

應用航海雷達於空間波場觀測之研究 - 淺水區域流場之分析

林家豐¹ 吳立中² 董東璟³ 高家俊⁴

¹ 國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士

² 國立成功大學水利及海洋工程研究所博士班研究生

³ 國立成功大學近海水文中心博士後研究

⁴ 國立成功大學水利及海洋工程學系教授兼近海水文中心主任

摘要

X-band 雷達所觀測之海面影像隱含有表面流資訊在其中。利用雷達影像推算海面流場時，在深水區域，水深對流場計算結果之影響不明顯；但在淺水區域，水深會影響流場計算結果。本文研究目的為探討如何在流場分析方法中輸入一適當的水深代表值，以獲得正確的流場分析結果。為了探討對各種水深、波浪和流速條件下代表之水深代表值，本文除進行現場觀測外，並發展出一套影像模擬法，可依設定之波浪和流速條件產生影像序列，做為後續研究的素材。在分析過程中，用影像範圍內之任一水深值代入分散關係式均可求得一個流速值，由試誤法求得流速分析值與輸入值最接近時之水深做為代表值。經由以上之計算分析結果顯示，水深代表值與底床斜率間存有良好的相關性，用二次多項式迴歸，其相關性為 97%。為驗證結果的準確性，以 GPS 漂流浮標量測表面流速之結果進行比對，結果顯示代入本文所求得之水深輸入值，確實能改進雷達影像推算表面流速的結果，且在相對水深愈小的區域改進效果愈顯著。

Surface Current Extraction from Shallow Water Radar Images

Chia-Feng Lin Li-Chung Wu Dong-Jiing Doong Chia-Chuen Kao

ABSTRACT

It is possible to extract surface current information from the X-Band radar backscatter. The value of representative water depth (RWD) is one of the most important factors in the image process to derive surface current from radar images. It cannot be ignored for the case of the image is from shallow water area. The purpose of this paper was to study the estimation of RWD in order to find the correct sea surface current. In addition to the field experiment, an image simulation method was developed to simulate images for further studies from various conditions of water depths, waves and currents. The RWD was tested from the water depth ranges that the image covers. The optimal RWD was then determined by the criteria on minima bias of input and analyzed currents. The result shows that the optimal RWD value has correlation with bathymetry slope. By regression analysis, the coefficient of correlation is 97%. An empirical formula is therefore derived to estimate the RWD. In order to obtain validity of the result from image simulation, a field experiment was arranged. Sea surface current measured from GPS buoy was used for validation of present formula. It was shown that the result of sea surface current derived from radar images was improved by inputting the RWD

estimated from the empirical formula in this study. The improvement is significant at the coastal area with small relative water depth.

一、前言

許多有關海岸工程以及海域災害救援等，都需要有詳細的海流資料為參考，除此之外生態環境的問題，如水溫的變化或是油污的擴散皆會影響珊瑚礁群的生長，皆與流場息息相關。一般人類從事的海上活動、海事工程和港灣工程皆著重於近岸數公里以內，故不論是人員的安全、工程的設計或是生態的保護，在近岸地區的流場資訊是一個很重要的參考依據。

流場的觀測方法可分為直接的現場觀測(in-situ measurement) 與間接的遙感探測(remote sensing) 兩種方式，遙測儀器不直接接觸海水，其可以得到海面大範圍的資訊，如 X-band 雷達。雷達發射的電磁波藉由海面波場的起伏產生布拉格共振和鏡面反射的回波，因海表面流場的影響，造成都卜勒效應。此一現象可從透過波浪理論中的分散關係式描述出，因流場影響分散關係式的偏移，可透過計算此一偏移量，反推出海面流場的資訊。

從分散關係式可發現，計算深水區流場時，可以忽略水深的影響；但在淺水區內水深值因為 $\tanh(kd)$ 的影響，使分散關係式在不同水深內有不同的變化。此外，以無因次的參數相對水深來看，如圖 1，可看出相對水深低於 0.5 時，相對水深愈小時其影響程度愈大，故可推論在淺水區水深值會影響到流場計算結果，且在相對水深愈小時影響愈大。

本文研究之目的為在淺水區域中，決定影像所涵蓋區域的水深範圍內之最佳水深代表值，以修正計算流場方法中的水深輸入值。

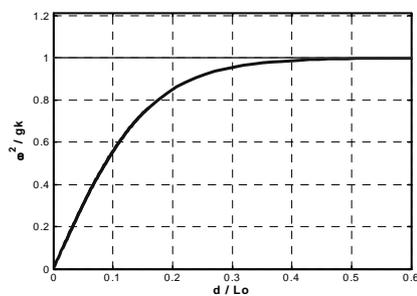


圖 1 線性波浪理論的分散關係式

二、理論背景

雷達具有量測時間性和空間性資料的能力，雷達回波為雷達發射的電磁波受到海表面的粗糙性而回傳的訊號，以灰度值表示。在流場的推算時，必需先從整個空間面的全張影像擷取出所需的子影像，再加上不同時刻的子影像可成子影像序列，如圖 2 所示。利用三維傅利葉轉換理論可以分析三維的子影像序列(Young et al., 1985)，再利用分散關係式做為濾波器，把海面上非因波浪而產生的訊號視為雜訊濾除(Doong, 2001)。從線性的波浪理論可將波數和頻率的關係表示成式(1)，

$$\omega = \sqrt{g|\vec{k}| \left[\tanh(|\vec{k}|d) + \vec{k} \cdot \vec{U} \right]} \quad (1)$$

前式中 d 為水深， \vec{k} 為波數向量， ω 為角頻率， g 為重力加速度， $\vec{U} = (U_x, U_y)$ 是海面流速向量，由於都卜勒的效應所產生。

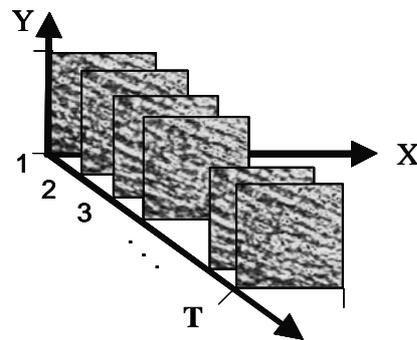


圖 2 切割後的雷達子影像時序列示意圖

根據(1)式可描繪出波數和頻率在空間上的能量分佈呈現一個喇叭形狀(Doong, 2001)，由於海面流的影響，產生都卜勒效應，會使原本形狀產生扭曲，圖 3 是不同的流速條件下，波數與頻率間的關係，可由前述波浪分散關係式所描繪之喇叭形狀能量分佈積分得來，理論上海面的波浪能量應遵守分散關係式所敘述之關係(圖 3)，因此藉由圖 3 可將不是來自於波浪的能量濾除。

計算海面流速大小可以利用最小二乘法把影像序列譜分佈逼近成分散關係式所描述的能量分佈(Young et al., 1985)，Gangeskar (2002)利用相同的想

法且在計算流速和流向中考慮權重的最小二乘法，將式(2)進行最小化，

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

其中

$$\Delta\omega = \omega - \sqrt{g|\bar{k}| \tanh(|\bar{k}|d) - k_x U_x - k_y U_y} \quad (3)$$

$E(k_x, k_y, \omega)$ 是三維的影像序列譜能量， U_x 和 U_y 分別是 x 和 y 分量上的流速，式(3)再經過整理與推導可以下式(4)表示，

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

其中若在深水區做觀測， $\tanh(|\bar{k}|d) \cong 1$ ，但在淺水海域時，雷達影像計算流速結果為區域內的平均值，但計算流速時需輸入一個水深代表值，然而在淺水海域地形變化大，水深非為定值，如何輸入一個適當的水深值以計算流速在文獻中沒有方面的探討，一般是以影像區域內的平均水深做代表，但因此也造成了分析所得之流速的準確度有改進的空間(Wu et al., 2005)。

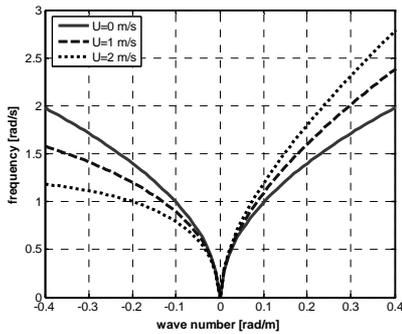


圖 3 不同流速條件下，分散關係式描繪之波數-頻率曲線

三、波場影像的數值模擬

考量分析現場資料時，因現場環境的複雜性，有很多的因素無法確切掌握，故利用數值方法來避免這些因素，並儘可能針對水深條件進行探討。為

使模擬的結果較相近於實際海面波場變化，利用方向波譜的代入可以模擬出多向不規則波。自然界的波浪可由多個不同週期及相位之餘弦波線性疊加而成，其關係式可由式(5)所示，

$$\eta(t, x, y) = \sum_i \sum_m^M a_{mi} \cos[\omega_m t - |\bar{k}_{mi}|(x \cos \theta_i + y \sin \theta_i) + \varepsilon_{mi}] \quad (5)$$

其中 a_{mi} 為波浪之振幅， k_{mi} 為波浪之成份波的波數(wavenumber)， ω_{mi} 為角頻率， ε_{mi} 為相位，一般取在 $(0 \sim 2\pi)$ 內均佈。在一維頻譜部份，以改進的 JONSWAP 型譜(Goda, 1999)來輸入，再加入光易恆式提出的方向分布函數可組成方向譜，可寫成如下式(6)，

$$S(f, \theta) = S(f)G(f, \theta) \quad (6)$$

式中 $S(f)$ 為頻率譜， $G(f, \theta)$ 為方向分布函數。把每個成份波視為簡谐波，其振幅為下式(7)，

$$a_{mi} = \sqrt{2 \cdot S(f_m, \theta_i) \Delta f_m \Delta \theta_i} \quad (7)$$

在切割頻率區間時，採頻率方向對應法，可避免模擬所得的波浪以某種週期重覆出現，並可使模擬結果有較好的空間均勻性。

在模擬影像時假設水深呈單一斜率做變化，並考慮影像分析時，影像均勻性的問題，因計算流場結果為區域內的平均值，故假設在影像區域內的流速為定值做輸入，水深條件與流速的輸入利用線性波理論為基礎，考慮各成份波在傳遞過程時其本身的週期不變，週波數隨水深和流速改變的概念，再度利用分散關係式如下式(8)，在水深部分需要代入一個矩陣水深值 $d(x, y)$ ，即可在每個網格點上利用疊代法求出各網格點上的週波數，

$$\omega_{mi} = \sqrt{g|\bar{k}_{mi}| \tanh|\bar{k}_{mi}|d(x, y) + \bar{k}_{mi} \cdot \bar{U}} \quad (8)$$

本文設定影像 x 、 y 方向的解析度均為 7.5m、影像大小 128x128pixels、影像間隔 1.67s 及時間長度為 53s，即 32 張雷達影像，此模擬條件與實際雷達作業的參數一樣，圖 4(a)為本文模擬影像之一例，設定週期為 11s，主波向為 45° ，圖 4(b)為設定底床的水深範圍。

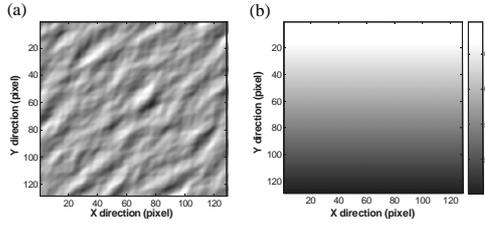


圖 4 (a)為本文模擬影像之一例；(b)模擬影像設定之底床變化

四、最佳水深代表值

數值方法可以模擬具有底床變化及流速的影像時序列，利用疊代法於計算流場時代入不同的水深值，計算得到的流速結果再與給定的流速做比較，找出最佳的水深代表值，圖 5 為從不同坡度底床的波場影像時序列決定最佳水深代表值的流程圖，其中需先設定一個流速誤差的門檻值，找出符合流速誤差門檻的代入水深值的範圍，再利用統計方法迴歸出最佳的水深代表值經驗式。圖 5 中的 d_{down} 和 d_{up} 分別為此斜率下符合流速誤差門檻的代入水深值的下限與上限，因為底床斜率設為單一斜率，故符合門檻的水深代表值範圍即為上下限之間。

利用模擬的影像去決定出各種條件下的最佳水深代表值時，考慮幾個不同的條件，包括波浪週期、水深範圍、底床斜率，首先固定底床斜率，斜率設為 $1/70$ ，其中流速誤差門檻值設為 0.02m/s ，利用無因次參數水深與波長的比值做分析，而分析出來的結果如圖 6 所示，其中 L_0 為深水時的波長， d_{min} 為在此固定斜率下所選取區域內的水深最小值， d_{input} 為 d_{down} 和 d_{up} 的水深輸入值，而在 d_{down} 和 d_{up} 的兩線間的範圍為符合流速誤差門檻的無因次參數範圍，其結果可以圖 6 中的迴歸線表示，表示水深代表值的輸入與區域內的水深最小值呈高度線性關係，且其斜率為 1。

再進一步找到底床斜率與最佳水深代表值的關係，水深代表值即可如圖 6 中迴歸線代表，底床斜率範圍取為 $1/2000\sim 1$ 之間，改變底床斜率來找出最佳水深代表值，結果如圖 7 所示，呈現高度的線性關係，發現週期的影響不大，從圖中的結果進行統計分析，結果在底床斜率範圍 $1/1500\sim 1/20$ 有較

佳的一致性，再綜合圖 6 得到的結果，可得到底床斜率與最佳水深代表值的關係以下式(9)表示，

$$\frac{d_{input}}{d_{min}} = 157 \cdot S^2 + 10.9 \cdot S + 1 \quad (9)$$

其中 d_{min} 為選取區域內的水深範圍最小值， S 為選取區域內的底床斜率， d_{input} 為計算流場時最佳的水深值輸入值，故不論週期或水深，只要知道選取區域的最小水深值和平均底床斜率，最佳水深代表值與底床斜率的關係可用式(9)表示。

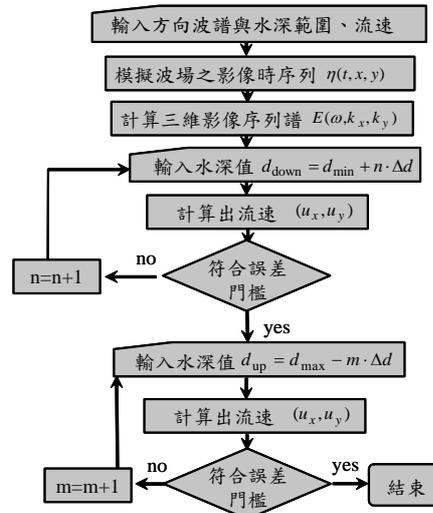


圖 5 利用波場模擬影像決定水深代表值的流程圖

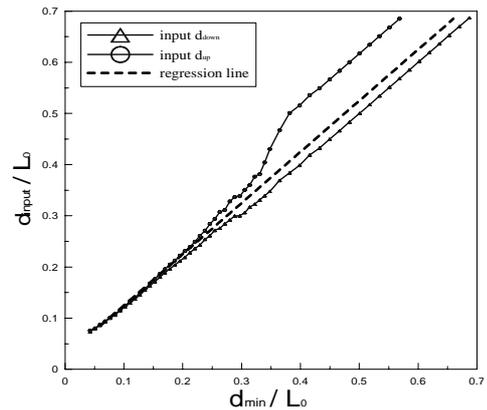


圖 6 固定底床斜率下符合流速誤差門檻的無因次參數範圍

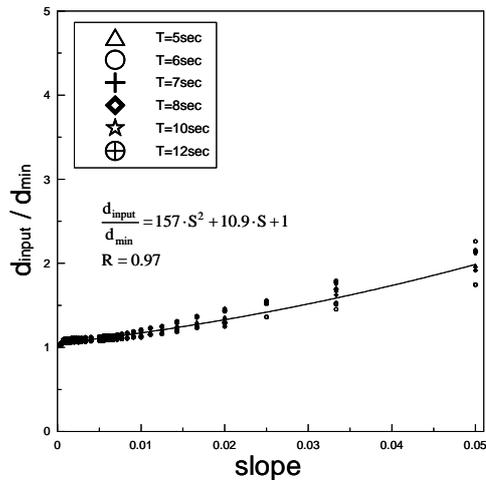


圖 7 底床斜率與最佳水深代表值的關係圖

五、流場分析驗證

5-1 實驗設置

現場實驗以 GPS 漂流浮標量測表面流速結果做驗證，於 2006 年 5 月在墾丁鵝鑾鼻附近海域進行實驗，實驗設置 GPS 漂流浮標與雷達同步進行觀測，雷達架設高度約為海平面上 15m，距海岸線約 100m，觀測範圍約 4km 半徑的圓形區域，如此的實驗佈置可達到雷達的觀測範圍內同時有 GPS 漂流浮標的資料，本研究現場驗證試驗佈置圖如圖 8 所示。

GPS 漂流浮標量測到的是水表面到水表面下 1m 的流速與流向平均值，與雷達測得的表面流速為非完全相同的結果，因風驅流隨著風速大小的 2%~3.5% (Wu, 1975、Gangeskar, 2002)在海表層流動，且影響程度隨水深迅速遞減，故實驗應選擇較小風速的時間，避免過大的差異。在此實驗中觀測區域有海上資料浮標，測到當時風速約為 2-3m/s，而波浪週期為 5-6 秒。

5-2 比對結果與討論

雷達影像推算得到的流速流向與 GPS 漂流浮標量測得到的流速和流向比對結果呈現於表 1 中，其中水深代表值修正前以平均水深值作代表，而修正後的水深代表值以本文所提的經驗式決定，從選取影像範圍內的相對水深可分成兩部份來探討，第一部分相對水深範圍在 0.2~0.7 時，水深代表值的修正前和修正後與 GPS 漂流浮標量測結果進行比

對，可看出流速的準確度在兩筆資料水深條件修正後分別改進了 17% 和 28%；第二部分為相對水深範圍在 0.4~1.2 時，水深代表值的修正前和修正後與 GPS 漂流浮標量測結果進行比對，可看出流速的準確度在修正後在三筆資料水深條件修正後分別改進了 3.5%、2% 和 4.5%，而第四筆資料在水深條件修正後仍沒有改善，需要再進一步討論。

故從雷達影像推算得到的海面流速和流向與 GPS 漂流浮標量測得到的流速和流向比對結果發現，經水深條件修正後，流速準確度確實有提昇，且在相對水深較小區域內有較顯著的改善。

表 1 水深代表值修正前後的流速流向比對結果

實驗	相對水深範圍	雷達子影像	水深條件修正前	水深條件修正後	流速改進百分比
			流速(m/s) (雷達/GPS 浮標)		
#1	0.2~0.7	1	0.38/0.58	0.48/0.58	17%
		2	0.37/0.64	0.55/0.64	28%
#2	0.4~1.2	1	0.44/0.54	0.46/0.54	3.5%
		2	0.41/0.47	0.42/0.47	2%
		3	0.38/0.42	0.4/0.42	4.5%
		4	0.39/0.34	0.41/0.34	-

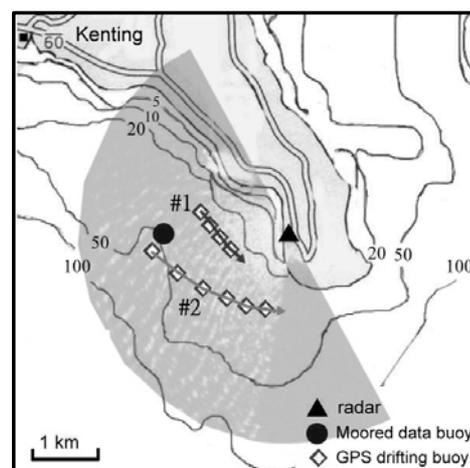


圖 8 本研究現場驗證試驗佈置圖

六、結論

在淺水海域的表面流場計算的過程中，必需輸入一個水深代表值。水深代表值輸入的不同也將影響到流場計算的結果。本文除進行現場觀測外，並發展出一套影像模擬法，可依設定之波浪和流速條件產生影像序列，以探討在淺水區域內選取影像內的最佳水深代表值，在分析過程中，用影像範圍內之任一水深值代入分散關係式均可求得一個流速值，由試誤法求得流速分析值與輸入值最接近時之水深做為代表值，經計算分析結果顯示，水深代表值與底床斜率間存有良好的相關性，用二次多項式迴歸，其相關性為 97%。

為驗證結果的準確性，以 GPS 漂流浮標量測表面流速之結果進行比對，結果顯示代入本文所求得之水深輸入值，確實能改進雷達影像推算表面流速的結果，且在相對水深愈小的區域改進效果愈顯著。

謝誌

本計畫為國科會專題計畫(編號 NSC 94-2611-E-006-002)與水利署研究成果。水利署資助現場試驗經費且提供雷達結果驗證之鵝鑾鼻浮標資料，特此誌謝。

參考文獻

1. Doong, D. J. (2001), Uncertainty Assessment of Wave Remote Sensing, P.H.D Thesis, National Cheng Kung University, Tainan.
2. Dugan, J. P. and Piotrowski, C.C. (2003) "Surface Current Measurements Using Airborne Visible Image Series," *Remote Sensing of Environment*, Vol. 84, pp. 309-319.
3. Gangeskar, R. (2002) "Ocean Current Estimated From X-Band Radar Sea Surface Images," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 40, No. 4, pp. 783-792.
4. Goda, Y. (1999) "A Comparative Review on the Functional Forms of Directional Wave Spectrum," *Coastal Engineering*, Vol. 41, No. 1, pp. 1-20.
5. Seemann, J., Senet, C. M., Wolff, U., Hatten, H. and Ziemer, F. (2000) "Hydrographic Parameter Maps Retrieved From Nautical Radar Image Sequences of Inhomogeneous Water Surfaces," *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS 2000*, Vol. 5, pp. 1898-1900.
6. Senet, C. M., Seemann, J. and Ziemer, F. (1997) "An Iterative Technique to Determine the Near Surface Current Velocity from Time Series of Sea Surface Images," *Proceedings of OCEANS '97. MTS/IEEE Conference*, Vol. 1, pp. 66-72.
7. Senet, C. M., Seemann, J. and Ziemer, F. (2001) "The Near-surface Current Velocity Determined from Image Sequences of the Sea Surface," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, No. 3, pp. 492-505.
8. Wu, L. C., Doong, D. J., Kao, C. C. and Tseng, C. M. (2005) "Wave and Current Fields Extracted from Marine Radar Images," *Proceedings of the fifth International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis (WAVES 2005)*, Madrid, pp. 549-553.
9. Wu, J. (1975) "Wind-induced Drift current," *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 68, pp. 49-70.
10. Young, I. R., Rosenthal, W. and Ziemer, F. (1985) "A Three-dimensional Analysis of Marine Radar Images for the Determination of Ocean Wave Directionality and Surface Currents," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. C1, pp. 1049-1059.