中華民國地籍測量學會期刊

國土測繪與空間資訊

Taiwan Journal of Geoinformatics

第三卷 第二期

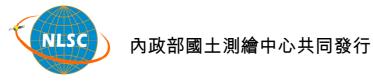
中華民國一〇四年七月



VOLUME 3, NO. 2

Jul. 2015

Published by Chinese Society of Cadastral Survey & National Land Surveying and Mapping Center



中華民國地籍測量學會第18屆組織表

一、理監事會:

理 事 長:黃榮峰 副理事長:謝福來

常務理事:蕭輔導、崔國強、梁東海

理事:洪本善、高書屏、吳宗寶、江渾欽、楊 名、周天穎、吳相忠、曾耀賢、蕭萬禧、邱仲銘、

王定平、梁崇智、紀聰吉、謝福勝、張元旭、江俊泓

常務監事:蘇惠璋

監 事:史天元、蕭正宏、容承明、白敏思

秘書長:鄭彩堂(兼任) 副秘書長:陳惠玲(兼任)

秘書:黃錦桂(兼任)、陳鶴欽(兼任)

二、各種委員會:

(一)服務委員會:

主任委員:高書屏

委 員:王定平、王啟鋒、李建利、鄭宏逵、盧金胡

總幹事:梁崇智

(二)編輯委員會:

主任委員:楊 名

委 員:史天元、洪本善、洪榮宏、黃灝雄、楊明德、趙鍵哲、饒瑞均

總編輯:陳國華編 輯:陳鶴欽

幹 事:何美娟、趙荃敏

(三)研究發展委員會:

主任委員:洪本善

委 員:王宏仁、江日春、李旭志、林志清、吳宗寶、吳聲鴻、黃文華

駱旭琛、蕭萬禧、謝福勝

總幹事:陳世崇

幹 事:謝東發、董荔偉

(四)獎章委員會:

主任委員:蕭輔導

委 員:洪本善、張元旭、曾清凉、曾國鈞、謝福來

幹 事:由本會秘書處兼任

(五)教育訓練委員會:

主任委員:劉正倫

委 員:崔國強、李文聖、葉文凱

總幹事:蕭泰中幹 事:謝正亮

(六)國際事務委員會:

主任委員:周天穎

委 員:李文聖、葉美伶、曾耀賢、盧鄂生、羅正方

總幹事:邱明全

幹 事:李佩珊、湯美華

學會地址:408台中市南屯區黎明路二段335巷28號

網 址:http://www.cadastralsurvey.org.tw

電子郵件: cscs.editor@gmail.com

國土測繪與空間資訊 民國一〇四年七月 第三卷 第二期 第 67 頁至第 85 頁 Taiwan Journal of Geoinformatics Vol. 3, No. 2, pp.67 ~ 85

以基因演算法優化最小二乘支持向量機在地籍坐標轉 換之研究

林老生1* 黄鈞義2

論文收件日期:103.10.26 論文修改日期:103.11.18 論文接受日期:104.01.29

摘 要

本文提出以基因演算法(Genetic Algorithm, GA)優化最小二乘支持向量機(Least Squares Support Vector Machine, LSSVM)系統參數,以提升地籍坐標轉換精度。利用花蓮與台中兩實驗區的真實資料,以TWD67(Taiwan Datum 1967)轉換至TWD97(Taiwan Datum 1997)的地籍坐標轉換為例,驗證以GA優化後之LSSVM在地籍坐標轉換精度提升的效能。根據實驗結果顯示:(1)LSSVM未優化前,三種核函數的坐標轉換精度表現以RBF(Radial Basis Function)最佳,其次為LIN(Linear kernel),最差為POLY(Polynomial kernel)。(2)LSSVM之RBF經GA參數優化後(RBF+GA),其轉換精度優於RBF。(3)進行RBF系統參數優化後,花蓮與台中兩實驗區之RBF+GA相對於RBF的精度提升率,分別為20%及32%。

關鍵詞:六參數轉換、坐標轉換、基因演算法、最小二乘支持向量機

⁻

副教授,國立政治大學地政學系。

² 研究生,國立政治大學地政學系。

^{*} 通訊作者,TEL: (02)29393091#50606, E-mail: lslin@nccu. edu. tw。

A Study of Cadastral Coordinate Transformations Using the Genetic Algorithm Based on the Least Squares Support Vector Machine

Lao-Sheng Lin^{1*}, Jyun-Yi Huang²

Abstract

The least squares support vector machine (LSSVM) is applied to study the cadastral coordinate transformation accuracy performances. Three kernel functions, i.e., polynomial function (POLY), linear kernel (LIN), and radial basis function (RBF), are implemented in LSSVM. The genetic algorithm (GA) is proposed to optimize the system parameters of LSSVM with RBF (designed as RBF+GA). Two data sets for Hualien and Taichung were tested and analyzed. The test results show that: (1) regarding to the coordinate transformation accuracies after applying LSSVM with different kernel functions, RBF is the best, LIN is the second place, and POLY is the worst; (2) if the system parameters of RBF optimized by GA, the coordinate transformation accuracies of RBF+GA are better than that of RBF; and (3) comparing with RBF, the coordinate transformation accuracy improving rate of RBF+GA, for the Hualien and the Taichung data sets are 20% and 32%, respectively.

Keywords: Affine Coordinate Transformation, Coordinate Transformation, Genetic Algorithm (GA), Least Squares Support Vector Machine (LSSVM)

Associate Professor, Department of Land Economics, National Chengchi University.

² Graduate Student, Department of Land Economics, National Chengchi University.

^{*} Corresponding Author, TEL: +886-2-29393091#50606, E-mail: lslin@nccu.edu.tw.

一、前 言

在使用 LSSVM 進行地籍坐標轉換時,其設定之系統參數(核函數、核函數寬度、懲罰參數)會影響坐標轉換後之精度,換句話說,優化 LSSVM 之系統參數成為決定坐標轉換精度的關鍵。目前沒有一定之規則,以決定如何選取適當之系統參數。常見之方法為網格搜索法(Grid Search),唯該方法是以某一固定參數變化量決定各網格節點,但最佳之參數組不一定位於網格之節點上(Avci, 2009)。

為解決上述問題,本文將使用基因演算法(Genetic Algorithm, GA)作為 LSSVM 之系統參數選取依據。與網格搜索法不同,GA 不是以固定間隔決定系統參數組,GA 會先從給定的系統參數值域中隨機產生不同之系統參數組,分別代入 LSSVM 後得到坐標轉換精度。以這些有較好轉換精度之參數組作為根據,再度調整 LSSVM 之參數大小,多次迭代求解得到最佳之系統參數,並以該系統參數做為最後坐標轉換之依據。

二、 研究方法

(一)六參數坐標轉換

六參數轉換,為地籍坐標轉換方法之一。圖 1 為六參數轉換示意圖,其中,(E, N)為原始坐標系統(如 TWD67 坐標),($\hat{\mathbf{E}}$, $\hat{\mathbf{N}}$)為新坐標系統(如 TWD97 坐標),P 為待轉換坐標點, T_E 和 T_N 為 E 軸及 N 軸的原點平移量, α 與 β 角表示兩系統間坐標軸之旋轉角度, S_E 及 S_N 表示 E 軸和 N 軸方向的尺度參數。因此,六參數轉換可以用下列方程式表示之(Ghilani, 2010):

$$S_{E} \cdot \cos \alpha \cdot E - S_{N} \cdot \sin \beta \cdot N + T_{E} = \widehat{E}$$

$$S_{E} \cdot \sin \alpha \cdot E + S_{N} \cdot \cos \beta \cdot N + T_{N} = \widehat{N}$$
(1)

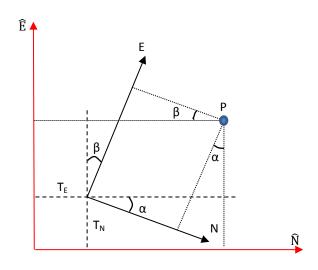


圖1 六參數坐標轉換示意圖

若令式(1)中, $S_E \cdot \cos \alpha = a \cdot - S_N \cdot \sin \beta = b \cdot T_E = c \cdot S_E \cdot \sin \alpha = d \cdot S_N \cdot \cos \beta = e \cdot T_N = f$,即可將式(1)簡化為下式:

$$aE + bN + c = \widehat{E}$$

$$dE + eN + f = \widehat{N}$$
(2)

上式為六參數轉換的線性方程式, $a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot e$ 及f為六個轉換參數。本文假設(E,N) 無殘餘誤差,如果再考慮(E,N)的殘差部分($v_{\hat{E}}, v_{\hat{N}}$),則可以將式(2)化為以下觀測方程式:

$$aE + bN + c = \widehat{E} + v_{\widehat{E}}$$

$$dE + eN + f = \widehat{N} + v_{\widehat{N}}$$
(3)

六參數坐標轉換,共有6個待求解之未知參數,因此最少須三個同時具有(E,N)及(Ê,N)坐標且非共線之控制點(若點位之間有共線關係,會因線性相依問題而減少方程式數量,或導致求解時精度降低),方能解算該方程式。如有三個以上之控制點,則可以用最小二乘平差法求解(Ghilani, 2010)。

(二)最小二乘支持向量機

以最小二乘支持向量機(LSSVM)進行坐標轉換時,可將坐標轉換函數表示為下式:

$$f(x) = w \cdot x + b \tag{4}$$

式中之 f(x)為輸出值,即為 TWD97 之(E 或 N)坐標值;w 為超平面之法向量,代表超平面之方向,此處超平面即代表一高維度之空間函數; x_i 為輸入之 1*2 向量,此處即為 TWD67(E 及 N)坐標值;b 是偏移量,使超平面可以移動到正確之位置上 (Suykens and Vandewalle, 1999)。

為解算此一轉換函數,就需要解算 LSSVM 之優化問題,優化問題表示如下式 (Suykens and Vandewalle, 1999):

目標函數:
$$\frac{1}{2} ||w||^2 + C \sum_{i=1}^n e_i^2 \to min$$
 (5)

約制條件:
$$w \cdot x_i + b + e_i = y_i$$
 (6)

式中 C 為懲罰參數(penalty parameter),為 LSSVM 之系統參數; x_i 為各參考點之(E,N)坐標; y_i 為各參考點之真實值(Ê或 \hat{N}); e_i 為輸出值與真實值之較差。

以拉格朗日(Lagrange)乘數 $\alpha_1,\alpha_2,\cdots,\alpha_n$,可將目標函數及約制條件轉換成優化函數 J :

$$J = \frac{1}{2} \|w\|^2 + C \sum_{i=1}^n e_i^2 - \sum_{i=1}^n \alpha_i (w \cdot x_i + b + e_i - y_i)$$
 (7)

為解此優化函數需分別以 $w \cdot b \cdot \mathbf{e}_i$ 及 α_i 對J 微分,微分且令其值為零後,方程式如下:

$$\frac{\partial J}{\partial w} = w - \sum_{i=1}^{n} \alpha_i x_i = 0 \tag{8}$$

$$\frac{\partial J}{\partial h} = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i = 0 \tag{9}$$

$$\frac{\partial J}{\partial e_i} = 2Ce_i - \alpha_i = 0 \tag{10}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \alpha_i} = (w \cdot x_i + b + e_i - y_i) = 0 \tag{11}$$

以矩陣型式表示 (8)至(11)式,如下:

$$\begin{bmatrix} I & 0 & 0 & -x^T \\ 0 & 0 & 0 & u^T \\ 0 & 0 & 2C * I & -I \\ x & u & I & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w \\ b \\ e_i \\ \alpha_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ y_i \end{bmatrix}$$
 (12)

式中 \mathbf{u} 代表所有元素皆為1之 \mathbf{n}^*1 矩陣, \mathbf{w} 在此處為法向量,是 \mathbf{n}^*1 矩陣。

消去第一列及第三列之w及 e_i 項之系數(x及I)後,即可從第二列及第四列得到簡化矩陣:

$$\begin{bmatrix} 0 & u^T \\ u & x_i x_i^T + (2C)^{-1} I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} b \\ \alpha_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ y_i \end{bmatrix}$$
 (13)

式中 $\mathbf{x}_i = [x_1, x_2, \cdots, x_n]^T$,為 $\mathbf{n}^*\mathbf{2}$ 之矩陣,代表各參考點坐標; $\alpha_i = [\alpha_1, \alpha_2, \cdots, \alpha_n]^T$,為 $\mathbf{n}^*\mathbf{1}$ 之矩 陣; $\mathbf{y}_i = [y_1, y_2, \cdots, y_n]^T$, 為 $\mathbf{n}^*\mathbf{1}$ 之矩 陣,代表各檢核點坐標; $\mathbf{e}_i = [e_1, e_2, \cdots, e_n]^T$,為 $\mathbf{n}^*\mathbf{1}$ 之矩陣; $\mathbf{u} = [1,1,\cdots,1]^T$,為 $\mathbf{n}^*\mathbf{1}$ 之矩陣; \mathbf{I} 為 $\mathbf{n}^*\mathbf{n}$ 單位矩 陣。

解式(13)中的 b 及 α , 後即可得 LSSVM 的迴歸方程式:

$$f(x) = \sum_{i=1}^{n} (\alpha_i x_i) \cdot x + b \tag{14}$$

當輸入資料為非線性分布時,先代入適合的映射函數 φ(x),將輸入資料轉換至高維的特徵空間,轉換至特徵空間後,原本非線性分布之資料便會呈現線性分布,即可用線性方法解算轉換函數。因此式(14)可表示成式(15):

$$f(x) = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i \varphi(x_i) \cdot \varphi(x) + b \tag{15}$$

因高維度之向量內積計算較為複雜,因此引入核技巧(kernal trick),簡化運算。 若滿足 Mercer 條件(Smola, 2004),則高維空間之內積運算 $\varphi(x_i)\cdot\varphi(x)$,可以 用核函數運算 $k(x,x_i)$ 替代,因此將式(15)表示成式(16):。

$$f(x) = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i k(x, x_i) + b \tag{16}$$

式中,x 為檢核點資料; $x_i(i=1,...,n)$ 為參考點資料; $k(x,x_i)$ 為核函數; $\alpha_1,\alpha_2,\cdots,\alpha_n$ 為各參考點對應之拉格朗日乘數;b 為平移常數;f(x)為輸出資料。

常用之核函數 $k(x,x_i)$ 有以下3種:

1. 線性核函數(Linear kernel, LIN),如下式:

$$k(x, x_i) = x \cdot x_i \tag{17}$$

2. 多項式核函數(Polynomial kernel, POLY),如下式:

$$k(x, x_i) = (x \cdot x_i + 1)^d \tag{18}$$

式中的 d 代表多項式的次方項。

3. 徑向基核函數(Radial Basis Function, RBF),如下式:

$$k(x, x_i) = exp\left(-\frac{\|x - x_i\|^2}{\sigma^2}\right)$$
 (19)

式中的 σ^2 ,為核函數寬度(bandwidth)。

(三)以最小二乘支持向量機實施地籍坐標轉換

圖 2 所示,為利用 4 個已知 TWD67 及 TWD97 坐標的參考點,以最小二乘支持向量機實施地籍坐標轉換的示意圖。圖中,X 為待轉換之輸入資料(如檢核點的 TWD67 坐標); $X_1...X_4$ 為訓練點坐標資料(圖中,僅假設只有 4 個參考點); $k(x,x_1)$ 至 $k(x,x_4)$ 為核函數運算(如上述的線性、多項式及徑向基核函數等)運算結果; $\alpha_1,\alpha_2,\cdots,\alpha_4$ 為對應各項之拉格朗日乘數;b 為平移常數;Y 為輸出資料(如檢核點的 TWD97 坐標)。

將待轉換之資料點,利用(16)式分別與各參考點進行核函數運算後乘上相對應 之拉格朗日乘數,將所有運算成果加總並加上平移常數b後,即可得到輸出值。

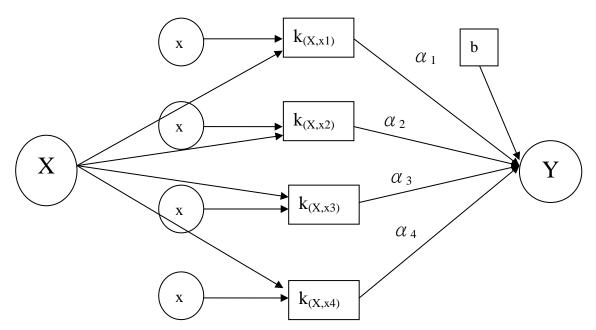


圖2 以最小二乘支持向量機實施地籍坐標轉換示意圖

(四)基因演算法

基因決定所有生物個體之特性,而基因被包含在染色體內,當母代之染色體配對時便會產生新的染色體。

基因演算法(GA),仿效生物界中的物競天擇自然進化法則。由物種中選擇較好特性之母代,隨機相互交換位元資訊,以產生適應性更佳、更為優秀的子代,如此重複進化,最後產生適應性最強之物種(陳帥等,2008; Avci, 2009)。

基因演算法之主要架構,包含:(1)基因編碼(2)適應函數(3)挑選機制(4)遺傳演化機制等四部分。

1、基因編碼:

基因,即為本實驗中待優化之 RBF+GA 系統參數(C 及 σ^2);染色體,代表參數組合,為 1*2 之矩陣,1*1 之值代表 C; 1*2 之值代表 σ^2 。首先,將待解之參數編

碼。編碼分法通常分為二進位編碼及實數編碼,本文採用實數編碼(即直接將數值以實數方式給定染色體矩陣之值)。接者隨機產生規模為 N 個群體,稱為第 0 代染色體(參數組合),LSSVM 以各染色體組(系統參數組合)進行坐標轉換後,得到之轉換精度便可作為評估染色體適應度的根據。根據既定之挑選機制複製各染色體以進行遺傳演化。

2、適應函數:

將各組系統參數組合適應函數的決定有很多種,本文採用以均方根誤差之倒數 作為適應函數,用來評估個體的適應度。

3、挑選機制:

根據適應度函數,計算第0代染色體之適應度,接者根據適應度大小給予不同之挑選機率。通常適應度越高之染色體,會被賦予較大之機率進一步進行子代之演化;換句話說,適應度越大之染色體,容易被多次選中並進行子代之演化。假設只有兩個染色體,兩者適應度之比例為3:2,則挑選機率就為60%及40%。

4、遺傳演化機制:分為交配機制與突變機制。

(1)交配機制:

從上述隨機選出兩個母代染色體,根據給定之交配機率決定是否進行交配,如果可以進行交配,程式會先決定發生交配的基因(\mathbb{C} 或 σ^2),接者,進行染色體上之基因交配,交配方法為針對選出之基因進行內插產生新的基因,兩基因之內插比例由程式亂數決定(0 至 1 之間)。

(2)突變機制:

將產生之子代根據突變機率,決定是否進行突變及在那個基因(C 或 σ²)進行突變,對該基因加上某一隨機數值。突變的作用,會使基因演算法產生過去未嘗試過之染色體結構(因該染色體不是因交配產生,而是直接對某一基因加上變數所產生),將新的基因組合帶入群體中。但是突變機率過大,會導致上一代優良適應度之染色體結構遭嚴重破壞,造成母代與子代染色體之相似特徵之消失;過低之突變機率,則會造成適應度良好之基因如法被找出,導致結果陷入區域最佳解。

基因演算法經過上述四個過程後,會重新產生不同之染色體,經過重新計算適應度後,基因演算法會挑選適應度最好的前 N 個染色體,以這些染色體重複上述四個過程。直到滿足停止條件或者是給定之演化次數後,演化才會停止,並得到適應度較佳之染色體。

(五)以 GA 優化 RBF 核函數之系統參數

RBF(徑向基)核函數中的 σ^2 (核函數寬度)與 LSSVM 運算時需決定之 C(懲罰參數,參考式(5)),兩者決定了 RBF 核函數的學習及預測能力,並直接影響最後的坐標轉換精度表現。

過去常用之系統參數選擇法為網格搜索法(Grid Search),但網格搜索法所搜索出之系統參數不見得為最好之系統參數。因此利用 GA 之全域搜索,與其並非以某一固定變化量搜索參數之特性,進行 RBF 核函數之參數優化,如此有更大之可能性找

出參數最佳解,期望較網格搜索法有更佳之精度表現 (Avci, 2009;張根寶等, 2010)。

本文所提出之以基因演算法優化 RBF 核函數系統參數之流程圖,如圖 3 所示, 主要包含下列步驟(黃鈞義,2014):

- (1)基因演算法隨機產生N組LSSVM採用RBF核函數時所需之參數組合(C與 σ^2),即為第0代染色體,以這些組合及參考點之TWD67坐標資料,分別訓練LSSVM,並以參考點之TWD97坐標資料計算其坐標轉換精度,以求取適應值。
- (2)適應度(轉換精度)高之染色體(參數組合)給予較大之機率值,因此容易被多次選中, 準備維行演化。
- (3)保留適應度較高染色體 N_0 ,以維持一定之精度表現,再以步驟(2)所選中之染色 體(參數組合)進行遺傳演化運算,得到新的 N 組染色體(參數組合),再度計算其 適應度。
- (4)將上步驟為止所產生之 N_0 (一開始保留之參數組)及 N(經演化運算後產生之參數組)種參數組合,根據適應度高低留下 N 組參數組合。
- (5)重複步驟(2)、(3)、(4)。
- (6)達到終止條件或是給定之演化次數後(通常給定較大之次數,確保得到之解收斂), 終止運算。
- (7)將演化至今且適應度最高之參數組合輸出,並以該組合做為 LSSVM 所採用 RBF 核函數之系統參數。
- (8)輸入檢核點之 TWD67 坐標資料,以訓練好的 LSSVM 求得檢核點之 TWD97 坐標資料,並評估坐標轉換精度。

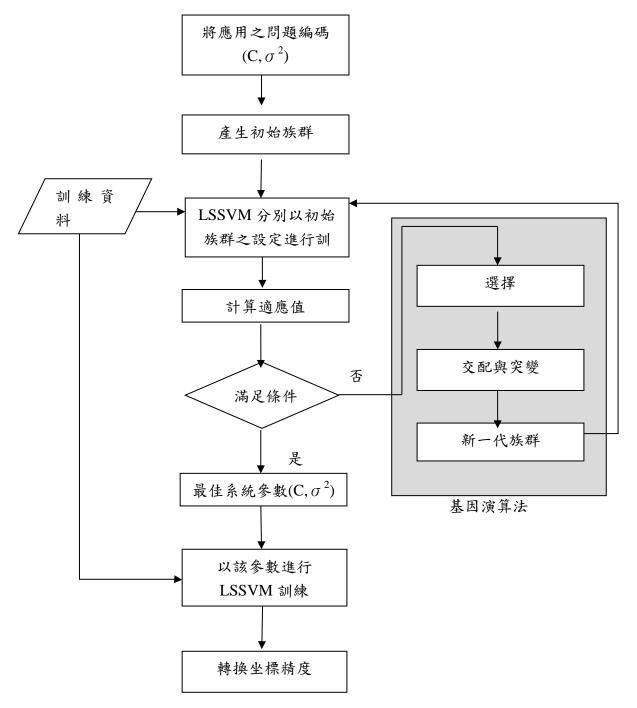


圖3 以基因演算法優化 RBF 核函數系統參數之流程圖

(六)精度評估統計參數

本文將利用花蓮與台中兩個實驗區資料(詳見實驗區介紹),探討 LSSVM 在地籍 坐標轉換精度之相關議題。各實驗區同時具有 TWD67 與 TWD97 坐標之共同點, 分成參考點及檢核點兩群;參考點的作用,在於求得 TWD67 與 TWD97 坐標系統 之間的轉換參數或用於訓練 LSSVM。檢核點的作用,則不參與坐標轉換或訓練 LSSVM,只用於評估坐標轉換之精度。參考點與檢核點點數之比例,原則上採用 2: 1 之原則(林怡君,2012)。

1. 精度評估

主要是比較檢核點的已知 TWD97 坐標,與由 LSSVM 或最小二乘法六參數坐標轉換後所推估的 TWD97 坐標,在 $E \cdot N$ 方向的差異量,並利用以下統計參數,以評估坐標轉換精度。有關統計參數如 $\Delta E \cdot \Delta N \cdot \Delta P \cdot RMSE_{\Delta E} \cdot RMSE_{\Delta N}$ 及 $RMSE_{\Delta N}$ 等的定義如下:

$$\begin{split} \Delta E_i &= E_i^{known} - E_i^{estimated} \\ \Delta N_i &= N_i^{known} - N_i^{estimated} \\ \Delta P_i &= \sqrt{\Delta E_i^2 + \Delta N_i^2} \\ RMSE_{\Delta E} &= \sqrt{\frac{\sum\limits_{i=1}^n \Delta E_i \times \Delta E_i}{n}} \\ RMSE_{\Delta N} &= \sqrt{\frac{\sum\limits_{i=1}^n \Delta N_i \times \Delta N_i}{n}} \\ RMSE_{\Delta N} &= \sqrt{\frac{\sum\limits_{i=1}^n \Delta N_i \times \Delta N_i}{n}} \end{split} \tag{20}$$

式中,n 為檢核點數量; $(E_i^{known}, N_i^{known})$,為第 i 個檢核點之已知 TWD97 縱、橫線坐標; $(E_i^{estimated}, N_i^{estimated})$,為利用由 LSSVM 或最小二乘法六參數坐標轉換所推估的 TWD97 縱、橫線坐標; $\Delta E \cdot \Delta N \cdot \Delta P$ 分別代表檢核點的橫坐標差、縱坐標差與位置誤差; $RMSE_{\Delta E} \cdot RMSE_{\Delta N}$ 及 $RMSE_{\Delta P}$,分別代表所有 $\Delta E \cdot \Delta N \cdot \Delta P$ 的均方根誤差 (Root Mean Square Error, RMSE)。

2. 精度提升率

為驗證加入 GA 優化 RBF 系統參數後(RBF+GA)之精度,較以網格搜索法搜索系統參數(RBF)之精度變化,比較兩者之位置精度 $RMSE_{\Delta P}$,定義精度提升率如下式:

精度提升率 =
$$\frac{RMSE_{\Delta P}^{RBF} - RMSE_{\Delta P}^{RBF} + GA}{RMSE_{\Delta P}^{RBF}} \times 100\%$$
 (21)

式中, $RMSE_{\Delta P}^{RBF}$ 代表以網格搜索法搜索 RBF 核函數後之轉換精度; $RMSE_{\Delta P}^{RBF+GA}$,則代表以 GA 優化 RBF 核函數後之轉換精度。

三、 實驗區介紹

本研究使用兩個實驗地區之資料,包含(1)花蓮實驗區位於花東縱谷,長約 450 公尺,寬約 540 公尺,面積約 24 公頃,共有 35 點同時具有 TWD67 及 TWD97 系統坐標之共同點,將其分成參考點及檢核點兩群。參考點與檢核點點數之比例,原則上採用 2:1 之原則,以確保有足夠之參考點與檢核點,分別進行 LSSVM 訓練及轉換精度衡量,而且,可獲得較佳的轉換精度(林怡君,2012)。因此,本區共有 23 點參考點及 12 點檢核點,如圖 4 及圖 5 所示。(2)台中實驗區位處台中盆地,長約

8,900 公尺,寬約 6,000 公尺,面積約 5,340 公頃,共有 44 點同時具有 TWD67 及 TWD97 系統坐標之共同點,將其分成參考點及檢核點兩群。參考點與檢核點點數之 比例,採用 2:1 之原則。因此,台中實驗區共有 28 點參考點及 16 點檢核點,如圖 6 及圖 7 所示。

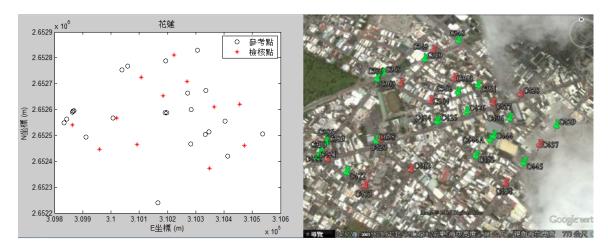


圖4 花蓮實驗區之參考點與檢核點分布圖



圖5 花蓮實驗區地理位置(圓圈位置)

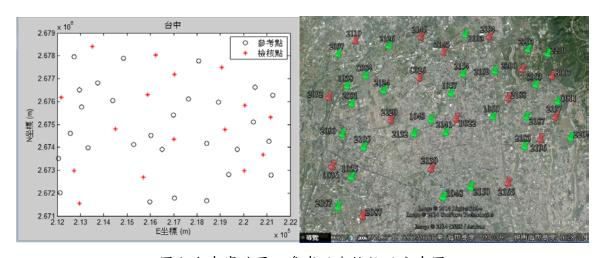


圖6 台中實驗區之參考點與檢核點分布圖



圖7 台中實驗區(舊台中縣市行政區)之地理位置

四、 實驗結果與討論

(一)花蓮實驗區

表 1 所示,為花蓮實驗區利用 23 點參考點資料訓練 LSSVM 之後,各核函數之系統參數統計表。表中, $C \cdot d$ 及 σ^2 ,分別代表懲罰參數、多項式的次方項及徑向基核函數(RBF)的核函數寬度。核函數 POLY、LIN、RBF 及 RBF+GA,分別代表多項式、線性、徑向基及以 GA 優化徑向基函數。n/a,代表某核函數沒有該項系統參數。從表 1 結果可見,由於採用的核函數不同,造成系統參數亦不一樣。

表 2 為採用 LSSVM 與 LS6 坐標轉換後,12 點檢核點之 $RMSE_{\Delta E}$ 、 $RMSE_{\Delta N}$ 及 $RMSE_{\Delta P}$ 統計表。表中,LS6 代表以最小二乘法之六參數轉換實施坐標轉換的成果; mean 及 RMSE,分別代表 ΔE 、 ΔN 、 ΔP 的平均值及均方根誤差。圖 8 所示,為採用 LSSVM 與 LS6 坐標轉換後,12 點檢核點之 ΔE 、 ΔN 、 ΔP 均方根誤差比較圖。圖 9 至圖 11,分別代表採用 LS6、RBF 及 RBF+GA 坐標轉換後,12 點檢核點之 ΔE 、 ΔN 及 ΔP 值比較圖。圖 9 至圖 11 中,橫軸代表各檢核點點號,縱軸代表各檢核點之 ΔE 、 ΔN 及 ΔP 值。

從表 2 及圖 8 至圖 11 的成果,可以發現:(1)LSSVM 未優化前,三種核函數的坐標轉換精度表現以 RBF 最佳,其次為 LIN,最差為 POLY。(2)LSSVM 之三種核函數的坐標轉換精度與 LS6 比較,POLY 比 LS6 差,LIN 與 LS6 相當,而 RBF 優於 LS6。(3)LSSVM(RBF)優化前後之坐標轉換精度比較,RBF+GA 優於 RBF;進行 RBF 系統參數優化後,12 點檢核點之 $RMSE_{\Delta P}$ 從 1.63cm 下降到 1.30cm,以(21)式計算後,得知精度提升率約為 20%。(4)比較圖 8 至圖 11 的成果,可見若採用 RBF+GA 坐標轉換,各檢核點的 ΔE 、 ΔN 及 ΔP 值大多有減小的趨勢。

表1 花蓮實驗區採用 23 點參考點訓練後,LSSVM 之各核函數的系統參數

系統參數	С		d		σ^2		
核函數	Е	N	E	N	Е	N	
POLY	1.38	0.651	4	4	n/a	n/a	
LIN	1.31E+12	1.16E+4	n/a	n/a	n/a	n/a	
RBF	1.51E+12	6.09E+08	n/a	n/a	9.19E+06	1.38E+05	
RBF+GA	7.74E+14	8.25E+14	n/a	n/a	7.08E+05	3.78E+06	

表2 花蓮實驗區,採用 LS6 與 LSSVM 坐標轉換後,12 點檢核點之坐標轉換精度統計表(單位為 cm)

坐標轉換方法		1.00	LSSVM					
		LS6	POLY	LIN	RBF	RBF+GA		
	mean	-0.68	-0.96	-0.68	-0.71	0.01		
ΔE	RMSE	1.37	2.16	1.37	1.38	1.20		
4.37	mean	0.33	0.15	0.33	0.32	-0.02		
ΔN	RMSE	0.92	1.25	0.92	0.86	0.51		
ΔΡ	mean	1.37	1.79	1.36	1.33	0.99		
	RMSE	1.65	2.49	1.65	1.63	1.30		

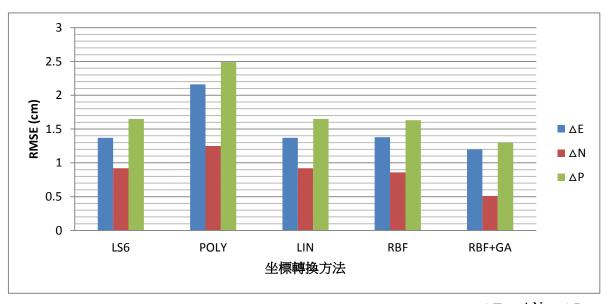


圖8 花蓮實驗區,採用 LS6 與 LSSVM 坐標轉換後,12 點檢核點之 ΔE 、 ΔN 、 ΔP 均方根誤差比較圖

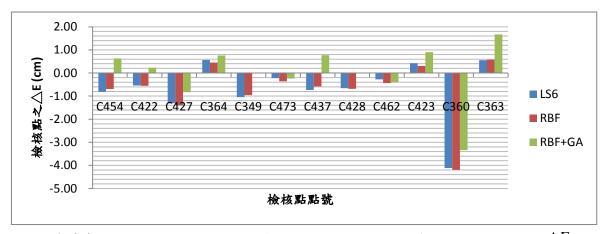


圖9 花蓮實驗區,採用 LS6、RBF 與 RBF+GA 坐標轉換後,12 點檢核點之 ΔE 比較圖

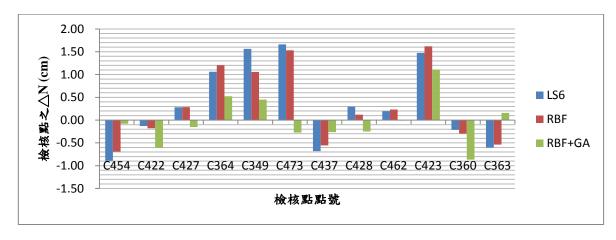


圖10 花蓮實驗區,採用 LS6、RBF 與 RBF+GA 坐標轉換後,12 點檢核點之 ΔN 比較圖

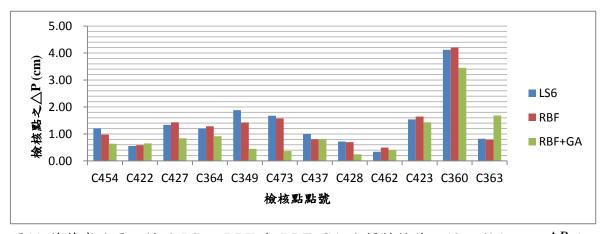


圖11 花蓮實驗區,採用 LS6、RBF 與 RBF+GA 坐標轉換後,12 點檢核點之 ΔP 比較圖

(二)台中實驗區

表 3 所示,為台中實驗區利用 28 點參考點資料訓練 LSSVM 之後,各核函數之系統參數統計表。從表 3 結果可見,由於採用的核函數不同,造成系統參數亦不一樣。

表 4 所示,為採用 LS6 與 LSSVM 坐標轉換後,16 點檢核點之 $RMSE_{\Delta E}$ 、 $RMSE_{\Delta N}$ 及 $RMSE_{\Delta P}$ 統計表。圖 12 所示,為採用 LS6 與 LSSVM 坐標轉換後,16 點檢核點之 ΔE 、 ΔN 、 ΔP 均方根誤差比較圖。圖 13 至圖 15,分別代表採用 LS6、RBF 及 RBF+GA 坐標轉換後,16 點檢核點之 ΔE 、 ΔN 及 ΔP 比較圖。圖 13 至圖 15 中,橫軸代表各檢核點點號,縱軸代表各檢核點之 ΔE 、 ΔN 及 ΔP 值。

從表 4 及圖 12 至圖 15 的成果,可以發現:(1)LSSVM 未優化前,三種核函數的 坐標轉換精度表現以 RBF 最佳,其次為 LIN,最差為 POLY。(2)LSSVM 未優化前, 三種核函數的坐標轉換精度與 LS6 比較,POLY 比 LS6 差,LIN 與 LS6 相當,而 RBF 優於 LS6。(3)LSSVM(RBF)優化前後之坐標轉換精度比較,RBF+GA 優於 RBF; 進行 RBF 系統參數優化後,16 點檢核點之 $RMSE_{\Delta P}$ 從 1.65cm 下降到 1.12cm,以(21) 式計算後,得知精度提升率約為 32.3%。(4)比較圖 12 至圖 15 的成果,可見若採用 RBF+GA 坐標轉換,各檢核點的 ΔE 、 ΔN 及 ΔP 值大多有減小的趨勢。

表3 台中實驗區採用 28 點參考點訓練後,LSSVM 之各核函數的系統參數

系統參數	С		d		σ^2		
核函數	Е	N	Е	N	Е	N	
POLY	2.16E+04	4.33E+03	3	3	n/a	n/a	
LIN	1.09E+09	7.06E+11	n/a	n/a	n/a	n/a	
RBF	2.93E+12	6.26E+12	n/a	n/a	1.46E+03	7.71E+06	
RBF+GA	RBF+GA 5.63E+14		n/a	n/a	6.79E+05	6.93E+05	

表 4 台中實驗區,採用 LS6 與 LSSVM 坐標轉換後,16 點檢核點之 $\Delta E \times \Delta N$ 及 ΔP 轉換精度統計表(單位為 cm)

坐標轉換方法		1.00	LSSVM					
		LS6	POLY LIN		RBF	RBF+GA		
	mean	-0.68	0.48	0.35	0.41	0.02		
ΔE	RMSE	1.21	1.25	1.21	1.21	0.67		
4.37	mean	0.33	-0.52	-0.15	-0.23	0.18		
ΔN	RMSE	1.20	1.48	1.20	1.13	0.89		
ΔP	mean	1.37	1.74	1.49	1.40	0.97		
	RMSE	1.70	1.94	1.70	1.65	1.12		

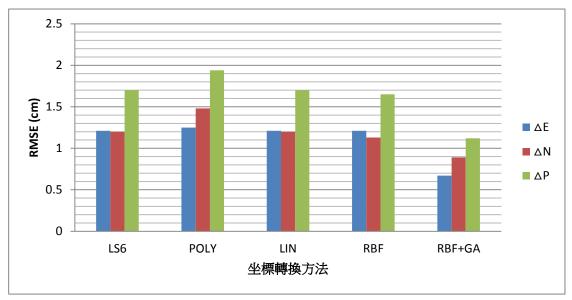


圖12 台中實驗區,採用 LS6 與 LSSVM 坐標轉換後,16 點檢核點之 ΔE 、 ΔN 、 ΔP 均方根誤差比較圖

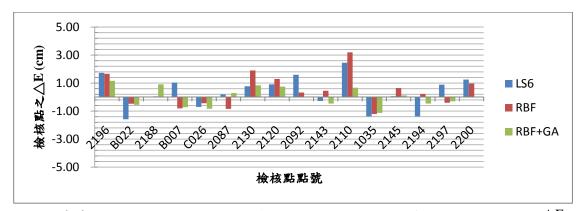


圖13 台中實驗區,採用 LS6、RBF 與 RBF+GA 坐標轉換後,16 點檢核點之 ΔE 比較圖



圖14 台中實驗區,採用 LS6、RBF 與 RBF+GA 坐標轉換後,16 點檢核點之 ΔN 比較圖

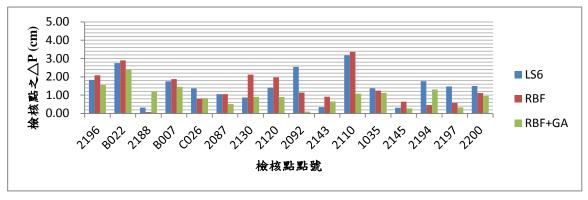


圖15 台中實驗區,採用 LS6、RBF 與 RBF+GA 坐標轉換後,16 點檢核點之 ΔP 比較圖

五、 結論與建議

利用花蓮與台中兩實驗區的真實資料,以 TWD67 坐標轉換至 TWD97 坐標的地籍坐標轉換為例,探討以基因演算法(GA)優化最小二乘支持向量機(LSSVM)系統參數,以提升地籍坐標轉換精度有關議題。根據花蓮與台中兩實驗區的實驗結果顯示:(1)LSSVM未優化前,三種核函數的坐標轉換精度表現以 RBF最佳,其次為 LIN,最差為 POLY。(2)LSSVM未優化前,三種核函數的坐標轉換精度與 LS6 比較,POLY比 LS6 差,LIN與 LS6 相當,而 RBF優於 LS6。(3)LSSVM(RBF)優化前後之坐標轉換精度比較,RBF+GA優於 RBF;進行 RBF系統參數優化後,花蓮與台中兩實驗區之 RBF+GA相對於 RBF的精度提升率,分別為 20%及 32%。

本實驗之目的,主要是為了探討以 GA 優化 LSSVM 用於坐標轉換之可行性。因此,為了兼顧擁有一定數量的參考點與檢核點,以供訓練 LSSVM 及檢核坐標轉換精度;所以,兩個實驗區的參考點及檢核點之數量比例,皆以 2:1 之原則,並儘量使點位均勻分布之前提進行實驗。但在實務地籍坐標轉換作業上,通常都是檢核點數量多於參考點之數量,且參考點及檢核點之點位分布也不見得很理想(如點位之間有共線關係,或是點位分布接近共線)。因此,未來若需應用 RBF+GA 於實務坐標轉換之前,建議先測試在參考點少於檢核點的狀況,或是點位分布不均勻等狀況的坐標轉換精度。

参考文獻

王奕鈞,2005,《神經網路應用於地籍坐標轉換之研究》,國立政治大學地政研究所碩士論文。

林怡君,2012,《利用最小一乘法在地籍坐標轉換資料值錯之研究》,國立政治大學 地政研究所碩士論文。

陳帥、朱建寧、潘俊、侍洪波,2008,最小二乘支持向量机的参数优化及其应用,《華東理工大學學報(自然科學版)》,第 34 卷,第 02 期,頁 278-282。

張根寶、劉佳、王國強、任顯林,2010,基於遺傳算法和最小二乘支持向量機可靠性分配,《計算機應用研究》,第 27 卷,第 9 期,頁 3300-3302。

- 許皓寧,2003,《臺北市地籍資料 TWD67 與 TWD97 坐標轉換之比較研究》,國立中興大學土木工程學系碩士論文。
- 黃華尉,2001,《TWD97 與 TWD67 二度 TM 坐標轉換之研究》,國立成功大學測量工程研究所碩士論文。
- 黃鈞義,2014,《以基因演算法優化最小二乘支持向量機於坐標轉換之研究》,國立 政治大學地政研究所碩士論文。
- 董倩琪,2005,以最小二乘配置法整合臺北市地籍圖資料至 TWD97 坐標系統作業方法之研究,《地籍測量》,頁 78-99。
- 戴翰國、余致義、曾清涼,2002,利用六參數平面轉換與最小二乘配置進行小區域 TWD67與TWD97之地籍資料坐標轉換-以台北市大安通化段為例,《第五屆GPS 衛星科技研討會論文集》,頁 66-71。
- Avci, E., 2009, Selecting of the optimal feature subset and kernel parameters in digital modulation classification by using hybrid genetic algorithm-support vector machines: HGASVM, *Expert Systems with Applications*, 36(2), pp. 1391-1402.
- Ghilani, C. D., 2010, *Adjustment Computations: Spatial Data Analysis*, 5th edition, New York: Wiley.
- Smola, A. J. and B. Scholkopf, 2004, A Tutorial on Support Vector Regression, *Statistics and Computing*, 14(3), pp. 199-222.
- Suykens, J. A. K. and J. Vandewalle, 1999, Least Squares Support Vector Machine Classifiers, *Neural Processing Letters*, 9(3), pp. 293-300.

國土測繪與空間資訊 民國一〇四年七月 第三卷 第二期 第 87 頁至第 98 頁 Taiwan Journal of Geoinformatics Vol. 3, No. 2, pp.87 ~ 98

The Best Surface Fitting of Regional Geoidal

Undulation- A Case Study of Taichung Area

Fang-Shii Ning^{1*}, Wen-Chieh Lee²

Received 25 December 2014 Revised 09 February 2015 Accepted 23 March 2015

Abstract

The geoidal undulation of points can be derived from orthometric height and GNSS geodetic height. The geometric method can produce geoidal undulation more accurate and faster than gravimetric method in the area with GNSS data and levelling data. In this research, we use different surface models to find out the best fitting surface based on geometric method to interpolate geoidal undulation of unknown point. The result shows quadratic surface method is the best one to solve regional geoidal undulation in terms of both costs and benefits.

Keyword: Fitting Surface, Geoidal Undulation, Orthometric Height

⁻

¹ Assistant professor, Department of Land Economics, National Chengchi University.

² Assistant professor , Department of Economics, National Chengchi University.

^{*}Corresponding Author, TEL: +886-2-29393091 #50741, E-mail: fsn@nccu.edu.tw.

區域性大地起伏最佳曲面擬合之研究— 以台中地區為例

第方璽^{1*} 李文傑²

摘 要

幾何法大地起伏可以由正高及全球導航定位系統的橢球高快速獲得,且其精度 較重力法所得到之大地起伏高,因此本研究於不同的曲面模型中尋求最佳的大地起 伏擬合曲面,利用此曲面能夠精確的內插出各未知點之大地起伏值,由研究結果顯 示在經費及精度上考量以二次曲面為最佳。

關鍵詞:大地起伏、正高、擬合曲面

[」]助理教授, 國立政治大學地政學系・

² 助理教授, 國立政治大學經濟學系·

^{*} 通訊作者, TEL: +886-2- 29393091 #50741, E-mail: <u>fsn@nccu.edu.tw</u>。

1. Introduction

Taiwan is famous for its island-wide complex terrain. In the middle of the Taiwanese island, the highest point (Mt. Jade) is 3952 m at altitude. In Eastern Taiwan, the mountains a few kilometers away from the coast typically have 2000m in height. On the other side, the western part is a flat plain. Thus, the geoidal undulation in Taiwanese terrain plays an important role (You., 2006). The geoidal undulation can be computed using several techniques. For example, the computation of geoidal undulation can be done by using the numerical integration of Stokes' formula directly, fast Fourier transform, least squares collocation, spherical harmonic functions developed in a series, or by direct calculation of the difference between the ellipsoidal heights (from Global Navigation Satellite System – GNSS) and orthometric height (from spirit leveling). Relationship of the three height types is given by the equation, as shown in Eq. 1 and Figure 1:

$$H = h - N \tag{1}$$

Where H is orthometric height above the geoid; h is geodetic height above reference ellipsoid; and N is geoidal undulation.

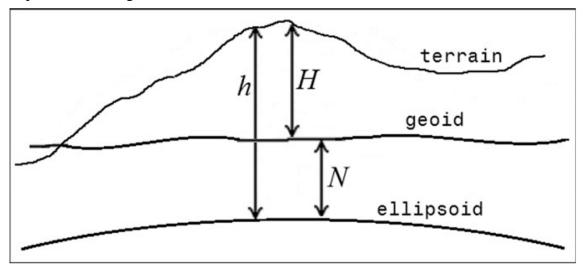


Figure 1 The geometrical relationship of three height types

Throughout this research, the geoidal undulation of points is derived from orthometric height, GNSS geodetic height, and surface model. We utilize different surface models to find out the best for Taiwan's geoidal undulation.

2. Methodology

2.1 Surface fitting

This research is first to adopt different surface models to conduct our analysis. The surface equation can be classified into many types including plane, quadratic, cubic,

quartic and quintic surface (Lancaster and Salkauskas, 1986; Pottmann and Leopoldseder, 2003). The plane surface equation is shown as equation 2.

$$N = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x y \tag{2}$$

Where $a_0 \sim a_3$ are unknown parameters; N is geoidal undulation; x and y are coordinates.

The plane surface contains four unknown parameters. The meaningful solution can only be found only if there are 4 points on the fitting geoidal undulation surface. The quadric surface equation (as equation 3) has 6 parameters and needs 6 points to be solved. The cubic surface equation (as equation 4) has 10 parameters and needs 10 points to be solved. The quartic surface equation (as equation 5) has 15 parameters and needs 15 points to be solved. The quintic surface equation (as equation 6) has 21 parameters and needs 21 points to be solved. Thus, the number of points within the fitting range has to be considered in selecting to solve surface equations (Awange et al., 2010).

$$N = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x^2 + a_4 y^2 + a_5 xy$$
(3)

$$N = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x y + a_4 x^2 + a_5 y^2 + a_6 x^3 + a_7 y^3 + a_8 x^2 y + a_9 x y^2$$
 (4)

$$N = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x y + a_4 x^2 + a_5 y^2 + a_6 x^3 + a_7 y^3 + a_8 x^2 y + a_9 x y^2 + a_{10} x^4 + a_{11} y^4 + a_{12} x^3 y + a_{13} x^2 y^2 + a_{14} x y^3$$

$$(5)$$

$$N = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x y + a_4 x^2 + a_5 y^2 + a_6 x^3 + a_7 y^3 + a_8 x^2 y + a_9 x y^2 + a_{10} x^4 + a_{11} y^4 + a_{12} x^3 y + a_{13} x^2 y^2 + a_{14} x y^3 + a_{15} x^5 + a_{16} y^5 + a_{17} x^4 y + a_{18} x^3 y^2 + a_{19} x^2 y^3 + a_{20} x y^4$$

$$(6)$$

Also, a_n indicates unknown parameters, N indicates geoidal undulation, and x and y indicates the components on abscissa and ordinate, respectively.

To derive perfect fitting data, the precision after fitting should require to be approximated to 0. We discuss the fitting result with simulated data, which are presented in plane equation, cubic surface and quintic surface equations, respectively. In the research, the simulation data are 9 by 9 grid points, and the z component is a random number between 0 to 1 units. The content is detailed in Table 1. As shown in Figures 2, 3 and 4, the data are fit to a plane surface with precision of 0.2723 unit. The data are fit to cubic surface with precision of 0.2703 unit. The data are fit to quintic surface with precision of 0.2637 unit. From above data and graphs, higher order surface equations may result in more fit data. However, higher order surface equations imply the risk of overfitting, that is, the prediction error is relatively high.

Table 1	Data Points	of Surface	Fitting Simulatio	n (No Unit)

		Y								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
	1	0.706	0.0344	0.7094	0.3404	0.5472	0.35	0.9172	0.7792	0.3112
	2	0.0318	0.4387	0.7547	0.5853	0.1386	0.1966	0.2858	0.934	0.5285
	3	0.2769	0.3816	0.276	0.2238	0.1493	0.2511	0.7572	0.1299	0.1656
	4	0.0462	0.7655	0.6797	0.7513	0.2575	0.616	0.7537	0.5688	0.602
X	5	0.0971	0.7952	0.6551	0.2551	0.8407	0.4733	0.3804	0.4694	0.263
	6	0.8235	0.1869	0.1626	0.506	0.2543	0.3517	0.5678	0.0119	0.6541
	7	0.6948	0.4898	0.119	0.6991	0.8143	0.8308	0.0759	0.3371	0.6892
	8	0.3171	0.4456	0.4984	0.8909	0.2435	0.5853	0.054	0.1622	0.7482
	9	0.9502	0.6463	0.9597	0.9593	0.9293	0.5497	0.5308	0.7943	0.4505

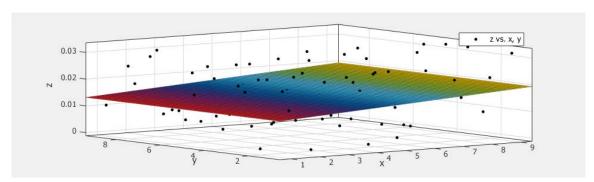


Figure 2 Result of Simulated Points from Plance Surfae Fitting with Precision of 0.2723 Unit

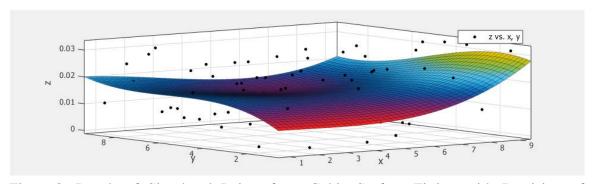


Figure 3 Result of Simulated Points from Cubic Surface Fitting with Precision of 0.2703 Unit

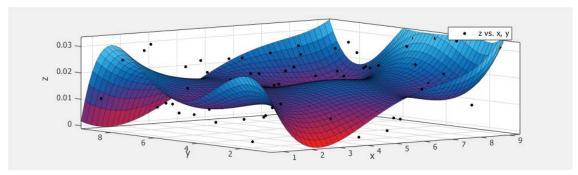


Figure 4 Result of Simulated Points of Quintic Surface with Precision of 0.2637 Unit

The comparison chart (Figure 5) shows training sample errors and test sample errors for different model complexities utilizing 100 groups of training data (there are 50 respective samples in each group of the training sets) (Hastie et al., 2009). The abscissa indicates the complexity of the model, the ordinates the prediction error, the pale blue curves indicate training errors, the reddish curves indicate test errors, and the solid lines indicate the expectation values of training errors and test errors. From the graph, higher complexity model result in lower training errors and test errors. However, as the model complexity is higher, the difference between test errors and training errors increase instead. As the complexity is increasing until the training error reaches zero, it indicates the case of overfitting for training samples.

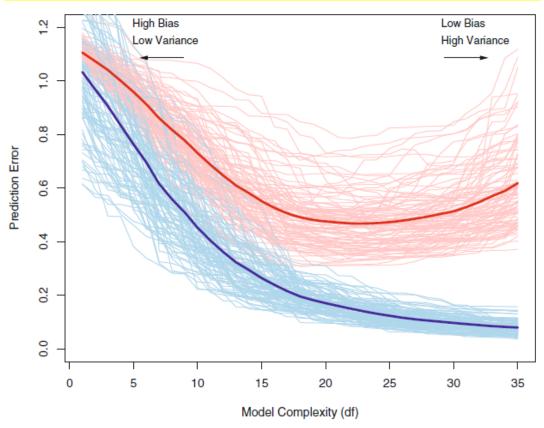


Figure 5 Training Sample Errors and Test Sample Errors under Different Model Complexities (Hastie et al., 2009)

2.2 Cross Validation

Cross validation is probably the most widely used and the easiest tool for evaluation prediction errors of model (Hastie et al., 2009). The cross validation is used to determine prediction errors of model. It classified the original data into test data and training data, followed by validating data quality with cyclic analysis and calculation. As shown in Figure 6, total 20 data are assumed for model creation. At first, all data are classified into 5 subsets, each of which has 4 data. In cross validation, one subset is used as the validation data after model creation and does not join training model for every calculation. After 5 iterations, all subsets are used as validation data to evaluate prediction errors of model. The data are classified into 5 subsets in Figure 6. Such method of classification into multiple subsets is referred to as K-fold cross validation in cross validation methods, wherein K indicates the number of subsets, which is 5 in the example.

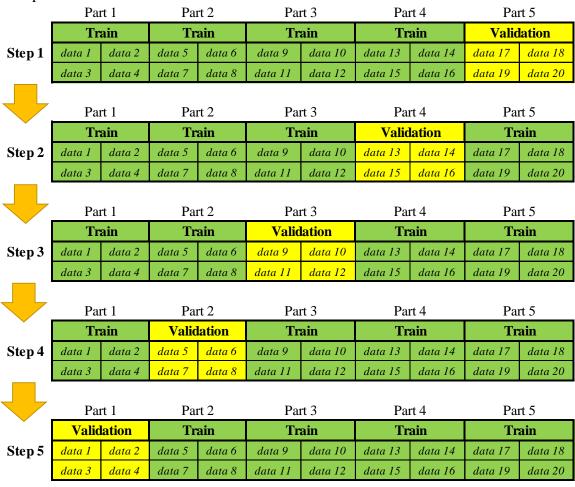


Figure 6 Example of Cross Validattion Flow

The cross validation is a relative conservative estimation method for evaluating prediction errors of model, and would take considerable computation time. Since advanced computing capability nowadays, the cross validation would not consume too much cost with the reasonable amount of data number and the less complex model. Thus,

the cross validation may be used to determine prediction errors of model in a relatively simple manner.

In the research, LOOCV (Leave One Out Cross-Validation), one of cross validation methods, is used to determine prediction errors of surface fitting model. LOOCV is the extreme form in K-fold cross validation methods, wherein K is the total number of data. One datum is extracted to be validation datum every time, while other data are trained and iterated until all data have been used as validation data for one time (Kearns, M. and Ron, D., 1999).

The evaluation equation for prediction errors of cross validation is as shown in equation 7 (Hastie et al., 2009):

$$CV(\hat{f}) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} [y_i - \hat{f}^{-i}(x_i)]^2}$$
 (7)

The data are classified into N subsets; \hat{f} indicates fitting surface equation, while \hat{f}^{-i} is the model obtained by using the ith group of the subsets as validation data while other data are trained; y is a dependent variable, which is the value of geoidal undulation as surface fits geoidal undulation; while x is an independent variable, which is a plane coordinate as surface fits geoidal undulation. Equation 7 is the prediction error formula defined on the basis of K-fold cross validation. LOOCV is used in the research. The prediction error evaluation of LOOCV may be calculated simply by setting N as the total number of data.

3. Data and Results

In the research 78 level points in total comprising ellipsoid height surveyed in Taichung City are utilized with the point distribution profile shown in Figure 7. The data are used because the points are distributed rather uniformly in Taichung City, and are ideal data for fitting geoidal undulation. The mean geoidal undulation is 19.798 m (Maximum 20.818 m, Minimum 19.214 m).

Ning Fang-Shii, Lee Wen-Chieh: The Best Surface Fitting of Regional Geoidal Undulation- A Case Study of Taichung Area

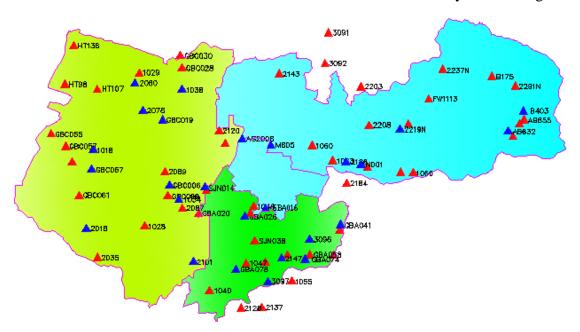


Figure 7 The distribution of leveling data

Plane, quadric, cubic, quartic and quintic surface equations are used to fit geoidal undulations in Taichung experimental area. In addition, the precision of models are evaluated by using LOOCV. The evaluation purpose of the experiment is to come out the best surface equation for fitting. Furthermore, such surface equation has to control the prediction errors in a reasonable range in order to prevent overfitting condition. The flow chart of the research is as shown in Figure 8.

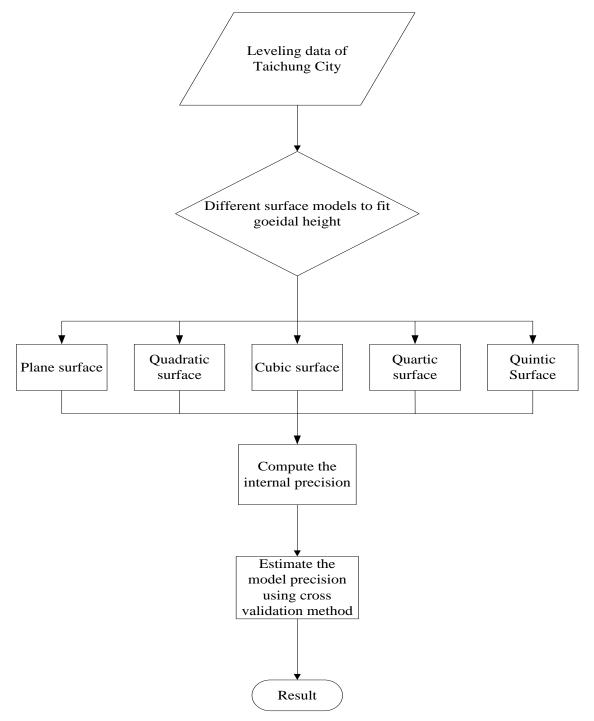


Figure 8 The flowing chart of surface's model analysis

The result of the experiments is shown in Figure 9: the model precision for the plane surface is 5.57 cm, that for the quadratic surface is 2.25cm, that for cubic surface is 2.04cm, that for quartic surface is 2.01 cm, and that for the quintic surface is 1.91cm; the prediction error (evaluated by LOOCV) for the plane surface is 7.10 cm, that for the quadratic surface is 2.42cm, that for cubic surface is 2.27cm, that for quartic surface is 2.39 cm, and that for the quintic surface is 2.97cm.

The experimental result is nearly compliant with Figure 2. As the model complex increases, the model precision decreases gradually, which might approximates to 0;

however, the prediction errors would bounce as valley is reached as the model complex decreases. Although the most complex model in the experiment is only a quintic surface equation, it is reasonable to estimate that the model precision of higher order surface equation would be higher than 1.91cm, and its prediction errors would be higher than 2.97cm. From the figure, the model precisions and prediction precisions of model complexity are most proximate between quadratic surface and quartic surface.

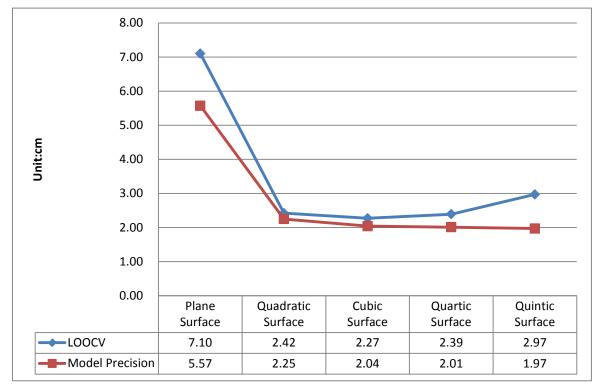


Figure 9 Comparison of Prediction Errors and Internal Precisions (Taichung Experimental Area)

4. Conclusion

From the results, both training and testing error of the quartic surface equation are smaller compared with the quadratic surface equation. However, the quartic equation needs 15 necessary observations, which are far more than 6 and 10 necessary observations for the quadratic surface equation and the cubic surface equation. In view of the potential measurement errors generating from less density of levelling points distributed in full Taiwan compared with Taichung experimental area, we need 15 or more necessary observations in the fitting range to produce results with better accuracy. This is more difficult. From the obtained fitting results, the increase is not large. Thereby, there is no reason to accept the quartic surface equation. Therefore, in terms of costs and benefits, the quadratic surface method is the best one to solve regional geoidal undulation.

References

- Awange, J. L., E. W. Grafarend, B. Paláncz, and P. Zaletnyik, 2010, *Algebraic Geodesy and Geoinformatics*, 2nd edition, Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Hastie, T., R. Tibshirani, and J. Friedman, 2009, *The elements of statistical learning*, 2nd edition, New York: springer.
- Kearns, M., and D. Ron, 1999, Algorithmic Stability and Sanity-Check Bounds for Leave-One-Out Cross-Validation, *Neural Computation*, 11(6), 1427-1453.
- Lancaster, P., and K., Salkauskas, 1986, *Curve and Surface Fitting: An Introduction*, 1st edition, London: Academic Press.
- Pottmann, H., and S., Leopoldseder, 2003, A concept for parametric surface fitting which avoids the parametrization problem, *Computer Aided Geometric Design*, 20(6), pp.343-362.
- You, R. J., 2006, Local Geoid Improvement Using GPS and Leveling Data: Case Study, *Journal of Surveying Engineering*, 132(3), pp.101-107.

國土測繪與空間資訊 民國一〇四年七月 第三卷 第二期 第 99 頁至第 122 頁 Taiwan Journal of Geoinformatics Vol. 3, No. 2, pp.99 ~ 122

宜蘭近年地層下陷水準觀測:地下水 抽取與地陷關係分析

黄金維 1* 洪偉嘉 2

論文收件日期:104.02.24 論文修改日期:104.04.08 論文接受日期:104.05.25

摘 要

宜蘭精密水準觀測(往返閉合差小於 2.5 mm√k)自 1992 年前開始約每隔 2~3 年進行一次全區水準檢測,近十年分別於 2000 年、2007 年、2009 年、2012 年與 2014 年實施全區水準檢測。而本文主要詳述 2012-2014 年宜蘭水準觀測及其成果。該觀測計畫由水利署資助,目的在偵測因抽取地下水而引起的地層下陷。在宜蘭東部沿岸地區,1992~2014 年之累積地層下陷量最高達 30 公分。2012 年後,由於地下水管制,大部分地區的下陷速率在 1 公分/年內,顯著下陷面積縮小到 0.01 平方公里。自從國道 5 號通車之後,蘇澳地區的一大型觀光飯店周邊之下陷速率達 3.3 公分/年,應與大量抽取地下水有關。宜蘭地區的地層壓縮大部分發生在深度 0 到 38 公尺處,主因為抽取地下水。壓縮呈現出年變化:四月時,地下水位為最低而壓縮量亦為最大值;反之,九月時,地下水位為最高而地表些微反彈。蘭陽平原西部含不可壓縮之粗礫石,而東部含易壓縮之細砂及黏土。本文建議應持續觀測宜蘭的地層下陷以檢驗地下水管制之成效。

關鍵詞:水準測量、地下水、地層下陷、宜蘭、蘇澳

¹ 教授,國立交通大學土木工程學系。

² 總經理,綠環工程技術顧問有限公司;兼任助理教授,國立交通大學土木工程學系。

通訊作者, TEL: (03)5712121#54937, E-mail: cheinway@gmail.com, cheinway@mail.nctu.edu.tw。

Contemporary land subsidence in Ilan from leveling observations: correlation analysis of groundwater pumping and subsidence

Cheinway Hwang^{1*}, Wei-Chia Hung²

Abstract

Precision leveling observations (allowable misclosure 2.5 mm \sqrt{k}) of Ilan began in 1992 and continue to date. Since 1992, precision leveling with a tolerable double-run misclosure of 2.5 mm \sqrt{k} (k is distance between two neighboring benchmarks) has been carried out in Ilan at intervals of 2-3 years. Specifically, leveling campaigns were conducted in 2000, 2007, 2009, 2012 and 2014. This paper reports the leveling result from the observations in 2012 and 2014, sponsored by Water Resource Agency. Leveling is used to detect subsidence in connection to ground water withdrawals in Ilan. The cumulative land subsidence from 1992 to 2014 in Ilan reaches a maximum of 30 cm in coastal zones. After 2012, the subsidence rates and areas turn smaller, at the levels of 1 cm/year (rate) and 0.01 km² (area), due to a measure to restrict groundwater use. Since the opening of Highway Number 5, a maximum subsidence rate of 3.3 cm/year in 2014 was detected around a hotel in Suao, where considerable groundwater was extracted for tourism use. The depths of the major soil compaction range from 0 to 38 m, where groundwater pumping takes place. The compaction exhibits an annual variation, with April being the largest (lowest groundwater level) and September the least (highest groundwater level). The western part of the Ilan alluvial plain contains incompressible gravels, while its eastern part is composed of fine sands and clays susceptible to compaction by increased stress due to groundwater reduction. Continual monitoring of subsidence in Ilan by leveling is encouraged to examine the effect of the restricted groundwater use.

Keywords: Groundwater, Ilan, Leveling, Suao, Subsidence

¹ Professor, Department of Civil Engineering, National Chiao Tung University.

² Chief Executive Officer (CEO), Green Environmental Engineering Consultant Co. LTD.

^{*} Corresponding Author, TEL: +886-3-5712121#54937, E-mail: cheinway@gmail.com, cheinway@mail.nctu.edu.tw.

一、背 景

台灣地區因經濟發展迅速,各產業用水需求量激增,在地面水供應不足,以及地下水使用成本低廉之情況下,使得許多地區之地下水受到超量使用,並引起地層下陷災害,造成水土資源相當大的損失。為了有效減少台灣地層下陷之危害性,政府自 1995 年至 2008 年持續推動地層下陷防治執行方案,並於 2008 年以後,繼續推動地下水保育管理暨地層下陷防治計畫至今,全面辦理下陷區水準網檢測、磁環分層式地層下陷監測井(以下簡稱地陷監測井)監測、基本資料收集及加強預警機制等(工究院,2009)。

蘭陽平原為雪山山脈和中央山脈之間陷落地帶,是由沖繩海槽的張裂作用所造成,後來經過以蘭陽溪為主的河流共同沖積而成的沖積扇三角洲平原(何春蓀,1982;陳文福,2005)。蘭陽平原屬第四紀未膠結之現代沖積層(何春蓀,1955;楊萬全,2000),其間多孔隙,可大量儲存水資源,為地下水之主要來源。蘭陽平原地下水流網可概分為三個地下水系統(楊萬全,2000),即得子口溪地下水系、蘭陽溪地下水系及冬山河地下水系。整體而言,蘭陽平原地下水的補注區在平原西側和南側海平面5公尺以上的沖積扇區,並以東側海平面2~3公尺的三角洲為流出區;因沖積扇的透水性佳,三角洲的透水性差,地下水容易流出地面後繼續向東流。蘭陽平原沖積扇區的導水係數,以蘭陽溪為界,南部較佳,北部較差。

宜蘭地區約每隔 2~3 年進行一次全區水準檢測,近十年分別於 200 年、2007 年、2009 年、2012 年與 2014 年實施全區水準檢測。宜蘭地區 1992 至 2014 年主要下陷區在蘭陽溪出海口附近(包括壯圍鄉、五結鄉一帶),依據 2012 年之監測成果,本區之整體下陷趨勢已減緩。

在北宜高通車後,蘇澳地區於 2007 年出現大型觀光飯店的開發,並於現地抽用地下水,為監測局部大量抽水,是否引發區域沉陷,因此自 2009 年起開始對蘇澳地區進行監測,而依據 2011 年及 2014 年監測成果(圖 1),在大型觀光飯店附近之檢測點仍出現較為明顯下陷狀況,尤以「水利宜 37」與「水利宜 38」呈現較大的下陷速率(分別為 2.8 與 3.3 公分/年)。由於蘭陽溪出海口附近與壯圍鄉、五結鄉一帶為過去宜蘭地區主要下陷區域,而蘇澳地區因有大型飯店開發及抽用地下水,該現象有可能導致附近區域發生地層下陷的疑慮(Galloway and Burbey, 2011)

在本研究中,我們利用歷年在宜蘭地區進行水準測量監測資料,分析宜蘭地區的地層下陷面積與下陷速率,並且分析 1992 年至 2014 年的累積下陷量圖,該成果將有助在宜蘭地區的土地開發、工程建設與管線規劃之設計參考。且釐清新興異常與持續下陷地區之地層沉陷行為及發生機制,並輔助擬定概念性之防治對策。

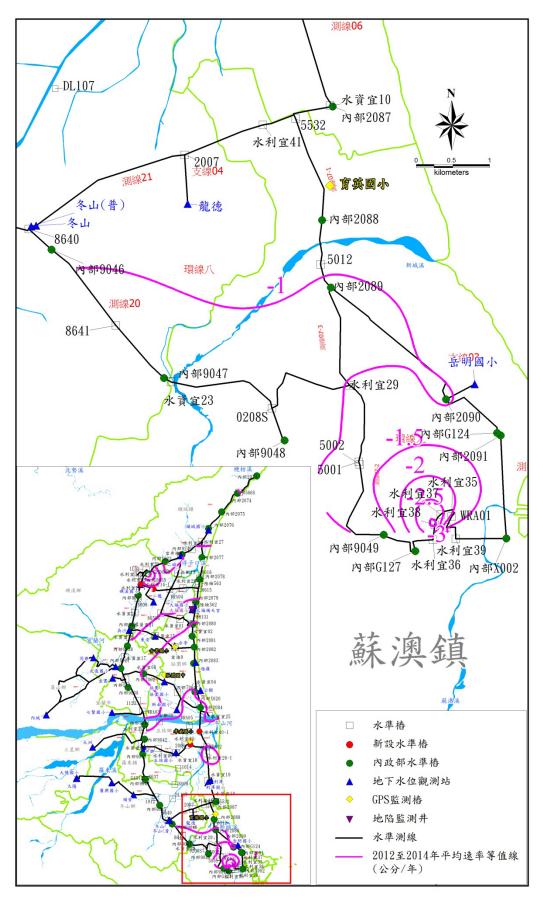


圖1 宜蘭蘇澳地區 2012 至 2014 年平均下陷速率等值線圖

二、宜蘭水準測量檢測

(一)宜蘭水準監測網

水準網形規劃主要任務是擬定水準網的施測方案,包括測量路線的行進方式與水準測網的構成。水準路線的行進方式及水準網形設計,必須兼具監測地層下陷潛勢區及提高觀測值的精度與可靠度,藉由施測前的規劃與網形設計,可探討出觀測值對於下陷資訊的檢測能力。圖 2 為 2014 年度在宜蘭地區設置的水準網,該水準網形說明如下:北起外澳,南至蘇澳,東迄宜蘭海邊,西至台九線公路。檢測區域涵蓋頭城鎮、礁溪鄉、壯圍鄉、宜蘭市、五結鄉、羅東鎮、冬山鄉、蘇澳鎮等,測量里程約 175 公里。

(二)水準測量外業及系統誤差改正

水準測量作業的重點之一是藉由測量程序與步驟的安排,以消弱誤差的影響。 本文野外水準測量之方法與規範,為依據 2014 年制訂之「地層下陷水準檢測及分析標準作業規範」草案實施。相關外業工作說明如下:

- 1. 高程控制系統以歷年地層下陷測量所採用之一等水準點高程為基準,以確保量測、 分析與統計的下陷量資訊,均在統一的計算基礎上。
- 2. 水準點之間各測段均作往返測量。
- 3. 控制系統檢測,各測段往測與返測的差值,其允許誤差為 $2.5 \text{mm} \sqrt{k}$ (k 為測段長度,單位:公里)。
- 4. 主水準路線,各測段往測與返測的差值,以及環線的閉合差,其允許誤差為 3mm \sqrt{k} 。
- 5. 兩水準點高程觀測應由同一台儀器自一水準點出發,閉合於另一水準點,不可使 用不同水準儀施測於臨時節點的高程值相加組合。
- 6. 水準測量使用的儀器是 Trimble Dini-12 一等精密電子自動水準儀,配合精密銦鋼條碼尺作,精密水準標尺皆附有圓形水準器及扶尺減少標尺的晃動。
- 7. 觀測時標尺與儀器距離需小於50公尺,前後視距約相等,以減除視準軸誤差(Collimation error)及折光誤差。作業時觀測手配備雷射槍,達到快速量距及精準調整前後視距約相等。
- 8. 系統誤差改正:視準軸誤差改正,地球曲率改正,水準尺溫度改正,折射誤差。



圖2 2014 年宜蘭地區水準網

(三)水準測量成果分析

本研究的水準測量成果分為下列四項:控制系統分析、測線分析、環線分析、水準網平差分析等四個步驟。控制系統分析目的為確認高程參考基準點屬穩定不具顯著的高程變化,以確保同一地區兩個時期具有相當的高程基準。測線分析則是檢討每一測段往返高程差的差值是否小於規範允許誤差的限定值,如超過則進行重測。環線分析是依幾何條件檢核閉合誤差,判定環線閉合網的閉合差是否小於規範允許誤差的限定值(高書屏等,1996)。經過測線分析與環線分析的品管處理,可挑選出觀測誤差較大的觀測值,並進一步判定是否重測以提高精度。平差分析為依據最小二乘法理論整體平差,以高程差為觀測量,距離的倒數為權,組成間接觀測方程式進行整體平差。

依據官蘭地區 2014 年度水準測量成果進行分析,說明如下:

1. 控制系統分析

控制系統分析目的有兩項:一是追溯探討歷年水準計算的起算方式。另一目的是檢測歷年的宜蘭水準網引用之水準基樁「陸檢 566S」是否無顯著沉陷。

2014年宜蘭地區水準控制系統路線由頭城鎮內政部一等一級檢測點「2073」 起沿省道台 2 線經外澳至「2076」檢測點,控制系統里程約 6.6 公里。比較 2010 年與 2014年控制系統相同水準樁的高差如表 1,由表中顯示控制系統上水準點 高差呈現穩定狀態,故 2014年使用「陸檢 5668」為宜蘭地區水準測量基樁。

2. 官蘭地區水準測線分析

分析宜蘭地區測線的測段每公里的往返閉合差如圖 3-(A)。該成果顯示本年度官蘭地區水準測量的往返閉合差精度皆控制在 $2 \text{ mm}_{\sqrt{k}}(k \text{ 代表公里})$ 以內。

3. 宜蘭地區水準環線分析

宜蘭地區水準網閉合環線的觀測精度分析如圖 3-(B)。每個閉合環線的閉合 差觀測精度皆在允許誤差 $3 \text{ mm} \sqrt{k}$ 內。

4. 官蘭平差計算結果

宜蘭地區水準高程整體平差,參考基準點為「陸檢 566S」,其高程固定值為7.1903 公尺。水準高差觀測數量總共 176 個,檢測點總數 166 個,平差後高程精度的統計如表 2,高程標準偏差平均值 2.6 公釐。平差系統的自由度為 11。

表1 宜蘭地區水準控制系統高程變化分析表

棒號	點名	2005 年 高程差 (m)	2007 年 高程差 (m)	2010 年 高程差 (m)	2012 年 高程差 (m)	2014 年 高程差 (m)	2005-2007 高程差差 值 (mm)	2007-2010 高程差 差值 (mm)	2010-2012 高程差 差值 (mm)	2012-2014 高程差 差值 (mm)	距離 (km)	允許誤差 (mm)
內部 2073	北關加油站	0.72967	0.73259	0.73347	0.73107	0.72870	2.92	0.88	-2.4	-2.37	2.3	3.79
陸檢 566S	金斗公副椿	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00
內部 2074	梗枋	-1.65176	-1.65371	-1.65455	-1.65543	-1.65646	-1.96	-0.83	-0.89	-1.03	0.2	1.12
內部 2075	港澳橋	-1.32909	-1.33014	-1.32917	-1.33068	-1.33214	-1.05	0.97	-1.51	-1.46	2.4	3.87
內部 2076	頭城加油站	-1.36026	-1.36335	-1.36898	-1.37459	-1.38129	-3.1	-5.63	-5.61	-6.70	4.3	5.18

註:1.高程差為各個「檢測點」與「陸檢 566S」之間的高程差。

- 2.允許誤差為 $2.5mm\sqrt{k}$ 。
- 3.內部 2076 與陸檢 566S 的高程差差值超過允許誤差。

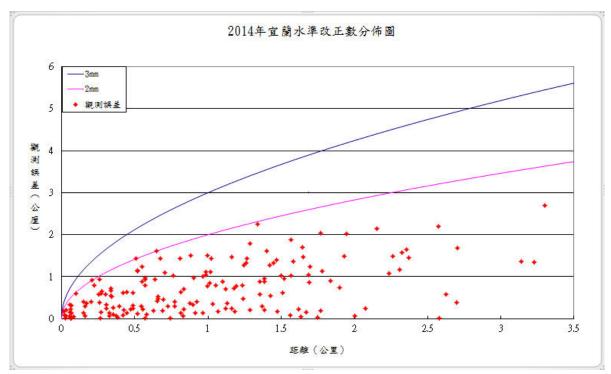
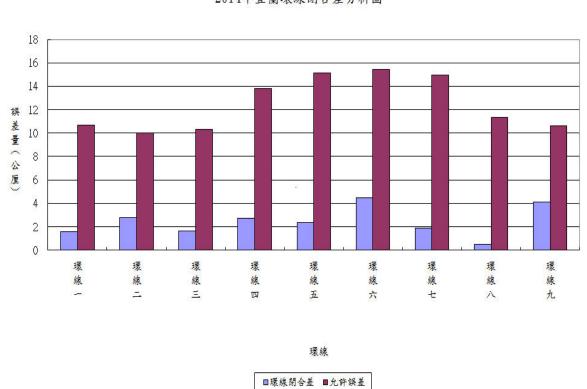


圖3(A)水準改正數分布圖



2014年宜蘭環線閉合差分析圖

圖3 (B)環線閉合差分析圖

觀測個數
 水準點數
 多餘觀測數
 後驗單位權標準偏差
 高程標準偏差平均值
 高程標準偏差最大值
 3.7 mm

表2 宜蘭地區水準高程平差後驗精度統計表

宜蘭地區 166 個檢測點經平差後,每個檢測點皆有一個標準偏差,將 166 個檢測點之標準偏差取平均值,定義為高程標準偏差平均值;而 166 個檢測點,每個檢測點之標準偏差皆小於 3.7 公釐,因此將標準偏差最大值定義為高程標準偏差最大值。

三、地層下陷速率與面積分析

地層下陷之監測方式,一般可分為地表監測與地下監測兩種 (Hwang et al., 2008)。其中地表監測方法主要為利用水準測量及 GPS 衛星定位測量量測地表高程變化,而地下監測方法為利用地陷監測井量測地下土層之壓縮量變化(Hung et al., 2010)。

分析 GPS 衛星定位測量(GPS 固定站)、地陷監測井與水準測量三種不同監測方法的特質,可發現觀測頻率的快慢順序分別為 GPS 固定站、地陷監測井、水準測量 (洪偉嘉,2009)。以經濟的觀點來看,GPS 固定站與地陷監測井設站的設置費用較昂貴,因此只設置於地層下陷中心,但優點在於後續的維護費用便宜,且觀測的頻率高。水準測量的工作主要是針對整個下陷區進行網形規劃、水準樁埋設及水準測量。其優點為可以得到全區的下陷速率與下陷面積,缺點則是水準測量的觀測期距長,且樁位容易遺失。

本文水準測量的下陷速率計算方式如下:

- 1. (本期的水準椿高程) (前一期的水準椿高程)=本期水準椿下陷量。
- 2. 利用全部「本期水準樁下陷量」內插出「本期下陷趨勢面」。
- 3. 平均下陷趨勢面=本期下陷趨勢面/測量期距。
- 4. 累積下陷趨勢面=累加「各個時期的下陷趨勢面」。
- 5. 利用平均下陷趨勢面內插出平均下陷速率等值線。
- 6. 利用累積下陷趨勢面內插出累積下陷量等值線。

7. 利用等值線以 GIS 技術計算下陷面積。

綜合上述,水準測量不僅可以得到各個地區的整體下陷速率,同時可以得到下陷區的面積變化,但水準測量所獲得的下陷速率是平均下陷速率,若要針對特定地區及特定時間段的下陷速率,則必須藉由 GPS 固定站或者是地陷監測并方可精確求得。

(一)宜蘭歷年下陷分析

分析宜蘭地區 2012 年至 2014 年平均下陷速率圖如圖 4,由圖中顯示,本期宜蘭地區顯著下陷面積(下陷速率超過 3 公分/年以上)為 0.01 平方公里,最大年下陷速率為 3.3 公分/年,主要下陷位置發生在蘇澳鎮,其次下陷位置發生在礁溪(年下陷速率為 2.4 公分/年),其餘下陷速率大都在±1 公分/年以內,顯示整體而言,宜蘭地區無明顯下陷,僅於蘇澳地區、礁溪市區與壯圍沿海出現局部輕微下陷。

套疊 2010 至 2014 年與 2012 至 2014 年平均下陷速率圖如圖 5,由圖中顯示, 宜蘭地區近五年的下陷速率僅在蘇澳地區較為明顯,其餘地區皆低於 3 公分/年以下, 顯示宜蘭地區「陸檢 566S」並無明顯下陷趨勢。

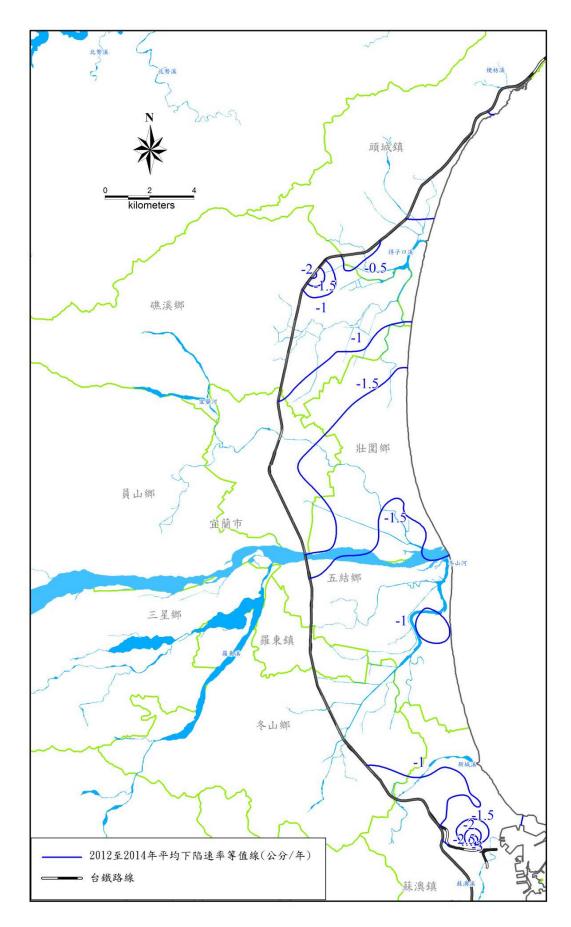


圖4 宜蘭地區 2012 至 2014 平均下陷速率等值線圖

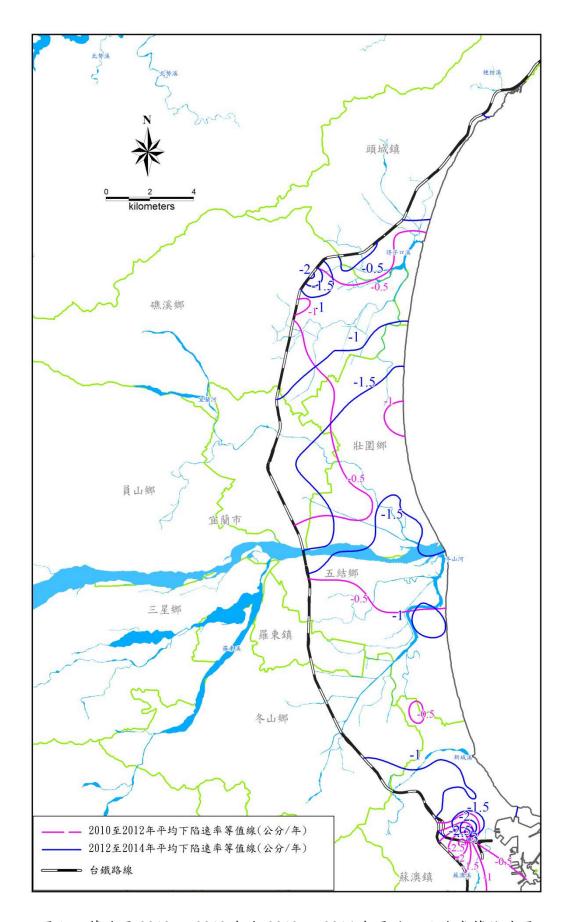


圖5 宜蘭地區 2010 至 2012 年與 2012 至 2014 年平均下陷速率等值線圖

(二)宜蘭地區民國 81 年至民國 103 年下陷分析

分析宜蘭地區 1992 至 2014 年累積下陷量圖,如圖 6,由圖中顯示,23 年來宜蘭地區下陷區域主要集中在蘭陽溪出海口的兩側,包含五結鄉與壯圍鄉,累積下陷量超過 30 公分以上。而礁溪地區,過去因為北宜高速公路開通,至礁溪泡溫泉之人數增加,用水量需求增加,短期內雖未發現大範圍之地層下陷,但今年度於礁溪國小附近發現有輕微下陷之情形,因此建議未來仍須長期持續觀察其未來趨勢。

(三)蘇澳地區民國 101 年 8 月至 103 年 8 月下陷分析

在北宜高通車後,蘇澳地區於 2007 年出現大型觀光飯店的開發,並於現地抽用地下水,為監測局部大量抽水,是否引發區域沉陷,因此自 2009 年起開始對蘇澳地區進行加密監測。以下將對蘇澳鎮附近區域與新建觀光飯店周圍說明檢測成果。

分析 2012 至 2014 年蘇澳地區之平均下陷速率如圖 1 所示,圖上顯示大部份水準樁之下陷速率皆在±1 公分/年以內,比較調查區附近之岳明國小(1)、冬山(1)、冬山(2)、與龍德(4)水位站資料(位置圖如圖 1 所示),并深分別為 33 公尺、56 公尺、98 公尺與 157 公尺,各站之日均水位均無明顯下降趨勢(如圖 7-(A)至圖 7-(C)),故研判本年度蘇澳鎮地區水準檢測範圍內無明顯下陷。但在飯店附近之水準樁(位置如圖 8)仍出現異常下陷狀況,尤以「水利宜 37」與「水利宜 38」呈現較大的下陷速率(分別為 2.8 與 3.3 公分/年,如表 3 所示),而「水利宜 38」位置位於飯店週邊道路與飯店最為相近,且 2010 年~2014 年該水準樁附近已發現有異常下陷之情形,建議未來持續加強觀察本區域之下陷變化趨勢。

	100 MIN. 00 MIN.	
棒號	點名	平均下陷速率 (單位:公分/年)
水利宜36	全民消費中心	2.2
水利宜37	公園籃球場	2.8
水利宜38	瓏山林社區	3.3
WRA01	橋頭	1.5
內部G127	仁和國小	1.6

表3 蘇澳地區飯店周圍之水準樁下陷速率表

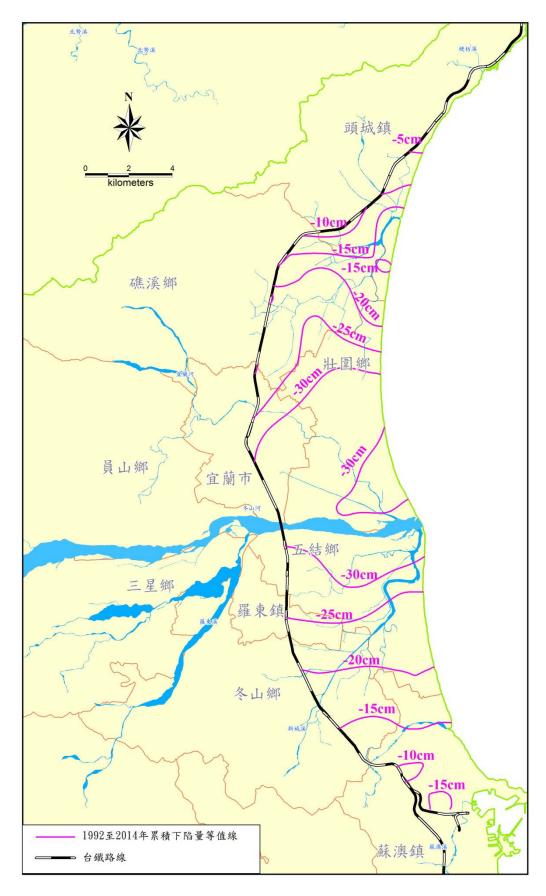


圖6 宜蘭地區 1992 至 2014 年累積下陷量圖

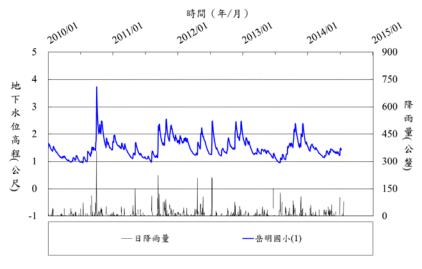


圖7(A)岳明國小(1)水位觀測站水位歷線圖

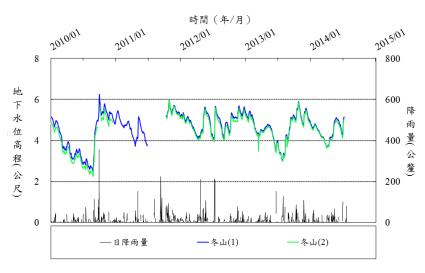


圖7(B)冬山水位觀測站水位歷線圖

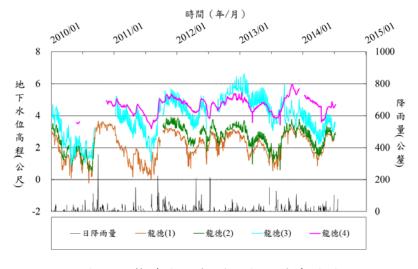


圖7 (C) 龍德水位觀測站水位歷線圖圖

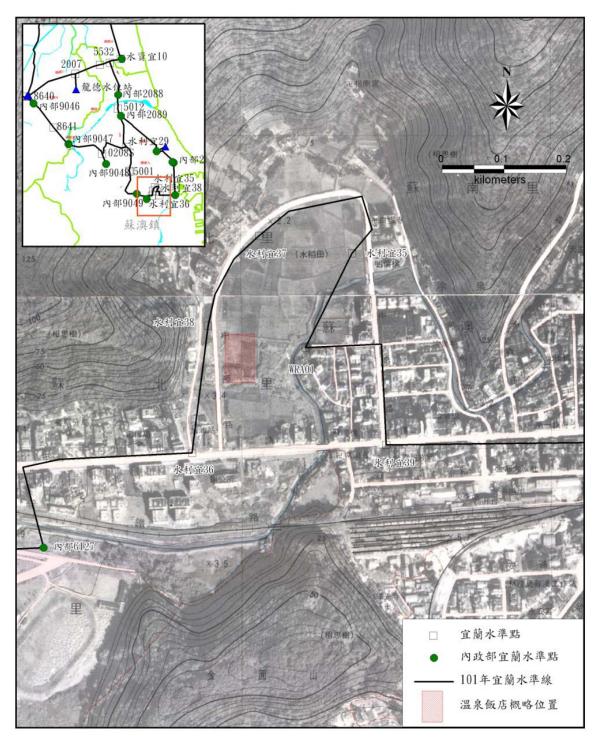


圖8 水準樁與溫泉觀光飯店分布圖

四、蘭陽平原下陷與地下水抽取的關係分析

蘭陽平原主要為蘭陽溪入海沖積而成,另有五條較小的溪流:南有羅東溪及新城溪,北有礁溪、得子口溪及金面—福德坑溪。西邊山區帶來大量沈積物,其中礫石及粗砂,主要堆積在員山及廣興以西的扇頂區。百分之七十的平原高度低於 20公尺,此低緩的坡降堆積細砂及泥。蘭陽平原的地形等高線及井位如圖 9 所示(陳文福,2005)。

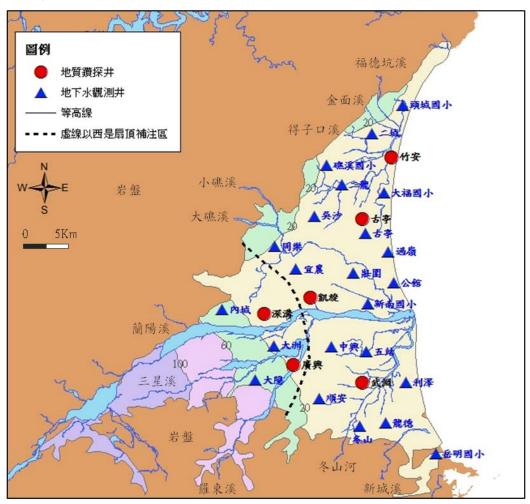


圖9 蘭陽平原的地形等高線及井位圖(修改自陳文福,2005)

平原東側的地下地質,一萬年前的界線約在150公尺深,先暫歸為第1含水層, 再將上部50公尺劃為第1-1含水層,50~150深為第1-2含水層,150~200公尺為 第2含水層,200~250公尺為第3含水層。以現有的資料推測,第3含水層應沒有 自然的補注入口,也不是重要的含水層,第1含水層厚且透水性佳,是本區的主要 用水層,三星至利澤的地質剖面如圖10所示(陳文福,2005)。

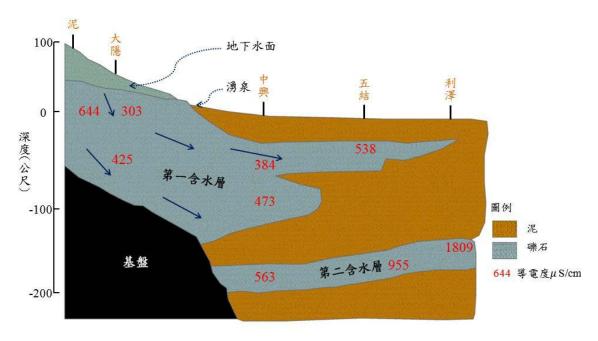


圖10 宜蘭三星至利澤地質剖面圖(修改自陳文福,2005)

地下水補注區為員山及廣興以西,最上源為三星一帶,面積廣且礫石層透水性良好,因此本區地下水非常豐沛。西側一、兩百公尺的礫石層,往東漸漸變薄,泥層變厚;海邊的地層,其砂礫層薄且連續性不佳,可能受控於古蘭陽溪改道,只有古河道才能形成含水層,泥層則是古氾濫平原的堆積(陳文福,2005)。

圖 11 為宜蘭地區地陷監測井與地下水位觀測站之分布圖,圖中顯示,目前宜 蘭地區僅有一口地陷監測井,其位於壯圍鄉大福國小,其地層壓縮及水位變化情形 說明如下:

1. 地層壓縮分析

圖 12 為大福國小的地層柱狀圖與相對於井底之累計壓縮量,由 0 至 250 公尺的地層柱狀圖顯示,地層幾乎由泥層與粉土層所構成,偶夾粗至中砂層。由累計壓縮量的變化可看出,地層的壓縮範圍約在深度 0 至 38 公尺,250 公尺內壓縮量由2009 年 4 月累計至今約 3.1 公分,2014 年 7 月至 10 月之累積壓縮量為-0.3 公分。

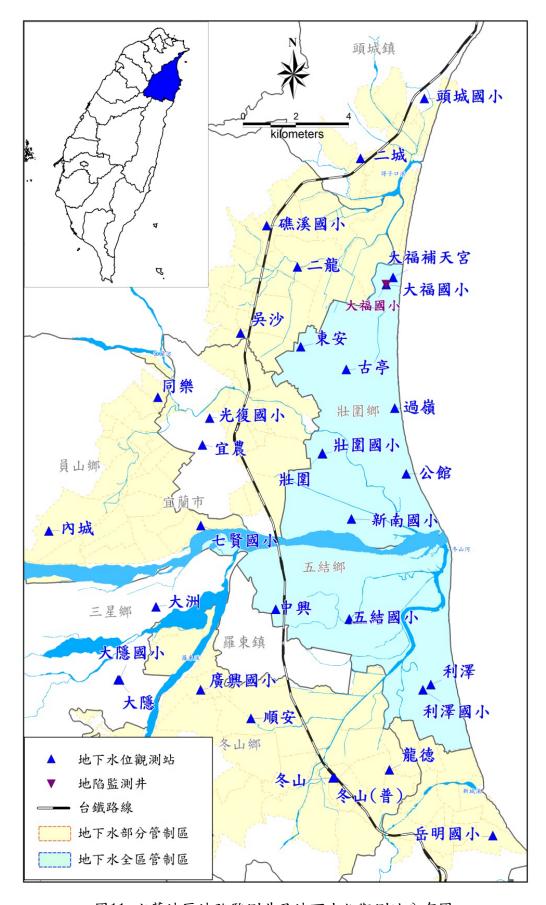


圖11 宜蘭地區地陷監測井及地下水位觀測站分布圖

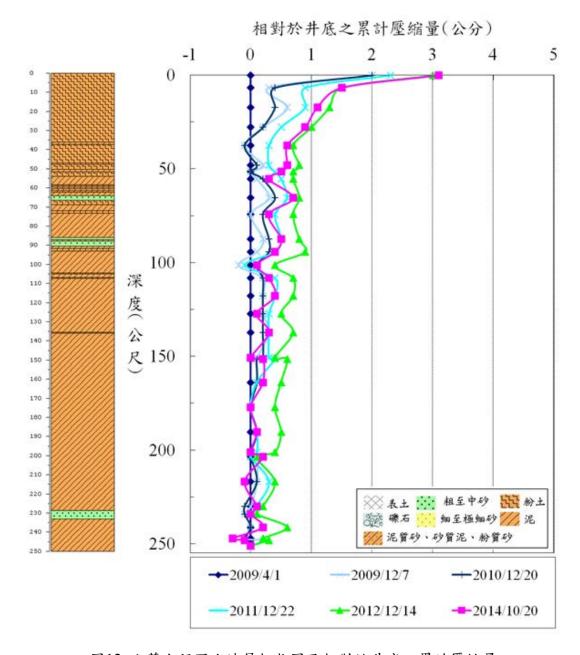


圖12 宜蘭大福國小地層柱狀圖及相對於井底之累計壓縮量

2. 地下水位分析

大福國小地層下陷監測井相鄰之地下水位觀測站為大福國小站,其地下水位與降雨量關係如圖 13 所示。大福國小站僅有一口井深 40 公尺的地下水位觀測井,圖中顯示,地下水位變化小,乾季與濕季的最大水位高程差約 2 至 3 公尺;地下水位在 2004 年之前呈現緩慢下降的趨勢,下降幅度約 2 公尺,而 2004 年後地下水位開始逐漸回升,2006 年至 2008 年,地下水位大致持平,僅隨乾濕季而波動,2008 年至 2012 年水位有微幅上升的趨勢,但 2013 年後開始呈現下降的情況。

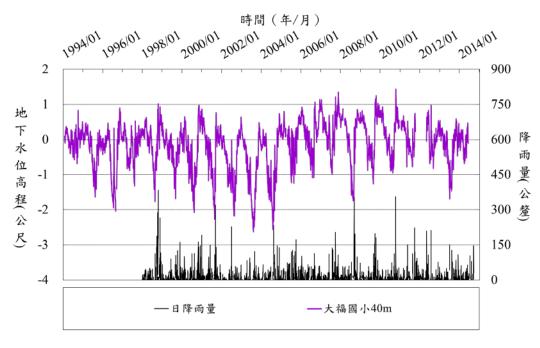


圖13 大福國小站地下水位與降雨量關係圖

3. 地層壓縮與地下水位相關性分析

宜蘭大福國小的地層壓縮範圍,涵蓋第 1-1 含水層及部分第 1-2 含水層,而大福國小地下水位觀測站只有井深約 40 公尺的地下水位觀測井,其屬於第 1-1 含水層,雖然無法完全代表壓縮範圍內的地下水位變化,但可做概略性分析,該地下水位及其對應之壓縮量關係如圖 14 所示。圖中顯示,2009 年壓縮呈現塑性變形,隨著水位下降出現明顯的殘餘壓縮量,即使水位回升至原水位時,其變形未回到原來位置,其後的地層壓縮與地下水位變化在一狹窄的帶寬內變化,呈現近似彈性的變形行為,代表在此水位變化下,已趨近壓密完成 (Terzaghi et al., 1996; Sneed and Galloway, 2000)。

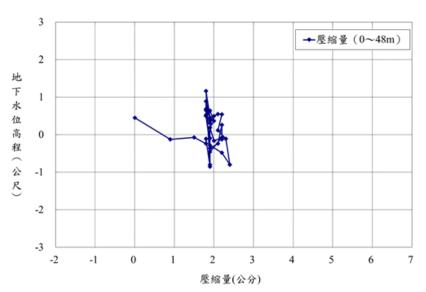


圖14 宜蘭大福國小地層壓縮與地下水位關係圖(民國 98/4 至 103/10) 註:圖中縱軸 向下代表水位下降(有效應力增加)

五、結 論

2014年宜蘭地區最大年下陷速率為 3.3 公分/年(蘇澳),顯著下陷面積為 0.01 平方公里,其次下陷位置發生在礁溪(年下陷速率為 2.4 公分/年),其餘下陷速率大都在±1 公分/年以內,顯示整體而言,宜蘭地區無明顯下陷,僅於蘇澳冷泉地區、礁溪市區與壯圍沿海出現局部輕微下陷。

下陷成因分析與探討:宜蘭地區僅 1 口監測井-大福國小,地層的壓縮範圍約在深度 0 至 38 公尺,根據每月地層壓縮量分析可知,地層壓縮主要發生在 4 月至 7 月,而地層回彈較易發生在降雨量較多的 9 月至 12 月。由長期監測資料分析結果顯示,宜蘭地區大福國小(壯圍鄉)的地層壓縮速率約在 1 公分/年以下,近期(2014年7至10月)地層壓縮情形呈回彈 0.3 公分。103 年度宜蘭蘇澳冷泉地區的檢測點「水利宜 37」與「水利宜 38」的下陷速率較為顯著,該下陷量分別為 2.8 與 3.3 公分/年,且 2012 年該區域附近已發現有異常下陷之情形,建議未來持續加強觀察本區域之下陷變化趨勢。

2014年宜蘭蘇澳冷泉地區的檢測點「水利宜 37」與「水利宜 38」的下陷速率較為顯著,該下陷量分別為 2.8 與 3.3 公分/年,且 2012年該區域附近已發現有異常下陷之情形,建議未來持續加強觀察本區域之下陷變化趨勢。隨著地層下陷資料量的增加,且配合大量使用者快速搜尋的需求,未來之資料展示模式及功能需要再加強,特別是對於下陷據數資料的統計分析、資料圖形化、下陷區域分析、三維展現及繪製功能等。

誌 謝

本文由水利署(WRA)支持。本文件的內容部分摘自 2014 年本文作者提交給水利署期末報告 (MOEAWRA1030260)。本文研究部分由科技部計 103-2221-E-009-114-MY3 支持。

參考文獻

- 何春蓀,1955,台灣之地質與地下水資源,《台灣水利》,第3卷,第1期,頁 10-18。
- 何春蓀,1982,《臺灣地體構造的演變—臺灣地體構造圖說明書》,初版,經濟部中央地質調查所:新北市。
- 陳文福,2005,《台灣的地下水》,初版,遠足文化:台灣。
- 楊萬全,2000,《臺灣水文論文集》,初版,國立臺灣師範大學地理系:台北。
- 工業技術研究院 (工究院), 2009, 《97 年度宜蘭、苗栗、台中及嘉南高屏等地區 地層下陷水準檢測及其相關分析》,經濟部水利署。
- 洪偉嘉,2009,《應用多重感應器監測雲林地區三維變形》,國立交通大學土木工程學系博士論文。
- 高書屏、許榮欣、甯方璽、孫福生,1996,水準網內殘存之系統誤差偵測,《(第十五屆)測量學術及應用研討會》。
- Galloway, D. L., and T. J. Burbey, 2011, Review: regional land subsidence accompanying groundwater extraction, *Hydrogeology Journal*, 19(8),pp. 1459-1486
- Hung, W. C., C. Hwang, C. P. Chang, J. Y. Yen, C. H. Liu, and W. H. Yang, 2010, Monitoring severe subsidence in Taiwan by multi-sensors: Yunlin, the southern Choushui River Alluvial Fan, *Environmental Geology*, 59(7), pp. 1535-1548.
- Hwang C., W. C. Hung, and C. H. Liu, 2008, Results of geodetic and geotechnical monitoring of subsidence for Taiwan High Speed Rail operation, *Natural Hazards*, 47(1), pp. 1-16.
- Sneed, M. and D.L. Galloway, 2000, Aquifer-system compaction and land subsidence: measurements, analyses, and simulations-the Holly site, Edwards Air Force Base, Antelope Valley, California. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00–4015.
- Terzaghi, K., R.B. Peck, and G. Mesri, 1996, *Soil Mechanics in Engineering Practice*, 3rd edition, John Wiley & Sons: New York.

國土測繪與空間資訊 民國一〇四年七月 第三卷 第二期 第123頁至第137頁 Taiwan Journal of Geoinformatics

Vol. 3, No. 2, pp.123 ~ 137

利用衛星測高與 GOCE 大地水準面計算時變 近海表面地轉流

張繼鴻 ^{1*} 郭重言 ² 沈嗣鈞 ³ Yuchan Yi⁴

論文收件日期:104.03.20 論文修改日期:104.04.27 論文接受日期:104.05.11

摘 要

基於海洋環流對於氣候穩定與人類生活的高度重要性以及其和天然災害之間 的潛在關聯,長久以來提高海洋環流的求定精度以及持續性監測其變化一直是備受 重視的課題。本研究採用 Bosch and Savcenko(2010)所提出之軌跡法(Profile approach),結合多顆測高衛星之沿軌跡海表面高度(Sea Surface Height, SSH)與 GOCE 第四代時域法解(The 4th generation of GOCE time-wise solution, GOCE-TIM4) 重力場模型計算得之大地水準面,求得絕對海水面動力地形(Absolute Dynamic Topography, ADT),以減少因有限階數之 GOCE 大地水準面與 SSH 間空間解析力差 異所產生的遺漏誤差(Omission error)對 ADT 之影響,配合由實測水文資料求得之相 對動力地形(Relative Dynamic Topography, RDT)解算出全球海水各層地轉流流速。研 究結果以熱帶大氣與海洋陣列/跨洋三角形浮標網(Tropical Atmosphere Ocean array/TRIangle Trans-Ocean buoy Network, TAO/TRITON)與熱帶大西洋預報與研究 錨定浮標陣列 (Prediction and Research Moored Array in the Atlantic, PIRATA)計 27 個錨定站之實測流速資料作驗證,結果指出使用軌跡法所求得之地轉流流速與實測 資料間存在 9~11cm/s 之均方根(Root Mean Square, RMS),優於傳統逐點法(Pointwise approach)的 12~16cm/s;而與傳統之逐點法相比,軌跡法約在 60~80%之測站可得到 更好的解算成果,目平均改善率(Rate Of Improvement, ROI)最高可達約30%,反映 出軌跡法更能改善因大地水準面與 SSH 空間解析力差異造成之遺漏誤差對於地轉 流流速計算之負面影響。

關鍵詞:GOCE、地轉流、衛星測高

¹ 碩士,國立成功大學測量及空間資訊學系。

² 副教授,國立成功大學測量及空間資訊學系。

³ 教授, 俄亥俄州立大學地球科學院 。

⁴ 研究員,俄亥俄州立大學地球科學院。

^{*} 通訊作者,TEL: (06)2757575#818, E-Mail: p68041021@mail.ncku.edu.tw。

Calculating Time-variant Near-surface Geostrophic Currents Using Satellite Altimetry and GOCE-determined geoid

Chi-Hung Chang^{1*}, Chung-Yen Kuo², C.K. Shum³, Yuchan Yi⁴

Abstract

Due to the high importance of ocean circulations to climate stability, human life, and potential connection with natural disasters, the enhancement of determining accuracy and continuous monitoring of ocean circulation variations have been highly respected issues over the past centuries. The research adopts profile approach to process along-track Sea Surface Heights (SSHs) from multiple satellite altimetry and satellite-only geoid model (determined from satellite-only gravity field model - the 4th generation GOCE time-wise solution, GOCE-TIM4) to ease the negative impacts of omission errors to Absolute Dynamic Topography (ADT) resulted from the discrepancies in spatial resolution between truncated GOCE geoid model and SSHs. Resulting ADT was further combined with Relative Dynamic Topography (RDT) derived from in-situ hydrographic data to determine mesoscale geostrophic current velocities at different depth layers globally. Results were validated by in-situ current meter observations at 27 moored stations obtained from Tropical Atmosphere Ocean array/TRIangle Trans-Ocean buoy Network (TAO/TRITON) and Prediction and Research Moored Array in the Atlantic (PIRATA), indicating that profile approach gives Root Mean Square (RMS) differences of them at 9~11 cm/s better than those of 12~16 cm/s given by conventional pointwise approach. Profile approach also outperforms conventional pointwise approach at around 60~80% of stations with an average Rate Of Improvement (ROI) up to 30%, showing that profile approach better solves the detrimental impacts resulted from omission errors.

Keywords: Geostrophic Currents, GOCE, Satellite Altimetry

¹ Master, Department of Geomatics, National Cheng Kung University

² Associate Professor, Department of Geomatics, National Cheng Kung University

³ Professor, School of Earth Science, The Ohio State University

⁴ Research Scientist, School of Earth Science, The Ohio State University

^{*} Corresponding Author: TEL: (06)2757575#818, E-Mail: p68041021@mail.ncku.edu.tw

一、前 言

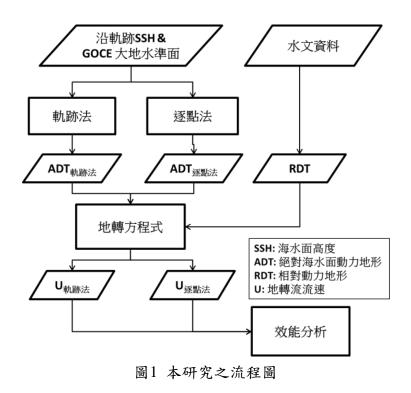
海洋環流機制在輸送海水、熱能與營養鹽等至所流經之區域中扮演了相當重要的角色,許多研究更指出海洋環流系統變動和潛在之天然災害間的關聯,如灣流(Gulf Stream)的流速與路徑變動已被證實和美國東岸海水面變化以及大西洋颶風發育的高度相關性(Bright et al., 2002; Ezer et al., 2013)。因此,對於海洋環流更準確監測更顯得重要。其中,地轉流為海洋水體在壓力梯度力與柯氏力平衡下所產生之海流,Ralph與Niiler(1999)分析赤道太平洋處拉格朗日浮標(Lagrangian drifter)於15公尺深所觀測之洋流後,指出78%流速可由地轉流與艾克曼風生洋流解釋,而地轉流就占了63%,顯示地轉流分量在實際洋流中扮演主要角色,也因此是海洋環流研究中相當重要的一環。

自 1992 年,Topex/Poseidon(T/P)衛星在全球海水面高度(Sea Surface Height, SSH) 之觀測上已達到相當高之精度和具備高空間解析力,正式揭開應用衛星測高技術監測 SSH 變化之序幕。多年後,衛星重力觀測技術亦日趨成熟,進一步提升了全球重力場模型與大地水準面(geoid)之精度。在以重力衛星資料推算之重力場模型幫助下,應用衛星測高與衛星重力場模型於求解地轉流流速上的能力亦持續演進。Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE) 衛星於 2009 成功發射,其目標之一為提供 1~2 cm 精度等級與 100 km 以下空間解析力之大地水準面(European Space Agency, 1999)。而近年許多研究亦指出 GOCE 較 Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) 衛星在求解長期平均全球表層地轉流流速上可達到更好的精度(Sánchez-Reales et al., 2012、Feng et al., 2013)。因此,本研究將使用 GOCE 重力場模型(Pail et al., 2011)求得之大地水準面作為 SSH 之參考基準以求得絕對海水面動力地形(Absolute Dynamic Topography, ADT),進而計算海表面地轉流流速。

Bingham 等人(2008)指出,頻率域之重力場模型主要存在遺漏誤差(Omission error)與超出誤差(Commission error),前者因重力場模型的階數限制所造成,其影響隨階數增加而減少;而後者則來自重力場模型本身,其影響隨階數增加而呈指數遞增。其中,遺漏誤差之影響反映在空間域上又有區域性(local)與非區域性(non-local)兩種,在 ADT 的求解上,區域性誤差指因與 SSH 差分而使有限階數之重力場模型中所缺乏小尺度特徵(例如中洋脊、海溝、破裂帶與海底山等),從 SSH 傳遞至 ADT 而成為誤差;而非區域性誤差則主要發生在上述小尺度特徵之鄰近區域,以及因吉布斯震盪(Gibbs oscillation)所產生之影響,例如內陸地區大地水準面梯度之急遽變化亦會造成開闊海域負面影響,最明顯的例子為東南太平洋近安地斯山脈旁。由於純重力衛星觀測資料求得之重力場模型(satellite-only gravity field model)有其階數上的限制,若以此大地水準面作為 SSH 之參考基準,其與 SSH 之空間解析力差異將使遺漏誤差成為主要的誤差來源,相較於超出誤差(Commission error),將嚴重影響所求之 ADT 與海表面地轉流精度。為了減少此誤差並確保 SSH 與大地水準面之空間解析力一致,最簡單且快速的作法為逐點法(Pointwise approach),此方法在空間域對 SSH 與大地水準面進行二維之高斯平滑,然而此做法並未針對遺漏誤差做預處

理,故需要更大之平滑半徑來達到成效,且在測高資料靠海岸或島嶼邊緣處,如海洋-陸地邊界為遺漏誤差影響最大的區域,因平滑範圍內僅包含海洋資料,陸地並無任何資料,造成效果不彰,相關討論亦可參閱 Bingham等人(2008)之文章。而 Bingham等人(2008)提出之頻譜法(Spectral approach)被廣泛應用於削減計算平均海水面動力地形(Mean Dynamic Topography, MDT)之遺漏誤差的影響,其核心概念為透過將平均海水面(Mean Sea Surface, MSS)無資料處利用大地起伏資料填滿,例如陸地和近岸處海域,產生一組混合平均海水面(hybrid-MSS),再將其轉換至頻率域後,截斷至與大地水準面相同之階數,此時 hybrid-MSS 和大地水準面有近似的遺漏誤差,之後並在相減過程中削去。此方法必須有一高解析度之 MSS,盡可能解析出如海岸-陸地邊界、島嶼等小尺度特徵而能正確的以大地水準面填補,如 Bingham 等人(2008)即使用解析度為 2'x2'之 MSS-CLS01。但此方法應用在資料分布相對鬆散的沿軌跡時變 SSH 處理上,產生之 ADT 品質將與生成高密度網格之內插方法高度相關,且無法求得高空間解析度之網格資料。

基於上述之原因,本研究將使用針對沿軌跡 SSH 處理所提出之軌跡法(Profile approach) (Bosch and Savcenko, 2010)處理 SSH 與 GOCE 大地水準面,進而產生 ADT,並結合實測海水溫鹽資料求得之相對動力地形(Relative Dynamic Topography, RDT) 計算海水各層地轉流流速,計算結果將利用熱帶大氣與海洋陣列/跨洋三角形浮標網 (Tropical Atmosphere Ocean array/TRIangle Trans-Ocean buoy Network, TAO/TRITON) (McPhaden et al., 1998)與熱帶大西洋預報與研究錨定浮標陣列(Prediction and Research Moored Array in the Atlantic, PIRATA) (Bourles et al., 2008) 錨定測流儀於固定深度實測流速做驗證,分析透過軌跡法求定 ADT 在解算地轉流流速上的表現。



二、研究資料

(一) 衛星測高資料

本研究使用涵蓋 1996-2011 年之 T/P、Jason-1、Jason-2、ERS-2 與 Envisat 五顆 測高衛星資料,各衛星涵蓋時間如表 1 所示。參考 T/P 橢球之沿軌跡 SSH 資料由 雷達高度計資料庫系統 (Radar Altimeter Database System, RADS) 提供,資料頻率為 1Hz。由於遺漏誤差的主要來源是大地水準面模型與測高資料的空間解析力差異, SSH 沿軌跡解析度並非遺漏誤差之主要因素,且使用 18~20 Hz 之 SSH 仍具有相當 程度的雜訊,必須經過平滑處理,故沿岸的遺漏誤差仍會存在。

而 RADS 資料皆已經過儀器誤差改正、介質改正(雙頻電離層、乾對流層、溼對流層改正)與地球物理改正(固體潮、海潮、極潮、海潮負載、海況偏差改正),另外不同衛星任務間觀測量之相對偏差也已修正,因此不同測高任務之資料可結合使用。

衛星	涵蓋月份
T/P	1996/01~2002/07
Jason-1	2002/08~2008/12
Jason-2	2009/01~2011/12
ERS-2	1996/01~2002/12
Envisat	2003/01~2011/12

表1 各顆測高衛星資料之涵蓋時間

由於 T/P 衛星軌道於 2002 年 8 月、9 月間變動, Jason-1 亦於 2009 年 2 月移動軌道, 因此本研究使用 T/P 與 Jason-1 於軌道變動前之資料, 使 T/P、Jason-1、Jason-2 測高資料之軌跡相同, 然而為使資料涵蓋時間可至 2011 年底, Envisat 於 2010 年 10 月之軌道變動則無法避免。依此方式進行資料的選用,每月份皆包含兩顆衛星資料(表 1)。

(二) 大地水準面

本研究使用 GOCE-TIM4 重力場模型計算之大地水準面(Heiskanen and Moritz, 1967)。GOCE-TIM4 重力場模型(Pail et al., 2011)最高階數(L)達 250 階,其單純使用 GOCE 觀測資料進行解算,並無其他重力資料作為先驗資料或約制之用,GOCE 觀測資料時間涵蓋 2009 年 11 月 1 日至 2012 年 6 月 19 日。Earth Gravitational Model 2008 (EGM 2008) 為一組結合衛星測高資料、空載、海測和陸測重力資料以及地形資料推得之重力異常並結合 ITG-GRACE 2003S (Mayer-Gürr, 2007) 進行解算所得之高解析度重力場模型,最高階數達 2190 階(Pavlis et al., 2012)。由於 EGM 2008 在解算過程中納入衛星測高資料做處理,故 EGM 2008 與 SSH 差分過程中將使部分測高訊號被去除,因此不宜作為 ADT 之基準面(Janjić et al., 2012),然而因其具備高空間解析力之優勢,故將在軌跡法的處理過程中作為 SSH 之替代。

(三) 溫鹽資料

Ishii 與 Kimoto 等人(2009)發表一組全球 1° x 1°之月平均網格溫鹽資料,深度 0-1500m深,分成24層。其最新版本 v6.13加入最新 World Ocean Database (WOD09)、全球溫鹽剖面計畫 (Global Temperature/Salinity Profile Program, GTSPP)、Array for Real-time Geostrophic Oceanography (ARGO)資料、World Ocean Atlas (WOA05) 與投棄式深溫儀(Expendable Bathythermal Topographer, XBT)之資料,深度偏差改正亦已更新。本研究使用 1996 年至 2011 年之溫鹽資料。

(四) 實測流速資料

本研究使用 TAO/TRITON 與 PIRATA 所提供之錨定月平均實測流速資料,其深度固定於 10 m 深,共計 28 站,其位置分佈如表 2 與圖 2 所示。實測洋流流速中的非地轉流分量(風生、海浪造成)將利用 Weber(1983)提出之方法進行改正,本研究以美國國家氣候資料中心 (National Climatic Data Center, NCDC) 提供之 0.25° x 0.25° 月平均全球海水表層風速資料(Zheng et al., 2006a, b)來推算非地轉流分量,並從實測流速中加以移除,作為評估衛星測高解算地轉流精度之依據。由於風速資料僅涵蓋 1996-2010 年之完整月份,故本研究之實測流速資料亦選用 1996-2010 年內之資料。

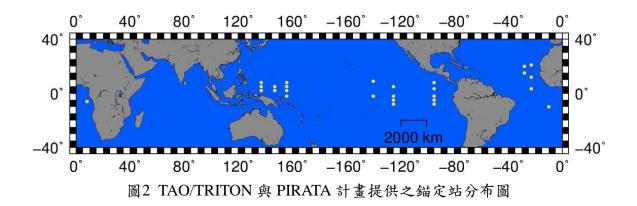


表2 TAO/TRITON 與 PIRATA 計畫提供之錨定站分布位置

TAO/TRITON					PII	RATA	
站	位置	站	位置	站	位置	站	位置
1	8°N, 137°E	8	2°S, 235°E	15	5°N, 235°E	22	20°N, 332°E
2	8°N, 156°E	9	3.5°N, 265°E	16	5°S, 265°E	23	21°N, 337°E
3	9°N, 220°E	10	2°N, 137°E	17	2° S, 265° E	24	15°N, 332°E
4	8°N 265°E	11	2°N, 147°E	18	5°S, 235°E	25	12°N, 337°E
5	5°N, 137°E	12	2°N, 156°E	19	2° S, 220° E	26	3.5°N,337°E
6	5°N, 147°E	13	5°N, 265°E	20	8°S, 235°E	27	6° S, 8° E
7	5°N, 156°E	14	2°S, 156°E	21	8°S, 265°E	28	10°S, 350°E

三、研究方法

(一) 絕對動力地形之處理

傳統之逐點法計算程序相當簡單,將沿軌跡 SSH 減去純重力衛星觀測重力場模型求得的大地水準面來得到沿軌跡 ADT,並直接以高斯距離加權函式進行網格化兼二維平滑之處理動作,公式如下所示:

$$\eta_{abs} = \dot{f}_{2D} \left[h - N_{Sat} \right] \tag{1}$$

其中 η_{abs} 為 ADT,h 為 SSH,而 N_{Sat} 為純重力衛星觀測重力場模型(本研究使用 GOCE-TIM4)計算得之大地水準面, \dot{f}_{2D} 則為空間域二維高斯平滑,本研究鐘形曲線 半徑(即平滑半徑)分別取 0.72° 、 1.00° 與 1.13° 。

Bosch 與 Savcenko(2010)之軌跡法(Profile approach)為一針對時變沿軌跡資料處理所提出的方法,其概念為藉由高空間解析力之 EGM2008 大地水準面作為 SSH 之替代,經頻率域二維高斯平滑與空間域沿軌跡一維高斯平滑處理後相減,來求出兩種平滑處理間的系統性差異,稱為平滑改正(Filter Correction, FC),透過 FC,吾人可將沿軌跡一維平滑處理之 SSH 轉換為經頻率域二維高斯平滑處理之 SSH。其公式可表示為:

$$\eta_{abs} = \dot{f}_{1D} [h] + \dot{F}_{2D} [N_{EGM2008}] - \dot{f}_{1D} [N_{EGM2008}] - \dot{F}_{2D} [N_{Sat}]$$
(2)

其中 $N_{EGM2008}$ 為 EGM2008 大地水準面, \dot{f}_{1D} 表空間域沿軌跡一維高斯平滑, \dot{F}_{2D} 表頻率域二維高斯平滑(Jekeli, 1981),其平滑半徑依 Zenner(2006)提出之經驗公式為:

$$\frac{14500(km)}{L} \cong \frac{130^{\circ}}{L} \tag{3}$$

其中 L 為純重力衛星觀測重力場模型之最高階數。

經軌跡法處理後之沿軌跡 ADT 將以高斯距離加權函式進行網格化之處理,其鐘形曲線半徑與逐點法相同,以利後續比較。網格化之平滑半徑依 GOCE-TIM4 重力場模型之空間解析力(即 $\frac{180^\circ}{250}$ =0.72 $^\circ$)為基準,並遞增兩組平滑半徑,分別為 1.00 $^\circ$ 、1.13 $^\circ$ 以測試逐點法在不同平滑半徑下的表現。

(二) 地轉流流速

海洋各層地轉流流速可以 Wunsch 與 Gaposchkin (1980)與 Cadden 等人(2009)提出之方式,基於 f-plane 地轉近似之條件來求解,公式可寫成:

$$U_{R} = u_{R} + v_{R}i$$

$$= \frac{g}{f} \left(-\frac{\partial \eta_{res}}{\partial y} + \frac{\partial \eta_{res}}{\partial x}i \right)$$
(4)

其中 U_R 為海洋各層絕對地轉流流速, u_R 與 v_R 分別表示東西與南北方向之分量,並透過 $i=\sqrt{-1}$ 以複數形式表示。x與y分別為東西與南北方向之距離,並以向東/向北為正,而g為萬有引力加速度, $f=2\Omega\sin\varphi$ 為柯氏力參數, Ω 為地球自轉速率, φ 則為緯度。 η_{res} 則為 ADT 與 RDT 之差值,公式如下:

$$\eta_{res} = \eta_{abs} - \eta_{rel} \tag{5}$$

其中 η_{rel} 為RDT,可由積分式(Cadden et al., 2009)求得:

$$\eta_{rel} = 0.1 \times \int_{P_R}^0 \frac{dp}{\rho} \tag{6}$$

其中 P_R 為特定壓力層,p 為海水壓力, ρ 為海水密度,可藉由溫鹽資料以國際海水狀態方程式(International Equation of State of sea water 1980, IES80)求得(Millero and Poisson, 1981)。積分結果為位勢距離(geopotential distance),故必須乘上一近似值 0.1 將其轉換為動力高(Dynamic meter, dyn-m),1 dyn-m 相當於幾何上的 1 m,即為所謂 RDT。

而由於f在近赤道處將趨近於0,而使得求解不穩定,因此在赤道帶內(緯度±5°範圍內)使用 β -plane 地轉近似來計算,此方法解算之結果已被證實和實測之赤道潛流相當符合(Lukas and Firing, 1984; Picaut et al., 1989),並且依 Lagerloef等人(1999)的作法採用f-plane 與 β -plane 地轉近似之加權組合,使赤道帶內外之地轉流成果平滑的接合。計算結果將透過均方根(Root Mean Square, RMS)、相關係數(Correlation coefficient, Cor.)及RMS與Cor.平均值之中誤差(STandard Deviation, STD)與實測流速比較,並可由以下各式加以求得:

$$U_{RMS}^{j} = u_{RMS}^{j} + v_{RMS}^{j} i = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{n} \left(u_{Rj}^{k} - u_{In-situ_{j}}^{k}\right)^{2}}{n}} + \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{n} \left(v_{Rj}^{k} - v_{In-situ_{j}}^{k}\right)^{2}}{n}}{i}}$$
(7)

其中 U_{RMS}^{j} 表示對應實測站第j站處之流速 RMS, u_{RMS}^{j} 與 v_{RMS}^{j} 分別其在表示東西與南北方向上的分量, $u_{R_{j}}^{k}$ 表示在第k個時間點吾人所計算之東西向流速,而實測東西向流速則為 $u_{In-sinu_{j}}^{k}$,南北方向上則分別以 $v_{R_{j}}^{k}$ 與 $v_{In-sinu_{j}}^{k}$ 表示,n則為總時間數。

$$U_{Cor.}^{j} = u_{Cor.}^{j} + v_{Cor.}^{j} i = \frac{\sigma_{u_{R}^{j} u_{h-situ}^{j}}}{\sigma_{u_{R}^{j}} \sigma_{u_{h-situ}^{j}}} + \frac{\sigma_{v_{R}^{j} \cdot v_{h-situ}^{j}}}{\sigma_{v_{R}^{j}} \sigma_{v_{h-situ}^{j}}} i$$

$$(8)$$

其中 $U_{\mathit{Cor.}}^{j}$ 表示對應實測站第 \mathbf{j} 站處之流速 $\mathrm{Cor.}$, $\sigma_{u_{R}^{j}u_{\mathit{In-situ}}^{j}}$ 表示吾人計算之時變東西

向流速 u_R^j 與實測東西向流速 u_{h-siu}^j 之協變方,兩者對應之中誤差分別為 $\sigma_{u_R^j}$ 與 $\sigma_{u_{h-siu}^j}$ 在南北方向則分別以 $\sigma_{v_R^i v_{h-siu}^j}$ 、 v_R^j 、 v_{h-siu}^j 、 $\sigma_{v_R^j}$ 與 $\sigma_{v_{h-siu}^j}$ 表示。

$$U_{STD}^{RMS} = u_{STD}^{RMS} + v_{STD}^{RMS} i = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{m} \left(u_{RMS}^{j} - \overline{u}_{RMS}^{-j}\right)^{2}}{m-1}} + \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{m} \left(v_{RMS}^{j} - \overline{v}_{RMS}^{-j}\right)^{2}}{m-1}} i$$
(9)

其中 U_{STD}^{RMS} 表示在總共m 個實測站中流速 RMS 之 STD, u_{STD}^{RMS} 與 v_{STD}^{RMS} 分別表東西與南北分量,而 u_{RMS}^{j} 與 v_{RMS}^{j} 分別表示在第j 個實測站處,東西與南北方向上的 RMS 分量, u_{RMS} 與 v_{RMS} 為在東西與南北方向上平均m 個站的 RMS 值。同理,將 RMS 改為 Cor.代入則可求出在總共m 個實測站中流速 Cor.之 STD。

四、研究成果

利用去除非地轉流分量之TAO/TRITON和PIRATA實測流速資料來評估軌跡法處理後ADT所計算之地轉流流速,並與使用逐點法處理ADT所計算出之結果進行比較。首先,吾人移除逐點法結果之RMS超過平均RMS值三倍STD以上之站位,測站包含站10、11,由圖3可明顯看出皆分佈於島嶼或陸地鄰近處,說明了逐點法在近岸處(亦為遺漏誤差影響較大處)之處理效果不彰。

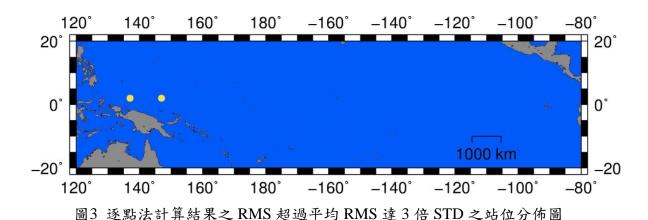


表 3 數據呈現出軌跡法相較於逐點法於站 10、11 有相當的改進,軌跡法相較於逐點法,最高之改善率(Rate Of Improvement, ROI)(%)於站位 11 之南北分量可達 80%,而其餘各站之最高改善率亦可達 30~50%,顯示利用軌跡法處理所得之 ADT,在近岸處可獲得更佳的地轉流流速解算結果。

表3 軌跡法與逐點法(表格內分別以 PR 與 PT 表示之) 於站 $10 \times 11 \ge RMS(cm/s)$ 比 較以及 ROI(%)

	1101(70)							
			į	站號				
平滑		10			11			
半徑			東	西分量	分量			
	PT	PR	ROI	PT	PR	ROI		
0.72°	54.0	39.9	26	42.1	16.6	60		
1.00°	54.8	39.8	27	29.1	17.4	40		
1.13°	54.3	39.7	27	23.8	18.1	24		
			南:	北分量				
0.72°	31.0	13.7	56	151.7	25.6	83		
1.00°	21.0	12.6	40	110.0	19.8	82		
1.13°	17.8	12.2	32	91.4	17.4	81		

接著將軌跡法之結果中, RMS 超過平均 RMS 值 3 倍 STD 之第 11 站移除,針對剩 餘 27 個站位進行整體比較,並以 STD 表示 27 個站比較結果之離散情形,表 4 與表 5 即分別為 27 個站之平均 RMS 與 Cor.與 1 倍 STD(約 68%信心水準)。表 4 中可看 出軌跡法與逐點法於 27 個站位之平均 RMS 分別約為 9~11 cm/s 與 12~16 cm/s。由 於目前利用 GOCE 大地水準面模型在求解地轉流流速上表現之研究皆為平均流速 而無時變流速的分析,故尚無可以比較的對象,故先與實測流速值做量級上的比較, 計算結果占實測最大絕對流速分別約 30~40%與 40~70%,顯示軌跡法之平均 RMS 小於逐點法;又軌跡法約60~80%的站位 RMS 值較逐點法小,ROI 最高亦可達30%, 表中亦可看出逐點法需要更大的平滑半徑以達到更好的處理成效。而表 5 為 Cor.之 比較,由於軌跡法主要為透過預處理來減少因 SSH 與大地水準面兩者間空間解析力 差異所造成之遺漏誤差,故主要改善為求解之流速量級而非時變訊號,因此在 Cor. 並無明顯差異,而在 RMS 上則有相當的改善,然而軌跡法在 60~80% 之站位中仍可 獲得更高的 Cor.。比較顯示經 TAO/TRITON 和 PIRATA 錨定站之實測流速資料驗證 後,軌跡法在計算近表層時變地轉流上要優於逐點法。圖4與圖5為軌跡法處理後 之 RMS 於 27 個站的空間分布情形,可見除站 11 以外,在同樣鄰近島嶼的第 10 站 處亦存在有相對較高的 RMS,然而已較傳統逐點法改善許多(表 3)。

表4 軌跡法與逐點法(表格內分別以 PR 與 PT 表示之)於 27 個站位之平均 RMS、一倍 STD(約 68%信心水準)及 RMS 占最大實測絕對流速之比例%,以及軌跡法較逐點法之 RMS 小之站位比例%(表格中以 Per.表示)以及 ROI%

	PT		PR			
平滑半徑	平均 RMS	及占實	測最大絕對流透	表之比例	Per.	ROI
			東西分	量		
0.72°	15.5±13.4	43	11.2±7.7	32	78	15
1.00°	14.7 ± 12.4	40	11.5±7.6	33	67	10
1.13°	14.5 ± 12.0	40	11.6±7.5	33	63	9
			南北分	}量		
0.72°	16.3±11.1	76	8.8±3.5	44	81	32
1.00°	13.0±7.6	60	8.5 ± 3.2	42	78	23
1.13°	12.0±6.6	56	8.5±3.1	42	74	19

表5 軌跡法與逐點法(表格內分別以 PR 與 PT 表示之)於 27 個站位 Cor.之平均、一倍 STD(約 68%信心水準)以及軌跡法較逐點法之 Cor.高之站位比例%(表格中以 Per.表示)

	PT	PR				
平滑半徑	平均	Per.				
	東西分量					
0.72°	0.67±0.29	0.70±0.30	70			
1.00°	0.66 ± 0.31	0.68 ± 0.31	63			
1.13°	0.65 ± 0.31	0.67 ± 0.32	63			
		南北分量				
0.72°	0.41 ± 0.27	0.48 ± 0.26	74			
1.00°	0.41 ± 0.27	0.47 ± 0.27	78			
1.13°	0.40 ± 0.28	0.46 ± 0.27	74			

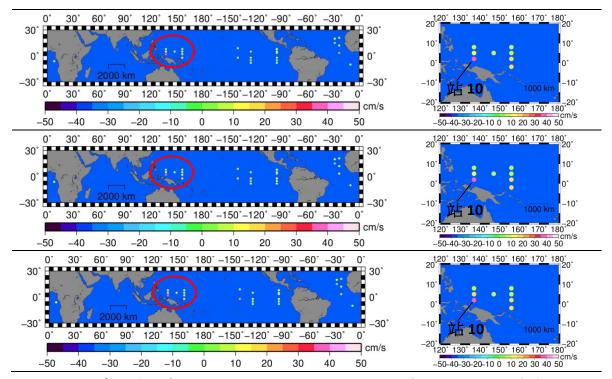


圖4 軌跡法處理後之東西方向 RMS 於 27 個站的空間分布。由上而下依序為網格化 處理時平滑半徑 0.72°、1.00°、1.13°之結果;右側為紅圈區域點位之放大圖

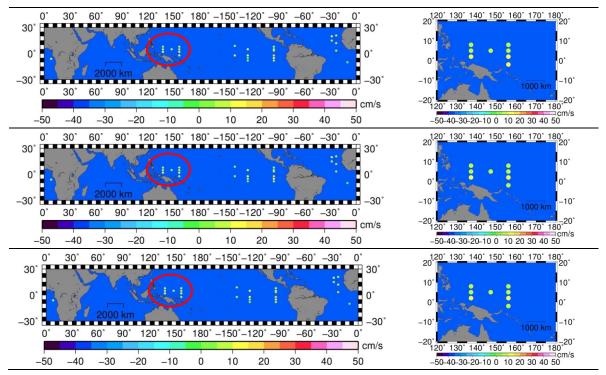


圖5 軌跡法處理後之南北方向 RMS 於 27 個站的空間分布。由上而下依序為網格化處理時平滑半徑 0.72°、1.00°、1.13°之結果;右側為紅圈區域點位之放大圖

五、結 論

本研究應用沿軌跡測高資料,結合 GOCE 大地水準面與實測海水溫鹽資料來計算海水表面之地轉流流速,並針對使用有限階數之純重力衛星觀測重力場模型計算得大地水準面作為 SSH 之基準而使遺漏誤差嚴重影響 ADT 之問題,進行不同處理方法成效之比較。因目前數量足夠、位於同樣固定深度且均勻涵蓋各大洋之實測資料僅分布於中緯度區域,故以此區域為主要研究範圍。研究結果證實經軌跡法處理後可更準確解算時變地轉流,此外傳統的逐點法需要更大的平滑半徑以達到更好的處理成效,亦證實了逐點法在近岸處(亦為遺漏誤差影響較大處)之處理效果不彰。

而相較於逐點法,從本研究之結果亦證實軌跡法在近岸處之處理成果有明顯的改善,最高 ROI 可達近 80%。同樣的,針對 27 個錨定站作整體分析,比較結果亦顯示軌跡法不論是在 RMS 或是 Cor.皆較逐點法有更好的結果,RMS 平均 ROI 最高可達 30%左右。從表 3 中各站 ROI 較表 4 高出許多,可看出軌跡法在近岸處之處理成效較傳統逐點法獲得顯著提升,原因為軌跡法之平滑處理皆為二維頻率域平滑(沿軌跡測高資料之平滑,透過平滑改正 FC 亦轉換為二維頻率域平滑處理),解決了傳統逐點法因平滑範圍在近岸處受限於陸地無資料使平滑效果降低之問題。且軌跡法在約 60~80%錨定站比較中,可提供較傳統逐點法更佳的成果,顯示出軌跡法在處理遺漏誤差影響上,其成效要優於傳統的逐點法。

參考文獻

- Bingham, R. J., K. Haines, and C. W. Hughes, 2008, Calculating the ocean's mean dynamic topography from a mean sea surface and a geoid, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(10), pp. 1808-1822.
- Bosch, W., and R. Savcenko, 2010, On Estimating the Dynamic Ocean Topography A Profile Approach. *Gravity, Geoid and Earth Observation, International Association of Geodesy Symposia* 135, pp. 263-269.
- Bourlès, B., R. Lumpkin, M. J. McPhaden, F. Hernandez, P. Nobre, E. Campos, L. Yu, S. Planton, A. Busalacchi, A. D. Moura, J. Servain, and J. Trotte, 2008, The PIRATA program: History, accomplishments, and future directions, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(8), pp. 1111-1125.
- Bright, R. J., L. Xie, and L. J. Pietrafesa, 2002, Evidence of the Gulf Stream's influence on tropical cyclone intensity, *Geophysical Research Letters*, 29(16), pp. 48-1 48-4.
- Cadden, D. D. H., B. Subrahmanyam, D. P. Chambers, and V. S. N. Murty, 2009, Surface and subsurface geostrophic current variability in the Indian Ocean from altimetry, *Marine Geodesy*, 32(1), pp. 19–29.
- European Space Agency (ESA), 1999, Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Mission, *Reports for Mission Selection 'The Four Candidate Earth Explorer Core Missions'*, ESA SP-1233(1).

- Ezer, T., L. P. Atkinson, W. B. Corlett and J. L. Blance, 2013, Gulf Stream's induced sea level rise and variability along the U.S. mid-Atlantic coast, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(2), pp. 685-697.
- Feng, G., S. Jin, and J. M. S. Reales, 2013, Antarctic circumpolar current from satellite gravimetric models ITG-GRACE2010, GOCE-TIM3 and satellite altimetry, *Journal of Geodynamics*, 72, pp. 72-80.
- Heiskanen, W. A. and H. Moritz, 1967, *Physical Geodesy*, San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- Ishii, M. and M. Kimoto, 2009, Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections, *Journal of Oceanography*, 65(3), pp. 287-299.
- Janjić, T., J. Schröter, R. Savcenko, W. Bosch, A. Albertella, R. Rummel, and O. Klatt, 2012, Impact of combining GRACE and GOCE gravity data on ocean circulation estimates, *Ocean Science*, 8(1), pp. 65-79.
- Jekeli, C., 1981, Alternative methods to smooth the earth's gravity field, *Report of the Department of Geodetic Science and Surveying*, No.327.
- Lagerloef, G. S. E., G. T. Mitchum, R. B. Lukas, and P. P. Niller, 1999, Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data, *Journal of Geophysical Research*, 104(C10), pp. 23313-23326.
- Lukas, R. and E. Firing, 1984, The geostrophic balance of the Pacific Equatorial Undercurrent, *Deep-Sea Research*, 31(1), pp. 61-66.
- Mayer-Gürr, T., 2007, ITG-Grace03s: The latest GRACE gravity field solution computed in Bonn, *Presentation at GSTM+SPP*, Postdam.
- McPhaden, M. J., A. J. Busalacchi, R. Cheney, J.-R. Donguy, K. S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G. T. Mitchum, P. P. Niiler, J. Picaut, R. W. Reynolds, N. Smith, and K. Takeuchi, 1998, The tropical ocean-global atmosphere observing system: A decade of progress, *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), pp. 14169-14240.
- Millero, F. J. and A. Poisson, 1981, International one-atmosphere equation of state of sea-water, *Deep-Sea Research*, 28A(6), pp. 625-629.
- Pail, R., S. Bruinsma, F. Migliaccio, C. Förste, H. Goiginger, W.-D. Schuh, E. Höck, M. Reguzzoni, J. M. Brockmann, O. Abrikosov, M. Veicherts, T. Fecher, R. Mayrhofer, I. Krasbutter, F. Sansó, and C. C. Tscherning, 2011, First GOCE gravity field models derived by three different approaches, *Journal of Geodesy*, 85(11), pp. 819-843.
- Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor, 2012, The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research*: *Solid Earth*(1978-2012), 117(B4), DOI:10.1029/2011JB008916.

- Picaut, J., S. P. Hayes, and M. J. McPhaden, 1989, Use of the geostrophic approximation to estimate time-varying zonal currents at the equator, *Journal of Geophysical Research*, 94(C3), pp. 3228-3236.
- Ralph, E. A., and P. P. Niiler, 1999, Wind-driven currents in the tropical Pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 29(9), pp. 2121-2129.
- Sánchez-Reales, J. M., M. I. Vigo, S. Jin and B. F. Chao, 2012, Global surface geostrophic ocean currents derived from satellite altimetry and GOCE geoid, *Marine Geodesy*, 35(sup 1), pp. 175-189.
- Weber, J. E., 1983, Steady wind- and wave-induced currents in the open ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 13(3), pp. 524-530.
- Wunsch, C. and E. M. Gaposchkin, 1980, On using satellite altimetry to determine the general circulation of the oceans with application to geoid improvement, *Reviews of Geophysics*, 18(4), pp. 725-745.
- Zenner, L, 2006, Zeitliche schwerefeld variationen aus GRACE und hydrologie modellen, Diplomarbeit on TU München, Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie.
- Zhang, H.M., J. J. Bates, and R. W. Reynolds, 2006a, Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed, *Geophysical Research Letter*, 33(17), DOI:10.1029/2006GL027086.
- Zhang, H.M., R. W. Reynolds, and J. J. Bates, 2006b, Blended and gridded high resolution global sea surface wind speed and climatology from multiple satellites: 1987-present, *American Meteorological Society* 2006 Annual Meeting, Georgia(Atlanta).

投稿須知

所有稿件以未曾在國內、外以任何形式刊載為限,且稿件內容不得有侵犯他人著作權或商業宣傳行為,否則由作者自行負法律之責任。文體以中文或英文撰寫為原則,並附中文及英文摘要。稿件須加註標點、分段及編列頁碼。內容編排以下列順序為原則:(一)封面:包括中文及英文之論文名稱、作者姓名、作者所屬單位、聯絡地址、電話、傳真、電子郵件住址;(二)中、英文摘要及關鍵詞等;(三)內文;(四)註釋;(五)謝誌;(六)參考文獻;及(七)附錄與圖表。審查通過後,無法直接由電腦列印之圖、表,應另附完稿之圖、表(不超過A4紙張),以利編排。圖或照片應以黑白為原則,如需彩色印刷請作者自行負擔費用。內文所引用之文獻須列於參考文獻,參考文獻請以姓氏筆劃多寡,依序以中文列出,之後再依英文姓氏之英文字母,依序以英文列出。各項格式書寫方式,請參考下列說明:

各項格式說明如下:

壹、文書檔案採 A4 直式橫寫書格式,版面邊界分別為上(2.54cm)、下(2.54cm)、 左(3cm)、右(2.8cm),字體以標楷體及英文 Times New Roman 等兩種字體 排版。

貳、首頁 (Title page),應包含下列內容:

- 一、標題 (Article Title):包括中、英文章篇名。
- 二、作者 (Author's Name):
 - 1. 包括中、英文作者姓名。
 - 2. 分別以中、英文註腳載明作者的職稱、單位。若作者有數人,則以阿拉伯數字1,2,3…個別標示。
 - 3. 須標示通訊作者(加註*),註明連繫電話、E-mail,英文電話請以國際電話方式書寫。
- 三、摘要(Abstract):包括中、英文摘要。
- 四、關鍵字 (Keywords):包括中文、英文關鍵字,分別列於中、英文摘要之下。

參、正文 (Manuscript)

一、稿件標題章節編號層次及順序
 中文請按「一,(一),1.,(1),a」順序排列;英文則按「1,1.1,1.1.1...」
 順序排列。

二、引述用例

(一)直接引述:

中文請用單引號「」;英文請用雙引號"",並以括弧標示引述文獻頁次。

(二)引述中復有引述,或特殊引用時:中文單引號「」在外,雙引號『』在內。英文雙引號""在外,單引號""在內。

三、文獻引述用例

- (一)文中註明引述文獻
 - 1. 請以(作者,年份)方式表示。
 - 2. 若有數篇文章以分號(;)區隔;中英文文獻分開,並各自以引述文獻之出版年份先後依序排列。
 - 3. 若同一作者,有數篇文章同時引述,則以(作者,年份1、年份2);若同一作者有同一年發表文章同時引述,則以(年份a,b)表示。
 - 4. 若一篇文章有 2 位作者,請全部列出。中文為(作者 A 與作者 B,年份); 英文為(作者 A and 作者 B,年份)
 - 5. 若一篇文章有3位以上作者(含3位),中文請用(第一位作者等,年份); 英文請(第一位作者 et al., 年份)用。
 - 6. 英文期刊第一作者姓在前,名在後,第二作者之後,名在前,姓在後。

(二) 文中已有作者姓名時

- 1. 請以作者(年份)方式表示
- 2. 若有數篇文章同時引述,則以作者A(年份)、作者B(年份)...表示
- 3. 若有必要加註說明時,請用註腳,內文註腳號碼使用上標

四、圖版、插圖及表用例

- 1. 圖名請置於圖之正下方,並以圖 1、圖 2......方式表示。
- 2. 表名請置於表格之正上方,並以表 1、表 2......方式表示。
- 3. 若引用他人圖表需註明資料來源。

五、公式寫法用例

以(1)、(2)、(3)…依序編號。例: $\hat{X} = (A^TPA)^{-1}A^TPL$ (1)

肆、參考文獻(References)

- 一、專書:作者,年份,《書名》,版次,出版地:出版者。
- 二、期刊論文:作者,年份,篇名,《期刊名》,卷期數,頁碼。
- 三、研討會論文:作者,出版年,論文名稱,《研討會名稱》。
- 四、博碩士論文:作者,年份,《論文名稱》,學校科系名稱(碩/博士論文)。
- 五、網路等電子化資料:作者(單位),年份,篇名,網站名稱,網址。
- 六、技術報告或研究報告:作者,年份,《報告名稱》,研究單位。

中華民國地籍測量學會「國土測繪與空間資訊」期刊論文審查辦法

中華民國 101 年 09 月 25 日第 16 屆第 6 次理監事聯席會議通過

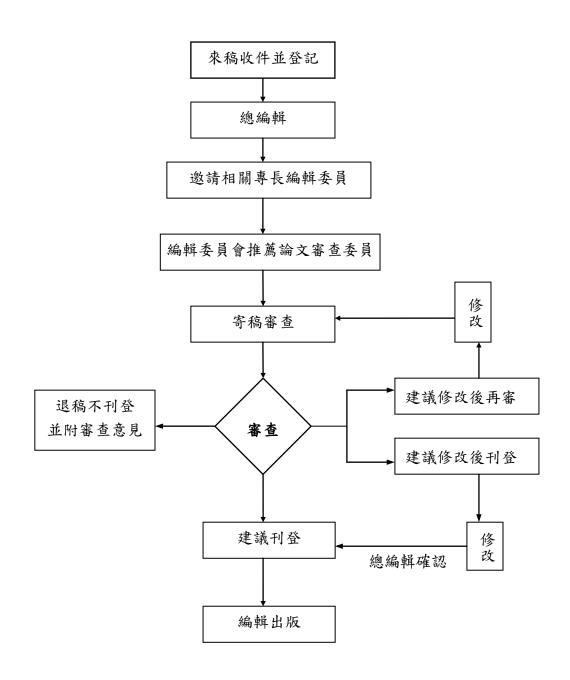
- 第一條 為規範「國土測繪與空間資訊」期刊論文審查辦法(以下簡稱本辦法), 得依本會編輯委員會組織簡則第二條規定訂定之。
- 第二條 來稿經登記後由總編輯就來稿性質,邀請相關專長之編輯委員推薦審 查委員。編輯委員會負責對審查委員及投稿作者保持雙向匿名方式審 查,審查作業程序如附圖。
- 第三條 審查委員應於接到論文後三週內審查完畢,並將論文審查表(如附表), 連同論文寄回編輯委員會,審查意見表中須明確勾選其中一項:
 - 1·刊登。
 - 2·修改後刊登(應列明審查意見及建議事項)。
 - 3· 修改後再審 (應列明審查意見及建議事項)。
 - 4· 不適刊登(應列明審查意見)。

第四條 審查結果處理方式:

處理 第一位審查委 方式 員意見 第二位 審查委員意見	刊登	修改後刊登	修改後再審	不適刊登
刊登	刊登	寄回修改	寄回修改後再審	第三位審查
修改後刊登	寄回修改	寄回修改	寄回修改後再審	第三位審查
修改後再審	寄回修改後再審	寄回修改後再審	寄回修改後再審	不適刊登
不適刊登	第三位審查	第三位審查	不適刊登	不適刊登

附註:再審以一次為限。

第五條 本辦法經理監事會通過後實施,修改時亦同。



論文審查流程圖

國土測繪與空間資訊期刊

TAIWAN JOURNAL OF GEOINFORMATICS

編輯委員會

主任委員 楊 名 國立成功大學測量及空間資訊學系

編輯委員(依姓氏筆劃順序排列)

史天元 國立交通大學土木工程學系

洪本善 逢甲大學土地管理學系

洪榮宏 國立成功大學測量及空間資訊學系

黃灝雄 國立政治大學地政學系

楊明德 國立中興大學土木工程學系

趙鍵哲 國立台灣大學土木工程學系

饒瑞均 國立成功大學地球科學系

總 編 輯 陳國華 國立臺北大學不動產與城鄉環境學系

編 輯 陳鶴欽 內政部國土測繪中心

幹 事

何美娟 内政部國土測繪中心

趙荃敏 國立臺北大學不動產與城鄉環境學系

發行人 黄榮峰

劉正倫

出版所 中華民國地籍測量學會

内政部國土測繪中心

國土測繪與空間資訊 TAIWAN JOURNAL OF GEOINFORMATICS

第	Ξ	卷	第	二	期
1	_	-ن	71	_	ハカ1

民國一〇四年七月

Vol. 3, No. 2

July 2015

目 録

CONTENTS

以基因演算法優化最小二乘支持向量機在地籍坐標轉換之研究
林老生、黃鈞義
區域性大地起伏最佳曲面擬合之研究 - 以台中地區為例 南方璽、李文傑
宣蘭近年地層下陷水準觀測:地下水抽取與地陷關係分析 黃金維、洪偉嘉
Cheinway Hwang, Wei-Chia Hung 利用衛星測高與 GOCE 大地水準面計算時變近海表面地轉流
長繼鴻、郭重言、沈嗣鈞、Yuchan Yi123 Calculating Time-variant Near-surface Geostrophic Currents Using Satellite Altimetry and GOCE-determined geoid Chi-Hung Chang, Chung-Yen Kuo, C.K. Shum, Yuchan Yi