

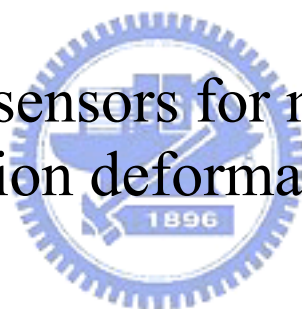
國立交通大學

土木工程學系

博士論文

應用多重感應器監測雲林地區三維變形

Multiple sensors for monitoring  
three dimension deformation in Yunlin



研究生：洪偉嘉

指導教授：黃金維 博士

中華民國九十八年七月

## 摘要

本研究應用多重感測系統對雲林地區地面變形進行監測，監測方法包括全球定位系統(GPS)、水準測量、磁感應環分層式地層下陷監測井（以下簡稱地陷監測井）與合成孔徑雷達差分干涉術 DInSAR(Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar)。

水準測量成果顯示，雲林地區呈現碗狀的下陷，沉陷中心集中在虎尾鎮、土庫鎮與元長鄉，而雲林縣之持續下陷面積與降雨量呈現逆相關，其原因為雲林地區地面水源不足，主要水源大幅依賴地下水，在未來需求水量增加，但新增水源尚未完成之前，一旦出現乾旱，則雲林地區發生大幅地層下陷的機率將會增高。

分析土庫國中地陷監測井之地層壓縮的單位厚度壓縮速率成果顯示，土庫地區主壓縮層發生在第四含水層（地下250公尺以下），封填周圍之深層抽水井之後，深層土壤壓縮出現逐漸減緩的趨勢，顯示未來政府單位若能有效管控深層的抽水行為，將可有效降低地表之下陷量。

應用GPS固定站資料輔助地陷監測井資料分析土壤應力應變分析與計算體積壓縮係數，由其成果顯示，西港地區因長期地層下陷，地層變形慢慢由塑性進入彈塑性階段，未來年平均壓縮速率將逐漸變小，應用ARIMA預測模式分析，2009年西港地區之年平均下陷速率為2.9公分/年。

利用精密軌道資料、Goldstein radar interferogram filter與stack方法，提高DInSAR的測量精度，並利用水準測量與DInSAR的成果交叉驗證，其成果顯示均方根誤差約在1~2公分以內。另外利用融合技術（Fusion），整合水準測量與DInSAR成果，經實驗結果顯示其均方根誤差降至0.7~0.9公分。

關鍵字：地層下陷、高速鐵路、全球定位系統，水準測量，  
地陷監測井、合成孔徑雷達差分干涉術



## Abstract

This study uses a multi-sensor system for monitoring land deformation in the Yunlin area. The system includes Global Positioning System (GPS), leveling, multi-level compaction monitoring well and Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (DInSAR).

The results from the leveling surveys show that the subsidence in the Yunlin area is bowl-shaped. The center of the subsidence bowl is in Huwei Township, Tuku Township, and Yuangchang Township since this area mainly depends on ground water due to the lack of other water resources; therefore, whenever drought comes, severe land subsidence would occur in this area.

The analysis of the compaction rate indicates that the major compaction layer occurs in the forth aquifer (under 250 m). After the government plugging the nearby deep wells, the deep sediment compaction has been eased in Tuku area, which suggests that the subsidence rate can be effectively reduced with the government's effective monitoring and management policies in deep well extraction.

GPS continuous station data are used to simulate the multi-level compaction well data to analyze the stress-strain relationship of sedimentary strata and the parameter of mass compaction. The result has indicated that due to the chronic land subsidence in Sigang area, the compaction of sedimentary strata has become from inelastic to mostly inelastic, and the future yearly average compaction rate will gradually decrease. Through ARIMA



prediction model analysis, the result also shows that the average subsidence rate in Sigang area is 2.8 cm/year in 2009.

The precise orbits, Goldstein radar interferogram filter and stake methods are applied to increase the accuracy rate of DInSAR. The results from the cross validation between leveling and DInSAR methods show that RMSE is about 1-2 cm. The fusion method is also used to integrate the results from leveling and DInSAR. The fusion reduces RMSE to 0.7-0.9 cm.

**Keyword : Subsidence, THSR, GPS, Leveling, Multi-level compaction monitoring well, DInSAR**



## 誌謝

博士班的在職進修真是一場漫長的過程，必須在學業、事業與家庭之間取得最佳化的平衡。如今，我真的辦到了，而我要感謝的人真的很多，因為有一路相挺的老師、好友與親人，才能造就今天的我。

首先，特別感謝我的指導老師 黃金維教授在研究領域上的悉心指導及生活上的鼓勵與提攜，使我能以在職進修的身份，四年時間順利畢業，在此致上最誠摯的謝意。同時感謝我的啟蒙恩師 史天元教授在相關課業上的啟發與教誨；以及口試委員 楊名教授、張中白教授、鄭景中教授及歐陽湘博士提供寶貴意見，使得本論文更臻完善。

感謝地陷研究團隊：柳博、超哥、上智、秀隆、嘉澍、巧君、萬慧、怡安與富麗，在工作上給予我強力的支援；感謝經濟部水利署：曾博、惠玲與純伶及台灣高鐵公司：謝博與楊博，在工作與研究領域上提供精闢的建議與方向。因為有了你們的支持與鼓勵，使得我能在學業與工作兩者兼顧，在此一併致上最高的謝意。

最後，感謝父母親多年來的教養與栽培，以及我的愛妻 心怡，因為有妳的關心與包容，使我一路順遂。在此，謹以本論文獻給所有關心我的親人與好友。

# 目錄

|                                       |      |
|---------------------------------------|------|
| 摘要 .....                              | i    |
| Abstract.....                         | iii  |
| 誌謝.....                               | v    |
| 目錄.....                               | vi   |
| 圖目錄 .....                             | viii |
| 表目錄 .....                             | xi   |
| 1. 前言.....                            | 1    |
| 1-1 研究動機.....                         | 1    |
| 1-2 文獻回顧.....                         | 3    |
| 1-3 研究方法.....                         | 7    |
| 1-4 論文架構.....                         | 10   |
| 2. 濁水溪沖積扇水文地質環境與抽水行為 .....            | 12   |
| 2-1 地形及水文.....                        | 12   |
| 2-1-1 地形 .....                        | 13   |
| 2-1-2 河流及流域集水區 .....                  | 16   |
| 2-2 水文地質概述.....                       | 19   |
| 2-3 雲林地區抽水行為分析.....                   | 23   |
| 3. 點狀監測方法 .....                       | 25   |
| 3-1 水準測量.....                         | 25   |
| 3-1-1 水準測量之系統誤差 .....                 | 25   |
| 3-1-2 水準測量資料處理處理流程.....               | 29   |
| 3-1-3 地質統計內插 .....                    | 32   |
| 3-1-4 2000~2007年雲林地區水準測量成果分析.....     | 36   |
| 3-2 地層下陷監測井.....                      | 42   |
| 3-2-1 地層下陷監測井的形式.....                 | 42   |
| 3-2-2 磁環分層式地層下陷監測井介紹.....             | 44   |
| 3-2-3 磁環分層式地層下陷監測井量測誤差分析 .....        | 46   |
| 3-3 GPS測量 .....                       | 50   |
| 3-3-1 GPS誤差分析.....                    | 50   |
| 3-3-2 GPS解算流程.....                    | 57   |
| 3-3-3 雲林地區 高鐵沿線Campaign GPS資料分析 ..... | 62   |
| 3-3-4 雲林地區Continuous GPS固定站資料分析 ..... | 70   |

|                                       |            |
|---------------------------------------|------------|
| <b>4. 多重監測結果綜合應用 .....</b>            | <b>80</b>  |
| 4-1 彰化縣大城鄉下陷行為與預估 .....               | 80         |
| 4-1-1 應用GPS固定站與地陷監測井資料綜合分析土壤壓縮效應..... | 81         |
| 4-1-2 西港國小GPS固定站時間序列分析.....           | 88         |
| 4-2 雲林縣土庫鎮下陷研究.....                   | 98         |
| <b>5. 雷達干涉技術 .....</b>                | <b>107</b> |
| 5-1 雷達干涉技術原理.....                     | 107        |
| 5-1-1 InSAR原理.....                    | 107        |
| 5-1-2 DINSAR原理.....                   | 109        |
| 5-1-3 二、三、四軌跡差分干涉法.....               | 112        |
| 5-2 雷達干涉技術誤差來源.....                   | 114        |
| 5-3 雷達干涉技術處理流程.....                   | 124        |
| 5-3-1 資料來源與使用軟體.....                  | 124        |
| 5-3-2 處理流程.....                       | 125        |
| 5-4 應用DINSAR技術監測雲林地區下陷研究.....         | 129        |
| 5-5 DINSAR與水準測量資料融合（FUSION）分析 .....   | 134        |
| <b>6. 結論與建議 .....</b>                 | <b>140</b> |
| 6-1 結論.....                           | 140        |
| 6-2 建議.....                           | 143        |
| <b>參考文獻 .....</b>                     | <b>144</b> |
| <b>作者簡歷 .....</b>                     | <b>151</b> |

## 圖目錄

|         |   |    |
|---------|---|----|
| 圖1-1-1  | 雲林地區1992~1999年累積下陷量圖 .....                | 1  |
| 圖1-2-1  | 地層下陷之成因 .....                             | 3  |
| 圖1-3-1  | 多重感應器監測系統示意圖 .....                        | 7  |
| 圖1-3-2  | 本文多重感應器監測系統資料整合示意圖 .....                  | 9  |
| 圖2-1-1  | 濁水溪沖積扇區域示意圖 .....                         | 13 |
| 圖2-1-2  | 濁水溪沖積扇地形分區圖 .....                         | 15 |
| 圖2-1-3  | 彰化及雲林縣之河流及流域集水區分布圖 .....                  | 18 |
| 圖2-2-1  | 濁水溪沖積扇區域地質圖（經濟部中央地質調查所，1999） .....        | 20 |
| 圖2-2-2  | 濁水溪沖積扇水文地質概念模型（經濟部中央地質調查所，2002） .....     | 20 |
| 圖2-2-3  | 雲林地區東西向a-a' and b-b'（參考圖2-2-1）地質剖面圖 ..... | 22 |
| 圖2-3-1  | 雲林地區目標年公共用水供需比較圖（不含自行取水） .....            | 24 |
| 圖2-3-2  | 雲林地區地下抽水井分佈圖 .....                        | 24 |
| 圖3-1-1  | 水準網平差計算流程圖 .....                          | 29 |
| 圖3-1-2  | 2008年彰化地區水準測量平差後改正數分佈圖 .....              | 32 |
| 圖3-1-3  | 克利金模式擬合成果圖 .....                          | 35 |
| 圖3-1-4  | 雲林地區民國95~96年平均下陷速率等值線圖 .....              | 36 |
| 圖3-1-5  | 雲林地區監測系統分佈圖 .....                         | 37 |
| 圖3-1-6  | 年平均及月平均雨量與持續下陷面積關係圖 .....                 | 40 |
| 圖3-1-7  | 雲林地區1992~2007年累積下陷量圖 .....                | 41 |
| 圖3-2-1  | 常用之地層下陷監測井型式 .....                        | 43 |
| 圖3-2-2  | 濁水溪沖積扇內地陷監測井分佈圖 .....                     | 45 |
| 圖3-2-3  | 地下水位觀測井 .....                             | 45 |
| 圖3-3-1  | 多路徑效應幾何關係圖 .....                          | 56 |
| 圖3-3-2  | Bernese軟體計算座標流程 .....                     | 59 |
| 圖3-3-3  | 傳統GPS測量方法 .....                           | 63 |
| 圖3-3-4  | 本文GPS監測樁規格（左）及現地測量示意圖 .....               | 63 |
| 圖3-3-5  | 雲林地區高鐵橋面主基站監測點 .....                      | 64 |
| 圖3-3-6  | 雲林地區GPS監測樁分佈圖 .....                       | 66 |
| 圖3-3-7  | GPS測量與水準測量高程變化成果比較圖 .....                 | 68 |
| 圖3-3-8  | 高鐵沿線水文鑽井位置示意圖 .....                       | 68 |
| 圖3-3-9  | 田中—土庫剖面(東側)之地質剖面圖 .....                   | 69 |
| 圖3-3-10 | 雲林地區GPS固定站配置圖 .....                       | 72 |
| 圖3-3-11 | GPS固定站分佈示意圖 .....                         | 73 |
| 圖3-3-12 | 地層下陷GPS固定站結構圖 .....                       | 75 |
| 圖3-3-13 | 不鏽鋼桁架 .....                               | 75 |

|   |     |
|---|-----|
| 圖3-3-14 「Spider」軟體自動傳輸監控示意圖 .....   | 77  |
| 圖3-3-15 土庫國中GPS固定站三維坐標變化圖.....  | 79  |
| 圖4-1-1 彰化縣大城鄉地層下陷災害圖.....   | 81  |
| 圖4-1-2 大城鄉西港國小地陷監測井下陷歷線圖.....   | 82  |
| 圖4-1-3 西港地區0-300公尺地層壓縮與地下水位歷線圖.....   | 83  |
| 圖4-1-4 大城鄉西港國小GPS固定站、水準測量與地陷監測井累積下陷量變化比較圖.....                                    | 83  |
| 圖4-1-5 大城鄉含水層二地層壓縮與地下水位(98m)關係圖 .....   | 86  |
| 圖4-1-6 含水層二應力-應變關係(GPS資料 v.s 98m地下水位)，時間：2001年6月～2008年6月（應用GPS資料內插至地層下陷監測井） ..... | 86  |
| 圖4-1-7 西港國小地陷監測井不同時間應力應變關係變化圖.....  | 87  |
| 圖4-1-8 ARIMA時間序列預測流程圖（林靖等，2005） .....   | 90  |
| 圖4-1-9 西港國小原始觀測數據.....  | 93  |
| 圖4-1-10 西港GPS高程差自身相關（ACF）圖及偏自身相關（PACF）圖.....                                      | 93  |
| 圖4-1-11 西港GPS高程差週變化量一次差分時間序列圖.....  | 94  |
| 圖4-1-12 西港GPS高程差一次差分自身相關（ACF）圖及偏自身相關（PACF）圖.....                                  | 94  |
| 圖4-1-13 應用時間序列估計西港地區下陷成果.....   | 97  |
| 圖4-2-1 雲林土庫國中地陷監測井相對井底之累積壓縮量.....   | 100 |
| 圖4-2-2 土庫國中監測井地下22-300公尺累積壓縮量與地下水位關係圖.....  | 101 |
| 圖4-2-3 土庫國中地陷監測井之應力與應變圖.....  | 101 |
| 圖4-2-4 雲林縣土庫國中水準測量、GPS固定站與地陷監測井成果比較圖....  | 102 |
| 圖4-2-5 水準測量、GPS固定站與地層下陷監測井監測示意圖.....  | 103 |
| 圖4-2-6 單位厚度壓縮速率計算示意圖.....   | 104 |
| 圖4-2-7 雲林地區高速鐵路沿線三公里範圍內公有水井分佈圖.....   | 105 |
| 圖4-2-8 土庫國中地陷監測井相對於井底之壓縮速率歷線圖.....  | 106 |
| 圖5-1-1 InSAR成像幾何示意圖(修改自張中白等，2003)。  | 108 |
| 圖5-1-2 DInSAR成像幾何示意圖(修改自張中白等，2003)。   | 110 |
| 圖5-2-1 Tuscon, Arizona地區大氣效應造成DInSAR相位變化範例 (Hoffmann, 2003) .....                 | 120 |
| 圖5-2-2 大氣壓力變化與溼度變化對不同波段之相位計算影響.....   | 121 |
| 圖5-2-3 L波段相對濕度與大氣遲滯造成DInSAR誤差關係圖 .....  | 121 |
| 圖5-2-4 垂直基線長與同調性參數關係圖 (Hooper, 2006).....   | 122 |
| 圖5-2-5 雷達成像幾何變形示意圖 .....  | 122 |
| 圖5-2-6 地表植被分布與DInSAR結果關係圖 .....   | 123 |
| 圖5-2-7 時間基線長與同調性參數關係圖 (Hooper, 2006).....   | 123 |
| 圖5-3-1 Envisat衛星經過台灣地區之軌道路徑圖 .....  | 124 |
| 圖5-3-2 DInSAR處理流程圖 .....  | 127 |

|        |  |     |
|--------|--|-----|
| 圖5-3-3 | Diapason軟體進行DInSAR處理流程圖 .....                    | 128 |
| 圖5-4-1 | 雲林地區Envisat影像(track/ frame, 232/3123)干涉規劃圖 ..... | 130 |
| 圖5-4-2 | 雲林地區2006至2007年DInSAR垂直方向地表變形速率圖 .....            | 132 |
| 圖5-4-3 | 雲林地區2006至2007年水準測量地表變形速率圖 .....                  | 133 |
| 圖5-4-4 | 雲林地區2006至2007年DInSAR與水準測量垂直地表變形速率結果比較圖 .....     | 133 |
| 圖5-5-1 | 水準與DInSAR高程變化融合流程圖 .....                         | 136 |
| 圖5-5-2 | 融合分析成果 .....                                     | 137 |
| 圖5-5-3 | 融合殘差分佈圖 .....                                    | 137 |
| 圖5-5-4 | 雲林地區2006至2007年融合成果差異比較圖（AB剖面-東西向） ....           | 138 |
| 圖5-5-5 | 雲林地區2006至2007年融合成果差異比較圖（CD剖面-南北向） ....           | 138 |





## 表目錄

|        |  |     |
|--------|--|-----|
| 表1-2-1 | 世界各國下陷資訊整理.....                        | 4   |
| 表1-3-1 | 多重感應器監測系統之優缺點比較表.....                  | 8   |
| 表1-3-2 | 本文多重感應器監測系統之解析度與量測精度比較表.....           | 9   |
| 表2-1-1 | 濁水溪沖積扇地形統計表.....                       | 14  |
| 表2-1-2 | 濁水溪沖積扇河流及流域統計表.....                    | 17  |
| 表2-2-1 | 濁水溪沖積扇壓縮潛能統計表.....                     | 21  |
| 表3-1-1 | 2000~2007水準測量量測資訊統計表.....              | 38  |
| 表3-1-2 | 雲林地區2002~2007年最大年平均下陷速率與持續下陷面積統計表..... | 40  |
| 表3-2-1 | 地層下陷監測井之特性比較表.....                     | 42  |
| 表3-2-2 | 溪州站感應環位置試驗結果.....                      | 48  |
| 表3-2-3 | 不確定度分析結果表.....                         | 49  |
| 表3-3-1 | GPS計算處理模式.....                         | 60  |
| 表3-3-2 | 雲林地區高速鐵路GPS監測樁點名點號表.....               | 65  |
| 表3-3-3 | 高鐵沿線GPS測量與水準測量差異比較表.....               | 67  |
| 表4-1-1 | 大城鄉西港國小GPS固定站、水準測量與地陷監測井測量下陷量比較表.....  | 84  |
| 表4-1-2 | 七種ARIMA模式的特徵（康家桂，2006）.....            | 91  |
| 表4-1-3 | 預測誤差評估表.....                           | 96  |
| 表4-1-4 | MAPE預測能力之等級.....                       | 96  |
| 表4-2-1 | 土庫國中地區不同深度地層壓縮達90%所需時間.....            | 100 |
| 表4-2-2 | 土庫國中地陷監測井分層壓縮速率分析表.....                | 104 |
| 表5-4-1 | 雲林地區Envisat影像干涉規劃表.....                | 130 |
| 表5-5-1 | 內插方法統計表.....                           | 135 |
| 表5-5-2 | 雲林地區DInSAR與水準測量（東西與南北剖面線）.....         | 139 |



# 1. 前言

## 1-1 研究動機

台灣地區由於經濟的發展，水資源需求的大幅增加，加上地下水取用方便，以致於平原區超抽地下水的情形非常普遍，進而引發西南沿海地區相繼發生嚴重的地層下陷問題，其中又以雲林地區下陷最為嚴重。

雲林地區長期因地面水源不足，因此大量使用地下水，依據水利署的調查報告顯示，雲林地區之地下水井超過11萬口以上，而該現象已引發雲林地區發生嚴重的地層下陷（詳參3-1-4節），依據工研院（2001）的研究成果顯示，民國81年～88年期間雲林地區因地層下陷已形成一個大型沉降錐，錐底最大累積下陷量超過40公分以上（如圖1-1-1）。

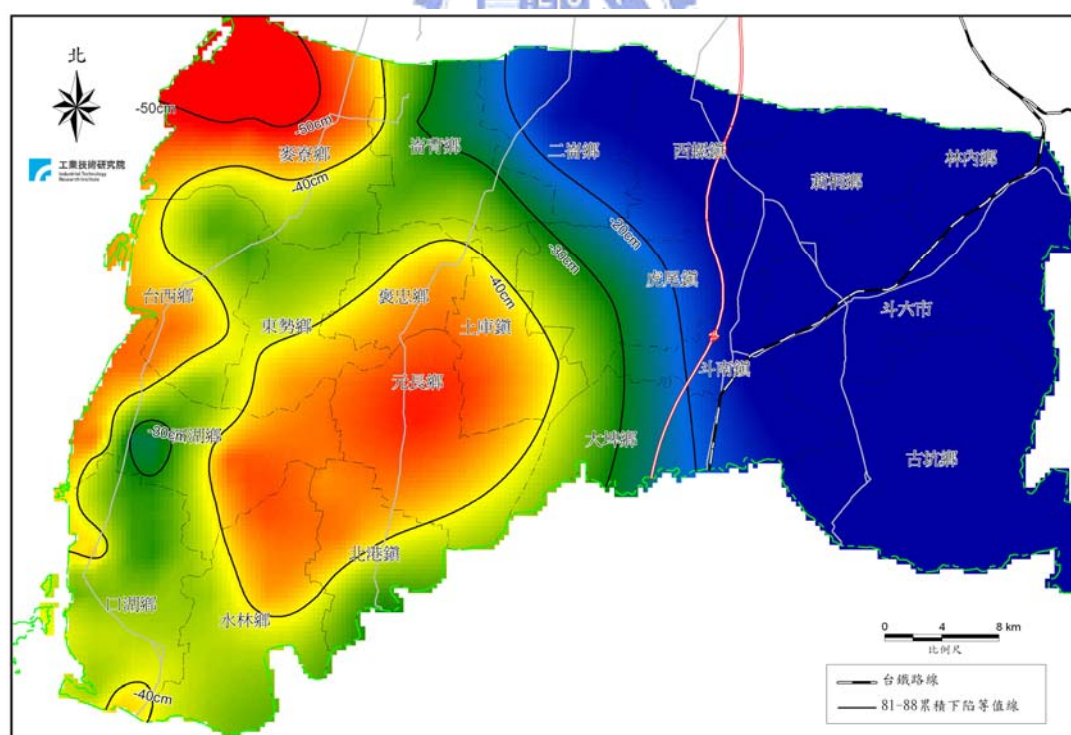


圖1-1-1 雲林地區1992～1999年累積下陷量圖

高速鐵路為台灣目前最重要的公共建設之一，其行駛路線正通過雲林地區之下陷中心，由於高鐵行車速度遠較一般鐵路或公

路為高，因此軌道的平順度及線形要求非常嚴格，基礎結構的差異沉陷（詳參第三章）必須低於1/1000。

因此，當高鐵路線經過的地區有地層下陷問題時，將使高鐵構造物基礎之承載力及路線之平順度等均會受到相當程度之影響，而如何快速、有效與精確的測量地層下陷量、結構變形量與釐清地層下陷機制，則是一個重要的課題。

本研究主要以雲林地區為試驗場，利用多重感測系統對地層變形作監測，多重感測系統包括全球定位系統(GPS)、水準測量，磁感應環分層式地陷下陷監測井（以下簡稱為地陷監測井）和合成孔徑雷達差分干涉術 DInSAR(Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar)，同時針對（1）提昇水準及GPS之量測精度（2）發展DInSAR測量地層下陷技術（3）應用不同監測技術比對分析，釐清雲林地區的下陷機制（4）利用統計理論整合點狀與面狀資料，以期能提升監測成果之可靠度及應用層面。



## 1-2 文獻回顧

地層下陷一種因人為或自然因素引起地層內部應力失去平衡，造成土層壓縮變形所形成之地表下沉現象。分析可能造成地層下陷的原因，歸納如圖1-2-1。

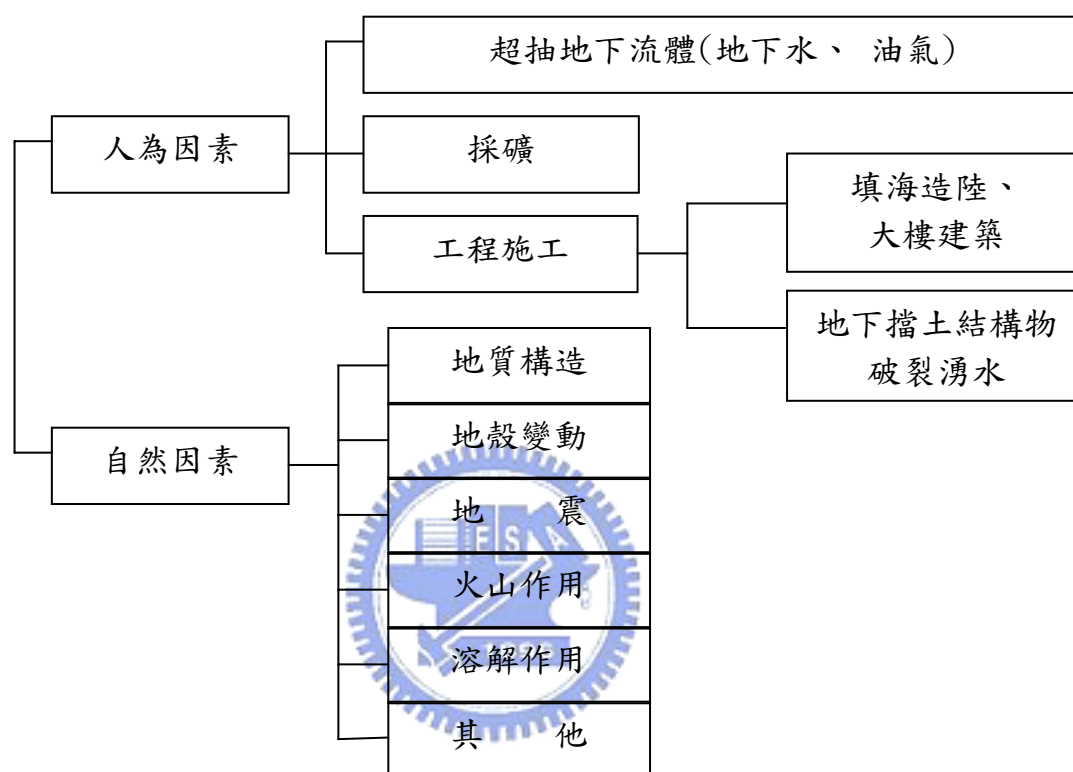


圖1-2-1 地層下陷之成因

根據統計資料顯示，在上述可能造成地層下陷的原因當中，以超抽地下流體的比例最高，尤其是超抽地下水所造成的地層下陷。

目前許多國家正面臨地層下陷之問題，諸如大陸上海、泰國曼谷、印尼雅加達、義大利威尼斯與日本東京等地，地質均屬河川沖積或湖泊沉積地層，具有複雜之多含水層地質架構，地層藏有豐沛的地下水資源，因此常成為地下水抽用者的使用標的。由於土層具有高壓縮性，加上過度使用地下水資源，因此皆發生地層下陷的現象。相關世界各國之下陷資訊整理如表1-2-1。

表1-2-1 世界各國下陷資訊整理

| 地區                      | 地質條件   | 最大累積<br>下陷量<br>(m) | 下陷期間       | 參考文獻                   |
|-------------------------|--|--------------------|------------|------------------------|
| China<br>(Taiyuan)      | Alluvia and<br>lacustrine deposits                               | 2.9                | 1950~2003  | Ma Rui et al. ( 2006)  |
| China<br>(ShangHai.)    | Quaternary alluvia<br>deposits                                   | 3.0                | 1921~2006  | 龔士良與楊世倫(2008)          |
| USA<br>(California)     | Alluvia deposits   | 3.9                | 1916-1969  | Hanson et al. (2005)   |
| USA<br>(Texas)          | Gulf Coast<br>Aquifer System                                     | 3.0                | 1906-2000  | Gabrysch et al. (2005) |
| Indonesia<br>( Jakata ) | Pleistocene marine<br>facies and<br>Cenozoic alluvia<br>deposits | 2.0                | 1982~1997  | Abidin et al. (2001)   |
| Italy<br>( Venice )     | Quaternary marine<br>facies, lagoon and<br>alluvia deposits      | 0.5                | 1897~1937  | Tosi et al. ( 2007)    |
| Japan<br>(Tokyo)        | Pliocene and<br>Pleistocene<br>sediments                         | 4.5                | 1918-2003  | Sato et al. ( 2006)    |
| Taiwan<br>(Taipei)      | Quaternary alluvia<br>deposits                                   | 2.1                | 1950--2007 | 工研院 ( 2008)            |
| Thailand<br>(Bangkok)   | Holocene fluvial<br>and marine<br>deposits                       | 0.8                | 1978~2003  | Noppadol et al. (2006) |

早期地層下陷監測方法主要以水準測量與地層下陷監測井為主，其方法主要在地層下陷區佈設大範圍之水準網，利用水準測量找出主要下陷中心、計算下陷速率與累積下陷量，再於下陷中心，設置地層下陷監測井（以下簡稱地陷監測井）與地下水位井，以瞭解地層下陷的機制與水位的變化。雖然水準測量具有測量高精度高程的優點，但其測量過程耗時費力，且測量誤差會隨

著儀器、溫度與人為誤差而累積。地陷監測井隨具有可精確量測不同地層壓縮量的特性，但在設置初期需要投入大量的經費，因此僅能針對重點地區設置地陷監測井，同時該地陷監測井只能監測設置深度範圍內的壓縮量，超過設置深度則無法量測為其主要缺點。

GPS測量具有快速、精確與省時的優點，同時其量測成果可以有效獲得地表三維變化，雖然GPS高程精度上低於水準測量，但若在透空度良好的場地與長時間觀測，仍可達到1~2公分的高程測量精度，因此1990年以後，許多研究開始利用GPS測量來進行地層下陷的監測( Abidin et al., 2008; Tosi et al., 2007; Hwang et al., 2008)。

水準測量、地陷監測井量測與GPS測量都是點狀測量，對於大範圍的地層下陷，必須佈設大型的監測網，利用點狀測量獲得點狀之下陷量，再內插成下陷趨勢面，因此地層下陷整體的監測準確度與佈設的點位密度有關。高密度的監測點雖可獲得較高的量測精度，但相對測量經費也較高，導致點位密度受限於測量經費的規模，因此利用遙感探測大範圍的地層下陷成為一個重要的趨勢。

雷達干涉量測技術(Radar Interferometry)用於偵測大面積的地形變動，具有大面積涵蓋而非點位性分布的優勢，因此在大範圍地層下陷的監測上，具有相當高的應用潛力。早期DInSAR主要應用在地震、火山移動與地滑等監測(Zebker et al., 1994; Massonnet and Feigl, 1998)。Massonnet (1997)利用DInSAR的技術來偵測加州EastMesa的地層下陷情形，驗證InSAR技術應用在地層下陷監測的可行性，而後陸續有相關的研究應用在地層下陷的監測，亦獲得良好成果。(例如，Galloway et al., 1998; Amelung et al., 1999; Hoffmann et al., 2001; Bell et al., 2002; Hoffmann et al., 2003; Galloway and Hoffmann, 2007)。

但DInSAR技術容易受到大氣效應與地形效應的影響，尤其當兩幅影像之同調性不良時，則整幅影像對充滿雜訊，無法產生干涉，為克服上述的問題，Ferretti提出永久散射體干涉技術（Ferretti et al., 2000），利用多組影像對干涉成果，找出位於許多雜訊中但仍是完成干涉的永久散射體，分析其相位變化，得到長時間地面位移量。

上述各種監測方法，雖然都可以精密的量測準確的大地變形資訊，但地層下陷是一個複雜的問題，經過多年的研究之後，各國的學者皆認為，若要對地層下陷要有比較深入的瞭解與模擬，則必須結合水文地質、大地測量、與大地工程(Geohydro-logical and Geotechnical measurements)的技術，方可獲得好的結果（Abidin et al., 2008）。





### 1-3 研究方法

本研究主要以雲林地區為測試區，利用雲林地區的水文地質資料，搭配大地測量與大地工程的感測器，組成多重感測器監測系統，對雲林地區的下陷現象與下陷機制進行整體分析與研判。

多重感測器系統包含有GPS、DInSAR、水準測量、地陷監測井與地下水位井，分別從空中、地面與地下不同面向來監測整個地層下陷（如圖1-3-1），因為每個監測設備的優缺點各不相同（如表1-3-1），以及空間解析度與時間解析度不同（如表1-3-2），因此本研究利用各監測設備之特性，使其彼此之間可以互補與交互驗證；利用水準測量與DInSAR成果結合，找出整個雲林地區的下陷範圍、下陷中心與下陷趨勢面；在嚴重的地層下陷中心，結合GPS固定站與地層下陷監測井，分析下陷中心的下陷機制與預測其未來之下陷量（如圖1-3-2）。

透過現象的分析與機制的瞭解，最後提出減緩整個雲林地區下陷的可能方案與建議。

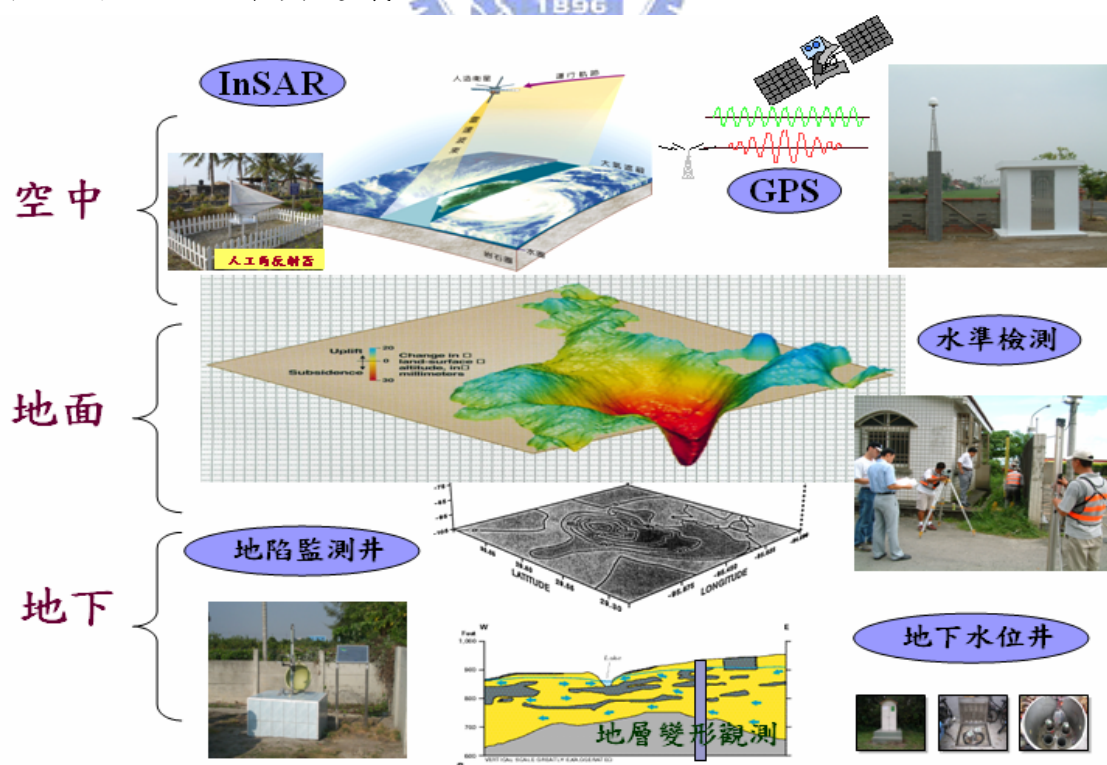


圖1-3-1 多重感應器監測系統示意圖

表1-3-1 多重感應器監測系統之優缺點比較表

| 方法            | 概述   | 優點                                  | 缺點                           |
|---------------|--|-------------------------------------|------------------------------|
| <b>GPS</b>    | GPS衛星定位測量係利用GPS衛星接收儀於地面上任何可對空通視良好之地點，接收GPS之衛星訊息，以計算接收儀所在位置（坐標）之快速測量方法。   | 快速獲得精確之三維座標。                        | 高程精度較水準測量低。                  |
| <b>水準測量</b>   | 水準測量為使用水準儀及標尺，直接測定水平視線在二標尺上讀數，求得該二標尺地面高程差的測量技術。目的在與已知高程點聯測，以推算各點高程，故水準測量又稱為直接高程測量。   | 可獲得高精度之高程座標。                        | 測量過程相當費時費力。                  |
| <b>地陷監測井</b>  | 監測井其構造係將磁性感應環預先錨定於地層不同深度，再利用無線電波感應偵測設備量測每一感應環距地表之深度，並分析各層次之壓縮量，以瞭解地層不同深度之沉陷變化。   | 可多層且有彈性的設定監測層次，量測精度及穩定性高            | 超過監測井深度以下的地層無法量測，且初期投入的經費較高。 |
| <b>DInSAR</b> | 合成孔徑雷達差分干涉術DInSAR(Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar)，是以衛星雷達回波同調特性發展出之前瞻性量測技術，主要可藉由比對不同時段的影像，計算出地表的變形量。 | 可大範圍監測（100km x 100km），同時獲得高精度之測量結果。 | 容易受到地形與氣候之影響，導致測量精度降低。       |



表1-3-2 本文多重感應器監測系統之解析度與量測精度比較表

|              | 水準測量       | GPS固定站     | 地陷監測井        | DInSAR |
|--------------|------------|------------|--------------|--------|
| 空間解析度        | 1.5 - 2 km | 10 - 15 km | 5 - 10 km    | 25 m   |
| 時間解析度        | 1 year     | 1 day      | 1 month      | 35 day |
| 垂直變動<br>量測精度 | 0.5 - 1 cm | 0.5 - 1 cm | 0.1 - 0.5 cm | 2 cm   |

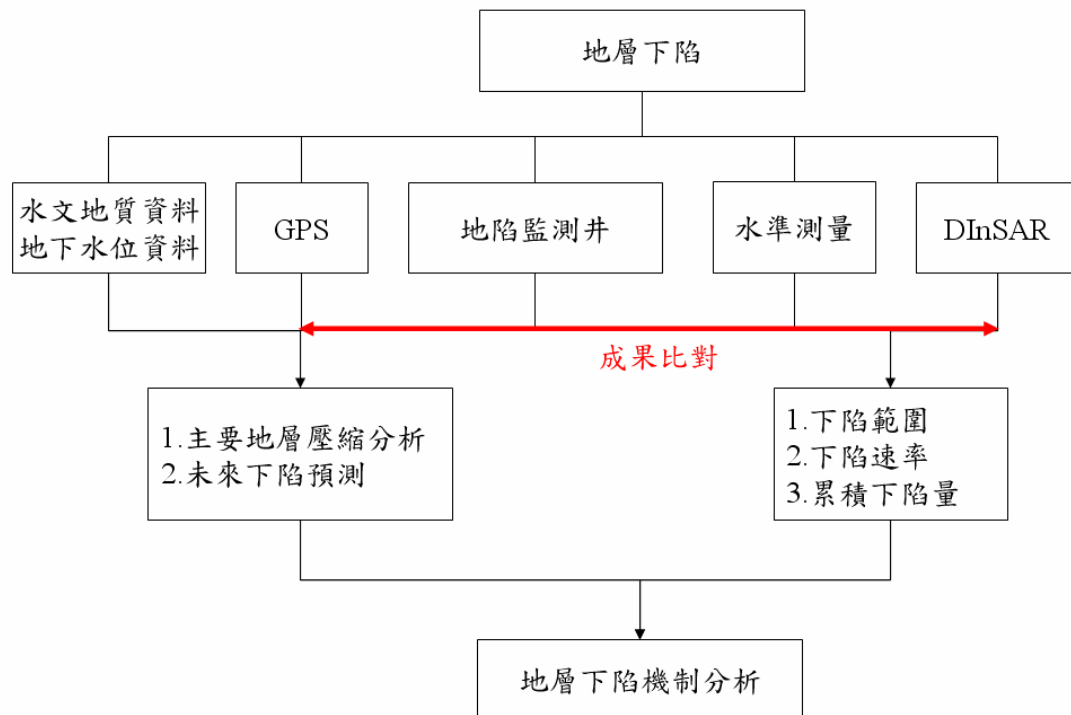


圖1-3-2 本文多重感應器監測系統資料整合示意圖

## 1-4 論文架構

本篇論文主要分為七個章節，而在測量方法上，主要分為兩個部分：

A、點狀監測方法：GPS、水準測量與地層下陷監測井。

B、面狀監測方法：合成孔徑雷達差分干涉術（DInSAR）。

利用實際的案例，說明監測技術的差異與整合的方法，藉以提高整體監測的精度與應用的範圍，相關細節說明如下：

**第一章：**簡述研究之動機與目的，介紹地層下陷監測之文獻回顧，說明本研究所使用之方法與整篇論文的架構。

**第二章：**說明雲林地區水文地質狀況與條件。

**第三章：**詳細介紹地層下陷的點狀測量方法。

**3-1：**說明水準測量的誤差來源、資料處理流程、平差模式、地質統計方法與雲林地區近年來水準測量的成果分析。

**3-2：**說明地層下陷監測井的種類，介紹磁環分層式地層下陷監測井的特點與其量測精度。

**3-3：**說明GPS的誤差來源與解算流程，並將GPS分為兩個部分：A、Campaign GPS，B、Continuous GPS。在Campaign GPS中，利用新型專利的GPS監測樁，應用在高速鐵路的監測上，分析GPS的高程測量精度。在Continuous GPS中，分析GPS固定站的站址選擇、固定站的設置方法及訊號品質分析，並利用GPS固定站的資料，進行地層下陷的三維變化分析。

**第四章：**應用點狀測量方法，進行測量資料之間的相互比對，並列舉兩個案例：

A、彰化縣西港地區；

B、雲林縣土庫地區；

說明在不同的案例中，監測數據所代表的意義與資料的加值運用。

- 第五章：**說明DInSAR的原理、誤差來源與資料的處理流程，應用Envisat衛星的資料，分析雲林地區的下陷速率，並與水準測量進行比對，評估DInSAR的精度，最後整合水準測量與DInSAR成果，提高整體的監測精度。
- 第六章：**提出研究的心得與未來的研究方向。
- 第七章：**參考文獻。



## 2. 濁水溪沖積扇水文地質環境與抽水行為

台灣地區由於經濟的發展，水資源需求的大幅增加，加上地下水取用方便，以致於平原區超抽地下水的情形非常普遍，進而引發西南沿海地區相繼發生嚴重的地層下陷問題，近年來又以濁水溪沖積扇最為嚴重。然而超抽地下水雖為主要原因，但其本身地形與地質（土壤特性與地層結構）等天然構造亦為關鍵因子，以下將概述濁水溪沖積扇之基本地質特性。

### 2-1 地形及水文

濁水溪沖積扇是台灣地區西海岸最重要的農業地區，該沖積扇是由濁水溪沖積而成，其涵蓋彰化縣及雲林縣兩縣市，範圍北起烏溪，南至北港溪，東起八卦山台地西麓和斗六丘陵，西止於台灣海峽，面積約2,000平方公里(圖2-1-1)。



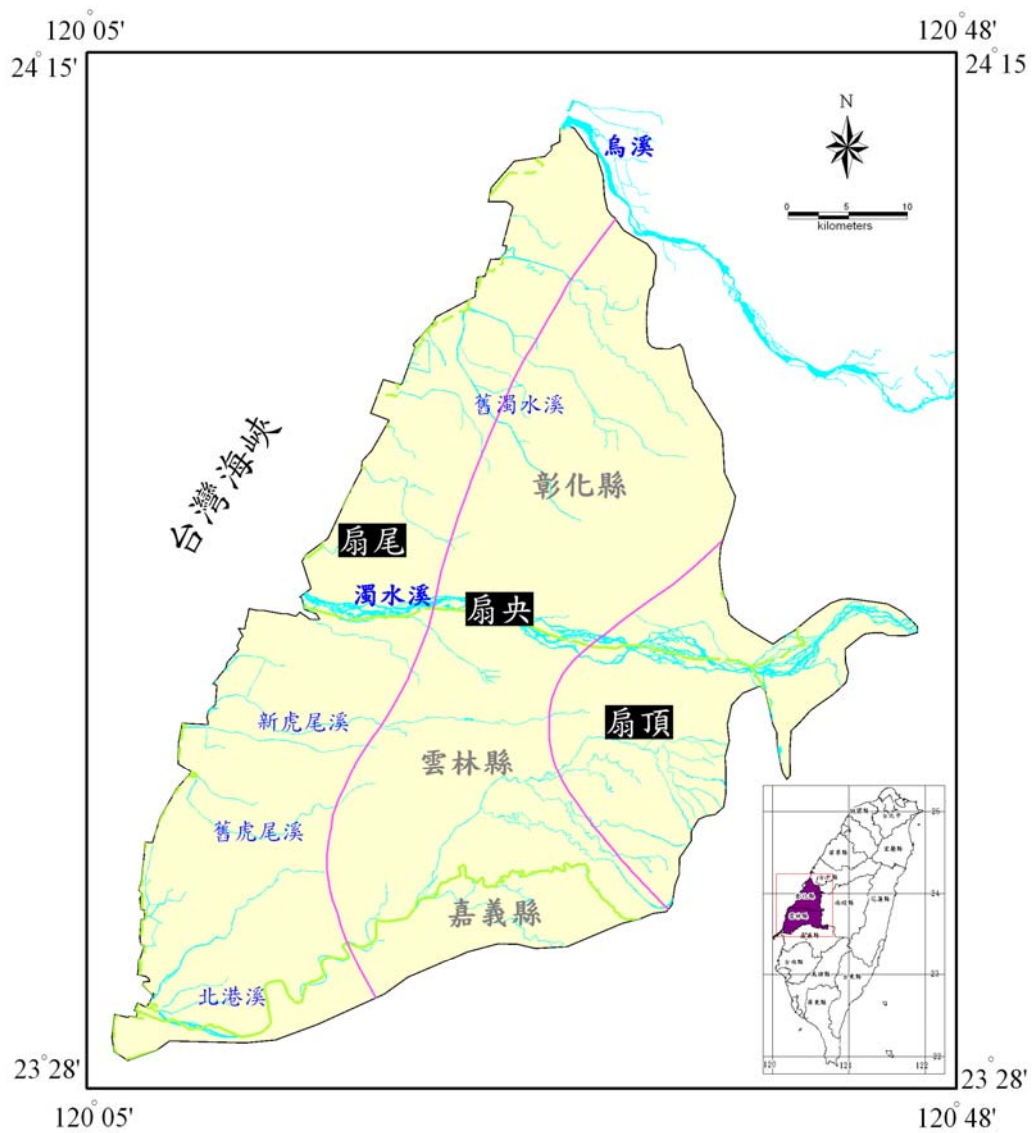


圖2-1-1 濁水溪沖積扇區域示意圖

### 2-1-1 地形

圖2-1-2為濁水溪沖積扇之地形圖，其地形變化大致西低緩、東高陡，自東而西可歸納為山地、丘陵與沖積扇、台地及平原等四主要地形區(石再添等，1996)，各地形分區特性詳述如表2-1-1。

表2-1-1 濁水溪沖積扇地形統計表

| 地形型態   | 分布位置                                     | 特性敘述  | 參考文獻                        |
|--------|--|---|-----------------------------|
| 山地     | 雲林縣東南隅古坑鄉之草嶺地區                           | 本地地習慣上以濁水溪為界，其北段稱為加里山山脈，其南段者稱阿里山山脈，走向大致呈北北東—南南西向，嘉義阿里山地區之大塔山(2663公尺)為本山脈最高峰。  | 石再添等（1996）                  |
| 丘陵與沖積扇 | 雲林縣林內鄉、斗六市、古坑鄉東側與南投縣竹山鎮之界山；沖積扇則分布在斗六丘陵西側 | 本丘陵為台灣山麓丘陵地中南部最北端之斗六丘陵，為一塊南北細長狀之丘陵，平均高度大約在140~500公尺間。斗六沖積扇在斗六丘陵西側，為北港溪及牛稠溪(嘉義縣境)之上游諸支流等流出丘陵處所形成之複合沖積扇，扇頂高度約100~200公尺，扇端大約70公尺上下。  | 洪敏麟（1995）<br>石再添等（1996）     |
| 台地     | 彰化縣東緣之八卦山台地                              | 台地北起大肚溪南岸，南止於濁水溪北岸，東鄰台中盆地、西接濁水溪沖積扇；本台地外形呈南北狹長之葫蘆狀，南北延長約32公里。  | 石再添等（1996）                  |
| 平原     | 彰化縣及雲林縣之西大半部                             | 本平原為台灣西南部海岸隆起平原北段，依二萬五千分之一比例土壤圖進行表層沉積物分析，將本平原區分為大肚溪三角洲、濁水溪沖積扇及斗南曲流平原。大肚溪三角洲在最北端，大致在彰化縣境洋子厝溪至大肚溪間，由大肚溪所沖積而成。濁水溪沖積扇位在中央，此沖積扇由濁水溪及其支流所沖積而成，分布於洋子厝溪及北港溪之間。斗南曲流河平原位在本區東南側，為發源自斗六丘陵的曲流河系所沖積而成的河流平原。 | 石再添等（1996）<br>陳文福與江崇榮（1999） |

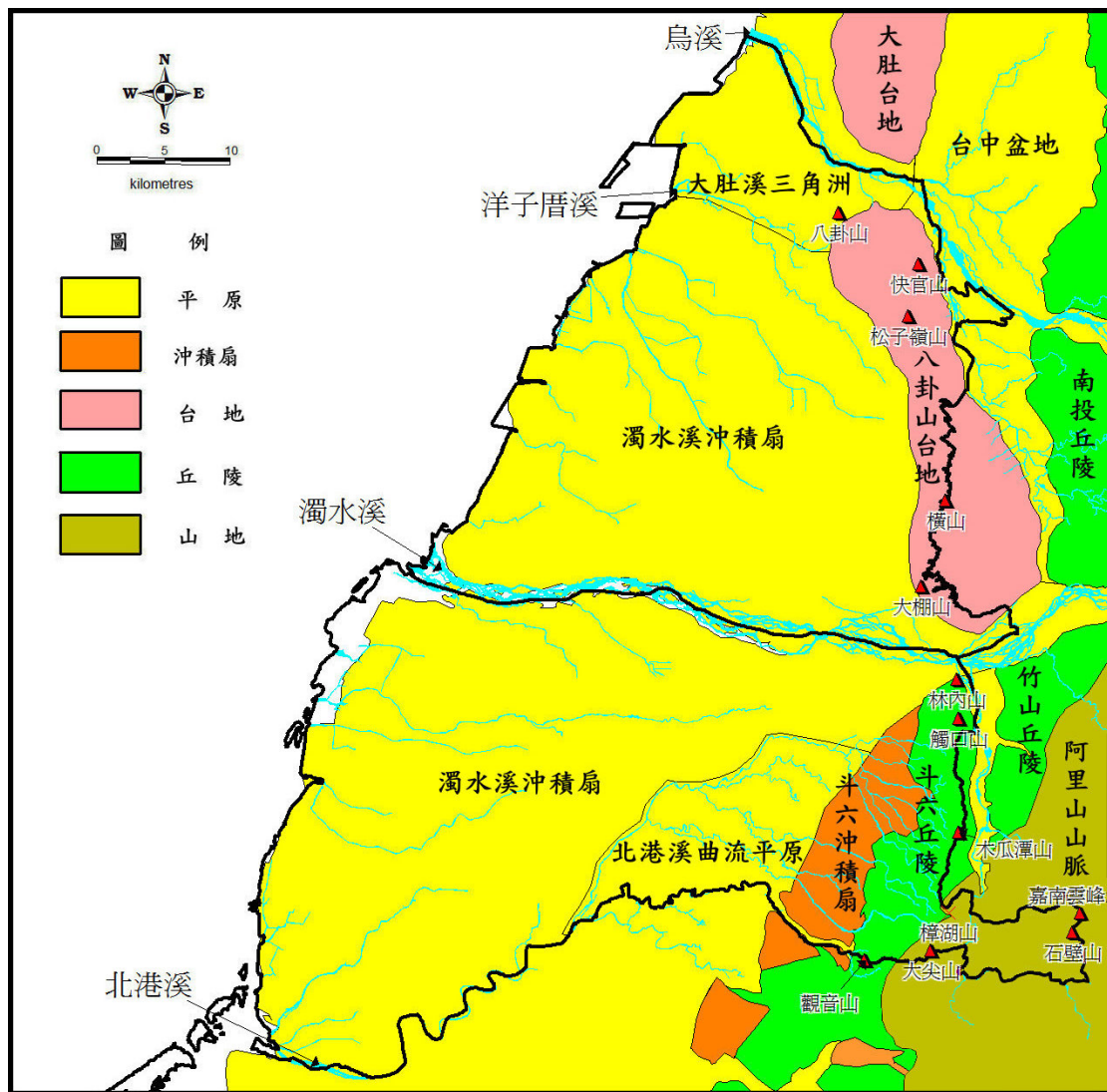


圖2-1-2 濁水溪沖積扇地形分區圖



## 2-1-2 河流及流域集水區

圖2-1-3說明濁水溪沖積扇內河川之分布，主要河川為烏溪、濁水溪及北港溪，其次為新虎尾溪、鹿港溪、舊濁水溪及舊虎尾溪。

表2-1-2說明濁水溪沖積扇內各河川之特性及集水區概況，上述河川自北而南各自形成集水區域，有彰化沿海、濁水溪、崙背沿海、新虎尾溪、虎尾沿海、虎尾溪、三疊溪及北港溪等集水區，其中又以彰化沿海之集水區面積最大(詳見圖2-1-3)。





表2-1-2 濁水溪沖積扇河流及流域統計表

| 名 稱  | 主流長度<br>(公里) | 流域面積<br>(平方公里) | 敘 述   | 參考文獻  |
|------|--------------|----------------|---|---|
| 烏 溪  | 119          | 2025           | 烏溪亦名大肚溪，為彰化縣與台中縣交界。烏溪發源於中央山脈海拔2596公尺之合歡山西麓，上游有北港溪及南港溪等兩支流，向西由台中縣龍井鄉與彰化縣伸港鄉之間流入台灣海峽，年逕流量3,727百萬立方公尺。 | 台灣省政府水利處（1999）                              |
| 濁水溪  | 186.6        | 3156.9         | 濁水溪是台灣最長之河川，發源自合歡山主峰與東峰之間鞍部海拔3200公尺處；主源匯集了合歡山西坡之水後，便沿北北東向之縱谷流下，向西形成台灣地區面積最大之沖積扇，年逕流量6,095百萬立方公尺。    | 台灣省政府水利處（1999）<br>林孟龍與王鑫（2002）<br>黃兆慧（2002） |
| 北港溪  | 82           | 645.21         | 北港溪發源自雲林縣樟湖山，主要支流有虎尾溪、三疊溪、石龜溪、大湖口溪及石牛溪，年逕流量1,024百萬立方公尺。   | 台灣省政府水利處（1999）<br>林孟龍與王鑫（2002）              |
| 新虎尾溪 | 53.4         | 109.26         | 發源於林內鄉頂烏塗仔，最後於麥寮鄉及台西鄉交界處入海。   | 張勤（1992）                                    |
| 鹿港溪  | 22           | 66             | 位於彰化縣境，發源於員林，最後於鹿港鄉入海。  | 張勤（1992）                                    |
| 舊濁水溪 | 22.3         | 82.3           | 位於彰化縣境，發源於溪洲鄉下水埔，最後於福興鄉福寶入海。  | 張勤（1992）                                    |
| 舊虎尾溪 | 25           | 106            | 位於雲林縣境，發源於土庫，最後於台西鄉入海。  | 張勤（1992）                                    |

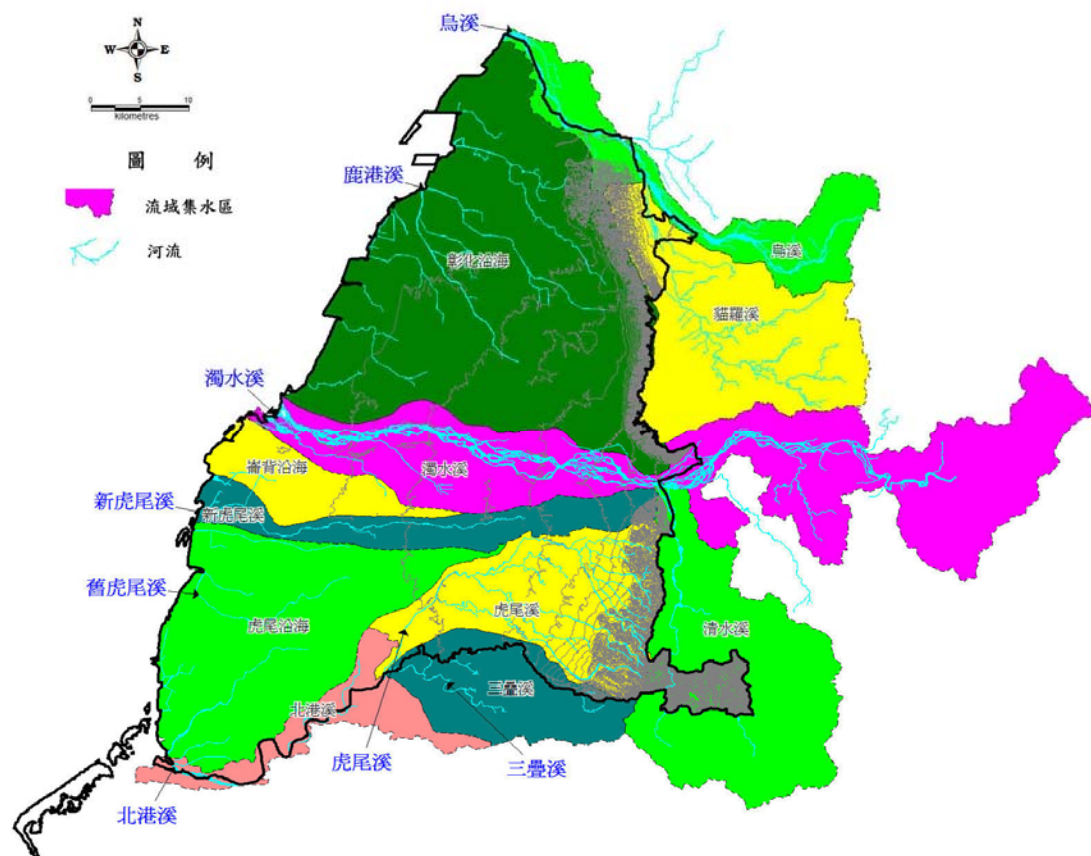


圖2-1-3 彰化及雲林縣之河流及流域集水區分布圖

## 2-2 水文地質概述

圖2-2-1為濁水溪沖積扇的區域地質圖，地層主要由濁水溪沖積而成，沉積物主要來自上游雪山山脈西翼集水區之岩石，岩性包括板岩、變質砂岩、頁岩、砂岩、礫岩、泥岩等。在沖積架構的形成過程中，溪水夾帶大量上游岩屑順流而下，礫石和粗砂因顆粒較大，主要沉積於扇頂及瓣狀河道之中，形成透水性佳之含水層；但泥和細砂則被搬運至海岸、沼澤、瀉湖、潮間帶或淺海中，形成區域性阻水層。就堆積方式而言，在陸地以河道堆積及泛濫平原方式堆積，在海域則屬於潮間帶、濱岸及淺海堆積；濱海地帶因受海進及海退交替發生影響，形成陸相沉積層及海相沉積層犬牙交錯之地層，陸相沉積層透水性較好成為地下水易補注之含水層，海相沉積層則相反，易形成阻水層。整體而言，濁水溪沖積扇之地層沉積厚度約介於750~3,000m(Lin et al., 1992)。

圖2-2-2為地表至深度300公尺間之水文地質概念分層圖，可視為由四個阻水層及四個含水層所交互組成之水文地質架構(中央地質調查所，2002)。靠近扇頂之含水層主要組成為礫石及粗砂，且較扇央之礫石層或粗砂層純淨。在扇央地區這些含水層含有二到三個延伸較大之黏土層，但其分布鬆散，其寬度及厚度相對於四個主要阻水層的厚度較小，因此可視為在含水層中之凸鏡體構造。也由於含水層中有黏土層凸鏡體存在，若在此處抽水將會導致地層壓縮產生。

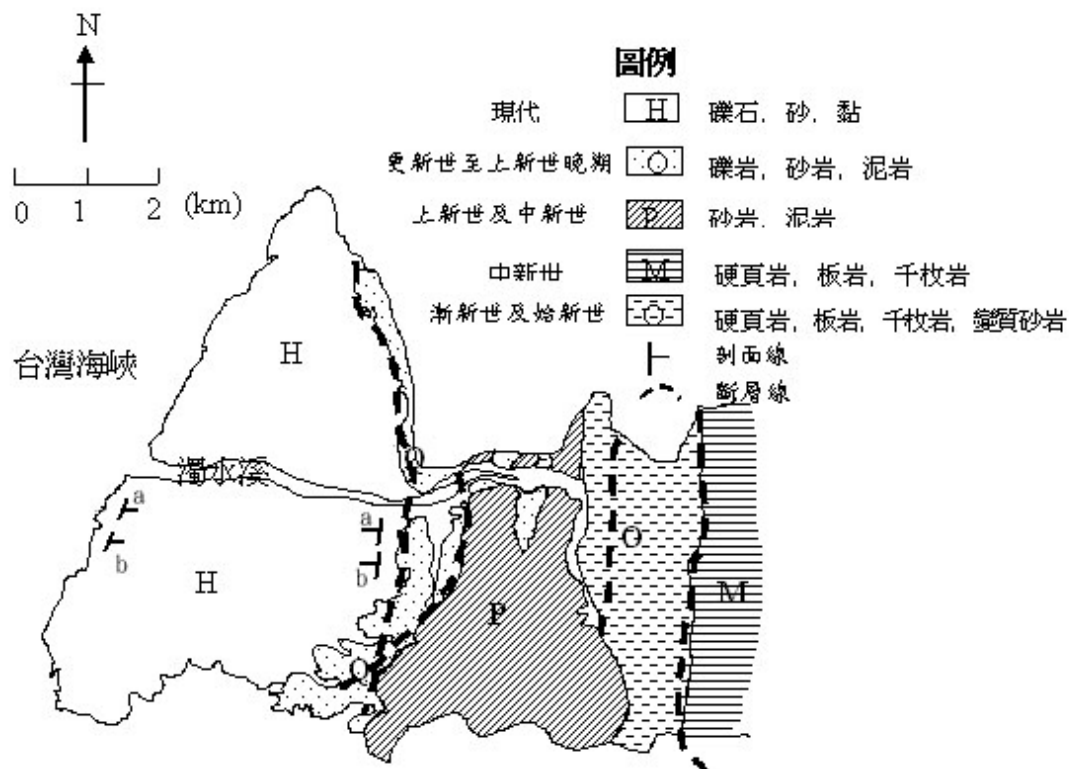


圖2-2-1 濁水溪沖積扇區域地質圖（經濟部中央地質調查所，1999）

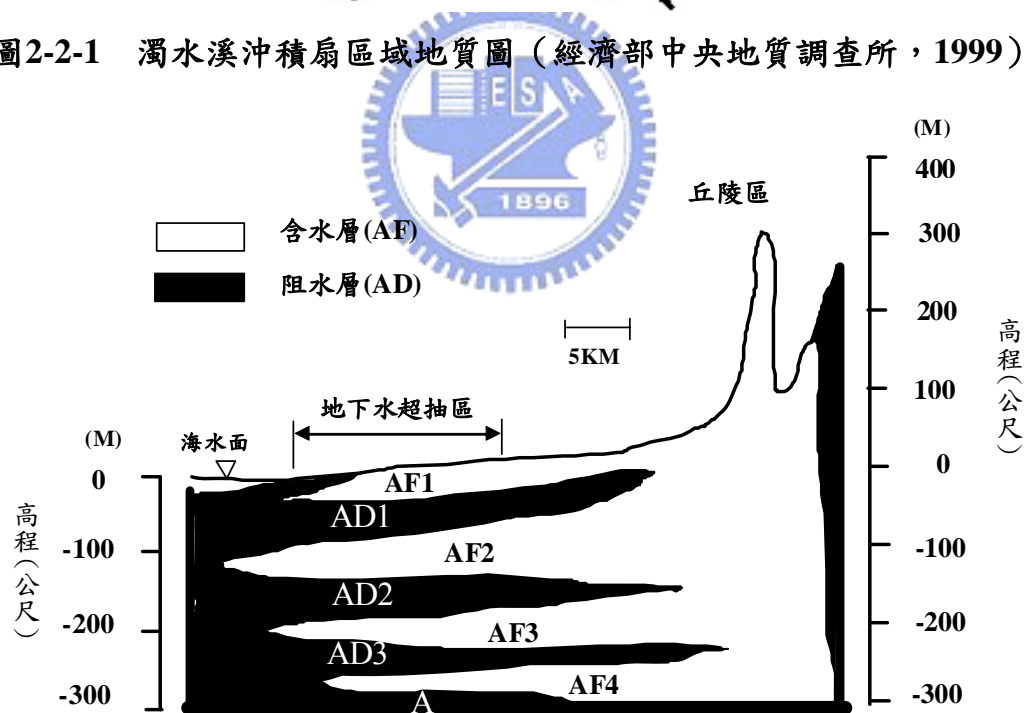


圖2-2-2 濁水溪沖積扇水文地質概念模型（經濟部中央地質調查所，2002）

上述複雜之多含水地層架構，其層次界限劃分是以水文地質特性為依據，根據沉積學原理，參考岩性分析、定年及化石研究、土壤滲透性等資料所定之概念分層，而非真正之土壤分層；圖

2-2-3取濁水溪南側地表至深度300公尺間之東西向地質剖面圖(參考圖2-2-1之a-a'及b-b'剖面位置)，即知事實上地層結構之複雜性更高，雖然土壤粒徑基本上由東向西遞減，離來源近處以礫石、粗砂為主，至濱海地區則漸變為細砂及黏土材料，但因濁水溪經常改道氾濫，洪氾平原會沉積細砂及黏土並夾雜於礫石、粗砂及中砂層形成互層架構，因此扇央及扇尾地區之層次分佈相當紊亂，部份地區更形成局部化之水文地質系統，實際上很難整體評估其地下水流行為。

就地層組成材料而言，濁水溪沖積扇之扇頂部份地層主要由礫石及粗砂所構成，根據土壤力學資料，這些地層具有較高的強度及透水性，不僅可壓縮性低，也容易獲得地表水之補注，因此地層下陷的潛能較低。相反的在扇央及扇尾部份，地層沉積物顆粒越來越細，尤其到了沿海地區，地層主要由細砂及黏土構成，其中黏土之單壓強度大部份介於 $2.5\sim 4.0\text{ kg/cm}^2$ ，屬於相當軟弱之土壤(Terzaghi et al., 1996)，且其滲透性係數低(低於 $9.9\cdot 10^{-7}\text{ m/sec}$ )，因此當地下水受到超抽時，地下水位將因補注不及而造成水位降低，進而引起地層壓縮變形，綜合上述資料歸納濁水溪沖積扇之壓縮潛能如表2-2-1。

**表2-2-1 濁水溪沖積扇壓縮潛能統計表**

| 沖積扇位置  | 主要土壤組成    | 壓縮潛能 |
|--|-----------|------|
| 扇頂   | 礫石及粗砂     | 低    |
| 扇央   | 介於扇頂與扇尾之間 | 高    |
| 扇尾   | 細砂及黏土     | 高    |
| 壓縮潛能差異說明   |           |      |
| 粗顆粒土壤，具有高強度及高透水性，不僅可壓縮性低，且容易獲得地表水之補注，因此地層下陷的潛能低。 |           |      |

註：沖積扇位置參考圖2-1-1。



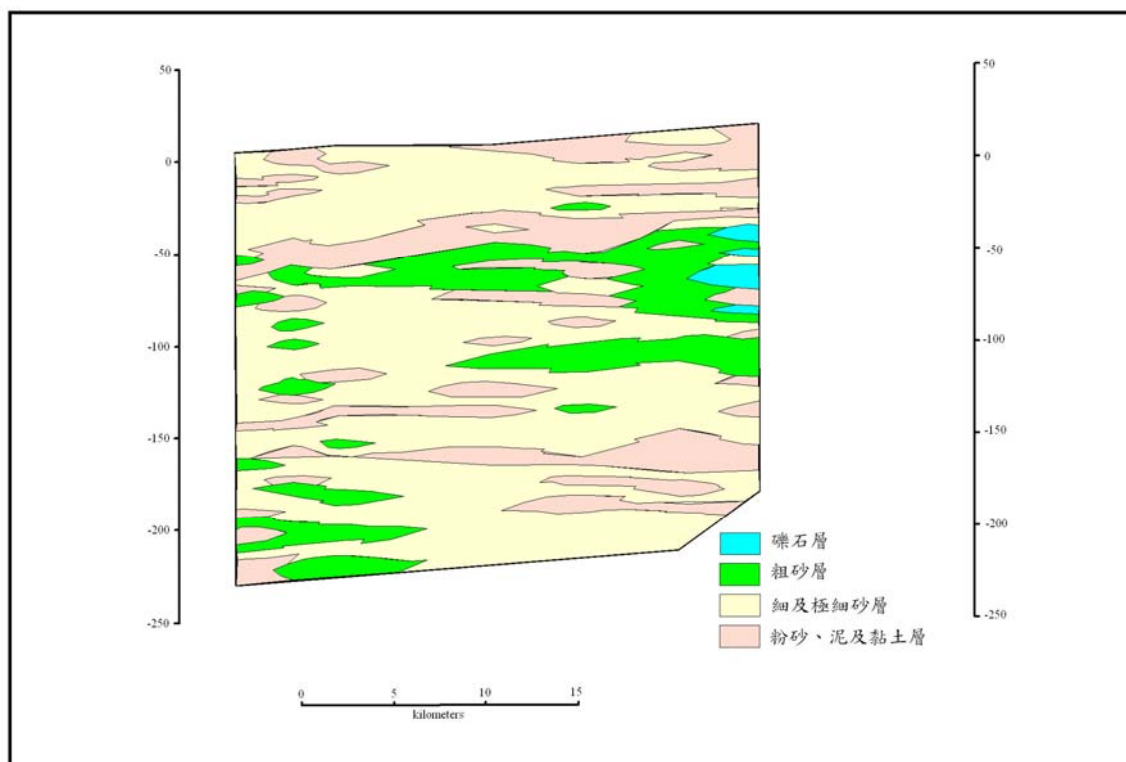
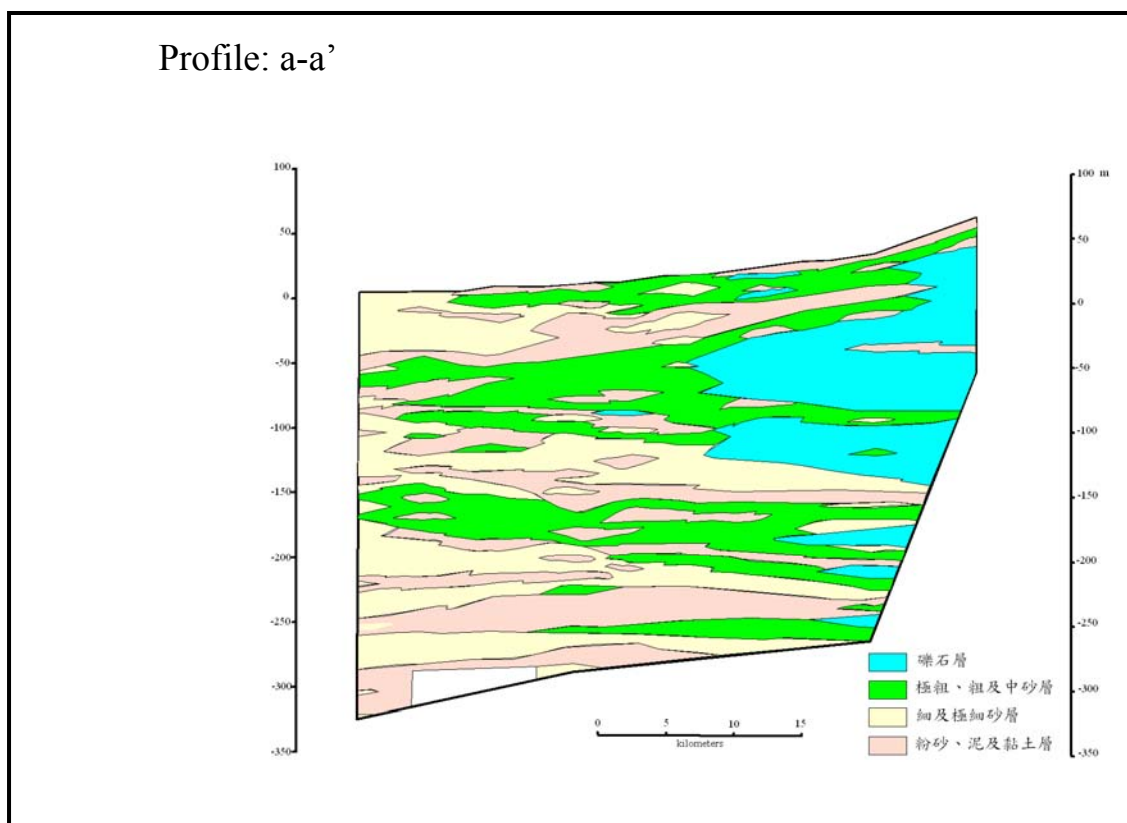


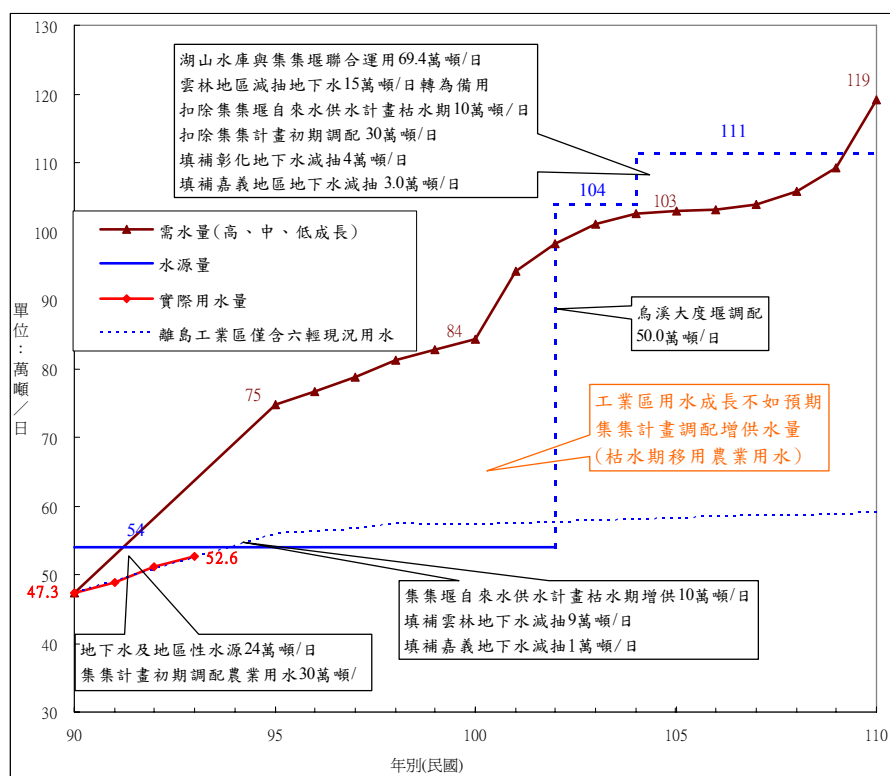
圖2-2-3 雲林地區東西向a-a' and b-b' (參考圖2-2-1) 地質剖面圖

## 2-3 雲林地區抽水行為分析

雲林縣位於濁水溪沖積扇之南側，區域內之用水型態主要可分為兩大類：農業用水與公共用水，其中公共用水可分為生活用水與工業用水，依據經濟部水利署民國93年各項用水統計報告資料進行估算，雲林地區在民國93年期間，每日需抽用地下水總數約94萬噸，換算成年抽水量約3.4億噸，其容量約為1.4倍石門水庫蓄水量。

雲林地區未來預計開發之工業區包括有離島基礎工業區、斗六擴大工業區、雲林科技工業區（大北勢區）雲林科技竹圍子及中部科學園區雲林基地（經濟部中區水資源局，2006），因此工業用水預期將會增加，但政府單位積極推動「雲林縣湖山、湖南水庫工程計畫」及「湖山水庫與集集攔河堰聯合運用供水計畫」的新增水源計畫，預計需至民國103年才會完成，因此在新增水源工程完成之前，仍會面臨水源不足之現象（如圖2-3-1），這將可能增加地下水抽用量。

由於雲林地區地面水源不足，因此抽用地下水之情況相當普遍，依據水利署統計資料顯示，現階段雲林地區私有地下抽水井口數超過10萬口以上(圖2-3-2)，而且抽水井之位置主要分布扇央與扇尾地區。由2-2節提到濁水溪沖積扇之扇央與扇尾的水文地質狀況主要為砂、粉砂與黏土等易壓縮的土壤，因此當大量抽用地下水，將導致地下水位下降，土壤有效應力增加，使得土層產生壓密狀況，進而引發嚴重之地層下陷。



資料來源：經濟部水利署中區水資源局，「中部地區水資源利用整體檢討規劃」，民國95年。

圖2-3-1 雲林地區目標年公共用水供需比較圖（不含自行取水）

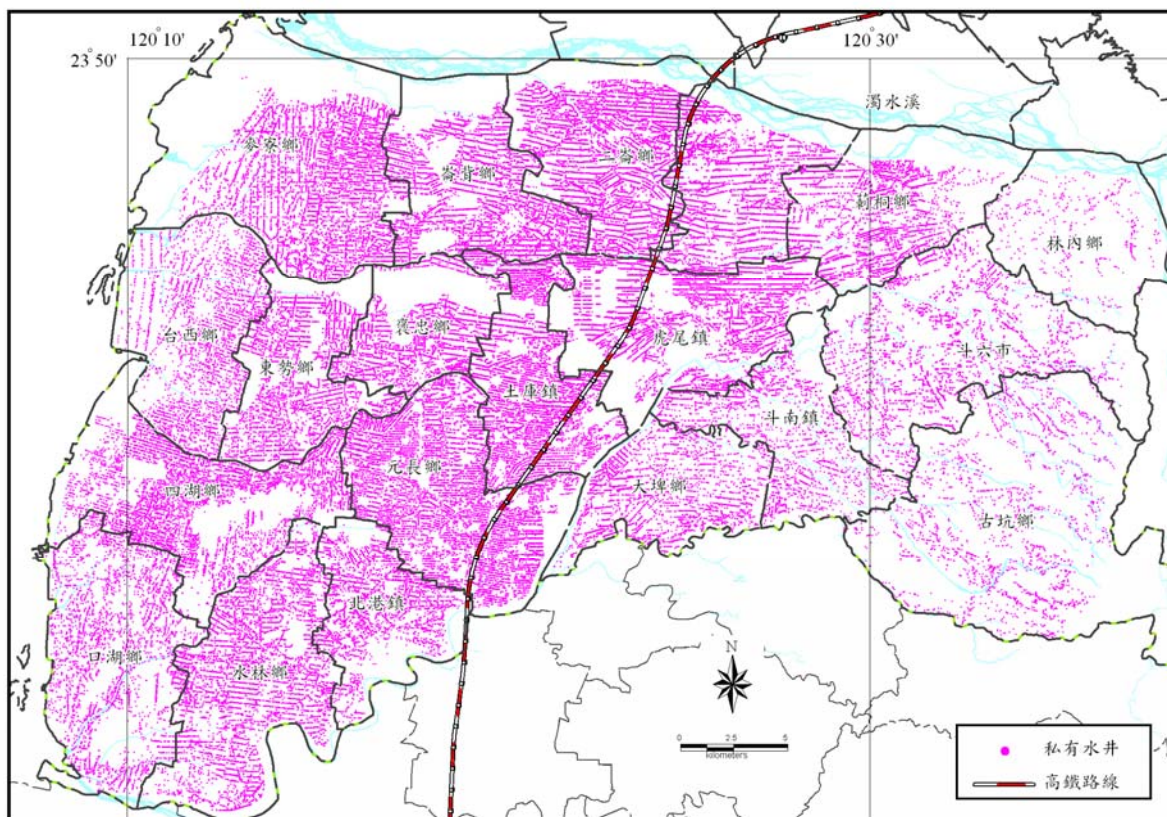


圖2-3-2 雲林地區地下抽水井分佈圖



### 3. 點狀監測方法

點狀測量方法主要可以分為GPS測量、水準測量與地層下陷監測井等三種，若按照其測量位置來區分，則可分為地表下陷監測及地下地層變形監測兩種。

地表下陷監測包括水準測量及GPS定位測量，其功能為實際偵測地表之陷落量，此為瞭解地表沉陷最直接之方法；而地下地層變形監測則是透過地層下陷監測井之設置，實際監測地下土層之變形行為。以下將分別討論點狀測量的方式、誤差來源與測量應用成果。

#### 3-1 水準測量

水準測量為最早應用於地層下陷監測之技術，其優點主要可獲得高精度的高程下陷資訊，同時隨著水準測量儀器的不斷發展，以及對於水準測量誤差的掌握度不斷增高，使得水準測量的精度與準確度相當穩定，因此水準測量目前仍然是世界各國地層下陷監測系統中最常使用之測量方法。

##### 3-1-1 水準測量之系統誤差

整個水準測網是由許多測段組成之測線，再由測線組成測網所形成，而每個測線可能是由不同的測量人員、不同測量裝備與不同之環境下施測而得，因此在整體水準網形進行平差之前，需針對每個測線中所可能隱含之系統誤差進行改正，以消除系統誤差對整體測量成果之影響量，而主要的系統誤差改正主要包含有六大項（內政部，2001），詳細說明如下：

##### (1) 視準軸誤差（Collimation error）改正

視準軸偏差系數 $C$ 是因視準軸偏離水平方向，造成每

單位視距長度偏離的誤差。當前後視距相等時，視準軸誤差可相互抵消。因此每一測段之總視準軸誤差與前後視距差總合（ $\Sigma\Delta S$ ）成正比：

$$\text{視準軸誤差改正} = -C \times \Sigma\Delta S \quad (3-1)$$

其中： $C$ 為視準軸誤差值，單位： $\text{mm} / \text{m}$ 。

$\Delta S$ 為前後視距差， $\Delta S = S_B - S_F$ ； $S_B$ 為後視視距， $S_F$ 為前視視距，單位： $\text{m}$ 。

#### (2) 折射誤差（refraction error）改正

在水準測量施測過程，光線經過不同密度的空氣，會使視線（視準軸）產生不同程度的折射現象，而造成水準觀測的誤差。依Kukkamaki的折射誤差修正公式，並配合適用於台灣地區的折射常數，其折射修正公式如下：

$$R = -6.7 \times 10^{-8} \times L^2 \times \Delta T \times \Delta H \quad (3-2)$$

其中： $-6.7 \times 10^{-8} / \text{m} \cdot ^\circ\text{C}$ ，為參考陳國華（2005）之分析結果；

$L$ 為前後視之平均視距，單位： $\text{m}$ 。

$\Delta T$ 為2.5公尺與0.5公尺高度之溫度差，單位： $^\circ\text{C}$ 。

$\Delta H$ 為測站前後視之高差，單位： $\text{m}$ 。

#### (3) 地球曲率改正（curvature correction）

大地水準面並不為一個平面，因此每次觀測時不等的前後視視距將會產生一些微小的系統誤差，其大小與視距的平方成正比，此即為地球曲率影響。由於台灣地區不大，地球曲率修正公式可簡化為：

$$\text{地球曲率改正} = -(\Sigma S_B^2 - S_F^2) / 2r \quad (3-3)$$

其中： $S_B$ 為後視視距， $S_F$ 為前視視距，單位： $\text{m}$ 。

$r$ 為地球之平均半徑，單位： $\text{m}$ 。

#### (4) 水準尺溫度改正（rod temperature correction）

水準尺上刻蝕精細的標準刻劃會因施測環境溫度的不同而膨脹收縮，若不加以修正，即會造成系統性的誤

差。一般而言，精密水準測量所用的水準尺都以膨脹係數較小的鈳鋼來製作。鈳鋼是鋼中加入鎳的合金，其膨脹係數大約為 $10^{-6}$  (ppm /  $^{\circ}\text{C}$ ) 左右，一般水準尺之刻劃是在標準溫度 ( $20^{\circ}\text{C}$ ) 環境下製作的；因此，水準的溫度改正為：

$$C = K \times (t - t_s) \times \Delta H \quad (3-4)$$

其中： $K$ 為一對水準尺的平均膨脹係數，單位：ppm /  $^{\circ}\text{C}$ ； $t$ 為測站水準尺的平均溫度，單位： $^{\circ}\text{C}$ ；

$t_s$ 為水準尺長度檢定溫度，單位： $^{\circ}\text{C}$ ；

$\Delta H$ 為測站前後視之高差，單位：m。

#### (5) 水準尺刻劃改正

水準尺的刻劃應儘量使每一刻劃等距離，但事實上仍會有微小的偏差，若以每對尺的平均變形比例 $e$ 來做修正，其修正量如下：

$$\text{水準尺刻劃改正} = e \times \Delta H \quad (3-5)$$

其中 $e$ 為每對尺的平均變形比例，單位：mm/m。

$\Delta H$ 為測站前後視之高差，單位：m。

#### (6) 正高改正

由於地球重力場所定義之等位面通常不是平面，且不一定互相平行，因此，所測得的水準高差將會因路徑之不同，而測到不同的結果。假如將所測得的每二水準點間高差轉化成重力位的差值，即

$$\text{重力位差} = g \times \Delta H \quad (3-6)$$

其中 $\Delta H$ 為二水準點間高差， $g$ 為二水準點間之平均重力值。如此所得到的重力位差將代表二點間重力位的差異，與其測量路徑無關。

對於相鄰二水準點間高程差之正高改正公式為：

$$\int_A^B \frac{g - g_0}{g_0} dH + \frac{\overline{g_A - g_0}}{g_0} H_A - \frac{\overline{g_B - g_0}}{g_0} H_B \quad (3-7)$$

公式 (3-7) 為近似公式，其中  $\overline{g_A}$  為 A 點沿著垂線到 Geoid 路徑上的平均重力，單位：gal (cm / sec<sup>2</sup>)。

$\overline{g_B}$  為 B 點沿著垂線到 Geoid 路徑上的平均重力，單位：gal (cm / sec<sup>2</sup>)。

$g_0$  為臺灣地區之平均重力值，單位：gal (cm / sec<sup>2</sup>)。

$H_A$  與  $H_B$  分別為 A 與 B 點之高程值，單位：cm。

上述平均重力可以公式 (3-8) 與 (3-9) 計算

$$\overline{g_A} = g_A - \frac{1}{2} \left( \frac{\partial \gamma}{\partial H} + 4\pi G \rho \right) H_A \quad (3-8)$$

$$\overline{g_B} = g_B - \frac{1}{2} \left( \frac{\partial \gamma}{\partial H} + 4\pi G \rho \right) H_B \quad (3-9)$$

其中  $\partial \gamma / \partial H$  為正常重力空間梯度，單位：gal。

$\gamma$  為理論重力值，單位：gal。

$G$  為重力常數，單位：cm<sup>3</sup> / g · sec<sup>2</sup>。

$\rho$  為岩層密度，單位：g / cm<sup>3</sup>。

假如在水準測量的路線上，未有重力測量之結果，則可以用 (3-10) 式，標準重力模式之值來計算正高改正：

$$\text{正高改正} = -2\alpha \times H \times \sin 2\alpha \{ 1 + [\alpha - (2\beta/\alpha)] \times \cos 2\varphi \} \times \Delta\varphi \quad (3-10)$$

其中  $\alpha=0.002644$ ； $\beta=0.000007$ 。

$\varphi$  為二水準點間平均緯度，單位：度。

$H$  為二水準點間平均高度，單位：m。

$\Delta\varphi$  為兩水準點間之緯度差，由南向北為正，反之為負，單位：弧度

### 3-1-2 水準測量資料處理處理流程

水準測量外業所累積的測線測段資料量非常龐大，必須透過一個有系統的資料處理流程及成果分析，方可獲得良好的結果，本研究依據圖3-1-1的流程，進行水準測量成果的數據整理。

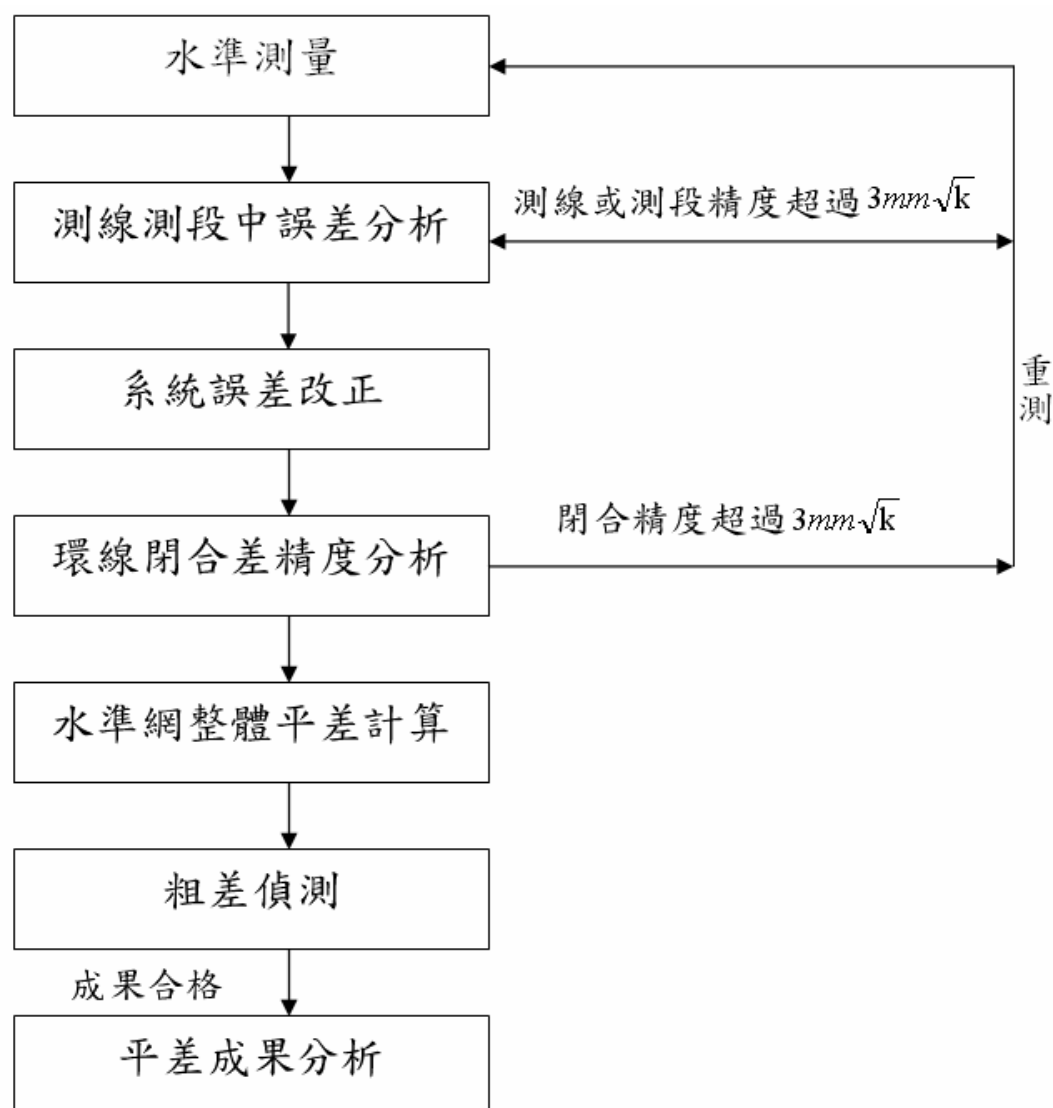


圖3-1-1 水準網平差計算流程圖

# (1) 測線測段中誤差分析

利用測段與測線每公里的中誤差可評估水準測線的精度(高書屏,1996),評估的公式如式(3-11)與式(3-12)。

$$m_R^2 = \frac{1}{4n_R} \sum_{i=1}^{n_R} \frac{\rho^2}{S_i} \quad (3-11)$$

$$m_L^2 = \frac{1}{4n_L} \sum_{i=1}^{n_L} \frac{\lambda^2}{L_i} \quad (3-12)$$

$m_R$  : 測段高程差每公里的中誤差     $\rho$  : 測段往返閉合差

$m_L$  : 測線高程差每公里的中誤差     $\lambda$  : 測線往返閉合差

$S_i$  : 測段  $i$  的距離     $n_R$  : 測段數目

$L_i$  : 測線  $i$  的距離     $n_L$  : 測線數目

# (2) 水準網整體平差

$$\Delta h_{ij} = H_j - H_i \quad (3-13)$$

式中  $H_j$ 、 $H_i$  表示水準點高程

$\Delta h_{ij}$  表示水準點  $i$ 、 $j$  間之高程差

誤差方程式：

$$\Delta h_{ij} + \Delta V_{ij} = H_j - H_i ; \text{weight} = P_{ij} \quad (3-14)$$

式中  $V_{ij}$  表示改正數

$P_{ij}$  表示權，其與水準測線距離成反比

以矩陣型式表示誤差方程式為：

$$\mathbf{L} + \mathbf{V} = \mathbf{AX} \quad (3-15)$$

式中  $\mathbf{L}$  表示水準高程差觀測量矩陣

$\mathbf{V}$  表示改正數矩陣

$\mathbf{A}$  表示係數矩陣

$\mathbf{X}$  表示水準高程矩陣

$\mathbf{P}$  表示權係數矩陣

以 GGM ( Generalized Gauss-Markoff ) 模式進行最小二乘估計，可得到法方程式 ( Normal Equations ) ，在無秩虧的情況下，可估計水準高程矩陣  $\mathbf{X}$  ，其方程式如 ( 3-16 )

$$\begin{aligned} (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A}) \mathbf{X} &= \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{L} \\ \mathbf{X} &= (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{L}) \end{aligned} \quad (3-16)$$

### (3) 粗差偵測

為確定最小二乘法平差成果的成果品質是否合乎需求，本研究使用 Baarda's data snooping ( Koch, 1987 ; Caspary, 1987 ) 來進行粗差偵測，首先計算整體平差報表的各觀測量標準化改正數  $W_i$ ：

$$W_i = \frac{V_i}{\sigma_{V_i}} \quad (3-17)$$

式中  $\sigma_{V_i}$  為殘差  $V_i$  的標準誤差，因為  $W_i$  為常態分佈，其期望值為 0，變方為 1，計算過程中取顯著水準  $\alpha=0.01$ ，則臨界值為 3.3，當  $W_i > 3.3$  時，判定在該顯著水準下第  $i$  個觀測值予以淘汰剔除。

### (5) 平差成果檢查

檢核重點將擺在後驗中誤差是否小於  $3.0\text{mm}\sqrt{K}$ ，以及利用統計方法檢核所有點位之改正，是否呈現常態分佈。平差計算後的改正數為改正前後之差值，也代表著點位高程資料之可靠度，當改正數小（接近 0），代表點位觀測精度佳，反之（絕對值大）則代表此點位可能存在較大之誤差。故可利用平差後之改正數繪製直方圖（如圖 3-1-2 所示），如殘差數列呈現相互獨立的常態分佈，即為代表平差過程中沒有存在顯著系統誤差。



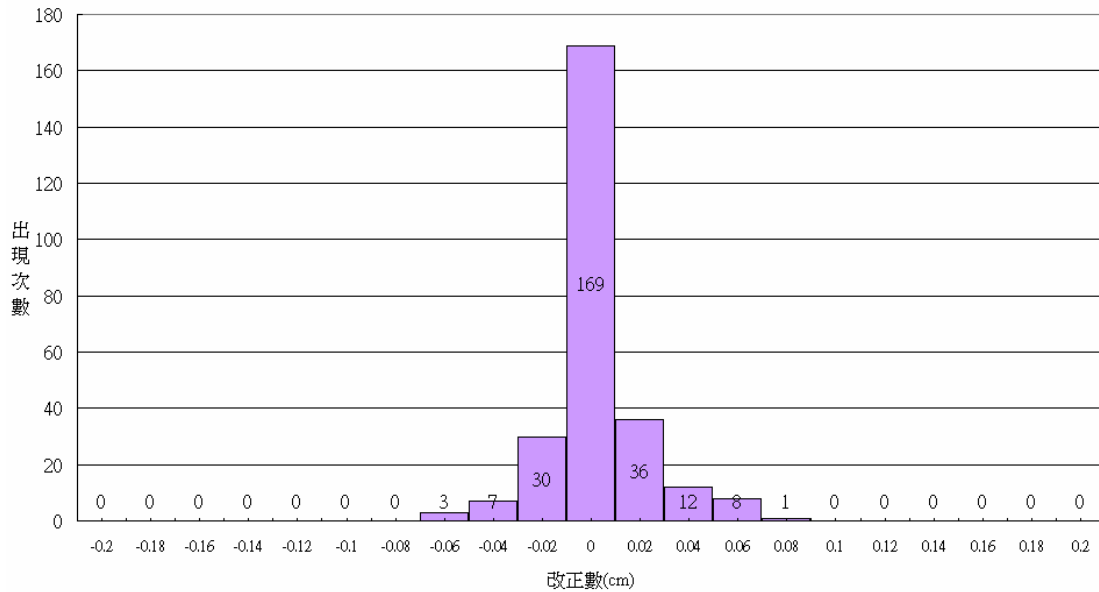


圖3-1-2 2008年彰化地區水準測量平差後改正數分佈圖

### 3-1-3 地質統計內插

水準測量為離散的點狀式測量方法，若要獲得二維面狀的下陷資訊，則必須透過內插的方式，將點狀資訊（下陷量）內插成面狀的網格點（下陷趨勢面），再進一步分析整體沉陷區域的面積、下陷速率與累積下陷量。

本研究主要應用地質統計技術，評估地層下陷區之水準測量資料，以最佳內插模式內插網格點與下陷等值線，再結合Mapinfo軟體，進行製圖與下陷面積之計算及成果展現。

傳統的統計基礎是基於觀測值屬獨立不相關之隨機變數，但在地層下陷區，其相鄰地區的地質條件是具有相關性，因此在計算上應考慮空間上相鄰的觀測值彼此具有相關特性。

地質統計的基本假說是假設空間上相鄰的觀測值彼此具有相關特性，而量度觀測值之間的相關性或連續性的方法稱為變異元函數（Variogram）。地質統計內插的程序可分為兩大步驟：第一步驟是計算取樣的觀測數據的變異元，據以進一步用數學函數去擬合變異元，擬合之數學函數成果稱為變異元模型。第二步驟是克利金內插法的程序，克利金法是基於數學最佳化

(Optimal) 的內插方法，應用變異元函數決定觀測點間的加權線性組合去計算內插推估值，而此線性組合所估計的成果是基於估計值與觀測值差之變異數 (Variance) 為最小之特性。

克利金內插法應用區域變數 (Regionalized Variables) 理論而發展，大地相關的資料諸如地質、土壤、水文或本文所探討的地層下陷量等資料可視為區域變數，用以解釋空間分布的自然現象。區域變數理論假設這些區域變數在空間上分布的變化量可分解成三個主要層面的組合：1. 結構性成份 (Structural)，用以描述自然現象的趨勢面；2. 具統計隨機 (Stochastic) 且空間上具相關特性的成份，用以描述自然現象中較不規則變化的部份；3. 觀測值的誤差。在空間位置  $x$  之區域變數  $Z$  分解成三個部份可以下式表示：

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon'(x) + \varepsilon''(x) \quad (3-18)$$

式中： $m(x)$  代表結構性成分的趨勢面 (Trend，或稱為 Drift)。 $\varepsilon'$  代表空間上具相關性且具有局部性變化的訊號，這個成分是區域變數值扣除了結構性的趨勢  $m(x)$  而得到的訊號，這是提供內插計算的重要部份。最後  $\varepsilon''(x)$  屬誤差部份，其統計分布之期望值為 0，變異數為  $\sigma^2$  之獨立不相關的高斯偶然誤差。

變異元分析首先需擬合求解趨勢面函數  $m(x)$ ，而得到扣除了趨勢面訊號後的  $\varepsilon'(x)$ ，進一步將區域中任意兩個不同位置的隨機變數，其兩者差值的期望值為兩位置間之距離的函數，且與其所在位置無關，如其定義如下：

$$E[Z(x) - Z(x+h)] = 0 \quad (3-19)$$

配對差值的變異元為兩個不同位置之間距離的函數，與位置無關，其定義如下：

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var}[Z(x) - Z(x+h)] = E[\{\varepsilon'(x) - \varepsilon'(x+h)\}^2] \quad (3-20)$$

式中： $Z(x)$  是扣除了結構性的趨勢  $m(x)$  的訊號，一般標註的習慣仍寫成  $Z(x)$ ， $\gamma(h)$  稱之為半變異元函數 (Semi-Variance)，若上

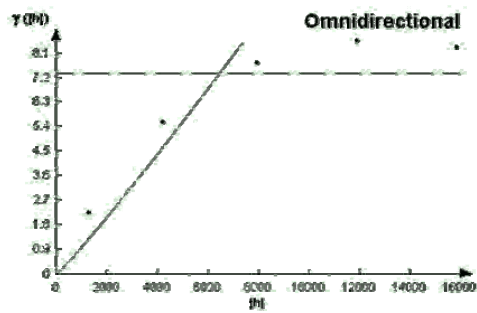
述二式中，差值  $Z(x) - Z(x+h)$  以及差值的變異元  $\text{var}[Z(x) - Z(x+h)]$  具定常性（Stationary），其意指在區域內的隨機變數，其統計特性相似，且不會因為時間與空間的不同而改變，則此架構即為區域變數理論中的本質假說條件（Intrinsic Hypothesis）。換言之，這組資料的  $\varepsilon$  訊號的變化特性是具有同質性，且其變異元訊號僅與距離有關而與其位置函數無關。若滿足此假說條件，則可由取樣的觀測數據去計算區域變數的半變異元值如下：

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \{Z(x_i) - Z(x_i+h)\}^2 \quad (3-21)$$

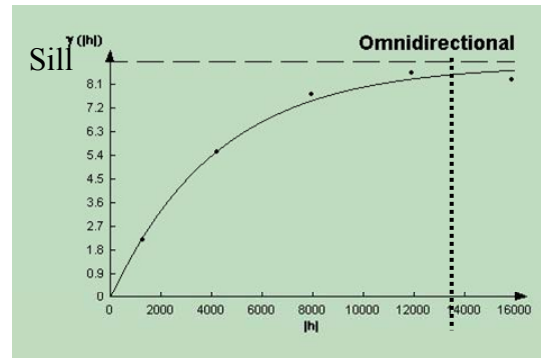
式中： $n$ 為配對的點數， $h$ 為兩兩觀測值相鄰的距離（稱為lag）。將不同的lag所計算之變異元為縱軸，橫軸為距離lag（ $h$ ）之關係圖形稱半變異元圖（Semi-Variogram），由這些離散的半變異元值，去計算擬合一個數學的連續性函數，常用之模型如線形函數（Linear）、指數函數（Exponential）、球形函數（Spherical）、高斯函數（Gaussian）等。模式擬合即完成地質統計內插的首要步驟，由此擬合的數學式計算內插所需要的最佳化加權係數。

決定變異元模式需決定三個參數：(1)碎塊效應（Nugget Effect），(2)影響範圍值（Influence Range），(3)臨界變異元值（Sill）。變異元模式分為兩大類型：一為Non-transitive類型，如線形模式。這類型模式其變異元隨距離增加而增大，並且圖形不收斂於一最大值Sill；另一類型是Transitive類型，如球形模式、指數模式與高斯模式。這類型模式其變異元圖形亦是隨著距離 $h$ 增加，變異元增大，在距離達到影響範圍值Range時，變異元增加的量收斂於最大值Sill而不再增大。（參考圖3-1-3(a~d)）。

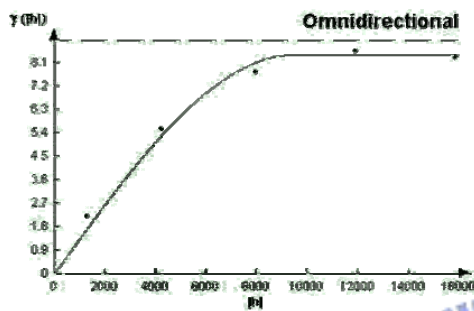
本研究之變異元模式的擬合乃應用Variowin軟體，應用擬合度的指標（Goodness of Fit）判定觀測數據的變異元和擬合函數之間的吻合程度，分析出最佳之影響範圍值及臨界變異元值。



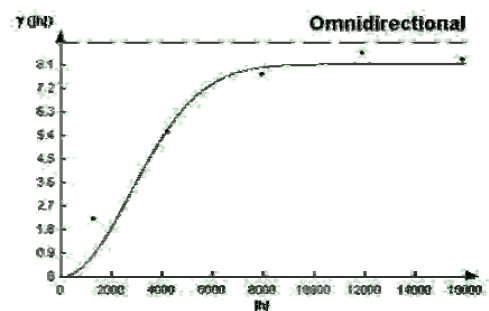
(a)線形模式



(b)指數模式



(c)球形模式



(d)高斯模式

圖3-1-3 克利金模式擬合成果圖

在四個克利金內插模式當中，依據Peng and Shih(2002)研究成果指出，在雲林地區使用克利金指數型（Exponential）模式，可獲得比其他三種模式較佳的內插精度，因此本研究主要採用克利金指數型模式，並應用Surfer軟體推估計算下陷量模型。

以內插方式得出數位下陷量模型後，則可繪製成下陷等值線圖，再結合GIS系統進行下陷面積之分析及圖形展示，如圖3-1-4所示。

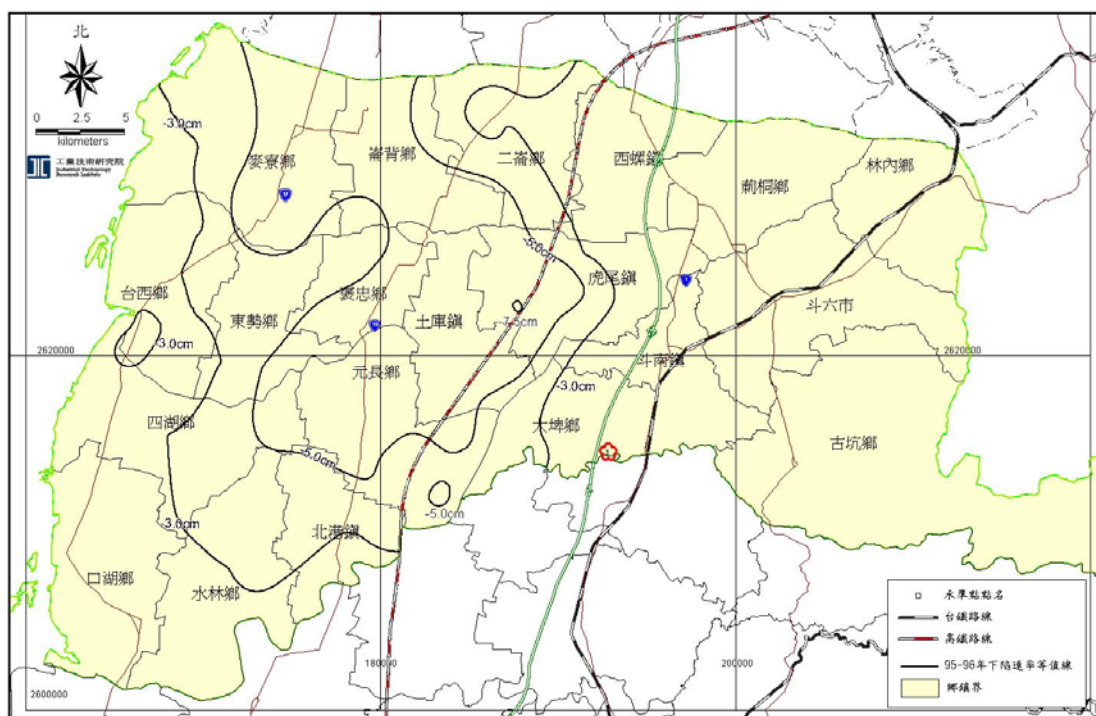


圖3-1-4 雲林地區民國95~96年平均下陷速率等值線圖

### 3-1-4 2000~2007年雲林地區水準測量成果分析

圖3-1-5展示整個雲林地區的水準網、GPS固定站與地陷監測井的分佈圖，雲林地區水準測量範圍北起濁水溪南岸，南至北港溪北岸，東至林內鄉，西至沿海一帶。整個水準檢測網係由53條主要水準測線連結組合成13個環線閉合網，2007年雲林地區水準網總里程數約為430公里，平均每1.5公里設置一個水準樁，整體檢測面積達到1087平方公里。



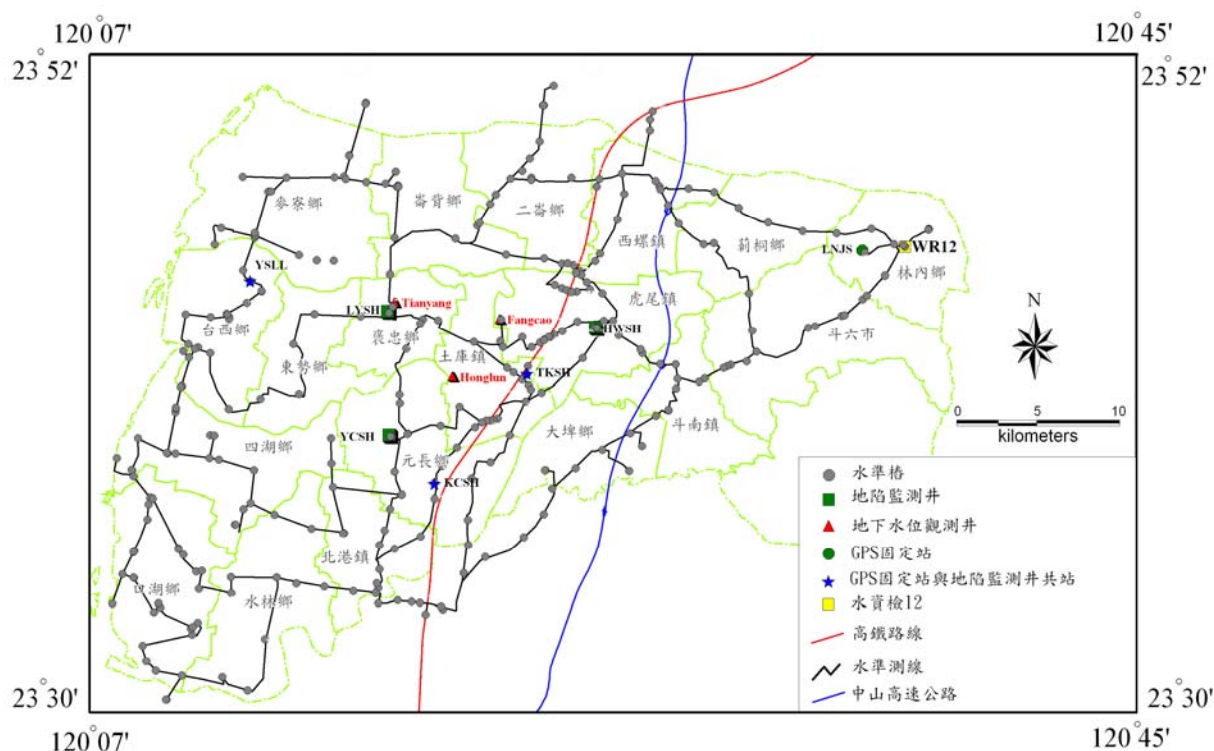


圖3-1-5 雲林地區監測系統分佈圖

雲林地區的下陷位置主要分佈在中山高速公路以西，因此整個網形的基準點設置在東側麓山帶的WR12（位於林內相鄰林內國小），監測網檢測的時間分別為2000、2002、2003年、2005年、2006年與2007年共6次水準測量。

水準測量所使用之儀器為Trimble Dini 11之一等精密水準儀，測量實施前，水準儀皆經過工業技術研究院量測中心進行檢校合格。外業測量時，測線與測網之閉合差小於 $3\text{mm}\sqrt{K}$ 以內（K：距離），系統誤差改正則僅針對視準軸誤差與地球曲率差進行改正。其原因主要為測量的地點皆在平地，其絕對高程低於海平面100公尺，正高改正值將低於0.1mm(Hwang and Hsiao, 2003)，因此不考慮正高改正。同時因為所使用的是鈷剛尺，因此不考慮水準尺溫度改正與刻劃改正。而根據內政部（2003）的一等二級水準測量報告，在彰雲嘉地區水準測量的系統誤差改正數中，其正高改正與尺刻劃改正的改正值皆為0；尺溫度與折射誤差的改正值皆小於0.1mm，且其值呈現正負交叉出現，並無系統性，顯示



該誤差在平原地區對水準測量之成果影響不顯著，因此研究中雖然僅進行視準軸誤差與地球曲率差改正，但並不影響整體平差成果。

平差過程依據3-1-2節之處理程序，表3-1-1顯示2000～2007年六次的水準測量之平差成果，每次平差之水準網後驗中誤差控制在 $0.5\sim 0.8\text{mm}\sqrt{K}$ 以內，而整體水準點的平均誤差，控制在3～4mm之間。

表3-1-1 2000～2007水準測量量測資訊統計表

| 時間                               | 2000 | 2002 | 2003 | 2005 | 2006 | 2007 |
|----------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| 測量里程數<br>(單位：KM)                 | 220  | 240  | 299  | 392  | 423  | 434  |
| 觀測個數                             | 121  | 154  | 166  | 243  | 304  | 316  |
| 水準點數                             | 117  | 150  | 161  | 232  | 292  | 303  |
| 多餘觀測數                            | 5    | 5    | 6    | 12   | 13   | 14   |
| 後驗中誤差<br>單位： $\text{mm}\sqrt{K}$ | 0.60 | 0.57 | 0.69 | 0.60 | 0.80 | 0.79 |
| 平均點位誤差<br>(單位：mm)                | 3.3  | 3.5  | 3.7  | 3.0  | 3.5  | 3.4  |

利用相鄰兩次之水準測量所獲得之水準點高程相減，獲得每個獨立水準點之下陷量，再依據測量期距，換算成年平均下陷速率。依據地質統計的方法（參考3-1-3節）以克利金法將所有水準點之年平均下陷速率內插成年平均下陷趨勢面，再以GIS軟體計算出整體下陷面積。依據每年之水準測量成果，計算最大下陷速率與持續下陷面積，其成果如表3-1-2。

利用表3-1-2之成果套疊年平均及月平均雨量如圖3-1-6。由圖3-1-6顯示，2003年之年持續下陷面積最大，而後逐年遞減，其原因為2003～2004年期間，台灣地區發生近十年最大的旱災，當時地下水源補助不足，而地面又大量抽用地下水，使得當年度

地下水位大幅下降，造成嚴重之地層下陷，2005年～2007年，雨量回復正常，地下水源獲得補注之後，地下水位逐漸回升，而整體下陷速率逐漸減緩。

利用民國81年至96年的水準測量資料，繪製成累積下陷量圖如圖3-1-7，對照圖2-1-1與圖3-1-7顯示，雲林地區壓縮位置發生在扇央與扇尾地區，而穩定地區則為扇頂地區，該現象亦與雲林地區之地質條件吻合（參考表2-2-1）。

同時由圖3-1-7顯示，最嚴重下陷位置發生在扇央（土庫鎮與元長鄉），該地區最大累積下陷已超過110公分以上，而高速鐵路正通過最嚴重的下陷中心，因此地層下陷亦將會對高速鐵路產生影響。



表3-1-2 雲林地區2002~2007年最大年平均下陷速率與持續下陷面積統計表

| 時間                      | 2002  | 2003  | 2005  | 2006  | 2007  |
|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 最大年平均<br>下陷速率<br>(公分/年) | 9.5   | 12.2  | 11.6  | 10.1  | 8.2   |
| 持續下陷面積<br>(平方公里)        | 610.5 | 703.1 | 678.6 | 557.1 | 551.5 |

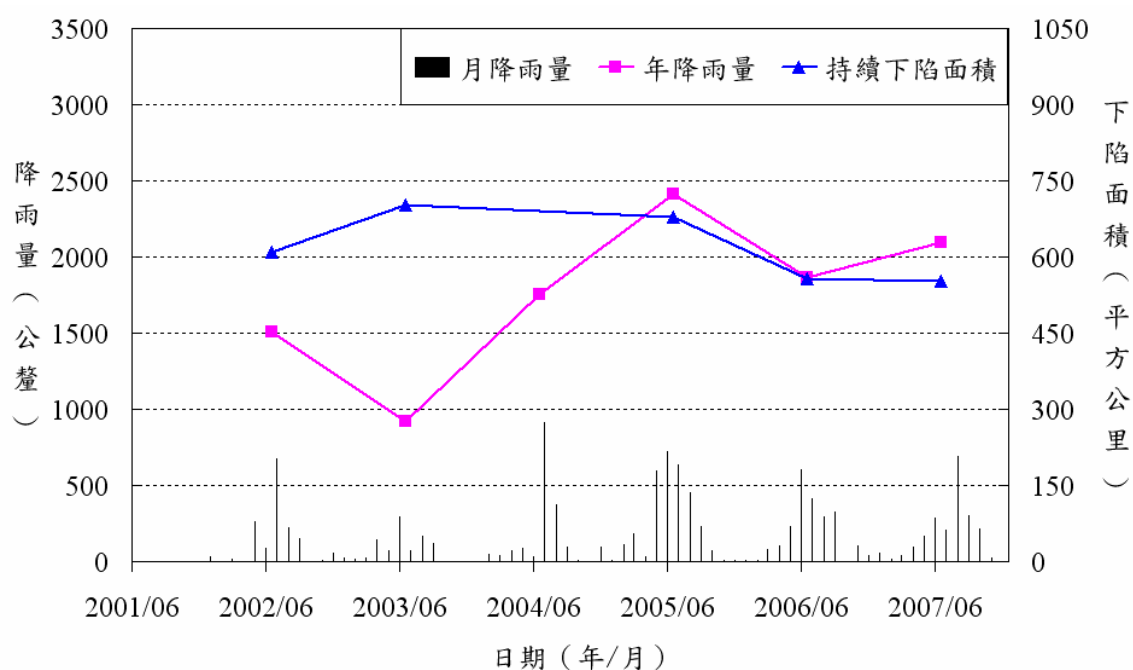


圖3-1-6 年平均及月平均雨量與持續下陷面積關係圖



### 3-2 地層下陷監測井

地表下陷監測方法（GPS與水準測量）並無法研判地層壓縮特性及各層次之壓縮比例，因此要評估地層下陷必須進一步將監測延伸至地下，透過地層下陷監測井之設置及觀測了解地底下之壓縮行為。以下將介紹各種不同地層下陷監測井之型式及目前最普遍使用之地層下陷監測井。

#### 3-2-1 地層下陷監測井的形式

根據水利署及中央地調所之調查資料，濁水溪沖積平原及嘉南平原之地層主要由未壓密之砂、粉砂、泥及粘土層所組成，地層之水平延伸性長約數公里以上，沖積厚度則數百公尺（參考2-2節），此類地層在地下水層超量使用後，地層垂直向變形之影響效應比水平向變形明顯，因此地層下陷監測井一般以監測垂直向下陷為主。

國內已有多型之地層下陷監測井應用於實地之監測，參考圖3-2-1為台灣地區常用之監測井型式，並整理各型式地層下陷監測井之優劣如表3-2-1。

表3-2-1 地層下陷監測井之特性比較表

| 監測井型式 | 優點   | 缺點   |
|-------|--|--|
| 磁環分層式 | <ul style="list-style-type: none"><li>• 測讀精度高</li><li>• 耐久性佳</li><li>• 適合大深度量測</li><li>• 監測層次具彈性</li></ul> | <ul style="list-style-type: none"><li>• 難以自動化量測</li><li>• 成本高</li></ul>                  |
| 鋼索式   | <ul style="list-style-type: none"><li>• 簡單且容易設置</li><li>• 成本低廉</li></ul>                                   | <ul style="list-style-type: none"><li>• 誤差較大，精度較低</li><li>• 設備較易受鹽化侵蝕</li></ul>          |
| 多點伸張式 | <ul style="list-style-type: none"><li>• 可多層量測</li><li>• 量測容易可自動化監測</li></ul>                               | <ul style="list-style-type: none"><li>• 設置過程需非常謹慎，否則極易影響監測之準確性</li><li>• 設置成本高</li></ul> |
| 鋼管式   | <ul style="list-style-type: none"><li>• 可自動觀測</li><li>• 設置較容易</li></ul>                                    | <ul style="list-style-type: none"><li>• 易受地層摩擦力影響</li><li>• 僅單層監測</li></ul>              |



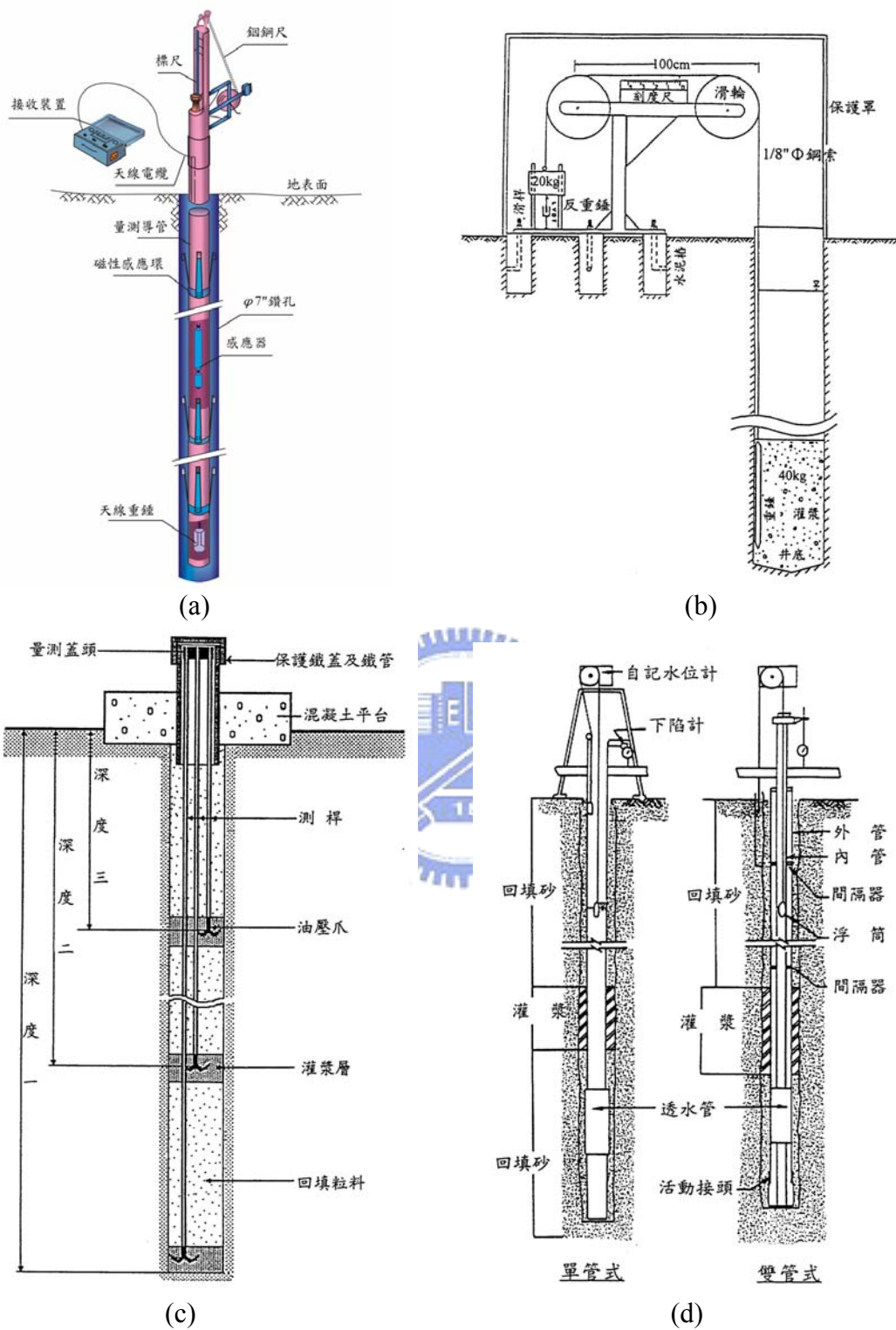


圖3-2-1 常用之地層下陷監測井型式

(a)磁環分層式監測井示意圖(b)鋼索式監測井示意圖(c)多點伸張式監測井示意圖(d)鋼管式監測井示意圖



### 3-2-2 磁環分層式地層下陷監測井介紹

上述之地層下陷監測井型式中，以磁環分層式地層下陷監測井（以下簡稱地陷監測井）較適用於複雜之沖積平原地層(Liu et al., 2004)，目前全台灣之地層下陷監測井多屬此型式，分佈於濁水溪沖積扇的地陷監測井如圖3-2-2。地陷監測井的構造係將磁性感應環預先錨定於地層不同深度，再利用無線電波感應偵測設備量測每一感應環距地表之深度，並分析各層次之壓縮量，以瞭解地層不同深度之沉陷變化，進而找出地層下主要壓縮深度及壓縮範圍。其特點為可多層且有彈性的設定監測層次，量測精度及穩定性高，耐用性良好等優點。

地陷監測井初期設置時，首先必須鑿設預定深度之直井，同時進行地球物理井測，找出地層不同層次之分界，再將磁性感應環及PVC管等材料埋入地層中，因此初期設置成本高，後續維護上需定期洗井，避免因淤積而無法量測。目前全台灣此種監測井監測深度僅地表至深度300公尺，300公尺以下則無法觀測。

此外，各地層下陷區皆設有地下水位觀測井(圖3-2-3)，依據地層狀況分層觀測其地下水位變化情形，若搭配地層下陷井之監測數據，不僅可分析地層壓縮機制(應力應變狀況)，同時亦可找出嚴重下陷區之主要抽水源，作為防治政策之參考。

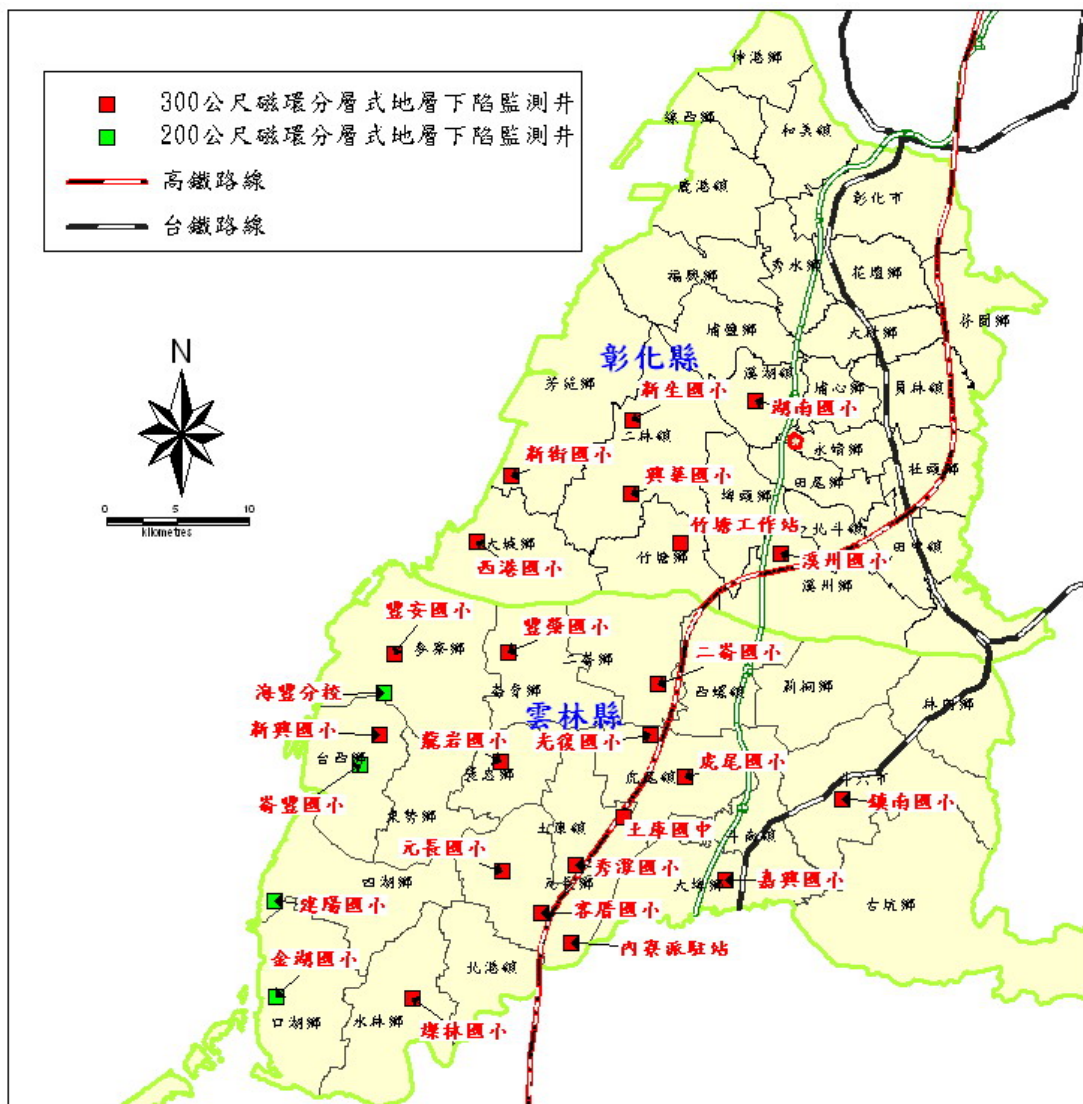


圖3-2-2 濁水溪沖積扇內地陷監測井分佈圖

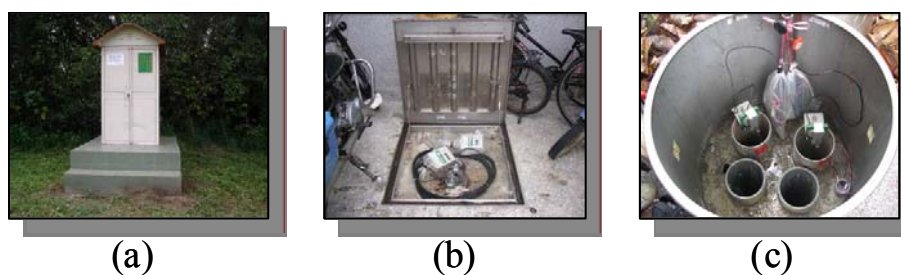


圖3-2-3 地下水位觀測井

備柱：

- (a) 站房式地下水位觀測井，為現今最普遍之水位觀測井型式
- (b) 平面式地下水位觀測井，為因應現場需求將水位觀測儀器置於地表下
- (c) 圓柱型地下水位觀測井，大小為(a)之三分之一，外觀較不突兀，配合現場景觀需求

### 3-2-3 磁環分層式地層下陷監測井量測誤差分析

為有效掌握地層之壓縮變化，除設有多層次觀測之地陷監測井，也必須具備高精度之量測設備。本節針對本研究所使用之無線電波磁感應量測設備進行量測誤差分析，採用現場多次量測並配合數學之不確定度分析理論驗證其量測精度，以下將說明各項考慮因素及其結果。

#### 1、不確定度評估項目

校驗作業主要由現場量測人員直接讀取銹鋼尺之刻度而得，故評估項目考慮兩項：一為銹鋼尺解析度造成之不確定度影響： $X_1$ ；另一為現場量測過程中環境及人員等造成之不確定度影響： $X_2$ ；其數學模式為 $Y = X_1 + X_2$ 。

#### 2、標準不確定度評估

##### (1) 銹鋼捲尺解析度

由於讀值是直接由銹鋼捲尺讀得，銹鋼捲尺之解析度為1mm，其不確定度以B型評估，假設解析度之變異呈矩形分佈，則標準不確定度為 $u1 = 0.1 \times (1/2) / \sqrt{3} = 0.029$ 公分

標準不確定度B型評估法是根據假設之機率密度函數，亦即以主觀機率計算。它通常用來評估無法量測或不需量測的可能變異，如對已有之量測數據、經驗值或公認值，製造廠商給予之儀器規格，校正報告或其他證明之數據，以及從參考手冊內查得之參考數據等數值，可假設其機率密度函數，求出近乎標準差。而此類型之機率密度函數可假設為矩形分配，即每一個的發生機率均相等，此假設為比較保守與常用的方法。

##### (2) 環境及人員等隨機效應

此種隨機性所導致之可能變異以彰化溪洲國小監測

站進行測試，採實作方式，以A型評估方法進行分析。

執行方式為選取三組不同感應環位置，109 公尺、203公尺及295公尺，進行方式為只在探測器下井時讀取此三組數據，如此進行十個循環，取得十次試驗數據，資料整理如表3-2-2。

三組試驗中取第二組之測試結果，即環境及人員等隨機性之變異取0.07公分，所以此部分之標準不確定度為 $0.07/\sqrt{10}=0.022$ 公分。

標準不確定度A型評估法是根據量測所得之數據依其頻率分布所推導出之機率密度函數以計算標準不確定度。此評估方法通常用以評估量測的重複性及隨機性所導致之可能變異，包括計算一組觀測值之標準差，或計算回歸曲線之標準差，或經由變異數分析計算標準差，實務中最常使用的是計算觀測值之標準差。其理論係根據中央極限定理，如果從平均值為 $\mu$ ，變異數為 $\sigma^2$ 的一個無限或大母體，抽出大小為 $n$ 的隨機樣本。則樣本平均值的抽樣分配將趨近於平均值 $\mu$ ，標準差為 $\sigma/\sqrt{n}$ 的常態分配。若已知母體為常態，則隨機樣本亦呈常態分布，則標準不確定度可以標準差表示。但由於母體的變異為未知，根據機率與統計理論，可以樣本之變異數取代母體的變異數，因此對 $n$ 個獨立重覆之量測值，其標準不確定度是可以根據重複量測值所計算之平均值標準差表示。



表3-2-2 溪州站感應環位置試驗結果

| 單位：m    | 第一組     | 第二組     | 第三組     | 三組平均    | 三組加總    |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 第一次     | 109.251 | 203.342 | 295.994 | 202.862 | 608.587 |
| 第二次     | 109.251 | 203.341 | 295.993 | 202.862 | 608.585 |
| 第三次     | 109.251 | 203.342 | 295.993 | 202.862 | 608.586 |
| 第四次     | 109.251 | 203.341 | 295.993 | 202.862 | 608.585 |
| 第五次     | 109.250 | 203.342 | 295.993 | 202.862 | 608.585 |
| 第六次     | 109.250 | 203.341 | 295.993 | 202.861 | 608.584 |
| 第七次     | 109.251 | 203.343 | 295.994 | 202.863 | 608.588 |
| 第八次     | 109.251 | 203.342 | 295.993 | 202.862 | 608.586 |
| 第九次     | 109.251 | 203.341 | 295.993 | 202.862 | 608.585 |
| 第十次     | 109.251 | 203.342 | 295.993 | 202.862 | 608.586 |
| 平均值     | 109.251 | 203.342 | 295.993 | 202.862 | 608.586 |
| 標準偏差    | 0.0004  | 0.0007  | 0.0004  | 0.0004  | 0.0012  |
| 最大與最小差值 | 0.001   | 0.002   | 0.001   | 0.0014  | 0.004   |

註：十次資料皆為下井時之量測值，單位為公尺

### 3. 組合標準不確定度

組合標準不確定度是將測試過程每一個量測值之標準不確定度適當組合而得。如果測試過程中每一個量測值，修正值或相關參數值都互相獨立，則根據不確定度傳播定律，測試結果之組合標準不確定度，為每一個量測值，修正值或相關參數值之標準不確定度乘以敏感係數的平方後，相加所得總和之正平方根。而敏感係數為當某一個值變動時，對測試結果的影響，係由偏微分方法或經驗法則求得。針對本案例兩個不確定度來源之敏感係數為1，係以偏微分方法求得，故計算結果組合標準不確定度為0.0363公分，計算過程如表3-2-3。

### 4. 擴充不確定度

擴充不確定度主要定義量測結果所代表的量，通常以所根據之信心水準，選擇一個擴充係數乘上組合標準不確定度表示。實務中根據機率理論，許多彼此相互獨立的隨機變數和，如果沒有某個隨機變數具有特別的重要性時，將趨近於常態分布之

特性，與這些隨機變數是何種分布無關。所以根據常態分布之特性，信心水準為95%時，擴充係數為2；信心水準為99%時，擴充係數為3。

故根據溪州站之測試結果，於信心水準95%，則每一次的量測值其擴充不確定度為0.07公分，即其量測精度為 $\pm 0.07$ 公分。

表3-2-3 不確定度分析結果表

| 不確定度<br>來源  | 機率<br>分配 | 計算<br>因子    | 標準不確定度<br>$u_i$ | 敏感係數<br>$c_i$ |
|---|----------|-------------|-----------------|---------------|
| 銹鋼捲尺<br>解析度<br>( $X_1$ )  | 矩形       | $\sqrt{3}$  | 0.029 公分        | 1             |
| 環境及人員<br>等隨機性<br>( $X_2$ )  | 常態       | $\sqrt{10}$ | 0.022 公分        | 1             |
| 由於 $Y = X_1 + X_2$ ，經由誤差傳播： $\sigma_y = \sqrt{(u_1 \times c_1)^2 + (u_2 \times c_2)^2} = 0.036$<br>擴充相對不確定度 $= 2 \times 0.036 = 0.072$ 公分 |          |             |                 |               |



### 3-3 GPS測量

GPS全球定位系統（Global Positioning System）在經歷三十多年的發展過程，目前在各項理論及應用技術上已趨成熟，並已成為當前最重要之一項空間大地測量(Space Geodesy)定位技術。

本章節將說明GPS測量的誤差來源與解算方法，並依照GPS的測量方式，分為Campaign GPS與Continuous GPS兩種方式，說明其解算成果。

#### 3-3-1 GPS誤差分析

GPS衛星接收儀所記錄的相位觀測量中含有各種誤差，如衛星軌道誤差（Orbit Error）、衛星及接收儀時錶誤差（Clock Error）、電離層延遲誤差（Ionospheric Delay）、對流層延遲誤差（Tropospheric Delay）、固定站坐標誤差（Fixed Station Error）、週波脫落（Cycle Slips）、整週波未定值求解誤差（Integer Cycle Ambiguity）、雜訊及多路徑效應（Multipath Effect）、天線相位中心變化誤差（Antenna Phase Center Variation）等，其中有些利用差分方法（differential）可消除或降低，有些用模式可有效地修正，有些則須率定才能得知，有些則無法預測也無法修正，只能儘量避免發生，因此，以下分別針對各種誤差略作探討。

##### (1) GPS衛星軌道誤差

一般就GPS絕對定位而言，由於將GPS衛星的位置視為已知，所以衛星軌道的任何誤差，都會直接影響到測站位置的精度；而在相對定位時，雖然軌道誤差的影響會略為減弱，但當基線較長且精度要求嚴格時，軌道誤差的影響也不可忽視。一般探討衛星軌道品質與基線精度之關係時，常用下列的經驗公式，來表示（Colombo,1986）：

$$\frac{|\Delta \mathbf{R}|}{\rho} = \frac{|\Delta \mathbf{B}|}{B} \quad (3-22)$$

其中：

$|\Delta R|$ ：為衛星軌道誤差

$\rho$ ：為衛星與測站間之距離

$|\Delta B|$ ：為基線長之誤差量

$B$ ：為測站之基線長

當  $\Delta R$  誤差量達 20 m 時 ( $\rho \approx 2 \times 10^{-7}$  m)，則對基線的影響量約為 1 ppm，而此誤差約為一般衛星廣播星曆的精度極限，而若就 IGS 精密星曆而言，經實際驗證現今之軌道精度約在 5 公分左右，亦即軌道對基線之影響甚小，約 2.5 ppb ( $10^{-9}$ )，也就是說對 1000 公里長的基線，軌道誤差對基線之影響僅 2.5 mm 而已。

## (2) 對流層延遲誤差

對流層乃指地表算起向上約 50 公里高度範圍的大氣層，其包含了對流層、對流層底及同溫層（劉至忠, 1994）。GPS 電磁波經過對流層會產生延遲效應，其影響量對  $L_1$  及  $L_2$  是相同的，吾人無法自觀測量直接消去此一影響量；只能利用差分方式降低其效應，或假設各站之效應是相同的，於差分方程式中捨棄之，即忽略其效應；或利用各種氣象模式，如 Saastamoinen、Hopfield 等對流層修正模式，使用地面觀測的氣象資料，或以海平面標準大氣 ( $15^\circ\text{C}$ ，1013.25 mb，相對濕度 50 %) 來修正，或聯合氣象資料與外加參數，加以推求。對流層折射的影響可分為乾分量與濕分量兩部份，該影響量隨觀測衛星的高度、測站緯度以及測站位置之高度而異，乾分量與大氣溫度及氣壓有關，而濕分量主要與訊號傳播路徑上的大氣濕度有關，當衛星位於天頂方向時，對流層乾分量的影響約佔整體對流層影響之 90%，該影響量可藉由地面的大氣資料估計得到。濕分量的影響雖僅佔整體影響之 10 ~ 15%，但由於較難有效掌

握而無法準確測定，其儼然成為GPS衛星定位測量的主要誤差，尤其對於高程測量的影響更為顯著。降低對流層折射影響，一般有下列處理方式(Dodson et al., 1996)：

- (a) 資料後處理時避免採用低角度(通常為15 度以下)仰角之觀測量，並利用差分觀測的方式，即測站距離不大時，可利用對同一衛星的同步觀測量進行差分處理，以減低對流層的影響量，但需注意當距離加大時，則其影響程度亦隨之放大。
- (b) 採用對流層數學模式進行改正。例如：Saastamoinen、Hopfield等對流層修正模式，並可進一步另引入修正模式的附加參數，與待求參數一併解算，並據以修正之。
- (c) 利用水波輻射儀(Water Vapour Radiometer)的觀測量，以外部修正的方式推求大氣中的水蒸氣含量，進而修正對流層延遲的影響。

### (3) 電離層延遲誤差

大氣的電離層約分佈在地表面上50 ~ 1000km 的空間，在此空間內充滿對無線電訊號影響極大的電子。GPS 衛星訊號與電磁波訊號一樣，當其通過電離層時將受其擴散特性之影響而造成訊號的延遲。電離層延遲誤差與訊號傳播路徑之介質折射率以及電子總量(Total Electron Content, TEC)，亦即電子密度有關，電子密度隨著季節及太陽黑子之週期變化而不同，電離層的折射與觀測時間亦有相關，在GPS 定位測量中，常採取下列措施來減低電離層延遲誤差的影響：

- (a) 利用GPS 雙頻觀測量：電離層延遲誤差為訊號的函數，通常均可採用GPS 雙頻 $L_1$  與 $L_2$  觀測量的線性函數，組合成無電離層效應之 $L_3$ 觀測量來消除電離層

的影響，其效果約可達95%。

- (b) 利用差分觀測量之方式：當觀測站的距離較近時，可利用兩部或多部衛星接收儀的觀測資料對同一組衛星進行差分計算，如此可減弱或降低電離層延遲誤差之影響。
- (c) 利用電離層模式進行修正：若僅有單頻的觀測資料，一般採用估計的電離層模式或者運用已有的修正模式進行改正。

#### (4) 衛星及接收儀時錶誤差

在GPS測量中，均要求衛星時鐘與接收儀時鐘保持同步，如果接收儀時鐘與衛星時鐘之間的同步誤差為1  $\mu$ s，則由此所引起的等效距離誤差約為300 m。實際上，儘管GPS衛星上均裝有高精度的原子鐘，但是它們與理想的GPS時之間仍存在著難以避免的偏差或漂移，這些偏差的總量均在1ms以內，而由此引起的等效距離誤差約可達300 km (Wells, 1986)。接收儀時錶誤差常可藉由原始相位觀測量，經二次差所組成的相位觀測方程式中被消除；而衛星的時錶誤差之影響量，只有在長基線（1000公里以上）或固定站及接收儀時錶穩定性不佳時才會顯著。

#### (5) 天線相位中心誤差

GPS 接收儀的天線盤相位中心為GPS觀測訊號之收集點，理論言之，相位中心的位置應保持一致，然而實際並非如此(Imakiire, 1997)，相位中心實際上會隨著GPS 訊號進入的高度與方位角不同而改變，亦即相位中心之瞬時位置與理論位置經常不為同點，且 $L_1$ 與 $L_2$ 之相位中心大多各自獨立不會重合，且各儀器廠牌的GPS 天線盤相位中心亦不相同，換算公式、改正模式與修正參數也互異，故在同一觀測網中，應儘可能使用同一類型的GPS 接收天線盤，如此在短基線求解中，可藉由觀測條件大致相同而可

相互消除，對於長基線的計算，亦較能有效掌握其影響量；相反的若使用不同類型的天線盤，則勢必增加資料處理的複雜性，此時即須以原廠提供的相位中心率定值謹慎處理相位中心誤差量。

#### (6) 整數週波未定值求解誤差

利用 GPS 載波相位觀測量進行定位乃為現今普遍採行之方式，完整的載波相位由整週波未定值與整數週波計數值以及小數週波值所組成，當某觀測時刻啟動接收儀進行觀測時，儀器即自動測定並記錄自開始接收時刻至結束接收時刻之間累計的整週波數與小數週波值，這些量均可精確獲得。但是，在啟動時刻，訊號自衛星到接收儀之間的整週波數卻無法得知，即稱為整週波未定值。如果 GPS 接收儀持續且未中斷的接收衛星訊號，則整週波未定值並不會改變，可由 GPS 的觀測量推算得到，當觀測量累積越多，則整週波未定值的求解成果越穩定、可靠，誤差越小，反之，則不易得到正確整數值且可靠度較低，求解誤差隨之增大，而影響定位成果(曾清涼及儲慶美，1999)。如果 GPS 的接收訊號發生訊號失鎖或週波脫落的情形，則整週波未定值亦將隨之改變，不再維持起始時刻的整數值，此時必須重新求解。若觀測資料出現週波脫落的現象頻繁，則必然增加衛星定位解算的困難度與複雜性，同時整週波未定值亦會由於觀測量較少而不易解算，誤差也相對放大，甚至無法求解，導致定位失敗。

#### (7) 週波脫落

接收儀在接收衛星訊號期間，若持續維持在「鎖定狀態」，則載波相位整週波數的變化便可由接收儀自動地計數，但是由衛星發射的訊號在傳播路徑當中，有時因多路徑效應、電離層變化劇烈、都卜勒效應、訊雜比太小、停電中斷等原因，導致接收儀訊號中斷，造成週波數不連續



之現象，此情形稱為「週波脫落」。

週波脫落現象在載波相位測量中是經常發生的，它對距離觀測的影響和週波未定值的影響相似，在精密的定位處理中是一個非常重要的問題，必須小心加以偵測及修復，目前一般軟體皆具有自動偵測及修復週波脫落之功能。有效地消除週波脫落乃是提高精度的基本要項，而消除週波脫落最好的方法則是事前選用穩定性高、品質好的接收儀進行觀測，並慎選測站環境，避免多路徑效應，其次再以多項式密合（fitting）或微分法（一次微分，二次微分）或三次差等方式進行偵測與補償（Wells, 1986）。

#### (8) 多路徑效應

GPS衛星定位測量之多路徑效應誤差是指GPS接收儀收錄之衛星訊號包含直接路徑及非直接路徑兩部分，非直接路徑訊號是由衛星訊號傳輸過程（衛星多路徑效應）或接收天線周圍環境（測站多路徑效應）經折射干擾造成之衛星或測站多路徑訊號。如考量自地面反射GPS衛星訊號之多路徑情形如圖3-3-1所示，可建立下列關係（Johnson, 1995）：

$$ep = 2h \times \sin \theta \quad (3-23)$$

$$\beta = \frac{ep}{\lambda} \times 2\pi + \pi = \frac{4\pi h \sin \theta}{\lambda} + \pi \quad (3-24)$$

上兩式中：

$ep$  = 反射訊號之超長距

$h$  = 天線高

$\theta$  = 衛星垂直角

$\beta$  = 反射訊號之超長相位角

$\lambda$  = 訊號波長

多路徑效應對於GPS觀測而言，乃屬較不易掌握的隨機誤差，其隨天線周圍反射面的性質而異，但若在同一地



點，當所觀測衛星的分佈相似時，其多路徑效應將會週期性重複出現。

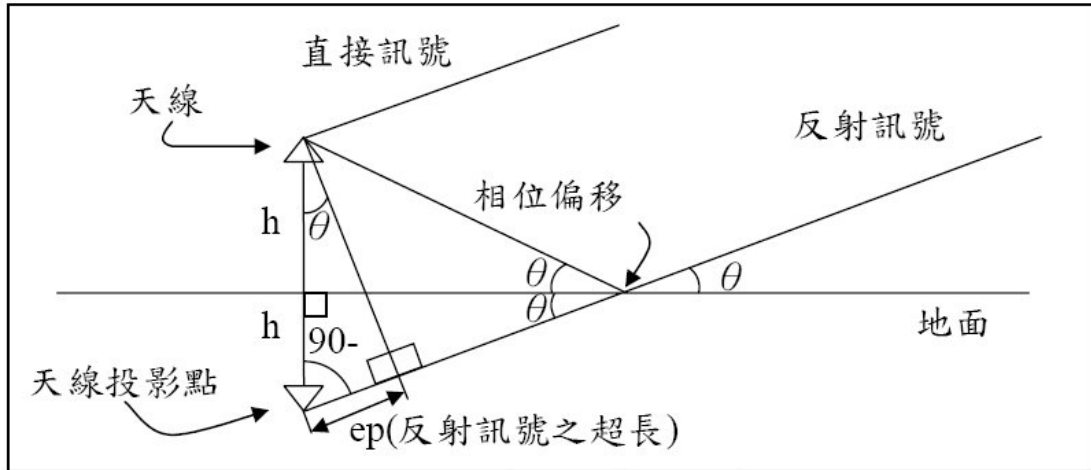


圖3-3-1 多路徑效應幾何關係圖  
(修改自葉大綱,2005)

#### (9) 固定站坐標誤差

固定站之絕對坐標常透過VLBI或SLR 觀測方式求得；或以加入CIGNET (Cooperative International GPS NETwork) 或IGS等方式，交換資料計算得知固定站之坐標；或者以單點定位、或由已知點相對定位方式推求測站之絕對坐標。

在相對定位的基線解法上，通常以固定一個已知測站之坐標，以此測站坐標為基準來推求其他測站之相對基線分量，因此固定測站間的相對精度及其絕對坐標之誤差，皆會影響基線求解的精度。一般而言，絕對坐標之誤差可在5公分以內，對測區的基線求解影響應不會太大，反而是固定站間相對的誤差對測區之影響才會顯著 (Beutler, 1988)。

### 3-3-2 GPS解算流程

在本研究中，觀測資料品質指標利用TEQC學術用軟體進行解算；而GPS資料解算處理，則採用Bernese 4.2版學術用軟體(Beutler et al., 2001)，相關說明如下：

#### (1) Bernese 軟體介紹

##### (a) 軟體說明

本研究所使用之GPS計算軟體為Bernese 4.2版。Bernese 4.2版GPS資料處理軟體是由瑞士伯恩大學天文研究所(Institute of Astronomy, University of Berne)研發。該軟體除了具有一般性GPS資料處理功能外，同時也具備有計算軌道參數、極運動(Polar Motion)參數、地球旋轉(Earth Rotation)參數與模擬GPS資料之功能，並有可以客製化設計，利用BPE (Bernese Processing Engine) 功能，自動化處理週期性GPS資料。

##### (b) 軟體計算流程

GPS衛星測量資料計算處理流程，如圖3-3-2所示，其概略流程如下：

- (i) 將同時段之原始觀測資料轉換為IGS所定義之標準交換格式(Receiver Independent Exchange Format，簡稱RINEX)，將之轉換成Bernese資料格式。
  - (ii) 讀取IGS精密星曆中各衛星之時錶資訊。
  - (iii) 轉換精密星曆(Precise Ephemeris)組成Bernese格式軌道，做為資料編修與後處理之用。
- 進行電碼資料檢查(Code Check)，剔除錯誤之觀測量。

配合精密星曆之軌道資料以進行單點定位

(Single Point Position)，計算測站座標及接收儀的時錶改正量。

利用最多觀測量之原則，組成一次差相位觀測量(Single Differnce)，組成線性獨立的一次差觀測量。

利用三次差成果以雙站式之L1及L2進行週波脫落(Cycle Slip)之偵測與補償。

以上述觀測量組成二次差進行各種參數估算。結合不同時段的法方程式，平差各監測點最後坐標。



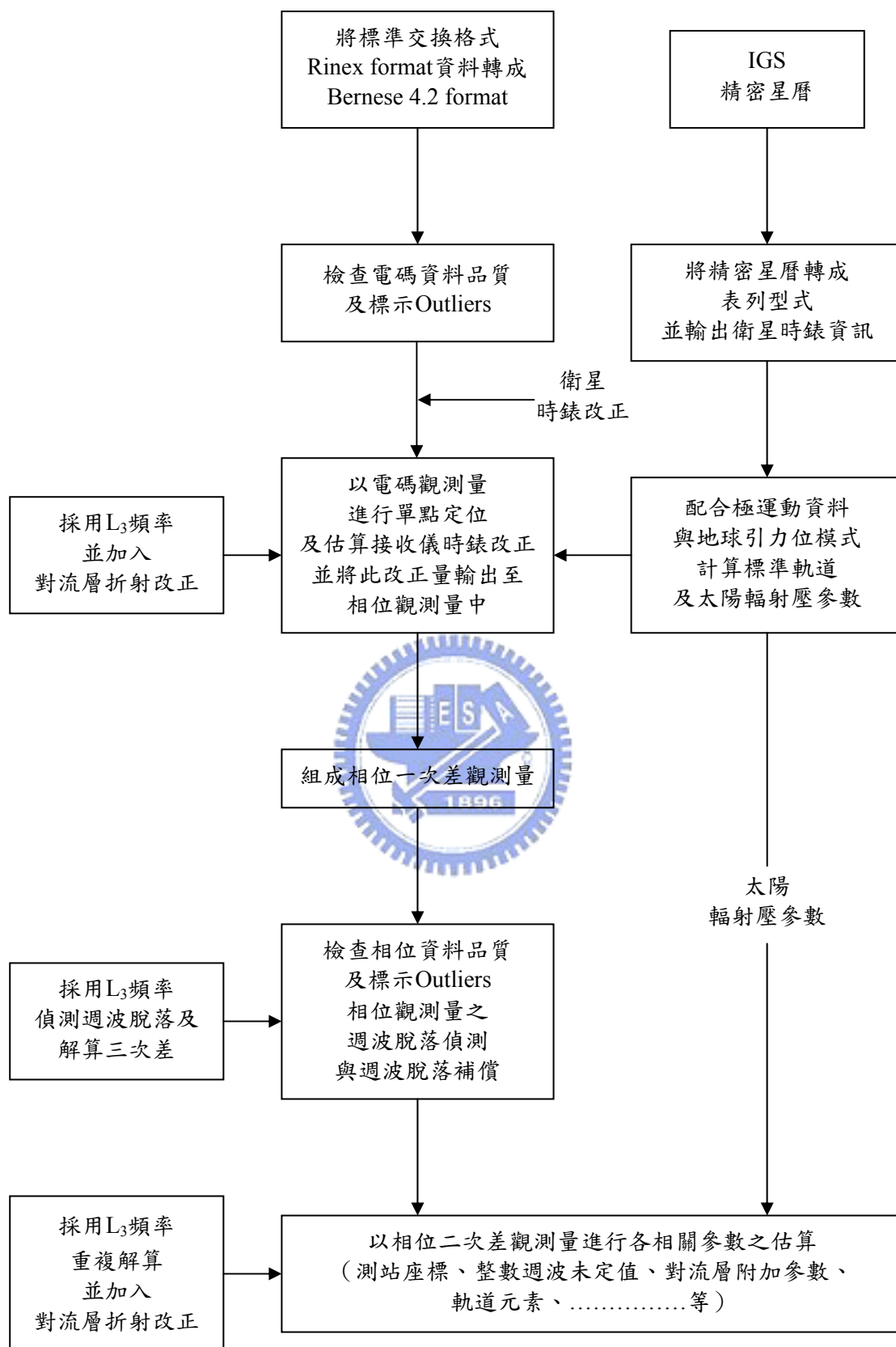


圖3-3-2 Bernese軟體計算座標流程  
(Beutler et al., 2001)

## (2) 平差處理模式

GPS測量成果的品質，著重於資料處理過程是否完善，GPS網形平差模式包括選定坐標基準以及應用誤差消除模式等，分述如下：

### (a) 坐標基準

包括坐標參考站、坐標來源、參考時刻。

### (b) 誤差消除模式

包括消除電離層延遲模式、消除對流層延遲模式、天線相位中心改正。

雲林地區坐標參考站（WR12）的坐標來源主要是根據內政部的七個衛星追蹤站聯測而得。為求有效降低電離層對GPS定位測量之影響，採用雙頻L1及L2的線性組合無電離層效應之觀測量L3以消除一階影響量，對於對流層改正模式則採用Saastamoinen標準大氣模式來推出對流層的誤差。計算中為降低衛星軌道誤差影響整體計算的精度，因此使用IGS所提供的GPS精密星曆，以提高整體計算的精度。綜合前述各項在網形平差計算過程中所使用的模式功能，將其相關資料詳列於表3-3-1。

**表3-3-1 GPS計算處理模式**

| 項目                              | 模式  |
|---------------------------------|---|
| Software                        | Bernese 4.2   |
| GPS orbit                       | Precise Ephemeris ( SP3 Format )                                  |
| Ionospheric bias                | Differencing and local ionospheric model                          |
| Tropospheric bias               | Saastomoinen model  |
| Antenna phase center correction | Elevation-and-azimuth dependent correction based on the NGS model |
| Ambiguity resolution            | QIF ( Quasi-Ionosphere-Free ) model                               |

### (3) TEQC 軟體介紹

TEQC ( Translation, Editing, and Quality Check ) 軟體是由 UNAVCO ( University NAVSTAR Consortium ) ( UNAVCO, 2004 )。TEQC的主要功能可分為三大部分，如所示，茲分別詳述如下：

#### (a) 翻譯(Translation)

可以讀入並翻譯各廠牌之 Binary 格式，並輸出為 Rinex 共通格式。

#### (b) 編輯(Editing)

可用以編輯、修改、切割、接合觀測資料，還可進行資料取樣間隔的編修。

#### (c) 品質檢驗(Quality Check)

可以用來檢驗 GPS 雙頻靜態及動態觀測資料之品質好壞。

本研究主要應用 TEQC 軟體，分析 GPS 固定站的訊號品質 ( MP1 與 NP2 )，以確認 GPS 固定站資料是否納入分析。



### 3-3-3 雲林地區高鐵沿線Campaign GPS資料分析

Campaign GPS主要為靜態GPS測量，本研究應用專利設計之GPS監測樁，安裝於高速鐵路的橋面上，每6個月觀測一次，以分析GPS測量之高程精度，本小節將分為下列三個部分加以說明。

- A、GPS監測樁形式；
- B、GPS網型規劃；
- C、Campaign GPS測量成果；

#### 3-3-3-1 GPS監測樁形式

傳統之GPS測量是架設三角架（如圖3-3-3），並利用求心儀對準在地面的監測點，同時使用量尺量測天線高，由於利用GPS測量高程變化，需要長時間觀測，上述方法容易因為角架的鬆脫，求心儀的誤差或量測天線高的誤差，進而影響GPS的整體觀測精度。

根據美國NGS58的測量規範（Zildoski et al., 1997），GPS測量若要達到2公分以內的高程測量精度，則必須使用強制定心、定平與固定高的結構裝置，因此本研究研發了具有：佔地面積小、架設穩定、強制對心、固定高度(利於測高)與不易破壞遺失的GPS監測樁結構（如圖3-3-4），該結構亦獲得中華民國新型第一八二七八一號專利，其不僅可以安裝於地面上，同時該結構亦設置在高速鐵路的橋面板上，在高速鐵路210K~240K之間，每2公里設置一個GPS監測樁（如圖3-3-5）。



圖3-3-3 傳統GPS測量方法

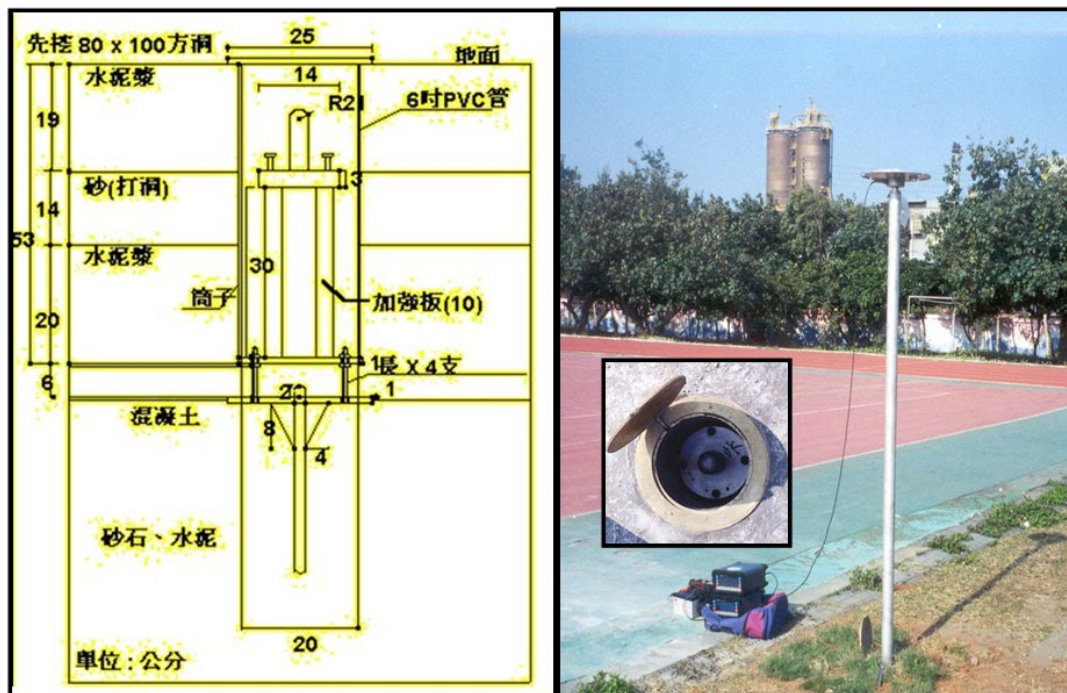


圖3-3-4 本文GPS監測樁規格（左）及現地測量示意圖



圖3-3-5 雲林地區高鐵橋面主基站監測點

### 3-3-3-2 GPS網形規劃

高速鐵路GPS監測網由210K起至240K止，每2公里設置1個GPS監測樁，橋面上共設置16個監測樁位，而座標參考站則設置在雲林縣林內鄉林內國小，該站不僅可以測量GPS，同時可以作為水準測量樁，該站亦是雲林地區整個水準網的測量基準站，以方便GPS與水準測量可以相互比對。GPS監測樁點號點位如表3-3-2，分佈如圖3-3-6。

表3-3-2 雲林地區高速鐵路GPS監測樁點名點號表

| 編號 | 點號      | 點位       | 等級     |
|----|---------|----------|--------|
| 1  | WR12    | 林內國小     | 座標參考站  |
| 2  | GPSYL01 | 209K+979 | 主基站監測點 |
| 3  | GPSYL02 | 212K+684 | 主基站監測點 |
| 4  | GPSYL03 | 214K+019 | 主基站監測點 |
| 5  | GPSYL04 | 216K+094 | 主基站監測點 |
| 6  | GPSYL05 | 218K+170 | 主基站監測點 |
| 7  | GPSYL06 | 219K+905 | 主基站監測點 |
| 8  | GPSYL07 | 222K+160 | 主基站監測點 |
| 9  | GPSYL08 | 224K+051 | 主基站監測點 |
| 10 | GPSYL09 | 225K+885 | 主基站監測點 |
| 11 | GPSYL10 | 228K+589 | 主基站監測點 |
| 12 | GPSYL11 | 229K+978 | 主基站監測點 |
| 13 | GPSYL12 | 231K+949 | 主基站監測點 |
| 14 | GPSYL13 | 234K+200 | 主基站監測點 |
| 15 | GPSYL14 | 236K+179 | 主基站監測點 |
| 16 | GPSYL15 | 238K+179 | 主基站監測點 |
| 17 | GPSYL16 | 240K+334 | 主基站監測點 |



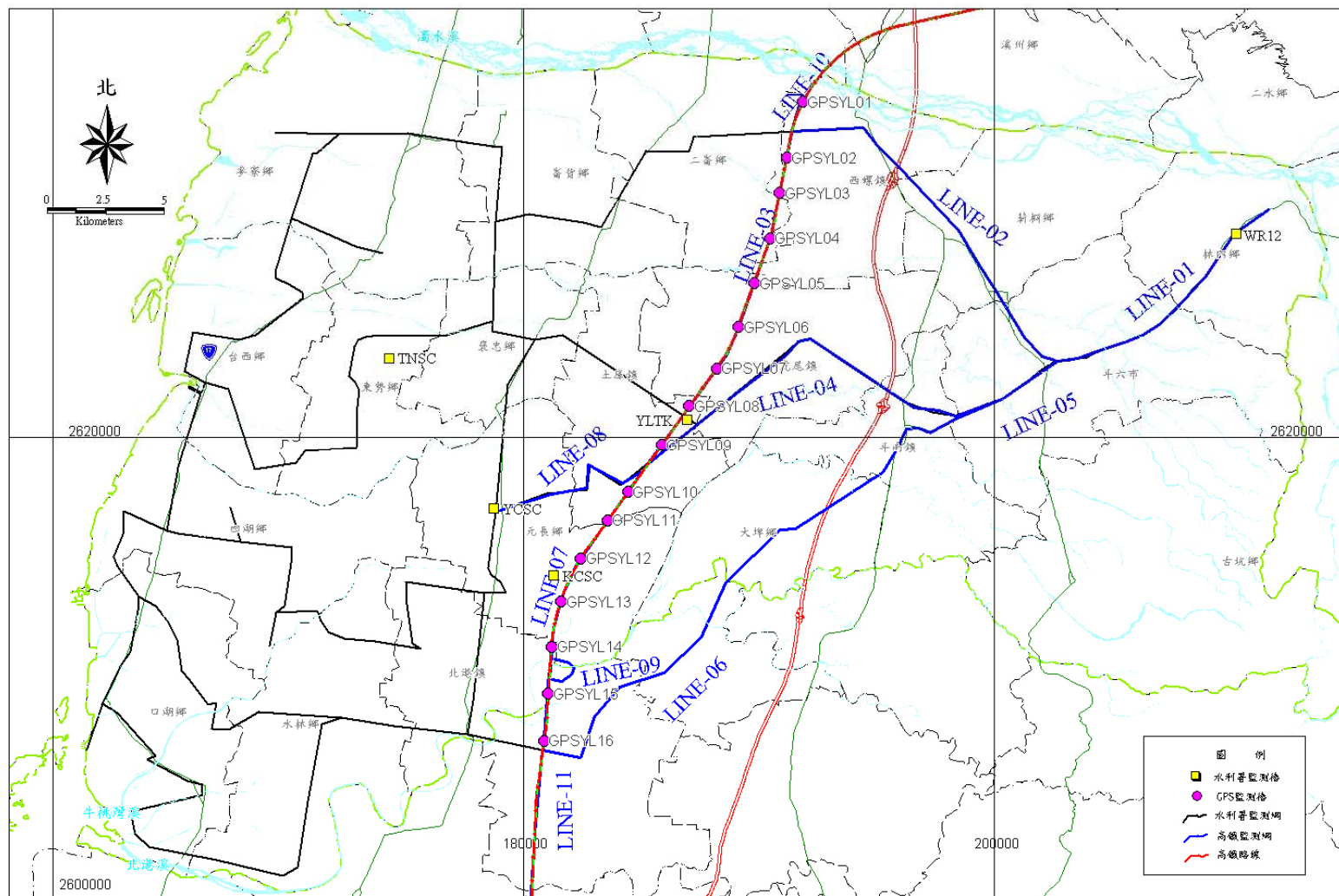


圖3-3-6 雲林地區GPS監測樁分佈圖

### 3-3-3-3 高鐵GPS測量成果

分析民國92年10月、民國93年10月與民國94年10月三個時段雲林地區GPS監測樁的下陷量，並套疊水準測量成果如圖3-3-7。

由圖3-3-7顯示：

- (1) 累積下陷量隨著時間的增長而持續增加，顯示雲林地區目前仍持續發生地層。
- (2) 表3-3-3說明GPS與水準測量測得之高程變化之差異，由數據顯示GPS測量的高程精度雖低於水準測量，但經由不同年度的下陷進行累積計算，則會因偶然誤差的消除，使得長時間的累積高程結果與水準測量更趨於一致。
- (3) 應用中央地質調查所（1995）之調查研究成果，將高鐵沿線相關鑽孔（如圖3-3-8）之鑽探資料，於高鐵東側繪製水文地質剖面圖，如圖3-3-9。由於田中—西螺地區位在扇頂，其地質大致由礫石及粗砂所構成巨厚單一富水層，因為礫石及粗砂不易產生壓縮，因此在高鐵里程216K北邊的路段並無產生下陷。而九隆—土庫位在扇央部份，由圖3-3-9中顯示，該區域中亦富含礫石及粗砂，因此區域內可富含地下水，但在虎尾地區為一漸變段，土層中出現具有壓縮性的粉砂、泥及黏土等材料，尤其以土庫地區的含量較多，因此一旦在該區域抽水，則導致虎尾地區快速下陷，而在土庫地區產生最大下陷。

表3-3-3 高鐵沿線GPS測量與水準測量差異比較表

| 時間             | 2004年 | 2005年 | 2006年 |
|----------------|-------|-------|-------|
| 均分根誤差<br>單位：公分 | 2.4   | 2.3   | 1.4   |



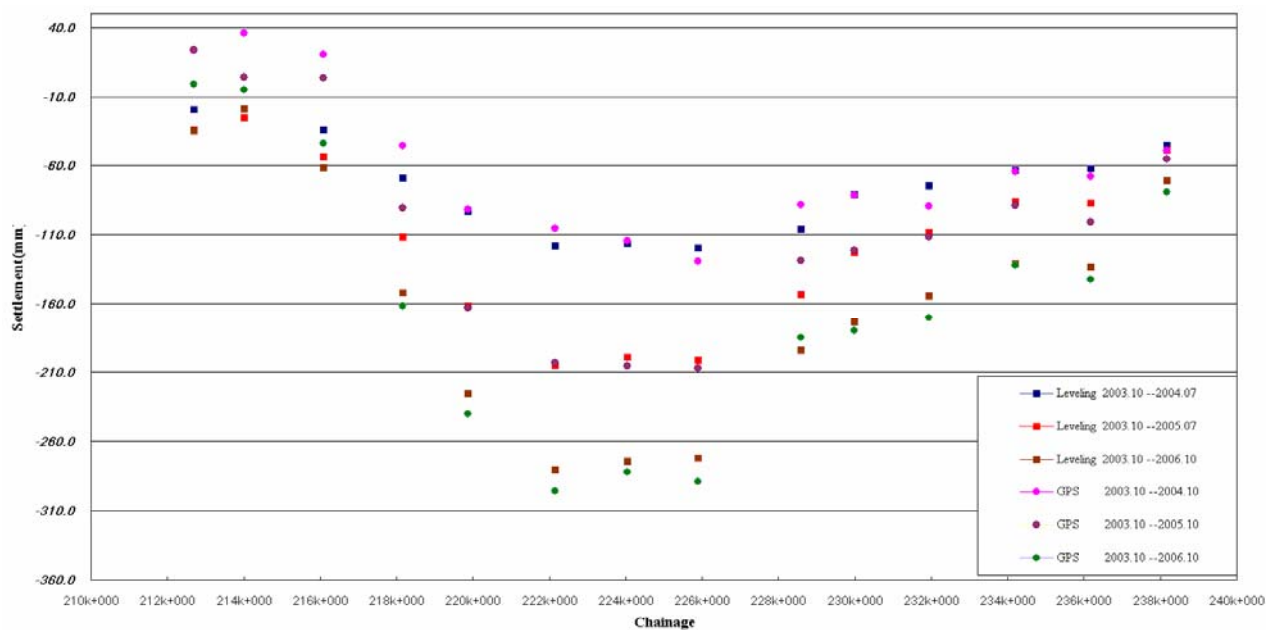


圖3-3-7 GPS測量與水準測量高程變化成果比較圖

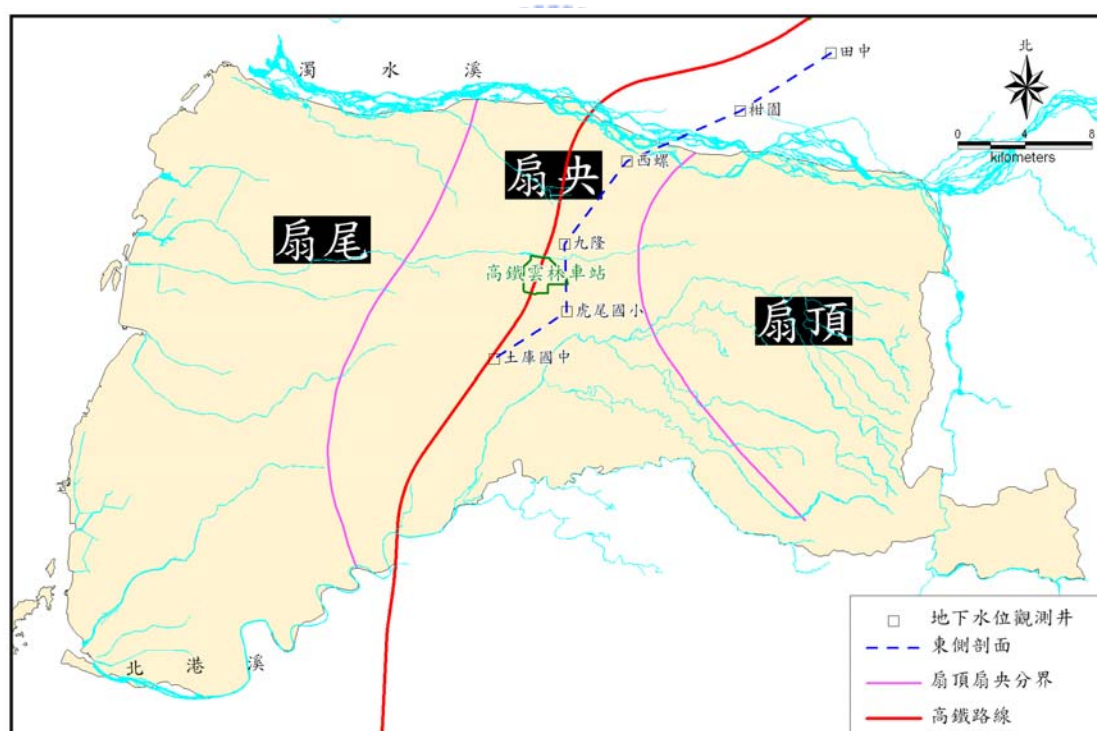


圖3-3-8 高鐵沿線水文鑽井位置示意圖

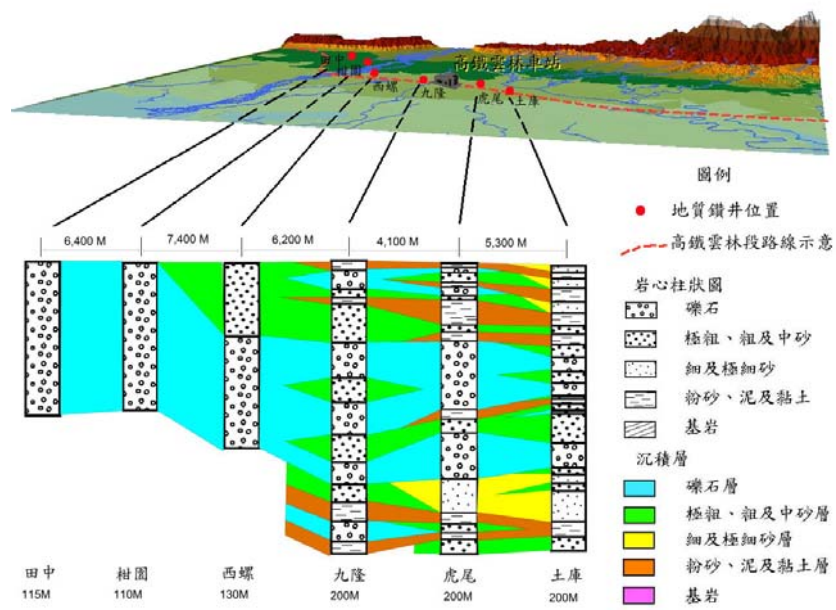


圖3-3-9 田中—土庫剖面(東側)之地質剖面圖



### 3-3-4 雲林地區Continuous GPS固定站資料分析

水準測量僅1年量測一次，而地陷監測井為1個月量測一次，為有效監測雲林地區下陷中心的變化，因此經濟部水利署於雲林地區之各個主要的下陷中心，設置24小時連續觀測的固定站，利用連續式觀測之GPS固定站，可以有效掌握下陷中心時間序列的下陷速率與水平位移變化，同時可將GPS固定站數據與水準測量及地陷監測井之監測資料，進行相互比對及驗證。

本小節內容主要可分為下列四個部分加以說明。


A、站址選擇

B、固定站之設計

C、訊號品質分析

D、雲林GPS固定站下陷分析果

#### (1) 站址選擇



地層下陷固定式GPS衛星固定站的站址選擇主要可分為主觀因素與客觀因素兩大項來說明。客觀因素方面，固定站應具備有位置永久性、交通方便、附近有人看管。主觀因素方面，因地層下陷GPS固定站主要目的為監測地層下陷資訊，因此其位址必須在地層下陷中心且附近最好應具備有地層下陷監測井、地下水位量測井及水準點。以GPS觀測搭配水準測量數據、地層下陷監測井與地下水位量測，綜合分析地層下陷的動態。歸納上述所言，地層下陷GPS固定站的站址選擇主要需符合有六大條件（洪偉嘉等，2000）

- (a) 站址需位在地層下陷中心；
- (b) 附近最好有地層下陷監測井及地下水位量測井
- (c) 附近有水準點；
- (d) 位置永久性，且不易遭收破壞；

- (e) 交通方便；
- (f) 固定站有人可代為看管。

本研究依據上述原則並使用雲林地區水準測量的高程下陷量，利用地質統計方法，繪製出雲林地區1992～2006年的累積下陷量圖，找出沉陷中心。再套疊監測井點位圖、交通路線圖，製成GPS固定站配置圖（如圖3-3-10），陸續於2000年～2007年期間，分別於雲林縣台西鄉新興國小、雲林縣土庫鎮土庫國中、雲林縣元長鄉客厝國小、雲林縣林內鄉林內國中與雲林縣虎尾鎮光復國小等5個地點設置GPS固定站，同時搭配經濟部水利署、內政部、中央氣象局及工業技術研究院之GPS固定站，組成GPS固定站的聯合計算站網，進行聯合解算，圖3-3-11為上述GPS固定站站址之分佈圖。



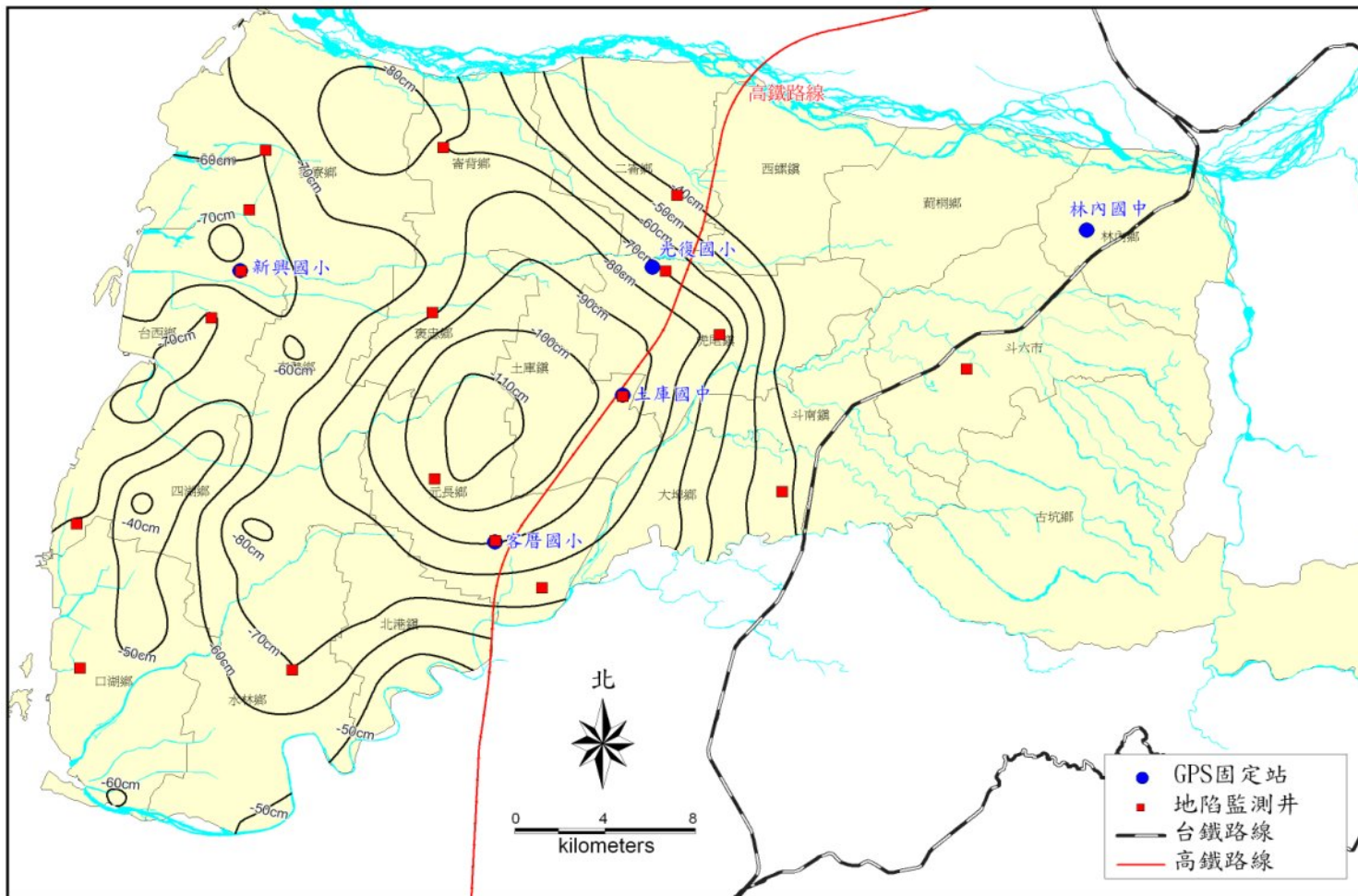


圖3-3-10 雲林地區GPS固定站配置圖



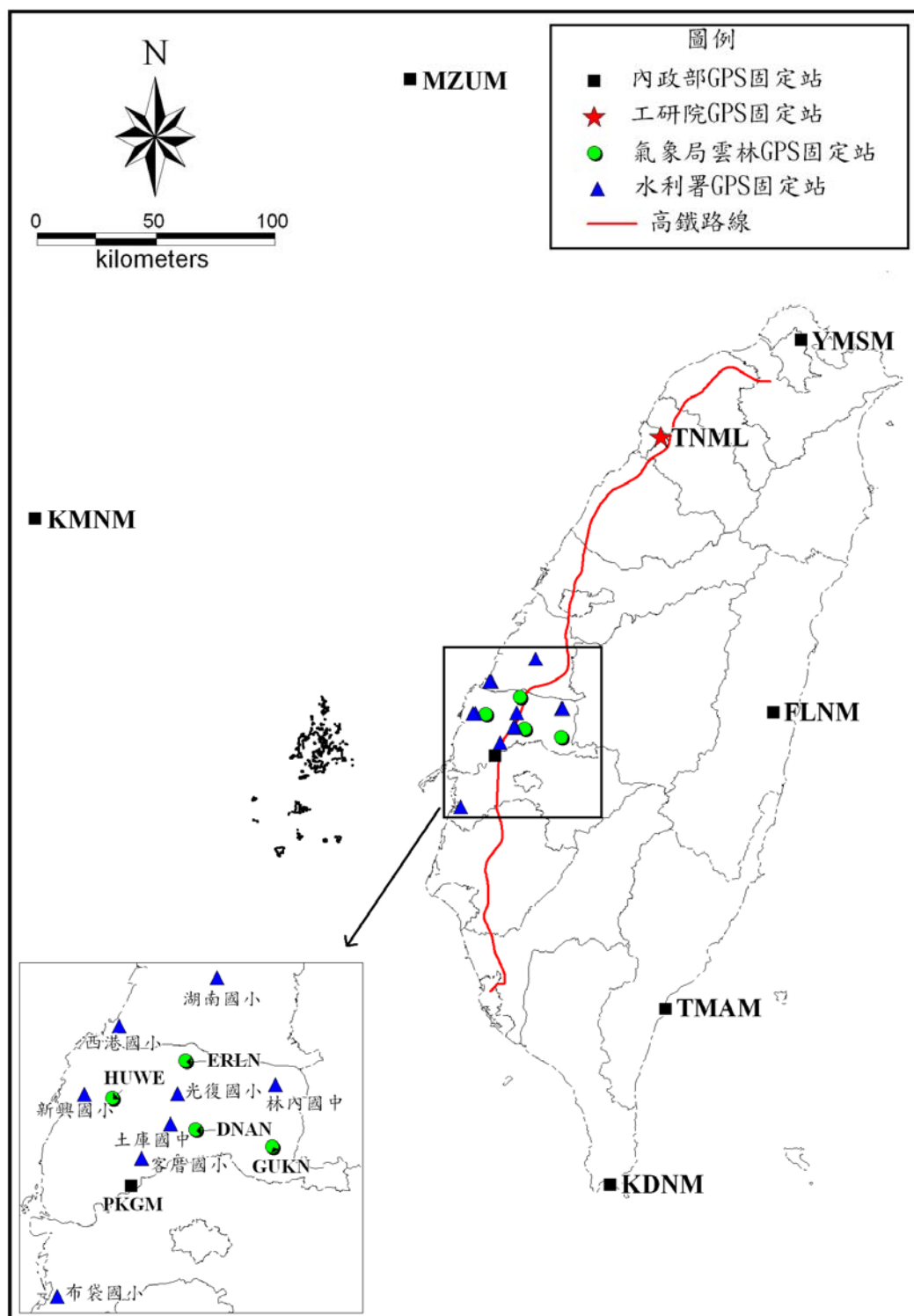


圖3-3-11 GPS固定站分佈示意圖



## (2) 固定站之設計

GPS固定站觀測環境建構主要分為兩個部分：(1) 固定站基樁設計 (2) 儀器室與環境設計，以下將詳細說明：

### (a) 固定站基樁設計

依據UNAVOCO (2004) 的統計資料顯示，目前GPS固定站的基樁設計主要分為A、混凝土式B、深鐵錨式C、金屬棒外加套筒式D、NGS套筒式E、不鏽鋼柱式等五大類，但是上述五種都非專為針對地層下陷監測而設計，因此本研究評估各GPS固定站基樁形式的優缺點，以及GPS設站的周圍環境，設計了穩定高、多路徑效應低，適合進行地層下陷監測的GPS固定站基樁，其結構圖如圖3-3-12，設置方法說明如下：

根據雲林地區地層下陷監測井資料分析，雲林地區下陷主要在於地下60公尺以下的土層產生壓縮(工研院，2004)，因此固定站設置之前，先利用H型鋼對於基樁下方做土壤基礎改良，避免因地層表面的下陷，影響真正地層下陷的測量精度，再以混凝土樁為主體，並於混凝土樁上方架設不鏽鋼桁架(如圖3-3-13)支撐天線盤，避免因混凝土表面與周圍建築物的遮蔽產生的多路徑效應。

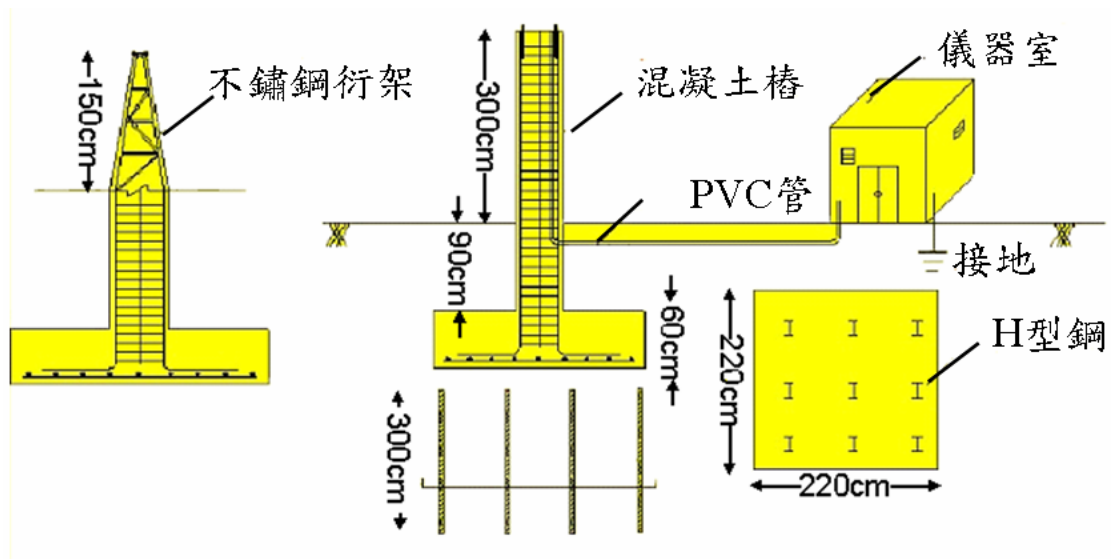


圖3-3-12 地層下陷GPS固定站結構圖



圖3-3-13 不鏽鋼桁架

(b) 儀器室與環境設計

基樁周圍則建造RC平房，作為設置接收器的儀器室，儀器室基地面積為2.5公尺x2.5公尺，淨高為2.5

公尺。而儀器室內環境設計主要可以分為4個部份：  
電力設施、溫度控制、防雷措施、通訊線路四個部分。

(i) 電力設施

固定站電源主要連接至學校電源，以達到穩定供電，同時儀器室內將配備有不斷電系統及汽車電瓶，以避免在電力中斷時導致機器不正常關機，造成觀測資料收集不全，同時確保系統於主電源斷電後，儀器可持續正常運作至少達7天以上。

(ii) 溫度控制

為維持衛星接收儀及其他周邊設備的連續正常運轉及延長其使用年限，固定站在電力供應及其他條件許可下，最好具有溫濕度控制設備（余水倍，1993）。本固定站在儀器室內開設兩扇窗戶，各裝設一台抽風機，並利用數位式定時器定時於AM9：00～PM3：00之間，一邊抽風，另一邊排風，加速空氣對流，以調節室溫。

(iii) 防雷措施

GPS天線四周無遮蔽物（GPS天線為區域最高點），當雷擊時，會產生瞬間突波，進而造成衛星訊號接收器及數據機的損傷，因此在地面下埋設了3公尺的導電銅棒，以利電源插座接地。另外加設電信信號保護器與天線避雷器，確保在電壓升高超過臨界值時，防電保護器能自動斷電，保障衛星訊號接收器及數據機的安全。

(iv) 通訊線路

為求固定站的觀測資料能每日回傳位於工業

技術研究院的控制中心（新竹縣），本研究透過「Spider」軟體以ADSL網路直接與GPS固定站之接收儀連線作業，自動將每日的GPS觀測量下載至控制中心。控制中心也可透過「Spider」軟體直接控制GPS接收器，達到遠端監控的效果，Spider自動傳輸示意圖如圖3-3-14。

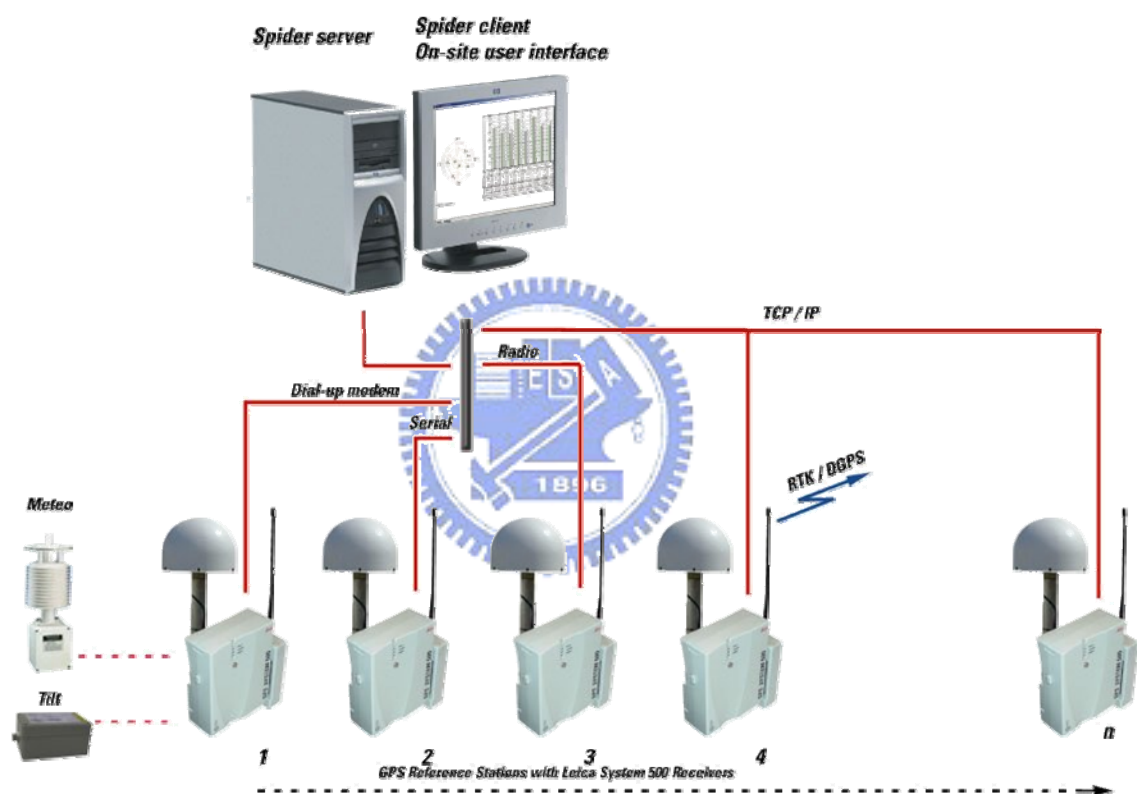


圖3-3-14 「Spider」軟體自動傳輸監控示意圖

### (3) 訊號品質分析

GPS訊號會因電離層閃爍（Ionospheric Scintillation）、多路徑效應（Multipath）、自然與人為雜訊對訊號的干擾、信號通過障礙物所產生的繞射現象、天線增益與接收器本身之雜訊等，未模式化之誤差因素影響接收訊號的品質（李振燾，2000）。因此對於GPS接收器所接收的訊號應

採取品質分析與管制，以確保GPS後續解算成果的品質。本研究採用的觀測資料品質指標有  $MP1$  與  $MP2$  兩項，其中  $MP1$  為  $L1$  載波的多路徑效應，亦可視為  $L1$  載波觀測量的雜訊大小，其計算方式如 (3-24) 式； $MP2$  為  $L2$  載波的多路徑效應，亦可視為  $L2$  載波觀測量的雜訊大小，其計算方式如 (3-25) 式，雜訊量在本文中皆以公尺為單位。

$$MP1 = P_1 - \left(1 + \frac{2}{\alpha - 1}\right) \Phi_1 + \left(\frac{2}{\alpha - 1}\right) \Phi_2 \quad (3-25)$$

$$MP2 = P_2 - \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1}\right) \Phi_1 + \left(\frac{2\alpha}{\alpha - 1} - 1\right) \Phi_2 \quad (3-26)$$

上兩式中：

$P_i$  = 虛擬距離觀測量， $i = 1, 2$

$\Phi_i$  = 載波相位觀測量， $i = 1, 2$

$$\alpha = (f_1 / f_2)^2$$

$f_1 = L_1$  之頻率 = 1575.42 MHz

$f_2 = L_2$  之頻率 = 1227.60 MHz

另外，因  $MP1$  與  $MP2$  係以經驗公式計算，目前尚無臨界值，依據過去觀測經驗，當觀測資料之  $MP1$  與  $MP2 \leq 1$  時，視為觀測資料品質良好。

#### (4) 雲林GPS固定站下陷分析

本研究GPS固定站之解算方法，基線解算軟體採用Bernese 4.2版，搭配IGS精密星曆進行計算。坐標參考站以工業技術研究院量測中心（TNML）為坐標參考站，同時解算內政部7站、水利署8站與中央氣象局4站等共20個站（分佈圖如圖3-3-11），利用BPE自動化計算，每日算出固定站的三維座標，並自動化繪圖固定站的三維座標座標圖，如圖3-3-15。後續GPS固定站之應用參考第四章。



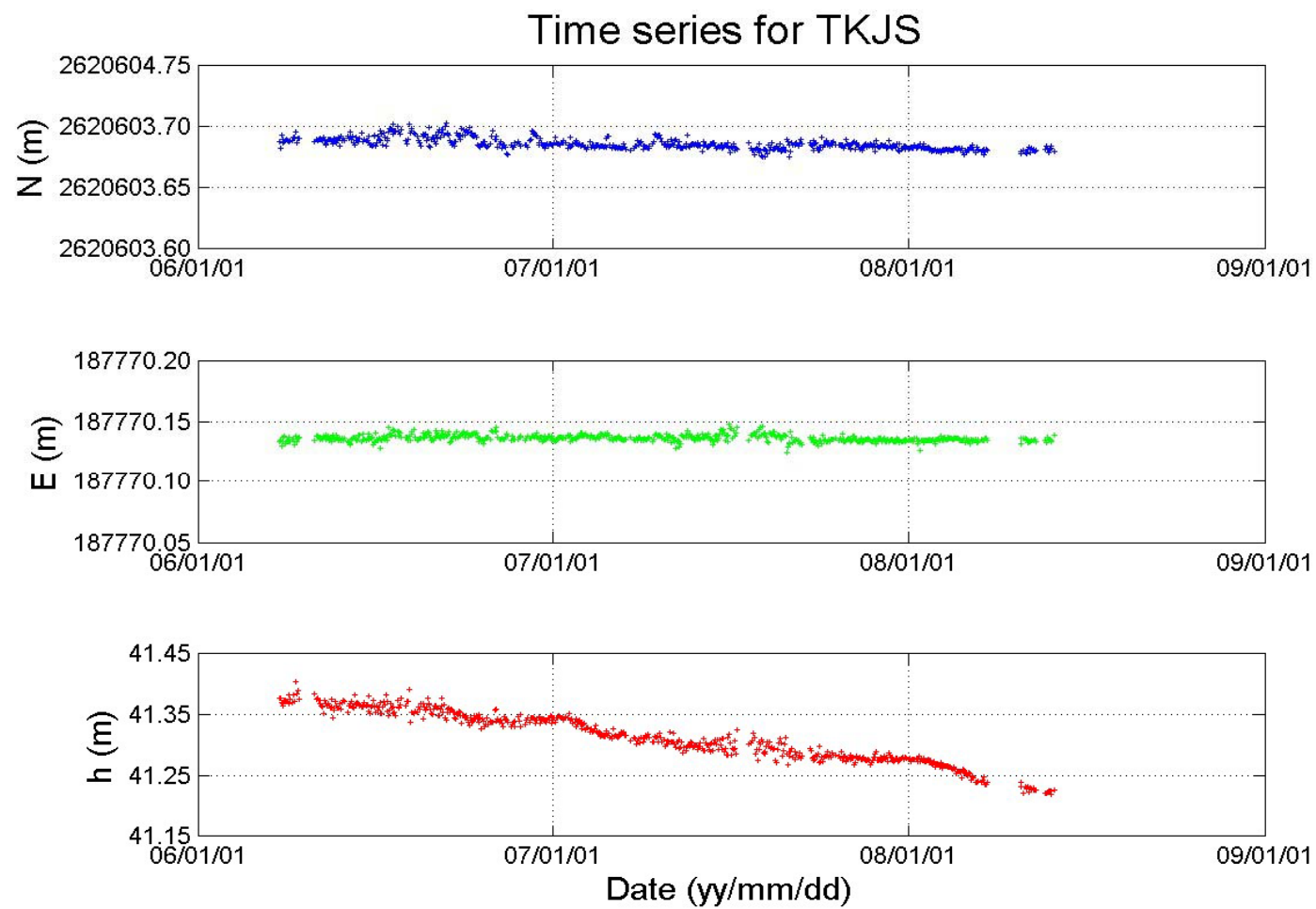


圖3-3-15 土庫國中GPS固定站三維坐標變化圖

## 4. 多重監測結果綜合應用

第三章已說明點狀監測方法，本章節主要應用點狀監測方法（GPS、水準測量與地陷監測井）所測得之數據，進行相互比對，其成果將驗證整體系統之精度與穩定性，同時應用不同監測方法與監測頻率，釐清下陷機制，同時利用兩個具代表性的地點進行說明：

A：彰化縣大城鄉

B、雲林縣土庫鎮

### 4-1 彰化縣大城鄉下陷行為與預估

台灣西南沿海之近代沖積層因養殖漁業超抽地下水的情形相當嚴重，導致西南沿海地區皆有地層下陷問題，其中又以彰化大城鄉最為嚴重。依據工研院（2008）研究指出，彰化縣大城鄉因長期超抽地下水，引起嚴重的地層下陷，而主要的抽水源來自於當地的養殖漁業（養蜆），由於蜆池需要乾淨的水源，因此24小時持續的抽用地下水以保持蜆池的乾淨度，進而導致大城鄉的地下水位大幅下降，同時引發該地區產生地表下陷、海水入侵、土壤鹽化與積水不退的問題（如圖4-1），因此積極的整治彰化縣大城鄉地層下陷成為政府單位的重要目標。

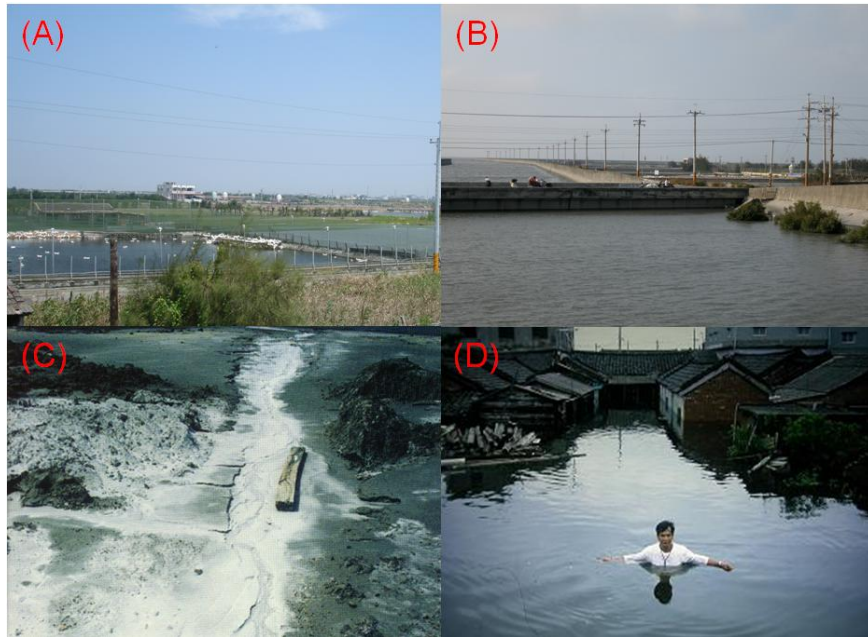


圖4-1-1 彰化縣大城鄉地層下陷災害圖

備註：

- (a) 大城鄉主要抽水源為養殖漁業（養蜆），養殖場大都兩池並行，上池養鴨，下池養蜆。
- (b) 大城鄉長期地層下陷，造成地表下陷，漲潮時，河川水已幾乎淹沒橋面。
- (c) 大城鄉土壤鹽化照片，該地區土壤大多呈現鹼性。
- (d) 大城鄉地表累積下陷超過2公尺以上，加上地理位置靠海，因此當颱風來臨時，經常造成水患。

本章節主要的重點在於利用精確的大地測量方法（包含：GPS、水準測量與地陷監測井），瞭解整體的下陷趨勢、行為與機制。利用GPS固定站的觀測數據，輔助地陷監測井，計算出彰化大城鄉的土壤應力應變狀況，同時利用ARIMA統計方法，以時間序列的方式，預測大城鄉未來可能的下陷量。

#### 4-1-1 應用GPS固定站與地陷監測井資料綜合分析土壤壓縮效應

圖4-1-2說明大城鄉西港國小地陷監測井的壓縮成果，由圖中顯示大城鄉主要壓縮層發生在地表下60-200公尺以內，而地表200公尺以下則沒有發生壓縮。圖4-1-2左側為中央地質調查所1999年水文地質鑽探成果，由圖形顯示大城鄉之地層可分為四個含水層及三個阻水層，其中含水層二及含水層三厚度較厚，約100公尺，各阻水層則相對較薄，約4-8公尺間。地質上分為礫石、極粗至中粗砂、細至極細砂、泥或黏土等四大類，由地質柱狀圖

可看出該地區地質組成多以細砂、泥層為主，且偶夾有較厚之粗砂層，少數之礫石層分布於深度100公尺處。

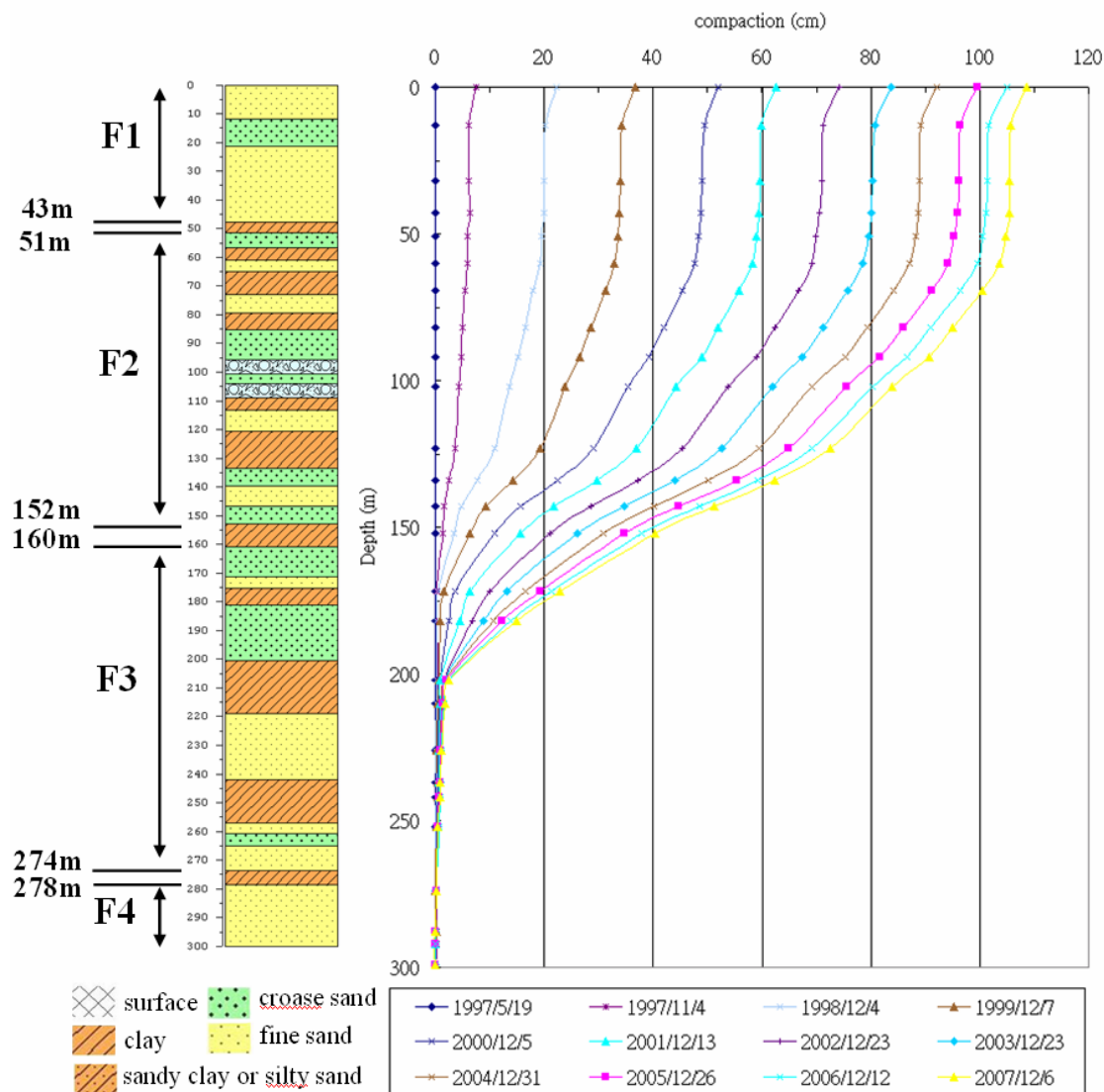


圖4-1-2 大城鄉西港國小地陷監測井下陷歷線圖

圖4-1-3說明地層壓縮與地下水位關係，大城鄉西港國小地陷監測井自1997年5月建置完成，監測井設置完成後即監測出地層有顯著性壓縮，迄至2007年8月之後則明顯有趨緩現象。觀察地下水位之變化情形，其趨勢與地層壓縮相似，主壓縮層的水位(98公尺與171公尺的水位)自1997年5月至2007年7月地下水位呈現震盪下降趨勢，最大之震盪變化幅度約15~20公尺，2007年8月之後地下水位則呈震盪上升趨勢，震盪變化幅度亦約15~20公尺。

上述現象說明大城鄉因超抽地下水使得地下水位巨幅下降，孔隙水壓隨之下降，使得有效應力上升，進而導致土壤壓密，產生地層下陷。

由於地層主要壓縮深度在300公尺以內，因此地陷監測井可以完全監測整個土壤壓縮的行為，交叉比對設置於西港國小之GPS固定站、水準樁與地層下陷監測井的監測數據如圖4-1-4與表4-1-1，由上述成果顯示三者之下陷量之差異量約在1公分以內，顯示整體監測系統的精度相當穩定與良好。

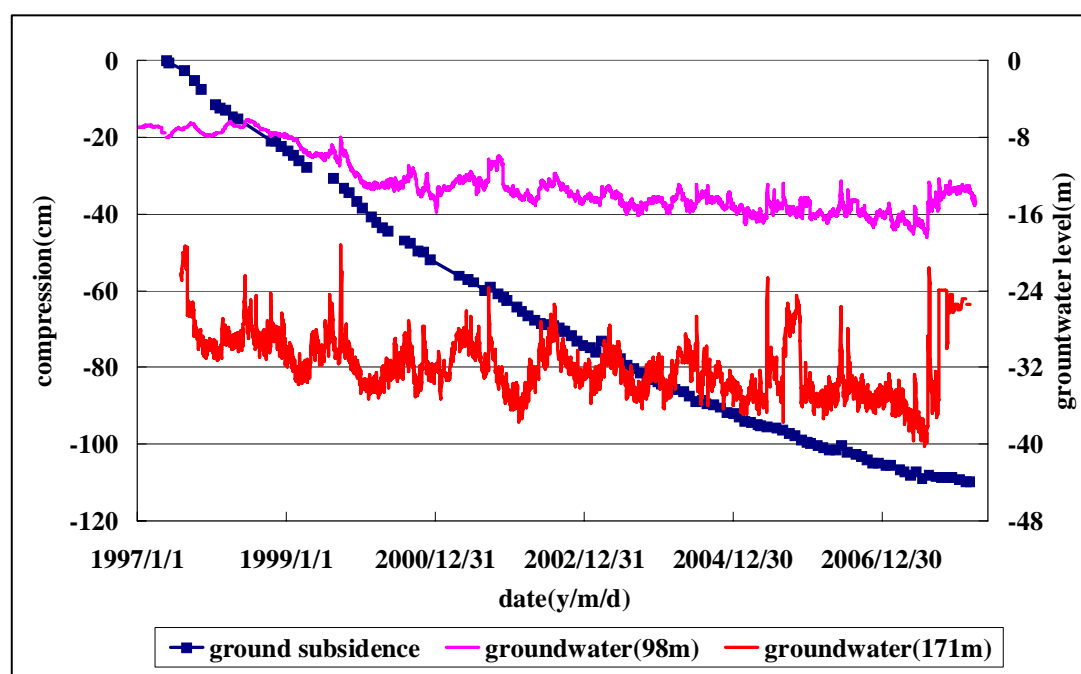


圖4-1-3 西港地區0-300公尺地層壓縮與地下水位歷線圖

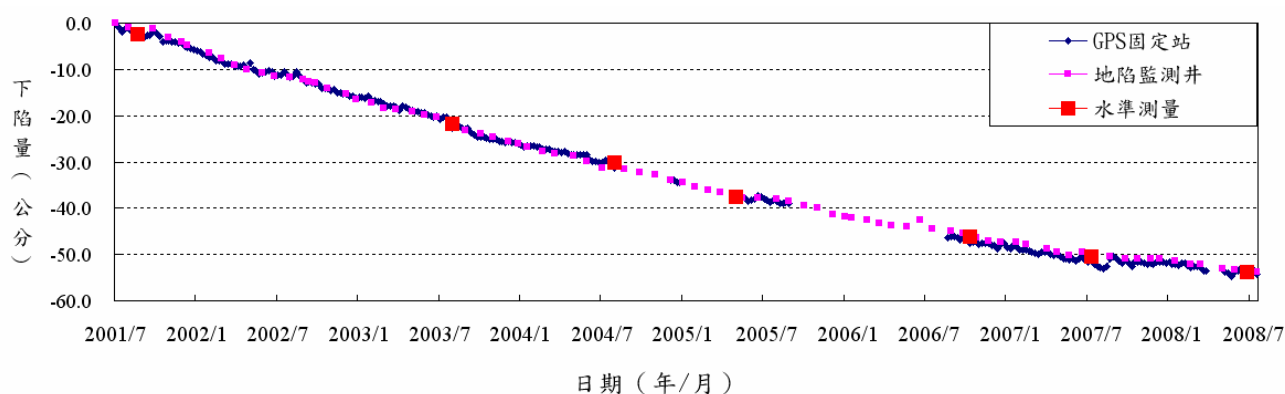


圖4-1-4 大城鄉西港國小GPS固定站、水準測量與地陷監測井累積下陷量變化比較圖



表4-1-1 大城鄉西港國小GPS固定站、水準測量與地陷監測井測量下陷量比較表

| 時間          | 水準測量<br>(公分) | 地陷監測井<br>(公分) | GPS測量<br>(公分) |
|-------------|--------------|---------------|---------------|
| 90.08~92.07 | 19.4         | 19.5          | 18.6          |
| 92.07~93.07 | 8.8          | 8.9           | 8.6           |
| 93.07~94.05 | 7.4          | 7             | 6.6           |
| 94.05~95.10 | 8.9          | 8.6           | 9.7           |
| 95.10~96.07 | 4.3          | 4.2           | 4.5           |
| 96.07~97.06 | 2.6          | 2.1           | 2.3           |
| 累計          | 51.4         | 50.3          | 50.3          |

圖4-1-5說明大城鄉含水層二土層壓縮量與地下水位關係，由圖中顯示2007年7月以前地下水位呈現下降趨勢，之後則大幅度上升，隨著地下水位的上升，含水層二之壓縮量亦逐漸趨緩。值得注意的是，圖中紅色標記處當地下水位有較大之回升時，含水層二之壓縮也呈現輕微回彈現象，此可能為地層中礫石、粗砂等具彈性變形材料之影響，當地下水位上升造成應力解除，因而地層有回彈情形。

應力-應變行為分析為瞭解地下水位（應力）與土層壓縮量（應變）相互關係最為直接的方法，但因為地陷監測井監測頻率為一個月一次，一年之中僅有12筆資料，無法有效展現應力-應變行為，而由圖4-1-4已顯示GPS固定站與地陷監測井具有相同的下陷趨勢與近似的下陷量，因此本研究以含水層二為例，應用三階冪次函數，模擬監測井之壓縮比例與時間之函數，再由該函數求得GPS固定站各時間點(每週一次)之含水層二壓縮比例，進而得到每週一次含水層二之壓縮量。



圖4-1-6為應用上述方法繪製之應力-應變圖，由圖中顯示含水層二之變形持續累積，即使地下水位回升地層仍持續壓縮，鮮少有回彈情形。但雖然表面上持續受壓，實際上隨著壓縮時間增加，地層之壓縮特性並非保持常數，當含水層二應變量達0.0015、0.002及0.0025處，其壓縮段之斜率有逐漸增大之趨勢。

為分析此一現象，在圖4-1-6取三區段同為壓縮段(藍色框線處)之資料進行分析，圖4-1-7為應用上述資料繪製大城鄉不同時間之應力應變關係變化圖，由圖中可看出三個壓縮段資料趨勢線之斜率分別為0.50、0.63、0.78，代表隨著壓縮時間增加，變形程度有漸小之趨勢；即隨著壓縮時間愈久，地層密度慢慢增加時，地層變形慢慢由塑性進入彈塑性階段，此時地層同時具有彈性與塑性變形特徵，只不過彈性部份比重仍低，因此地層仍持續壓縮但程度則逐漸減緩。

體積壓縮係數是評估土壤可壓縮性之重要參數，其計算方式為：

$$m_v = \frac{\Delta H/H}{\Delta \sigma} \quad (4-1)$$

$m_v$ ：體積壓縮係數，單位為  $m^2/kN$

$\Delta H$ ：地層厚度改變量，即本文之地層壓縮量，單位為m

$H$ ：地層原始厚度，單位為m

$\Delta \sigma$ ：地層應力改變量，單位為  $kN/m^2$

應用圖4-1-6中三區段資料計算體積壓縮係數，其  $m_v$  值分別為0.01714、0.01245及0.01144，顯示地層之可壓縮性越來越小，驗證前段提到西港地區地層由塑性變形漸漸趨向彈塑性變形之行為。

由上述成果顯示，結合地陷監測井與GPS固定站資料來繪製之壓力-變形關係變化圖能更清楚看出含水層二之壓縮變化特性，亦可有效的輔助判釋地層壓縮行為。

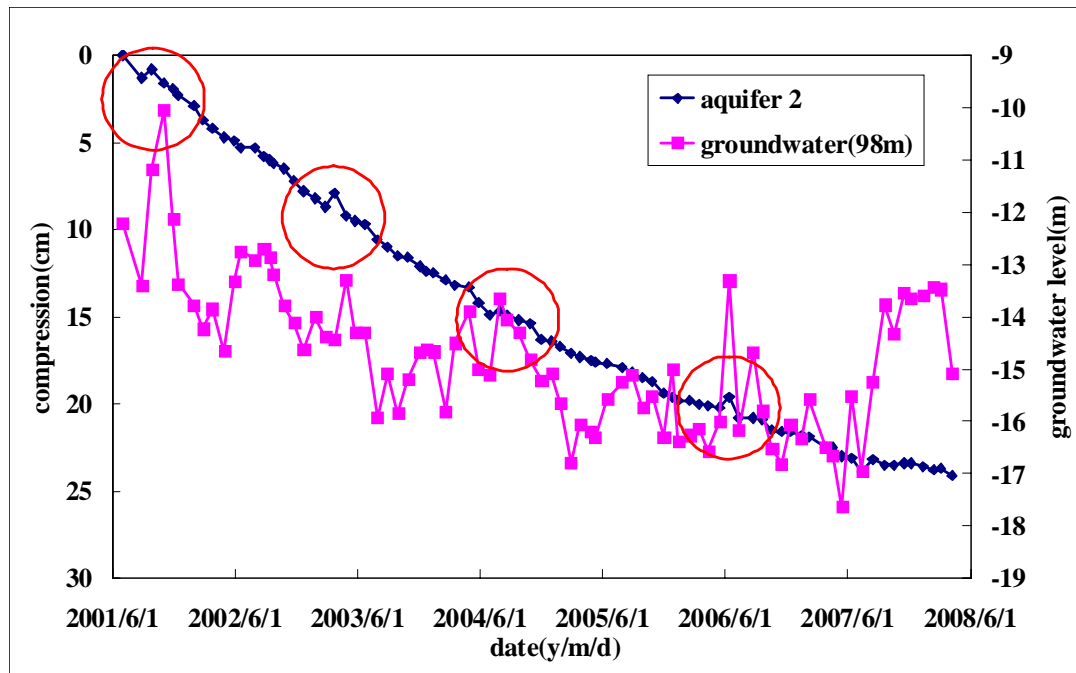


圖4-1-5 大城鄉含水層二地層壓縮與地下水位(98m)關係圖  
時間：2001年6月～2008年6月

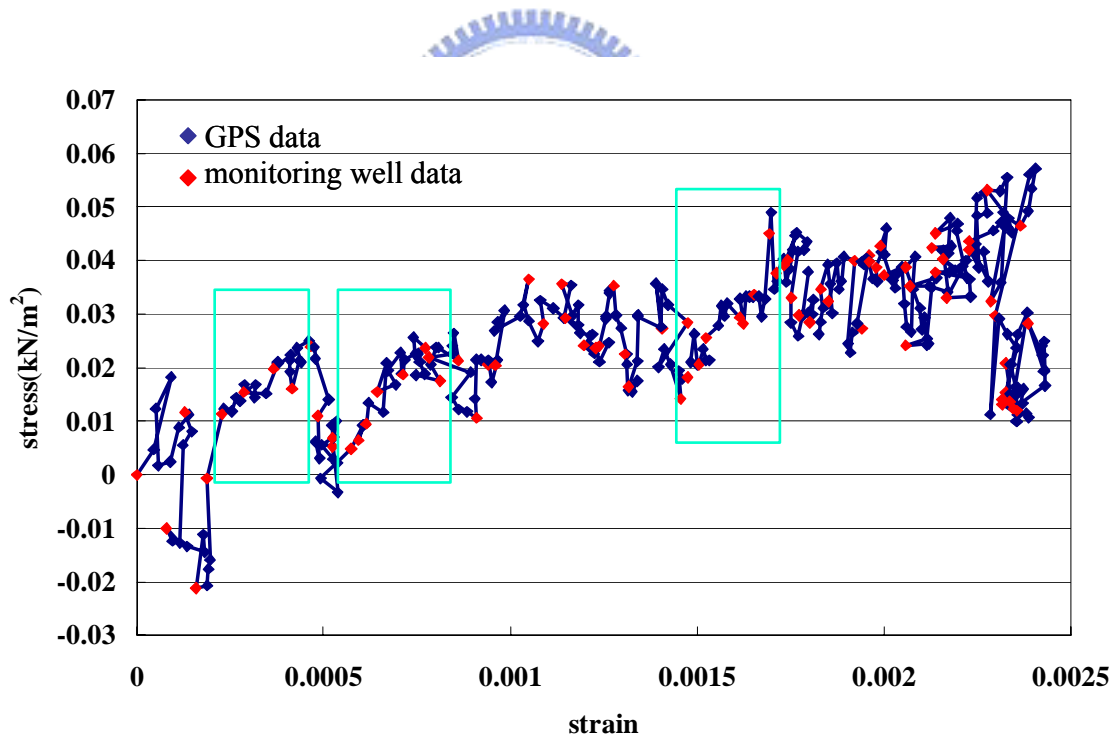


圖4-1-6 含水層二應力-應變關係(GPS資料 v.s 98m地下水位)，時間：2001年6月～2008年6月（應用GPS資料內插至地層下陷監測井）

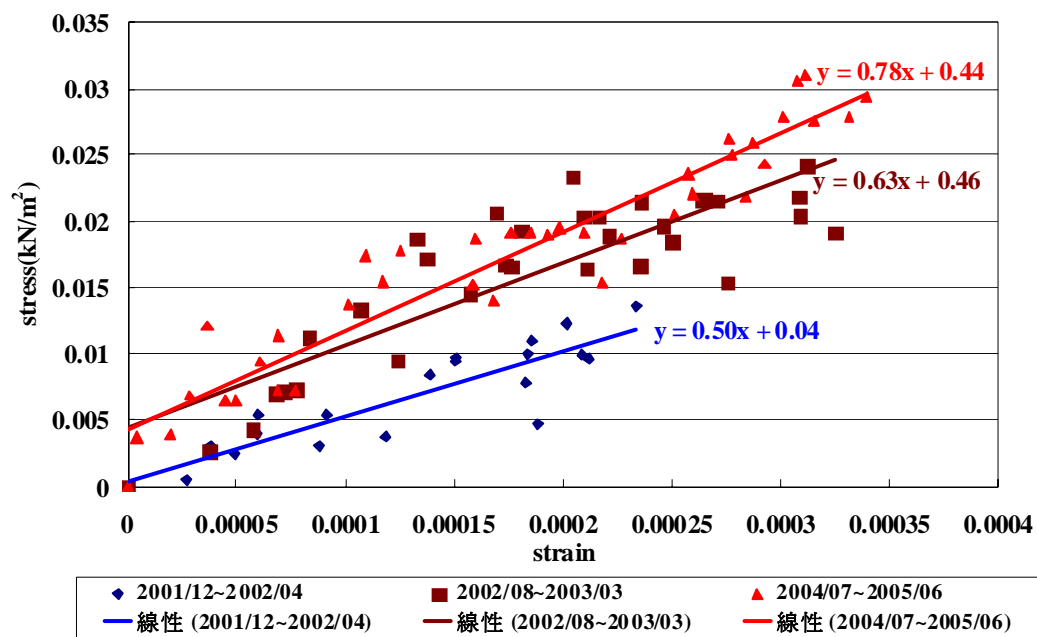


圖4-1-7 西港國小地陷監測井不同時間應力應變關係變化圖



#### 4-1-2 西港國小GPS固定站時間序列分析

西港國小GPS固定站自民國90年代建置至今已有8年的時間，因此累積長久的歷史監測數據，本小節主要的重點，在於利用過去長時間的數值變化趨勢，同時加上多變量參數，建立預測模式，以進一步預測大城鄉未來的下陷量變化。

目前可應用在高程推估的模式相當多，包括有COMPAC模式、神經網路法、灰預測理論、迴歸分析法與自我迴歸整合移動平均法等，過去也有許多研究應用在地層下陷的下陷推估，例如（Helm, 1984；Shi et al., 2005；陳鴻智等，2008）。

自我迴歸整合移動平均法(AutoRegression Integrated Moving Average, ARIMA) 乃為Box and Jenkins (1976) 所提出的，主要原理是透過結合自我迴歸(AR)模式與移動平均(MA)模式之方法，針對歷史資料分析，檢視其自相關與偏自相關等特性，應用三階段模式建構過程，配適一個最佳的模式，以進行資料分析與預測（康家桂，2006）。

ARIMA統計模式如公式(4-2)：

$$Y_t = \phi_1 Y_{t-1} + \phi_2 Y_{t-2} \dots + \phi_p Y_{t-p} + e_t - \theta_1 e_{t-1} - \theta_2 e_{t-2} - \dots - \theta_q e_{t-q} \quad (4-2)$$

其中：

$Y_t$  = 第t期的觀察值， $Y_{t-p}$  = 第t-p期的觀察值

$\phi_1$  = 一階自我迴歸係數， $\phi_p$  = P階自我迴歸係數

$e_t$  = 對應之誤差項， $e_t \sim (0, \sigma^2)$ ； $e_{t-j}$  = 落後j期之誤差項

$\theta_1$  = 一階移動平均權重， $\theta_q$  = q階移動平均權重係數

ARIMA模式經由p、d、q三個引子來描述，藉由p、d、q的變化，可產生無數多的模式，每個p、d、q的組合就是一個模式，觀察一串時間序列之後，研究者必須找出最佳模式來描述此一時間序列。

季節性自我迴歸整合移動平均模式 (Seasonal AutoRegression Integrated Moving Average, SARIMA)與ARIMA模式之最大不同為納入季節性差分與連續性差分之影響，其目的均在消除趨勢。SARIMA統計模式如公式(4-3)：

$$\phi(B)\Phi(BS)\nabla_d\nabla_s^D Y_{t-u} = \theta(B)\Theta(BS)e_t \quad (4-3)$$

其中

$Y_t$  = 第  $t$  期觀察值；

$u$  = 差分後均值；

$D$  = 季節性差分階數；

$s$  = 季節性跨距；

$d$  = 連續性差分階數；

$\nabla$  = 差分運算子

$\phi(B)$  = 連續性自我迴歸參數；

$\Phi(BS)$  = 季節性自我迴歸參數；

$\theta(B)$  = 連續性移動平均參數；

$\Theta(BS)$  = 季節性移動平均參數；

$e_t$  = 第  $t$  期誤差項， $e_t \sim N(0, \sigma^2)$ 。

此一模式稱為季節性模式，指模式中，AR部分由連續性之 $\phi(B)$ 及季節性之 $\Phi(BS)$ 相乘而得；MA部分則由 $\theta(B)$ 及 $\Theta(BS)$ 相乘而得，其模式可以ARIMA (p,d,q)x(P,D,Q)<sub>S</sub>模式表示之。其中，(p,d,q)乃連續性ARIMA之引子；(P,D,Q)<sub>S</sub>為季節性ARIMA之引子。

圖4-1-8說明建立時間序列模式之方法，該方法主要可分為四個步驟：（1）模式辨認（Model Identification）（2）對未知參數作有效的估計（Efficient Estimation）（3）預測產生（4）模式檢查（Model Checking）。



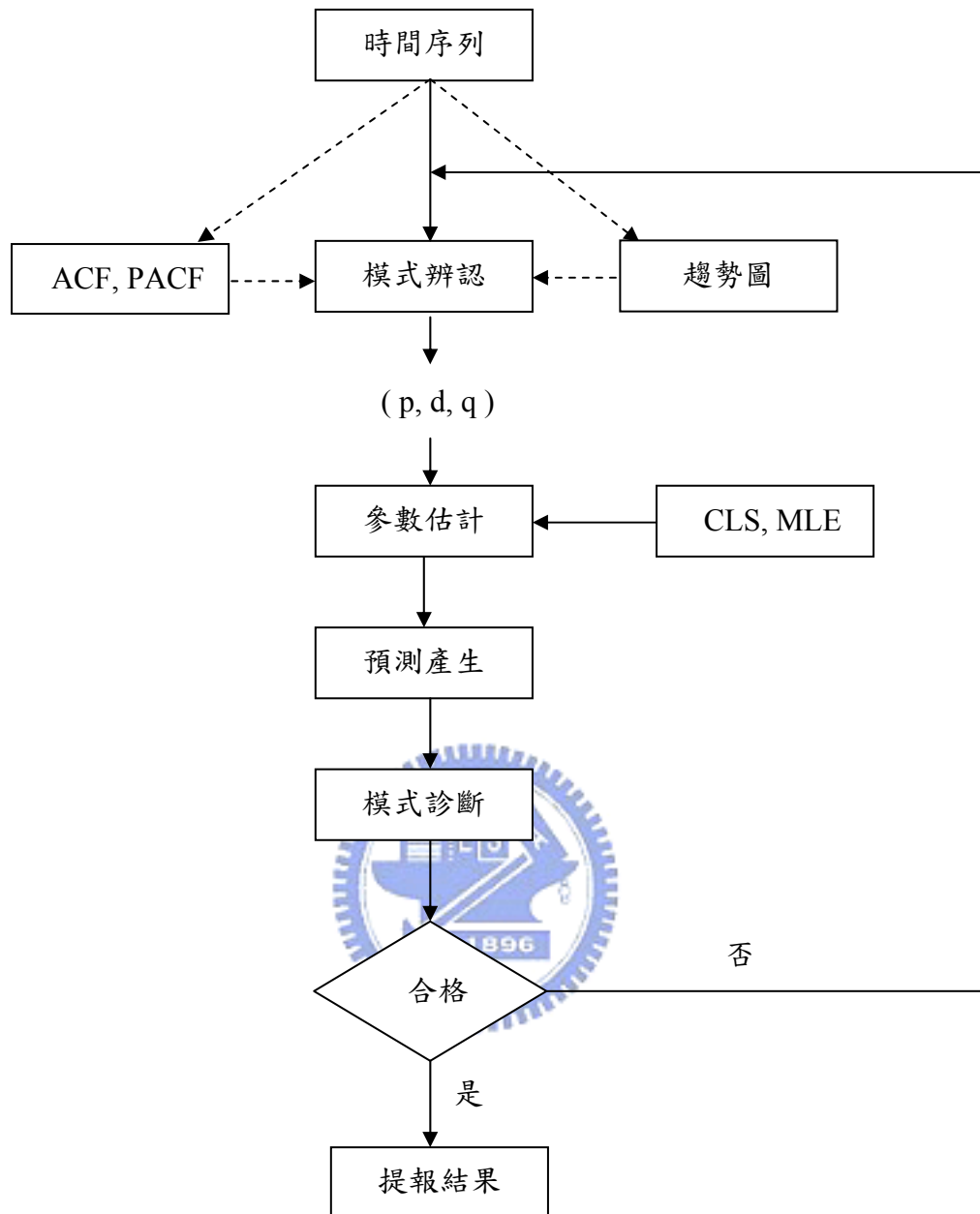


圖4-1-8 ARIMA時間序列預測流程圖（林靖等，2005）

在模型辨認階段的首要工作即判定ARIMA( $p, d, q$ )的階數，其中 $p$ 為AR之階數， $d$ 為差分階數， $q$ 為MR之階數。ARIMA模式以最簡概念說明，就是將時間序列經過差分予以轉換成隨機性質，而不隨時間而變之序列，轉換後再配以ARMA模式。因此一個資料數列如果為非定常性（Nonstationary），則需整合（Intergrated）利用差分方法使數列成為定常性（Stationary），

簡言之，ARIMA模式之建立，經常需要先將原始序列進行差分，直到數列成為定常性序列。差分d階後再配上ARMA(p,q)模式，即形成ARIMA (p,d,q)模式。

至於如何判定p與q值，則可利用樣本的ACF（Auto Correlation Function）及樣本的偏自我相關PACF（Partial Autocorrelation Correlation Function）來作為判定p與q階數的工具，判別的標準如表4-1-2。

**表4-1-2 七種ARIMA模式的特徵（康家桂，2006）**

| 模式         | 理論上的ACF         | 理論上的PACF        |
|------------|-----------------|-----------------|
| 白干擾        | 全為零             | 全為零             |
| AR(1)      | 呈指數遞減或正負相間遞減的形式 | 落差一期後消失         |
| AR(2)      | 呈指數遞減或正負相間遞減的形式 | 落差二期後消失         |
| MA(1)      | 落差一期後消失         | 呈指數遞減或正負相間遞減的形式 |
| MA(2)      | 落差二期後消失         | 呈指數遞減或正負相間遞減的形式 |
| ARIMA(1,1) | 呈指數遞減或正負相間遞減的形式 | 呈指數遞減或正負相間遞減的形式 |
| ARIMA(p,q) | q-p期後漸漸消失       | p-q期後漸漸消失       |

本研究使用統計軟體SPSS13.0執行多變量時間序列分析，將西港國小GPS固定站觀測資料之數據，以週變化量為預測單元，選取適當之時間序列分析模式。整體的預測模式說明如下：

#### (1) 固定站時間序列模式辨認

GPS每日解得高程差，經由7日之觀測值取平均值，當作一週之觀測值，以彰化縣西港國小為例：其週變化量序列圖（圖4-1-9）呈現無定向型時間數列，呈現下降趨勢，

其週平均值隨時間變化而改變，表示數列須經差分始能達到平穩性。

分析原始數列之ACF與PACF如圖4-1-10，可以發現ACF非常緩慢地衰退且PACF僅第一個時差顯著，故知數列屬於非平穩型，須對原始數列取第一次差分，經由一次差分之數列成果已達平穩(如圖4-1-11)，分析其ACF及PACF如圖4-1-12，由於地層下陷受到地下水位的影响相當明顯(乾季下陷快，雨季下陷慢)，故除了做ARIMA(0,1,0)，也針對加入季節性影响的SARIMA(0,1,1)模式加入分析。



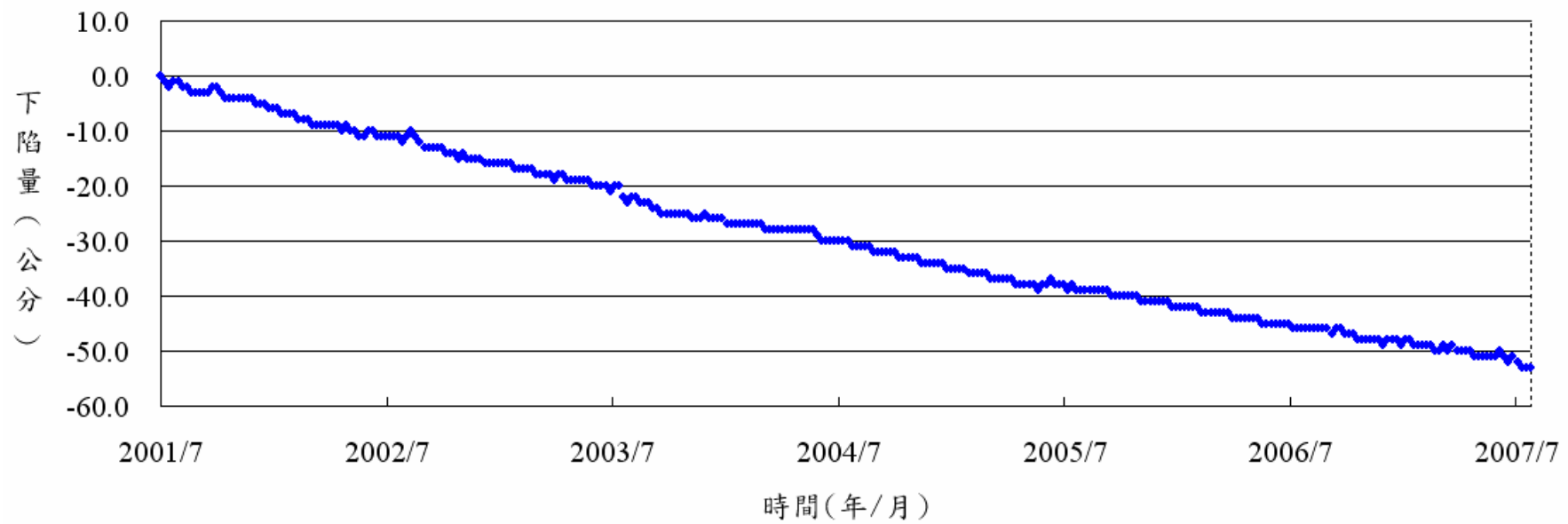


圖4-1-9 西港國小原始觀測數據

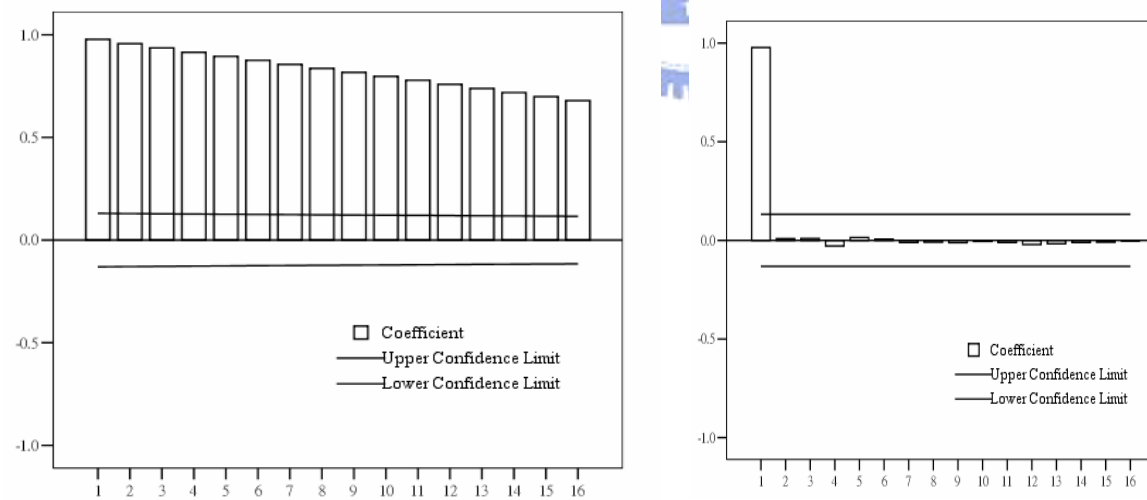


圖4-1-10 西港GPS高程差自身相關 (ACF) 圖及偏自身相關 (PACF) 圖

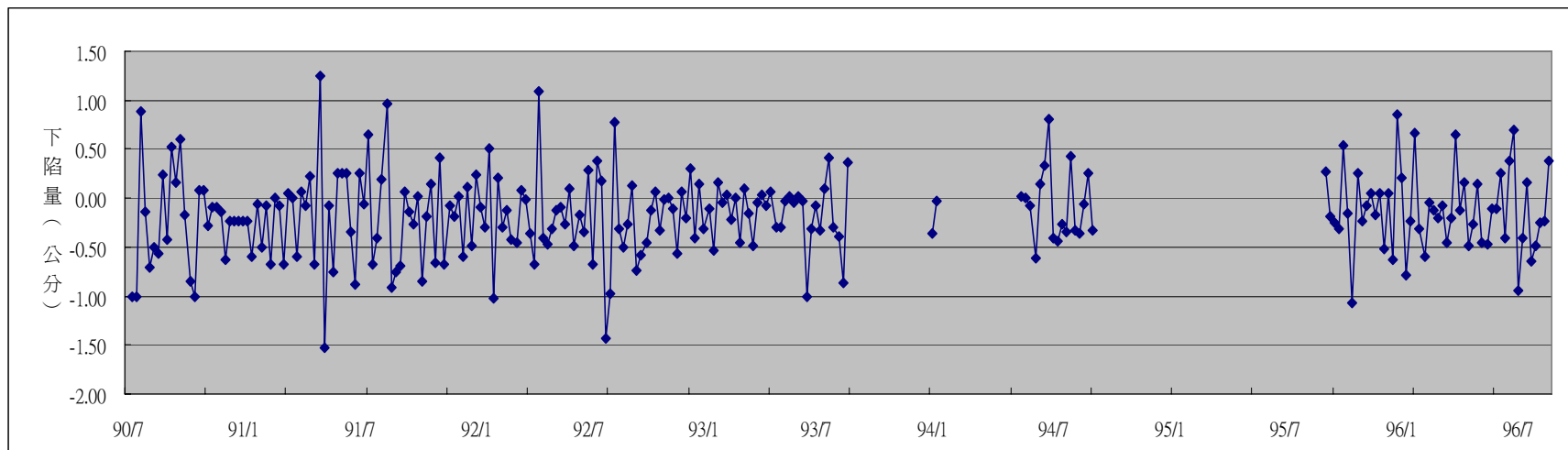


圖4-1-11 西港GPS高程差週變化量一次差分時間序列圖

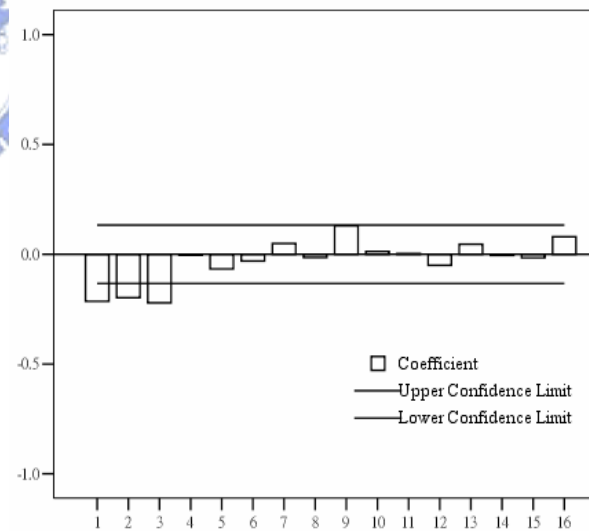
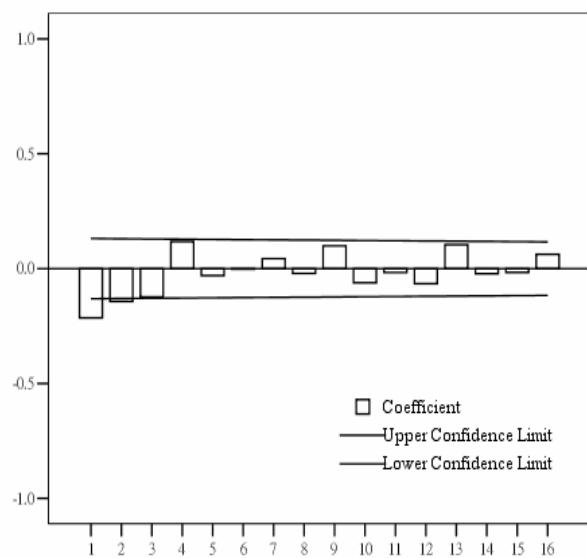


圖4-1-12 西港GPS高程差一次差分自身相關 (ACF) 圖及偏自身相關 (PACF) 圖



## (2) 模擬資料驗證

上個步驟利用西港GPS固定站2001年07月～2007年07月的資料，推導出p,d,q之參數，再利用推導之參數，預測2007年07月～2008年7月的下陷量，並與實際GPS觀測值進行驗證。

經由ARIMA計算2007年07月～2008年7月的下陷量如圖4-1-13，該預測值與實際GPS值之差異約略在±1公分以內震盪，經計算其兩者之RMS約為為0.4公分。

為更進一步評估衡量預測值之與實際觀測值之誤差，本研究利用ME、MSE、MAE、MPE、MAPE評估模式的方式進行評估，其相關公式如下：

(a) Mean Error, ME

$$ME = \frac{\sum_{t=1}^n (Y_t - \hat{Y}_t)}{n} \quad (4-4)$$

(b) Mean Square Error, MSE

$$MSE = \frac{\sum_{t=1}^n (Y_t - \hat{Y}_t)^2}{n} \quad (4-5)$$

(c) Mean Absolute Error, MAE

$$MAE = \frac{\sum_{t=1}^n |Y_t - \hat{Y}_t|}{n} \quad (4-6)$$

(d) Mean Absolute Percentage Error, MAPE

$$MAPE = \frac{\sum_{t=1}^n \frac{|Y_t - \hat{Y}_t|}{Y_t}}{n} \quad (4-7)$$

(e) Mean Percentage Error, MPE

$$MPE = \frac{\sum_{t=1}^n \frac{(Y_t - \hat{Y}_t)}{Y_t}}{n} \times 100\% \quad (4-8)$$

其中

$Y_t$  = 實際值； $\hat{Y}_t$  = 預測值；n = 觀察數目。

依據上述公式計算，所得之誤差評估分析如表4-1-3，其中由Lewis（1982）提出MAPE指數（如公式4-7）為相關研究中經常使用的評估方式，如康家桂（2006），黃美菁（2005），Choi and Chung(2002)。依照MAPE指數將模式預測能力分為四種等級，如表4-1-4所示，根據本實驗計算所得到的MAPE值為4.3，屬於高精確度，因此繼續以此模式進行預測，預計西港國小2009年的年平均下陷速率將會是2.8公分/年。

**表4-1-3 預測誤差評估表**

| ME ( cm ) | MSE ( cm ) | MAE ( cm ) | MAPE ( % ) | MPE ( % ) |
|-----------|------------|------------|------------|-----------|
| -0.04     | 0.18       | 0.33       | 4.3        | 8.3       |

**表4-1-4 MAPE預測能力之等級**

| MAPE    | 預測能力（精確度） |
|---------|-----------|
| <10%    | 高         |
| 10%~20% | 良好        |
| 20%~50% | 合理        |
| >50%    | 不正確       |

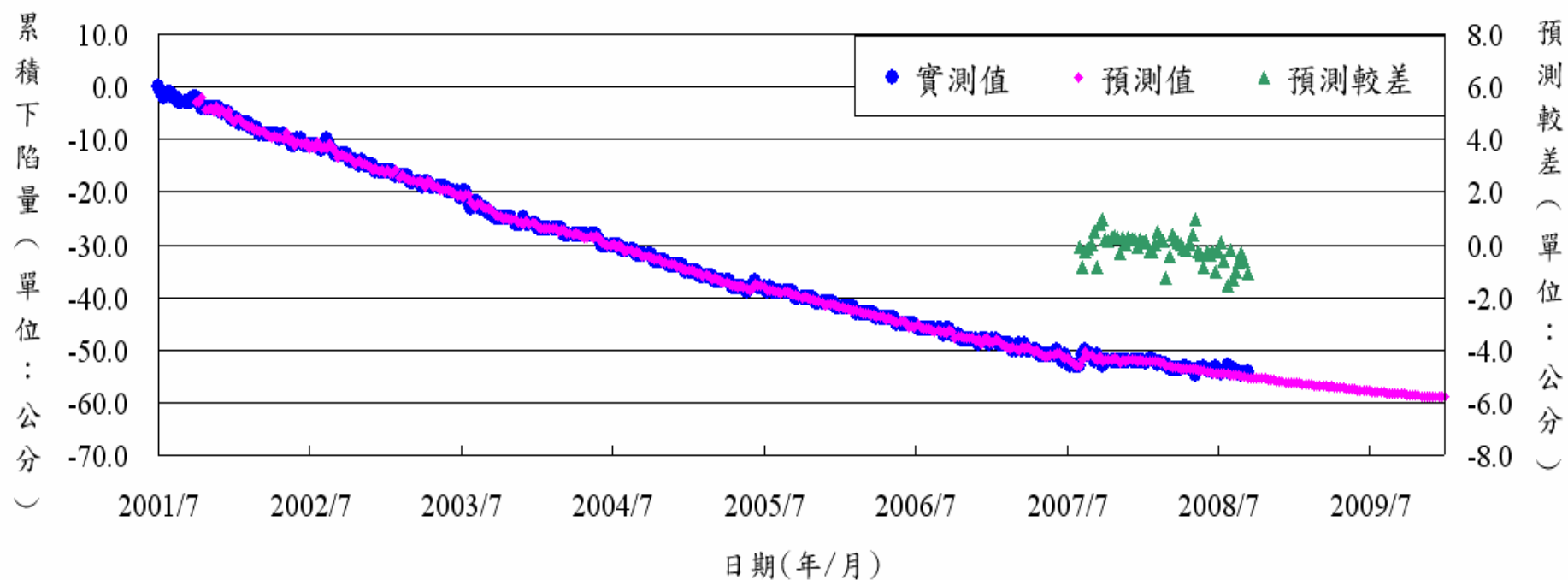


圖4-1-13 應用時間序列估計西港地區下陷成果

## 4-2 雲林縣土庫鎮下陷研究

雲林縣地處濁水溪沖積扇南半部，為本省重要的農業縣之一，民國70年代由於農產品價格欠佳收益不良，加上養殖業利潤優厚之利誘下，導致沿海地區農地大量變更為漁業養殖。惟養殖事業必須仰賴大量淡水以保持魚池水質潔淨，在沿海地區地面水源缺乏的情況之下，養殖業者轉而抽汲地下水，因過量的抽取地下水，進而引發地層下陷的發生。早期雲林地區於民國70年末與80年初有兩個下陷中心，一個位於金湖附近，另一個位於台西蚊港附近，民國85年之後，雲林下陷中心逐漸移往內陸，民國88年以後下陷中心集中於褒忠鄉、土庫鎮與元長鄉。本章節主要利用水準測量、GPS固定站與地層下陷監測井，探討雲林土庫地區之下陷機制。

土庫地區在民國96年～97年期間為雲林縣下陷最嚴重之區域，同時也是高速鐵路累積下陷最嚴重之路段。由圖4-2-4為雲林土庫國中地陷監測井相對井底之累積壓縮量，由圖中顯示，土庫國中的地質中富含礫石、細砂、黏土及泥，尤其在地下160～300公尺之間，具有相當厚層的泥、粉土與黏土。該地區主要的壓縮深度發生在地下50～300公尺之間，主壓縮層則集中在地下220～300公尺。圖4-2-2顯示土庫國中地陷監測井（TKSH）地下220-300公尺的累積壓縮量與深度225公尺的宏崙水位井（Honglun well）及深度284公尺的田洋水位井（Tianyang well）的比較圖，TKSH、Honglun well 與Tianyang well 的相對位置參考圖3-1-5。

由圖4-2-2中顯示，自1997年7月～2004年7月宏崙水位井與田洋水位井的地下水位持續下降，由於深層的水位急遽下降，導致深層土壤產生壓縮，主壓縮層發生在深度220-300公尺。

利用土庫國中地陷監測井的壓縮量與宏崙及田洋水位井的地下水位變化，繪製應力應變圖如圖4-2-3。由圖4-2-3中顯示，當應力（Stress）增加時，應變（Strain）會隨之增加，但當應力

減少時，應變仍緩慢增加，其代表目前土庫地區的土壤主要為塑性變形，而非彈性變形，也就是一旦該地區產生下陷之後，則地表將不會回復到原來的高度。

當開始產生下陷之後，在應力尚未完全反應完成時，即使地下水位開始回升，則仍然無法停止下陷，因此由圖4-2-2中顯示，由2004年7月至2008年12月，地下水位已逐漸回升，但地層沒有回升，僅產生下陷的延遲，為了量化下陷的反應，本研究以Terzaghi (1996) 所提出之單向度壓密理論公式計算土庫國中深度220~300公尺間地層壓縮反應時間，如式 (4-9) 所示。

$$t = \frac{T_v H^2}{4C_v} \quad (4-9)$$

上式中：

$C_v$  = 壓密係數

$T_v$  = 時間因素，為一常數

$H$  = 土層厚度

依據Lin and Chan(1997)針對雲林地區地層參數的經驗公式，本研究採用壓密係數  $C_v = 0.00181 \text{ cm}^2/\text{s}$  與壓縮達90%之時間因素  $T_v = 0.848$ ，分別計算七個不同深度及厚度之地層壓縮所需時間，其結果如表4-2-1所示。表中可看到當地層因地下水位下降後，七個地層受力壓縮達90%所需之時間從26~488天不等，且大部份都超過四個月以上，此可解釋圖4-2-2地下水位下降使地層產生與時間延遲之壓縮行為。



表4-2-1 土庫國中地區不同深度地層壓縮達90%所需時間

| Layer <sup>a</sup> | 深度<br>(m)   | 厚度<br>(m) | 壓縮達90%之時間<br>(day) |
|--------------------|-------------|-----------|--------------------|
| 1                  | 226.5-230.9 | 4.4       | 263                |
| 2                  | 239.5-242.6 | 3.1       | 130                |
| 3                  | 245.8-250.3 | 4.5       | 275                |
| 4                  | 264.8-266.2 | 1.4       | 27                 |
| 5                  | 270.5-274.2 | 3.7       | 186                |
| 6                  | 277.9-281.2 | 3.3       | 148                |
| 7                  | 286.5-292.5 | 6         | 488                |

<sup>a</sup> A layer contains sediment materials of the same property

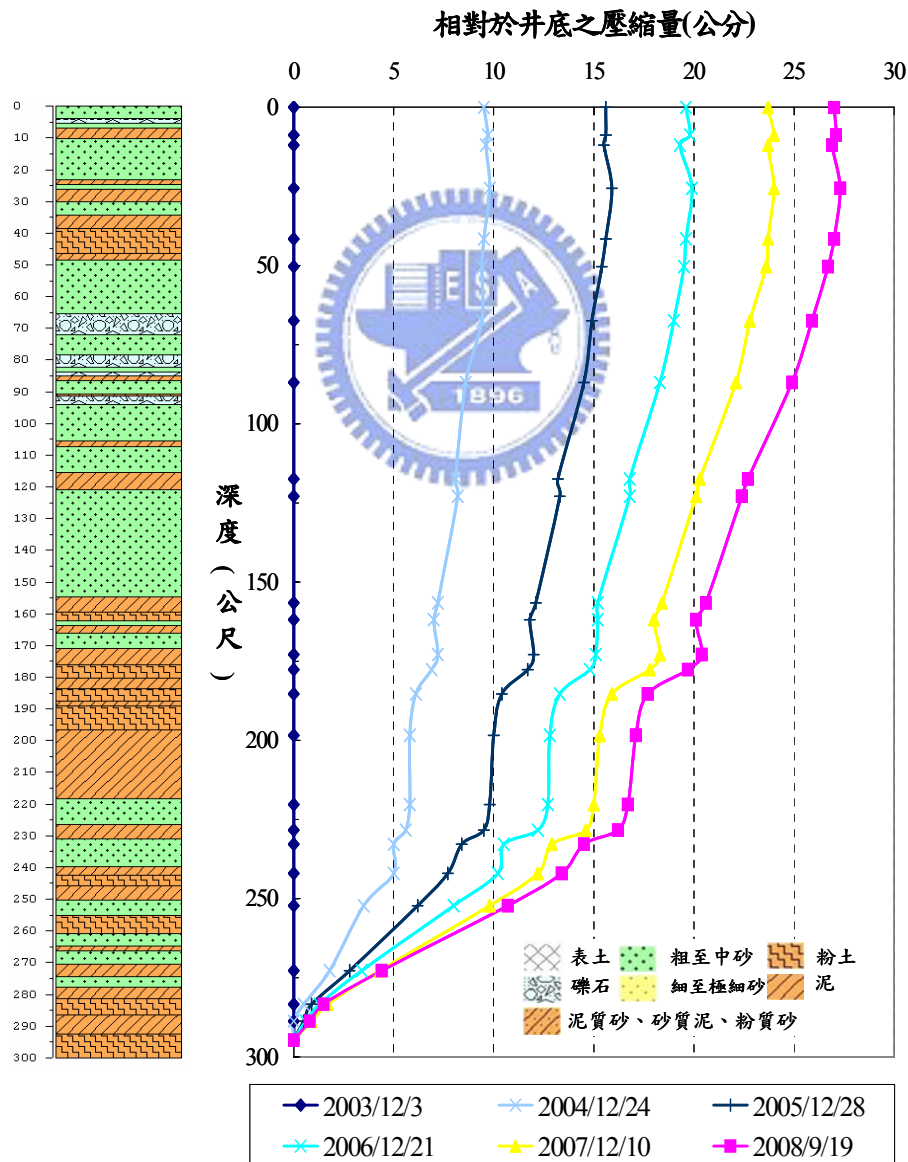


圖4-2-1 雲林土庫國中地陷監測井相對井底之累積壓縮量

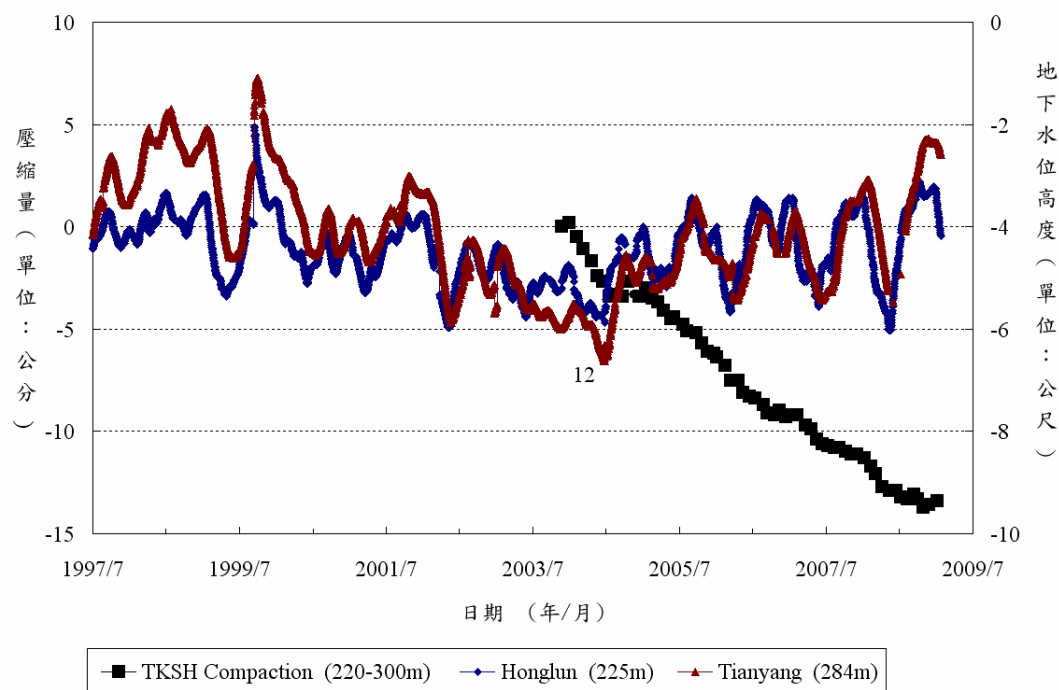


圖4-2-2 土庫國中監測井地下22-300公尺累積壓縮量與地下水位關係圖

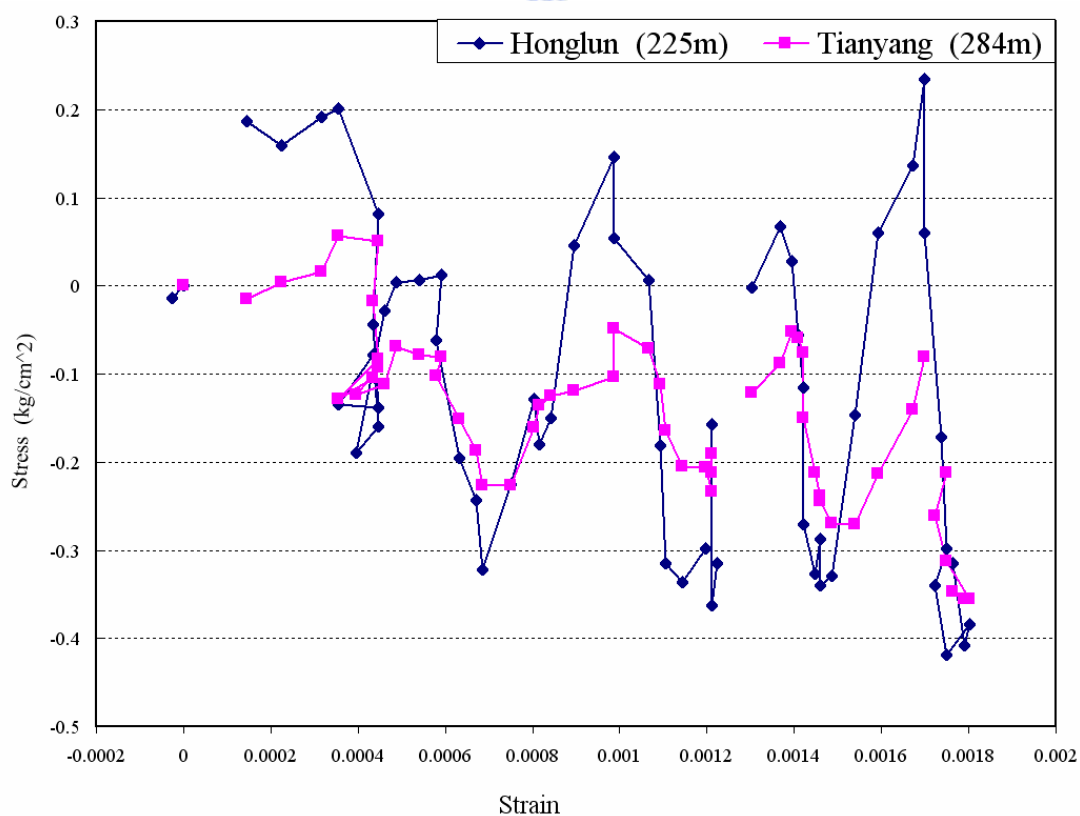


圖4-2-3 土庫國中地陷監測井之應力與應變圖

利用雲林縣土庫國中內之水準測量、GPS固定站與地陷監測井之資料，繪製成下陷成果圖，如圖4-2-4。由圖中顯示，水準測量與GPS固定站之成果一致，但監測井資料則與地面監測成果產生不一致性，同時其差異量隨著時間的增加而逐步擴大。

圖4-2-5說明上述現象之原因，由於監測井之設置深度僅達地底下300公尺，所以地陷井所量到的壓縮量為地表至地底下300公尺間土層之壓縮量，而水準測量與GPS固定站所量到的資料為地表至岩盤之間的土壤壓縮量，因此一旦水準測量與GPS固定站所量到的下陷量值一致，且明顯大於地層下陷監測井時，其顯示地表300公尺以下之土壤仍有壓縮，亦代表有深度超過300公尺以下的水井在該區域附近抽水。

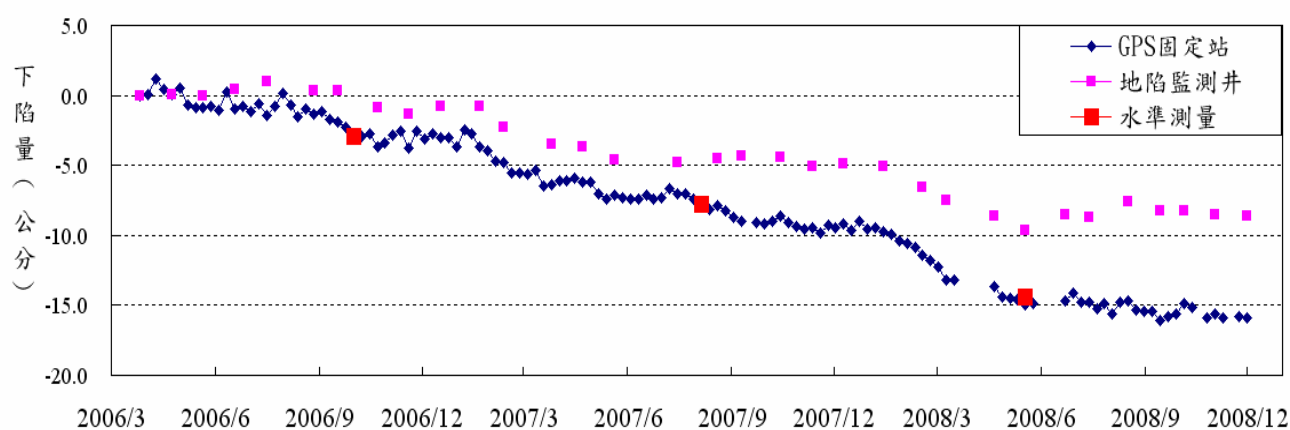


圖4-2-4 雲林縣土庫國中水準測量、GPS固定站與地陷監測井成果比較圖

註：土庫國中（TKSH）位置參考圖3-1-5。

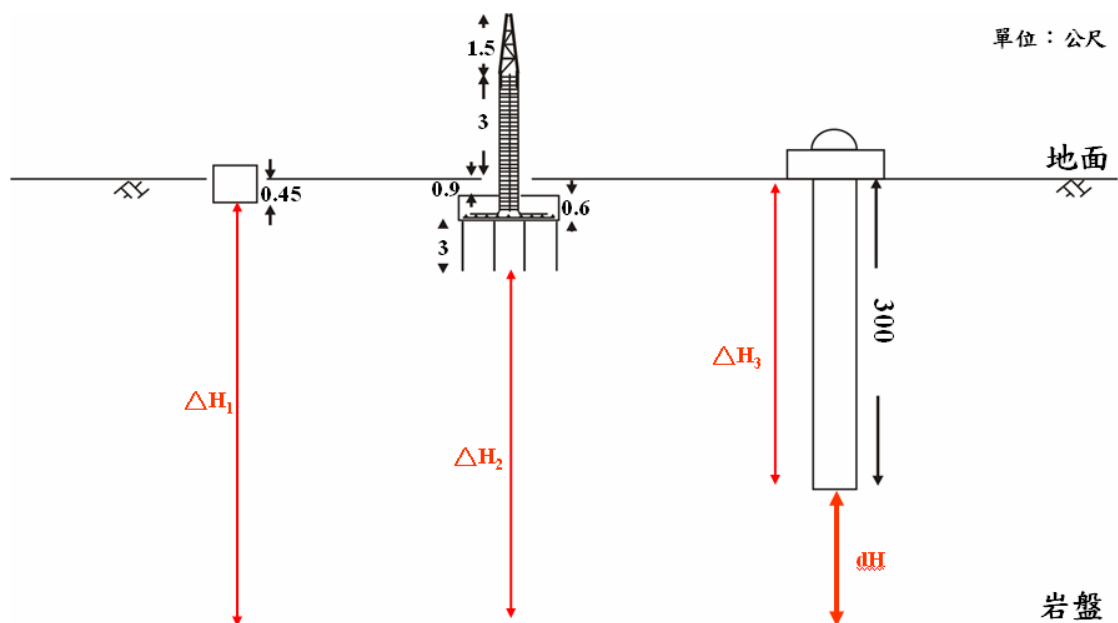


圖4-2-5 水準測量、GPS固定站與地層下陷監測井監測示意圖

為驗證上述之推論，因此應用地陷監測井與現場地質鑽探資料進行進一步說明。

利用土庫國中之現場鑽探資料，並依照參照中央地調所的地層分層資料(中央地調所，1999)進行分層分析，則地層壓縮的嚴重程度可用單位厚度壓縮速率的比較加以說明，其計算示意圖如圖4-2-6所示，單位厚度壓縮速率的定義如下：

$$\text{單位厚度壓縮速率} = \frac{\text{壓縮速率}}{\text{含水層厚度}} = \frac{\frac{\text{壓縮量(公分)}}{\text{壓縮期距(年)}}}{\text{含水層厚度(公尺)}}$$

上式中，不同含水層對應不同之壓縮量及厚度，而應用土庫國中地陷監測井之數據，計算成果如表4-2-2所示，由表4-2-2中顯示，土庫地區最大壓縮速率發生在第四含水層（深度超過250公尺以上），且其量值遠大於第一～三含水層，代表深層水井的抽水是造成目前土庫地區下陷之最主要原因。

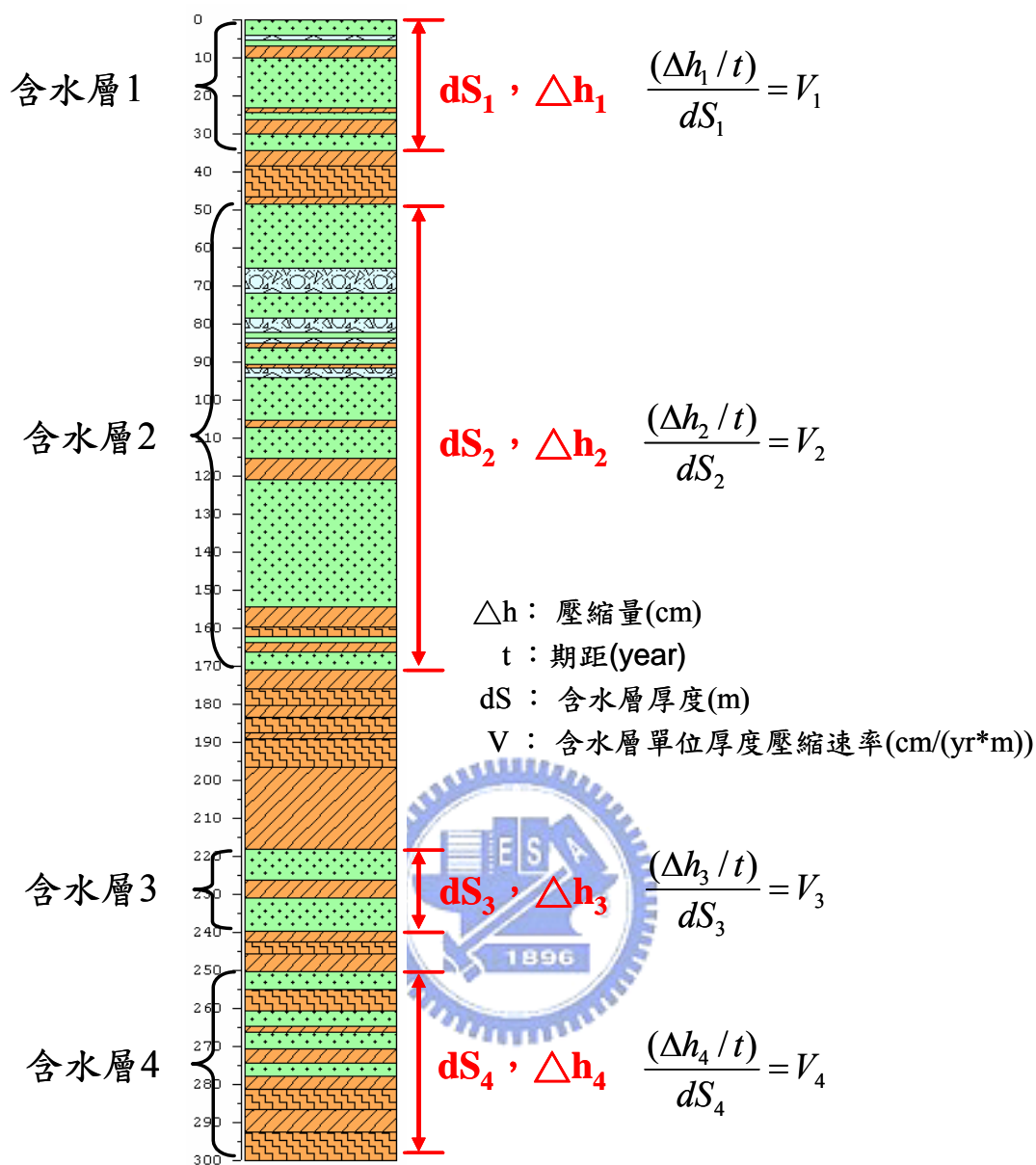


圖4-2-6 單位厚度壓縮速率計算示意圖

表4-2-2 土庫國中地陷監測井分層壓縮速率分析表

| 監測站名 | 期距<br>(民國)             | 單位厚度壓縮速率(cm/(yr*m)) |         |         |         |
|------|------------------------|---------------------|---------|---------|---------|
|      |                        | 含水層1                | 含水層2    | 含水層3    | 含水層4    |
| 土庫國中 | 長期<br>(92/12~97/9)     | —                   | 0.01078 | 0.03231 | 0.05202 |
|      | 短期(1年期)<br>(96/9~97/9) | 0.00882             | 0.00813 | 0.01860 | 0.03002 |

註：1.表中第2欄“長期”期距是指設置完成至民國97年9月。

2.表中灰色圖樣代表最大單位厚度壓縮速率之層位。

分析土庫國中地陷監測井周圍之土地利用情況如圖4-2-7，發現其周圍1000公尺範圍內，有10口自來水公司的深水井（深度約在250~330公尺）在抽用地下水，由於該地區亦是高速鐵路下陷最嚴重之地區，因此為確保高鐵行車安全，行政院於2005年8月核定「高鐵沿線三公里範圍內公有合法水井封移實施計畫」，在計畫實施初期，立即禁止土庫地區之10口自來水公司深水井抽用地下水，由圖4-2-8成果顯示，當有效管控主壓縮層（第四含水層）的抽水行為之後，2006年土庫地區的深層土壤壓縮出現逐漸減緩的趨勢，由於雲林內陸地區目前主要壓縮層都發生在第四含水層，因此未來政府單位若能有效管控深層的抽水行為，將可有效降低地表之下陷量。

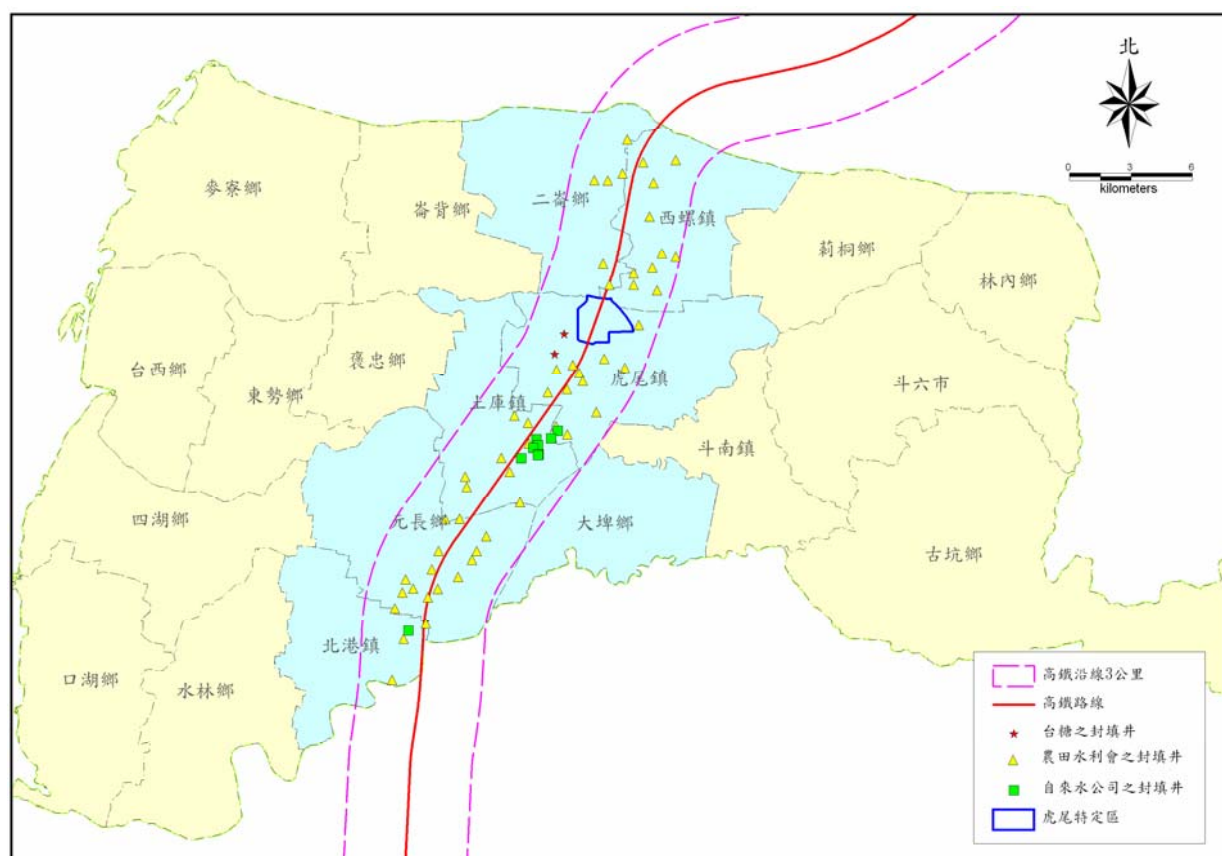


圖4-2-7 雲林地區高速鐵路沿線三公里範圍內公有水井分佈圖



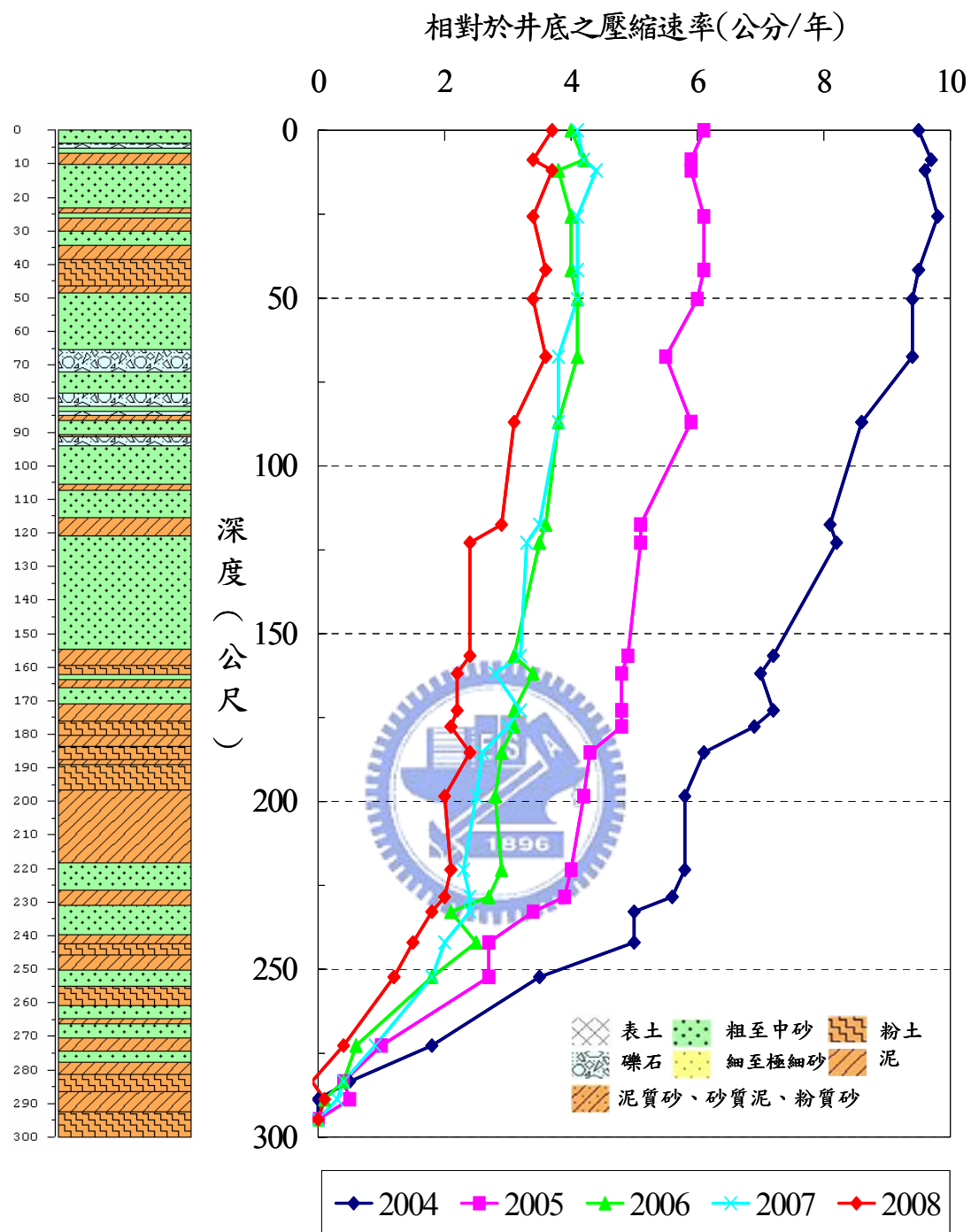


圖4-2-8 土庫國中地陷監測井相對於井底之壓縮速率歷線圖

## 5. 雷達干涉技術

過去地層下陷的地表檢測方法是水準測量與GPS測量綜合並行，以降低工作成本與時間，但上述兩種測量方法皆為點狀測量，而地層下陷主要為面狀下陷，因此以往進行地層下陷監測，必須佈設大面積的監測網與監測樁，進行地面測量後，再進行統計內插，以獲取面狀下陷資訊，此作法必須耗費相當大的人事成本與時間，因此取樣的頻率與密度常會受限於監測的經費，進而影響整體監測的準確度。

近年來隨著航太技術的快速發展，人們開始大量利用飛機及人造衛星等各式航空器酬載的儀器，達成許多從前不容易辦到的大範圍地表變形監測。本章節將介紹合成孔徑雷達差分干涉技術（Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry，以下簡稱DInSAR）原理、誤差來源、分析方法及應用於雲林地區地表變形監測之結果，藉以輔助及驗證GPS及其他大地測量方法。

### 5-1 雷達干涉技術原理

#### 5-1-1 InSAR原理

InSAR(Synthetic Aperture Radar Interferometry，合成孔徑雷達干涉)技術係利用不同時間或不同位置的雷達天線所獲得之兩幅或多幅複數影像做干涉計算，藉由相位差異獲取地表三維資訊。為能了解其原理，將InSAR技術之簡單成像幾何表示如圖5-1-1。其中， $S_1$ 、 $S_2$ 為獲取地表資訊時天線的空間位置、 $B$ 為兩天線之基線長、 $H$ 為載體航高、 $\theta$ 為視角、 $R$ 為第一個天線至目標物之距離、 $R+\delta R$ 為第二個天線至目標物之距離、 $\alpha$ 為基線與水平線之夾角、 $h$ 為目標物高程。

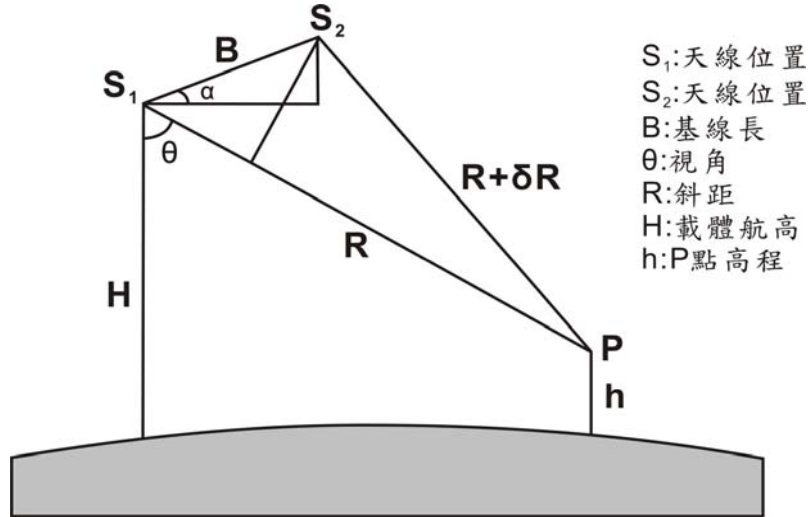


圖5-1-1 InSAR成像幾何示意圖(修改自張中白等，2003)。

兩個天線所發射與接收同一地面點訊號之相位差值( $\phi$ )，與目標物距離變化( $\delta R$ )關係為：

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda} \delta R \quad (5-1)$$

由於雷達波獲取影像的訊號是由天線發射經目標物再折返於接收天線，故其訊號紀錄之路徑差為兩倍的目標物距離變化( $2\delta R$ )，代入上式可得接收訊號時所紀錄之相位差值：

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot (2\delta R) = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \delta R \quad (5-2)$$

故目標物距離變化( $\delta R$ )為：

$$\delta R = \frac{\lambda \phi}{4\pi} \quad (5-3)$$

由圖5-1-1可知  $\angle S_2 S_1 P = 90^\circ - \theta + \alpha$ ，依三角形餘弦定理可得：

$$\begin{aligned} (R + \delta R)^2 &= R^2 + B^2 - 2RB \cos(90^\circ - \theta + \alpha) \\ &= R^2 + B^2 - 2RB \sin(\theta - \alpha) \end{aligned} \quad (5-4)$$

由式(5-4)可知：

$$\begin{aligned} \sin(\theta - \alpha) &= \frac{(R + \delta R)^2 - R^2 - B^2}{2RB} \\ &= \frac{R^2 + 2R\delta R + \delta^2 R - R^2 - B^2}{2RB} \\ &= \frac{2R\delta R + \delta^2 R - B^2}{2RB} \end{aligned} \quad (5-5)$$

$$= \frac{\delta R}{B} + \frac{\delta^2 R - B^2}{2RB}$$

移項可得：

$$\sin(\theta - \alpha) - \frac{\delta R}{B} = \frac{\delta^2 R - B^2}{2RB} \quad (5-6)$$

由式(5-6)得R值為：

$$R = \frac{\delta^2 R - B^2}{2 \cdot [B \cdot \sin(\theta - \alpha) - \delta R]} \quad (5-7)$$

由圖5-1-1知：

$$h = H - R \cos \theta \quad (5-8)$$

將式(5-3)及式(5-7)代入式(5-8)，得目標物高程值：

$$h = H - \frac{\left(\frac{\lambda \phi}{4\pi}\right)^2 - B^2}{2 \cdot [B \cdot \sin(\theta - \alpha) - \frac{\lambda \phi}{4\pi}]} \cdot \cos \theta \quad (5-9)$$

InSAR處理技術中，只要確定軌道之參數值：航高、視角、基線長及基線與水平線的夾角等資料，配合雷達波長即可計算目標物的高程值。

### 5-1-2 DINSAR原理

DInSAR(Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry, 合成孔徑雷達差分干涉)技術係利用不同時間、相同區域所獲取之兩張SAR影像進行干涉，並將干涉結果減去原始地形效應，即可得到干涉影像時間對內純粹由地表變形所產生之相位變化。在差分干涉結果中，僅能由相位資訊判讀影像對時間內地表變形之相位變化，必須經由相位回復才可獲得影像對時間內沿雷達視距方向(line of sight)之地形變化量。為能了解其原理，將DInSAR技術之簡單成像幾何表示如圖5-1-2。

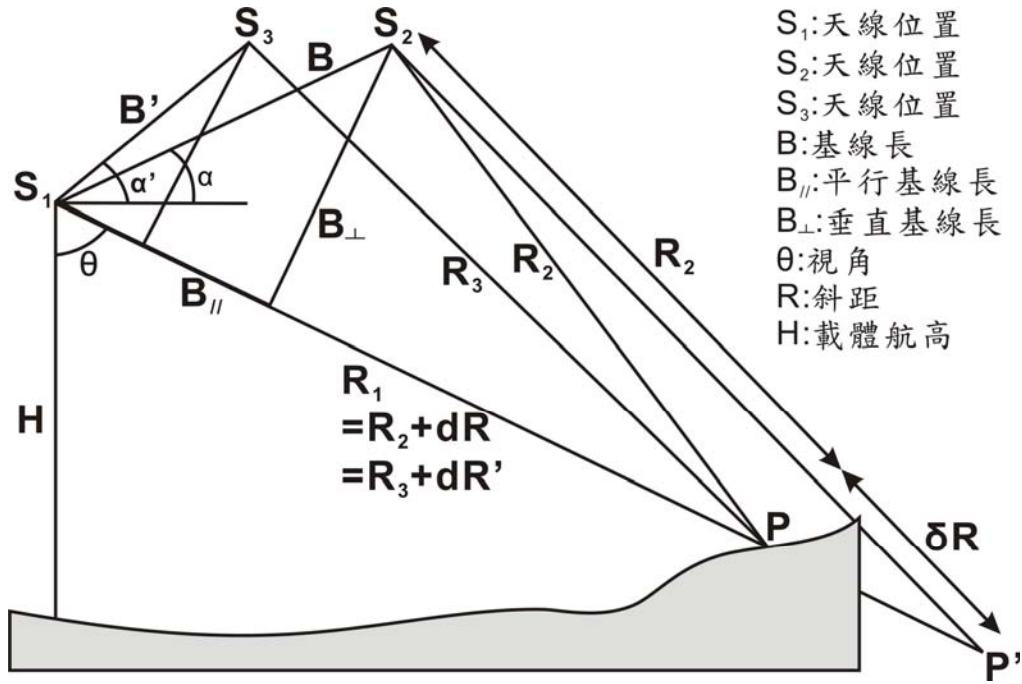


圖5-1-2 DInSAR成像幾何示意圖(修改自張中白等，2003)。

如圖5-1-2所示，由不同時間雷達天線 $S_1$ 與 $S_2$ 所拍攝之兩張影像做干涉計算，即可獲得第一組干涉影像對。假設於兩張影像相距的時間內，任意點由 $P$ 移動至 $P'$ ( $P, P', S_1$  三點共線)，其中， $S_1$ 至 $P$ 之距離為 $R_1 = R_2 + dR$ 、 $S_2$ 至 $P'$ 之距離為 $R_2 + \delta R$ 、 $\delta R$ 為沿目標物與天線連線( $S_2P'$ )方向上，地面位移所產生之位移向量。兩張影像經過套合，則可得到相對應之共軛點。根據干涉雷達量測理論， $S_1$ 與 $S_2$ 兩影像間 $P$ 與 $P'$ 之相位差 $\phi$ 為：

$$\phi = \phi_2 - \phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} (R_2 + \delta R - R_1) = \frac{4\pi}{\lambda} (-dR + \delta R) \quad (5-10)$$

式(5-10)中， $\phi$ 為相位回復後之相位差，由圖5-1-2可知(Zebker et al., 1994)：

$$dR \approx B \sin(\theta - \alpha) \quad (5-11)$$

$$dR \approx B_{\parallel} \quad (5-12)$$

由式(5-10)可知，相位差 $\phi$ 是由地形效應產生之相位差( $-\frac{4\pi}{\lambda} dR$ )，與地表變形產生之相位差( $\frac{4\pi}{\lambda} \cdot \delta R$ )之總和，由式(5-10)

可知：

$$\delta R = \frac{\lambda}{4\pi} \left( \phi + \frac{4\pi}{\lambda} dR \right) \quad (5-13)$$

為消除由地形效應產生之相位差( $-\frac{4\pi}{\lambda}dR$ )，假設天線 $S_3$ 與 $S_1$ 所拍攝之兩張影像期間地表沒有變形產生之位移向量，則以此兩影像進行干涉計算，所產生之第二組干涉影像對，即可反應純粹由地形效應產生之相位差。

$$\phi' = \phi_3 - \phi_1 = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot dR' \quad (5-14)$$

由圖5-1-2可知：

$$dR' \approx B' \sin(\theta - \alpha') \quad (5-15)$$

$$dR' \approx B_{\parallel}' \quad (5-16)$$

由式(5-12)、式(5-14)及式(5-16)可得：

$$\frac{4\pi}{\lambda} \cdot dR \approx -\frac{B_{\parallel}}{B_{\parallel}'} \cdot \phi' \quad (5-17)$$

將式(5-17)代入式(5-13)可得：

$$\delta R \approx \frac{\lambda}{4\pi} \left( \phi - \frac{B_{\parallel}}{B_{\parallel}'} \cdot \phi' \right) \quad (5-18)$$

若 $\frac{B_{\parallel}}{B_{\parallel}'}$ 可計算得到，則每一點之地表位移( $\delta R$ )即可計算得到。由式(5-11)、式(5-12)、式(5-15)及式(5-16)可得：

$$\frac{B_{\parallel}}{B_{\parallel}'} \approx \frac{B \sin(\theta - \alpha)}{B' \sin(\theta - \alpha')} \quad (5-19)$$

式(5-19)為視角 $\theta$ 的函數， $\theta$ 取決於每一點的地形與成像幾何。若欲直接使用式(5-18)與式(5-19)，必須要取得此區域之高程資訊。因此，可以選擇使用現有之數值高程模型資料(二軌跡差分干涉法，詳見5-1-3節)或其它干涉對所產生之高程資料(三、四軌跡差分干涉法，詳見5-1-3節)。

InSAR之應用包含地表變形監測及數值高程模型之建立。以下比較干涉結果中，地表變形及地表起伏所產生之相位差靈敏度：

由圖5-1-1可知 $h = H - R \cos \theta$ 如式(5-8)，其中， $h$ 為目標物高程、 $H$ 為載體航高、 $R$ 為天線至目標物之距離、 $\theta$ 為視角。

由式(5-8)可得 $d\theta$ 對 $h$ 之影響 $dh$ 如下：



$$\frac{dh}{d\theta} = R \sin \theta \quad (5-20)$$

由式(5-10)、式(5-11)可知：

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} [-B \sin(\theta - \alpha) + \delta R] \quad (5-21)$$

由式(5-21)可得  $d\theta$  對  $\phi$  之影響  $d\phi$  如下：

$$\frac{d\phi}{d\theta} = \frac{4\pi}{\lambda} [-B \cos(\theta - \alpha)] \quad (5-22)$$

由式(5-20)、式(5-22)可得  $dh$  對  $\phi$  之影響  $d\phi$  如下：

$$\frac{d\phi}{dh} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{-B \cos(\theta - \alpha)}{R \sin \theta} \quad (5-23)$$

由式(5-21)可得  $d(\delta R)$  對  $\phi$  之影響  $d\phi$  如下：

$$\frac{d\phi}{d(\delta R)} = \frac{4\pi}{\lambda} \quad (5-24)$$

對衛載 SAR 而言， $R \gg B$ 。由式(5-23)及式(5-24)可知，等量變化之地表起伏( $dh$ )及地表變形( $\delta R$ )而言，地表變形( $\delta R$ )所產生之相位變化大於地表起伏( $dh$ )所產生之相位變化，亦即，系統量測之地表變形( $\delta R$ )相位變化比地表起伏( $dh$ )相位變化靈敏。因此，利用衛載雷達干涉技術於製作數值高程模型時，精度為公尺級，而應用雷達差分干涉技術於地表變形監測時，精度可達公分級。

### 5-1-3 二、三、四軌跡差分干涉法

DInSAR 處理方法依地形資料產生方式不同，可分為三種：二軌跡差分干涉法、三軌跡差分干涉法及四軌跡差分干涉法。以下各別介紹其方法、原理及優缺點。

#### (1) 二軌跡差分干涉法

此法以既有的數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)模擬成干涉圖當作地形對；另外選擇於兩張影像拍攝期間發生地表變形的 SAR 影像對產生第二張干涉圖作為變形對。將兩幅干涉圖進行差分處理後，即可得到純粹由地表變形產生之相位值。

二軌跡差分干涉處理中，影響干涉處理品質之好壞包括：DEM精度及DEM資料是否能與雷達影像精確套合(Zebker et al., 1994)。並且，研究區是否有數值高程模型資料為其方法限制。

## (2) 三軌跡差分干涉法

此法選用三張SAR影像，假設第一張影像(主影像)與第二張影像(副影像1)拍攝期間地表沒有變形，由此兩張SAR影像產生之干涉圖當作地形對；而地表變形發生於第二張影像及第三張影像拍攝期間，此時則由第一張影像(主影像)與第三張影像(副影像2)產生之干涉圖作為變形對，此干涉圖同時包含地形效應及地表變形所造成之相位值。將兩幅干涉圖進行差分處理後，即可得到純粹由地表變形產生之相位值。

三軌跡差分干涉處理中，影響干涉處理品質之好壞包括：利用干涉法產生之地形對必須進行相位回復，處理過程容易引起錯誤、以干涉圖當地形對會有許多地方因相關性不好而沒有干涉條紋(Massonnet and Feigl, 1998)及純粹代表地形效應之干涉圖求得困難。而本法之優點為：不需現有的DEM資料，避免DEM誤差影響干涉成果。

## (3) 四軌跡差分干涉法

此法選用四張SAR影像，假設第一張影像(主影像1)與第二張影像(副影像1)拍攝期間地表沒有變形，由此兩張SAR影像產生之干涉圖當作地形對；而地表變形發生於第三張影像及第四張影像拍攝期間，此時則由第三張影像(主影像2)與第四張影像(副影像2)產生之干涉圖作為變形對，此干涉圖同時包含地形效應及地表變形所造成之相位值。將兩幅干涉圖進行差分處理後，即可得到純粹由地表變形產生之相位值。

四軌跡差分干涉處理中，影響干涉處理品質之好壞包

括：利用干涉法產生之地形對必須進行相位回復，處理過程容易引起錯誤、以干涉圖當地形對會有許多地方因相關性不好而沒有干涉條紋(Massonnet and Feigl, 1998)、兩幅干涉影像對非共用主影像，可能產生套合誤差及純粹代表地形效應之干涉圖求得困難。

## 5-2 雷達干涉技術誤差來源

利用DInSAR計算地表變形量，其相位差結果( $\Delta\phi$ )代表解析度內包含各種誤差之綜合雷達視距方向地表變形量 (Pathier et al, 2003)：

$$\Delta\phi = \Delta\phi_d + \Delta\phi_a + \Delta\phi_{te} + \Delta\phi_{oe} + \Delta\phi_{dc} + \Delta\phi_n \quad (5-25)$$

$\Delta\phi$ ：綜合雷達視距方向地表變形量

$\Delta\phi_d$ ：雷達視距方向地表變形量(每一週期 $2\pi$ 代表位移量 $\lambda/2$ )

$\Delta\phi_a$ ：大氣效應

$\Delta\phi_{te}$ ：地形誤差

$\Delta\phi_{oe}$ ：軌道誤差

$\Delta\phi_{dc}$ ：幾何及時間產生之不相關

$\Delta\phi_n$ ：雜訊及資料處理過程產生之不相關



DInSAR技術誤差來源大致可歸類為五點，以下就其特性與影響個別說明：

### (1) 大氣效應

雷達訊號在發射與接收過程中都必須經過大氣層，大氣對訊號的影響包括：訊號衰減及訊號傳遞時間遲滯，因此造成影像的雜訊增加、降低像元同調性並且導致相位計算誤差(圖5-2-1)。一般而言，當影像獲得時間之大氣分布相當均勻，其影響量可以忽視；當大氣分布不均或前後取樣時間之大氣條件差異太大，則須將大氣效應影響去除。台灣為高濕度氣候地區，因此，大氣中飽和水蒸氣會影響雷達波的接收。

Zebker等人(1997)以SIR-C/X-SAR之三種波段分別測試大氣效應中的大氣壓力變化與溼度變化對相位計算之影響。實驗結果顯示：溼度變化對相位遲滯的影響量遠大於大氣壓力變化造成之影響量，且波長越短之波段，其訊號傳遞時間遲滯現象越顯著(圖5-2-2)。此外，大氣遲滯現象對二軌跡法與三軌跡法所造成之斜距變形誤差估算式如下(Zebker et al., 1997)：

$$\sigma_{\delta R} = \frac{\lambda}{4\pi} \sigma_{\phi} \quad (\text{二軌跡法}) \quad (5-26)$$

$$\sigma_{\delta R} = \frac{\lambda}{4\pi} \sqrt{1 - \frac{B_{||}}{B_{||}^2} + \frac{B_{||}^2}{B_{||}^2}} \sigma_{\phi} \quad (\text{三軌跡法}) \quad (5-27)$$

以L波段在相對溼度20 %的條件下為例，大氣遲滯分別對二軌跡法及三軌跡法造成約10公分與14公分之斜距變形誤差(Zebker et al., 1997) (圖5-2-3)。

Fujiwara等人(1998)實驗結果顯示，部分地區干涉圖像之相位差與地表變形無關，而是因為大氣中的水蒸氣造成雷達波穿透時間遲滯，導致相位計算誤差。

## (2) 地形誤差

地形誤差之影響量會隨空間基線的長短而改變。當基線越短其影響量越小；當基線越長則會使雷達差分干涉結

果產生附加之高程誤差。此外，二軌跡差分干涉法中，若使用之數值高程模型(DEM)資料有空間性誤差，亦會造成相位計算誤差。

### (3) 軌道誤差

干涉圖中若有軌道誤差，則干涉條紋會產生趨勢性與軌道水平方向之平行條紋。

### (4) 成像幾何及時間產生之不相關

影像間的同調性代表地物、地貌的相似性，也就是同一地面點位在不同時間之相關性指標，其值介於0~1之間。當地物、地貌的變化量小，同一地面點位之雷達回波越一致、同調性越高，所產生之干涉條紋效果越好；若地表在兩幅影像取樣期間變化太大，致使影像的相位間沒有相關性，就無法進行干涉處理，此種現象如水面、近海岸的潮汐、成長快速之農業區等，這些現象會破壞干涉圖中的條紋型態，稱為不相關(decorrelation)或者無相關性(incoherence)。影像間之相關性，可藉由同調性影像做判斷。以下分別說明成像幾何及時間產生之不相關：

#### (a) 成像幾何產生之不相關

合成孔徑雷達為側視系統，因此，訊號發射的角度與地表交互作用後，感測器必須接收到反射訊號，才能紀錄訊號相位及強度值。因此，若因地面為光滑平面而產生鏡面效應，或因地形的坡度無法有效反射訊號，則會因缺乏有效訊號而無法成像或是導致成像的幾何變形。導致成像幾何不相關之因素如下：

##### (i) 入射角

入射角的定義為地表目標物位置之垂直方向與雷達波入射方向所夾之角度。雷達波入射角的變化會影響回波之強弱：若雷達波以垂直入射角接觸目標物表面，其回波強度較強；



若以低角度入射角接觸目標物表面，其回波強度較弱。對SAR訊號入射角而言，兩攝影位置最好能接近，一般很難在基線大於600公尺以上維持此一要求，故此條件與基線長度息息相關(圖5-2-4)。

(ii) 觀測幾何

由於山區坡度影響，使得感測器所發射之雷達波無法準確返回與接收，可能造成山區資料前坡縮短(Foreshortening)、資料疊置(Layover)及陰影(Shadow)等幾何變形(圖5-2-5)。

(iii) 目標物幾何特性

地表目標物的幾何形狀以及物理性質，皆會影響雷達波的吸收與反射。地表反射物可分為三種：鏡面反射體(Specular Reflector)、直角反射體(Corner Reflector)及散射體(Diffuse Reflector)：

1. 鏡面反射體(Specular Reflector)

以水體為例，當雷達波入射至無波浪作用，平滑如鏡面之水體表面，雷達回波訊號會發散，因此，感測器將接收不到回波訊號。

2. 直角反射體(Corner Reflector)

直角反射體可以產生最強的雷達回波。因為直角反射體的反射面由三個互成直角的平面所建構，一般由金屬材質製成使表面更為平滑，且雷達回波路徑會沿原雷達入射方向及角度返回以減少回波能量散失，因此，回波訊號較強且於影像上極明亮且易辨識，可做為良好地面控制點。



### 3. 散射體(Diffuse Reflector)

目標物表面若過於凹凸不平或地勢崎嶇，入射的雷達波接觸到目標物後，會朝各方向散射，僅有部分能量順利反射回感測器，造成回波訊號較微弱且不均勻。

以植被為例，地表植被分布區域較容易使雷達波產生散射作用，因而造成影像之同調性降低且無法產生干涉條紋(圖5-2-6)。

#### (b) 時間產生之不相關

時間不同之兩幅影像，因地面條件改變所產生之不相關，即時間不相關(圖5-2-7)。時間不相關為重複軌道式干涉技術之主要限制條件之一，由於不同時間獲取影像的地面條件已有實質改變，其中可量測之原因有：植被及土壤含水量改變造成介電係數不一致，此種變化在熱帶雨林區特別明顯，在沙漠地區則無明顯變化(Zebker and Villasenor, 1992)。

#### (5) 雜訊及資料處理過程產生之不相關

##### (a) 雜訊產生之不相關

位於同一像元內之不同目標物，其雷達回波訊號可能因為同相位(in-phase)而加強該像元之回波強度；也可能因為反相位(out-of-phase)使該回波強度相互抵消而減弱。因此，雷達回波之雜訊及斑駁現象會造成雷達影像呈粒狀(grainy)或木紋狀，造成地表物難以直接辨識。若欲改善此情形，可選用適當之濾波器以突顯雷達影像特徵。此外，載具的穩定度亦會影響系統相關性及訊號精確度。

##### (b) 資料處理過程產生之不相關

###### (i) 影像套合

同一地面點在兩幅雷達影像的成像過程

中，因幾何條件不同會產生成像結果的差異。其中，因合成孔徑雷達係利用都普勒原理提升方位解析度，因此，在方位方向之成像幾何中，為使兩幅影像之方位像元正確對應，須採用同一都普勒中心值以產生像元之複數影像值。

兩幅SAR (Synthetic Aperture Radar)影像進行差分干涉處理時，必須正確計算影像對內每一像元之正確對應位置。像元位置正確對應，共軛像元間才有明顯之相關性；如果套合精度不好，則像元間之相關性會明顯降低，甚至產生不相關現象。根據實際分析顯示，當套合精度達到1/10像元時，可以產生高達0.98之相關值(Hanssen, 2001)。

(ii) 多觀點平均

雷達影像中，藉由觀點數(the number of looks)增加以進行多觀點平均可有效減少雷達之斑駁(Speckle)現象，但進行多觀點平均亦會失去部分相位資訊。因此，藉由多觀點平均可有效改善訊號品質(Zebker et al., 1994)，但亦會減低空間解析度。

(iii) 不確定值

干涉圖中雷達與地表間距離，僅其分數值保存於相位；而其餘整數部份為不確定值。此不確定值須藉相位回復以計算回復之整數值。最簡單的回復方法為：沿著一條路徑計算條紋數。雖然目前已有許多自動方法可以進行相位回復，但是無法確保最終結果都是正確的。

(iv) 相位變化值符合要求

干涉的條件中，鄰近像元間之相位變化不能超過一條干涉條紋( $2\pi$ )，若超過此臨界點，像元間就會產生不相關。以Envisat衛星為例，進行偵測變形時，一個條紋代表變形2.8公分，若變形事件於像元解析度範圍內之雷達視距方向變化超過2.8公分，則像元間產生不相關且變形量無法於干涉圖中顯示。

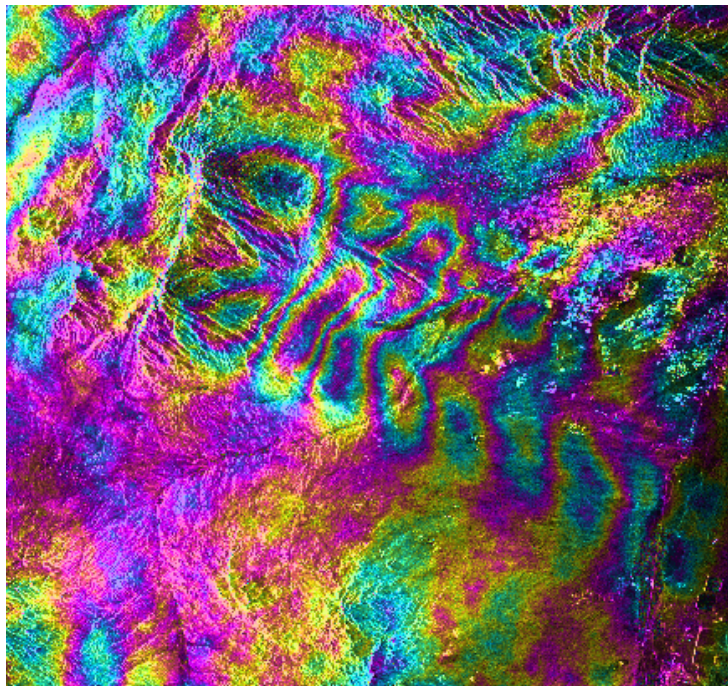
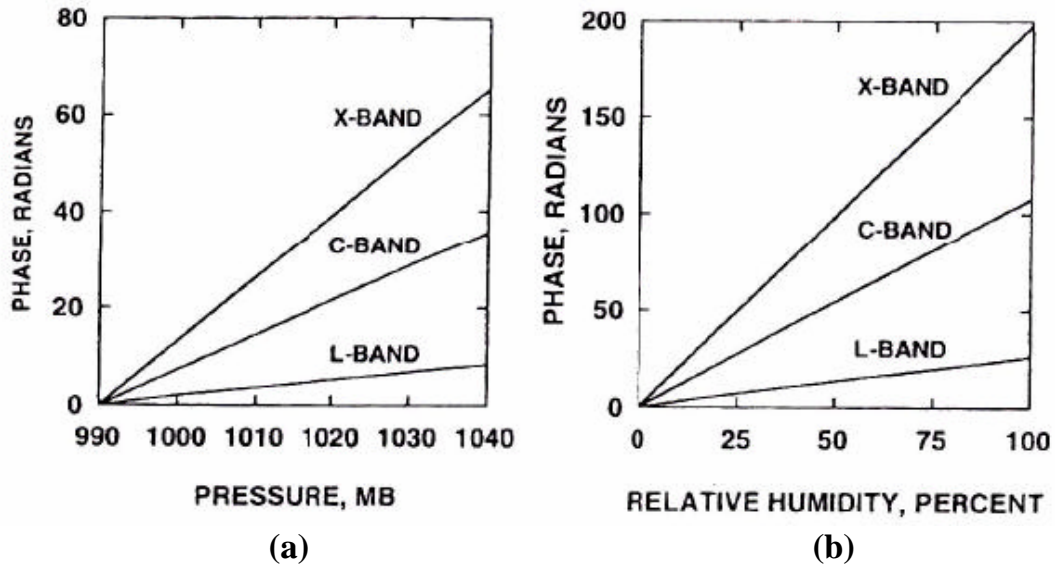
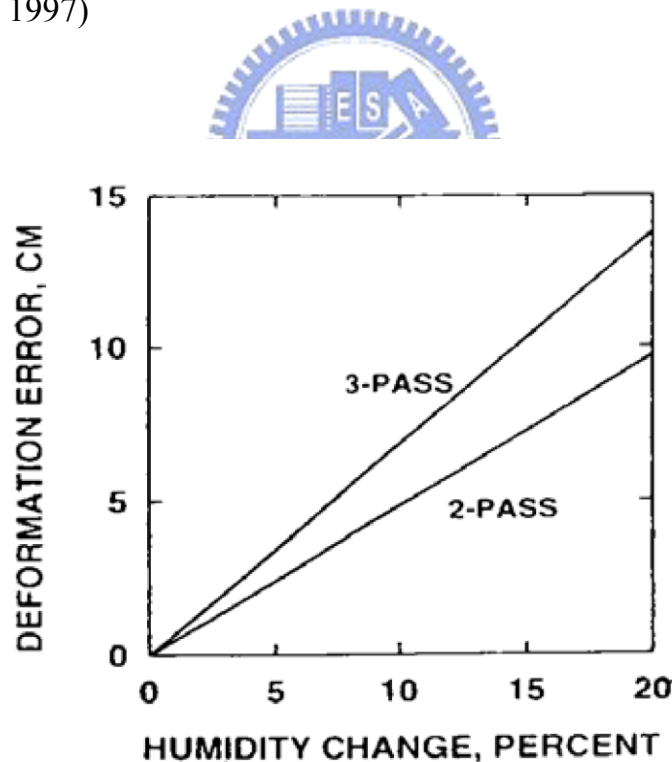


圖5-2-1 Tuscon, Arizona地區大氣效應造成DInSAR相位變化範例  
(Hoffmann, 2003)



**圖5-2-2 大氣壓力變化與溼度變化對不同波段之相位計算影響**  
 由圖(a)及圖(b)得知，溼度變化對相位遲滯的影響量遠大於大氣壓力變化造成之影響量，且波長越短之波段，其訊號傳遞時間遲滯現象越顯著，SIR-C/X-SAR 三種波段依序為：L( $\lambda=24$  cm)、C( $\lambda=5.67$  cm)、X( $\lambda=3.1$  cm) (Zebker et al., 1997)



**圖5-2-3 L波段相對濕度與大氣遲滯造成DInSAR誤差關係圖**  
 L波段於相對溼度20%時，大氣遲滯對二軌跡法與三軌跡法造成約10公分與14公分之雷達斜距變形誤差(Zebker et al., 1997)



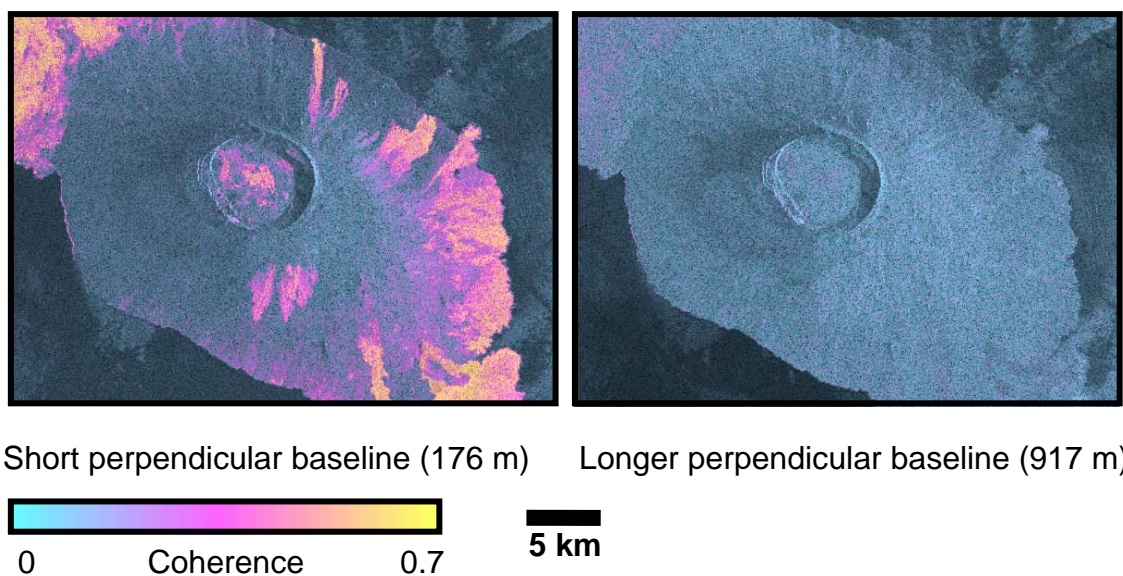


圖5-2-4 垂直基線長與同調性參數關係圖 (Hooper, 2006)

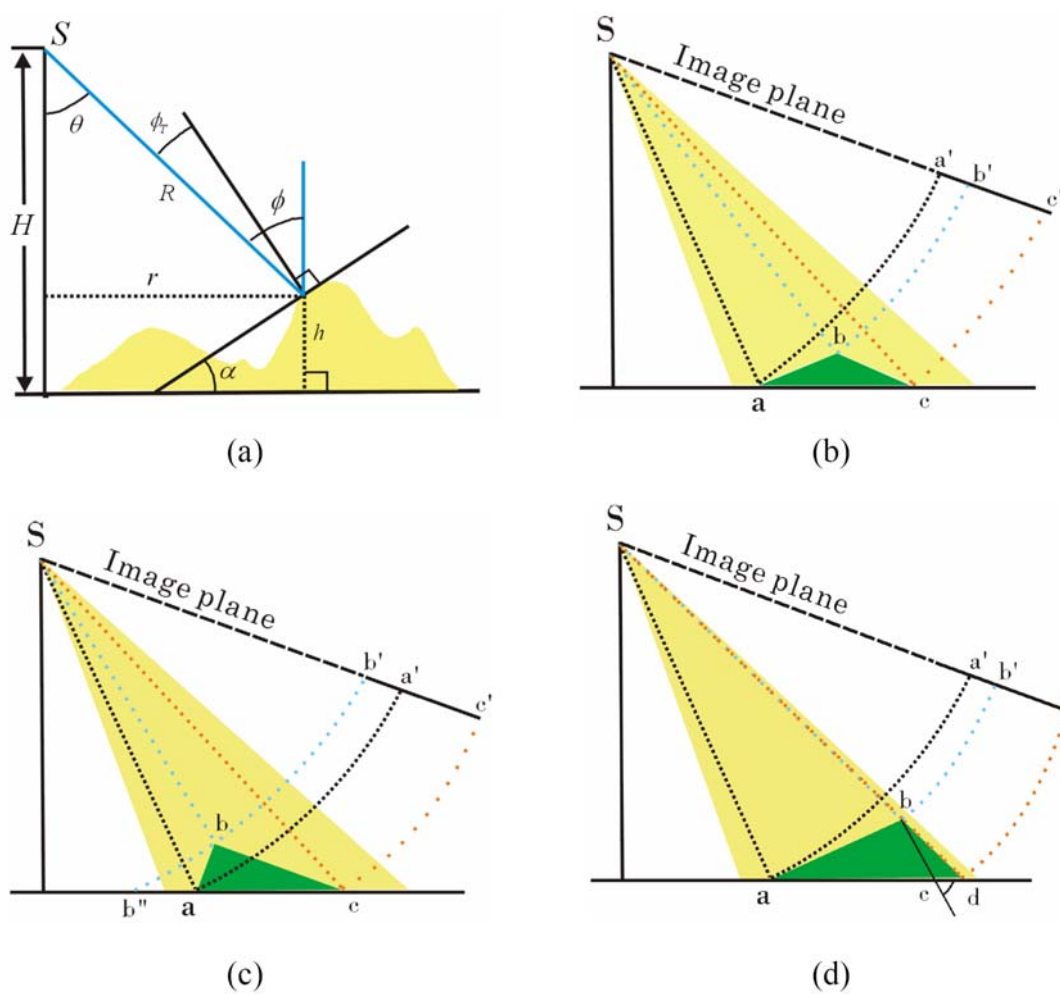
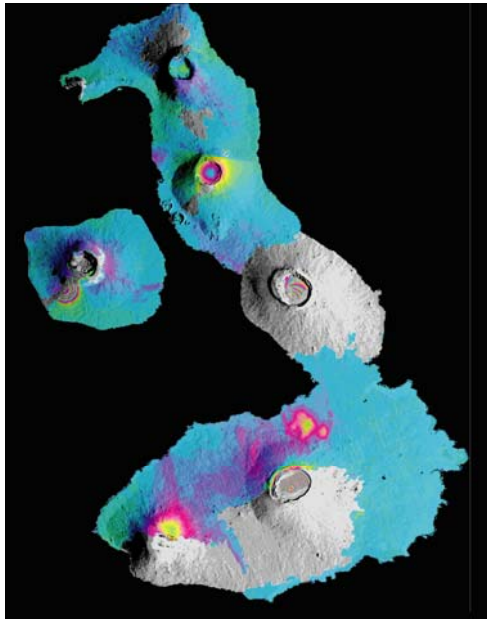


圖5-2-5 雷達成像幾何變形示意圖

(a) 側視雷達與地表目標物觀測幾何 (b) 前坡縮短 (c) 疊置 (d) 陰影 (陳卉瑄, 2001)



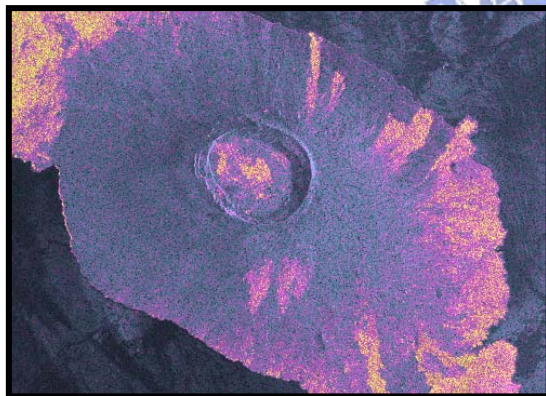
Amelung, Jonsson et al. [2000]



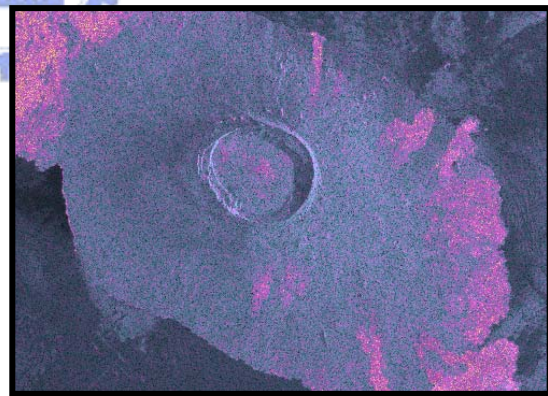
NASA, Visible Earth website

**圖5-2-6 地表植被分布與DInSAR結果關係圖**

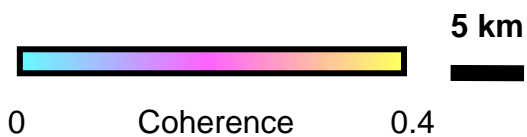
地表植被分布區域容易使雷達波散射，造成影像同調性降低且無法產生干涉條紋 (Hooper, 2006)



4 months



8 years



**圖5-2-7 時間基線長與同調性參數關係圖 (Hooper, 2006)**



## 5-3 雷達干涉技術處理流程

### 5-3-1 資料來源與使用軟體

本研究利用 DInSAR 技術，對台灣雲林地區地層下陷情況進行評估。其中，衛星資料取自歐洲太空總署所發射之 Envisat 衛星，並擷取軌道編號 track 232, frame 3123 之圖幅(圖 5-3-1)，另外搭配 40 公尺空間解析度的數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)進行差分干涉計算，且配合法國太空總署(CNES)所研發之 Diapason V.4.1 版軟體進行處理。

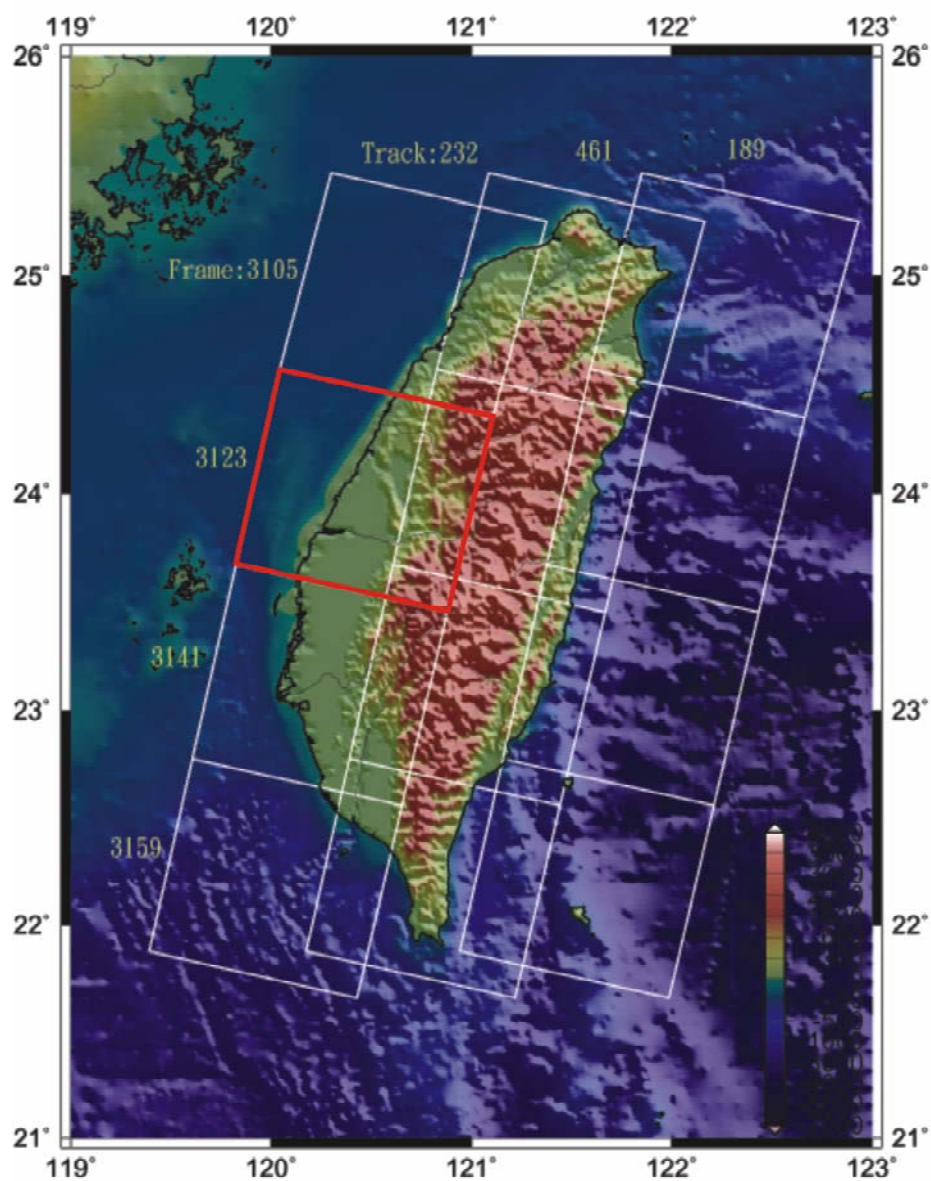


圖5-3-1 Envisat衛星經過台灣地區之軌道路徑圖  
紅色方框為本研究區 (track/frame, 232/3123)

Envisat衛星於西元2002年3月發射，主要目的為延續ERS-1/2之地球觀測任務。因此，同於ERS-1/2為一太陽同步資源衛星，飛行高度約為799.8公里，軌道傾斜角度約為98.55度，重複觀測週期為35天。Envisat衛星上，共酬載10個載具，其中包括一合成孔徑雷達系統，名為ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar)。ASAR為一多偏極雷達，可提供HH & VV, HH & HV, VV & VH資料，其衛星籌載波段為C波段，波長為5.6公分。

### 5-3-2 處理流程

本研究針對雲林地區，以Envisat衛星所擷取之雷達影像為主要資料來源，篩選出衛星軌道基線差較小的影像配對，進行DInSAR計算。處理流程主要包含以下三大項(圖5-3-2)：

#### (1) 干涉影像對規劃。

研究區域決定後，影像對規劃與選取標準即成為初期工作最重要的關鍵。選取影像對的標準如下：

- (a) 軌道基線標準：在影像對軌道基線(baseline)選取規劃上，垂直基線長小於400公尺，使其空間基線不相關造成之誤差較小。
- (b) 影像對時間標準：根據經驗，將超過二年的影像對日期加以配對後，得到的影像干涉同調性結果較差，同時影像模糊且較難準確套疊。因此在規劃時，兩組(或多組)衛星資料日期最好能選擇在二年以下，使其時間基線不相關造成之誤差較小、以得到較佳的干涉成果。

#### (2) DInSAR計算。

本研究利用法國太空總署(CNES)所研發之Diapason差分干涉作業軟體，藉以調整及設定雷達影像參數值、雷達影像套合及影像差分干涉處理。

Diapason軟體之影像處理流程大致可分為7個步驟(圖5-3-3)：

- (a) 將主影像及副影像之原始回波資料經由SAR處理子程式，分別處理成主影像及副影像的單觀點複數影像。
- (b) 將ESA所提供之Envisat衛星精密軌道資料(Precise Orbit Data)加入程式中，以消除軌道所造成之誤差。
- (c) 將主影像之單觀點影像及副影像之單觀點影像取樣套合後，經干涉處理產生干涉圖。
- (d) 將涵蓋雷達影像範圍之數值高程模型資料輸入程式中，產生模擬全相位圖像。
- (e) 套合步驟(c)之干涉圖與步驟(d)之模擬全相位圖像。
- (f) 再次干涉處理，去除數值高程模型模擬而來的全相位圖像，得到去除地形效應之差分干涉圖。
- (g) 干涉相位濾波處理。

利用 Goldstein and Werner (1998) 所提出之 Goldstein radar interferogram filter處理雜訊。其主要概念為：將干涉圖像中相位變化較為平滑之區域進行較強的濾波處理以濾除雜訊；將相位變化亂度較高之區域進行較弱之濾波處理。這個方法目前公認對於干涉影像雜訊濾除十分合理且有效(Goldstein and Werner, 1998)。

(3) 差分干涉圖像之相位回復。

利用美國 Stanford Radar Interferometry Research Group所研發之SNAPHU解相位軟體進行相位回復(Phase Unwrapping)(Chen and Zebker, 2002)。

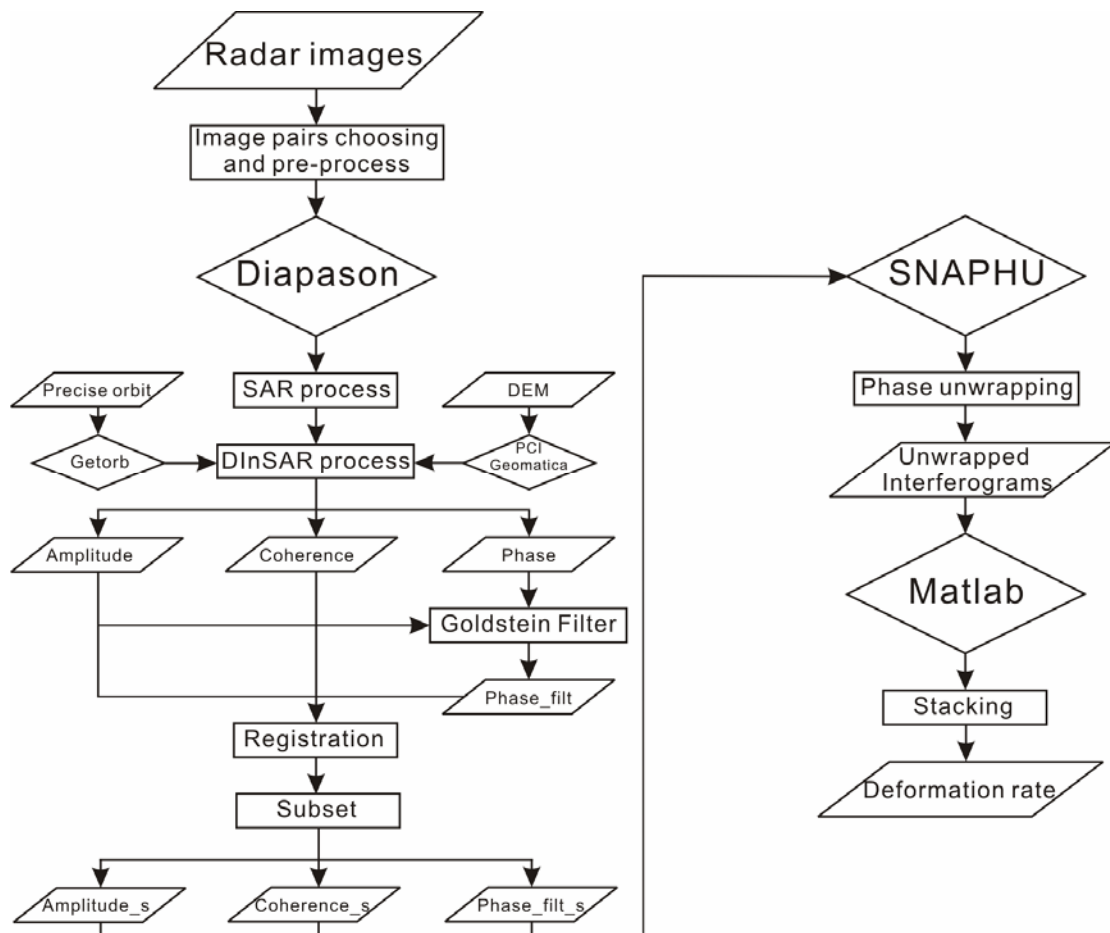


圖5-3-2 DInSAR處理流程圖

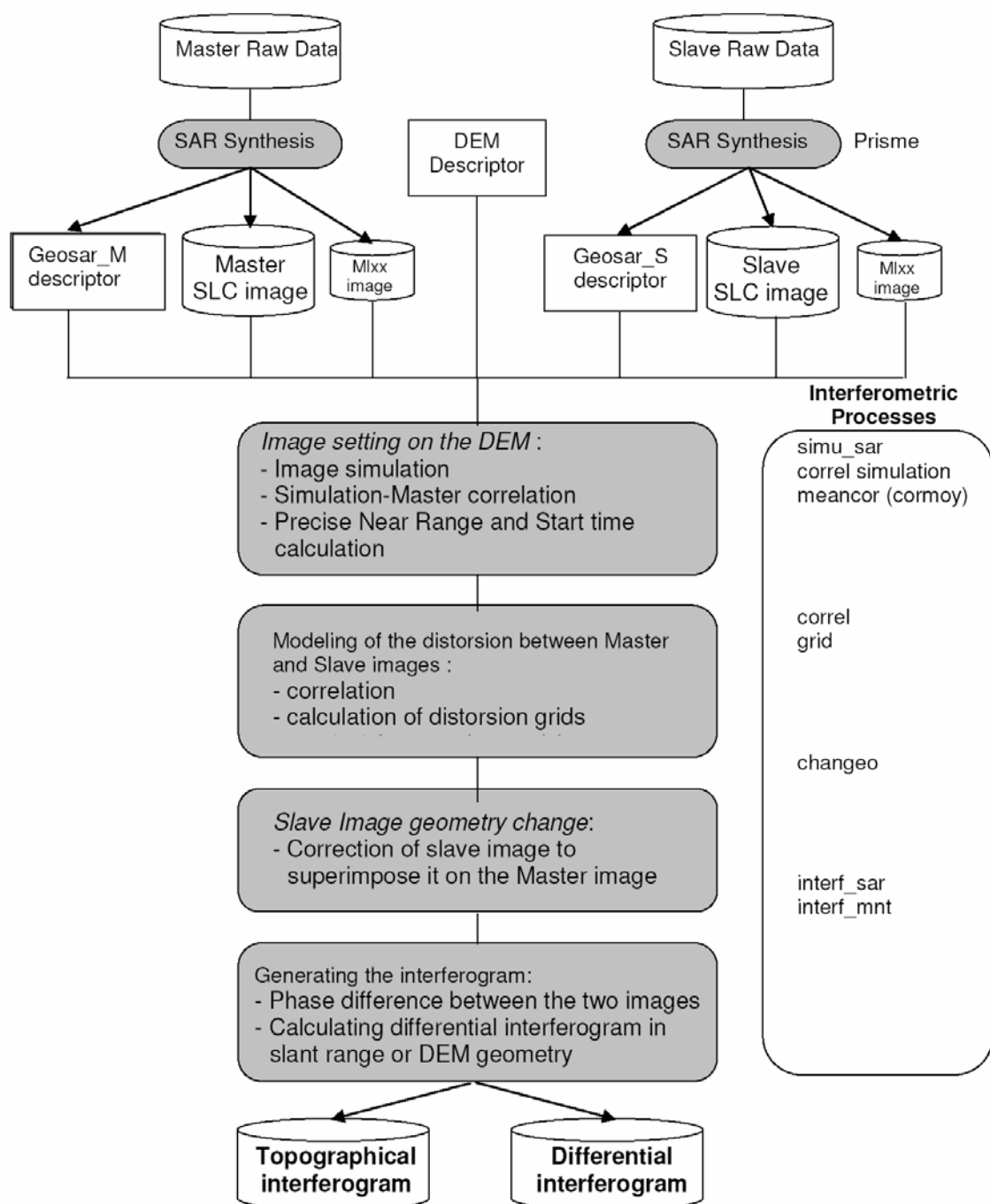


圖5-3-3 Diapason軟體進行DInSAR處理流程圖

(Diapason, 2006)

#### 5-4 應用DINSAR技術監測雲林地區下陷研究

本研究利用不同時間Envisat衛星所拍攝雷達複數影像計算，得到之相位值差異以獲取雷達斜距方向之地表變形量（line-of-sight displacements）。

在差分干涉的計算中，有許多因素會影響相位因而導致地表變形計算之誤判。其中，影響最顯著的為衛星軌道誤差及非重覆性的誤差(Massonnet and Feigl, 1998)。衛星軌道誤差會在差分干涉圖中產生明顯平行排列之干涉條紋，嚴重影響資料計算。因此，本研究採用ESA所提供之Envisat精密軌道參數以消除此項誤差。而非重覆性的誤差(non-stationarity error)包含兩大類：第一類誤差為隨機的雜訊（random noise），沒有特定分佈，例如數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)、SAR處理過程、影像本身及地表特徵物所造成的誤差；第二類非重覆性的誤差主要來自大氣的遲滯效應(atmospheric conditions)。雷達波雖然可以穿透大氣中的雲、霧及水氣，但卻可能使雷達波傳遞遲滯，因而造成計算時的誤差。Hoffmann (2003)指出，大氣遲滯效應所造成之干涉誤差一般難於差分干涉計算中消除，因而造成應用DInSAR監測地表變形之限制。

本研究選取2006年9月21日至2007年6月28日之8幅Envisat影像，為降低前述差分干涉計算時可能造成之誤差，配對條件設定為垂直基線長小於400公尺，共計產生13組影像對，影像對之規劃表及規劃圖如表5-4-1與圖5-4-1。選取之Envisat影像格式為：ASAR image single look complex中之VV偏極雷達，且選取降模式及IS2之攝像模式，其影像幅寬105公里、空間解析度約30公尺、雷達入射角度為19.2~26.7度。



表 5-4-1 雲林地區 Envisat 影像干涉規劃表

| Pair No. | Master image (date) | Slave image (date) | B <sub>⊥</sub>   (m) | Day difference (days) |
|----------|---------------------|--------------------|----------------------|-----------------------|
| 1        | 2007/03/15          | 2007/01/04         | 130                  | 70                    |
| 2        | 2007/04/19          | 2007/02/08         | 141                  | 70                    |
| 3        | 2007/04/19          | 2007/03/15         | 190                  | 35                    |
| 4        | 2007/02/08          | 2006/10/26         | 306                  | 105                   |
| 5        | 2006/10/26          | 2006/09/21         | 362                  | 35                    |
| 6        | 2007/03/15          | 2007/02/08         | 331                  | 35                    |
| 7        | 2007/04/19          | 2007/01/04         | 320                  | 105                   |
| 8        | 2007/05/24          | 2007/02/08         | 88                   | 105                   |
| 9        | 2007/05/24          | 2007/03/15         | 243                  | 70                    |
| 10       | 2007/05/24          | 2007/04/19         | 53                   | 35                    |
| 11       | 2007/06/28          | 2007/02/08         | 58                   | 140                   |
| 12       | 2007/06/28          | 2007/03/15         | 273                  | 105                   |
| 13       | 2007/06/28          | 2007/04/19         | 83                   | 70                    |

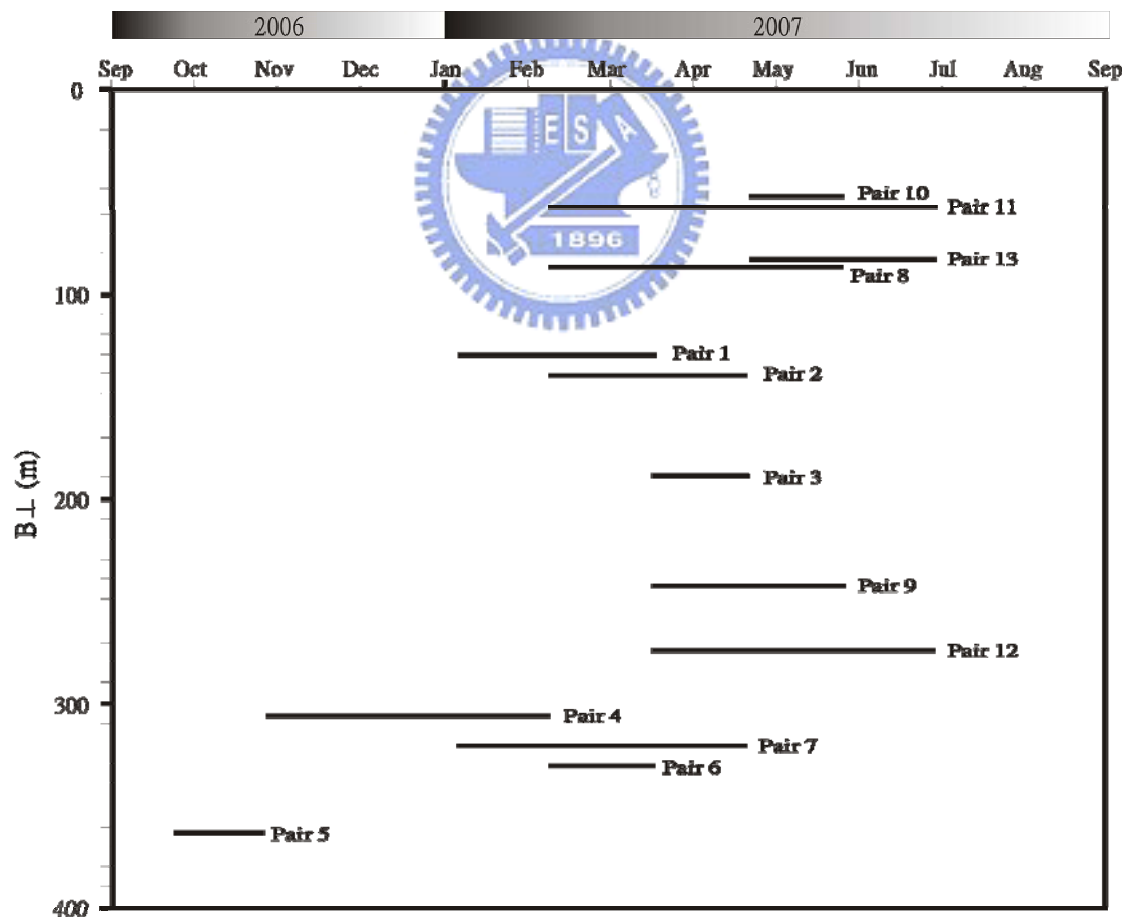


圖 5-4-1 雲林地區 Envisat 影像(track/ frame, 232/3123)干涉規劃圖

資料處理部分，使用Diapason軟體以二軌跡法解算差分干涉資料，並加入農航所提供之40公尺空間解析DEM，藉以消除地形效應，並且搭配SNAPHU軟體將差分干涉資料進行解相位以求得雷達斜距方向之地表變形量。

使用雲林地區水準測量之基準點做為差分干涉資料相位回復之基準點。最後將此13組相位回復後之地表變形成果疊加，獲得雷達斜距方向之2006年至2007年平均地表變形率，為後續與水準測量成果比對，因此將雷達斜距之變形量 $r$ 轉換成垂直變化量 $c$ ，其轉換方式如式（5-28）。

$$r = (a \cos \varphi + b \sin \varphi) \sin \theta + c \cos \theta \quad (5-28)$$

式中：

$\theta$ ：視角

$\varphi$ ：軌道旋轉角

$(a,b)$ ：平面變動量

$(c)$ ：高程變動量

$r$ ：雷達斜距變動量



其中，依據GPS固定站的成果顯示，地層下陷的變化主要發生在高程上的變化，平面的位移皆小於1公分以內，因此在轉換時，假設地表沒有水平位移，即 $(a,b)=(0,0)$ ，而 $\theta=23$ 度，經轉換成果如圖5-4-2。由圖5-4-2成果結果顯示，雲林地區地表如碗狀下陷，最高年平均下陷速率達9.2公分/年，其發生地點位於土庫鎮。

為驗證DInSAR成果，因此使用雲林地區2006年10月～2007年7月之水準測量資料，經地質統計內插（參考3-1-3節）後，獲得圖5-4-3之成果，比對圖5-4-2與圖5-4-3之成果，可以看出整個雲林主要下陷區域位在內陸地區，兩項成果在下陷趨勢與位置大致吻合，但DInSAR可以比水準測量看到更細微的變化。其原因為DInSAR為40公尺的空間解析度，而水準測量為1500公尺的空間解析度，尤其當水準測量沒有經過的區域，其下陷量值為內插

值而非實測值，因此DInSAR可以比水準測量測得更精確的下陷中心，同時展現更細微的變化，進一步凸顯DInSAR於監測地表變形之高空間解析的特性。

為進一步求取DInSAR及水準測量之差異量，因此在圖5-4-2與圖5-4-3中，以原雲林水準網上之水準點（雲林地區之水準網參考圖3-1-5），連結成A-B（東西向）及C-D（南北向）兩條剖面線，並以兩者量得之垂直變化量進行比對，經比對之成果顯示，AB剖面線之均方根差異量（RMSE）為1.2cm/yr，CD剖面線之均方根差異量（RMSE）為1.1cm/yr。

由於DInSAR及水準測量的測量時間有些微的差異，同時DInSAR會受到大氣效應與植被的影響，造成DInSAR計算之空間及時間不相關誤差，推測其為造成DInSAR及水準測量的成果產生差異的可能原因。但由本研究資料顯示，應用DInSAR技術探測地表變形可快速、經濟且有效獲得高空間解析之地表變形。

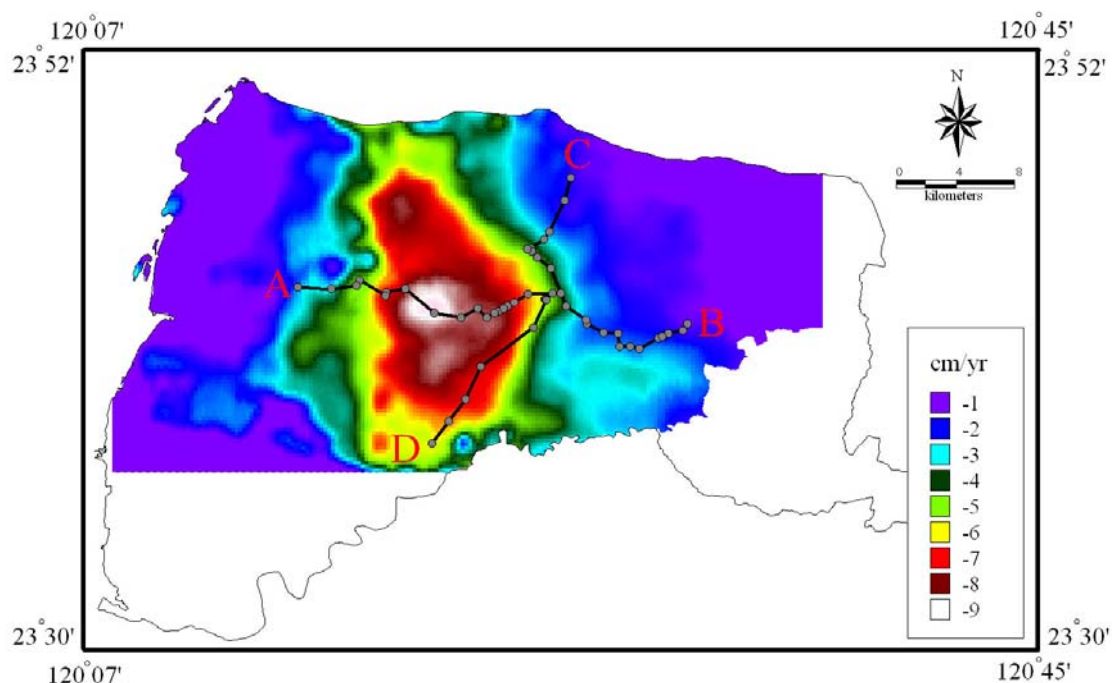
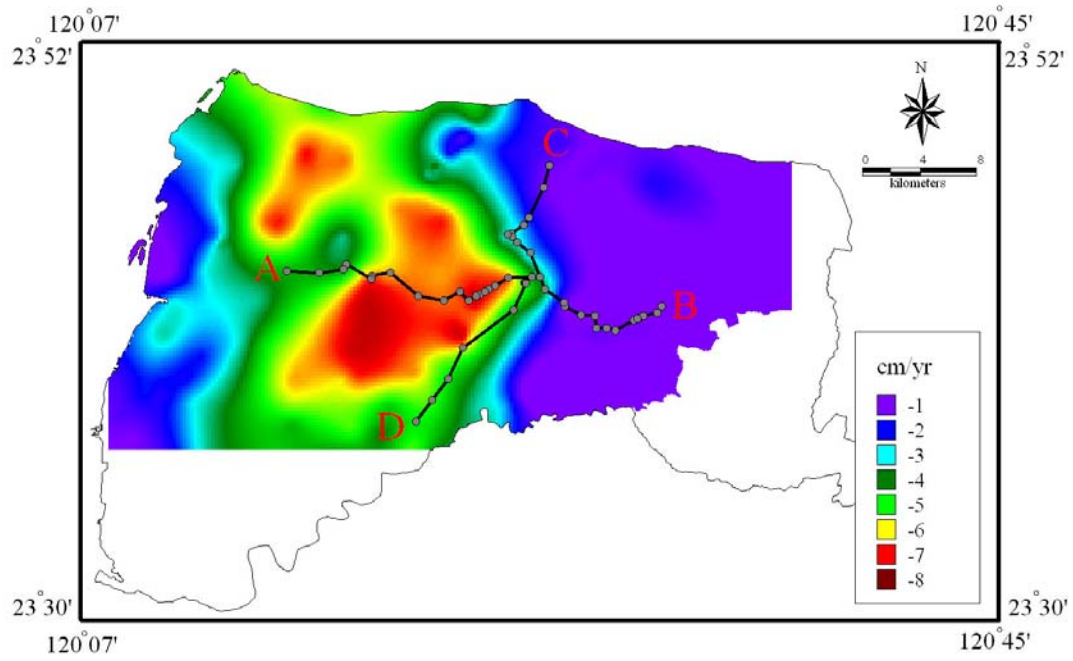
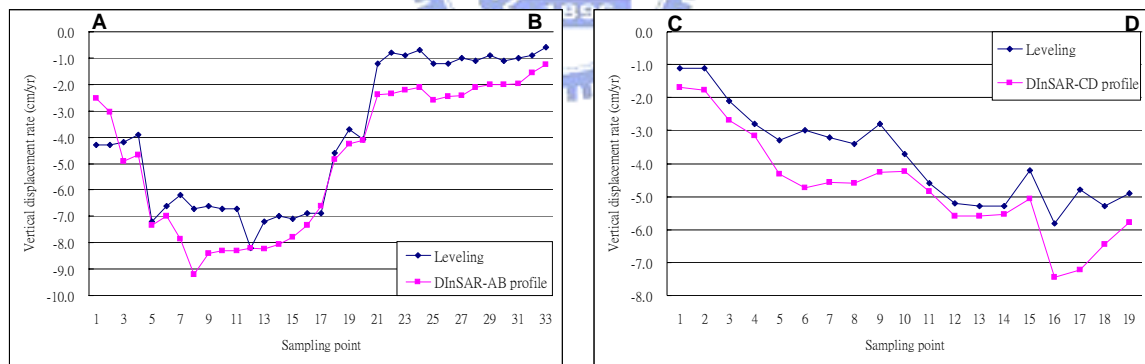


圖5-4-2 雲林地區2006至2007年DInSAR垂直方向地表變形速率圖



**圖5-4-3 雲林地區2006至2007年水準測量地表變形速率圖**

由13組差分干涉資料經解相位並遮罩同調性差的部分，最後疊加而成。圖中線段A-B, C-D為量化分析剖面



**圖5-4-4 雲林地區2006至2007年DInSAR與水準測量垂直地表變形速率結果比較圖**

## 5-5 DInSAR與水準測量資料融合（Fusion）分析

本研究在雲林地區同時進行水準測量與DINSAR的監測，但兩者在空間解析度、時間解析度與高程測量精度具有差異（參考第1-3節中的表1-3-1與表1-3-2），因此如何透過資料融合的技術，有效地結合「重複觀測」之變形量，進而推求更能描述地表變形的趨勢面，即為本節的重點。

融合監測資料的直接方法是將同一地區中，兩種不同類型、精度的監測資料整合成同一資料（Walter and Frisch, 1998），因為不同資料間的空間解析度並不一致，因此必須將待融合的資料，透過內插的方式，內插至相同點位，進行比較與結合。

資料資料融合的內插方法，主要有三種方法：

1. 最小曲率法（Minimum Curvature Spline）
2. 克利金法（Kriging）
3. 最小二乘配置法（Least Squares Collocation）

上述三種內插方法之相關說明如表5-5-1，而根據黃宗仁（2002）對三種內插方法的精度評估中指出，克利金法與最小二乘配置法的內插精度約略一致（克力金法略微優於最小二成配置法），但明顯優於最小曲率法，因此本研究採用克利金法，進行內插。

表5-5-1 內插方法統計表

| 內插方法    | 說明  | 參考文獻          |
|---------|---|---------------|
| 最小曲率法   | 利用最小二乘法回歸通過一組已知點的曲面，透過這個曲面來推估每一個未知點的屬性質。  | Watson(1992)  |
| 克利金法    | 根據區域變數理論，經半變異元模式，分析得到區域變異化空間相依的結構，在滿足最佳線性無偏估計（Best Linear Unbiased Estimation）條件下，推估取樣點位置的屬性數值。 | Cressie(1993) |
| 最小二乘配置法 | 結合最小二乘平差、濾波及預估之功效，同時具有最佳線性無偏估計（Best Linear Unbiased Estimation）之特性，推估取樣點位置的屬性數值。                | Moritz(1973)  |

資料融合的處理流程如圖5-5-1。相關說明如下：

步驟一：將DInSAR的成果（ $40\text{m} \times 40\text{m}$ 網格： $S\Delta H_{\text{InSAR}40}$ ），均勻化成（ $250\text{m} \times 250\text{m}$ 網格： $S\Delta H_{\text{InSAR}250}$ ），其主要目的為二：

1. 原 $40\text{m} \times 40\text{m}$ 網格資料量太大，當大面積解算時，計算相當耗時，均勻化可以縮短解算時間。
2. 均勻化可以產生局部平滑化，降低出現特異點的機率。

步驟二：利用 $S\Delta H_{\text{InSAR}250}$ 的網格，讀出區域內水準點位置的高程變化量 $P\Delta H_{\text{InSAR}}^i$ 。

步驟三：利用水準測量測出水準點的高程變化量 $P\Delta H_{\text{Leveling}}^i$ 減步驟二所讀出的高程變化量 $P\Delta H_{\text{InSAR}}^i$ ，得 $P\Delta H_{\text{LH}}^i$ 。

步驟四：利用所有之 $P\Delta H_{\text{LH}}^i$ ，以3-1-3之地質統計方法，內插出DInSAR與水準測量的差異趨勢面 $S\Delta H_{\text{LH}}$ 。

步驟五：結合DInSAR趨勢面（ $S\Delta H_{\text{InSAR}250}$ ）與差異趨勢面（ $S\Delta H_{\text{LH}}$ ），成為融合地表變形面（ $F\_S\Delta H_{\text{LH}}$ ）



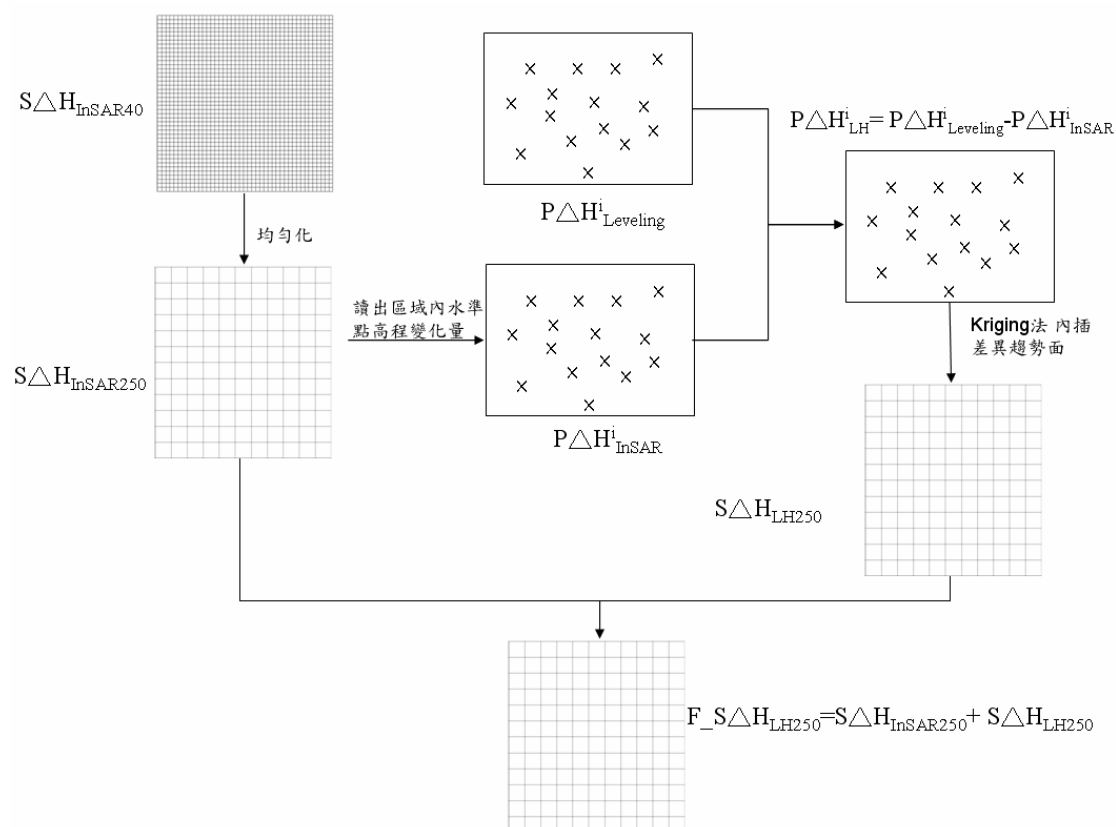


圖5-5-1 水準與DInSAR高程變化融合流程圖

利用5-4節所獲得之成果，進行上述之實驗，獲得之結果如圖5-5-2。由圖5-5-2（A）中可以發現，水準測量與DInSAR成果在內陸地區的下陷量差異值相對較小，其原因與現地土地利用有關，因為內陸地區的建築物較多，而沿海的鄉鎮魚塭較多，因此內陸地區相對於沿海地區的同調性（coherence）較好，所以可以獲得與水準測量較為接近的成果。

圖5-5-2（B）為經過融合的計算程序之後的成果，由圖中顯示水準測量水準點 $P\Delta H^i_{Leveling}$ 與 $F\_S\Delta H_{LH}$ 相同點位的差異量在 $\pm 2$ 公分以內點位，由原本之272個，提高到307個，分析其差異量的個數如圖5-5-3，由圖中顯示，其殘差的數量經融合處理後，轉為正常分佈狀態（normal distribution），顯示融合地表變形面（ $F\_S\Delta H_{LH}$ ），有效的結合水準測量與DInSAR的結果，縮小兩者之間的差異，同時沿海地區的明顯差異亦獲得改善。

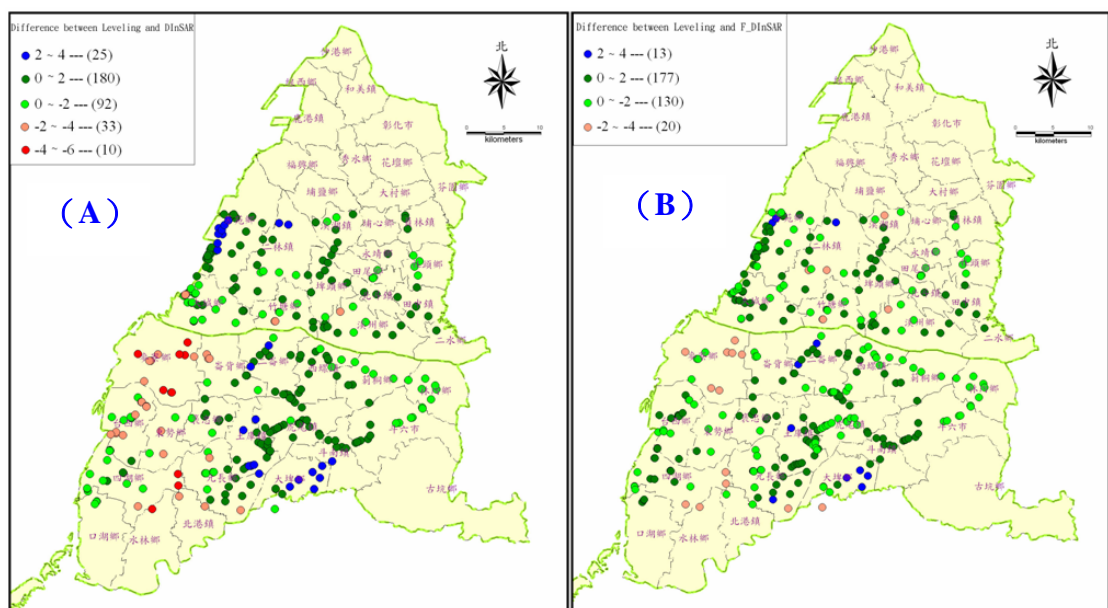


圖5-5-2 融合分析成果

- (A) 水準測量與原DInSAR成果在測量區內水準點之下陷量差異比較圖  
 (B) 水準測量與融合下陷量在測量區內水準點位置的下陷量差異比較圖

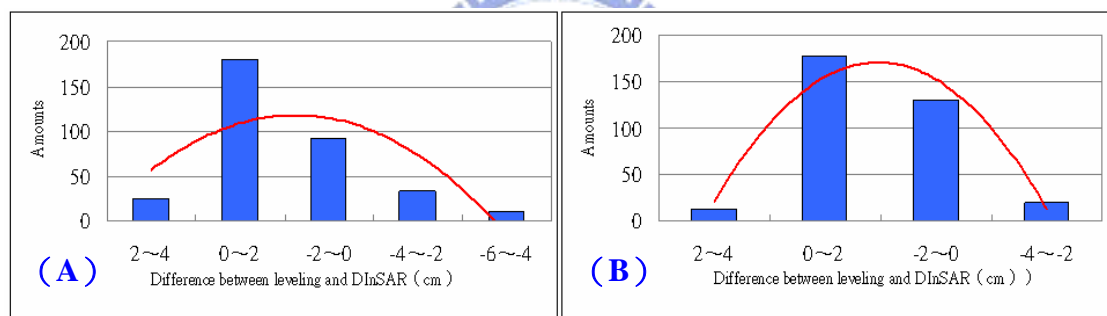


圖5-5-3 融合殘差分佈圖

- (A) 水準測量與原DInSAR成果在測量區域內水準點之差異數量比較圖  
 (B) 水準測量與融合下陷量在測量區域內水準點位置的差異數量比較圖

應用5-4節的AB與CD剖面，重新分析三個不同趨勢面的差異量如圖5-5-4與圖5-5-5，由圖中顯示，融合地表變形面剖面線更趨近於水準測量成果的剖面線，計算上述成果之均方根誤差如表5-5-2，由表中顯示均方根誤差之改善率約為25%與36%。

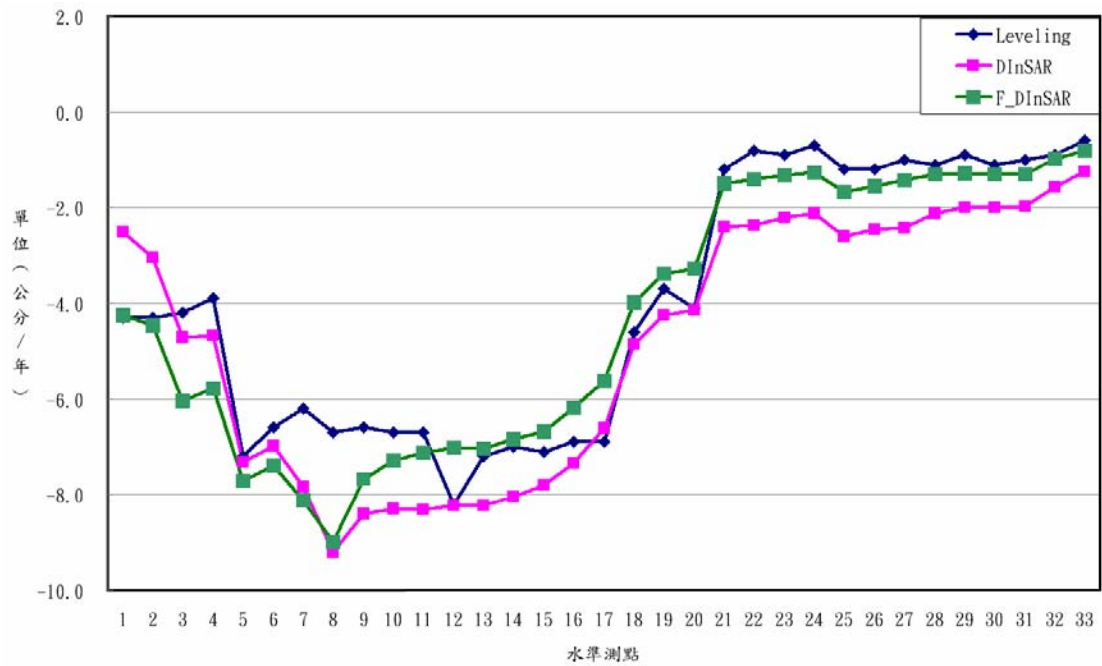


圖5-5-4 雲林地區2006至2007年融合成果差異比較圖（AB剖面-東西向）

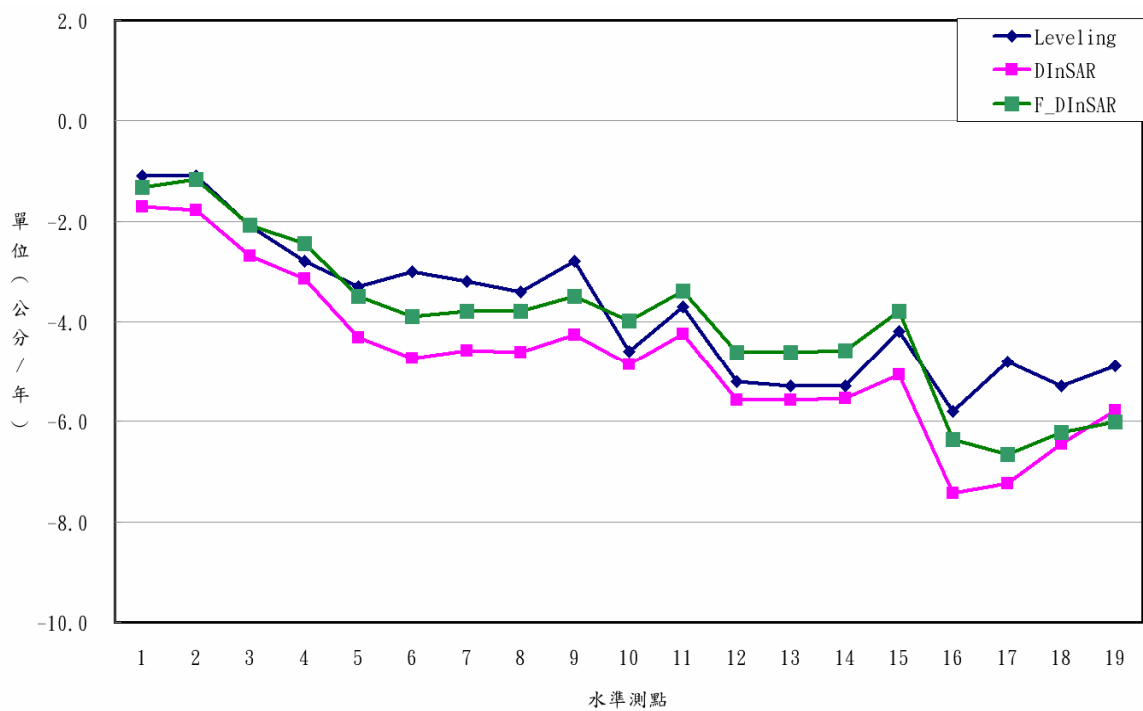


圖5-5-5 雲林地區2006至2007年融合成果差異比較圖（CD剖面-南北向）

表5-5-2 雲林地區DInSAR與水準測量（東西與南北剖面線）  
之均方根(cm/yr)差異統計表

|                     | 水準測量與DInSAR<br>均方根差 | 水準測量與融合結果<br>均方根差 | 均方根<br>改善率 |
|---------------------|---------------------|-------------------|------------|
| 南北向<br>剖面線<br>(C-D) | 1.2                 | 0.9               | 25%        |
| 東西向<br>剖面線<br>(A-B) | 1.1                 | 0.7               | 36%        |



## 6. 結論與建議

本論文主要探討雲林及彰化地區之超量抽用地下水引起之地層下陷，應用水文地質、大地工程及大地測量之監測設備，組合成多重感應器監測系統，分別從空中、地面及地下不同面向來監測與分析下陷行為與機制，其特點在於各個監測系統之間可以交互驗證，同時利用空間解析度與時間解析度之差異，結合不同監測設備，提高整體監測系統之監測精度與分析能力。

以下除將研究成果提出總結外，並針對對未來研究提出建議。

### 6-1 結論

- (1) 利用水準測量數據與地質統計方法，內插持續下陷面積，並與降雨量進行相對分析，得到兩者呈逆相關趨勢，亦即當雨量減少時，持續下陷面積會增加，其原因在於雲林地區目前大量依賴地下水，在政府之新增水源尚未完成之前，一旦雨量減少，地下水位明顯下降，則地層大幅下陷的機率就會升高。
- (2) 依據GPS與水準測量累積之下陷量資料比較成果顯示，在2003～2006年期間，兩者之RMSE為1～3公分，在測量初期，GPS之變化量較大，但若將長期之監測數據累積計算，則因偶然誤差之消除，則GPS可以獲得良好之成果。
- (3) 結合GPS、水準測量與地陷監測井，分析彰化縣西港地區之地層下陷成果，三者之差異量皆控制在1公分以內，顯示整體監測系統相當穩定，因此本研究利用GPS數據輔助結合地陷監測井資料，將地陷監測井原1個月一次的觀測頻率，虛擬成1週一次，該方法可以有效凸顯土壤之應力與應變關係，同時分析出西港地區之體積壓縮係數 $m_v$ 由 $0.01714 \text{ m}^2/\text{KN}$ ，變化成 $0.01144 \text{ m}^2/\text{KN}$ ，顯示地層之可壓

縮性越來越少，其意為西港地區之地層由塑性變形，逐漸趨向彈塑性變形之行為。

- (4) 應用時間序列分析 (ARIMA) 分析彰化縣大城鄉西港國小 GPS 固定站之下陷速率，預計西港地區 2009 年年平均下陷速率為 2.8 公分/年，預測之誤差精度 (MAPE) 為 4.3%，屬於良好等級。
- (5) 分析雲林縣土庫鎮之地質條件，在地底下 160~300 公尺之間，具有相當豐厚的易壓縮土壤 (泥、粉砂與黏土)，1997 年~2004 年期間，深層水位急劇下降，導致深層土壤產生壓縮，應用應力應變分析，其成果顯示，土庫地區目前屬於正常壓密狀態 (塑性變形)，即地層一旦下陷，則地表高度將永不回復。應用壓縮達 90% 之時間因素  $T_v$ ，計算七個不同深度及厚度之地層壓縮所需時間，其成果顯示大部分地層即使水位回升，仍須四個月以上才能壓縮反應完成，因此在雨季來臨時，地層會出現下陷停滯現象，但乾季則會繼續下陷。
- (6) 比對土庫地區 GPS 固定站、水準測量與地陷監測井資料，其成果顯示水準測量與 GPS 固定站之下陷量一致，但該下陷量值明顯大於地陷監測井，其原因主要為 300 公尺以下仍有深井在集中抽水。應用監測井數據分析單位厚度壓縮速率，顯示雲林內陸地區主壓縮層發生在第四含水層 (地表下 250 公尺以下)，該現象與當地之土地利用有關 (該區域附近 1000 公尺範圍內有 10 口自來水公司的深井，深度達 250~330 公尺之間，經 2005 年行政院進行高鐵沿線三公里範圍內公有水井封填計畫封填上述水井後，2006~2008 土庫地區的地表下陷量與深層土壤壓縮量有明顯減少，該成果顯示未來政府單位若能有效管控深層 (地下 250 公尺以下) 的抽水行為，將可有效降低地表之下陷量。
- (7) 地層下陷是一個面狀的變形，而水準測量、GPS 測量與地



陷監測井測量僅是點狀分佈，因此若要對整體面狀進行完整描述，則需耗費相當高的監測成本，因此本研究利用DInSAR技術對雲林地區進行監測，經實驗成果顯示，DInSAR與水準測量獲得相同的下陷趨勢，兩者的RMSE約略在1~2公分/年之間，利用融合技術（Fusion）結合水準測量與DInSAR成果，產生新的下陷趨勢面，其與水準測量之差異將可縮小至1公分/年以內。



## 6-2 建議

- (1) 依據監測的結果顯示，雲林內陸地區為目前主要的沉陷區域，主要土壤壓縮層發生在第四含水層，經由土庫地區自來水場封井成果顯示，對於主要壓縮層的抽水進行管制，對減緩地層下陷的速率具有良好成效，因此建議未來如果能積極管控深層的抽水，將可有效控制雲林內陸地區的下陷，進而減緩地層下陷對高速鐵路之影響。
- (2) DInSAR容易受到大氣的影響，進而影響其觀測精度，未來之研究方向可應用GPS固定站觀測量，反演大氣影響量，再應用其成果消除DInSAR之大氣影響量，有效提高DInSAR之精度。
- (3) 應用水準測量與DInSAR之成果比對，發現在非都市區之干涉結果相對比都市地區差，該原因主要為非都市區缺乏有效的反射體，因此在全相位回復（Phase Unwrapping）的時候，容易產生錯誤，因此未來可在反射訊號較不明顯的區域，設置人工角反射器，做為未來比對與校正的基礎。
- (4) 雲林地區為台灣主要農業區，因此不同時間會有不同的作物，而其作物亦會影響干涉成果，而PS-InSAR技術（Ferretti et al., 2001；Hooper et al., 2007）與SBAS技術（Berardino et al., 2002）都可克服上述問題，因此這是未來值得深入研究之課題。

## 參考文獻

### 中文文獻：

- 工研院，2001。台灣地區地層下陷監測、調查與分析（4/1）期末報告，經濟部水利署。
- 工研院，2004。台灣地區地層下陷監測、調查與分析（4/4）期末報告，經濟部水利署。
- 工研院，2008。台北盆地、彰化與雲林地區地層下陷水準檢測及其相關分析期末報告，經濟部水利署。
- 內政部，2001。一等水準測量作業規範。
- 內政部，2003。一等二級水準網測量工作總報告書。
- 中央地質調查所，1999。台灣地區地下水觀測網第一期計畫濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告，經濟部水資源局委託計畫。
- 中央地質調查所，2002。台灣地區地下水觀測網地一期計畫-屏東平原水文地質調查研究報告。
- 石再添、張瑞津、鄧國雄、黃朝恩，1996。台灣省通志-土地志地形篇，台灣省文獻委員會。
- 台灣省政府水利處，1999。台灣重要河川資料冊。
- 余水倍，1993。衛星追蹤系統之營運規劃及GPS衛星控制測量作業規範之研訂。內政部委辦，中國地球物理學會執行。
- 李振燾，2000。GPS固定站數據統計分析，第四屆GPS衛星科技研討會，國立成功大學。
- 林朝榮，1957。台灣地形，台灣省文獻委員會。
- 林孟龍、王鑫，2002。台灣的河流，遠足文化出版社。
- 洪偉嘉、彭森祥、劉進金，2000。雲林地層下陷區GPS固定站之建置，第19屆測量學術研討會論文集，第84-93頁。
- 洪敏麟，1995。重修台灣省通志-著名志地名沿革篇，台灣省文獻委員會。
- 孫習之，1972。台灣省北港至濁水溪平原區域航空地質之研究報告，中國石油學會及中國石油股份有限公司台灣油礦探勘處。
- 高書屏、許榮欣、甯方璽、孫福生，1996。台灣第一等水準網精度研析，第十五屆測量學術及應用研討會論文集，第475-484頁。
- 陳文福、江崇榮，1999。濁水溪扇州及鄰近地區之沉積物分布與沉積環境，地質第十八卷第二期，經濟部中央地質調查所。
- 陳卉瑄，2001。差分合成孔徑干涉雷達應用於偵測集集地震地形變化之研究。國立成功大學地球科學系碩士論文。
- 陳鴻智，洪本善，張嘉強，2008。GPS監測站高程變化之多因子估測模式-

以北港GPS衛星追蹤站為例，第二十七屆測量學術及應用研討會論文集，第712-720頁。

康家桂，2006。以時間序列預測麥寮地區地層下陷之研究，國立交通大學土木工程學系碩士論文。

黃兆慧，2002。台灣的水庫，台灣地理百科，遠足文化出版社。

黃宗仁，2002。利用統計方法進行地形資料的融合及變遷偵測，國立台灣大學土木工程學系碩士論文。

黃美菁，2005，利用時間序列分析法預測顧客終身價值—以台灣電信服務業為例，國立台北大學企業管理學系碩士論文。

張中白、王皓正、陳錕山，2003。地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫-地殼研究報告，經濟部中央地質調查所。

葉大綱，2004。GPS接收儀資料品質監控系統及校正系統之建立，國立交通大學土木工程學系博士論文。

曾清涼、儲慶美，1999。GPS衛星測量原理與應用，成大衛星資訊研究中心技術叢書003號第一版，成功大學。

張勤，1992。重修台灣省通志-經濟志水利篇，台灣省文獻委員會。

經濟部中區水資源局，2006。中部地區水資源利用整體檢討規劃報告。

劉至忠，1994。GPS基線計算之對流層延遲修正研究，國立交通大學土木工程學系碩士論文。

龔士良，楊世倫，2008。地面沉降對上海城市防汛安全的影響，核心期刊，39(06):01-20



## 外文文獻：

Abidin HZ, Andreas H, Djaja R, Darmawan D, 2008. Land subsidence characteristics of Jakarta between 1997 and 2005, as estimated using GPS surveys, GPS Solutions, 12(1):23-32

Abidin HZ, Djaja R, Darmawan D, Akbar A, Rajiyowiryono H, Sudibyo Y, Meilano I, Dasuma MA, Kahar J, Subarya C, 2001. Land subsidence of Jakarta(Indonesia) and its Geodetic Monitoring System, Natural Hazards, 23:365-387.

Amelung F, Galloway DL, Bell JW, Zebker H, 1999. Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation, Journal of Environmental Geology, 27 (6):483-486.

Baarda W, 1968. A testing procedure for use in geodetic networks. Netherlands Geodetic commission, Publ. on Geodesy, 2(5), Delft.

Bell JW, Amelung F, Ramelli AR, Blewitt G, 2002. Land subsidence in Las

- Vegas, Nevada, 1935–2000: New geodetic data show evolution, revised spatial patterns, and reduced rates. *Journal of Environmental Engineering Geoscience*, 8(3):155–174.
- Berardino P, Fornaro G, Lanari R, Sansosti E, 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR Interferograms, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11): 2375-2383.
- Beutler G, Bauersima I, Gurtner I, Rothacher M, Schildknecht T, 1988. Atmospheric refraction and other important biases in GPS Carrier phase observations, Monograph 12, School of Surveying, University of New South Wales, Australia.
- Beutler G, Brockmann E, Dach T, Fridez P, Gurtner W, Hugentobler U, Johnson J, Mervart L, Rothacher M, Schaer S, Springer T, Weber R, 2001. Bernese GPS Software Version 4.2, Astronomical Institute, University of Berne, Bern.
- Caspary WF, 1988. Concepts Of Network Adjustment and Deformation Analysis, Monograph 11, School of Surveying, University of New South Wales, Kensington, NSW, Australia.
- Chen CW, Zebker HA, 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40:1709-1719.
- Choi KH, Chung YS, 2002. A data fusion algorithm for estimating link travel time, *Intelligent Transportation Systems*, 7:235-260.
- Colombo OL, 1986. Ephemeris errors of GPS satellite, *Bulletin Geodesique*, 60:64-84.
- Cressie NAC, 1993. *Statistics for Spatial Data*, A Wiley-Interscience Publication, JOHN WILEY & SON, INC.
- Diapason, 2006. Automated Interferometric Processing Software version 4.0, Altamira Information, France.
- Fujiwara S, Rosen PA, Tobita M, Murakami M, 1998. Crustal deformation Measurements using repeat-pass TERS-1 synthetic radar interferometry near the Izu Peninsula, *Japan Journal of Geophysical Research*, 103:2411-2426.
- Ferretti A, Prati C, Rocca F, 2000. Nonlinear subsidence rate estimation using Permanent Scatterers in differential SAR interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38: 2202-2253.
- Ferretti, A, Novali, F, Burgmann R, Hilley G, Prati C, 2004, InSAR Permanent Scatterer analysis reveals ups and downs in San Francisco bay area.

- Gabrysch RK, Ronald JN, 2005. Measuring a century of subsidence in the Houston-Galveston region, Texas, USA, Land Subsidence, proceeding of the seventh International Symposium on Land Subsidence, Shanghai(in China).
- Galloway DL, Hudnut KW, Ingebritsen SE, Phillips SP, Peltzer G, Rogez F, Rosen PA, 1998. Detection of aquifer-system compaction and land subsidence using interferometric synthetic aperture radar, Antelope Valley, Mojave Desert, California. *Water Resources*, 34:2573–2585.
- Galloway DL, Hoffmann J, 2007. The application of satellite differential SAR interferometry-derived ground displacements in hydrogeology, *Journal of Hydrogeology*, 15 (1):133-154.
- Hanssen R, 2001. Radar interferometry : data interpretation and error analysis. Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Helm DC, 1984, Latrobe Valley subsidence predictions, Vol.1 & vol.2.
- Helm DC, 1976, One-dimensional simulation of aquifer-system compaction near Pixley, California, 2. Stress-dependence parameters. *Water Resources Research*, 12:375-391
- Hoffmann J, Galloway DL, Zebker HA, Amelung F, 2001. Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by synthetic aperture radar interferometry. *Water Resour Res*, 37:1551–1566.
- Hoffmann J, 2003. The application of satellite radar interferometry to the study of land subsidence over developed aquifer systems, Ph.D. thesis, Stanford University.
- Hoffmann J, Galloway DL, Zebker HA, 2003. Inverse modeling of interbed storage parameters using land subsidence observations, Antelope Valley, California. *Water Resour Res* 39(2): 1031. DOI 10.1029/2001WR001252
- Hooper A, Segall P, Zebker H, 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of Geophysical Research*, 112, doi:10.1029/2006JB004763.
- Hwang C, Hsiao YS, 2003. Orthometric correction from leveling, gravity, density and elevation data: a case study in Taiwan. *Journal of Geodesy*, 77: 279-291.
- Hwang C, Hung WC, Liu CH, 2008. Results of geodetic and geotechnical monitoring of subsidence for Taiwan High Speed Rail operation, *Nature Hazards*, 47:1-16.
- Imakiire T, Iimura Y, Saga S, Morishita H, Tsuchiya A, Kudo F, Ishikawa S, Iwana Y, 1997. Results of Phase Characteristics Measurements of GPS



- Receiver, Antennas, Journal of the Geodetic Society of Japan, 439(2):77-90.
- Johnson J, 1995. The role of multipath in antenna height tests at table mountain, UNAVCO.
- Koch KR, 1987. Parameter Estimation and Hypothesis Testing in Linear Models, Springer, Berlin.
- Lin LH, Lin HR, Chou TH, 1992. Petroleum potential of the Pre-Miocene Formations in the Chianan Plain, Taiwan: Petroleum Geology of Taiwan, 27:177-197.
- Liu CW, Lin WS, Shang C, Liu SH, 2001. The effect of clay dehydration on land subsidence in the Yun-Lin coastal area, Taiwan, Journal of Environmental Geology, 40(4/5): 518-527.
- Liu CH, Pan YW, Liao JJ, Hung WC, 2004. Estimating coefficients of volume compressibility from compaction of strata and piezometric changes in a multiaquifer system in west Taiwan, Journal of Engineering Geology, 75:33-47.
- Lewis CD, 1982. Industrial and Business Forecasting Model, London, Butterworths.
- Tosi L, Teatini P, Carbognin L, Frankenfield J, 2007. A new project to monitor land subsidence in the northern Venice Coastland (Italy), Journal of Environmental Geology, 52:889-898.
- Ma R, Wang YX, Ma T, Sun ZY, Yan SL, 2006. The effect of stratigraphic heterogeneity on area distribution of land subsidence at Taiyuan, northern China, Journal of Environment Geology, 50(4): 551-568.
- Massonnet D, Feigl KL, 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, Reviews of Geophysics, 36: 441-500.
- Massonnet D, Holzer T, Vadon H, 1997. Land subsidence caused by the east mesa geothermal field, California, Observed Using SAR Interferometry. Geophysical Research Letters, 24:901-904.
- Moritz H, 1973. Least Squares collocation, Deutsche Geodatische Kommission, Reihe A. Heft Nr. 75, Munich.
- Noppadol PW, Gao PH, Nutalaya P, 2006. Land subsidence in Bangkok, Thailand, Journal of Environmental Geology, 82 : 171-201.
- Pope AJ, 1976. The Statistics of Residuals and the Detection of Outliers, Tech. Rep. NOS65 NGS1, Rockville, MD.
- Peng MH, Shih TY, 2002. A quality assurance approach for land subsidence interpolation, Survey Review, 36(286): 568-581.
- Pathier E, 2003. Apports de l'interférométrie radar différentielle à l'étude de la

- tectonique active de Taiwan. Ph.D. thesis, Univ. Paris VI. Paris, France.
- Hanson RT, Zhen L, Faunt C, 2005. Simulation of Subsidence for The Regional-Aquifer System in The Santa Clara Valley, California, Land Subsidence, proceeding of the seventh International Symposium on Land Subsidence, Shanghai(in China).
- Sato C, Haga M, Nishino J, 2006. Land subsidence and groundwater management in Tokyo, International Review for Environmental Strategies, 6(2):403 – 424.
- Shi X, Xue Y, Wu J, Ye S, Yu J, 2005. LAND SUBSIDENCE, Proceedings of the Seventh International Symposium on Land Subsidence. Modification of Sub Package to Simulate Aquifer-System Compaction and Land Subsidence. 2 : 727-735.
- Terzaghi K, Peck RB, Mesri G, 1996. Soil Mechanics in Engineering Practice. Third edition, John Wiley and Sons, Inc.
- U. S. Geology Survey, 2000. Aquifer-system compaction and land subsidence: measurements, analysis, and simulations-the Holly site, Edwards Air Force Base, Antelope Valley ,California. Water-Resources Investigation Report.
- UNAVCO, 2004. University NAVSTAR Consortium, UCAR UNAVCO Facility, Boulder, Colorado, <http://www.unavco.ucar.edu/>.
- Watson DF, 1992. Contouring: A Guide to The Analysis and Display of Spatial Data, Pergamon Press.
- Walter V, Fritsch D, 1998. Matching spatial data sets: a statistical approach, Institute for photogrammetry, University of stuttgart geschwister-scholl-strasse24, D-70174
- Wells DE, Beck N, Delikarakglou D, Kleusberg A, Krakiwsky EJ, Lachapelle G, Langley RB, Nakiboglu M, Schwarz KP, Tranquilla J, Vanicek P, 1986. Guide to GPS Positioning, Canadian GPS Associates Fredericton, New Brunswick, Canada.
- Zebker HA, Rosen PA, Goldstein RM, Gabriel A., Werner CL, 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake, Journal of Geophysical Research, 99(19): 617-634.
- Zebker HA., Reson PA, Hensly S, 1997. Atmospheric effect t in interferometric. synthetic aperture radar surface defomation and topographic mapping, Journal of Geophysical Research, 102:7547-7563.
- Zebker HA, Villasenor J, 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30:950-959.

Zildoski DB, D'Onofrio JD, Frakes SJ, 1997. Guidelines for Establishing GPS-DERIVED Ellipsoid Heights (Standards: 2CM AND 5CM) Version 4.3, NOAA Technical Memorandum NOS NGS-58.



## 作者簡歷

姓 名：洪偉嘉

出生地：高雄縣

生 日：民國62年2月19日

學 歷：高雄市立高級中學

國立成功大學測量工程學系學士 (1993-1997)

國立交通大學土木工程研究所碩士 (1997-1999)

國立交通大學土木工程研究所博士 (2005-2009)

經 歷：1999-2004 工研院能資所

副研究員

2004-迄今 工研院能資所

研究員

資 格：1. 民國87年專技人員高等考試測量技師及格

2. 民國90年公務人員測量科三級高等考試及格

專 利：1. GPS全球定位系統之監測樁結構 (新型第一八二七八一號)

## 學術著作目錄

### (A) Journal Papers

1. Liu CH, Pan YW, Liao JJ, Hung WC, 2004. Estimating coefficients of volume compressibility from compression of strata and piezometric changes in a multiaquifer system in west Taiwan, Engineering Geology, 75: 33-47.
2. Hwang C, Cheng TC, Cheng CC, Hung WC, 2008. Land subsidence using absolute and relative gravimetry: A case study in central Taiwan, Survey review, in press.
3. Hwang C, Hung WC, Liu CH, 2008. Results of geodetic and geotechnical monitoring of subsidence for Taiwan High Speed Rail operation, Natural Hazards, 47:1-16.
4. Hung WC, Hwang C, Chang CP, Yen JY, Liu CH, Yang WH, 2009. Monitoring severe subsidence in Taiwan by multi-sensors: Yunlin, the

**(B) Conference Papers**

1. 洪偉嘉、邵泰璋、李旭志、史天元、劉進金，1998。新竹縣二寮地區順向坡之分析，中華地理資訊研討會。
2. 洪偉嘉、史天元，1999。自動化影像套合，第十八屆測量學術及應用研討會論文集。
3. 洪偉嘉、彭森祥、劉進金，2000。雲林地層下陷區GPS固定站之建置，第十九屆測量學術及應用研討會論文集，pp.84-93。
4. 劉進金、翁勳政、洪偉嘉，2001。台灣主要地質災害與先進測繪技術，地質災害與防治研討會論文集。
5. 洪偉嘉、柳志錫、劉進金、黃鎮臺，2002。應用GPS技術監測地層下陷，地層下陷管理與對策研討會論文集。
6. 黃金維、洪偉嘉、程自強，2003。以重力測量方法監測地層下陷，地層下陷監測技術研討會論文集。
7. 洪偉嘉、柳志錫、杜富麗，2003。GPS測高技術應用於地層下陷監測，地層下陷監測技術研討會論文集。
8. 洪偉嘉、蕭國鑫、陳大科、劉進金、王成機、陳思仁，2005。精密星曆與地面多基站GPS資料於空載光達定軌計算之影響，第二十五屆測量學術及應用研討會論文集。
9. Hung WC, LIU CH, Ouyang S, 2004. GPS Monitoring for Ground Subsidence in Middle West Taiwan, Gravity, Feoid and Space Missions - GGSM2004, August 30- September 3, Porto, Portugal, pp. 87 .
10. Hung WC, LIU CH, Ouyang S, 2005. Inter-comparison of geodetic and geotechnical sensor results for high-speed rail risk analysis, Dynamic Planet 2005 Symposium, August 22-26, Australia.
11. Liu CH, Hung WC, Tu FL, Ouyang S, 2005. Integrated Investigation of Land Subsidence due to Groundwater Pumping in the West Taiwan, Proceedings of the Seventh International Symposium on Land Subsidence – SISOLS2005, Shiliang, China, pp.39-52.
12. Hung WC, Hwang C, Chang CP, Yen JY, Liu CH, 2007. Inter-comparison of multi-sensor results for high-speed rail risk analysis, AGU fall meeting, San Francisco.
13. Hwang C, Cheng TC, Hung WC, Lu YF, 2007. Integrated monitoring of surface deformation over Central Taiwan using GPS, leveling, INSAR and gravimetry, invited speech, 4th Annual meeting of AOGS,