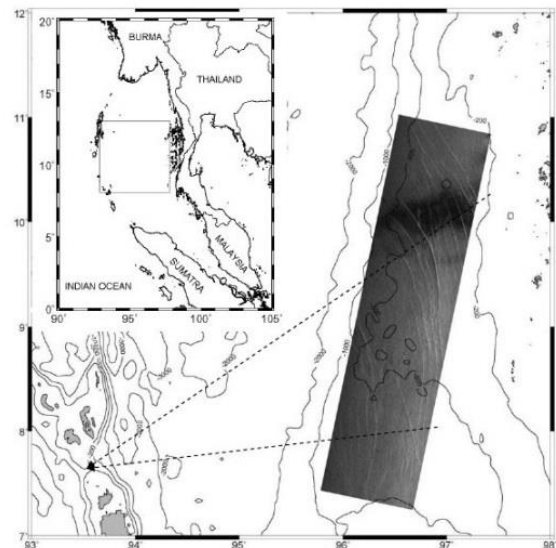


圖7 2000年3月7日安達曼海的ERS-2 SAR影像套疊在安達曼海的海底地形上。由內波之波鋒線逆推，可以發現這群內波發源於Sombero水道(ERS-2 SAR影像取自CRISP, Copyright ESA)

## 4.3 安達曼海內波交互作用

非線性內波的交互作用比起一般常見的線性波來得複雜。根據所收集的合成口徑雷達影像，在蘇門答臘北方安達曼海，向東北方傳遞的內波經常和來自西北方的內波交互作用。非線性的內波交互作用非常強烈(如圖 8 所示)。

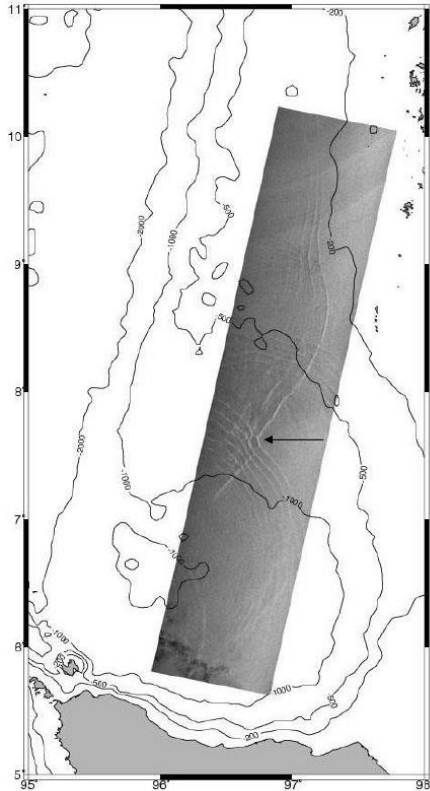


圖 8 1999 年 12 月 9 日在安達曼海的 ERS-2 SAR 影像，套疊在安達曼海的海底地形上。由此圖可以發現，在蘇門答臘北方非線性內波的交互作用非常明顯 (ERS-2 SAR 取自 CRISP, Copyright ESA)

#### 4.4 由安達曼海傳到印度洋的內波

一般而言，安達曼海的內波大多數發生在安達曼海內，大部分的內波都是由印度洋的潮波通過安達曼群島附近的海底山或海檻所產生，繼續向東傳遞。但有一非常有趣的例外，本研究發現 1996 年 12 月 28 日 ERS/2 SAR 影像上，有一群內波在安達曼海產生，向西傳遞到印度洋(見圖 9)。

### 5. 結論

一般而言，安亞洲幾個邊緣海，如菲律賓南部的蘇祿海(Sulu Ses)，中國南邊的南海(South China Sea) 以及本研究所探討的安達曼海(Andaman Sea) 非線性內波都非常活躍且規模很大，然而各邊緣海

內波的特性有相當大的差異。菲律賓南部的蘇祿海(Sulu Ses)，內波多由潮汐通過蘇祿海東南的海底山所產生，內波大多單純的向西北傳遞到巴拉望島(Liu, *et al.*, 1985, 李周衡 2001)，然後消散。而南海北部的內波主要是潮流通過巴士海峽所產生，遇到東沙環礁，被分裂成南北兩部分，繼續向西傳播，再在東沙環礁背後融合，也有一些內波是在大陸棚所產生，大致上是由東向西傳遞(許明光及劉安國，2010。Hsu and Liu, 2000)，且在深海為下沉型內波(Depression Internal Wave)，進入大陸棚後，逐漸轉變成上升型內波(Elevation Internal Wave)，最後因碎波而消散。本研究認為在安達曼海的非線性內波產生的機制與 Apel 等 (Apel, *et al.*, 1985)描述蘇祿海(Sulu Sea)內波產生的機制類似。在比對內波分布圖與海底地形後，發現安達曼海的非線性內波有一大部分是由於潮波通過安達曼海西邊附近的海底山或海檻所激發，內波波鋒線可長達 200 公里，這些內波多向馬來半島傳遞。安達曼海的非線性內波最密集的区域是在安達曼海的南部(蘇門答臘的北方)，此區域的內波，來自各個方向，相當複雜，它們的特性需要更多的衛星影像及現場實測來釐清。除 Alpers (Alpers, *et al.*, 1997)所指出的 4 個主要的波源，本研究還發現數個較小的波源。同時也發現一些可能是由泰國西部海岸反射的內波。安達曼海內波-內波交互作用非常普遍。在安達曼海也發現內波通過海底山所激發出的二次內波，我們也在南海發類似的現象(許明光及劉安國，2010)。比較特別的是，本研究發現由安達曼海向西傳遞到印度洋的內波，應該是潮波通過安達曼群島所造成，在蘇祿海我們也發現由蘇祿海向太平洋傳遞的內波，不過案例很少，都只發現一例，而南海還未曾在衛星影像上發現由南海傳遞到太平洋的內波。

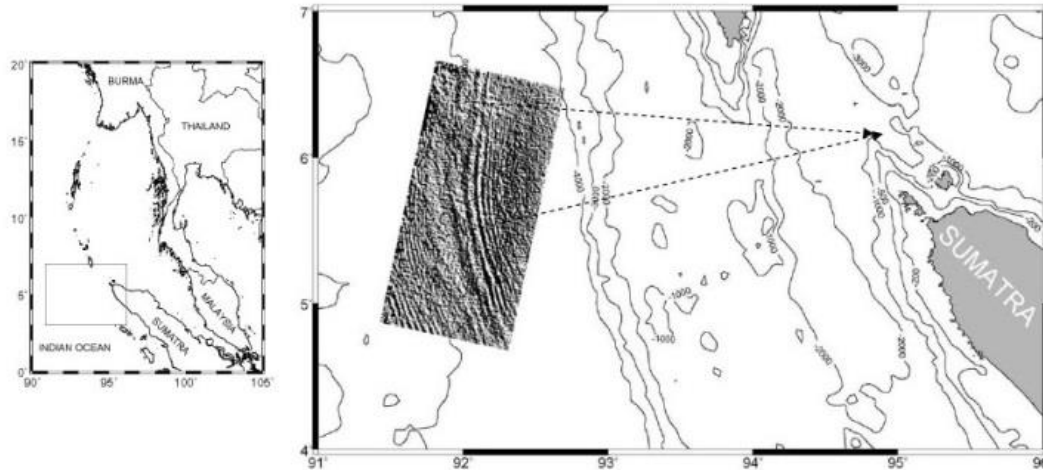


圖 9 1996 年 12 月 28 日安達曼海的 ERS-2 SAR 影像套疊在安達曼海的海底地形上。由內波之波鋒線逆推，可以發現這群內波發源於 Alur Pelayran Bengala. (ERS-2 SAR 影像取自 CRISP, Copyright ESA)

## 致謝

本研究承蒙國科會計畫 NSC103-2611-M-019-004 經費資助，特此感謝。本研究使用的 SAR 影像來自歐洲太空總署(Europe Space Agency, 縮寫 ESA)所發射的 ERS-1/2 衛星的 SAR 及 ENVISAT 衛星的 ASAR。SAR 影像之縮圖取自新加坡國立大學(National University of Singapore)衛星遙測中心(Centre for Remote Imaging, Sensing and Processing 簡稱 CRISP)之網站(<http://crisp.nus.edu.sg>)，而 MODIS 可見光影像則取自美國太空總署(NASA)網站。作者們感謝這些單位提供資源，使本研究得以順利完成。本論文主要是根據謝志宏(2004)碩士論文所改寫。

## 參考文獻

- 李周衡，2001。利用 SAR 衛星影像研究 Sulu Sea 非線性內波發源及演變，國立臺灣海洋大學海洋科學研究所碩士學位論文。
- 許明光、劉安國，2010。神秘的巨浪-南海內波，科學發展，99年2月，446期，頁52-61。  
<http://web1.nsc.gov.tw/public/Data/026140329.pdf>
- 許明光、王志添、劉安國、陳錕山編著，2010，「東

南亞合成口徑雷達圖集」，99年3月，出版者：國立中央大學，印刷者：第一數位典藏股份有限公司 ISBN: 978-986-85689-4-5。  
<http://140.125.168.74/dl/ncu/index.asp>

- 謝志宏，2004。利用SAR及MODIS衛星影像研究安達曼海非線性內波之發源及演變，國立臺灣海洋大學海洋科學研究所碩士學位論文。
- Apel, J. R., Holbrook, J.R., Liu, A.K., and Tsai, J., 1985. The Sulu Sea internal soliton experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1625-1651.
- Alpers, W., Heng, W.-C. & Hock, L., 1997. Observation of internal waves in the Andaman Sea by ERS SAR, *Proc. 3rd ERS Symp.*, Florence, Italy, 17-21 March, ESA publication SP-414, 1287-1291.
- Hsu, M. K., and Liu, A. K., 2000. Nonlinear internal waves in the South China Sea, *Canadian Journal Remote Sensing*, Vol. 26, No. 2, pp 72-80.
- Hall, R. 1996: Reconstruction Cenozoic SE Asia. [http://www.gl.rhul.ac.uk/seasia/pubs/Hall\\_1996.pdf](http://www.gl.rhul.ac.uk/seasia/pubs/Hall_1996.pdf)
- Liang, N. K., Liu, A. K., and Peng, C. Y., 1995. A preliminary study of SAR imagery on Taiwan coastal water. *Acta Oceanogr. Taiwanica* 34, 17-28.
- Liu, A. K., Holbrook, J. R. and Apel, J. R., 1985: Nonlinear internal wave evolution in the Sulu Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1613-1624.
- Liu, A.K., Chang, Y., Hsu, M.K. Liang, N.K., 1998, "Evolution of Nonlinear Internal Waves in the East and South China Seas", *JGR*, Vol. 103, No. C4, pp 7995-8008.

- Osborne A R and Burch, T. I., 1980. Internal solitons in the Andaman Sea, *Science*, 208, 451-460.
- Vlasenko, V., and Alpers, W. 2005. Generation of secondary internal waves by the interaction of an internal solitary wave with an underwater bank., *J. Geophys. Res.*, 110(C2), C02019, doi:10.1029/2004JC002467.

## Nonlinear Internal Waves in the Andaman Sea

Ming-Kuang Hsu<sup>1\*</sup> Chih-Hung Hsieh<sup>2</sup> Chung-Ru Ho<sup>3</sup> Antony K. Liu<sup>4</sup> Jingson Yang<sup>5</sup>

### ABSTRACT

Asian waters are abundant with nonlinear internal waves. Andaman Sea is one of the nonlinear internal wave active marginal seas. We like to know the spatial distribution of internal waves, the generation and evolution of internal waves in the Andaman Sea. Thus, we collected thousands of SAR images and MODIS images in Andaman Sea region. After compiler all of the images we collected, an internal wave distribution map of Andaman Sea was built up. Numerous of internal wave characters in Andaman Sea are identified such as internal wave sources, wave-wave interaction, wave reflection and internal waves generated in Andaman Sea but propagated outward into India Ocean are found and discussed.

**Keywords:** Andaman Sea , Internal wave, , SAR , MODIS

<sup>1</sup> Professor, Taipei Chengshih University, Taipei, Taiwan, R.O.C.

<sup>2</sup> Graduated Master Student, National Taiwan Ocean University, Keelung, Taiwan, R.O.C.

<sup>3</sup> Professor, National Taiwan Ocean University, Keelung, Taiwan, R.O.C.

<sup>4</sup> Researcher, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA

<sup>5</sup> Professor, Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, China

\* Corresponding Author, Phone: 886-2-28927154 ext.8756, E-mail:mkhsu@tpcu.edu.tw

Received Date: Feb. 07, 2014

Revised Date: May. 01, 2014

Accepted Date: May. 11, 2014



# Analysis Of Surface Circulation In Yin-Yang Bay Using Digital Camera Imagery

Zheng-Wen Cheng <sup>1\*</sup> Kun-Cheng Hsieh <sup>2</sup> Chung-Ru Ho <sup>3</sup> Yan-Hao Chao <sup>4</sup>

## ABSTRACT

The purpose of this study is to verify the feasibility of using feature tracking method on the images taken by a digital camera near coastal areas. This technology is applied to the surface circulation in the Yin-Yang Bay, a small bay at northeastern Taiwan, with an obvious front of cloudy yellow fresh water and clear brine. The primary images taken in Yin-Yang Bay have to do geometric transformation, image smoothing, and edge detection before working on feature tracking. Two feature tracking methods are applied to these processed images for estimating surface current velocity. One is a subjective method of estimating distance among the sequence images by naked eyes and the other is an objective method of using Maximum Cross Correlation (MCC). The results show that the velocities of surface currents in the Yin-Yang Bay derived from both methods are similar and are comparable to the results of in-situ measurements. This indicates that the technology developed in this study is suitable for coastal circulation research.

**Keywords:** Remote Sensing, Digital Camera, Feature Tracking Method, Surface Circulation, Yin-Yang Bay

## 1. Introduction

With the improvement of digital image process techniques, digital images were comprehensively applied to numerous fields, such as living security systems, auto-detection systems of faces and marine oil-detection systems. For example, Wu *et al.* (2000) detected sea surface features, such as eddies, fronts, oil-spill, sea ice, river tongue, by using Synthetic Aperture Radar (SAR) images. Breaker *et al.* (2000) analyzed surface currents near the coastal area by using Geostationary Operational Environmental Satellite-8 (GOES-8) satellite images. One can see that, most of the related investigations are based on

satellite images. However, it is noted that satellite images are not totally suited for coastal area due to their spatial and temporal resolution. Therefore, to focus on observation of coastal area, images with appropriate spatial resolution and temporal coverage are required. Furthermore, researches of surface features near the coastal areas based on images taken by digital camera are relatively rare.

Yin-Yang Bay is located at northeast Taiwan. The average depth of Yin-Yang Bay is around 3 meters. The topography of the greater part of the bay is flat. The depth of bay mouth attains to 10 meters. Width of the bay mouth is around 700 meters. Outside the bay mouth, water depth increases rapidly

<sup>1</sup> Assistant Professor, Institute of Marine Environmental Science and Technology & Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

<sup>2</sup> M.S., Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

<sup>3</sup> Professor, Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

<sup>4</sup> Research Assistant, Institute of Marine Environmental Science and Technology & Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

\*Corresponding Author, Phone: 886-2-77346439, E-mail: zzw@ntnu.edu.tw, zhengzhewen1123@gmail.com

Received Date: Feb. 07, 2014

Revised Date: May. 16, 2014

Accepted Date: May. 22, 2014

to 40 meters. Because of the unique water property within Yin-Yang Bay, there is a usually visible front within Yin-Yang Bay all year round (as shown in Figure 1). In this study, we attempt to verify the feasibility of feature tracking method on the images taken by a digital camera near the coastal area. The rare characteristic of front within Yin-Yang Bay is the reason of why we used Yin-Yang Bay as our research area.

Even though surface currents can be retrieved from the X-Band radar backscatter and GPS buoy more reliably (Wu *et al.*, 2005; Lin *et al.*, 2006), however, in this study we proposed a new application that can be used to long-term monitor the surface current within the bay but with less cost of man power and money by taking the advantage of water property of Yin-Yang bay. Original images taken by digital camera need to do geometric transformation, image smoothing and edge detection procedures for later current velocity estimations and analysis. After these preliminary processes, to estimate the moving velocity of surface features, two feature tracking methods including a subjective method with naked eyes and an objective method of Maximum Cross Correlation (MCC), are then applied to these processed images. Finally, the velocity derived from these digital images with different tracking methods will be compared to velocity obtained from previous study.

## 2. Images collection and processes

### 2.1 Collection of images

In this study, digital camera CASIO EX-Z70 is used to collect all digital images, (image size, 1600 x 1200 pixels) which were used for later analyses. Images were taken during 17 December 2007- 27

April 2008. All digital photos were taken at the same location, where is a mountainside southeast of Yin-Yang Bay. Moreover, to keep the consistence of photos taken by digital camera for follow-up processes, including range, position, time-interval, method, camera settings and even weather condition while taking a picture are taken into consideration in this study. Figure 2 shows the flowchart of image processing procedures of digital images taken by digital camera before doing feature tracking. Image processing procedures include geometric transformation, image smoothing, and edge detection for later estimation of moving velocity of sea surface features. Corresponding introductions of specific procedures are as follows.



Figure 1. Digital image of Yin-Yang Bay taken by digital camera CASIO EX-Z70

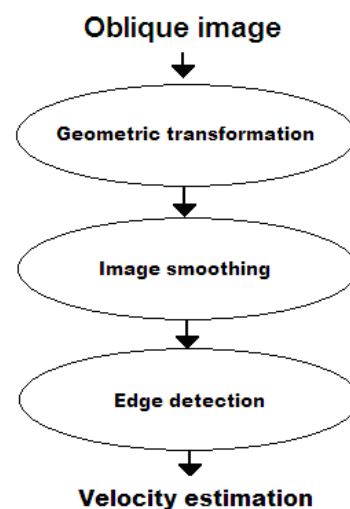


Figure 2. A framework for digital images processing

## 2.2 Geometric transformations

Most remote sensing images, regardless of whether images acquired from a multispectral scanner on board a satellite, a photographic system in an aircraft, or any other sensor, have various geometric distortions. This problem is inherent in remote sensing. All remote sensing images are subject to some form of geometric distortions, depending on the manner in which the data are acquired. Therefore, geometric transformation is quite an important issue to suppress geometric distortions, as we attempt to accurately represent the three-dimensional surface of the Earth as a two-dimensional image. In this study, a 2-D projective transformation method written in Matlab is used. The transformation is done by finding ground control points (GCPs) from both images and using Matlab built-in (`cp2form`) function to transform the oblique image to orthogonal image. This method has been used and validated in previous study (Arif *et al.*, 2006). Figure 3 shows the positions of four GCPs used for geometric transformations in this study. Figure 4 shows images before and after doing geometric transformation.

## 2.3 Image smoothing

Random noises are common in digital images. Existence of random noise would influence the performance of edge detection. Therefore, to improve the skill of subsequent edge detection, image smoothing procedure was used in this study to suppress random noises and thereby improve the performance of edge detection. Figure 5 shows the result by applying image smoothing with a uniform weighting running kernel (size: 5 x 5) to an image after doing geometric transformation. One can see that, the image which was processed by smooth procedure (Figure 5b) is apparently smoother than the

original one without doing image smoothing (Figure 5a). Clearly, the random noises of the image are substantially suppressed.



Figure 3. Yellow tacks denote the positions of four GCPs used for geometric transformations

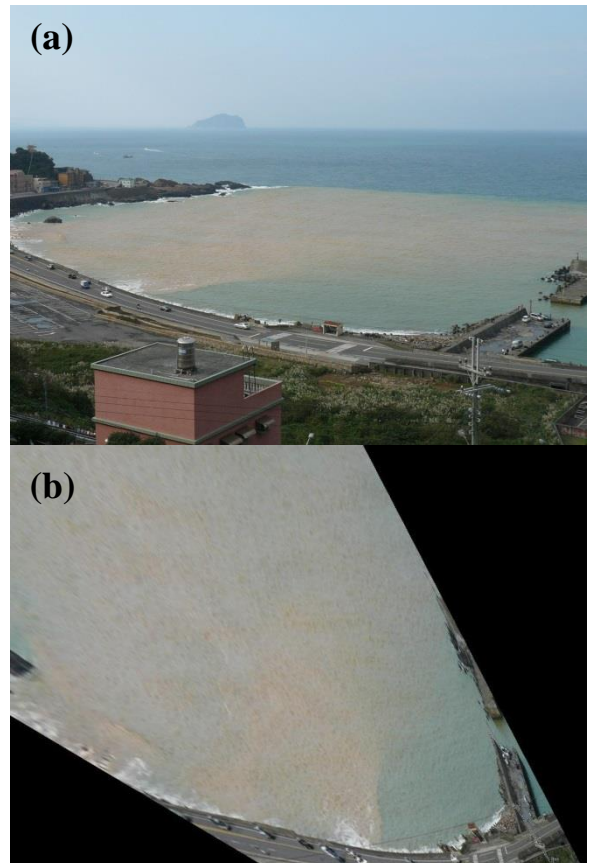


Figure 4. Image of Yin-Yang Bay. (a) Original; (b) After doing geometric transformation

## 2.4 Edge detection

Finally, edge detection method was used to distinguish main features from the background

signals for later moving velocity estimations of surface features. With appropriate image smoothing, we can get clearer main features from the image through edge detection. Figure 6 shows an output image which was processed by edge detection with the Sobel method. Further information about the principle of edge detection method can be seen in McAndrew (2004).

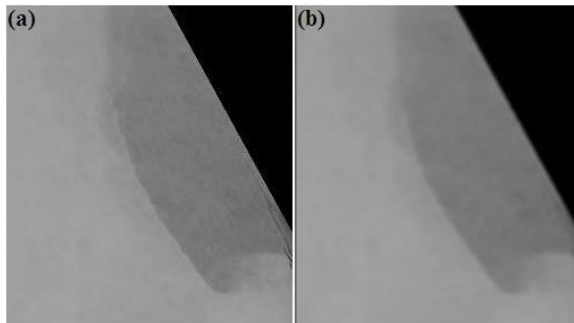


Figure 5. Geometric corrected image. (a) Without smoothing; (b) With smoothing

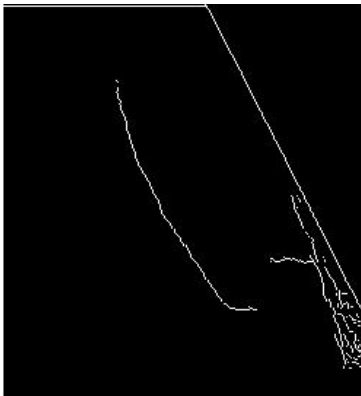


Figure 6. Sample image of edge detection using Sobel method

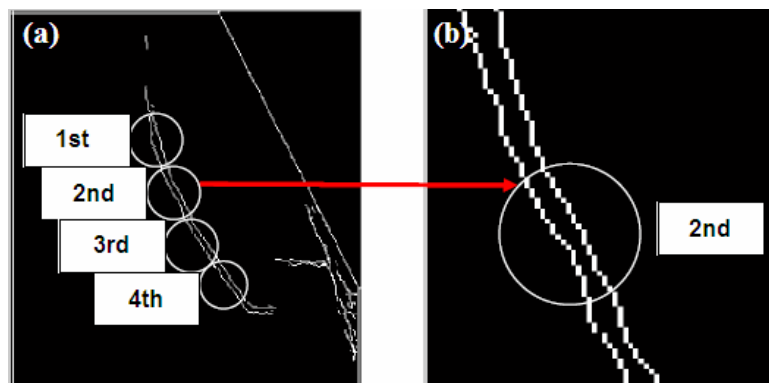


Figure 7. (a) Superimposition of edges from two successive images taken at 10:23 and 10:24 on 7 January 2008. (b) Zoom in of the second section

### 3. Feature Tracking Methods

#### 3.1 Subjective Method

As mentioned above, there are two feature tracking methods which are applied to these processed images for estimating surface current velocity in this study. These two methods are the subjective method of estimating distance directly among the sequence images by naked eyes and the objective method of Maximum Cross Correlation (MCC) suggested by Emery *et al.* (1986; 2003). Figure 7 shows the operation of subjected method. First, two successive edge-detected images were superimposed into one image. Distance between edges detected from two successive times can be obtained by counting the numbers of pixels between both edges directly by naked eyes. In addition, here the edge difference was separated into four parts because velocity and direction of the surface feature maybe not totally uniform. Distances estimated from four sections of edge difference were then average to compute the mean velocity of certain feature. The principle of subjected method is simple enough. However, the disadvantage of subjected method is that it needs further man power to identify the moving distance of certain surface feature.

### 3.2 Maximum Cross Correlation (MCC) Method

On the other hand, principle of MCC method is much complex than that of subjected method. The MCC method is an automatic procedure which can calculate the displacement of target feature within a small region with computation of cross-correlation coefficient between two successive images (Emery *et al.* 1986). Figure 8 shows an example of velocity estimation derived from the MCC method. Figures 8a and 8b are two sequential orthogonal images. Solid and dashed squares in both images are template windows and search window required by MCC analysis, respectively. Cross-correlation coefficients between template window in initial image and all possible template windows with the same size that moving within the search window are computed. With the preceding procedure, we can detect the most likely displacement of the feature (as shown in arrow in Figure 8b). Finally, the velocity can be estimated by dividing the displacement by the time difference between the two successive images.

## 4. Results and Discussions

### 4.1 Spatial Characteristics of Surface Currents in the Yin-Yang Bay

After applying geometric transformations to original images taken by digital camera, the typical characteristics and distribution of surface features revealing in the bay can be seen in Figure 9. One can see that, there is a water plume with yellow suspensions and thus a marked front existing between waters with different water quality. The front (or fronts) is visible nearly all year round. This is the reason of why we can retrieve surface current within the bay with digital images from camera. Comparing

spatial patterns, moving velocities, as well as moving directions of these features to tidal characteristics in this area, they are considered to be driven by tidal current in this bay. Subsequently, images which captured features will be used to estimate surface currents velocities for comparing with in-situ measurements and validating the feasibility of the methods suggested in this study.

Table 1 shows the average velocities of surface feature derived from images taken at 7:00-13:00 on 6 April 2008. One can see that moving velocities of this feature varies with ebb of tidal current. Therefore, velocities derived from surface features revealing in the Yin-Yang Bay are believed to reflect current velocities driven by tide currents in this area.

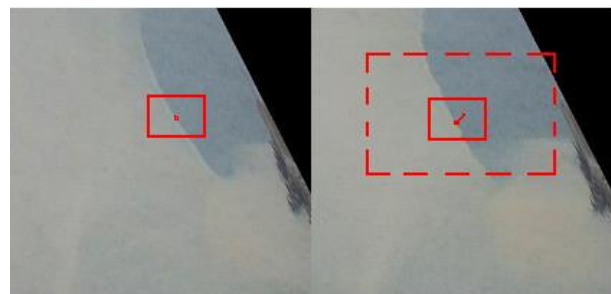


Figure 8. Two sequential orthogonal images. (a) The first image. (b) The second image. Solid and Dashed squares in both images denote template window and search window, respectively required by the MCC method

Table 1. Average velocity of surface feature estimated from images taken on 6 April 2008

Time	Velocities (cm/s)	Tidal properties
7-8	12.7	High water
8-9	16.2	Early ebb
9-10	13.5	Early ebb
10-11	15.3	Mid ebb
11-12	15	Mid ebb
12-13	13.3	Late ebb

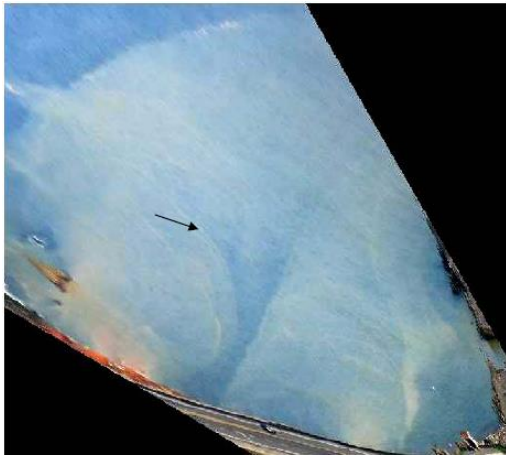


Figure 9. Typical characteristics and distribution of surface features in the Yin-Yang Bay. Black arrow indicates where the front is as an example.

Table 2 shows the comparison between moving velocities of surface feature derived from images taken on 27 Mar 2008 (20 February in lunar calendar) and velocities derived from in-situ measurements conducted on 20 May in lunar calendar by Lin (1995). From comparison between velocities derived from different methods, one can see that the velocities derived from digital images taken by camera show reasonable agreement to the velocities obtained from in-situ measurements. The result suggests that it should be reliable to use digital images taken by digital camera to estimate surface currents velocities in this area in subsequent observations and investigations. In other words, we can do a long-term monitoring for this coastal area with more efficiency and less cost.

Table 2. Comparison between velocities derived from digital photos and Lin (1995)

In-situ measurements velocities (cm/s) (Lin, 1995)	Velocities derived from digital images (cm/s)
High water: 9.2~13.9	Mid-flood: 14.4
2 hours before Low water: 10.4	4 hours before Low water: 10.9

## 4.2 Validation of velocities derived by the MCC method

As mentioned above, one of the main goals of this study is to validate the feasibility of applying MCC method to estimate surface currents velocities with digital images automatically. Figure 10 demonstrates an example of surface currents velocities estimation with MCC method. From Figure 10a, one can see that there is a conspicuous surface feature showing in the upper-right corner of the photo taken at 10:23 on 7 January 2007. With two successive images, we can compute maximum cross-correlation coefficient between both images to find out the most likely displacement of certain feature by matching template windows of both images within search window of the second image. Figure 10b shows MCC results obtained from this case. Black arrows shown in the figure denote velocity vectors of this surface features derived by MCC. Average of these arrows indicates that the displacement of this feature toward to southwest with average velocity 3.9 cm/sec. It is worth to note that average velocity of this feature but derived from subjected method is 4.1 cm/s toward to southwest. Velocities derived from both methods are quite close. Figure 11 shows another case of MCC. Velocities of certain feature derived from the MCC method and subjected method are both 3.9 cm/s. These results confirm the feasibility of using the MCC method to estimate surface currents velocities in the Yin-Yang Bay.

## 5. Conclusions

This study used images taken by a digital camera to estimate surface current velocities in the Yin-Yang Bay and to validate the feasibility of using digital images for monitoring surface currents within the coastal area with less cost. After a series of

pre-process procedures including geometric transformation, image smoothing, and edge detection, the quality of images are ready for subsequent velocity estimation. Comparison between velocities derived from digital images and in-situ measurements suggests that it is reliable to use images taken by digital camera to estimate surface current velocities in this area. In addition, velocities derived from digital images with the MCC method shows good agreement to the velocities estimated by the subjected method. The result validates the feasibility of using the MCC method to estimate surface current velocities automatically in the Yin-Yang Bay in subsequent observations and investigations. Preceding results confirm the feasibility of feature tracking methods on the images taken by a digital camera near the coastal area. This indicates that the technology developed in this study is suitable for coastal circulation research. In other words, we can do a long-term monitoring for coastal area with more efficiency and less cost.

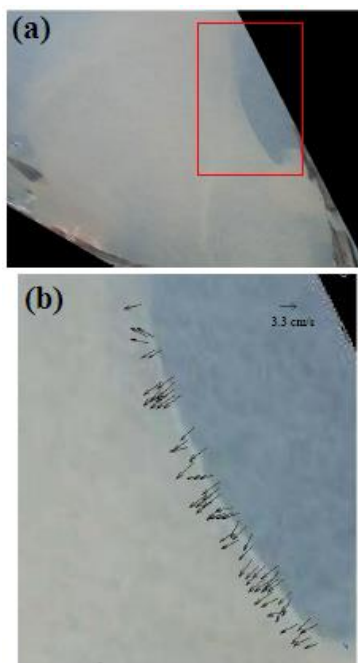


Figure 10. (a) Image taken at 10:23 on 7 January 2007 for MCC analysis. (b) Result derived from MCC. Black arrows denote velocities estimated by MCC (unit: cm/s)

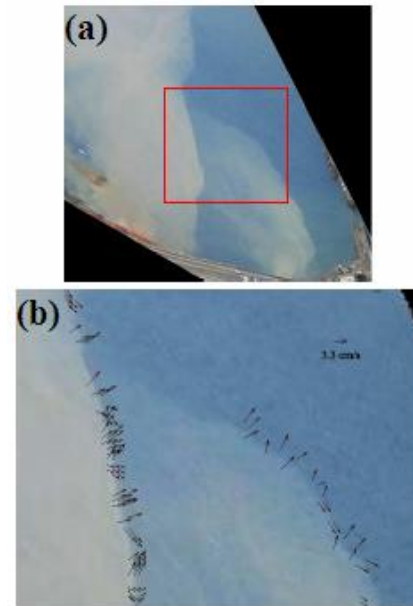


Figure 11. (a) Same as Figure 10a, but for another case taken at 9:35 on 6 April 2008. (b) Result derived from upper image with MCC. Black arrows denote velocities (unit: cm/s).

## References

- Arif F., M. Akbar, and A.-M. Wu, 2006. Projection method for geometric modeling of high resolution satellite images applying different approximations. *Lecture Notes in Computer Science*, 4319, pp. 421-432.
- Breaker, L. C., V. M. Kraasnopolsky, and E. M. Maturi, 2000. GOES-8 imagery as a new source of data to conduct ocean feature tracking. *Remote Sensing of Environment*, 73, pp. 198-206.
- Emery, W. J., A. C. Thomas, M. J. Collins, W. R. Crawford, and D. L. Mackas, 1986. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 91, pp. 12865-12878.
- Emery, W. J., D. Baldwin, and D. K. Matthews, 2003. Maximum cross correlation automatic satellite image navigation and attitude corrections for open ocean image navigation. *Geoscience and Remote Sensing*, 41, pp. 33-42.
- Lin, C. F., L. C. Wu, D. J. Doong, and C. C. Kao, 2006. Surface current extraction from shallow water radar Images. *Proceedings of the 28th Ocean Engineering Conference in Taiwan*,

- Republic of China, National Sun Yat-Sen University, November 2006 (in Chinese).
- Lin, C. T., 1995. The Physics of small-scale plumes: Yin-Yang Bay. Ph. D. dissertation, 260 pp., National Taiwan Univ., Taipei.
- McAndrew, A., 2004. Introduction to Digital Image Processing with MATLAB. Thomson Learning, 586pp.
- Wu, L. C., D. J. Doong, C. C. Kao, and C. M. Tseng, 2006. Wave and current fields extracted from marine radar images. Proceedings of the 27th Ocean Engineering Conference in Taiwan, Republic of China, National Chung Hsing University, December 2005 (in Chinese).
- Wu, S., A. Liu, G. Leonard, and W. G. Pichel, 2000. Ocean features monitoring with wide swath Synthetic Aperature Radar. Johns Hopkins APL Technical Digest, 21(1), pp. 122-129.

# 陰陽海表面流場分析-影像特徵追蹤之應用

鄭志文<sup>1\*</sup> 謝坤成<sup>2</sup> 何宗儒<sup>3</sup> 趙彥豪<sup>4</sup>

## 摘要

本研究旨在驗證應用數位相機拍攝之影像配合影像特徵追蹤法，推估台灣東北角海域陰陽海之表面流速之可行性。拍攝之影像必須經幾何轉換、影像平滑、邊緣偵測等影像前處理，方能進行後續之特徵位移判定。本文採用主觀目測與客觀最大交相關法(Maximum Cross Correlation)個別針對經由前述處理後之影像進行影像特徵位移之判定，以計算出兩不同方法推估之海面特徵之移動速度。經比較發現，由兩方法所推估之流速與前人實測的流速極為接近，因此證實利用數位相機針對特定區域進行長期流場觀測的可行性。此外，配合客觀最大交相關法的運用，整個流程將可全數自動化進行，可節省進行表面流場觀測時所需之人力與物力的花費。

**關鍵詞：**遙測、數位相機、特徵追蹤法、表面流場、陰陽海

<sup>1</sup> 國立臺灣師範大學海洋環境科技研究所與地球科學系 助理教授

<sup>2</sup> 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 碩士

<sup>3</sup> 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 教授

<sup>4</sup> 國立臺灣師範大學海洋環境科技研究所與地球科學系 研究助理

\*通訊作者, 電話: 02-77346439, E-mail: zzw@ntnu.edu.tw, zhengzhewen1123@gmail.com

收到日期:民國 103 年 02 月 07 日

修改日期:民國 103 年 05 月 16 日

接受日期:民國 103 年 05 月 22 日



# 從岸基 X-band 雷達回波監測近岸溫排水之初步研究

吳立中<sup>1\*</sup> 莊士賢<sup>2</sup>

## 摘要

溫排水放流為臨海發電廠運作過程中之必要工作，為能掌握放流水對海洋環境之影響，實有賴於對溫排水放流結果之有效監控。本文提出利用岸基 X-band 雷達進行海面溫排水放流運動特徵偵測之初步研究結果。透過回波影像時序列的平均和無因次化，並以雷達電磁波之衰減效應進行修正等影像處理工作，將海面的特定回波特徵予以強化。經由現場觀測之海水溫度、潮汐及海流資料與雷達回波特徵之交互比對，證實了從電廠排水口延伸出的帶狀雷達回波特徵與溫排水時空分布之關聯性，也初步確認了岸基 X-band 雷達應用於監測近岸溫排水運動特徵之可行性。

關鍵詞：X-band 雷達、影像處理、溫排水放流偵測

## 1. 前言

人類早在數千年前即已在海洋地區進行經濟活動，為能掌握複雜多變的海洋環境，陸續發展出各種以船艦或浮標為平台的海洋探測技術。這些單點探測技術可透過 Lagrangian 以及 Eulerian 兩種方式描述海洋環境於時間域與空間域之變化特徵。第二次世界大戰之後，隨著衛星及雷達等遙測科技的發展與進步，讓大範圍海洋空間的探測不再遙不可及。

各種海洋遙測技術中，依據其所使用電磁波段的不同，可以發揮出不同的探測功能。根據電磁波理論，距離雷達天線較近區域的海面回波主要是由鏡面反射機制所主導；然而較遠距離的海面雷達回波則主要是受到 Bragg 散射機制所主導，因此如何選用適當的電磁波頻率進行海面監測就成為相關海洋遙測研究的關鍵。在各種電磁波段中，X-band 之 Bragg 散射波長約為 1.5cm，剛好就是在海水面普遍存在的毛細波之波長條件，也因此 X-band 電磁波已被公認是作為海面特徵觀測的理想工具之一。

往昔以 X-band 雷達為基礎的海洋探測技術多

聚焦於海面波浪與海流等海洋外力之監測，例如：Young *et al.* (1985)透過分析三維度的 X-band 雷達影像序列，從中求得海表面波浪與流場資訊，開啟了分析海面雷達影像序列的先河。根據 X-band 之 Bragg 散射機制，只要會牽涉到海表面毛細波粗糙度的物理現象，應都有可能利用 X-band 雷達探測出，因此本文嘗試利用 X-band 雷達遙測技術來偵測、解析、與研究臨海發電廠於近岸海域之溫排水放流(thermal effluent discharge)現象。

充足穩定的電力是國家發展以及民生需求之基石。到民國 102 年為止，台灣含離島地區共有 11 座火力發電廠以及 3 座核能發電廠(台灣電力公司永續報告書，2013)。不論是火力或是核能發電廠，其機組的冷卻是發電系統之運作關鍵。利用海水冷卻機組後再將溫熱水排放入海為一常見之方式。為能在海域環境管理與民生所需之間找到一平衡點，則有賴對電廠溫排水放流進行嚴密之監控。常見的水溫監測方式是在電廠放流口附近佈置大量的水溫測計(張國棟等，2011)或是透過移動載具(古碧源等，1999)進行量測工作，藉以確實掌握海域溫排水的流場分布以及擴散特徵。針對較大空間區域的溫排水偵測，則可透過衛星或是其他飛行載

<sup>1</sup> 國立成功大學近海水文中心 專案助理研究員

<sup>2</sup> 國立成功大學海洋科技與事務研究所 副教授

收到日期:民國 103 年 02 月 07 日

修改日期:民國 103 年 03 月 21 日

接受日期:民國 103 年 03 月 31 日

\*通訊作者，電話: 0953816093, E-mail: jack18@mail.ncku.edu.tw

具進行海表面水溫(sea surface temperature, SST)的觀測。國外針對海面溫水監測之研究曾透過衛星或是飛機等載具於美國墨西哥灣進行溫水團的遙測(Askari *et al.*, 1993; Nghiem *et al.*, 2000)，這些研究所遙測的溫水團是屬於中尺度(meso-scale)的海洋物理現象。本研究所探討的岸基(land-based)式 X-band 雷達觀測技術則針對小尺度區域(micro-scale)內的海表面特徵進行觀測。岸基雷達可連續不間斷地對同一海域進行監測，得以長期且穩定地取得海面特徵之時間及空間變化(spatio-temporal information)，是一種兼具時間與空間特性的三維度觀測技術，對於一些近岸物理過程的長時間追蹤提供了更為有效的方式。透過此一觀測方法搭配影像分析技術可更進一步判斷出目標水體的時空分布，這對於後續近岸海洋科學研究以及海岸管理領域都能提供更為豐富的資訊。

## 2. 研究設備說明

本研究所使用 X-band 雷達設備之電磁波頻率為 9.41GHz。由於在海面波浪還未碎波的情況下，水平(HH)極化天線能較垂直(VV)極化天線測得更強烈之海面電磁回波(Hwang *et al.*, 2008)，為能獲得明顯之海表面回波特徵，本文使用水平極化天線作為觀測設備。雷達天線之轉速為 42r.p.m.，亦即雷達影像序列之頻率(frame rate)為 0.7Hz，這樣的觀測頻率對於偵測溫排水的擺動特徵已相當足夠。雷達設備的功率為 25KW，經現場測試發現，其有效的觀測範圍可達數公里。為確保不易發生影像取樣失真(aliasing)，雷達訊號透過高速取樣，以 20MHz 的取樣頻率擷取雷達訊號，所對應雷達影像空間徑向解析度為 7.5m/pixel。雷達影像之側向解析度則正比於雷達觀測距離與雷達訊號水平束寬的乘積。較窄的水平束寬可以改善雷達影像之側向解析力，本研究所使用之 X-band 雷達水平束寬為 1.2°。

本研究之現場試驗位置為高雄興達海域，雷達天線之架設高度約距海面 15m，波場影像之觀測半徑則為 4.5km。雷達影像之觀測範圍如圖 1 的虛

線所示，距離雷達架設位置約 3km 處設有底碇式波浪流速儀。該項設備除可提供流速資料外，也可取得海面潮位資料。

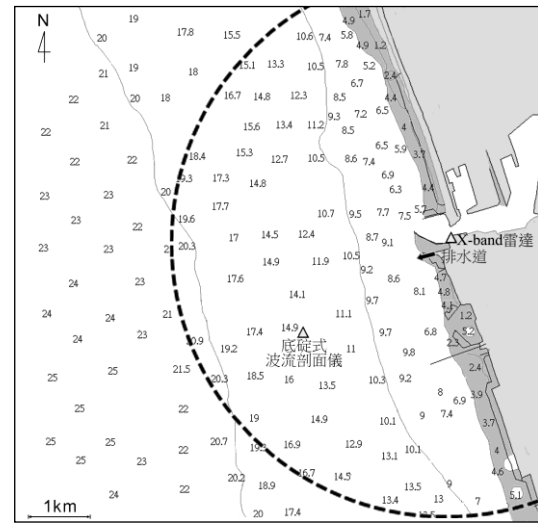


圖 1 現場試驗之布置

## 3. 影像處理流程

為能更有效凸顯出溫排水放流之海面回波特徵，本研究透過下述之影像處理流程進行影像特徵強化。由於 X-band 之電磁波對於海面之重力波(風浪)會產生較為強烈之回波(Mattie and Harris, 1978)，而這些重力波之波紋會影響本研究目標物之判讀。有鑑於海面之重力波會以約略每秒數公尺的速度移動，透過將連續影像序列對其時間域進行平均，可有效將海表面影像的重力波特徵移除，藉以解析海面影像中所測得的其他特徵：

$$g(r, \theta) = \frac{1}{N_t} \sum_{t=1}^{N_t} f(t, r, \theta) \quad (1)$$

上式中， $f(t, r, \theta)$  為連續雷達影像序列函數； $g(r, \theta)$  為平均之後的極座標系統空間影像函數； $r$  為雷達觀測距離； $\theta$  為觀測方位角； $N_t$  為對影像時序序列進行平均之總張數。理論上， $N_t$  愈大，愈能有效消除海表面影像的重力波特徵。然而過大之  $N_t$  值則影響溫排水放流海面回波特徵之偵測效果。經測試後發現，使用約 3 分鐘( $N_t=128$ )的

影像時序列進行平均，已能有效消除海表面影像的重力波特徵。

本文所研究的海面溫排水放流之回波是針對溫水放流之運動特徵進行偵測，並無考慮海面回波之量化結果。雷達所測得之回波強度一般可用 db (decibel 量測系統)或是 dbm (以 1 milliwatt 作為參考基準)。為方便進行後續之數位雷達影像訊號處理，本文透過下式將雷達影像予以無因次化：

$$g'(r, \theta) = g(r, \theta) / G \quad (2)$$

上式中， $G$  為  $g(r, \theta)$  範圍內之回波最大值。一般而言，此一回波最大值都發生在最靠近雷達天線之位置，亦即在有效觀測距離  $r$  最短時所測得之回波量值。

除了消除海表面影像的重力波特徵之外，為能更完整呈現出海面回波特徵，海面雷達回波的距離衰減效應也需要被考慮。理論上，電磁波的衰減特徵與距離  $r$  的四次方呈反比；但實際上大氣中不同成分對電磁波的吸收效果皆不盡相同，致使電磁波在不同大氣條件的衰減特徵極為複雜。為能修正雷達回波隨距離  $r$  衰減之影響，本文首先選取出無陸地回波影響的方位角觀測範圍後，再以對數尺度呈現回波強度：

$$h(r) = \log_e \left( \frac{1}{N_\theta} \sum_{\theta=\theta_a}^{\theta_b} g'(r, \theta) \right) \quad (3)$$

上式中  $\theta_a \sim \theta_b$  為無陸地回波影響的方位角觀測範圍； $N_\theta$  為極座標影像中  $\theta_a \sim \theta_b$  範圍內的雷達觀測的離散方位角總數量。

如圖 2 中的十字符號所示，為其中一組雷達影像案例經式(1)~(3)轉換後所得之海面回波強度與觀測距離之關係。其中距離天線約 0.75 km 以及 1.5 km 處之回波強度呈現明顯不連續之現象，這是因為計算範圍內雖無陸地回波之影響，但海上船艦的回波效應仍不可忽略。為量化出能代表該組雷達影像案例的回波衰減關係，需移除不連續回波強度之影響。理論上，在海面無任何船艦回波以及雜訊的干擾下， $h(r)$  應隨距離  $r$  遞減。在此一假設下，先將空間序列中距離較遠但回波反而增強的回波

強度予以移除，被移除的回波再透過相鄰距離回波的線性內插進行資料補遺，經補遺後的回波特徵如圖 2 中的圓圈符號所示。再進一步針對上述之雷達回波強度進行移動平均，藉以減緩資料補遺對於後續量化衰減效應之影響。透過上述流程，將平滑後的數值(如圖 2 的曲線所示)修正到整個雷達觀測範圍中不同距離的雷達回波強度，藉以求取較不受距離衰減影響的雷達影像。考慮到每組雷達案例所遭遇到的海面雜訊條件皆不盡相同，因此每組雷達案例都須單獨進行上述修正流程。

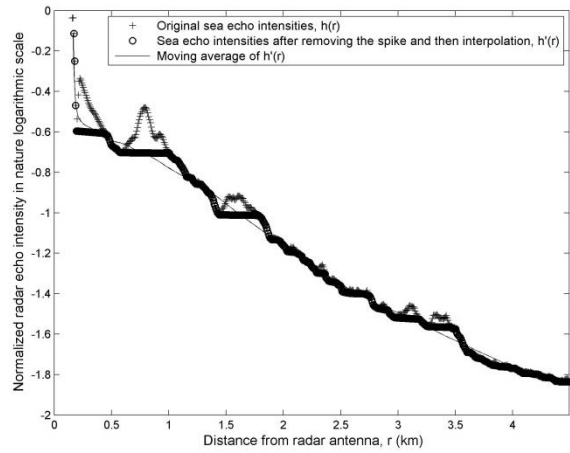


圖 2 海面回波強度隨觀測距離之增長而衰減

## 4. 溫排水放流偵測結果之研究

根據研究發現，主導海面電磁回波強弱的其中一項因子為海面粗糙度(Kanevsky, 2008)。這是因為入射的電磁波長與海水表面波長滿足特定的數學關係時，就會產生布拉格散射(Bragg scattering)的現象，因而在海面產生強烈的雷達回波。依據上述的理論來檢討海面溫水放流所引發的雷達回波機制，可發現這主要是因為海面溫度的改變造成了大氣成層(atmospheric stratification)的變動，也進而造成海面風剪力的改變。因受到海面風剪力的作用，造成了海面粗糙度改變，海面上的毛細波增加，進而於海表面引發強烈的電磁回波(Askari *et al.*, 1993)。此外，從排水道所排出溫水屬於一射流之現象，在出水口附近的流速較為強勁，且流向大致會與波浪的前進方向相反。這是因為受到海底地形

的影響，波浪於近岸淺水地區會產生折射，致使波浪於近岸淺水區域的行進方向會大致與海岸線垂直(Sorensen, 2006)。受到射流之影響，排水道出口附近的波浪尖銳度會變大，甚至造成波浪破碎，不論是較陡峭的波面(增強電磁波反射)或是海浪碎波都會產生強烈之電磁回波(Lee *et al.*, 1998)。

透過前述之流程對不同雷達影像案例進行修正後，本研究可針對研究區域所測得之雷達影像案例中所呈現的回波特徵進行檢討。如圖 3 所示，為鄰海發電廠溫排水之排水口附近所測得海面雷達影像，可以明顯看到觀測區域內不同目標物之回波。陸上結構物之回波包括有：港口防波堤、海上棧橋以及電廠排水道等，海面上船隻的回波反射則會在雷達影像中呈現出斑點狀之回波特徵。除上述之回波特徵外，從圖 3 的海面回波影像中可發現：電廠排水道外側之海面上(虛線方框處)有一道明顯之雷達回波帶，此一帶狀特徵之回波強度雖然較陸上結構物之回波微弱，但仍可明顯辨識出其特徵從電廠排水道向外延伸，並朝北方彎曲。

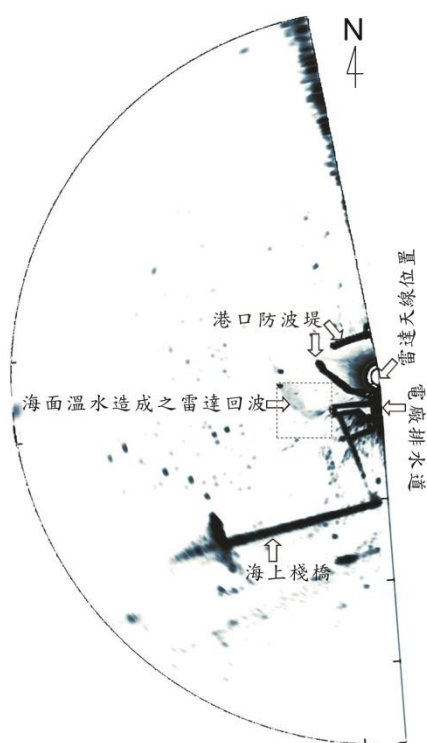


圖 3 電廠出水口之海面雷達影像

從圖 3 中雖能辨識出從電廠排水道所延伸出的帶狀回波特徵，但還未能確認此一帶狀回波與溫

水放流之間的關係。為能證實 X-band 雷達偵測溫水放流之可行性，本文於雷達觀測區域內進行現場水溫資料之量測，如圖 4 所示，為電廠溫排水口外之海面回波影像與現場同步船測之海表面水溫值之嵌套結果。水溫量測深度距海表面 0.5m 之內。為避免海溫隨時間變動所造成的誤差，本研究所使用的船測資料為一個小時內的觀測結果。從大範圍的現場海溫量測結果發現，海面上確實有一條明顯的溫排水區域，從排水道向外延伸並擴散。相較於整個船測區域的平均水溫值(29°C)，溫水帶內的平均水溫可達 31°C。而這條溫水帶的分布區域與前述的強烈海面雷達回波帶的空間分布區域一致，由此比對結果確認了 X-band 雷達影像中的帶狀回波與海面溫排水分布之間的關聯性。

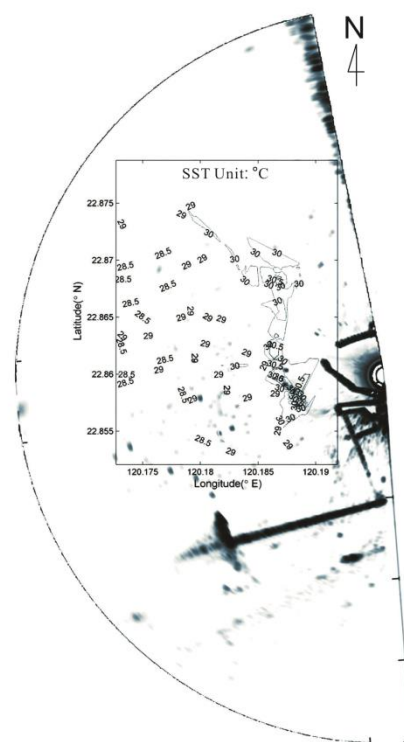


圖 4 現場海面水溫量測結果

本研究進一步針對逐時的海面回波影像進行解析，為避免陸上結構物的強烈回波影響到溫水帶特徵的判讀，於是從雷達影像中切選出小區域的子影像進行探討，圖 3 的虛線方框所標示出的區域即為所選取之子影像範圍。圖 5 為透過雷達連續監測 24 小時的海面特徵變化情形，可發現到此一近岸溫水回波帶具有空間域的擴散以及隨時間擺動的

現象。

在 24 小時內，溫水回波帶有兩次向北擺動的現象發生，第一次向北擺動的時段為：06, 07, 08, 09 o'clock；第二次向北擺動的時段為：19, 20, 21, 22 o'clock。除了回波帶有向北擺動的特徵之外，從部分時刻的影像案例中也可辨識出回波帶向南擺動 (15, 16 o'clock) 之特徵。相較於帶狀回波向北方擺動的案例，向南方擺動的帶狀回波較不明顯，這是因為雷達天線所在位置位於帶狀回波的東北方，故向北方擺動的回波帶在地理位置上距離雷達天線較近。受到雷達回波隨距離衰減之影響，導致向南邊擺動的帶狀回波特徵並不明顯。此外，從圖 4 的結果也發現到，於緯度 22.87° 附近有一處高水溫區域，但相較於距雷達較近區域 (緯度 22.85°~22.86°) 之溫排水回波，緯度 22.87° 附近之溫水帶雷達回波強度並不明顯。雖然本研究在影像前置處理過程中，已針對雷達回波隨距離衰減之影響進行修正，但在修正過程中，影像內的雜訊也會被強化，導致較遠距離的溫水帶回波較不易被辨識出。

從圖 5 的雷達回波特徵可發現到，放流水進入海域之後的擺動現象具有一定程度的週期性 (每天兩次的擺動)，初步判斷此一溫水帶的水體運動是受到潮流之牽引。為確認此一論點，本研究利用距離雷達架設位置約 3km 處之現場潮位及近海表面流速的觀測資料與雷達回波特徵進行比對 (如圖 6 所示)，圖中的表面海流之流向定義為：0° 代表由南向北流；90° 則代表由西向東流。由於本研究試驗區域位於台灣西岸，受到台灣海峽南北狹長地理條件之影響，研究區域內之海流方向約略呈南北向。圖 6 中灰色區塊所標記的時刻為可明顯辨識出溫水回波向北方擺動之同步雷達影像案例。經比對後發現，這些回波向北方擺動之案例發生時，現場所測得之海流方向大致是由南往北流，此外，潮位特徵也大多發生於由低潮位漲潮至高潮位的時段。這是因為漲潮時，潮水從台灣海峽之南側流入，帶動研究區域內的水體由南往北流動，並牽引溫水帶朝北擺動。從比對結果確認了經 X-band 雷達所測得之近岸溫水放流回波帶之運動主要是受到潮流之牽引。

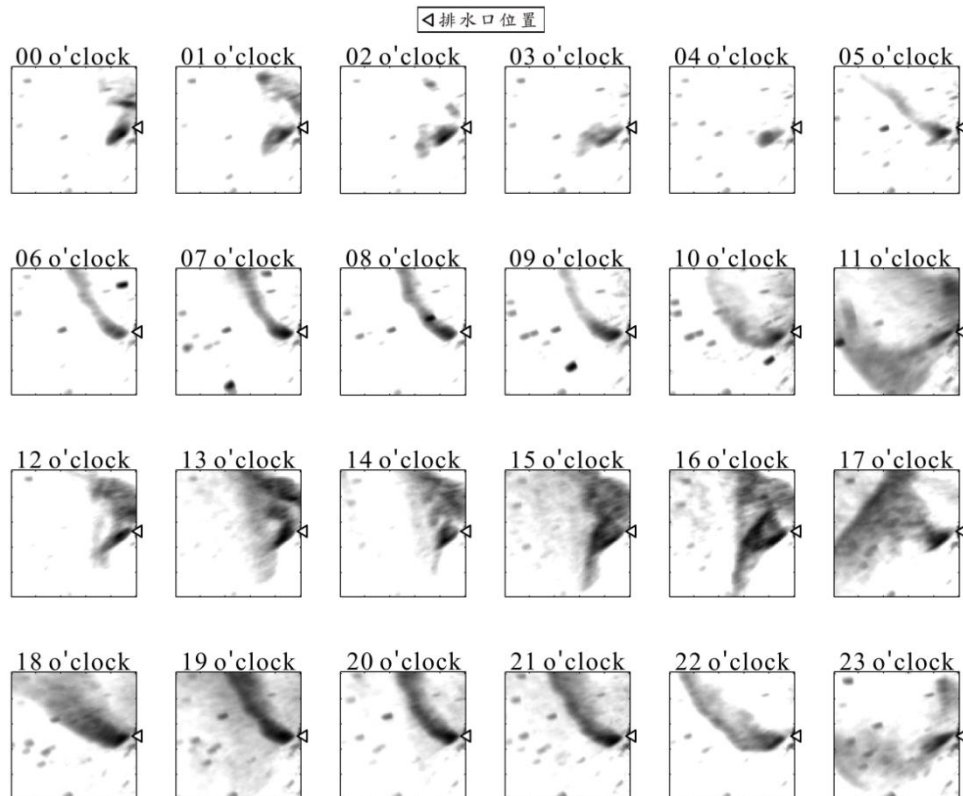


圖 5 電廠出水口外溫水放流回波帶之擺動特徵

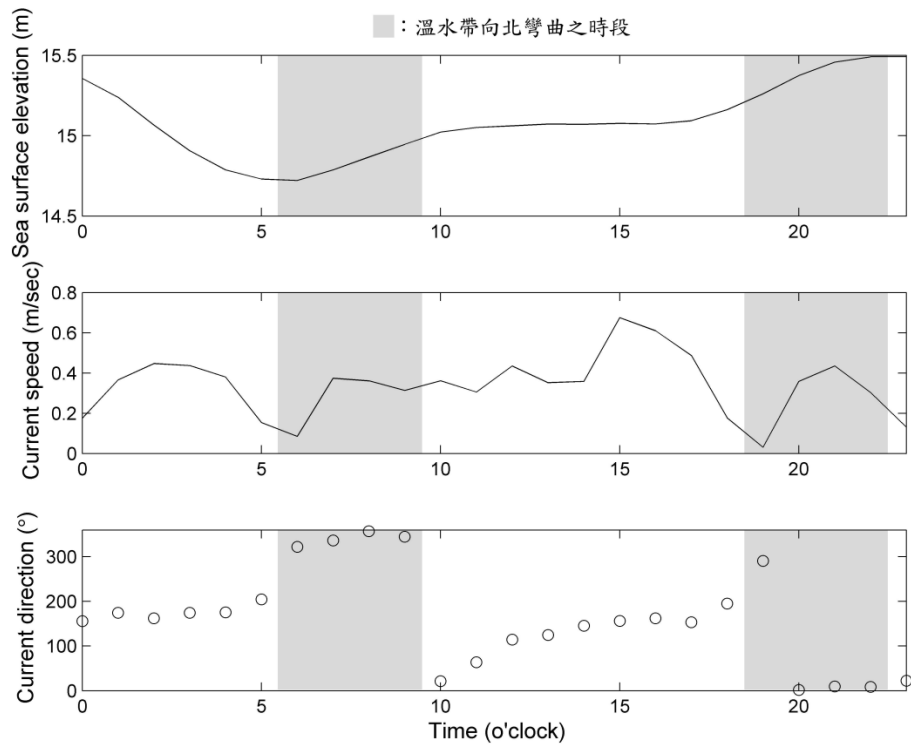


圖 6 與雷達影像案例同步之現場潮汐以及近表面海流觀測資料時序列

## 5. 結論

極近岸海域環境與人類的生存發展密不可分，也因此本研究討論的近岸溫排水放流現象是海岸地區規劃管理所必須掌握的資訊。但因為受到了陸域地形以及海底水深的影響，近岸水域的物理過程往往比外洋深水區域更為複雜多變。如何精準地解析以及掌握溫排水放流現象，一直都是學界所努力的目標。

X-band 雷達遙測之優勢為不受日夜影響，能全天候持續監測大範圍海域之海表面特徵。相較於現場出海作業之量測方式，雷達觀測方法能在極短的作業期間即能掌握近岸海面於時空域之變化特徵，為一極具潛力且實用的觀測方法。本研究發現從海面 X-band 雷達影像中能偵測出溫排水放流特徵。這是因為溫排水產生的大氣成層變動會造成海面風剪力的改變，而海表面受到海面風剪力的作用會使得海面粗糙度改變；此外，排水口所產生的射流現象也會讓波浪尖銳度改變。這些綜合機制造成了海面較強烈之回波發生，因而可藉由雷達偵測出溫排水放流之特徵現象。本研究再將雷達影像案例與

現場海溫、潮汐、及海流觀測資料進行交互比對後，初步確認了利用 X-band 雷達影像偵測溫排水放流之可行性，此外放流入海後的水體運動會受到海域潮流外力引導之現象在此研究中被觀察到與證實。

本研究雖然目前還未能從雷達回波影像決定出放流水之溫度資訊，但從雷達影像中取得之溫水帶回波具有隨時間變化以及在空間域中擺動之特性，這代表本觀測技術可在不同時間點有效掌握溫排水放流在海域空間的變化，以及對海域環境影響的範圍。這些資訊除了能作為數值模式模擬溫排水流體運動結果之校驗外，也將有助於後續溫排水工程規劃設計以及海域生態管理之應用。

## 致謝

承蒙國科會經費（編號 NSC102-2221-E-006-078-MY2）之補助以及財團法人國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心提供雷達原始觀測資料，使本研究得以順利完成，謹致感謝之意。

## 參考文獻

- 古碧源等，1999。應用無人載具系統監測電廠溫排水之海域擴散，第 21 屆海洋工程研討會論文集，台中，381-388。
- 張國棟、陳俊吉、謝佳紘，2011。台中電廠近岸海域溫排水分布調查，第 33 屆海洋工程研討會論文集，高雄，781-786。
- 台灣電力公司永續報告書，2013。
- Askari, F., Geernaef, G.L., Keller, W.C., Raman, S., 1993. Radar imaging of thermal fronts, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 14, No. 2: pp. 275-294.
- Hwang, P.A., Sletten, M.A., Toporkov, J.V., 2008. Breaking wave contribution to low grazing angle radar backscatter from the ocean surface. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113: C09017.
- Kanevsky, M.B., 2008. *Radar Imaging of the Ocean Waves*. Elsevier Science.
- Lee, P.H.Y., Barter, J.D., Beach, K.L., Lake, B.M., Rungaldier, H., Thompson, H.R., Yee, R., 1998. Scattering from breaking gravity waves without wind. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. 46: pp. 14-26.
- Nghiem, S.V., Li, F.K., Walsh, E.J., Lou, S.-h., 2000. Radar backscatter across the Gulf Stream sea surface temperature front, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 2: pp. 926-941.
- Mattie, M.G., D. Lee Harris, 1978. The Use of Imaging Radar in Studying Ocean Waves, *Proceedings of 16th Conference on Coastal Engineering*, Hamburg, Germany, Vol. 1: pp. 174-189.
- Sorensen, R.M., 2006. *Basic Coastal Engineering*. Springer.
- Young I.R., Rosenthal, W., Ziemer, F., 1985. A Three Dimensional Analysis of Marine Radar Images for the Determination of Ocean Waves Directionality and Surface Currents, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90: pp. 1049-1059.

# Preliminary Study of Coastal Thermal Plume Oscillation Using X-band Radar Images

Li-Chung Wu <sup>1\*</sup> Laurence Zsu-Hsin Chuang <sup>2</sup>

## ABSTRACT

This study discusses the detection of thermal plume using X-band radar images. After a series of image processing, we can detect an obvious echo band pattern at the drain outlet of a coastal power plant. We confirm this echo band pattern is induced by the thermal plume after comparing with the simultaneous in-situ sea surface temperature records. We also reveal that the plume pattern is oscillated due to the influence of tidal current. Although the X-band radar image cannot provide the water temperature information within the plume, we can obtain the spatio-temporal features of the thermal plume which is useful for coastal management and environmental protection.

**Keywords:** X-band radar, Image processing, Thermal plume

---

<sup>1</sup> Project-Appointed Assistant Research Fellow, Coastal Ocean Monitoring Center,  
National Cheng Kung University

<sup>2</sup> Associate Professor, Institute of Ocean Technology and Marine Affairs,  
National Cheng Kung University

\*Corresponding Author, Phone: 886- 953816093, E-mail: jack18@mail.ncku.edu.tw

Received Date: Feb. 07, 2014

Revised Date: Mar. 21, 2014

Accepted Date: Mar. 31, 2014

# 應用岸基微波雷達量測近岸海流空間分布

董東璟<sup>1\*</sup> 蔡政翰<sup>2</sup> 陳盈智<sup>3</sup> 顏志偉<sup>4</sup> 馬名軍<sup>5</sup>

## 摘要

航海用微波雷達已被使用來作為海流觀測的工具，但大部分的研究是計算雷達掃射範圍內的平均海流，這對於近岸高度非均勻(non-homogeneous)海域並不合適。本文應用頻散關係(dispersion relation)對雷達海面回波進行濾波，疊代計算出表面海流結果，建立了以微波雷達分析近岸空間流場之架構，並以現場實測資料驗證了從雷達回波分析表面流場結果之準確性。本研究分別在新北市富貴角海域和基隆市海洋大學前方基隆嶼海域進行觀測研究，結果顯示，在富貴角離岸 2 公里外的海域開始，其平均流速有超過 70%時間大於 1m/s，觀測期間最大達 3.92m/s，是潮流發電的理想場址。本文也觀測到富貴角西側海岸偶有離岸裂流(rip current)出現，對海域活動者帶來潛在危害。基隆海域的觀測結果顯示，在乾潮前後一小時內，基隆嶼東南方海面會出現一個半徑約一公里的逆時針渦漩。本文研究除驗證了微波雷達觀測近岸海流的準確性外，也提出了近岸空間海流變化在海洋能源開發、防災、環保與科學研究上應用的具體實例。

關鍵詞：微波雷達、空間海流分布、裂流、潮流發電、渦漩

## 1. 前言

台灣四面環海，許多活動都與海洋息息相關，例如航運、養殖魚撈、海洋遊憩、海洋能源開發、海洋採礦等，都需要面對詭譎多變的海洋環境，也可能受到風、波、流等環境變數衝擊。許多海域活動或工程行為大都強調來自海洋波浪的衝擊，海流的影響通常較少被重視，原因之一是海流資料的不足。事實上，船隻操控、捕魚海釣、沿岸漂沙、廢水排放、潮流發電、風帆遊艇海泳等活動，都需要精確的海流資訊，一般民眾的活動大都位於近岸地區，近岸海域的海流資訊更顯重要。

海流的資訊可以經由數值模式模擬得知，但若能經由實際量測則能取得高準確性的海流資料。量測海流的方法有很多，譬如在底床佈設都卜勒流速儀(ADCP)，藉由向上發射音波，根據回波訊號可以求得各水層的流速分布，ADCP 也可以安裝在船

舶上或海面浮標上，成為向下發射音波的海流觀測方式，上述到現場觀量測可以獲取單點位置上長期的海流資訊，具有很好的時間解析度，但現場海流觀測通常也需要耗費比較大的人力和物力才能作業。除了實測的海流量測外，透過遙測方式觀測海流也有不少研究，譬如 Ducet *et al.* (2000)透過衛星高度計分析流場變化，衛星可以一次量測很大範圍的海流，但其時間解析就相對較差，往往很長一段時間才能對相同位置進行觀測，對於要掌握近岸變化迅速的流場略顯不足。衛星影像的海流觀測事實上是發射電磁波的方式進行，因此，若讓電磁波從陸域上發射則可以有更好的空間解析度，雷達即為發射電磁波的一種設備。CODAR 系統(Barrick *et al.*, 1977)、WERA 系統(Gurgel *et al.*, 1999)是世界上著名的海流遙測系統，它們是利用發射高頻(HF)波段的電磁波量測表面海流，它們架設在岸邊，量測距離往往可以達到離岸 200 公里以上，也因為量

<sup>1</sup> 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 副教授

<sup>2</sup> 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 教授

<sup>3</sup> 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 助理

<sup>4</sup> 工業技術研究院綠能與環境研究所資源應用技術組 組長

<sup>5</sup> 工業技術研究院綠能與環境研究所資源應用技術組 研究員

\*通訊作者，電話：02-24622192 ext.6318, E-mail: doong@mail.ntou.edu.tw

收到日期：民國 103 年 02 月 07 日

修改日期：民國 103 年 03 月 21 日

接受日期：民國 103 年 04 月 01 日

測距離遠，它們的空間解析網格大都在”公里”的尺度，對於近岸海流解析仍顯不足。以上所述各種量測表面海流的原理均有不同，衛星測高儀係根據海面高度的變化來計算海流速(向)，高頻雷達則根據都卜勒效應計算所得，微波雷達根據波流的頻散關係推算，ADCP 則是根據水中雜質對音波產生的都卜勒效應來獲得各層的流速，衛星觀測範圍大但解析大較粗，高頻雷達和微波雷達的流場空間解析度較小但都需要海表面有風吹，亦即觀測結果包含了海表面的風吹流和其它流場的合成效果，不論衛星或雷達都可以觀測海流的空間分布，而 ADCP 則僅觀測某位置的海流，且通常僅能測得海表面下的流況，具有各分層的流速時間變化資訊是 ADCP 最大的優點。

Young *et al.* (1985)提出以微波(Microwave)波段雷達進行海況觀測之方法，他提出利用傅立葉轉換分析雷達影像時序列資料，推算海面波譜，並反推表面波浪與流場。之後，廣泛的研究和商業系統陸續被提出來，譬如德國的Helmholtz-Zentrum Geesthacht研究中心和Ocean Wave公司合作開發WaMoS系統，挪威MIROS公司開發WAVEX系統，國內的台灣大學(王胄，1999)和成功大學(吳立中等，2005)也都有採用類似理論而自行研發的觀測系統，近期還有最新同調(coherence)雷達的開發(董東璟等，2011；錢樺等，2013)。這些微波雷達系統的優點是，它們是主動式遙感探測方法，可不分晝夜且不受惡劣天氣影響地進行觀測，加上岸上供電與維修、資料傳輸方便，使得它們廣受歡迎，最重要地是，岸基微波雷達同時具有現場實測和衛星遙測的優點，雷達不斷轉動，每轉一圈就對海洋攝取一張回波影像，因此它同步具有空間和時間的解析力，是一種三維的海洋觀測。其不足的，是它無法量測海面下海流，並且雷達畢竟是遙測工具，有時候需要現場資料的率定或校調是獲得準確量測結果必要的手段，基本上，岸基微波雷達海流觀測系統仍是近年來海洋觀測的先進技術，對於近岸流場觀測更能顯示出其優勢。

利用微波雷達量測海表面流速需要對其回波訊號進行分析，回波訊號通常以數位化的灰度值表

示，它包含了海面粗糙度的訊息，Seemann *et al.*(1997)基於波數譜中的都卜勒頻率偏移來計算表面流速；而當波數與流速作用於分散關係式中時，經由數學運算可以反演不同頻率中的能量(Nieto-Borge *et al.*, 2000)。此外 Wolf and Bell (2001)嘗試透過雷達回波影像譜中與波數隨觀測海域流場影響所產生的變化特性，求得流場資訊。Gangeskar(2002)以微波雷達影像計算所得的流速資料與潮流模式進行比對，證實兩者相近。Senet *et al.* (2001)對測流理論進行改良，加入高階諧波(Higher Harmonic)的影響以及膺頻效應(Aliasing Effect)，以改進流速計算。Nieto-Borge *et al.* (2008)建立海面回波的經驗式用於雜訊的濾除。Senet *et al.*(2008)則提出一個新的演算法，稱為DiSC模型，用來計算高解析度的沿岸流場變化。吳立中等(2005)以小波轉換分析非均勻雷達影像，吳立中等(2006)提出經驗公式計算最佳水深代表值，以改善近岸流場計算結果。

## 2. 空間流場的分析方法

雷達影像的獲得是藉由雷達天線向海面發射電磁波，由於海表面的粗糙不平而造成電磁波產生回波，藉以解析目標物的特徵。產生回波的機制是由鏡面反射(Specular reflection)與布拉格散射(Bragg scattering)。其中鏡面反射是指當海面起伏大或是波浪大時，大曲面之海面類似鏡面而反射雷達波，一般而言，海面粗糙度越大其反射現象越明顯；而當波動在週期性結構的介質中或沿著浪狀的介面傳遞時，會與介面的幾何形狀或介質的物理結構產生共振而導致強回波，此現象稱為布拉格反射(Crombie, 1955)，因此離天線較遠的海域之雷達回波成像即仰賴布拉格反射現象。此外海面波浪的遮蔽效應也是雷達回波成像的重要機制，由於電磁波無法穿透水體，因此波浪朝向雷達的那一側會發生較強的回波，在背面則無法產生回波，因此在雷達影像上則呈現亮暗相間的波紋。分析這些波紋，就能進一步得到海象與流場的資訊。

雷達觀測資料為包含時間以及空間資訊的影

像時序列，為從這三維的雷達資料中萃取波浪與海流得資訊，必須建立一套影像時序列的分析方法。本文藉由三維傅立葉轉換作為分析影像譜之工具，把這三維影像時序列經過轉換之後可得到二維影像譜，如下式(1)：

$$E(k_x, k_y, \omega) = |FFT(I(x, y, t))|^2 \quad (1)$$

其中 $I(x, y, t)$ 為連續雷達影像的函數， $k_x$ 、 $k_y$ 分別是波數 $\mathbf{k}$ 在 $x$ 、 $y$ 方向的分量， $I(x, y, t)$ 經過方程式的轉換可計算出雷達影像反應在海表面上的波數譜和頻率譜，可以此推得波浪資料。當表面流場不存在的情況下，量測的波數和頻率會滿足線性波理論的頻散關係(dispersion relation)，但若表面海水並非處於靜止的情況下，波數和頻率則不符合頻散關係而會產生都卜勒偏移現象，頻散關係改寫如下式，如圖 1 所示。

$$\omega = \omega_0 + \vec{k} \cdot \vec{U} \quad (2)$$

式中 $\omega_0$ 為原始角頻率， $\vec{U}=(U_x, U_y)$ 為表面流速。圖 1 中粗實線代表符合線性波理論之頻率-波數關係，但若海表面有流的存在，則會產生都卜勒偏移，其

$$\begin{bmatrix} U_x \\ U_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum k_x^2 E & \sum k_x k_y E \\ \sum k_x k_y E & \sum k_y^2 E \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum k_x (\omega - \sqrt{gk \tan(kd)} E) \\ \sum k_y (\omega - \sqrt{gk \tan(kd)} E) \end{bmatrix} \quad (5)$$

頻率-波數關係線變為圖中虛線所示，在正波數譜中會向上偏移，在負波數譜中則會向下偏移，(2)式中的角頻率必大於零，但波數可以是負值，波數的正負值描述波動運動的方向不同。流速向量 $\vec{U}$ 可以利用最小平方法將(3)式最小化求得(Gangeskar, 2002)。

$$J = \sum_{\omega=0}^{\omega_M} \sum_{k_x=-k_{xN}}^{k_{xN}} \sum_{k_y=-k_{yN}}^{k_{yN}} \Delta \omega^2 E(k_x, k_y, \omega) \quad (3)$$

其中 $J$ 為殘餘值， $\Delta \omega = \omega - \sqrt{g|\vec{k}|} - k_x U_x - k_y U_y$ 。

假設在深水情況下( $\tanh(|\vec{k}|d) \approx 1$ )，上述函數經由推導可得 $(U_x, U_y)$ 的解，如(4)式，

$$\begin{bmatrix} U_x \\ U_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum k_x^2 E & \sum k_x k_y E \\ \sum k_x k_y E & \sum k_y^2 E \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum E(\omega - \sqrt{g|\vec{k}|}) k_x \\ \sum E(\omega - \sqrt{g|\vec{k}|}) k_y \end{bmatrix} \quad (4)$$

若觀測區域為淺水海域，則水深的參數須列入考慮，流場的計算方程式則需改成(5)式。本文因分析海域波浪特性大多屬於中間性水波到深水波範圍，因此流場的解析係採用(4)式進行。

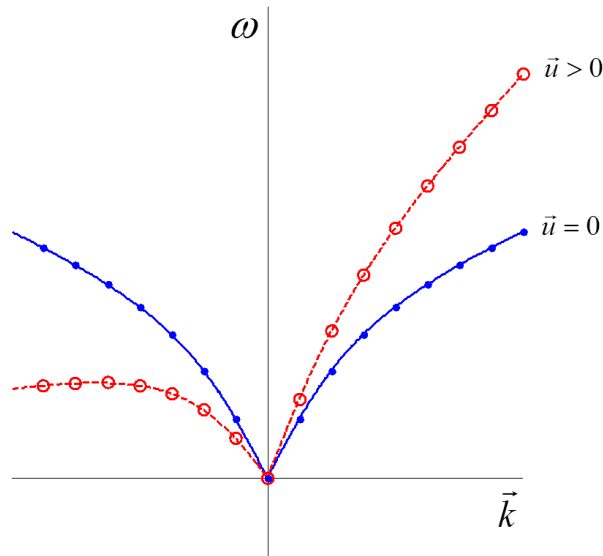


圖 1 海表面有無海流時之頻率-波數關係圖

### 3. 近岸海流觀測結果驗證

本研究於新北市石門區富貴角海岸架設微波雷達系統(如圖 2)，雷達系統架設於富貴角東側岸邊民宅屋頂，系統高程約為平均海面上約 15m，觀測期間自 2013 年 9 月 14 日至 10 月 18 共 35 天，此期間遭遇了天兔(Usagi)颱風(9/19-9/22)與菲特(Fitow)颱風(10/4-10/7)。為了驗證雷達系統的觀測結果，本研究另於富貴角東北方約 3 公里、水深約 26 公尺處，於底床佈設乙架都卜勒流速儀(ADCP)擷取現場海流資料，雷達與 ADCP 的相對位置如圖 3 所示。



圖 2 本研究於富貴角海岸之雷達架設完成圖

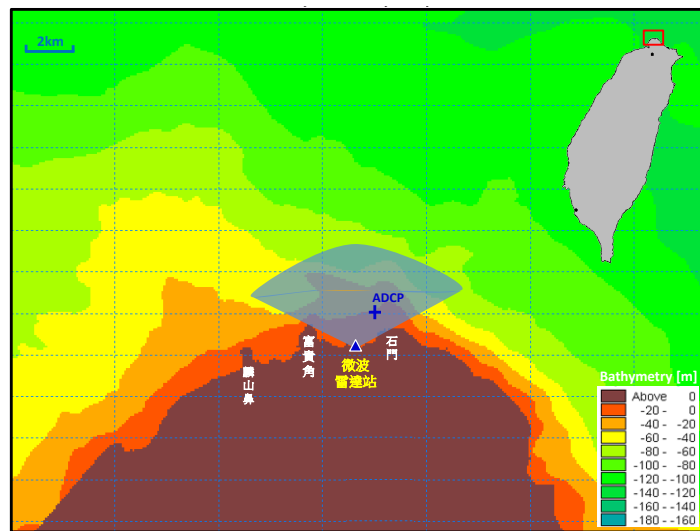


圖 3 微波雷達系統與現場 ADCP 相對位置圖

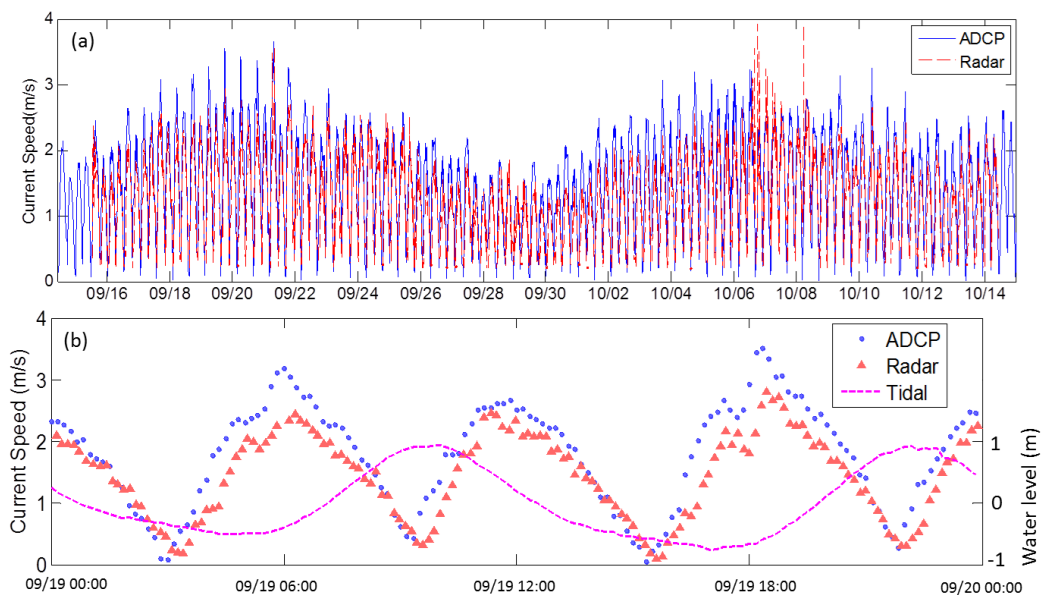


圖 4 雷達與 ADCP 流速情形(a)全程觀測期間；(b)一個整天

微波雷達的觀測結果以大潮期間(2013/9/19)為例，如圖 4 所示，圖上亦顯示當時之潮位狀態，可比對漲退潮時流速的變化，該潮位資料係由設於該處之 ADCP 所提供。分析結果顯示，當潮位在最高水位(滿潮)與最低水位(乾潮)時，該海域之流速為相對低值，滿潮時近乎停潮，但在退潮至八分時，流速即已達最小，約為 0.2m/s；而在潮位上升(漲潮)與下降(退潮)期間，流速出現最大值，此海域的流速變化周期約為 6 小時，與潮汐變化一致，顯示當地是以潮流為主導。圖 4 的結果顯示，微波雷達量測之表面流速與 ADCP 量測結果趨勢一致，但雷達量測結果相較於 ADCP 結果有顯著略小的現象，將此兩種觀測資料進行迴歸分析，結果如圖 5 所示，顯示兩種觀測方式的相關係數達 0.86，為

高度相關，均方誤差(mean square error)為 0.21 m/s，平均相對誤差約為 23.3%。檢討這期間的差異有可能是由於 ADCP 所量測得之流速並非為表面流，是最接近海表面的流速，以本案為例，約是水下約 1.5m 的流況，除此，也有可能是由於本處海域的非均勻性，雷達是一個小區域範圍(約是 160x160m)的代表流況，而 ADCP 則是單點流況，兩者比較上的基礎略有差異所致。圖 6 顯示微波雷達和 ADCP 的流向分布圖，結果顯示主要流向為 100 度(流向東南，退潮期間)與 300 度(流向西北，漲潮期間)，兩者間具有高度的一致性。驗證結果雖然顯示流速量測與 ADCP 間仍有小幅的偏差，但對於一個遙測工具而言，此結果已相當滿意，而流向的驗證則與 ADCP 相當一致。

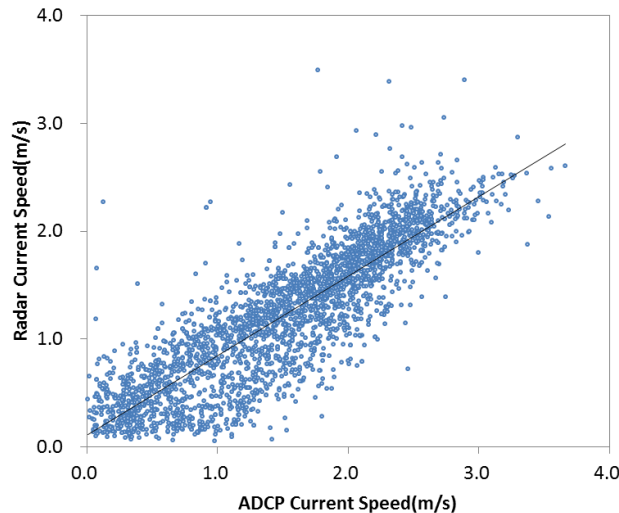


圖 5 富貴角微波雷達流速量測結果與 ADCP 之比對

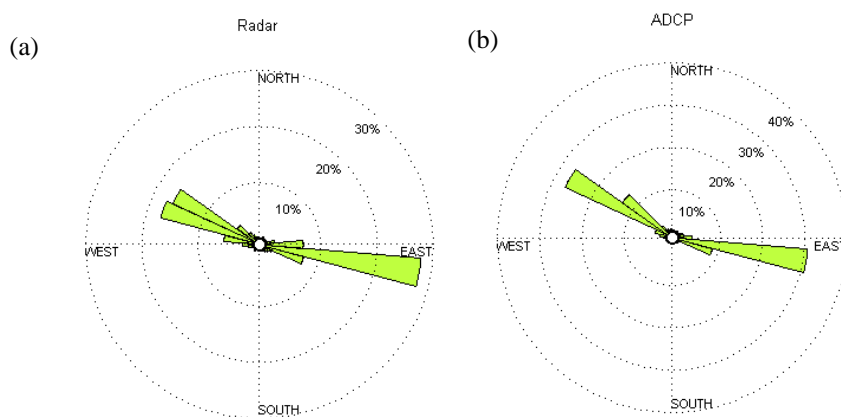


圖 6 (a)富貴角微波雷達流向量測結果與(b)ADCP 之比對

## 4. 近岸海流空間變化特性

### 4.1 富貴角海域的急流

富貴角海域觀測範圍內，20 米等水深線約離岸 500 公尺，60 米等水深線約離岸 2 公里，該處海域之平均坡度約 4%。該處海域沿岸為岬角地形，使往返的潮流受到地形擠壓產生急流。觀測結果顯示(圖 4)，最大流速主要發生於漲潮二~四分期間，以及退潮二~四分之間，其中漲潮時的最大流速較退潮時大。在前述較大流速期間，最快流速達 3.92m/s，發生大潮漲潮三分時刻，而平均流速為 1.89m/s，應是目前台灣沿岸觀測到海流最強之海域。

流速空間分布，從圖上發現，漲退潮間海流主要沿岸線向西北方向運行，在離岸 2 公里以外的海域流速達 2m/s 以上，部分區域達到 3m/s 以上；乾潮與滿潮期間，因為流速偏小近乎停止，因此部分海域的流向計算結果紊亂。另外，本文也發現，無論漲退潮，富貴角東側灣內常駐一股強流，其流速可達 3m/s 以上。將觀測期間內每個分析網格的流速資料進行統計分析，計算流速大於 1m/s 的累積機率，如圖 8 所示，在貴角海海域水深超過 40 米處之累積機率超過 70%，顯示該海域有長時間大範圍的急流，以潮流為主體。另外，計算觀測範圍內的平均流速，僅繪出平均流速大於 1.0m/s 之分佈位置如圖 9 所示，可見富貴角灣外海域之平均流速皆大於 1m/s，可作為未來的潮流發電研究基地。

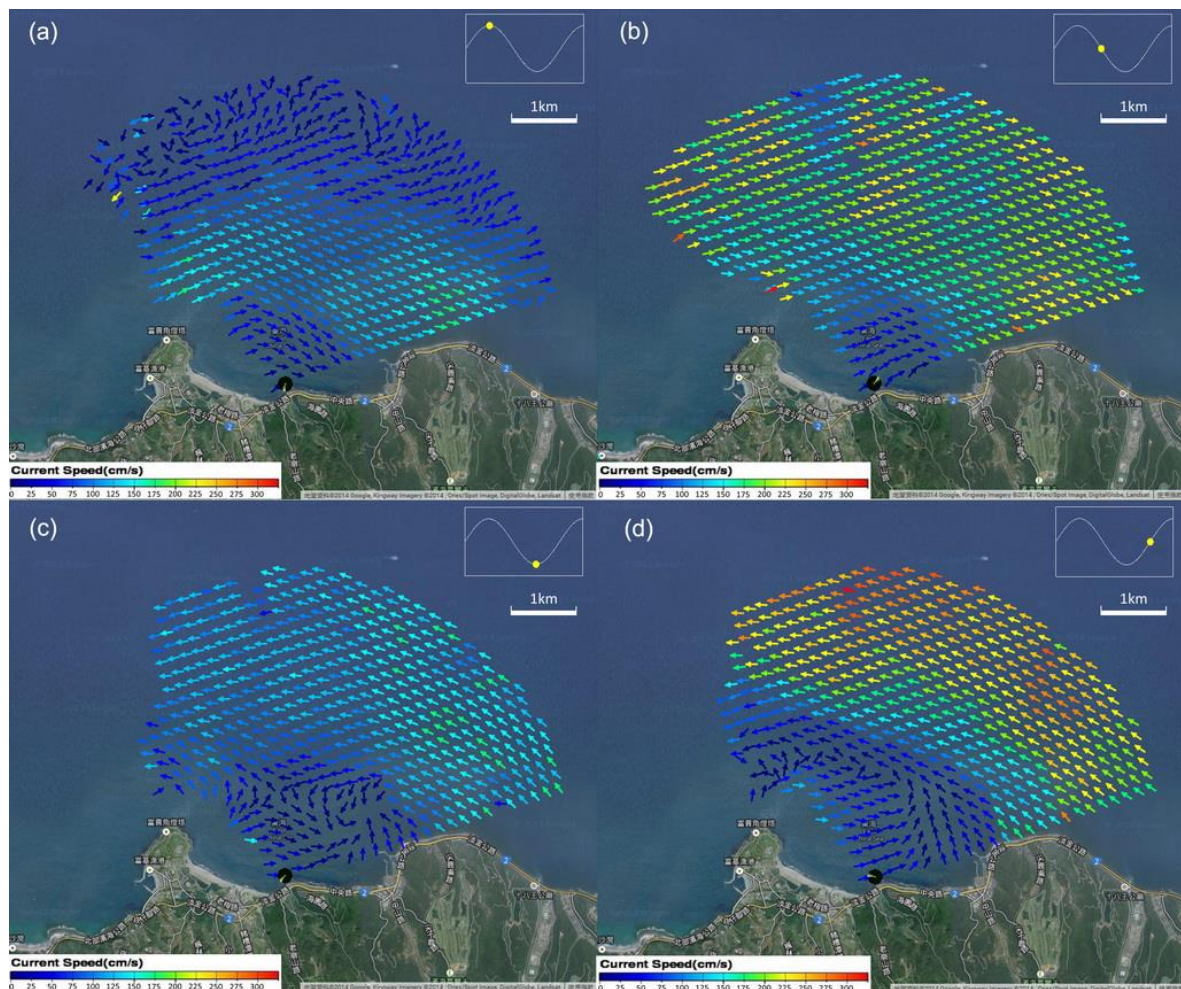


圖 7 富貴角海域各潮時流速分布圖

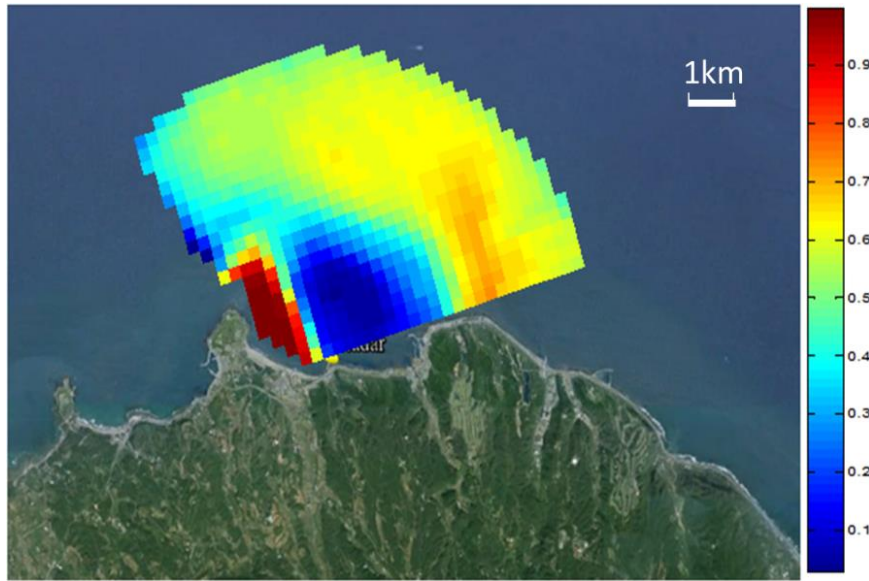


圖 8 觀測期間內流速大於 1 m/s 之累積機率

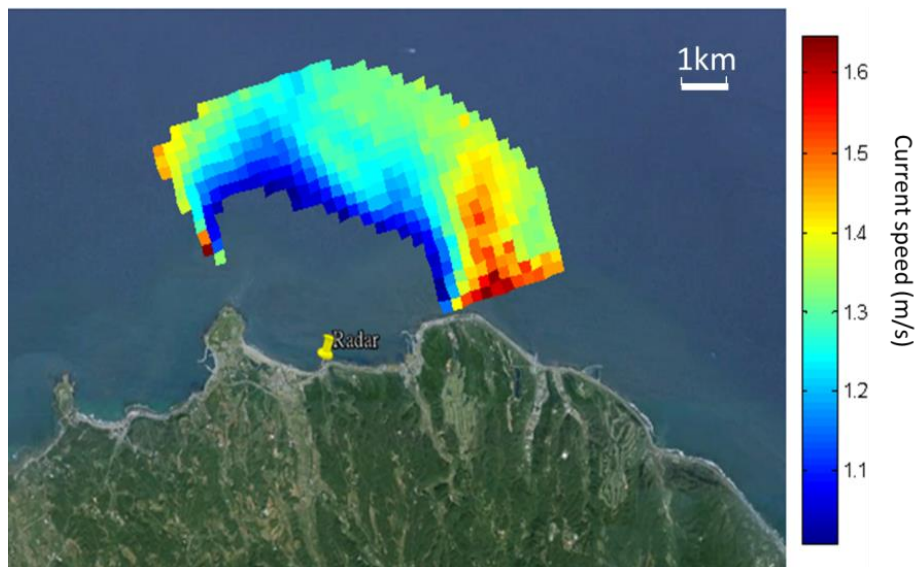


圖 9 富貴角海域平均流速超過 1.0m/s 位置分布圖 (觀測時間：2013/9/14-10/18)

## 4.2 富貴角海域的裂流

在富貴角海域的海流觀測中，本文發現在富貴角西側麟山鼻附近海岸觀測到一股速度較大的海流，此現象除了受到潮流影響，可能是入射的波浪撲向海岸時，受到水深變化或海岸地形影響而形成強勁的沿岸流(longshore currents)，當這些沿岸流匯合時，形成了一股往外海移動的裂流(rip currents)，本研究觀測期間多次發現類似的流況出現，圖 10 為其中之一例，該例顯示在麟山鼻西側岬頭有一股

很強的海流流向外海，流速達 3.2m/s(六節)以上，它可能是來自西側的沿岸流在流經岬頭時產生的向外水流，類似的岬頭裂流在林美雪(2007)的研究中也在衛星影像中發現，在北部和東北角海岸時常發生，微波雷達獲得了裂流流況變化的時序列，有助於未來提供模式驗證與特性分析。

## 4.3 基隆海域的渦漩

除富貴角外，本研究還將微波雷達安裝在基隆海洋大學觀測基隆嶼附近海域流況。台灣四周海流

受潮汐影響為主，通常是規律的往復運動，但是在基隆海域受到基隆海檻(Sill)等地形作用，令此處之沿岸流較為複雜，過去在此處僅有短時間的船測紀錄，從雷達觀測結果(如圖 11)，漲潮時流向為由東南往西北，退潮時流向則相反，但本研究觀測到，在基隆嶼東南方海域出現了一個逆時針渦旋(Eddy)，研究結果發現，此渦旋在小潮或大潮期間或在不同季節都會發生，它通常出現於退潮近乾潮前而結束於底潮轉漲潮後，推測其出現的原因應與海域之地形與漲退潮時之流向變化有關，當基隆海檻西側強勁的退潮流遭遇海檻阻隔時，向南擠入水

深超過 60 公尺深的和平島水道，這股水流有一部分在海檻東側緩坡上向北偏，與遭遇海底陡坡阻礙的外海強大退潮流會合而形成渦旋，漲潮開始時，漲潮流增強，此現象消失，如圖 12，此結果與推論和胡建驊(2002)、陳在賦(2004)用船測的觀測結果相近。觀測結果顯示，渦旋中心處之流速近乎靜止，統計自 2012 年 8 月至 2013 年 4 月期間的所有雷達觀測資料，發現渦旋發生次數有 260 次，此現象約略在乾潮前一小時開始發生，延續至漲潮後 1 小時，歷時約 2 小時，其半徑約為 1 公里，此外在乾潮轉漲潮時發生渦旋的機率高達 95%以上。

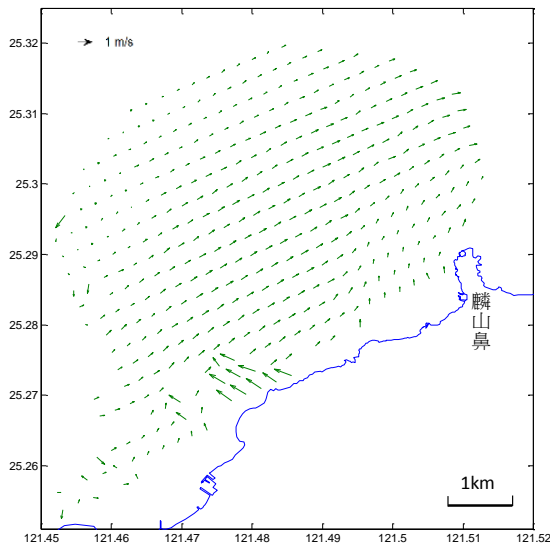
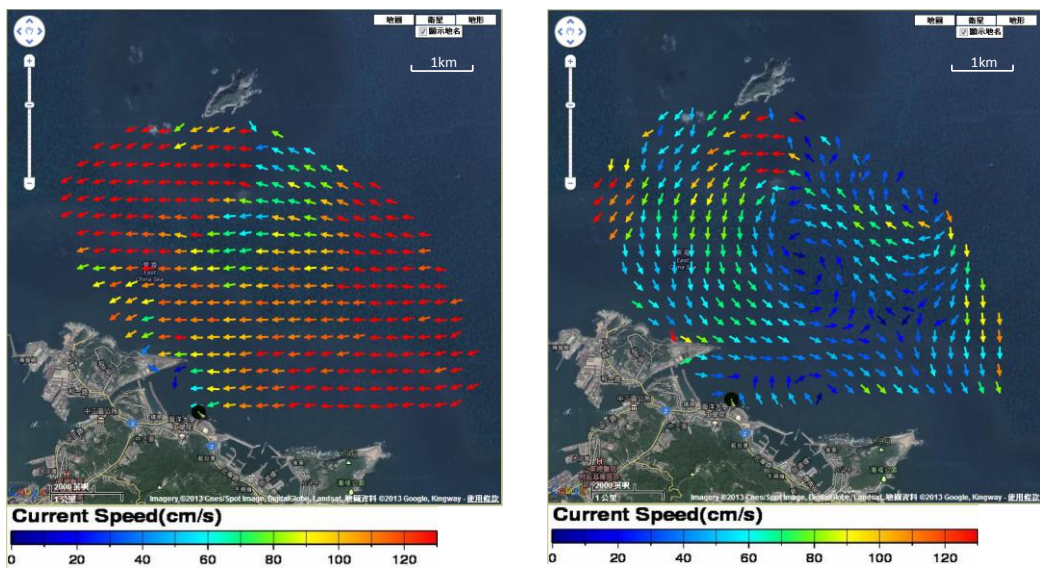


圖 10 富貴角西側麟山鼻海域裂流觀測案例



(a)漲潮流況(2012/9/30 17:58)

(b)退潮流況(2012/2/10 02:59)

圖 11 基隆海域流場空間分佈

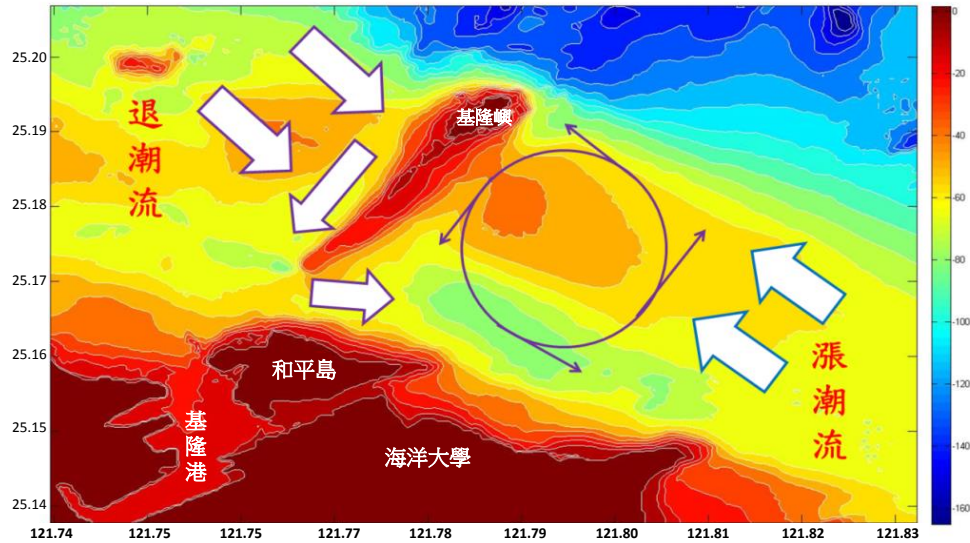


圖 12 基隆海域渦流發生示意圖

#### 4.4 基隆海檻的潮流變化

海檻上方由於水深變淺，潮流爬過海檻時產生流速輻合(convergence)現象，因此在海表面出現顯著浪花，海面粗糙度變化，雷達回波顯著，圖 13 為 2012 年 9 月 30 日 19:00 基隆海域之微波雷達平均回波影像，當時正值漲潮期間，流速輻合區出現在海檻西側，從雷達回波圖上可以顯著地辨識出交界線，對於研究海流與地形間交互作用的課題提供良好的觀測資料。

海檻造成流速加速，為探究海檻上方之流速分布，本研究分析 2012 年 8 月起在基隆海域觀測 8 個月的雷達流速資料，擷取海檻剖面流速資料進行分析，本文將一個漲退潮週期分為 10 個潮時，將各個潮時的資料平均後，用來分析基隆海檻上不同潮位之流速分佈情形，如圖 14 所示，圖中 A 點為基隆嶼端，A' 點為基隆港端，分析結果顯示，於漲潮四至六分前後在海檻上出現最大流速，平均最大流速為 1.55 m/s。本文發現，無論在漲潮或退潮階段，基隆海檻上最快流速發生位置約在距基隆嶼南側 1.5 公里、水深 20 m 附近水域，此處也具有作為潮流發電測試場的環境條件。

### 5. 結論與建議

本文研究結果證實了微波雷達系統具有觀測

近岸海流空間變化的能力。經與現場實測資料驗證，雷達觀測與 ADCP 觀測海流之相關係數達 0.86，均方誤差為 0.21 m/s。檢討這期間的差異有可能是由於 ADCP 所量測得之流速並非為表面流，是最接近海表面的流速，也有可能是由於雷達屬於空間觀測、ADCP 屬於單點流況之基本上的差異所造成，至於流向的驗證則顯示主要流向為 100 度(流向東南，退潮期間)與 300 度(流向西北，漲潮期間)，雷達與 ADCP 間具有高度的一致性，整體的驗證結果顯示微波雷達觀測海流的準確性是可被接受的。

從富貴角海域的雷達觀測結果顯示，本海域最大流速主要發生於漲退潮二~四分期間，漲潮時的最大流速較退潮時大，觀測所得之最快流速達 3.92m/s，發生大潮漲潮三分時刻，而平均流速為 1.89m/s，應是目前台灣沿岸觀測到海流最強之海域。另外，本文發現在富貴角離岸 2 公里外海域之平均流速大於 1m/s，此大流速的時間超過 70% 以上。本文在富貴角岬灣西側麟山鼻附近海岸觀測到裂流現象，流速最快達 3.2m/s，推測可能是受到沿岸水深變化或地形影響，造成水流垂直向外海傳送。

本研究從基隆海域的流場空間分布發現，當潮汐變換到乾潮底前後一小時內，在基隆嶼東南方海域約 1.5 公里處出現了一個半徑約 1 公里的逆時針

渦漩，其歷時約 2 小時，經研判該渦漩之出現主要與當地漲退潮流和海檻地形間的交互作用所引起。基隆海檻上的加速潮流在海表面呈現出跳躍波痕現象，從海檻上方的流場解析，觀測期間內海檻上方平均最大流速 1.55m/s 出現在距基隆嶼南方約 1.5 公里、水深 20 m 處。

岸基微波雷達兼有衛星影像和實測的優點，可以獲取近岸海域空間和時間的三維流場，本研究證實了其觀測的正確性，並提出多種近岸海流空間變化特性，顯示了岸基雷達是極具潛力的海洋遙測工具。

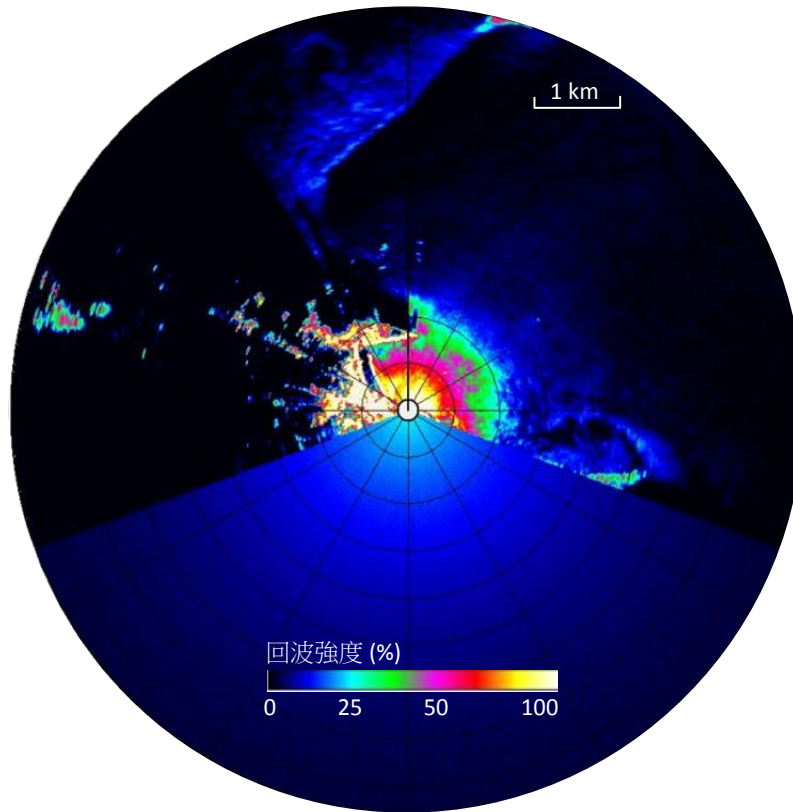


圖 13 雷達平均回波影像 (2012/9/30 19:00)

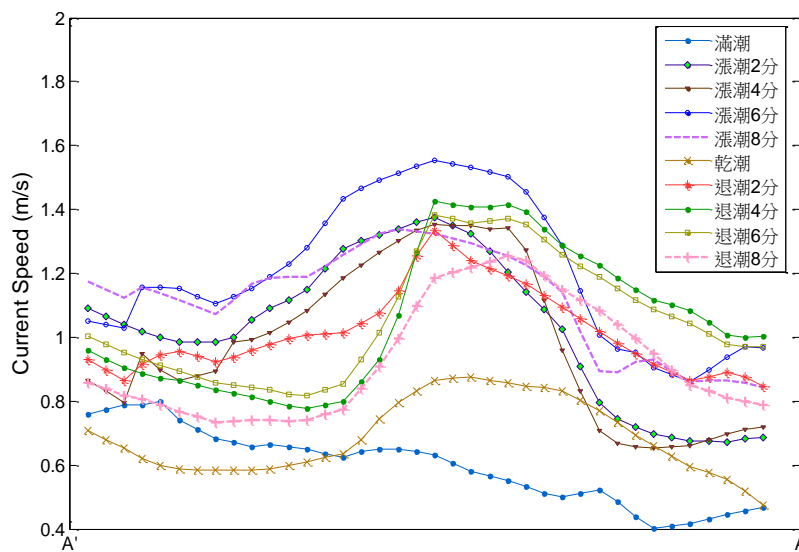


圖 14 基隆海檻上方流速分佈

## 誌謝

本研究承蒙能源局「海洋能發電系統研發計畫」(計畫編號 102-D0101)提供雷達觀測與海流儀及佈放費用使得以順利進行，特此致謝。張富翔先生與金孟良先生協助現場觀測及資料整理和繪圖，特此一併誌謝。

## 參考文獻

- 王甯，1999。淡水港雷達遙感波浪監測研究，臺灣技術研究中心報告，台中。
- 吳立中、李汴軍、高家俊、董東璟、郭純伶，2005。航海雷達在觀測海洋波浪與流之開發，海洋及水下科技季刊，15(2)，8-15。
- 吳立中、董東璟、林家豐、高家俊，2006。從雷達影像萃取近岸海域表面流場之研究，海洋工程學刊，6(2)，81-94。
- 吳立中、董東璟、高家俊、曾鈞敏，2005。應用航海雷達於空間波場觀測之研究-空間波流場之分析，中華民國第 27 屆海洋工程研討會論文集，國立中興大學，台中，28-34。
- 董東璟、吳立中、Trizna, D.，2011。利用同調 (Coherence)雷達從事海洋波流觀測，海洋及水下科技季刊，21(1)，23~28。
- 錢樺、鄭皓元、林昭暉、賴堅成，2013。海象觀測同調性都卜勒微波雷達的開發，中華民國第 35 屆海洋工程研討會論文集，國立中山大學，高雄，731-736。
- 胡健驊，2002。海洋科技博物館近岸海域之海潮流—基隆嶼海檻之跳躍波痕，國立海洋科技博物館籌備處研究報告，基隆。
- 陳在賦，2004。基隆嶼海檻之夏季潮流反應的三度空間水文場，國立臺灣海洋大學碩士論文，基隆。
- Barrick, D.E., Evans, M.W., Weber, B.L., 1977. Ocean surface currents mapped by Radar, *Science*, 198, 138-144.
- Crombie, D.D., 1955. Doppler Spectrum of Sea Echo at-13.56 MHz, *Nature*, 4459, 681-682.
- Ducet, N., Traon, P.Y.L., Reverdin, G., 2000. Global High-resolution Mapping of Ocean Circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2, *Journal of Geophysical Research*, 105 (C8), 19477-19498.
- Gangeskar, R., 2002. Ocean Current Estimated From X-Band Radar Sea Surface Images, *IEEE*, 40(4), 783-792.
- Gurgel, K.W., Antonischki, G., Essen, H.H., Schlick, T., 1999. Wellen Radar(WERA), a new ground-wave based HF radar for ocean remote sensing, *Coastal Engineering*, 37, 219-234.
- Nieto-Borge, J.C., Guedes Soares, C., 2000. Analysis of Directional Wave Fields using X-band Navigation Radar, *Coastal Engineering*, 40(4), 375-391.
- Nieto-Borge, J.C., Hessner, K., Jarabo, P., de la Mata Moya, D., 2008. Analysis of Sea State Parameters and Ocean Currents from Temporal Sequences of Marine Radar Images of the Sea Surface, *Proceedings of RADAR '08, IEEE*.
- Seemann, H. Hatten., C. Senet., M., Ziemer, F., 1999. Estimation of Surface Wave Spectra from Nautical Radar Image Sequences with a Small Azimuthal Coverage, *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 1007-1009.
- Senet, C.M., Seemann, J., Ziemer, F., 2001. The Near-surface Current Velocity Determined from Image Sequences of the Sea Surface, *Geoscience and Remote Sensing*, 39(3), 492-505.
- Senet, C.M., Seemann, J., Flampouris, S., Ziemer, F., 2008. Determination of Bathymetric and Current Maps by the Method DiSC Based on the Analysis of Nautical X-Band Radar Image Sequences of the Sea Surface, *Geoscience and Remote Sensing*, 46 (8), 2267-2279.
- Wolf, J., Bell, P.S., 2001. Waves at Holderness from X-band Radar, *Coastal Engineering*, 43, 247-263.
- Young, I.R., Rosenthal, W., 1985. A Three-Dimensional Analysis of Marine Radar Images for the Determination of Ocean Wave Directionality and Surface Currents, *Journal of Geophysical Research*, 90 (C1), 1049-1059

## Observation of Nearshore Current by Using Land-based Microwave Radar

Dong-Jiing Doong<sup>1\*</sup> Cheng-Han Tsai<sup>2</sup> Ying-Chih Chen<sup>3</sup> Chih-Wei Yen<sup>4</sup> Ming-Jiun Maa<sup>5</sup>

### ABSTRACT

Microwave radar has been applied for nearshore current measurement. But most of them are implemented by a representative current from a whole image which is not reasonable for nearshore area. The purpose of this study is going to derive the spatial current distribution according to image spectral filter method based on dispersion relation. This study measured current at Fuguei Cape and Keelung sea area by microwave radar, and compared with Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) to verify the accuracy. The results confirm the reliance and correctness of current data from radar. The observation from Fuguei Cape found that the averaged current speed is higher than 1 m/s far from 2 km offshore area. The max. current speed observed is 3.92 m/s at Fuguei Cape coast. A strong flow and rip current were found in the east side of the Fuguei Cape and within the bay. They may cause by the interaction between tidal and coastal topography. The observation from Keelung sea area found a counterclockwise vortex one hour before and after low tide with one kilometer radius which occurs in the south-east of Keelung Sill. The strongest speed (1.55 m/s) occurs at 1.5km from Keelung sill with depth of 20 m.

**Keywords:** Microwave radar, Spatial current distribution, Rip current, Tidal current power, Eddy

<sup>1</sup> Associate Professor, Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

<sup>2</sup> Professor, Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

<sup>3</sup> Researcher, Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

<sup>4</sup> Division Director, Green Energy and Environment Research Laboratories, Industrial Technology Research Institute

<sup>5</sup> Researcher, Green Energy and Environment Research Laboratories, Industrial Technology Research Institute

\* Corresponding Author, Phone: 886-2-24622192 ext.6318, E-mail: doong@mail.ntou.edu.tw

Received Date: Feb. 07, 2014

Revised Date: Mar. 21, 2014

Accepted Date: Apr. 01, 2014



## 中文稿件投稿注意事項（英文稿件請參閱下頁 Author Guidelines）

本學刊定期出版攝影測量及遙感探測領域之學術論著、技術短文及應用性報導。所收錄之稿件皆須通過本編輯委員會安排之專家學者審查程序，並由通訊作者簽署著作權讓渡書。作者可自行聲明文稿屬學術論著、技術短文或應用性報導之類別，但本編輯委員會將依據審查委員意見決定收錄文稿之類別。本學刊不接受已經刊載過之文稿，於研討會發表過之論文，經適當增補其內容者為例外。

投稿之電子郵件信箱地址為 [jprsubmit@gmail.com](mailto:jprsubmit@gmail.com)，請以電子郵件附件方式寄送稿件之 WORD 檔及 PDF 檔各一份。為便利編審作業，請於稿件 PDF 檔中移除作者之相關資料（如姓名、服務機關、電話、及電子郵件信箱等）。稿件撰寫要點如下：

1. 頁面：採用 A4 規格頁面。
2. 字體：(1) 中文均以新細明體橫式打字；(2) 英文均以 Times New Roman 字體橫式打字。
3. 單位：內文、圖表及符號中之度量單位皆採用 SI 公制單位。
4. 首頁：首頁應含內容依次為「題目、作者姓名、摘要、關鍵詞、及作者服務機關及職稱（置於頁尾）」，接續文稿內文。
5. 末頁：末頁應含內容與首頁相同，但皆以英文書寫。
6. 題目：論文題目宜簡明，字體大小為 20，英文題目每字第一位字母以大寫字體打印。
7. 作者：作者姓名列於題目之下方，字體大小為 14，其服務機關及職稱以<sup>1,2,...</sup>上標編號註記於頁尾，字體大小為 12。
8. 摘要：摘要字數以 250 字為限，字體大小為 12。
9. 關鍵詞：列出三至五個關鍵詞，字體大小為 12。
10. 章節及標題：(1) 章節標題置中，編號一律為阿拉伯數字，如 1, 2, ...，標題字體大小為 18；(2) 小節標題靠左，編號一律為 1.1, 1.2, 1.1.1, 1.1.2.....，字體大小為 14。
11. 內文：內文之長度(含圖表)以不超過 25 頁為原則，各段落第一行應縮排，字體大小為 12。
12. 數學式：所有數學式均須標式號於圓括弧內，數學式內所有符號須於符號第一次出現時，應於數學式下方逐一加以定義。
13. 圖及影像：(1) 圖及影像均須數位化置於文稿中適當位置；(2) 所有圖及影像下方須附圖流水編號及說明；(3) 本刊接受彩色圖及影像，但紙版印刷一律採灰階印刷。
14. 表格：(1) 表格均須數位化置於文稿中適當位置；(2) 所有表格上方須附表流水編號及說明；(3) 本刊接受彩色表格，但紙版印刷一律採灰階印刷。
15. 參考文獻：(1) 參考文獻應列於文末，文稿中未直接引用者不得列入；(2) 先排列中文參考文獻，再排列英文參考文獻，其他文字參考文獻列於英文參考文獻之後；(3) 中文參考文獻以第一作者姓名筆劃順序排列，英文參考文獻以第一作者之姓依英文字母順序排列。當作者相同時，依發表年代排列，作者及發表年代完全相同時，依日期在年代後加以 a, b, c 順序。第一作者姓名相同時，先排列單一作者之參考文獻，其次為多作者文獻；(4) 參考文獻之格式如下列：
  - 期刊論文：作者姓名，年代。文章標題，期刊名稱，卷數(期數)：起始頁數—結束頁數。
  - 書籍：作者姓名，年代。書名，出版者，出版地。
  - 論文集：作者姓名，年代。篇名，論文集名稱，發表地點，卷(期)：起始頁數—結束頁數。
16. 參考文獻引用：(1) 作者為一人時，以作者全名(中文文獻)或姓(英文文獻)及發表年代，如李良輝(1991)或(李良輝，1991)、Jones (1979)或(Jones, 1979)；(2) 作者為二人時，以二作者全名(中文文獻)或姓(英文文獻)及發表年代，如施學延及陳良健(2011) 或(施學延及陳良健，2011)、Jones & Smith (1979)或(Jones & Smith, 1979)；(3) 作者為多人時，以第一作者全名(中文文獻)或姓(英文文獻)，之後加「等」(中文文獻)或「et al.」(英文文獻)及發表年代，如(郭寶章等，1976)或郭寶章等(1976)、Jones et al. (1979)或(Jones et al., 1979)；(4) 作者及發表年代完全相同時，依日期在年代後加以 a, b, c 引用，如 Jones & Smith (1979a)、Jones & Smith (1979b)。

# Author Guidelines

The Journal of Photogrammetry and Remote Sensing periodically publishes academic articles, technical short papers and application reports addressing topics in photogrammetry and remote sensing. Acceptance of submitted manuscripts for publication is based on a peer-reviewing process arranged by the editorial board. A manuscript will not be formally accepted until a copyright agreement is received. Although authors can indicate their submitted manuscripts belonging to one of the categories of academic articles, technical short papers or application reports, the editorial board will make the final decision based on the suggestions of reviewers. This journal does not accept any paper has ever been published, but a paper only published in conference proceedings and revised appropriately is an exception.

The E-mail address for manuscript submission is [jprssubmit@gmail.com](mailto:jprssubmit@gmail.com). Please send your manuscript in both WORD and PDF formats via e-mail attachments. In the WORD file, please provide author information. However, for blind reviewing, please eliminate author information in the PDF file. Instructions for authors to prepare a manuscript are as follows:

1. Typing format: Manuscripts should be typed single-column and double-space on A4 page size using font-type of 12pt **Times New Roman**. The pages should be numbered.
2. Units: Manuscripts must use SI (Metric) units in text, figures, or tables.
3. Cover page: The cover page should contain manuscript title, author names, abstract, key words, and author affiliations.
4. End page: The end page contains the same information as the cover page, but in Chinese.
5. Title: The title of the manuscripts should be concise and informative. Please use font size of 20pt and capitalize the initial letter of each word in the title.
6. Authors: Authors names (using font size of 14pt) are listed below the title, affiliations (using font size of 12pt) are listed at the end of the first page marked with <sup>1, 2, ...</sup>.
7. Abstract: The abstract should be shorter than 250 words and typed using font size of 12pt..
8. Keywords: Keywords (no more than 5 words) should be given and placed below the abstract.
9. Sections and Sub-sections: Section heading (using font size of 18pt) should be centered and numbered in 1, 2... etc. Sub-sections (using font size of 14pt) are justified to the left in 1.1, 1.2, 1.1.1, 1.1.2...etc.
10. Paper length: Published papers are limited to 25 pages.
11. Equations: Type formulae and equations clearly in black and numbered in curved brackets. All symbols in equations should be clearly defined when they firstly appear in the manuscripts.
12. Figures and Tables: Figures and tables are numbered and described in short. When papers are accepted, original figures, tables, and photographs are expected for reproduction. Color figures and tables are acceptable in digital version, but they will be printed in gray levels in hard copies.
13. References: Only works cited in the text will be included. References should be cited in the text by giving the last name of the author(s) and the year of publication of the reference, such as Lee and Huang (1979) or (Lee and Huang, 1979). With three or more names use the form "Huang *et al.* (1995) or (Huang *et al.*, 1995)" in the text. When two or more references have the same text identification, please distinguish them by appending "a", "b", etc., to the year of publication. References should include the complete title(s), the number of the volume and the page(s) of the information cited. References should be listed in alphabetical order, according to the last name of the first author, at the end of the paper.

## 更正啓示

第十八卷一期〈福衛五號非同步取像及其影像模擬〉一文，第六十頁

公式(4) 應為 $\phi = \sin^{-1}(u_x \sin \psi - u_y \cos \psi)$ ，誤植為

$\phi = \sin^{-1}(u_x \sin \psi + u_y \cos \psi)$ ；

第六十二頁公式(16) 應為 $\phi = \sin^{-1}(-u_y)$ ，誤植為 $\phi = \sin^{-1}(u_y)$

，特此更正。

**Volume 18 No. 3**  
**J u l y 2 0 1 4**

**Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**  
**(Special Issue on Ocean Remote Sensing)**

**CONTENTS**

**Introduction to the Special Issue**

Ocean remote sensing  
(Chung-Ru Ho)

**Regular Issue Papers**

Substrate Classification with the Reflectivity of Bathymetric Lidar

(Wei-Tsun Lin, Tian-Yuan Shih, Jie-Chung Chen) ..... **145**

Spatial and Temporal Distribution of Cloud Coverage over Taiwan Using  
MTSAT Satellite Images

(Wei-Wei Chen, Hsien-Kuo Chang, Jin-Cheng Liou) ..... **153**

Nonlinear Internal Waves in the Andaman Sea

(Ming-Kuang Hsu, Chih-Hung Hsieh, Chung-Ru Ho, Antony K. Liu,  
Jingson Yang) ..... **161**

Analysis Of Surface Circulation In Yin-Yang Bay Using Digital Camera Imagery

(Zheng-Wen Cheng, Kun-Cheng Hsieh, Chung-Ru Ho, Yan-Hao Chao)..... **175**

Preliminary Study of Coastal Thermal Plume Oscillation Using X-band Radar Images

(Li-Chung Wu, Laurence Zsu-Hsin Chuang)..... **185**

Observation of Nearshore Current by Using Land-based Microwave Radar

(Dong-Jiing Doong, Cheng-Han Tsai, Ying-Chih Chen, Chih-Wei Yen,  
Ming-Jiun Maa)..... **193**

第 十 八 卷 第 三 期

中 華 民 國 一 〇 三 年 七 月

# 航測及遙測學刊

## (海洋遙測特刊)

### 目 錄

#### 特刊引言

海洋遙測

(何宗儒)

#### 學術論著

由測深光達反射率進行底質分類之研究

(林暉尊、史天元、陳杰宗).....145

以 MTSAT 衛星影像分析臺灣海岸地區雲覆蓋率的時空特性

(陳蔚瑋、張憲國、劉勁成).....153

安達曼海的非線性內波

(許明光、謝志宏、何宗儒、劉安國、楊勁松).....161

陰陽海表面流場分析-影像特徵追蹤之應用

(鄭志文、謝坤成、何宗儒、趙彥豪).....175

從岸基 X-band 雷達回波監測近岸溫排水之初步研究

(吳立中、莊士賢).....185

應用岸基微波雷達量測近岸海流空間分布

(董東璟、蔡政翰、陳盈智、顏志偉、馬名軍).....193