

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

衛星遙測台灣地區土壤含水量
與降雨量之研究

計畫類別：☒國內 ☐國外

計畫編號：MOTC-CWB-98-2M-05

執行期間：98 年 2 月 9 日至 98 年 12 月 31 日

計畫主持人：陳錕山教授

執行單位：國立中央大學通訊系統研究中心

中華民國 98 年 12 月

交通部中央氣象局 98 年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：衛星遙測台灣地區土壤含水量與降雨量之研究

審議編號： 982086C

部會署原計畫編號：MOTC-CWB-98-2M-05

主管機關： 交通部中央氣象局

執行單位：國立中央大學

計畫主持人：陳錕山

聯絡人：陳錕山

電話號碼： 03-4227151-57617

傳真號碼：03-4273586

期程： 98 年 2 月 9 日至 98 年 12 月 31 日

經費：(全程) 650000 元

經費(年度) 650000 元

執行情形：

1. 執行進度：

	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
當年	100	100	0
全程	100	100	0

2. 經費支用：

	預定	實際	支用率 (%)
當年	650000	650000	100
全程	650000	650000	100

3. 主要執行成果：

- (1) 完成利用 MODIS 衛星演算土壤含水量及蒸發散量。
- (2) 透過類神經網路模型完成降雨量與土壤含水量的反演神經網，以利藉雨量推求土壤含水量，提供防災單位必要資訊。
- (3) 透過(2)可由降雨量及 NDVI 估算土壤含水量，並完成 2008 年共 30 天土壤含水量資料。
- (4) 初步分析台灣地區土壤含水量的時間變化。

4. 計畫變更說明：

無

5. 落後原因：

無

6. 主管機關之因應對策（檢討與建議）：

(下接成果報告全文)

目錄

目錄.....	I
圖目錄	II
表目錄	III
摘要.....	1
1.計畫目的與工作項目	3
1.1 計畫目的.....	3
1.2 工作項目	4
2.研究方法	5
2.1 蒸發散量計算.....	5
2.2 土壤含水量計算.....	15
3.研究初步成果	18
3.1 土壤含水量特性分析.....	19
3.1.1 土壤含水量資料分析-空間分佈(高度變化)	19
3.1.2 土壤含水量資料分析-時間分佈(各地表覆蓋土壤含水量時續性變化)	20
3.2 降雨特性分析.....	21
3.2.1 降雨量資料分析-空間分佈	24
3.2.2 降雨量資料分析-時間分佈	26
3.3 案例分析(颱風及乾旱).....	28
3.3.1 卡玫基颱風前後水文參數變化.....	28
3.3.2 2002 年乾旱案例水文參數比較.....	29
3.4 降雨量與土壤含水量關係.....	30
4.進度甘梯圖	53
5.參考文獻	54
附錄 A.....	57
A.1 地表溫度演算.....	57
A.2 估算蒸發散估算之核心變數.....	58
A.2.1 植被覆蓋率(f_{veg}).....	58
A.2.2 植被蒸發散比率(EF_{veg})	59
A.2.3 裸露土蒸發散比率 (EF_{soil})	64
附錄 B 計畫審查意見與主持人回應總覽表.....	74

圖目錄

圖 1 MODIS 演算蒸發散量流程.....	5
圖 2 蒸發散量.....	14
圖 3 土壤含水量參數演算成果.....	17
圖 4 土壤含水量高程變化.....	20
圖 5 2008 年時序性土壤含水量變化.....	21
圖 6 中央氣象局雨量站測點分佈.....	22
圖 7 降雨資料分析及降雨差異指標分析流程.....	23
圖 8 (a)2008001 降雨量差異值機率分佈；(b)2008001 降雨差異指標機率分佈 ..	23
圖 9 (a)2008001 與基期降雨量差異值；(b)2008001 降雨差異指標 ..	23
圖 10 年累積降雨量.....	25
圖 11 高度示意圖.....	25
圖 12 2007 年降雨量.....	27
圖 13 地表溫度.....	29
圖 14 蒸發散量.....	29
圖 15 土壤含水量.....	30
圖 16 日蒸發散量.....	30
圖 17 降雨逕流過程.....	33
圖 18 類神經網路示意圖.....	39
圖 19 類神經網路訓練示意圖.....	40
圖 20 類神經網路反演流程.....	41
圖 21 類神經網路反演之土壤含水量.....	52
圖 22 不同植被 EFveg 隨溫度，風速改變的情形 ..	63
圖 23 利用 MODTRAN 所模擬的大氣窗區(中緯度夏季)；MODTRAN 可依不同 環境條件的參數模擬各波段的穿透率，環境參數包括大氣水汽含量、大氣臭氧含 量、能見度、風速、大氣邊界溫度等許多參數.....	68
圖 24 溫暖邊界求取過程.....	73
圖 25 溫暖邊界不收斂情況.....	73

表目錄

表 1 土壤含水量分析測區.....	21
表 2 傳導性相關參數值.....	63
表 3 $(d_m/d)^2$ 以一年為週期隨日期變化描述式的係數.....	68

摘要

土壤水分是氣象學和水文學中的一個非常重要的參數，也是全球水迴圈中的重要成分，監測季節性覆蓋的範圍以及堆積和消融地帶，對於理解全球水迴圈是十分必要的。依賴于氣溫升高的幅度以及流域海拔高度，蒸散發量以及固態、液態降水的變化量是不同的。由於缺乏不同尺度大範圍、高精度氣象及水文觀測資料，這一地區氣候變化的時間和空間演變特點還不清楚，需要用新的科學手段加以研究解決。地表土壤水分等參數是氣候及水文模型中的重要參數，而其中的參數只是來自于傳統的點觀測的氣象站的資料，或者是理論上的經驗參數值，因此這些模型的應用只涉及了有限的地區和相對簡單的系統。然而對於氣象臺站的點數據，明顯的問題是離散點的氣象觀測和資料的空間分佈與模型的尺度性不僅具有很大的不確定性，理論上的經驗值往往來自一個很小的尺度範圍(NMP)或只有很低的空間尺度(GCM)，而且這種方法繁瑣、耗資大。因此，傳統的方法很難在大範圍、高效率和全過程地對氣候及水文模型中的重要參數進行常規測量。

台灣全區的土壤含水量目前雖無法立即由地面觀測取得，但可透過氣象衛星之先進遙測技術及其觀測資料具備廣大覆蓋面之特性取得最新之土壤含水量資訊。透過遙感求取土壤含水量的目前一般採用

微波方式反演，應用光學感測器計算土壤含水量較少。利用光學感測器計算土壤含水量大多以計算出蒸發散量後，再根據蒸發散量與土壤含水量之間關係推演而得，亦可利用考慮土壤因子與未考慮土壤因子之植生指標反演而得。其中，MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 又稱中尺度影像光譜儀，密集觀測地表，一天過境達四次、且擁有 36 光譜波段，對於地表光譜變化相當敏感，原始設計用途即為監測地表生物、物理現象，並利用以建立長期觀測資料庫，供後續各領域分析研究之用。近年來 MODIS[1,2,3] 已能提供一定精度上的蒸發散資料，再配合整合蒸發散資料改善預測逕流的方式，利用蒸發散資料可取得土壤含水狀況。綜上，若能使用 MODIS 衛星資料來獲取土壤含水量，配合地面氣象站降水資料進一步在空間及時間上分析台灣地區降水量及土壤含水量之交互關係，必能對土石流防災或預警提供一定程度的提升。

1.計畫目的與工作項目

1.1 計畫目的

本計畫目的為配合中央氣象局接收之 MODIS 衛星資料進行地表土壤含水量之演算並分析台灣地區的各時間分佈，透過逕流分析及水平衡關係進而開發遙測觀測土壤含水量與降水量關係。

有鑑於目前土壤含水量在台灣地區的監測只限制於部份特定地區(經濟部水利署設置於石門水庫及曾文水庫集水區，共 15 站)，本計畫目標以 MODIS 光學衛星資料配合台灣土壤分佈特性來推演全台灣土壤含水量，再利用中央氣象局降雨量觀測資料配合類神經網路(neural network)方法建立相互關係，以利推求降雨量與土壤含水量兩者關係式。

預期可完成分析台灣地區土壤含水量的時間變化，MODIS 衛星影像獲取與處理土壤含水量估算(Soil Moisture)，並針對所得結果進行衛星影像準確度與相關統計量分析，將資料輸出與地面測站降水資料整合，提供各項相關資訊，並建構一完整演算流程。

1.2 工作項目

本計畫應用 MODIS 衛星感測器觀測資料並結合中央氣象局之氣象觀測站觀測資料，以中央氣象局為資料運行、處理，中央大學為研發所需相關技術，以獲取數個可有效涵蓋空間變異之重要觀測參數，如地表溫度、蒸發量與測試應用遙測資料獲取實際土壤含水量之可行性，建構一資料接收處理之演算流程，再配合整合地面降雨觀測探討台灣地區降雨入滲行為及降雨和未飽和層含水量變化之關係，提供防災單位必要資訊。

本計畫主要工作項目如下：

- (1)利用 MODIS 衛星資料進行地表土壤含水量演算
- (2)分析台灣地區土壤含水量的時間分佈圖
- (3)導出土壤含水量與降雨量的關係式
- (4)提出技術文件及資料源

2.研究方法

2.1 蒸發散量計算

透過 MODIS 推演蒸發散及土壤含水量等水文參數能反映出地表水勢的變異情形，透過地溫、蒸發散、土壤含水量等水文及地文產品的應用分析，能藉此反應台灣地區多元地物、地貌型態的水文概況，以及在時序上的變遷情形，提升水文產品在水資源規劃等相關決策的應用價值。本計畫首先利用 MODIS 估算蒸發散比後，在配合台灣地區飽和土壤水含量分佈圖帶入此演算法來計算土壤含水量。關於地溫、蒸發散比、蒸發散量估算方法，由圖 1 表示。

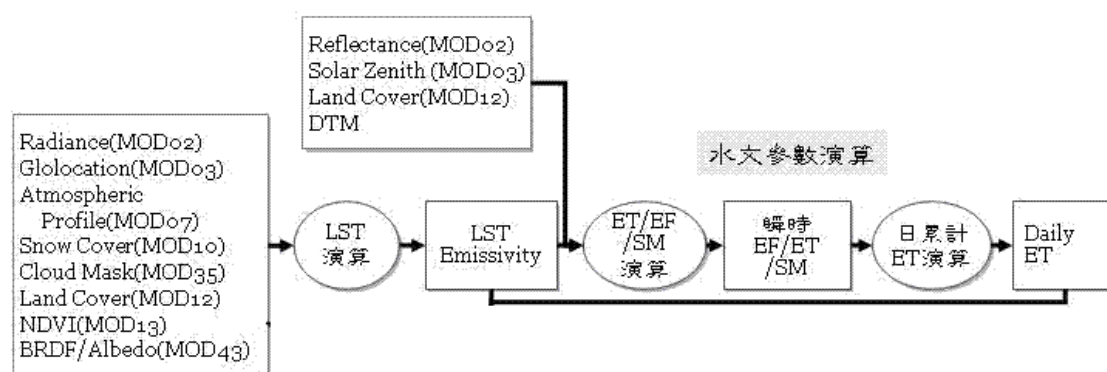


圖 1 MODIS 演算蒸發散量流程

蒸發散係指地表上水份轉變成大氣水汽之歷程，其中包含河川、海洋、裸露土壤以及植物表面等液態水之蒸發現象，以及經由植物根系吸收水份，而後於葉面散失之蒸散現象，故各地貌類別呈現出不同程度的蒸發或蒸散機制，在陸域系統的水文(降雨、逕流、入滲量收

支情形)及能量(可感熱、潛熱能量分配)收支平衡上扮演著重要角色，並間接的影響植生生長及全球碳循環系統的動態平衡。本計畫蒸發散量估算主要採用 MODIS 觀測資料進行蒸發散比演算，此方法源自於 Nemani et al.(1989)，藉由地表輻射熱與植生指標的關係(VI-Ts Diagram)，量化地表蒸發阻抗，推導地表可感熱(sensible heat)與潛熱(latent heat)的能量分配情形，而蒸發散比演算主要基於雙來源線性模型(two-source linear model)的假設，亦即陸域系統上的蒸發散比為植生區域及裸土區域蒸發散比的線性組合(Nishida et al, 2003)。MODIS 演算蒸發散量輸入參數如下：

- Radiance (MOD02) (MYD02)–MODIS level 1B 等級資料，包含已進行幾何及輻射校正的 36 波段輻射值資料($\text{W/m}^2\text{-sr}$)；藉由太陽入射輻射(solar irradiance)觀測值，可演算 1-19 及 26 波段的反射率(Reflectance)。其中 MOD 及 MYD 分別為 Terra MODIS 及 Aqua MODIS 的縮寫，02 則為產品代碼。
- Geolocation (MOD03)-- Geolocation Dataset 包含每一公里網格的拍攝高程、太陽與衛星天頂角及方位角、以及大地座標等資訊，藉由衛星載具所處高度及軌道位置、儀器感測、以及數值高程模型所推得，此產品提供 Level 1B 及 Level 2 等級資料處理所需的空間幾何資訊。

- Atmospheric Profile (MOD07) --大氣剖面產品包含臭氧含量、大氣穩定性、溫度及溼度剖面、以及水氣含量等參數，藉由衛星所處軌道位置與地表間的大氣柱觀測，取得此大氣剖面資訊。
- Snow Cover (MOD10) 雪覆蓋--雪覆蓋產品包含雪覆蓋比例、雪地反照率等資訊，可作為氣象研究及水文模式輸入參數，或與全球循環模型(GCM)模擬資料進行比對驗證。
- Cloud Mask (MOD35) --雲層遮蔽產品提供衛星與觀測地表間的雲覆蓋情形，包含 MODIS 19 個光譜波段對於每一公里網格資料的測試結果，可作為衛星遙測資料反演地表參數所需的篩選依據。
- Land Cover (MOD12) --地表覆蓋產品包含全球地表覆蓋型態分類以及季節性變化 (global land cover dynamics)，作為地表溫度、蒸發散量、植生量等地表參數演算所需的地表屬性資料。
- Bidirectional Reflectance Distribution Function, BRDF/Albedo (MOD43)--MODIS 雙向反射分配函數/反照率產品提供地表非均向性的反射輻射資訊，為地球系統能量收支模擬中重要的輸入參數，藉由晴空狀況下經大氣輻射校正的地表反射率資料、以及 BRDF 模型推演而得，並作為 MODIS 演算地表覆蓋及地表溫度所需的上游資料。

- Land Surface Temperature, LST/ Emissivity (MOD11) -- 地表溫度
推演採用分裂視窗法(split window)，藉由第 31 及 32 熱紅外光波段對大氣水氣吸收影響的特性不同，經由兩波段亮溫進行線性混合，消除或降低水氣的影響，並配合衛星觀測角度以及地表發射率，求取出地表溫度，作為蒸發散量演算所需的輸入資訊。詳細地溫計算過程請參考附錄 A。
- Normalized Difference Vegetation Index, NDVI(MOD13) --常態化
差異植生指標反映出地表植生生理特徵，其變化則受到植物水勢、外在生長環境的影響，在 MODIS 蒸發散演算中作為溫暖邊界求取以及植生比例演算所需的輸入參數，並提供乾旱指標研究所需的植生健康資訊。
- Digital Terrain Model, DTM - 數值地型模型提供地表高程資訊，
為蒸發散量演算及水文資料分析所需資料，以農林航空測量所測製全台 40*40m 解析度數值地型模型進行分析。
- Evapotranspiration, ET-蒸發散量包含地表上所有液態或固態水轉變成大氣中水汽之歷程，亦即蒸發及蒸散機制，在本計畫中蒸發散的推演主要以能量收支平衡觀點，藉由地表輻射熱與植生指標的關係，量化地表蒸發阻抗，推導地表可感熱(sensible heat)與潛熱(latent heat)的能量分配情形；Evapotranspiration Fraction, EF 蒸

發散比則為實際蒸發散(Actual ET)與潛勢蒸發散量的比值。

在估算蒸發散量時，由於其本身包含了可用能量，因此透過引入與地表特性相關的蒸發散指數因子，將可比較容易估算與代表該地表特性的蒸發散效應。蒸發散比率(Evaporation Fraction, EF)即為一種蒸發散指數，以下是 EF 的定義：

$$EF \equiv ET / Q \quad (1)$$

上式中 ET 為蒸發散量， Q 則是可用能量 (Available Energy)，單位為 $W m^{-2}$ 。 Q 能以可感熱 (Sensible Heat, H)，單位為 $W m^{-2}$ ，或潛熱 (Latent Heat, ET)，單位為 $W m^{-2}$ ，形式被轉換至大氣中， EF 、 Q 與 H 的關係式如下

$$Q \equiv H + ET \quad (2)$$

根據能量守恆， Q 亦可描述為淨輻射量 (R_n ，單位為 $W m^{-2}$) 與土壤熱通量 (G ，單位為 $W m^{-2}$) 的差值

$$Q = R_n - G \quad (3)$$

在討論蒸發散量時，亦可用潛勢蒸發散量 (Potential Evaporation, 簡稱 PET) 作為蒸發散指數，PET 代表在某氣候與地表條件下所能達到的最大 ET 值。雖然有許多類型的 PET 已被提出，但 Penman's PET (PET_{PM}) 與 Priestley and Taylor's PET (PET_{PT}) [Priestley and Taylor, 1972] 這兩種形式的 PET 最被大家接受，其方程式如下：

$$PET_{PM} \equiv \frac{\Delta Q + \rho C_p (e^* - e) / r_a}{\delta + \gamma} \quad (4)$$

$$PET_{PT} \equiv \frac{\delta \alpha}{\delta + \gamma} Q \quad (5)$$

在(4)及(5)方程式中

Δ ：飽和水氣壓隨溫度變化的梯度 (Pa K^{-1})

γ ：濕度常數 (Pa K^{-1})

Q ：空氣密度 (kg m^{-3}) (kg m^{-3})

C_p ：固定壓力下的空氣比熱 ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

e^* ：空氣溫度下的飽和蒸氣壓 (Pa)

e ：大氣蒸氣壓 (Pa)

r_a ：空氣動力阻抗 (s m^{-1})

e^*-e ：VPD，蒸氣壓差 (Pa)

α ：Priestley-Taylor's 參數，建議值 1.26 [e.g., De Bruin, 1983]

由於 PET 與 Q 都能表示 ET 的參考上限，可用來標準化 ET 的強度，所以也有許多研究利用 ET / PET 的比值取代 EF，如 Granger and Gray [1989] 使用 ET / PET_{PM} 的關係建立 ET 與水氣壓差 (Vapor Pressure Deficit, 簡稱 VPD) 的關係；Choudhury et al. [1994] 使用 ET / PET_{PT} 建立植生指數 (VI) 與 ET 的關係；Jiang and Islam [2001] 則利用 PET_{PT} 當作 ET 的標準化因子。不過因為 PET 與許多氣象參數相關，如溫度，VPD，跟風速。就算得到準確 PT / PET 的值，也很難

在沒有上述地面氣象參數下轉換成 ET，這是為什麼在演算法中用 EF 的主要原因。

根據式子(5)，ET、 PET_{PT} 與 EF 的關係為

$$\frac{ET}{PET_{PT}} = \frac{\Delta + \gamma}{\alpha \Delta} EF \quad (6)$$

因為 Δ 與 γ 主要取決於溫度，當有溫度的資料時 EF 可用此式轉換成 ET / PET_{PT} 。依據 Brutsaert and Stricker [1979] 所述，ET、 PET_{PT} 與 PET_{PM} 的關係式為

$$ET + PET_{PM} = 2PET_{PT} \quad (7)$$

透過式子 (5) 與 (6) 可得到 PET_{PM} 、ET 與 EF 的關係式如下

$$\frac{ET}{PET_{PM}} = \frac{(\Delta + \gamma)EF}{2\alpha\Delta - (\Delta + \gamma)EF} \quad (8)$$

在蒸發散演算法中，蒸發散比計算採用雙線性來源法。先將蒸發散分為植被蒸發散 (ET_{veg}) 以及裸露土蒸發散 (ET_{bare}) 兩種，另外描述兩者比例關係則使用介於 0-1 之間的植被覆蓋率 (f_{veg}) 表示，下標 soil 與 veg 分別表示裸露土與植被。假設忽略兩者之間能量轉換的耦合效應，則蒸發散模型將如下式所述：

$$ET = f_{veg} ET_{veg} + (1 - f_{veg}) ET_{soil} \quad (9)$$

根據式子(5)可把 ET_{veg} 與 ET_{soil} 做以下代換

$$ET_{veg} = Q_{veg} EF_{veg} \quad (10)$$

$$ET_{soil} = Q_{soil} EF_{soil} \quad (11)$$

把(10)、(11)帶入(9)可得到

$$EF = \frac{ET}{Q} = f_{veg} \frac{Q_{veg}}{Q} EF_{veg} + (1 - f_{veg}) \frac{Q_{soil}}{Q} EF_{soil} \quad (12)$$

(12)中的 EF_{veg} 、 EF_{soil} 、與 f_{veg} 為最重要的變數，稱為核心變數。

估計這三個參數大部分的式子就算有輔助資料都不能做更改。估計核心變數的時候還需要其他的參數做運算，像是大氣溫度，風速，入射輻射等，這些變數稱為基本變數，可由其他的資料來源提供，在附錄 A 中會說明詳細的求法。求得蒸發散比再已瞬時蒸發散演算日累積蒸發散基本理論進行估算日累積蒸發散量；MODIS 衛星觀測資料屬於一種地表瞬時信息，由此反演的參數以及估算的輻射和熱通量，也只是代表瞬間的狀態，而生態、水文及水資源等領域研究採取的時間多以「天」以上的時段來計算；因此將瞬時擴展至長時間(24 小時)累積值尤為關鍵。Jackson 等(1973)提出由時間上擴展的方法，其基本方法是對地表能量平衡方程做 24 小時分種，忽略土壤熱通量。Seguin 等(1983)透過地表(田野)實際觀測數據來進行驗證，該方法在水份充足，沒有平流影響的大面積觀測數據中估算的結果精度非常高。其方法最大優點為只需要中午一次的熱紅外溫度觀測就可以計算整天的蒸發散量，非常適於大範圍觀測應用，尤其是在只需要知道蒸發散量相對分布，在絕對精度要求不高的情況下。Jackson 的方法假定晴天瞬間太陽輻射與正午太陽輻射呈一正弦曲線關係存在，爾後又可推得

某一瞬時蒸發散量與整天累積蒸發散量也呈一正弦曲線關係。假設蒸發散比不變的條件下，能量通量組成的相對比例在白天穩定不變，以能量平衡的觀點來描述，可表示如下式(13)

$$\frac{\lambda E_d}{F_d} = \frac{\lambda E}{F} = ER \quad (13)$$

其中 λE_d 為白天累積蒸發散量， F_d 為白天累積蒸發散量之某分量， λE 為瞬時蒸發速率， F 為瞬時能量通量， ER 為蒸發通量比率，式中的 F 取為有效能量 $(R_n - G)$ ，其中 R_n 為日淨輻射通量， G 為土壤熱通量時， ER 即為蒸發散比 EF 。

由於夜間蒸發很小，或為負值（有凝結發生），能量通量的各分量在夜間很不穩定，所以 ER 在夜間的變化也很不穩定，所以此計算方法只適用白天的蒸發散量。在實際計算中，夜間的蒸發往往被忽略，不過對於長期的計算而言，每天的誤差不會對其他天產生影響，這種誤差不是累積性的。

利用蒸發比法的關鍵是日通量 F_d 的計算，也就是日總有效能量 $(R_n - G)$ 的計算，其中日淨輻射通量分為入射、出射長波輻射通量及入射、出射短波輻射通量。

一般來說，可用能量是由入射的短波輻射 R_d 、出射的短波輻射 R_u 、入射的長波輻射 L_d 、出射的長波輻射 L_u 以及土壤熱通量 G 所組

成。透過各參數計算代入(13)式（蒸發比法假設），可以由一個或多個瞬時的蒸發散速率來求得白天累積蒸發散量。圖2為2008年及2009年蒸發散量參數演算成果。

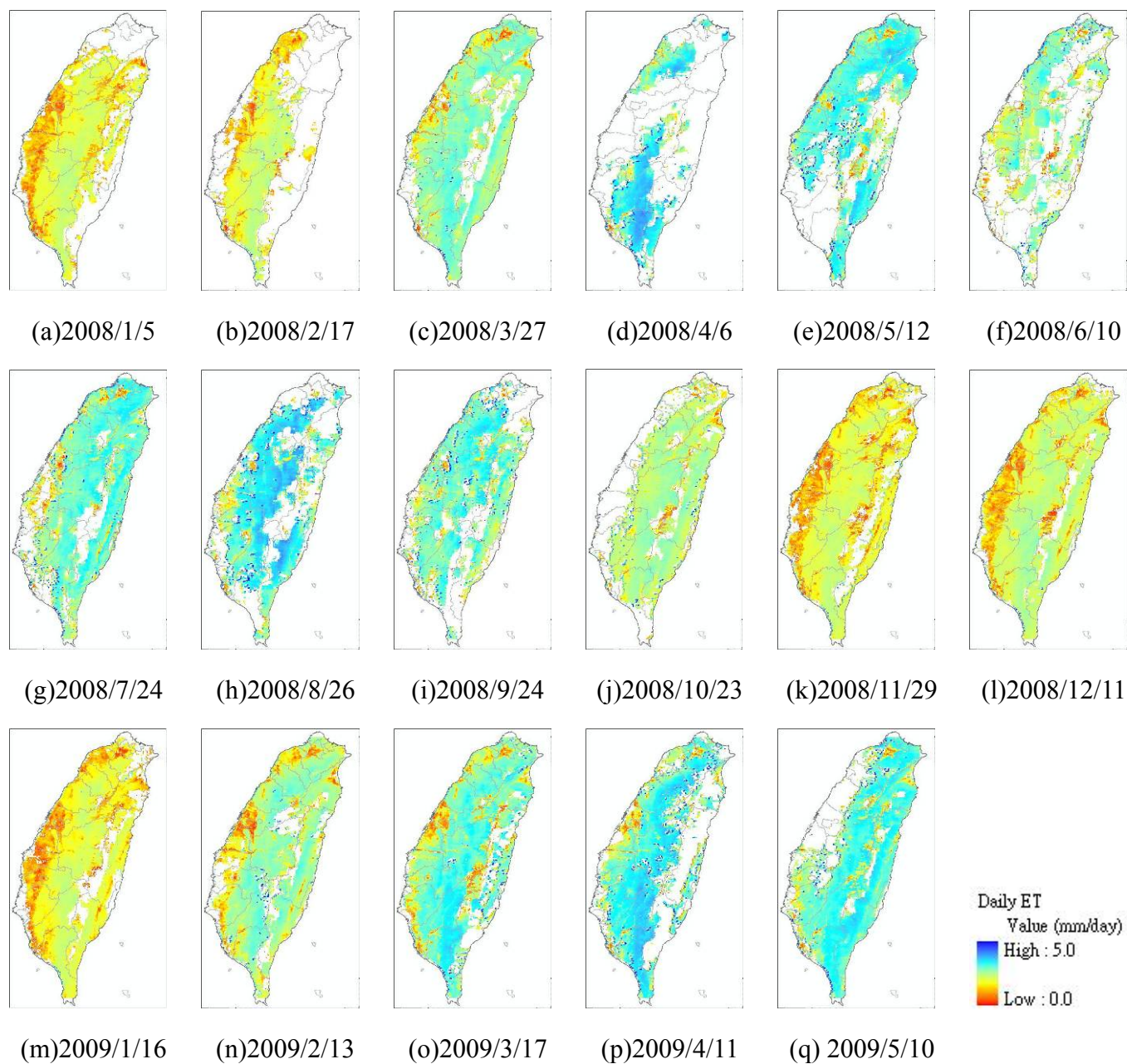


圖 2 蒸發散量

2.2 土壤含水量計算

土壤含水量(soil moisture)控制了降雨時，土壤部份可吸收的水量多寡，亦控制了逕流大小，為提供土石流及洪水預報之重要參數之一。然土壤含水量由於測定不易，資料常由少數點資料經由各統計方式推估而成，藉由少數單站的土壤含水量測定，配合利用遙感探測可獲取區域尺度土壤含水量變化梯度情形，可增加土壤含水量變化分布之信度，亦可使水文收支、逕流計算更為準確。本計畫目的即為應用 MODIS 遙測資料計算土壤含水量梯度分布狀況，可與地面降水觀測相互配合，探討其相互關係。土壤含水量計算利用熱波段計算土壤含水量可計算其白天晚上溫度差異，由於熱慣性(Thermal Inertia)作用，若溫度差較小，土壤含水量較大，溫度差較大，土壤含水量較小，但會因當地土壤成分及土壤質地而異。

土壤含水量在土壤的物理、生物、及化學過程上皆扮演重要角色，透過土壤水分，土壤內的物質成分得以在不同剖面中進行傳播，進而影響到土壤質地及酸鹼值，並決定了植生的種類及植生根系的發展；在物理過程上，土壤含水量為水文循環的一部分，影響到降雨的逕流、入滲、蒸發散作用，進而關係到土壤侵蝕及水災的發生，為提供洪水預報的重要參數之一。以光學遙測資料演算土壤含水量，多透過蒸發散量與土壤含水量之間關係進行推演求得，Bastiaanssen &

Chandrapala(2003)提出一整合蒸發散資料改善預測逕流的方式，本計畫透過 MODIS 演算蒸發散參數，並藉由土壤圖資的土壤質地資訊，推演飽和土壤水含量，並配合經驗式演算土壤含水量參數。由 (Bastiaanssen & Chandrapala, 2003) 提出一個整合蒸發散資料改善預測逕流的方式，利用蒸發散資料取得土壤含水狀況，詳述如下。

表面逕流應等於多餘降水加上土壤飽和含水，如下式：

$$R = S_p + \Delta W_{unsat} \quad (14)$$

其中， R 為表面逕流， S_p 為多餘降水（多餘降水定義為 $S_p = P - ET_{act}$ ， P 為降水量， ET_{act} 為實際蒸發散量，其中 S_p 單位為 cm）， ΔW_{unsat} 反應當時土壤含水飽和狀況，可定義為：

$$\Delta W_{unsat} = \int_0^{100} \theta(z, t + \Delta t) dz - \int_0^{100} \theta(z, t) dz \quad (15)$$

其中 θ 為單位體積土壤水含量， z (cm) 為土壤深度， t (days) 為時間。上式中的土壤濕度由土壤表面向下積到 100cm 處，以計算到植被的根區。一般認知林木根系生長超過 100cm，但 100cm 可視為平均值使用。由於應用遙測技術無法確知土壤深度，(15) 式便可簡化成為：

$$\Delta W_{unsat} = \theta_{avg}(t + \Delta t)100 - \theta_{avg}(t)100 \quad (16)$$

其中 θ_{avg} 為 0~100cm 的平均土壤水含量。因此，只要能夠求取 θ_{avg} ，就可以進一步利用蒸發散資料增進表面逕流預測能力。求取方法如下

$$\theta_{avg} = \frac{\theta_{sat}}{0.51} \exp \left\{ \frac{[ET / (ET + H)] - 1.28}{0.421} \right\} \quad (17)$$

其中 $\theta_{sat} (cm^3 cm^{-3})$ 為飽和土壤水含量，依不同土壤質地而異、為蒸發散量、為潛熱，即為可用能量，比值可視為一新參數『蒸發散比，Evaporation Fraction』。此方法是採用水文平衡方法但仍建構在水平衡中潛熱分離的基礎上為一半經驗式，其中飽和土壤水含量必須通過土壤成份圖經過計算所率定。

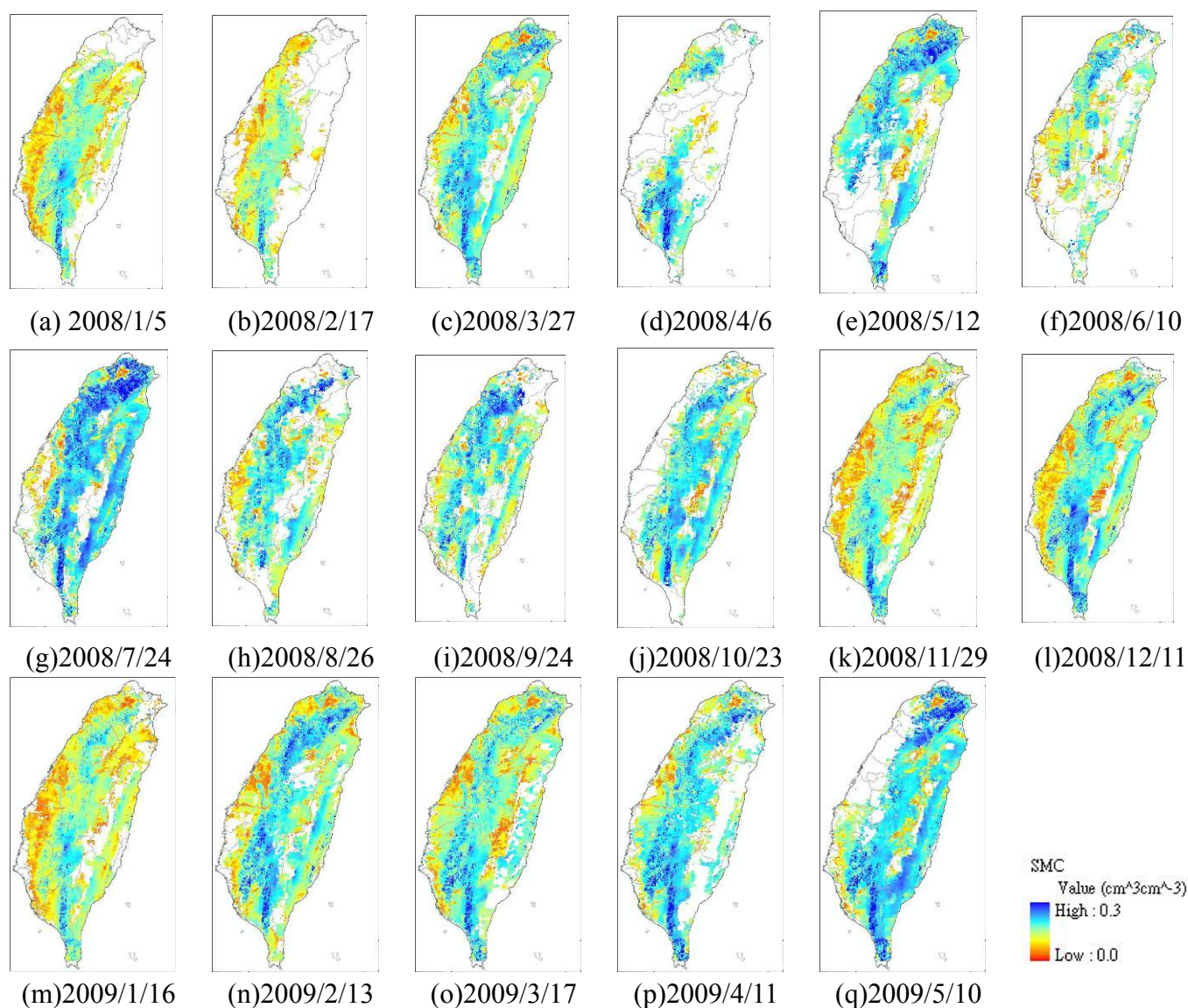


圖 3 土壤含水量參數演算成果

3.研究成果

水是地球生物賴以生存的重要資源之一，以整個地球系統而言，水所佔的質量相當的少。其中約有 97%留在海洋中，其餘的 3%大部份儲存於冰河與冰層之中(75%)，地下水約佔 24%，其餘的 1%則分別存在於湖泊(20%)，河流(20%)，土壤(38%)，大氣(22%)。若扣除冰層中的含水量，可供使用的最大淡水量不到總量的 0.8%。整體而言，大氣所含水量只佔了可用水量的 0.35%。但是這微小的量，卻是大氣中形成雲及降水的主要來源，而且對氣候變化有相當顯著的影響。水在海洋、大氣、陸地三大「儲存槽」之間移動，大氣中水汽的主要來源是地表土壤、水體的蒸發及植物的蒸散作用。在大氣中，水汽被大氣環流所傳送，凝結成液態或固態水形成雲，在適當狀況下，降至地面，成為降水，是大氣水汽含量的匯 (sink)。在降水過程中，大部分的水滴或冰晶，再度蒸發成為氣態水，只有少數較大的水滴或冰晶，降至地面。因此，許多水汽仍留在大氣中未被利用。降水則貯於湖泊、高山積雪、土壤之中，部份成為地下水，部份為生物吸收利用，剩餘則逕流入海。水之所以可以被永續利用，完全拜水循環之賜。如果水循環中的任一環結有所變化，勢必影響整體水循環的運作。

本計畫探討台灣地區降雨入滲行為及降雨和土壤未飽和層含水量變化之關係。先期研究透過遙測資料推算出來土壤含水量可具體觀

測豐枯時期之土壤含水量變化範圍及植生指數 NDVI 等資料，再透過類神經網路建立其相互關係。在未來如能配合氣象局降雨預報，即能輔助及改善在土石流防災預警上之精度。

3.1 土壤含水量特性分析

3.1.1 土壤含水量資料分析-空間分佈(高度變化)

土壤含水量反應地面水勢狀況，控制降雨逕流、入滲、及土壤內根系的水分吸收，進而影響植生蒸散作用，為水文平衡分析的重要參數；透過與數值地形模型的套疊分析，能呈現不同海拔高度的土壤水勢狀況，圖 4 為 2009/1/16 Terra MODIS 土壤含水量圖資(像元大小為 1 平方公里)，顯示與蒸發散量高度變化近似的變遷趨勢，高含水土壤主要位於麓山地區，尤以中西部低、中海拔山區較為明顯，整體而言，平地及低海拔區域由於土地利用複雜，土壤水分變異較大，低中海拔山區則由於森林植生的分層阻斷效應，對土壤產生保濕作用，且中海拔山區為主要的雲霧帶地區，故土壤含水量隨高度上升而逐漸向上提升，但在高海拔山區，受到土壤弱育、有機腐質層較少、較強的風場動力、及地形坡度對地表逕流產生的影響，土壤水分與高度間呈現反向的關係。

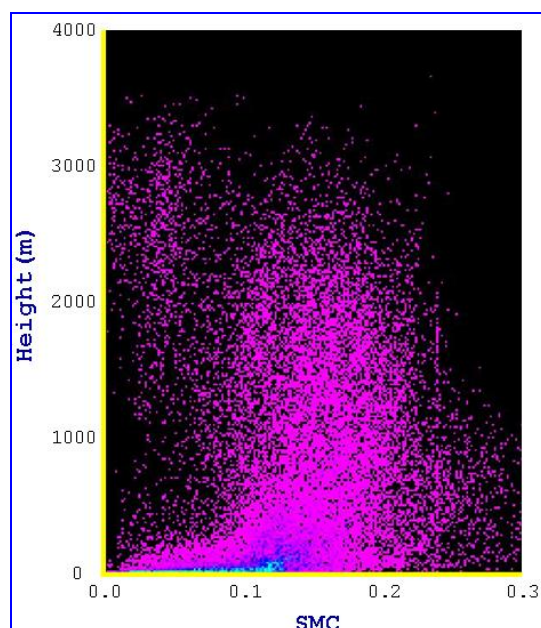


圖 4 土壤含水量高程變化

3.1.2 土壤含水量資料分析-時間分佈(各地表覆蓋土壤含水量時續性變化)

此小節中同時探討不同時間下各地物土壤含水量變化情形；透過持續的土壤水分資料分析，並針對主要地貌進行探討，能呈現季節性的土壤水勢變遷，圖 5 為以 2008 年各月份最佳晴空影像(1/5、2/17、3/27、4/6、5/12、6/10、7/24、8/26、9/24、10/23、11/29、12/11)演算的土壤含水量資料，配合分類圖資選取闊葉林(bf)、針葉林(nf)、作物區(cr)、及都市(ur)等地貌均質測區(表 1)，進行土壤水份的時序性分析，顯示建地類別保持較低的土壤含水，以及較小的季節性變異，而植生區域的季節性變化較為明顯，冬季的土壤水份普遍較低，在各類別中，闊葉林地具有較高的土壤水分，高海拔針葉林及平地作物區則

相對較低，其中作物區的變異狀況反映出西部地區二期作物的土壤含水量情形，天然林地的變異情形則仍有待進一步探討。

表 1 土壤含水量分析測區

No	X(m)	Y(m)	Elevation(m)	Area(ha)	Land Cover	County
1	220706	2526618	982	68157	Broadleaf Forest	Kaohsiung, Pingtung
2	287232	2744270	714	30776	Broadleaf Forest	Taipei, Taoyung
3	268736	2697922	2949	14336	Needleleaf Forest	Taichung
4	252514	2597953	2946	21100	Needleleaf Forest	Nantou
5	178956	2624222	11	35999	Cropland	Yunlin
6	203431	2506501	33	15208	Cropland	Pingtung
7	298771	2770723	4	15660	Urban	Taipei
8	217355	2670594	80	7402	Urban	Taichung

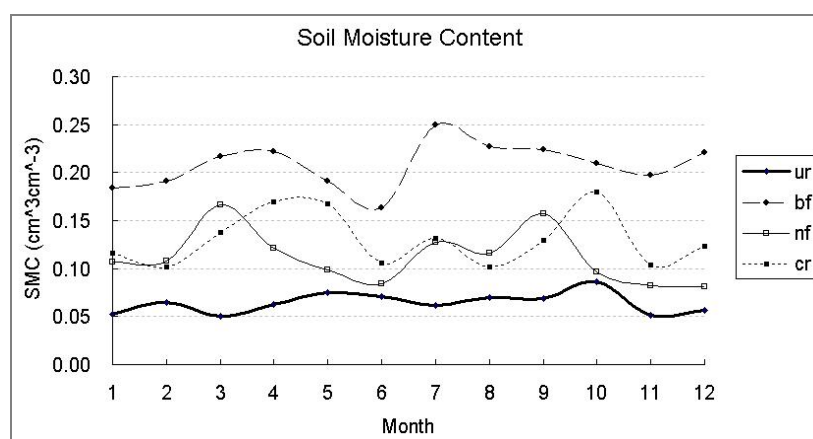


圖 5 2008 年時序性土壤含水量變化

3.2 降雨特性分析

氣象異常主要藉由比較歷年降雨量，以評估實際降水的延遲情形，本研究收集 2001-2008 年氣象局雨量站時雨量測點資料(圖 6)，為方便分析周期變化，進行日雨量及 16 日累積雨量的加總(圖 7)，為呈現空間上的雨量資訊，以反距加權法(Inverse-Distance Weighted method)，將點位資訊轉換為網格像元資料，以利於分析台灣地區降雨特性的探討。

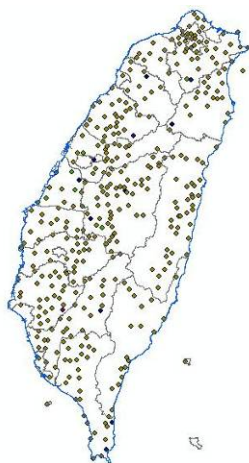


圖 6 中央氣象局雨量站測點分佈

降雨差異的研究設計指標藉由比較基期(各 16 日周期 2001-2007 年平均降雨量)及即期(2008 年)或特定年份的累積降雨資料，以影像相減法分析其差異情形，並建立一簡易的分析指標以評估降雨短缺的嚴重程度，在降雨差異指標的分析上，在此以 $\pm 100\text{mm}$ 作為門檻值界定(圖 8)，並將此差異量值線性指標化至 0-100 之間，以突顯降雨異常的分布情形，圖 9(b)中東北部降雨差異指標較低的區域(暖色系)，即為 2008 001 周期中呈現降雨量異常短少(相較於 2001-2007 年平均值)的地區；此外，相較於植生指標較穩定緩慢的變化情形，地區性或急劇性的降雨容易造成降雨差異指標的飽和情形。

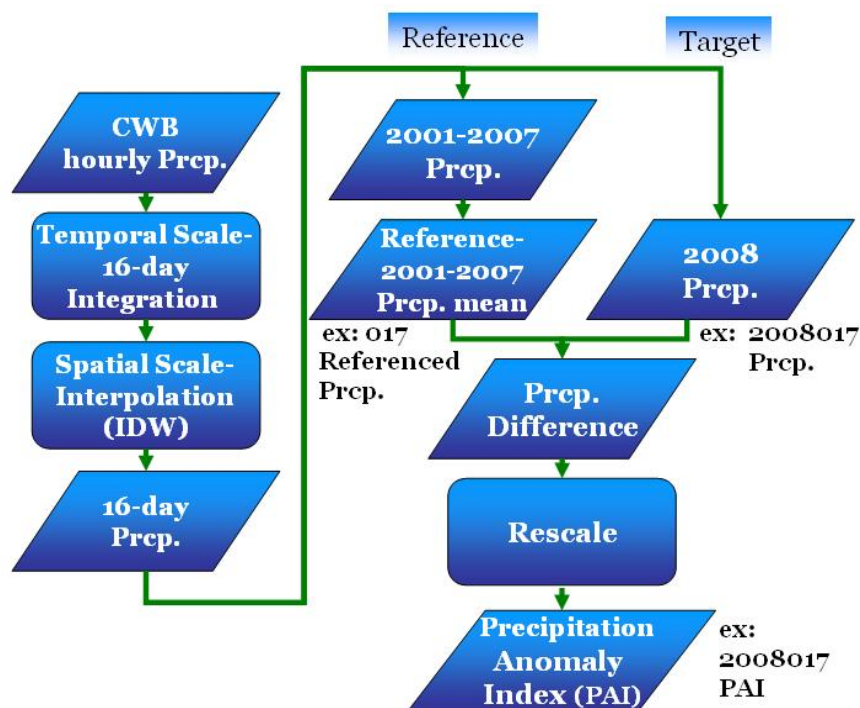
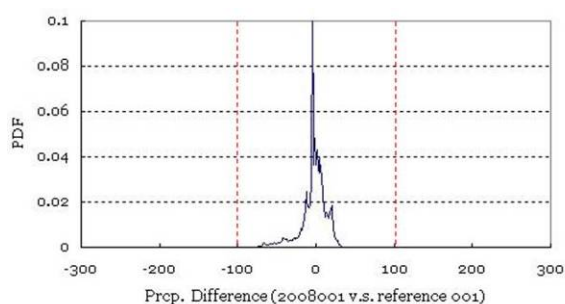
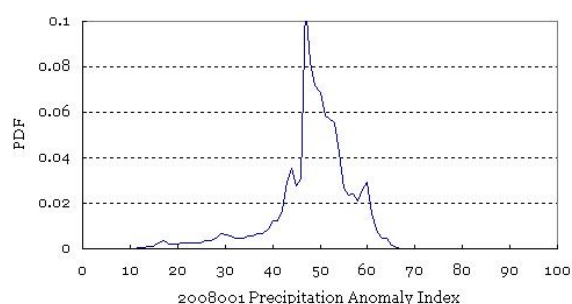


圖 7 降雨資料分析及降雨差異指標分析流程

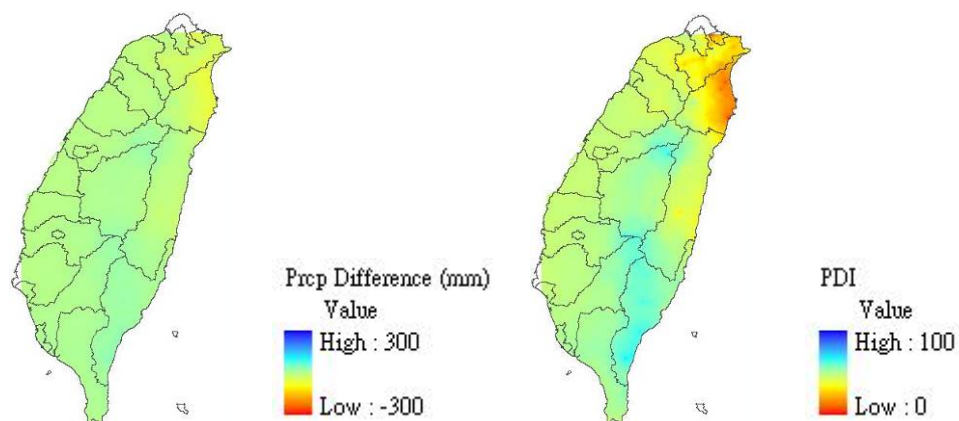


(a)



(b)

圖 8 (a)2008001 降雨量差異值機率分佈；(b)2008001 降雨差異指標機率分佈



(a)

(b)

圖 9 (a)2008001 與基期降雨量差異值；(b)2008001 降雨差異指標

3.1.1 降雨量資料分析-空間分佈

台灣南北氣候大，且有中央山脈作為季風及災害天然屏障，其降雨數據也因地區空間分佈有別。若能獲得精確之降雨空間分佈之輸入，則將有助於分析及了解降雨與土壤含水量關係。

透過蒐集 2001 至 2008 年(其中 2008 年至 9 月底)台灣地區中央氣象局雨量資料，共約 340 至 380 站(期間有部份測站新增、汰舊)，其各測站空間分佈位置關係如圖 6 所示，為 2008 年台灣地區降雨測站分佈圖；將點狀分布測站氣候資料擴展為二維空間降雨分佈，圖 10 中觀察 2006 年 2007 年台灣地區累積雨量分佈圖。由降雨空間分佈可得知由台灣地區的雨量分佈圖來看，台灣地區在 2006 及 2007 年平均雨量在 2000 公釐以上，雨量甚多，但空間分佈不均勻，因受地形影響，高山多於平地，東岸多於西岸。迎風山坡地可達 4000 公釐以上。東部沿海各地年雨量自 1500 至 3000 公釐不等，其中東北部年雨量可達 4000 公釐以上，而西部沿海則雨量較少。台中、南投山區及嘉義、高雄、屏東一帶年雨量也可達 3000 公釐以上。南部是集中式降雨型區域，而北部因有東北季風帶來的地形雨，所以雨季較長。由歷史資料及降雨分佈可知台灣常見的天然災害，如土石流、山崩、淹水...等，大部分都與降雨有關。

藉由降雨量在空間分布及時間趨勢(年度間及季節性變化)的分析，能較有效掌握氣象乾旱及降雨異常現象，圖 10 顯示 2001-2008

歷年累積降水量分佈圖(2008 年為 1/1-9/30 累積雨量)，顯示東北部山區及中央山脈南段西側山區有較高的雨量分布(圖 11)，2002-2003 年雖整體降雨量較低，但在空間上仍呈現相似的分佈狀況。

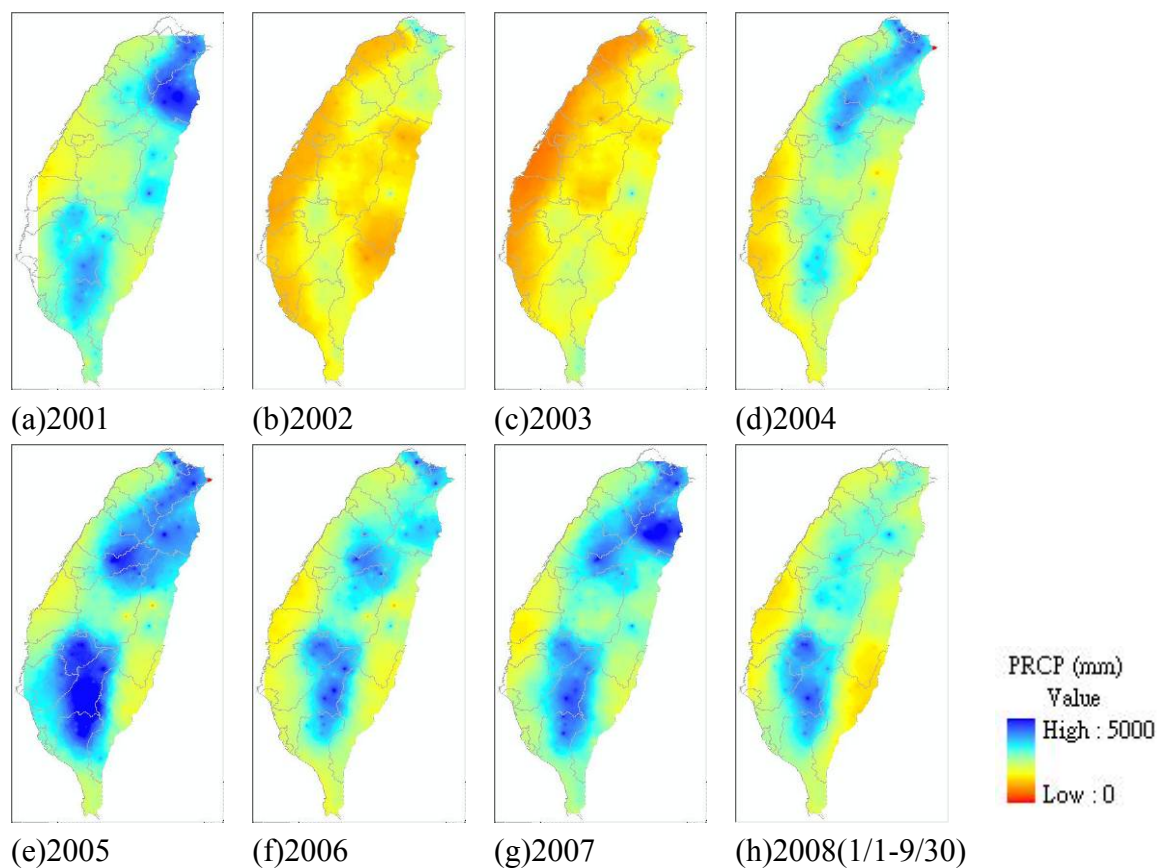


圖 10 年累積降雨量

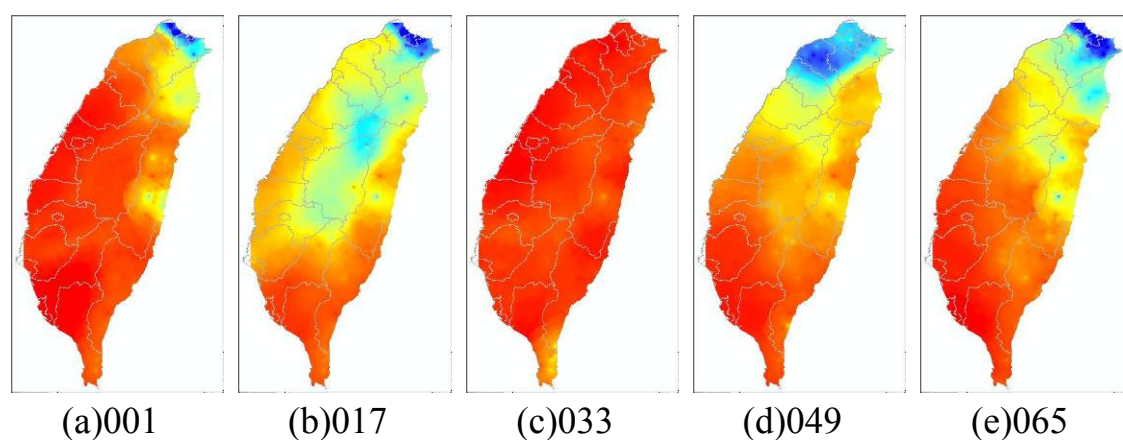


圖 11 高度示意圖

3.2.2 降雨量資料分析-時間分佈

在台灣，降雨特性按月份而有明顯的差異，二月至四月是春雨、五至六月是梅雨、七至九月是雷雨及颱風雨、十月至隔年一月是地形雨。台灣雖然四季有雨，但降雨多半集中於二月至九月，主要由梅雨及颱風所造成，如果梅雨不明顯或颱風不來，就會供水不足，甚至發生乾旱。且台灣因為地形陡峭、河川湍急，全年將近百分之八十的雨量都直接流入大海，使得雨水更不易保留。

在季節性的降雨分佈變化上(以 2007 年每 16 日周期為例)，各地區呈現迥然不同的降水時期(圖 12)，東北部地區在十月至二月(289-065)，桃竹苗山區在三月至七月(081-177)，以及中南部山區在五至十月(129-273)呈現較高的降水分佈。縱觀以上，要從長時間分析找出降雨性質或特性主要還必須考慮地球大尺度環流變異及颱風侵台或豪大雨災害，時間上的變化分析實為不易。



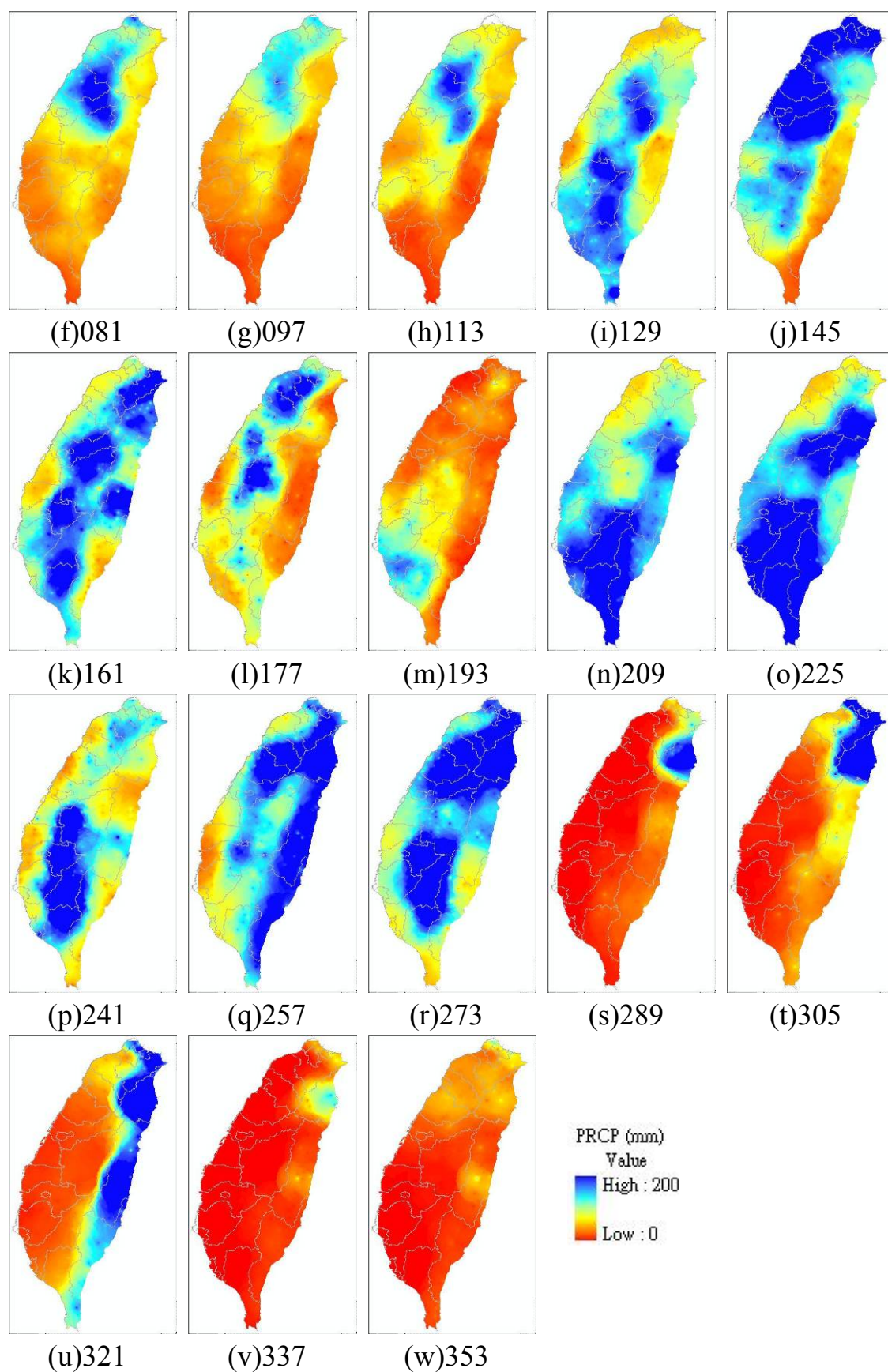
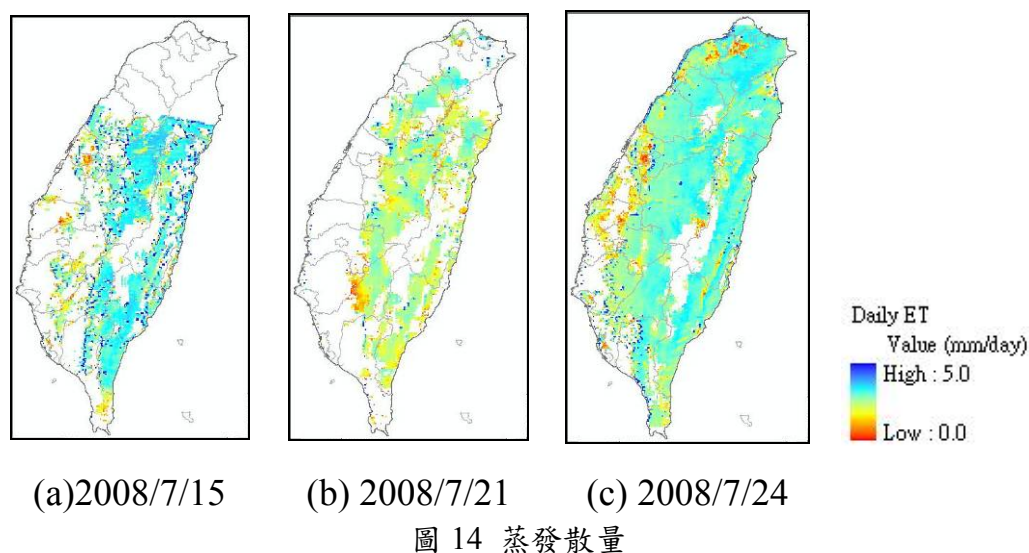
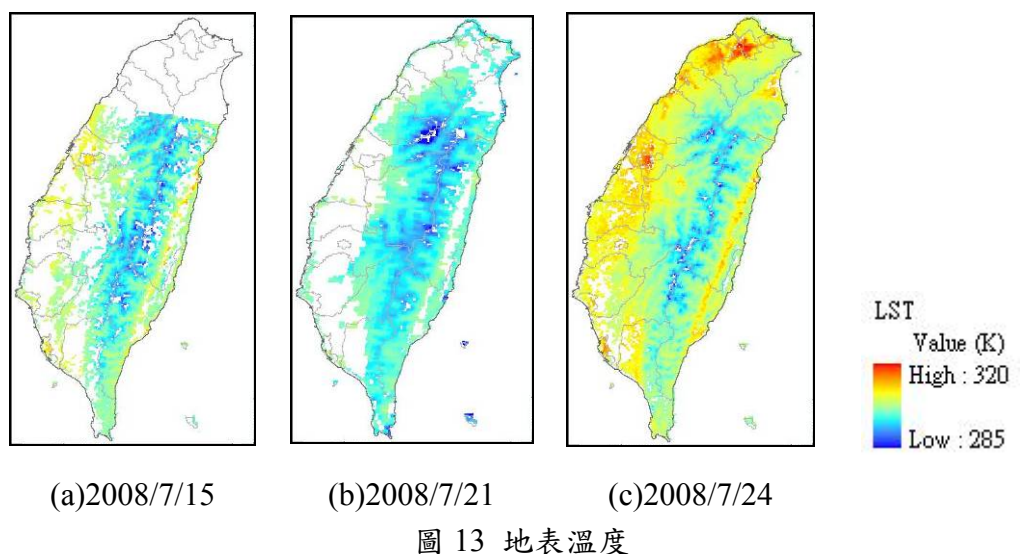


圖 12 2007 年降雨量

3.3 案例分析(颱風及乾旱)

3.3.1 卡玫基颱風前後水文參數變化

2008 年 7 月 15 日在菲律賓東北方近海形成的卡玫基 (KALMAEGI) 颱風於 2008/7/16-19 侵襲台灣，受到颱風雨帶外圍環流、西南氣流的綜合影響，造成山區及南部部份地區高達 900mm 的累積降雨，透過颱風近期的水文資料分析，呈現暴雨前後的土壤含水變化狀況，由於 MODIS 光學波段受到雲層遮蔽的影響，在此僅呈現颱風前 7/15，及颱風後 7/21、7/24 的晴空地表溫度及蒸發散量圖資；圖 14 顯示颱風過後由於地表植被及土壤含水增加，受到水分熱容及較高比熱的影響，造成地表減溫及發射熱輻射降低，故 7/21 相較於颱風前 7/15 的地表溫度呈現些微降低的傾向，而 7/24 由於持續輻射增溫效應，造成地表溫度的明顯上升；在蒸發散量方面，則大致呈現與地表溫度相似的變遷情況(圖 13)，當溫度增加，蒸氣壓力差上升，造成更多的地表及植生內部的水份藉由蒸發及蒸散作用而脫離為水氣，地表能量以潛熱形式進行傳遞，故整體而言，颱風過後的地表及土層含水並未迅速消散，透過持續的輻射增溫，在數日後蒸發散量才呈現明顯上升。



3.3.2 2002 年乾旱案例水文參數比較

2002 年由於春雨短少，造成台北及桃竹苗地區發生嚴重的乾旱缺水現象，本計畫藉由比較乾早年與非乾早年(2001, 2008)同期的水文參數，藉此分析水勢變異情形，圖 15 及 16 呈現不同年份間三月份的土壤含水及蒸發散量，顯示 2002 乾早年的水文參數較非乾早年為低，但其差異情形卻不甚顯著，此或許由於衛星推演資料主要仰賴單日瞬時觀測資料，而乾旱為長期水文趨勢的反應，故以衛載觀測值分

析乾旱災情，需要較長期的持續觀測，以分析其整體差異情形。

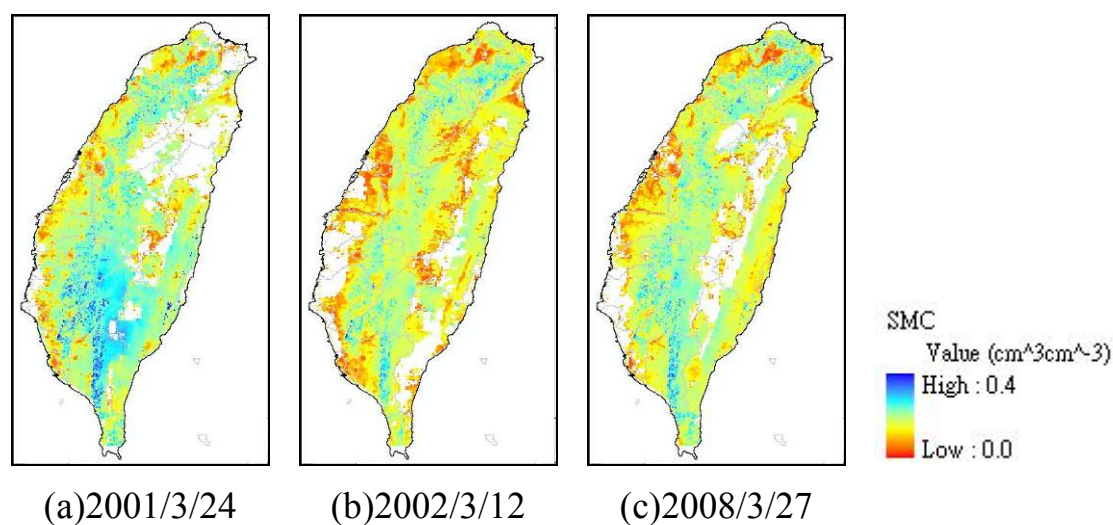


圖 15 土壤含水量

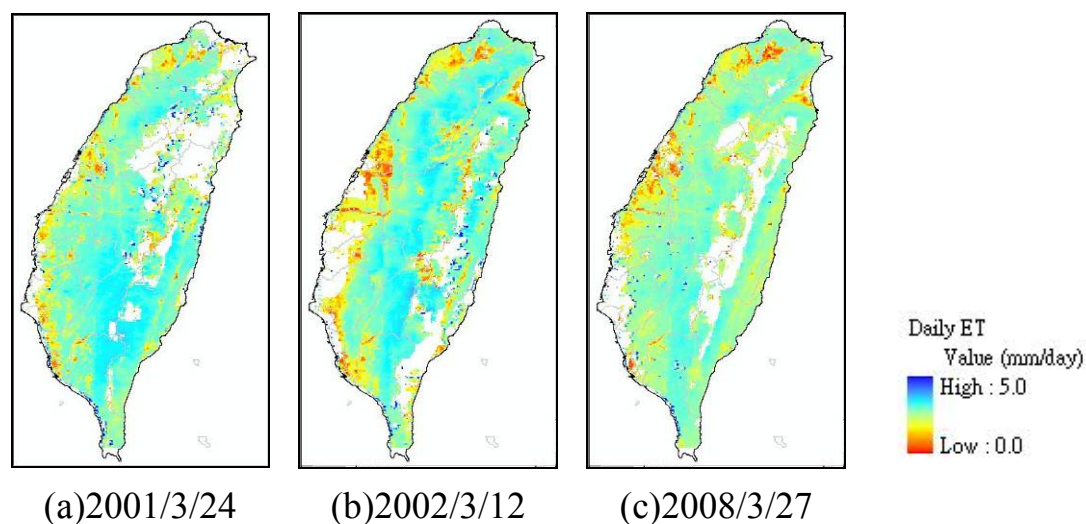


圖 16 日蒸發散量

3.4 降雨量與土壤含水量關係

降雨量與土壤含水量關係即討論水分的存在形式及運動狀態，遵循著物質守恆定律。對於自然地理系統來說，水分的輸出必然取決於輸入和其在系統中的演化。水分在系統中的貯存和變化，從長時期和大範圍來看，可以視為一常數，即水分的輸入和輸出之間有一種線性

的關係，系統本身愈穩定，這種關係就愈密切，處於一種「平衡」的狀態。

對於一個理想系統而言，從環境中向系統內輸入的水量，基本上包括降水、深層地下水、及通過江河從另一系統過來的水量。如果僅考慮一個單獨的流域時，僅取降水量作為輸入量即可。輸出的水量，主要有陸地表面的蒸發（evaporation）和植物的蒸散（或稱為蒸騰）（transpiration），這兩者在一般情況下統稱為系統的蒸發散（evapotranspiration）。

$$P - ET = R \equiv Q_r + Q_g \quad (18)$$

P 為降水量， ET 為蒸發散量， Q_r 為江河浸流或入滲， Q_g 為地表浸流或入滲

由此而建立的水分平衡方程，其基本形式為：

降水量 = 蒸發散量 + 逕流量 + 系統中水分貯存的變化量

「水平衡」定義係指地表上某一區域，在一定時間內，水量收入和支出的差額。以海洋而言，在一定時間內，海洋所收入的降水量和逕流量，其總和與海洋所支出的蒸發量相同，各為 50.5 萬立方公里而達到平衡；以陸地而言，陸地所支出的蒸發量與逕流量，其總和與陸地所收入的降水量相同，各為 11.9 萬立方公里而達到平衡。全球海陸降水量的總收入，亦與蒸發量的總支出保持平衡，各約為 57 萬

立方公里。儘管全球海陸保持水平衡，但不同地區，因位置、日照的差異，使得水平衡會隨著時間、空間而有變化。一般而言，降水量與蒸發量的差額即為逕流量，可反映一地水資源的豐缺。以全年而言，除了澎湖之外，臺灣全島為降水量多於蒸發量的剩水區；但若以季節為單位，則有時會有缺水時期，例如：臺灣西南沿海冬季降水量少於蒸發量，常為缺水地區。

水分平衡包括水分的收入和支出。地面的水分收入又與大氣中的水汽來源及水汽含量(可降水量)密切相關。因此要了解一個地區的水分資源，就必須計算這個地區大氣中的水汽源、水汽輸送量及水汽含量。地面水分的支出又包括土壤的水分滲流、地面逕流和蒸發的水量。掌握了一個地區水分的收支量，才可以進一步計算其乾濕狀況或其相互關係。

要精準確定一個地區的水分平衡是很困難的，因為除了降水量外，其他的組成分量都沒有實測資料，蒸發皿觀測的蒸發量並不能代表地面的實際蒸發散量。一般以公式計算來確定蒸發散量，計算的數值是否精確取決於所用的公式優良與否。逕流量的計算主要靠水文站在各主要河流觀測的流量所統計出來。另外，還有如地下水、固態水、雲中水等物理過程與計算，都有待進一步研究與解決。

在水文分析與設計上，對於發生於一集水區之降雨與逕流間關係之探討乃十分重要，有將集水區視為一系統，水文現象為經該系統所發生之歷程，於該分析中，可視降雨為該系統之輸入，經集水區之種種水文程序，如入滲、蒸發、蒸散、截留、滲漏等，再由集水區之水文站量測得之輸出即為出流量也就是逕流量，圖 17 為降雨逕流過程示意圖。

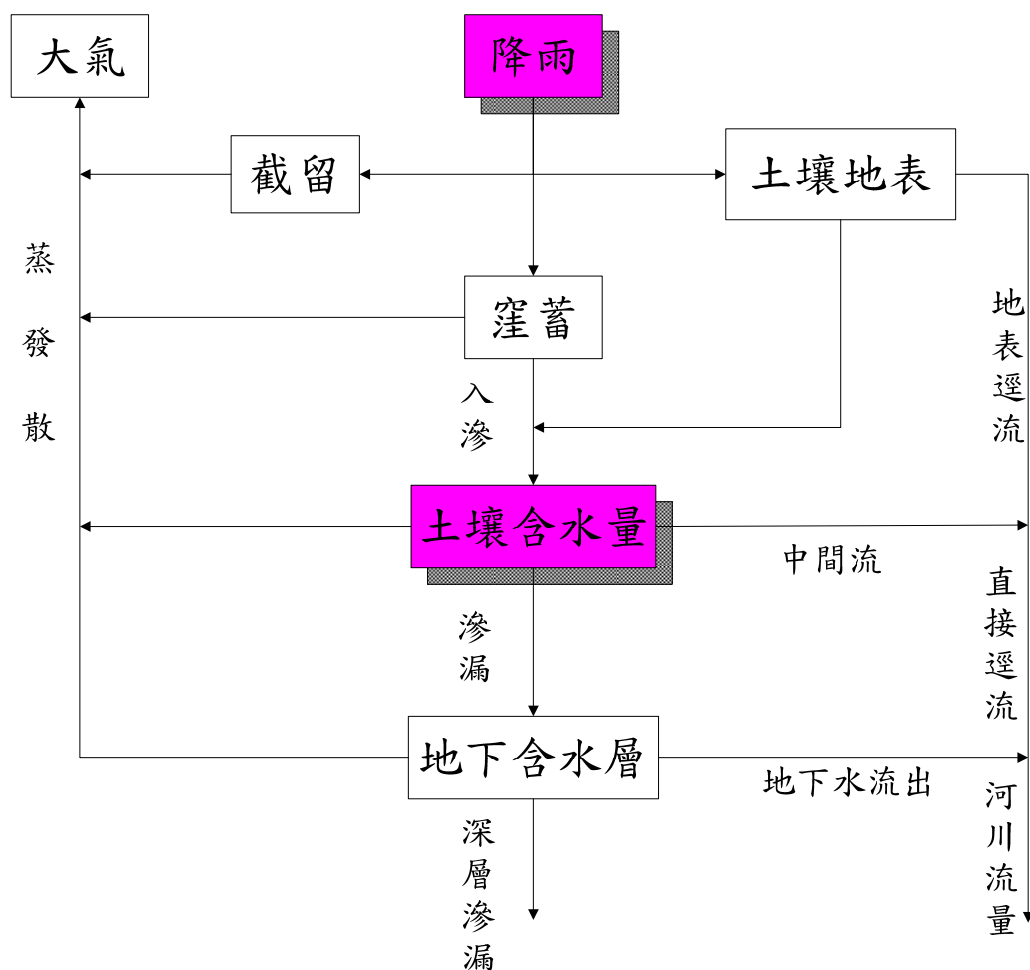


圖 17 降雨逕流過程

水分平衡的各組分量中，降水量是水分輸入的一個基本來源，而它本身又受制於輸出的數量和大規模的水循環。降水量的變率是很

大的。就一個地區來說，年際的變化及年內的分配都是不平均的。對於降水量的判定，大都使用傳統的雨量計，但雨量計測到的與實際的降水量常常有差異，特別因為風向、風力的大小、地形坡度等影響，使這種差異更為顯著。水分平衡的組成分量中，蒸發及其機制一直是研究水平衡中的焦點。蒸發對熱量平衡與水分平衡均具有極大的價值和理論意義。目前，估算蒸發的方法很多，而且直接測定蒸發量的儀器也在不斷發展。透過 MODIS 衛星資料根據一地各月的降水量與可能蒸散量相比較，就可以明瞭缺水或剩水的情形：降水量大於可能蒸散量，表示土壤充滿水分，是為剩水；相反者表示土壤內水分不夠植物生長所需，是為缺水。

土壤含水量控制了降雨時，土壤部份可吸收的水量多寡，亦控制了逕流大小。由此可知，土壤含水量與降水關係必須透過土壤成份所影響的入滲及逕流來描述其之間關係。要觀察降水量與土壤含水量的關係，除了地物覆蓋及土壤特性外，一般必須考慮初始降水或前期連續降水量。透過圖 17，降雨造成的土壤含水量變化非常複雜自然現象，其過程需經過截留、窪蓄、地表逕流(ground runflow)、入滲、蒸發散才會得到土壤含水量變化。探討水分入滲方面，Horton 提出的單位歷線法模式中的入滲常數 會隨著初始水分含量增加，而有增大的趨勢。Horton(1939)所提出的入滲概念模式進行土壤初始含水量的入

滲行為探討。由 Horton 入滲模式，可知該模式具有三個參數： f_c 為平衡(穩定)入滲率(mm/hr)； f_0 為初始入滲率(mm/hr)； k 是入滲常數。此入滲常數因土壤特性或初始條件不同而有不同之常數值。

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (18)$$

經由入滲實測值與時間變化之數據，可反求出入滲常數。此模式中入滲量會隨時間呈指數遞減且會趨向飽和。

若土壤入滲超過飽和即會產生地表逕流(surface runoff)而排入河川中，常為廣用的逕流係數即為地表面逕流量與該時間內總降雨量之比值。逕流係數之大小與(1)地表特性，(2)地表坡度，(3)地表蓄水量，(4)土壤飽和程度及(5)降雨強度延時有關(王如意、易任，1982)。許多學者已經證明在逕流方面，逕流係數(runoff coefficient)和逕流曲線值(curve number, CN)不論在何種土壤，較高的初始含水量，均有較大的值。

[31]提出 SCS-CN(Soil Conservation Service 美國土壤保持局 - Curve Number)模式或現稱 NRCS-CN(Natural Resources Conservation Service - Curve Number)中對於各水文過程有較完整的描述。

土壤最大含水量

由 SCS 所發展的曲線號碼(CN)法，依土壤類別、土地利用(Land use)、水文條件等定出 CN 值，配合(19 式)可得土壤最大含水量。

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (19)$$

截留、窪蓄

SCS-CN 法中， λ 一般使用 0.2

$$I_a = \lambda S \quad (20)$$

I_a 為初始(前期)扣除量，即由地表蓄水(窪蓄)截留和滲漏所構成的； S 為土壤潛勢最大飽和量。

有效雨量(逕流)

降雨經過截留、窪蓄、入滲及蒸發散後，多餘的雨量才會轉換逕流；

有效雨量 SCS-CN 法[31]中提到透過水平衡計算有效降雨量

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (21)$$

P ：實際降雨量、 P_e ：有效降雨量(浸流) S 為土壤含水量

地表逕流

通過單位歷線法的時間項(18 式)替換成水份含量因子

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \frac{S_s - S_t}{S_s} \quad (22)$$

S_s 為土壤飽和含水量(mm)， S_t 為時間 t 時之土壤含水量(mm)。

透過上述入滲及逕流來描述降雨後之水平衡種種過程之間關係，能進一步瞭解降雨與土壤含水之關係。

然而要精準建立降雨與土壤含水量關係，除上述因素外，尚有許多其他未知物理因子及水平衡過程未考慮（如圖 17），使得要建立其

之間關係變得相當複雜。且前述提及逕流過程的數學式子（單位歷線法，SCS-CN）並非同一系統發展出，要連接其不同過程關係更需進一步深入探討研究其關係式之正確性及精準性。綜上，在此研究中明顯為一非線性系統問題，目前在台灣全島資料完整度以降雨資料較為完整，土壤含水量可透過遙測資料估算得到，因此本研究採用透過類神經網路連接降雨量及土壤含水量之相互關係，類神經網路是由很多非線性的運算單元(神經元 Neuron)和位於這些運算單元間的眾多連結所組成，而這些運算單元通常是以平行且分散的方式在作運算，如此就可以同時處理大量的資料，由這樣的設計就可以被用來處理各種需要大量資料運算的應用上。但傳統類神經網路因其學習速率慢及收斂不易，造成在應用上的困擾，因此後續發展的類神經網路及針對這些缺點進行改善。其中 1994 年 Tzeng 提出了動態學習類神經網路 (Dynamic Learning Neural Network : DL) 具有收斂速度與精度較佳的執行效能，本研究採用動態學習類神經網路作為連接土壤含水量及降雨量關係之工具。

類神經層

類神經網路是由多層且多個神經元所構成（如圖18），一個類神經網路是由許多個人工神經元與其連結所組成，並且可組成各種網路

拓撲。類神經網路架構，僅具有輸入層、隱藏層及輸出層之簡單三層網路架構，一個包含許多層，每一層包含若干個處理單元，輸入層處理單元用以輸入外在環境的訊息（輸入值），輸出層處理單元用以輸入外在環境的訊息給外在環境（輸出值），此外，一個層狀神經網路經常包含若干層隱藏層。隱藏層的存在提供類神經網路表現處理單元間的交互作用與問題的內在結構的能力。輸入層是用以表現網路的輸入變數，其處理單元數目依問題而定，使用線性轉換函數。隱藏層用以表現輸入處理單元間的交互影響其處理單元數目並無標準方法可以決定，經常需以試驗方式決定其最佳數目，使用非線性轉換函數，網路可以不只一層隱藏層，也可以沒有隱藏層。輸出層是用以表現網路的輸出變數，其處理單元數目依問題而定，使用非線性轉換函數。其中類神經網路因為其中間變數（即隱藏層）可以是一層或兩層，甚至因為反演的非線性函數複雜度高，隱藏層可大於兩層，數目也可設為任意數目，但有學習速率等參數需設定，工作相當費時。本研究中透過多次測試，採用經驗方式選取隱藏層為兩層，每層有40個神經元。

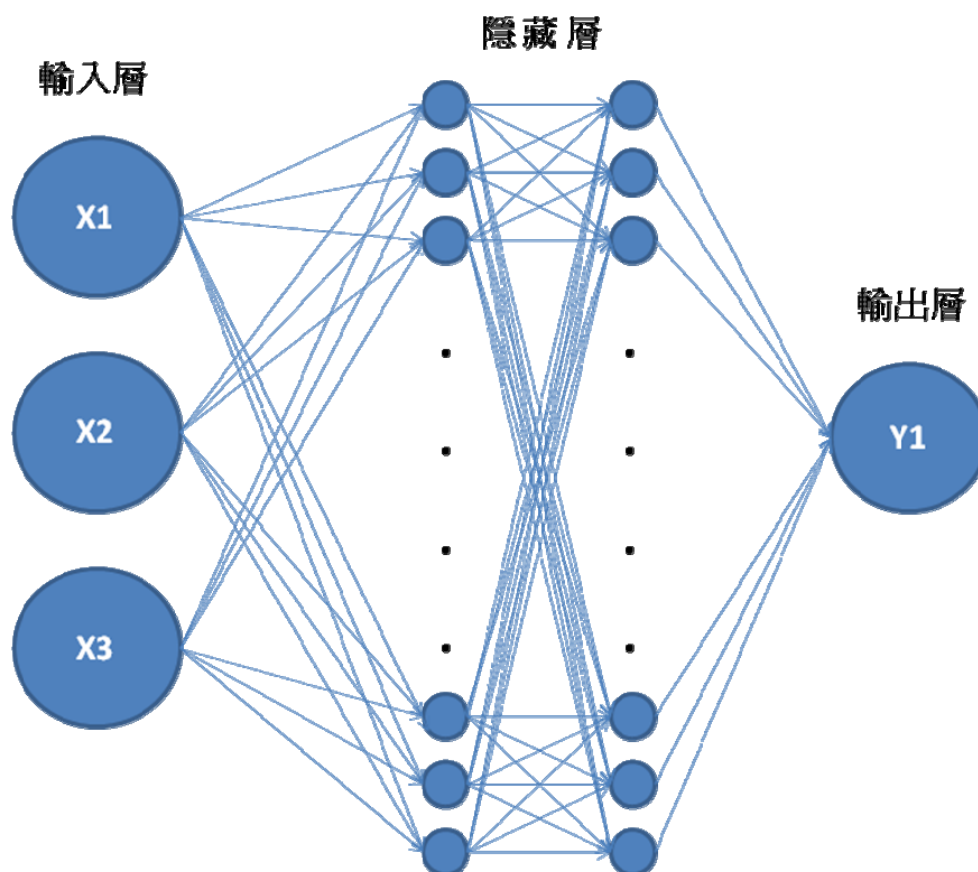


圖 18 類神經網路示意圖

訓練資料

進入類神經網路訓練參數及資料的選取會影響到各神經元訓練的結果，本研究經過物理因子分析及嘗試訓練，在降雨此項選取了昨日及前日之日累積降雨量；原因是因為當日 MODIS 通過台灣時間分別為早上十點多（Terra）與下午一點多（Aqua），如採用當日之日總累積降雨量並非一定為下午一點多前所降下；再者（18 式）提到降雨入滲時間為指數因子，如參考太多天降雨資料也無貢獻。此外，植生指數 NDVI（Normalized differential vegetation index）在研究測試

中影響神經元訓練顯示頗為重要，物理上可說明其蒸發散強弱之差，間接影響到水平衡關係，因此也將植生指數 NDVI 納入考量。其他例如地表溫度、太陽天頂角、地形高度、土壤成分、地物類別、河流水系等等在物理上都會影響到整體水平衡結果，但在嘗試訓練中發現 NDVI 及日累積降雨量影響較為顯著，在時效性考慮下，本研究採用前日及昨日累積降雨量（相對當日 MODIS 接收時間）及透過前述利用 MODIS 演算出蒸發散再推算獲得土壤含水量作為訓練資料；其中自變數為前日、昨日累積降雨量及 NDVI，應變數為土壤含水量。其類神經網路訓練示意如圖 19。訓練資料是利用 2008 年 MODIS 及中央氣象局日累積降雨資料約 30 餘萬筆作為訓練使用（因配合 MODIS 之 NDVI 及土壤含水量解析度，降雨量資料係透過內插法且正規化至像元解析度為 1km）。

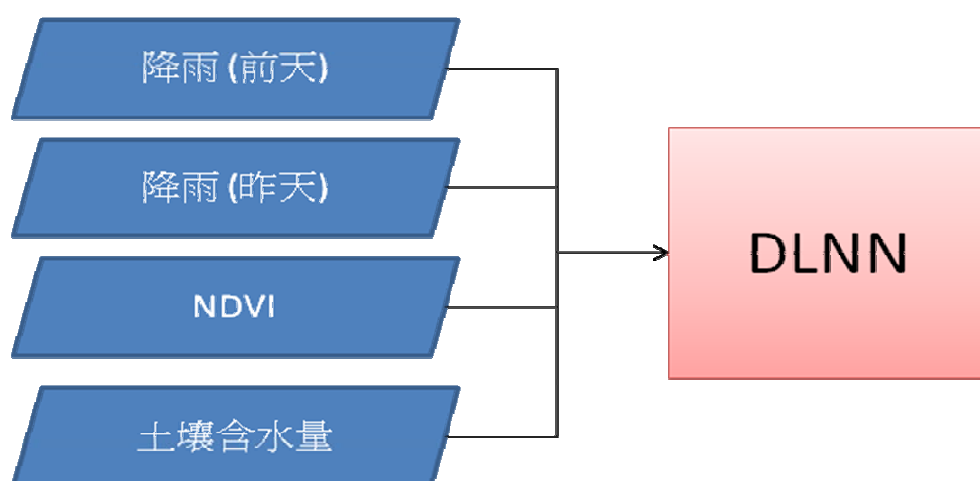


圖 19 類神經網路訓練示意圖

透過訓練過後之神經網路即可用於反演估算土壤含水量，其反演流程示意圖如圖 20，輸入資料為前日與昨日之日累積降雨資料及 NDVI 資料。反演演算一日全台灣資料，在個人電腦 PC 耗時約 5~10 秒（CPU：AMD3000+，RAM：3G）。

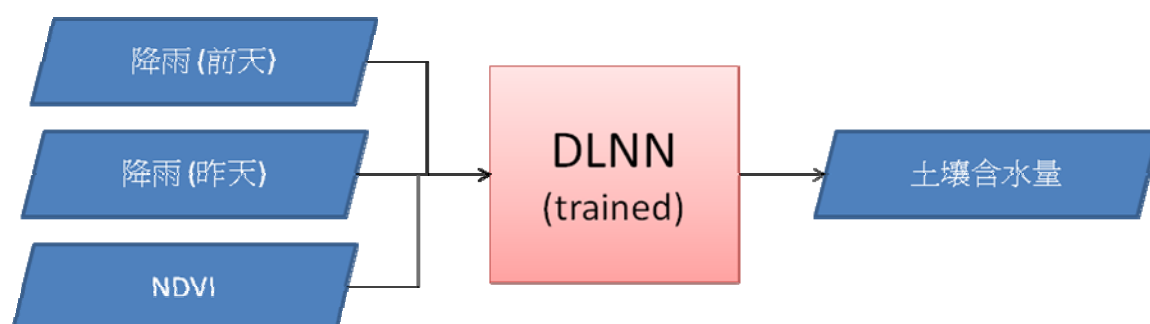


圖 20 類神經網路反演流程

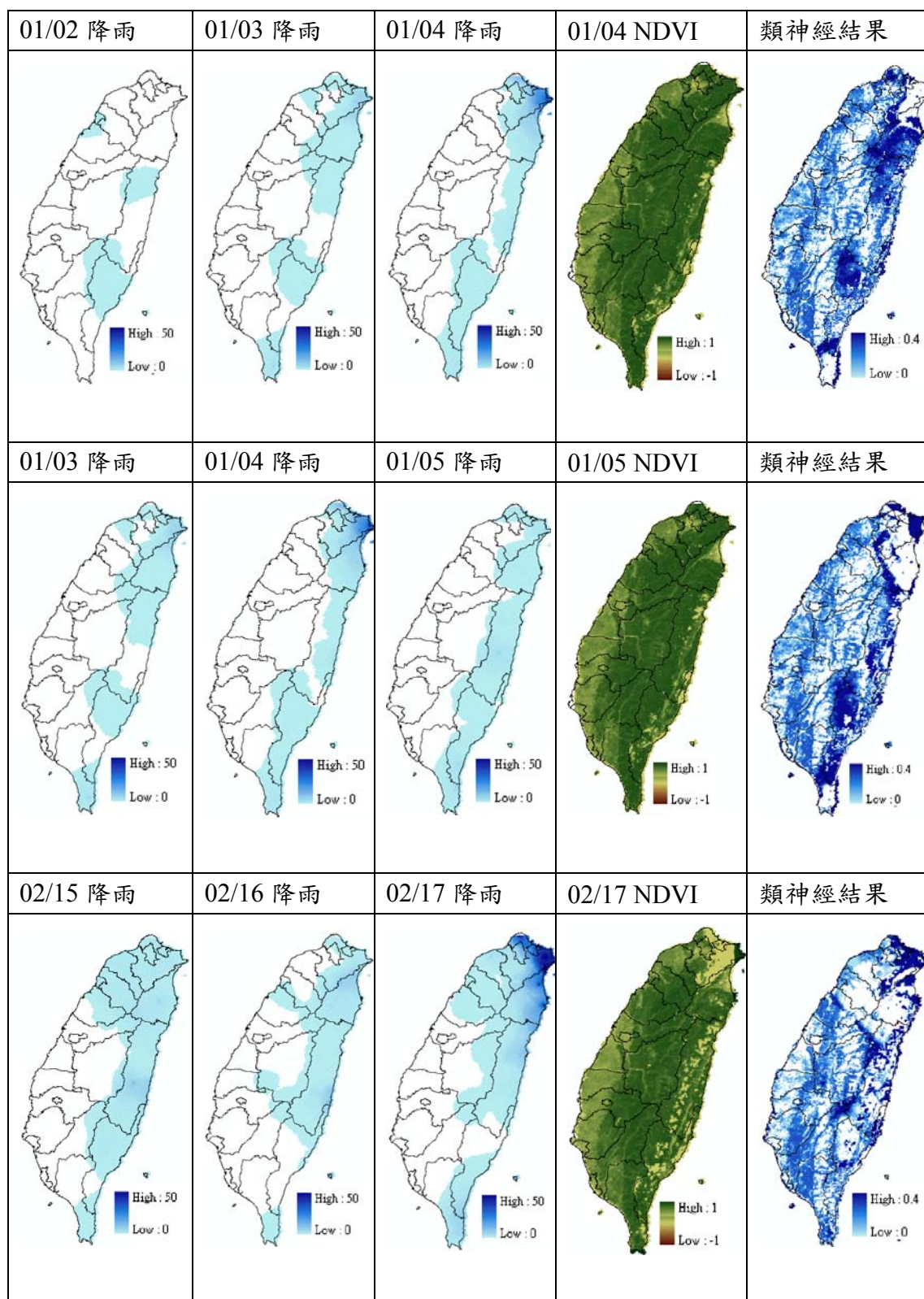
反演成果及分析探討

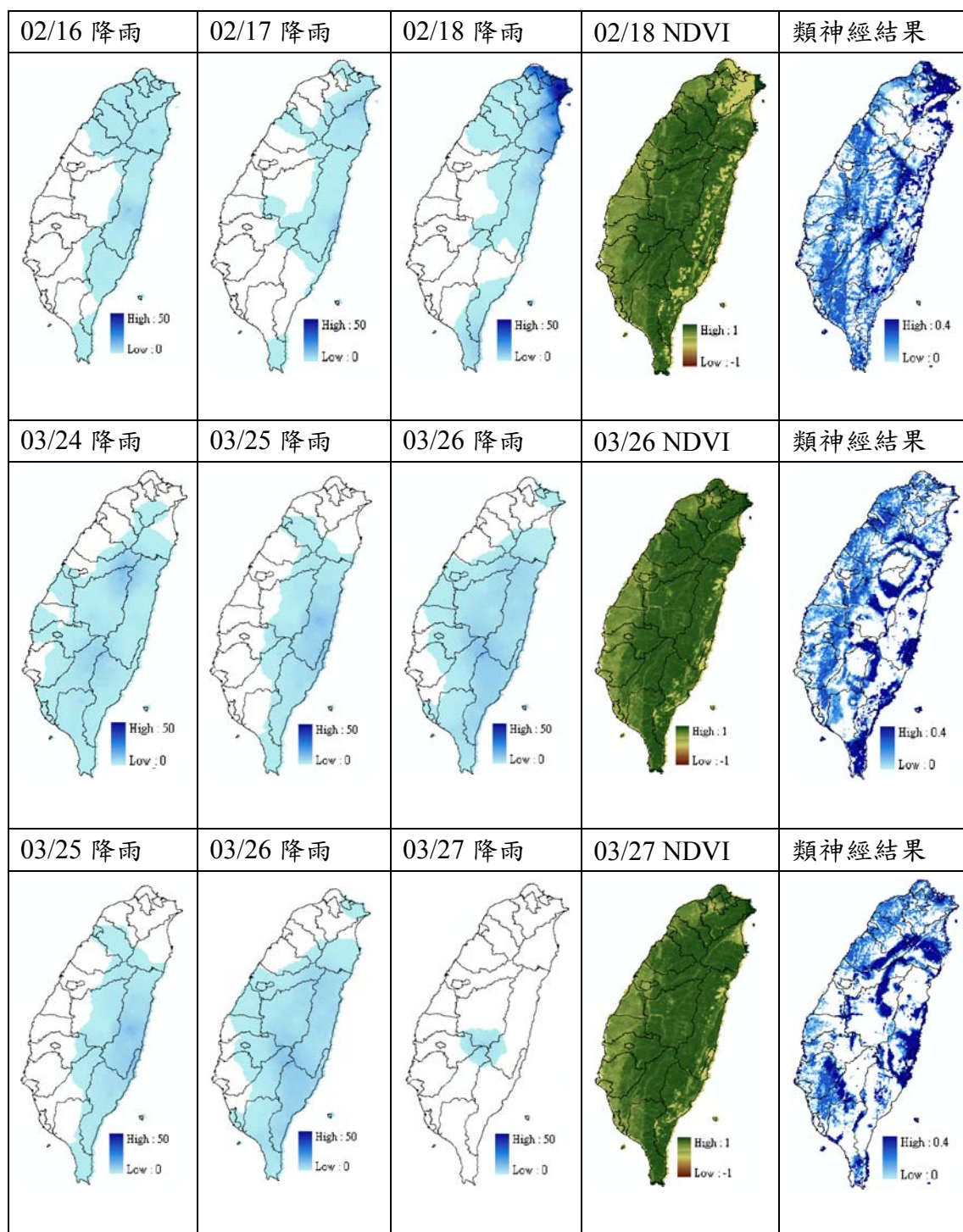
圖 21 為台灣地區 2008 年土壤含水量反演成果，共 30 天，日期分別為 1/4、1/5、2/17、2/18、3/26、3/27、4/5、4/6、4/7、4/8、5/11、5/12、6/9、6/10、7/14、7/15、7/20、7/21、7/24、7/25、8/25、8/26、9/24、9/25、10/23、10/24、11/28、11/29、12/10 及 12/11。圖 21 也列出了當日日累積降雨資料提供參考比較；觀察 1/4、1/5 降雨與土壤含水量趨勢比較 1/4、1/5、2/17、2/18...等資料可發現降雨與土壤含水量存在著正向趨勢，在降雨較大區域，其土壤含水量也愈高，符合水平衡關係特性。

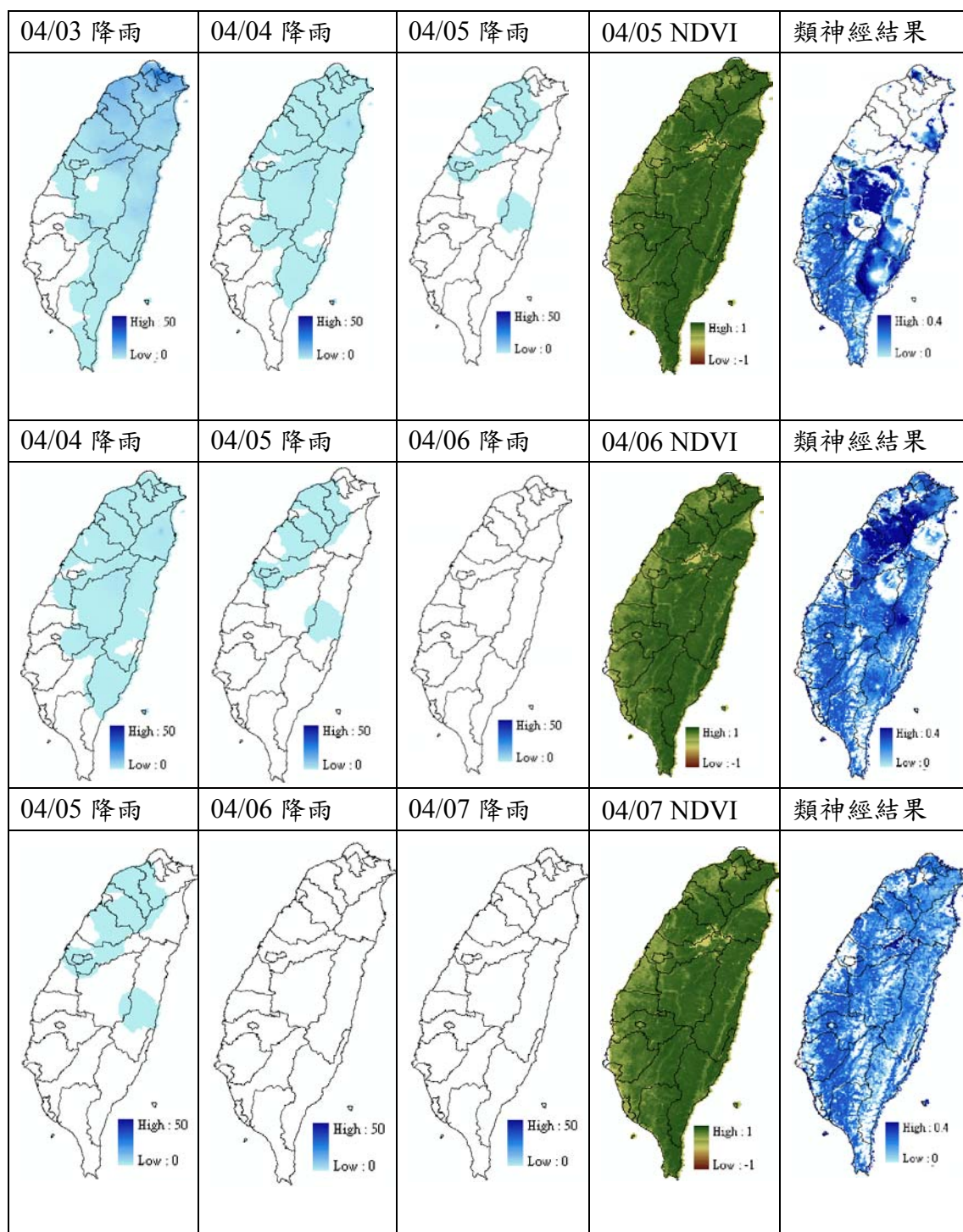
在空間上土壤含水量趨勢，山區一帶土壤含水量平均可達 30% 至 35%，都會區如台北市及高雄市等，土壤含水量平均約 10% 左右，但空間土壤含水量趨勢如上述會受到降雨影響頗大，例如：地區降雨特性，東北角一帶土壤含水量相對偏高；7/19 演算結果顯示嘉南平原一帶土壤含水量高達 35% 以上乃因 7/17 及 7/18 豪大雨影響所致；6/9 及 7/14 也顯示台北縣市及桃園一帶土壤含水量高達 30% 也因受到降雨影響。

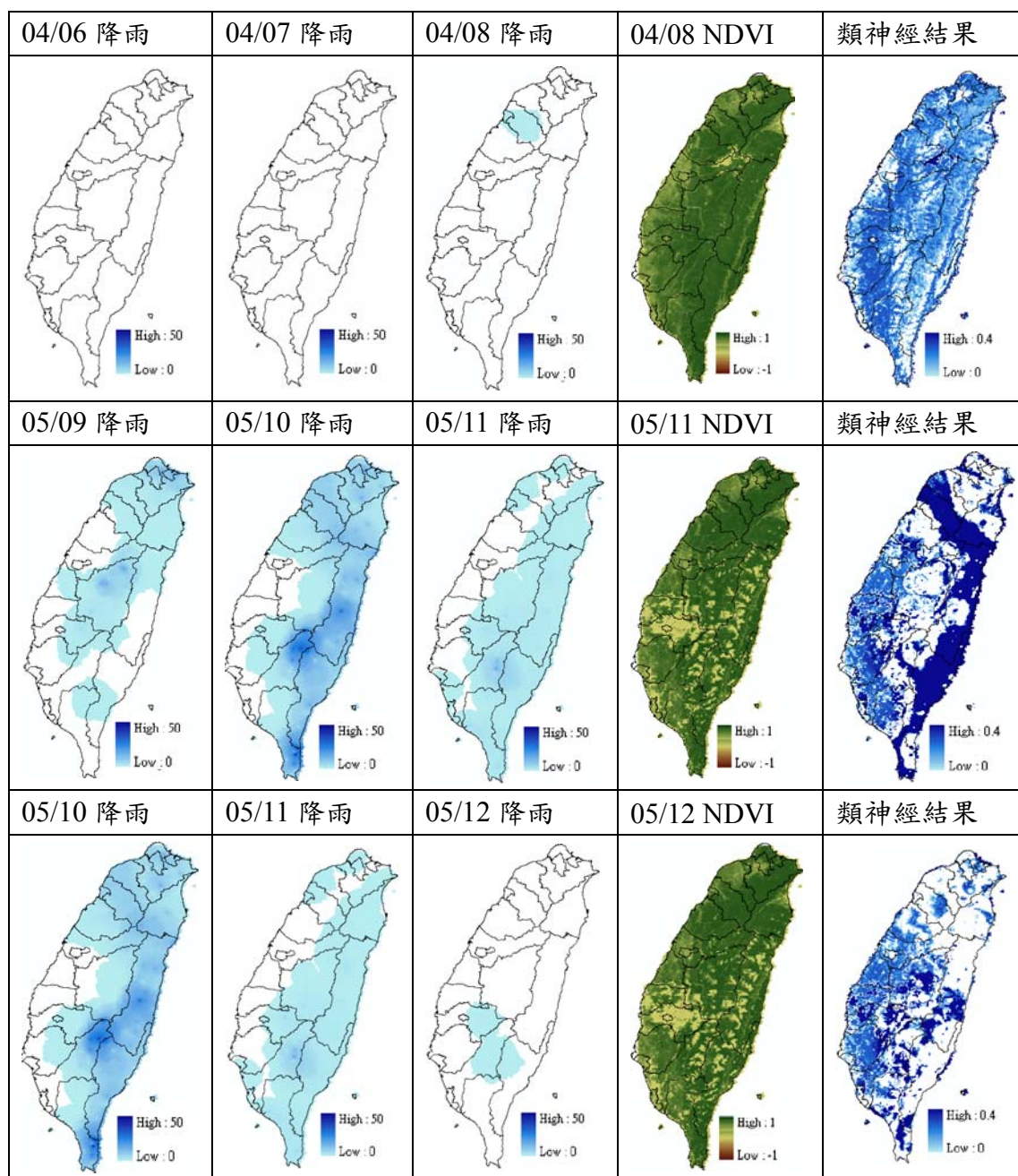
在時間上土壤含水量趨勢分析主要是受到季節降雨特性，1~3 月相對土壤含水量較低，5 月開始的梅雨季即相繼而來的颱風季節帶來的降雨使得反演出來有資料地區的土壤含水量普遍偏高，冬季 12 月含水量偏低，在時間上的特性分析會受到事件影響，如颱風及梅雨等，如要更進一步分析則需要更長時間資料進行統計分析較有意義。

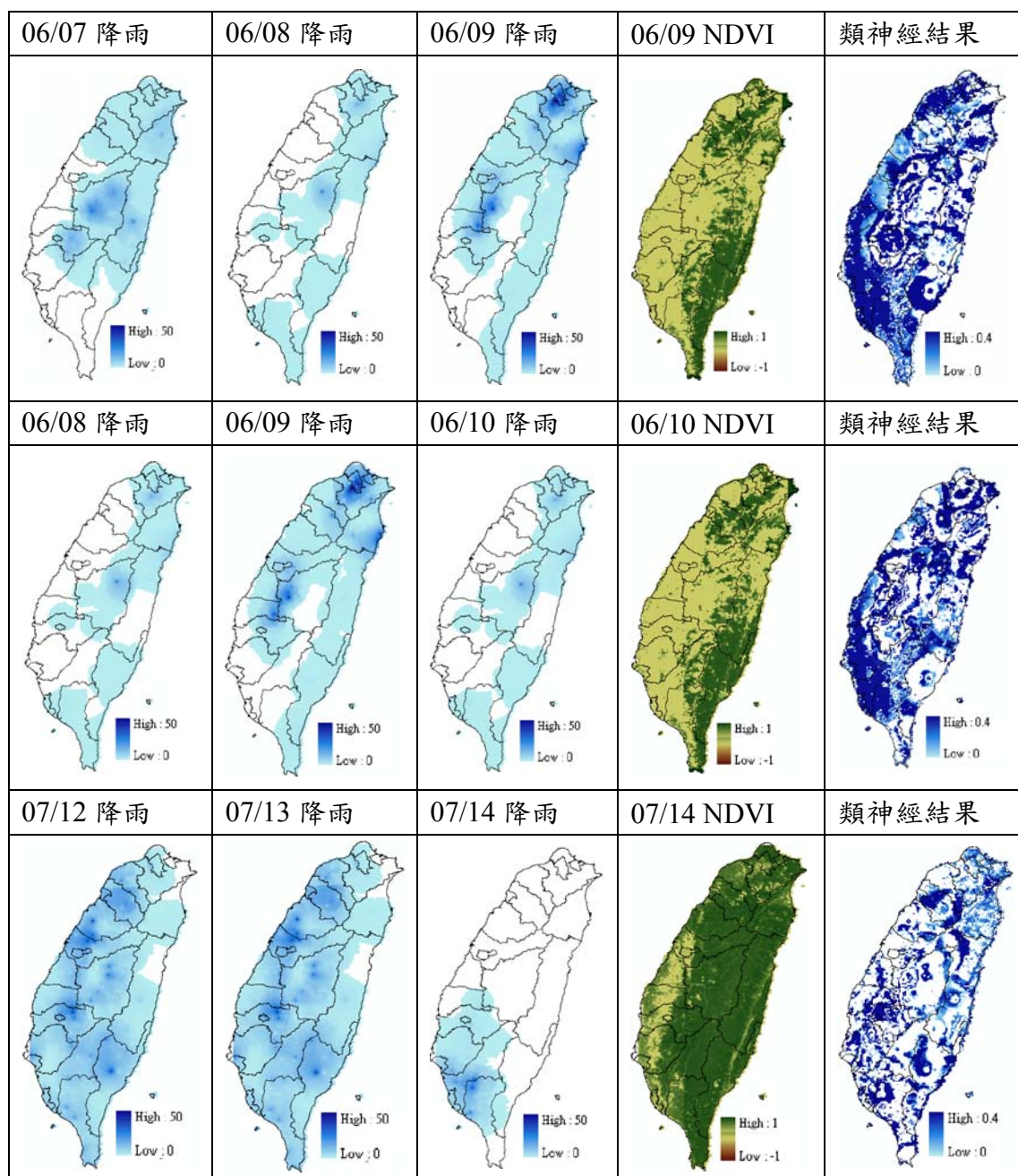
本研究提出了透過類神經網路連接土壤含水量及降雨量關係之概念，透過 2008 年資料作為訓練來反演土壤含水量。反演結果顯示土壤含水量與降雨量有正向趨勢關係但還是受到其他因素影響，未來如能透過更多時間資料納入訓練且建立長期觀測資料庫，或是採用更多輸入層之物理因子進入訓練（地形高度、太陽天頂角、坡度等）應能得到更精準的關係性；如能再結合降雨預測必能對土石流防災或預警提供一定程度的提升。

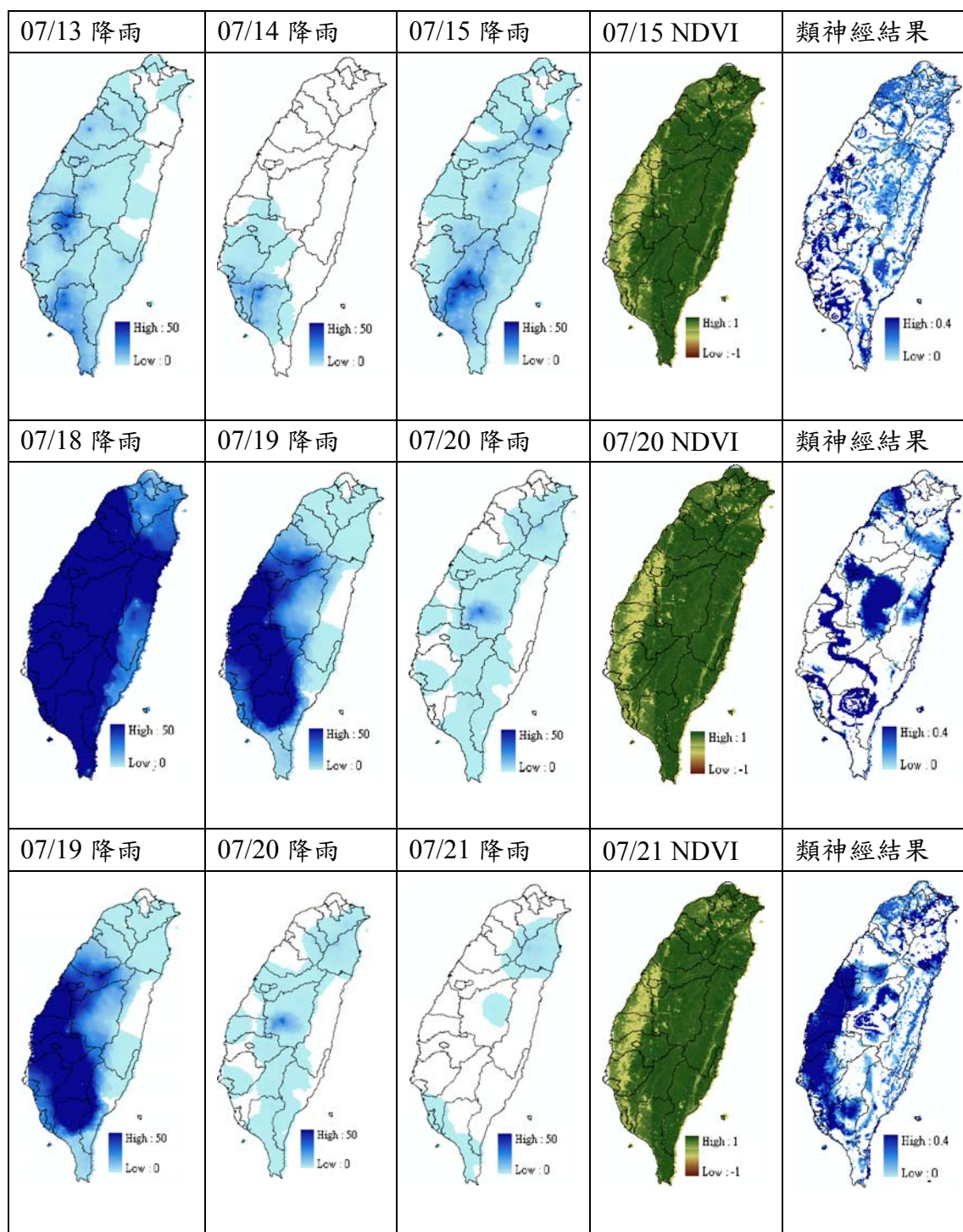


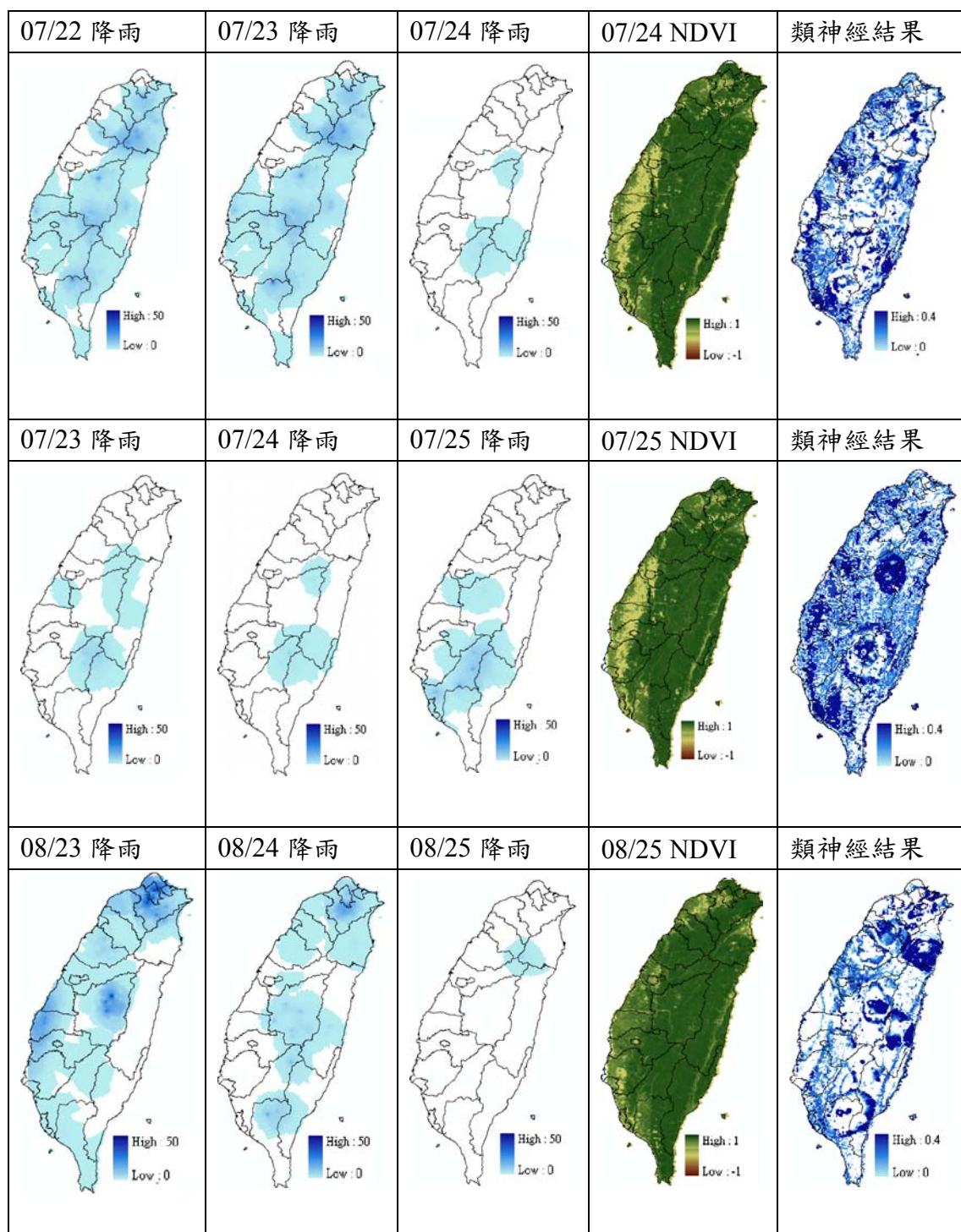


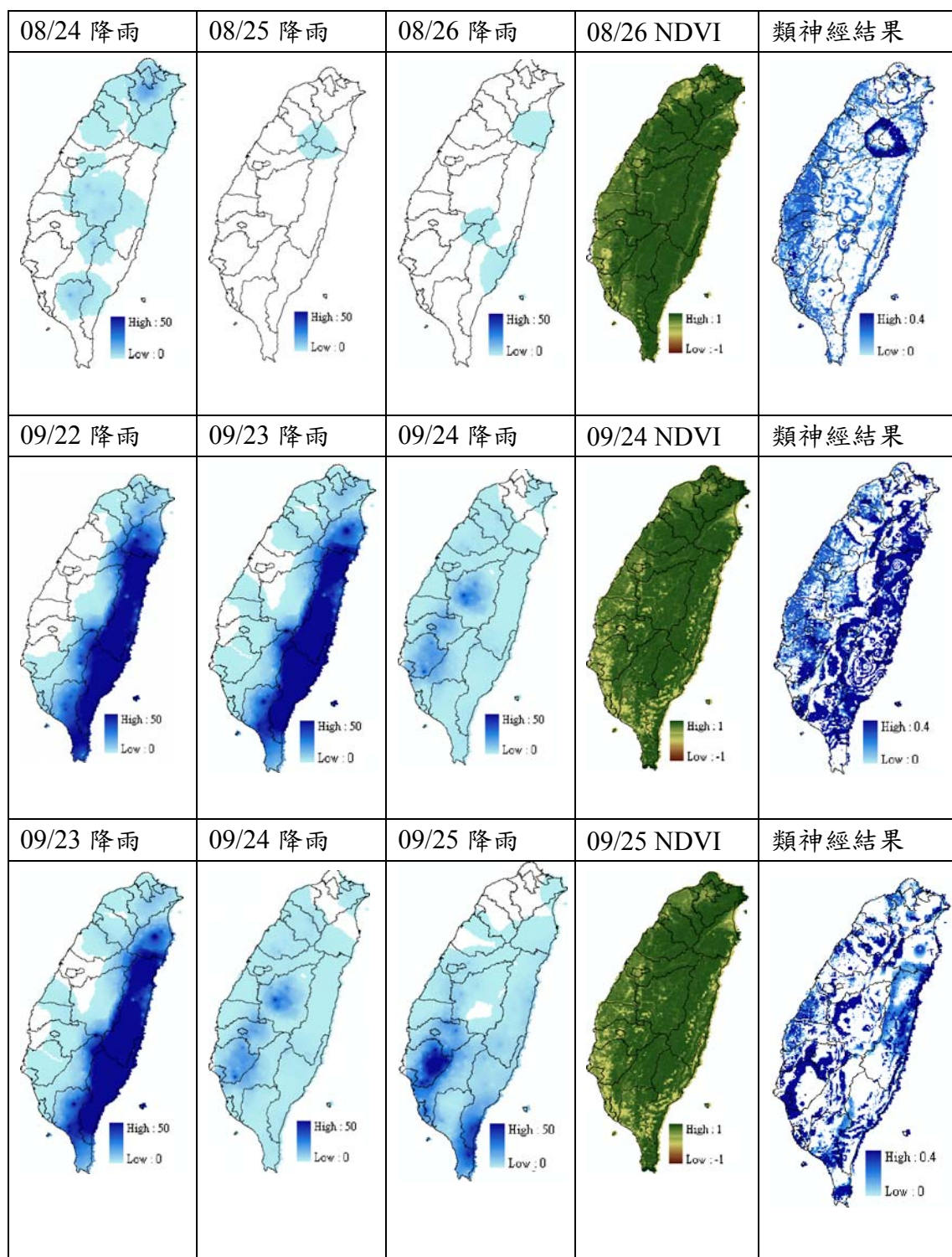


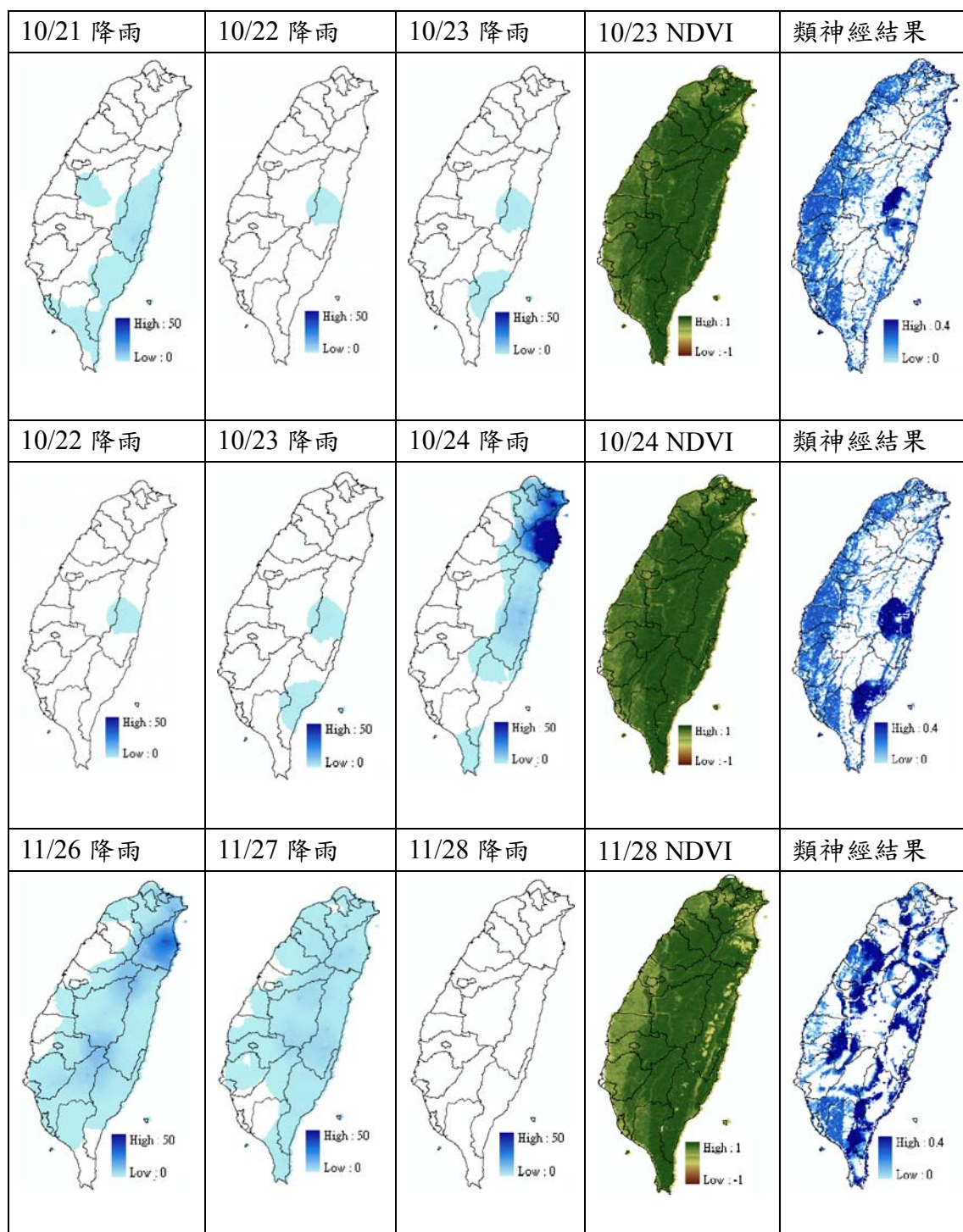












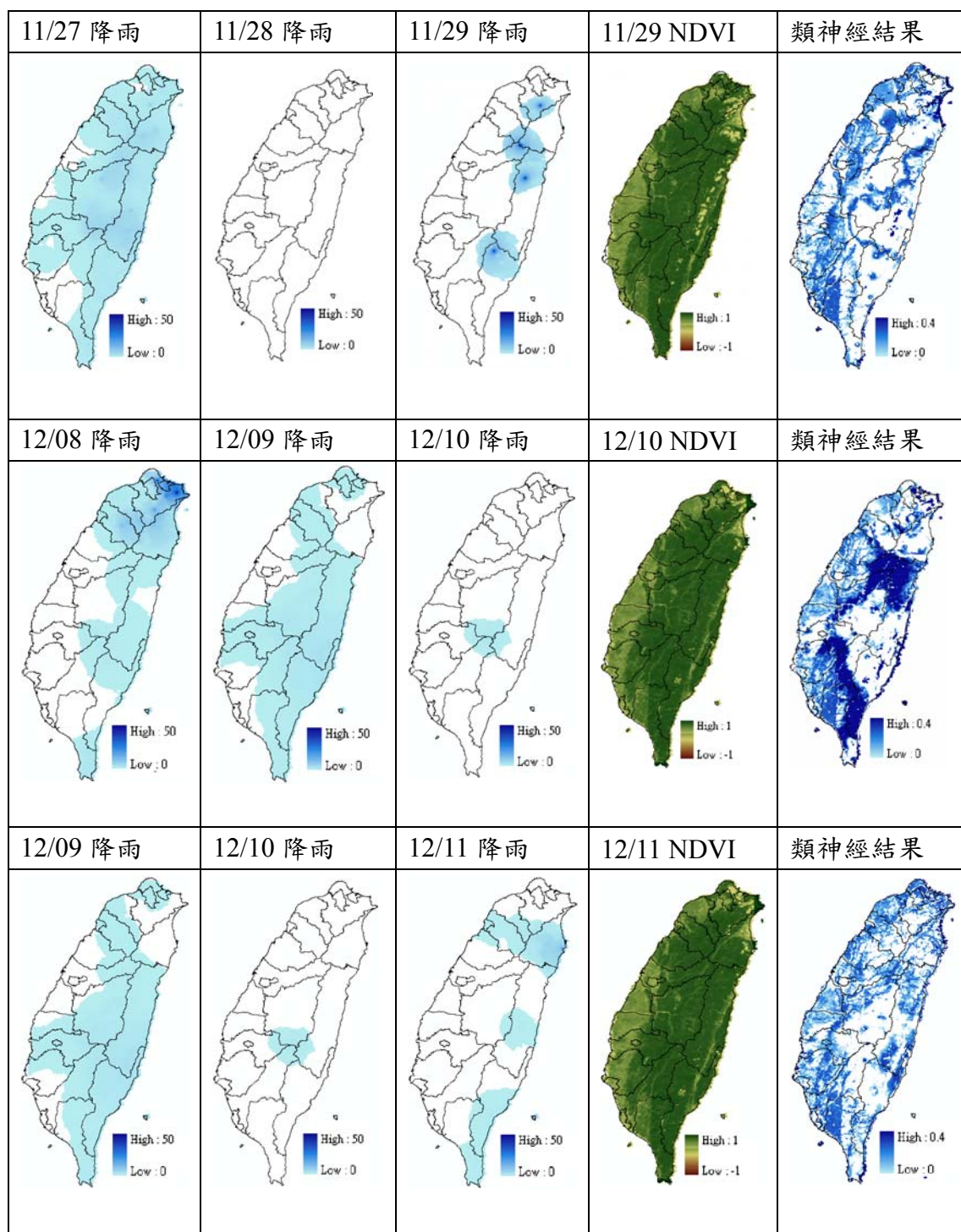
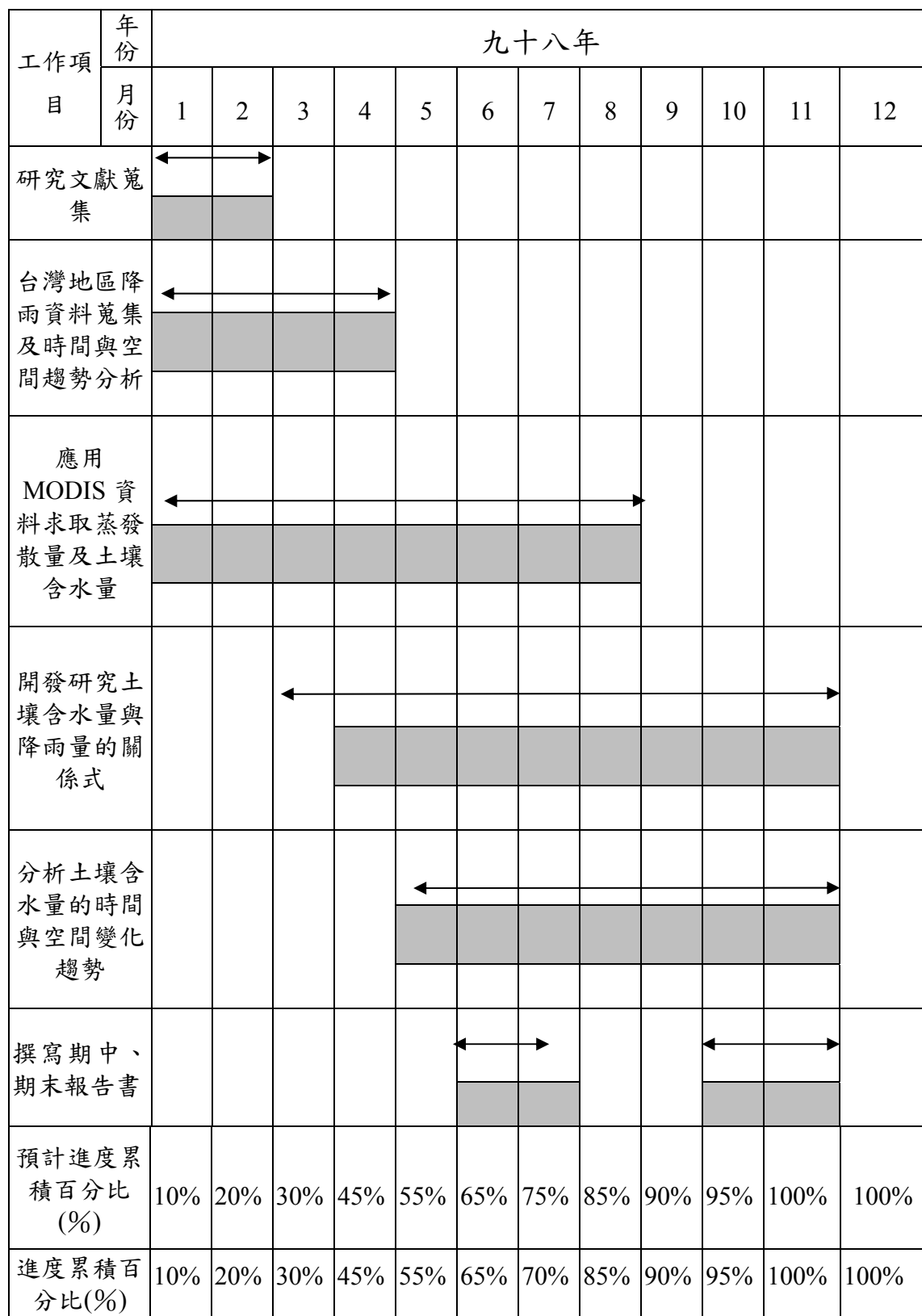
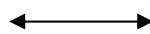


圖 21 類神經網路反演之土壤含水量

4.進度甘梯圖



表示已完成進度



表示預定進度

5. 參考文獻

1. 經濟部水利署，2005，「水文觀測新技術研究—MODIS 衛星之應用」
2. 經濟部水利署，2007，MODIS 衛星應用於水文觀測網建置先期研究計畫(1/2)
3. 姚登元，2006，利用 MODIS 衛星監測地表蒸發散行為，國立中央大學太空科學研究所碩士論文
4. 陳國彥，1989 (0235)，台灣的水平衡，「台灣地理學」專輯
5. 盧惠生、林壯沛、陸象豫(1987)，「集水區不同土地利用逕流與沖蝕之研究」，中華水土保持學報，18(2)：112-121
6. 邱清安、林博雄、林永發(2004)，「從測站降水觀測量到臺灣地區雨量空間分布的探討」，第八屆全國大氣科學學術研討會論文彙編：860-866
7. 王如意、易任(1982)，「應用水文學」學，下冊，國立編譯館
8. 詹錢登(2004)，「豪雨造成的土石流」，《科學發展》374 期:14~23
9. Bastiaanssen, W.G.M., 1998. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain – A remotesensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Ph.D. thesis, Wageningen Agricultural University, The Netherlands, 273 pp, 1998
10. Bastiaanssen, W.G.M. and Chandrapala, L., Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. In: Agricultural Water Management, 58(2), pp. 171-192, 2003
11. Carlson, T., N., Gillies, R., R., and Schmugge, T. J., An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content, Agric. for. Meteorol., 77, 191-205, 1995
12. Coll, C., Caselles, V., Sobrino, J. A., and Valor, E., On the temperature dependence of the split-window equation for land surface temperature. Int. J. Remote Sensing, 48, 127-134, 1994
13. Crago, R. D., 1996, Comparison of the evaporative fraction and the Priestley-Taylor for parameterizing daytime evaporation. Water Resources Research, 32(5), 1403-1409, 1996
14. David Schaub; Alfredo Huete, 2001, A World of Imagery NASA's MODIS Sensor Aids Environmental Studies, GeoWorld Magazine, pp.46-48, 2001
15. Foster, G. R. ,Modeling the erosion process. in C. T.Hann ed. Hydrologic modeling of small watersheds. American Society of Agriculture Engineers, St. Joseph,Michigan.pp. 297-300,1982
16. G. Aron, Adaptation of Horton and SCS infiltration equations to complex storms, *J Irrigat Drainage Eng* No. 118 , pp. 275–284, 1992
17. Granger, R. J. and Gray, D. M., Evaporation from natural nonsaturated surfaces. Journal of Hydrology, 111, 21-29, 1989

18. Hipps, L. E., Or, D., and Neale, C. M. U., Spatial structure and scaling of surface fluxes in a Great Basin ecosystem. in "Scaling Up in Hydrology Using Remote Sensing," Stewart et al. eds., John Wiley & Sons, 113-125, 1996
19. Horton, R. E., The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans.Amer. Geophys. Union 14:446-460,1933
20. Horton, R. E. , Analysis of runoff plots experiments with varying infiltration capacity, Trans.Amer. Geophys. Union 20:639-711,1939
21. Heute, A. R., A soil adjusted vegetation index (SAVI). Remote Sens. Environ., 25, 295-309, 1988
22. Huete, A., Justice, C., and van Leeuwen, W., MODIS vegetation index (MOD13) algorithm theoretical basis document, version 3, 1999
23. Idso, S. B., Aase, J. K., and Jackson, R. D., Net radiation - soil heat flux relations as influenced by soil water content variations. Boundary-Layer Meteorology, 9, 113-122, 1975
24. Jarvis, P. G., The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, 273, 593-610, 1976
25. Jiang, L., Islam, S., Estimation of surface evaporation map over southern great plains using remote sensing data. Water Resources Research, 37(2), 329-340, 2001
26. Kelliher, F. M., Leuning, R., Raupach, M. R., and Schulze, E-D., Maximum conductance for evaporation from global vegetation types. Agric. for. Meteorol., 73, 1-16, 1995
27. Kondo, J., Meteorology of Water Environment, Asakura-shoten, 350pp., Tokyo, 1994
28. Kondo, J., Atmospheric Science near the Ground Surface, University of Tokyo Press, 324pp., Tokyo, 2000
29. Kosugi, Y., Leaf-scale analysis of the CO₂ and H₂O exchange processes between trees and atmosphere. Ph. D. dissertation to Kyoto University, Kyoto, Japan, 1996.
30. Long-Shin Liang, Kun-Shan Chen, Hung-Wei Lee, and M. J. Hong, "Mapping Evapotranspiration and Soil Moisture in Taiwan from MODIS Satellite Data", 海峽兩岸遙感研討會, 2007
31. Mishra, S.K. and Singh, V.P., Validity and Extension of the SCS0CN Method for Computing Infiltration and Rainfall-Excess. Hydrological Processes, Vol. 18, pp. 3323-3345, 2004
32. Moran, M. S., Clarke, T. R., Inoue, Y., and Vidal, A., Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. Remote Sens. Environ., 49, 246-263, 1994
33. Nemani, R., Pierce, L., Running, S. W., and Goward, S., Developing

- satellite-derived estimates of surface moisture status. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 548-557, 1993
34. Nishida, K., Nemani, R., Running, S. and Glassy, J. An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research* 108(D9):4270, 2003
35. Nishida, K.; Nemani, R. R.; Glassy, J.M.; Running, S.W., Development of an evapotranspiration index from Aqua/MODIS for monitoring surface moisture status, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 41, no. 2, pp.493-501,2003
36. Prince, S. D. and Goward, S. N., Global primary production: a remote sensing approach. *Journal of Biogeography*, 22, 815-835, 1995
37. Rallison, R.E. and N. Miller, 1982. Past, present and future SCS runoff procedure, *Rainfall-Runoff Relationships*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, pp. 353-364
38. Spencer, J. W., Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, Vol. 2, p. 272, 1971
39. Tanaka, H., Ohta, T., Hiyama, T., and Maximov, T.C., Seasonal variation of photosynthesis and transpiration properties of a boreal deciduous forest: Analysis using a single layer canopy model. *Journal of Japanese Forest Society*, 82(3), 259-267, 2000
40. Thornthwaite, C. W. & Mather, J. R.: *The Water Balance*, Publ. Clim. :8(3), Lab. Clim., Drexel Inst. Tech., Centerton,1955
41. Toda, M., Ohte, N., Tani, M., Tanaka, H., Musiake, K., Aoki, M., Boonyawat, S., Diurnal and seasonal variations of CO₂ exchange processes over typical land covers in tropical monsoon region. *Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources*. 13(4), 276-290, 2000
42. Wan, Zhengming, 1999, MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document version 3.3
43. White, M. A., Thornton, P. E., Running, S. W., and Nemani, R. R., Parameterization and sensitivity analysis of the BIOME-BGC terrestrial ecosystem model: net primary production controls. *Earth Interactions*, 4, Paper 3, 2000
44. Yaglom, A. M., "Comments on wind and temperature flux-profile relationships", *Boundary Layer Metelorol.*, vol.11, pp.89-102, 1977.
45. Y. C. Tzeng, K. S. Chen, W. L. Kao, and A. K. Fung, 1994, "A dynamic learning neural network for remote sensing applications," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, no. 5, pp 1096-1102.

附錄 A

A.1 地表溫度演算

地表溫度(Land Surface Temperature)為大氣與地表間能量通量過程的重要物理參數，不僅影響地表氣流升降、蒸發散狀況、亦為控制作物需水、影響作物生長的重要因素。以衛星遙測資料反演的地表溫度參數可作為驗證及改善全球氣候模式(Global Meteorological Model)的模擬預測成果，或應用為地表覆蓋分類及變遷分析、估計地表能量通量參數、日照週期、乾旱監測及估計土壤含水量、並評估植生需水量及作物寒害影響；Terra/Aqua MODIS 演算晴空地表溫度主要透過分列視窗法，藉由第 31(10.780-11.280 μm)及 32(11.770-12.270 μm)波段受到水氣吸收影響的特性不同，經由兩波段亮溫的線性混合，消除水氣的影響，並配合衛星觀測角度求取地表溫度，地表溫度演算以 MODIS 資料演算晴空地表溫度主要透過分列視窗法，藉由第 31 (10.780-11.280 μm)及 32 (11.770-12.270 μm)波段受到水氣吸收影響的特性不同，經由兩波段亮溫的線性混合，消除水氣的影響，並配合衛星觀測角度求取地表溫度。其演算式(A-1)如下：

$$T_s = C + \left[A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right] \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left[B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right] \frac{T_{31} - T_{32}}{2} \quad (\text{A-1})$$

$$\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32}) \text{ 且 } \Delta\varepsilon = \varepsilon_{31} - \varepsilon_{32} ,$$

ε :emissivity 放射率； T_{31} 、 T_{32} :第 31、32 波段亮溫

A 、 B 、 C 係數由多維查表(multi-dimensional lookup tables)對應求得，包含 MODIS 觀測航帶的拍攝視角、大氣水氣柱(Column Water Vapor)、以及低層大氣氣溫三個向度，此查表為針對在多元地貌及不同大氣效應影響下，藉由輻射傳輸模型演算，並進行線性迴歸而得；放射率則藉由一放射率模型，配合 MODIS 地物資料(Land Cover)及熱紅外光波段 BRDF 演算求得，需注意的是，在乾燥及半乾燥地區，放射率在時間及空間上皆有較大的不定性變化，且放射率在不同角度的變化情形仍有待研究，故放射率演算可能產生較大的誤差。

A.2 估算蒸發散估算之核心變數

A.2.1 植被覆蓋率(f_{veg})

植被覆蓋率是由衛星觀測到的植被指數演算而得，以 NDVI(Normalized Difference Vegetation Index)為例，NDVI 為紅光反射率(R_{red})與近紅外光(R_{nir})的比值，其定義如下：

$$NDVI = \frac{R_{nir} - R_{red}}{R_{nir} + R_{red}} \quad (A-2)$$

假設 NDVI 與 f_{veg} 呈線性關係， f_{veg} 可用下式表示：

$$f_{veg} = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (A-3)$$

NDVI_{min} 與 NDVI_{max} 分別代表 $f_{veg}=0$ 跟 $f_{veg}=1$ 的門檻，換句話說，NDVI < NDVI_{min} 的像元為裸露土，NDVI > NDVI_{max} 的像元則為植被，其它則為裸露土與植被的混合。

A.2.2 植被蒸發散比率(EF_{veg})

在茂密植被環境(如森林)，因為活躍的紊流擴散，無論 ET 的強弱為何，大氣溫度 T_a 與地表 T_s 的溫度梯度變化(T_s-T_a)並不明顯。此種情況下利用溫度梯度變化與其他 VI- T_s 方法估計 ET 值就會有很大誤差。Jiang and Islam (2001)為了避免這個問題，考慮可用能量轉換成蒸發散量比例問題，透過給定最大的 α 參數，即為 $(\Delta+\gamma)/\Delta$ ，假設在茂密植被的環境所有可用能量都轉換為 ET；但就算是茂密的植被也會因為環境特性差異像是風速，影響植被本身蒸發散的速度，所以植被地區的能量並不可能完全被轉換，所以根據植被特性，另外加入了表面阻抗(surface resistance, r_c)來描述 EF_{veg} 。

利用上述的觀念可將 ET_{veg} 表示如下：

$$ET_{veg} \equiv \frac{\Delta Q + \rho C_p (e^* - e) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)} \quad (A-4)$$

r_c 是植被表面阻抗，單位是($m \ s^{-1}$)。在上式中，最難從衛星資料估計的是 VPD($e^* - e$)跟風速影響的 r_a 。在此希望能夠減少這兩個因

子所造成的影響，所以把式子(A-4)除以(A-3)，結果如下：

$$\frac{ET_{veg}}{PET_{PM\ veg}} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (A-5)$$

配合內文中式子(8)可推導下式

$$EF_{veg} = \frac{\alpha \Delta}{\Delta + \gamma(1 + r_c / 2r_a)} \quad (A-6)$$

式子(A-6)中，若 r_c 為零(潮濕)或 r_a 無限大(無風)時， EF_{veg} 相等於 $PET_{PT\ veg}$ 。雖然會受到 VPD 以及風速的影響(r_c 受 VPD、 r_a 受風速影響)，但與(A-4)相比已經少了許多。式中的 r_a 若無真實資料，可用經驗公式取得 (Kondo, 2000; Kondo, 1994)

$$1/r_a = 0.008 U_{50m} \quad (\text{森林地區}) \quad (A-7)$$

$$1/r_a = 0.003 U_{1m} \quad (\text{草地}) \quad (A-8)$$

U_{50m} 與 U_{1m} 分別為 50 公尺跟 1 公尺高的風速 (m s^{-1})， U_{1m} 可 $r_{a\ soil}$ 的經驗式推得，再用下述式子轉換成 50 公尺高的風速

$$U = u_* \ln[(z - d_o)/z_o]/k \quad (A-9)$$

u_* ：風切速度(m s^{-1})

z ：參考高度(m)

d_o ：零風速表面位移量(m)

z_o ：動量粗糙長度(m)

U ：參考高度風速(m)

k : von Karman's 常數，假設為 0.4

(A-9)式只適用在近中性大氣的情況，如果有適當的資料輔助，可用大氣不穩定的修正方程式求風速。

在估計 r_c 方面，透過假設環境因子如空氣溫度(T_a)、水氣壓差(VPD)、光合作用輻射量(PAR)、土壤含水量以及大氣 CO_2 濃度控制葉孔的傳導方程 (Jarvis, 1976)，配合下述式子求得

$$1/r_c = f_1(T_a)f_2(PAR)f_3(VPD)f_4(\Psi)f_5(CO_2)/r_{cMIN} + 1/r_{cuticle} \quad (A-10)$$

其中 Ψ 為樹葉水壓力(Pa)， r_{cmin} 為最小 r_c 值($s\ m^{-1}$)， $r_{cuticle}$ 是與葉片角質層擴散運動相關的植被頂層阻抗($s\ m^{-1}$)。由於透過衛星資料與輻射傳遞方程僅能獲得溫度跟 PAR，VPD 與 Ψ 不易由衛星資料得到，不過在一些研究中發現函式 f_2 、 f_4 、 f_5 與溫度與 f_{veg} 相關(Tanaka et al., 2000； Toda et al., 2000； Hipps et al., 1996)，所以決定忽略 f_2 、 f_4 、與 f_5 函數。當然，忽略這幾項函數一定會產生誤差，但若有這幾項參數的輔助資料，仍可以透過(A-10)得到準確的 r_c 值。

下二式為 f_1 與 f_2 的函數形式 [Jarvis, 1976; Kosugi, 1996]:

$$f_1(T_a) = \left(\frac{T_a - T_n}{T_o - T_n} \right) \left(\frac{T_x - T_a}{T_x - T_o} \right)^{[(T_x - T_o)/(T_o - T_n)]} \quad (A-11)$$

$$f_2(PAR) = \frac{PAR}{PAR + A} \quad (A-12)$$

T_n , T_o , T_x 為植被最小、最佳以及最大的氣孔活動溫度， A 則是

低日照強度時的光吸收效率。這些參數與 r_{cMIN} 決定了葉孔行為的特性，並且會依不同種類、植被頂層的結構、與環境狀況有所變動。在本研究中，根據 Kelliher et al.(1995)在傳導性(植被阻抗的反比)研究指出，茂密植被的最小阻抗約為單一樹葉阻抗的 2.7 倍；最小阻抗值約為 50s/m(一般植被)，33s/m(農作物)， $r_{cuticle}$ 則使用 Biome-BGC 模式中所提供的參數(White et al., 2000)。 T_n 、 T_o 、 T_x 與 A 則是根據 Kosugi(1996)研究中的實測參數，他將植被樹葉種類分為三種進行實驗，本研究將根據其參數平均值進行演算，表 A-1 為傳導性相關參數值，圖 A-1 為 EF_{veg} 在氣溫、風速以及植被種類的變化情形。

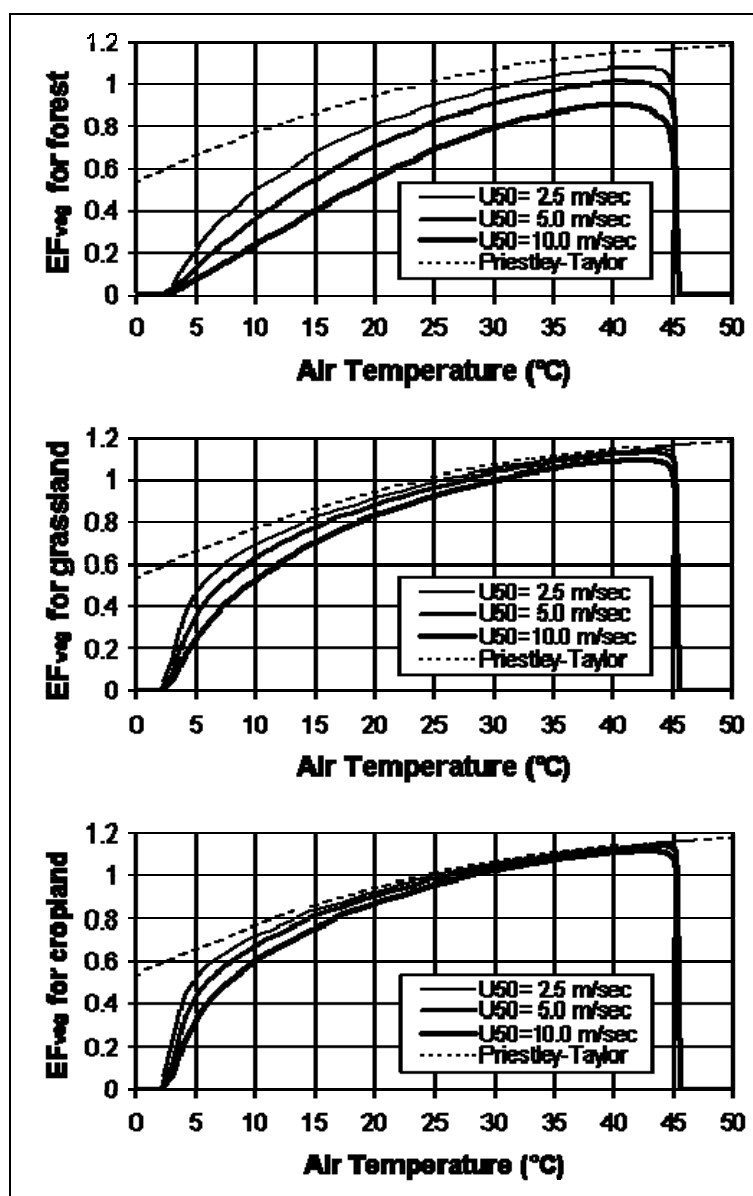


圖 22 不同植被 EFveg 隨溫度，風速改變的情形

表 2 傳導性相關參數值

r_{cMIN}	minimum resistance (natural)	50 s m^{-1}
r_{cMIN}	minimum resistance (crop)	33 s m^{-1}
$r_{cuticle}$	cuticle resistance	100000 s m^{-1}
T_n	minimum temperature	$2.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$
T_o	optimal temperature	$31.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$
T_x	maximum temperature	$45.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$
A	light use efficiency	$152 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

A.2.3 裸露土蒸發散比率 (EFsoil)

為估計 EF_{soil} ，要先考慮裸露土的能量收支，下式為地表的淨輻射方程

$$R_n = (1 - ref)R_d + L_d - \varepsilon\sigma T_{soil}^4 \quad (A-13)$$

R_n ：淨輻射量($W\ m^{-2}$)

T_{soil} ：土壤表面溫度(K)

ref ：反照率

R_d ：入射短波輻射能量($W\ m^{-2}$)

L_d ：出射長波輻射(熱輻射)能量($W\ m^{-2}$)

ε ：放射率

σ ：波茲曼常數($W\ m^{-2}\ K^{-4}$)

把(A-13)式中 T_{soil} 對 T_a 用泰勒級數展開可得：

$$\varepsilon\sigma T_{soil}^4 \approx \varepsilon\sigma T_a^4 + 4\varepsilon\sigma T_a^3(T_{soil} - T_a) \quad (A-14)$$

$$R_n \approx R_{no} - 4\varepsilon\sigma T_a^3(T_{soil} - T_a) \quad (A-15)$$

$$R_{no} = (1 - \Gamma)R_d + L_d - \varepsilon\sigma T_a^4 \quad (A-16)$$

R_{no} 是在土壤表面溫度等於 T_a 時的淨輻射能量，同時裸露土的熱通量可用下式描述：

$$G = C_G R_n \quad (A-17)$$

C_G 是一個經驗係數，範圍在 0.3(濕土壤)~ 0.5(乾土壤)(Idso et al.,

1975)。經由(A-15)、(A-17)式可將裸露土的能量收支以下式描述：

$$\begin{aligned} Q_{soil} &= R_n - G = (1 - C_G) / R_n \approx (1 - C_G) [R_{no} - 4\varepsilon\sigma T_a^3 (T_{soil} - T_a)] \\ &= H + ET = \rho C_p (T_{soil} - T_a) / r_{a\ soil} + ET \end{aligned} \quad (A-18)$$

由式子(A-15)可把裸露土的表面溫度以下式表示：

$$T_{soil} = \frac{Q_{soil0} - ET}{4\varepsilon\sigma T_a^3 (1 - C_G) + \rho C_p / r_{a\ soil}} + T_a \quad (A-19)$$

Q_{soil0} 是當 $T_{soil} = T_a$ 時的土壤可用能量($W\ m^{-2}$)。這個式子描述若其他變數不隨 ET 改變，土壤溫度跟 ET 呈現一個線性的關係；且當 $ET = 0$ 時有最大的土壤溫度($T_{soil\ max}$)：

$$T_{soil\ max} = \frac{Q_{soil0}}{4\varepsilon\sigma T_a^3 (1 - C_G) + \rho C_p / r_{a\ soil}} + T_a \quad (A-20)$$

結合式子(A-19)、(A-20)：

$$\frac{T_{soil\ max} - T_{soil}}{T_{soil\ max} - T_a} = \frac{ET}{Q_{soil0}} = \frac{Q_{soil}}{Q_{soil0}} EF_{soil} \quad (A-21)$$

若要得到 EF_{soil} 值，需要 $T_{soil\ max}$ 、 T_{soil} 以及 T_a 。透過假設在 $VI-T_s$ 散射圖中包含乾燥的土地，可由資料上邊緣估計出 $T_{soil\ max}$ 與 VI_{min} 。Carlson et al. (1995)研究將此上邊緣線定義為溫暖邊界。此一近似的方式假設表面溫度為裸露土與植被頂層溫度依其比例的線性混合，表示式如下：

$$T_s = f_{veg} T_{veg} + (1 - f_{veg}) T_{soil} \quad (A-22)$$

當然現實中地表紅外線輻射強度與表面溫度的關係式屬於非線

性，但只要在 T_{veg} 跟 T_{soil} 的差值相較於 T_s 絕對值小很多的情況下，(A-22)式則近似成立。

式子(A-32)看起來可以應用在任何裸露土以外的地表，事實上 Moran et al. (1994)把此一近似代入 VI- T_s 演算法 (VITs)，但因為式子 (A-21)假設一個像元中 T_s 與可感熱轉換的均勻性，也就是說其為一個單一來源的模型，當所觀測的目標混合裸露土與植被時，並沒有辦法利用式子(A-21)給定單一來源具有代表性的溫度帶入(A-18)式，故在此研究中只應用在裸露土；另一原因是如果把式子(A-21)應用在茂密的植被頂層（用 T_{veg} 替換 T_{soil} ），茂密植被頂層因為 ET 所造成的溫度梯度會比裸露土小很多，所以不用此法求 EF_{veg} 。

估計基本變數

1.估計大氣溫度(T_a)

許多研究都指出茂密植被頂層的表面溫度會很接近大氣溫度 (Carlson et al., 1995; Prince and Goward, 1995)，根據上述的參考文獻，在此假設 $T_{veg} = T_a$ 。雖然現實中 T_{veg} 與 T_a 還是有差異，尤其是在極端活躍與衰弱的蒸發散情況下，然而在一般的狀況下 T_{veg} 與 T_a 大致相差兩度 (Prince and Goward, 1995)，在此認為用 T_{veg} 去估計(A-4)式中的 Δ 與 γ 所造成的誤差可被忽略。

本研究使用 VI- T_s 散射圖與 Prince and Gowards (1995)所提出的

近似（與推導 Tsoilmax 相似的邏輯）求 Tveg。溫暖邊界在最大 VI 所對應的表面溫度即為 Tveg；在最小 VI 所對應的表面溫度即為 Tsoilmax。

一般來說，可用能量是由入射的短波輻射 R_d 、出射的短波輻射 R_u 、入射的長波輻射 L_d 、出射的長波輻射 L_u 以及土壤熱通量 G 所組成，在此逐一敘述輻射成分的求法。

2. 入射短波輻射（ R_d ）、出射短波輻射（ R_u ）

入射的短波輻射來自於太陽所輻射出的熱能，短波的輻射能穿透大氣後直接傳遞到地表。因此其與地日距、大氣穿透率以及太陽入射的天頂角有關。地表入射短波輻射的表示式如下：

$$R_d = E_{ex} \cos \theta_s \left(\frac{d_{mes}}{d_{es}} \right)^2 \tau_{sw} \quad (A-23)$$

E_{ex} ：太陽短波輻射在垂直大氣層頂的單位面積輻射能量 (W m^{-2})

θ_s ：太陽入射的天頂角

τ_{sw} ：短波波段的大氣穿透率

d_{es} ：地日距(m)

d_{mes} ：平均地日距(m)

上式中的 E_{ex} 就是所謂的太陽常數(Solar Constant)，即為在平均日地距離垂直大氣層頂的能量通量，現在普遍被接受的太陽常數為 1367 W/m^2 。為了得到 R_d 還需要 $(d_m/d)^2$ 與 τ_{sw} ，下式為 Spencer 於 1971

年所推導 $(d_m/d)^2$ 以一年為週期隨日期變化的描述式：

$$\left(\frac{d_m}{d}\right)^2 = \sum_0^2 a_n \cos\left(n * \text{DOY} * \frac{2\pi}{365}\right) + b_n * \sin\left(n * \text{DOY} * \frac{2\pi}{365}\right) \quad (\text{A-24})$$

DOY 為每年第幾天的天數， a_n 與 b_n 如表 A-2 所示，而(A-23)式中的 τ_{sw} 則用軟體 MODTRAN4 求得，圖 A-2 是利用 MODTRAN4 所模擬出的大氣窗區。

表 3 $(d_m/d)^2$ 以一年為週期隨日期變化描述式的係數

n	a_n	b_n
0	1.000110	
1	0.034221	0.001280
2	0.000719	0.000077

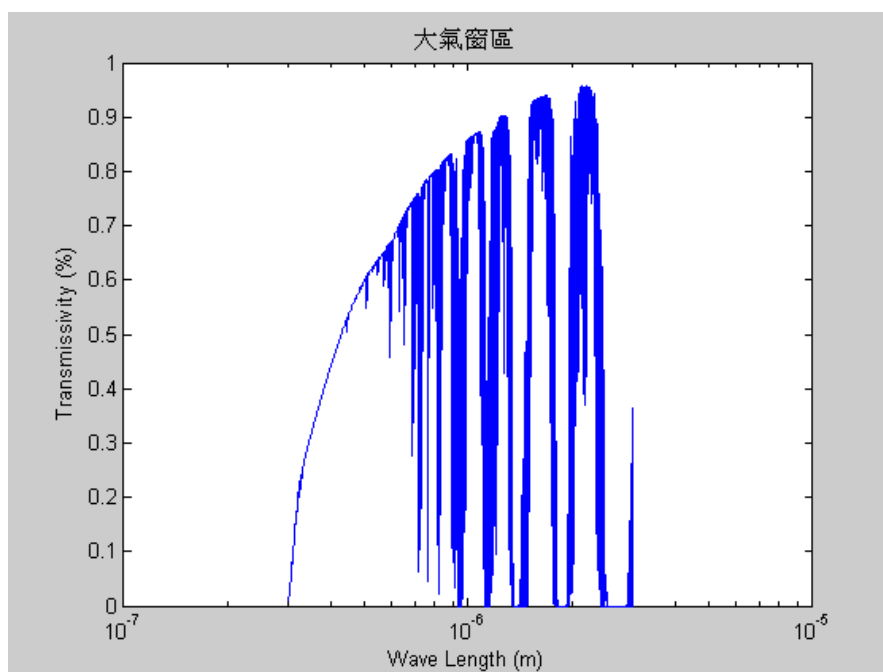


圖 23 利用 MODTRAN 所模擬的大氣窗區(中緯度夏季); MODTRAN 可依不同環境條件的參數模擬各波段的穿透率，環境參數包括大氣水汽含量、大氣臭氧含量、能見度、風速、大氣邊界溫度等許多參數

3. 出射短波輻射(R_u)

出射的短波輻射可用 R_d 乘上 $(1-\Gamma)$ 估計。在此反射率(Γ)可用近紅外線與可見光波段的衛星頻道反射率平均。衛星頻道反射率為單一太陽-目標-感測器的定義下所求出的反射率，與現實中的反射率不同，雖然如此，在此假設用衛星頻道反射率所造成的誤差可被忽略。

4. 入射長波輻射(L_d)

計算可用能量最大的誤差來源就是入射的長波輻射，若要準確估計需要大氣溫度與水汽的剖面。在此透過假設天空輻射的有效溫度比大氣溫度小 20 K 來估計 L_d (Kondo, 1994)。

5. 出射長波輻射(L_u)

出射的長波輻射可用發射率(ϵ)與表面溫度(T_s)求得：

$$L_u = \sigma \epsilon T_s^4 \quad (\text{A-25})$$

6. 土壤熱通量(G)與可用能量(Q)

土壤熱通量用(A-28)式可求得，經驗常數 C_G 用 Moran et al. (1989)

所提出的經驗式：

$$C_G = 0.583 \exp(-2.13NDVI) \quad (\text{A-26})$$

若假設在(A-44)式中 $NDVI_{\min}$ 與 $NDVI_{\max}$ 為 0.2 與 0.75，則

$C_G=0.38$ 。

在估計 Q_{veg} 時不考慮土壤熱通量(G)， Q_{soil} 則用上述的方式求得，

則可用能量表示如下：

$$Q = f_{veg} Q_{veg} + (1 - f_{veg}) Q_{soil} \quad (A-27)$$

另外在(A-12)式中的 PAR 則用 R_d 乘上 $2.05 \mu\text{mol W}^{-1}$ 估計

7. 風速(U_{50m})

當有 T_a 、 $T_{soil \max}$ 與 Q_{soil} 後便可以利用(A-31)式求出 $r_{a \text{ soil}}$ 。配合

下述的經驗式可將 $r_{a \text{ soil}}$ 轉換成一公尺高的風速(U_{1m})：

$$\frac{1}{r_{a \text{ soil}}} = 0.0015 U_{1m} \quad (A-28)$$

求得 U_{1m} 之後帶入(A-20)式即可求得 U_{50m} ，風速轉換的時候動量粗糙長度(z_0)與零風面位移量(d_0)分別設為 0.005 m 與 0 m (Kondo, 2000, 143 pp)。

估計溫暖邊界

為了找出 T_{veg} 與 $T_{soil \max}$ ，必須在 $VI-T_s$ 散射圖中找出溫暖邊界。

在此估計溫暖邊界的方法為找到可能在溫暖邊界上的點(Nemani et al., 1993)，並對這些點作線性的回歸，回歸出來的線即為溫暖邊界。

自動疊代溫暖邊界的步驟如下：

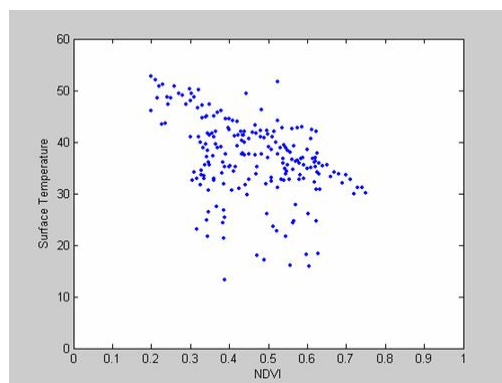
1. 先對資料點中的 NDVI 與 T_s 做遞減的排列，
2. 若 $NDVI(i+1) < NDVI(i)$ 且 $T_s(i+1) > T_s(i)$ 則保留位在排序資料中 i 的資料點
3. 把步驟二找出的資料點作線性迴歸

4.迴歸出的線會把 $VI-T_s$ 散射圖中的資料點分成上下兩區塊，把位於回歸線上的點依步驟一與二在找出下次的回歸線

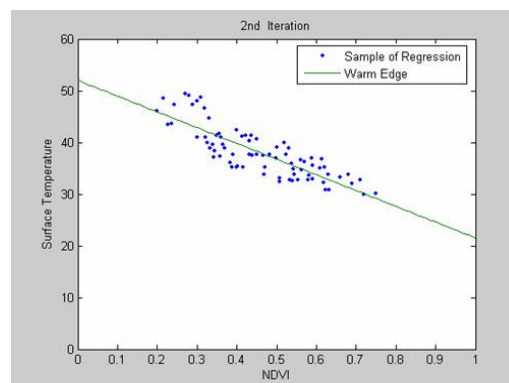
5.當第 n 次與第 $n+1$ 次找出資料點相關係數($NDVI$ 與 T_s)與回歸線斜率的差值在第 n 次的 $10\%(\delta)$ 以內，則第 $n+1$ 次所找出的回歸線即為溫暖邊界(圖 24 為使用模擬 $VI-T_s$ 散射圖所找出溫暖邊界的過程)

回歸線上面的資料點為直接受太陽照射，且在能量交換中屬於平衡狀態，故很適合代表此一區域(視窗) T_s 跟 $NDVI$ 的關係。

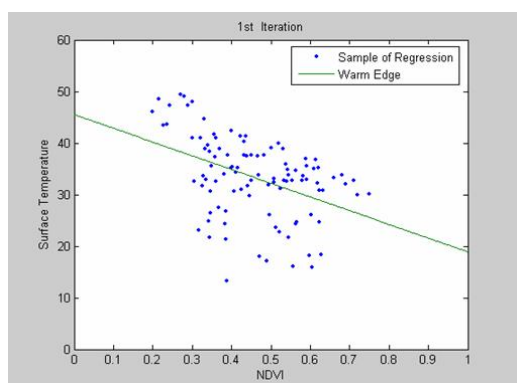
本計劃研究的地區是台灣，地勢起伏大，在山區或是山區的邊界常有不收斂的情況發生，也就是找不到溫暖邊界，如**錯誤! 找不到參照來源。**；除此之外，視窗內資料點不足也有可能產生不收斂。為了克服此一問題，當有不收斂的情形發生時，前述提到 T_{veg} 約等於 T_a ，故以資料點中 f_{veg} 為 1 的表面溫度(T_s)配合台灣 40M DTM 作回歸來估計不收斂時的大氣溫度 T_a ； $T_{soil\ max}$ 則單純用資料點中最高的表面溫度估計。



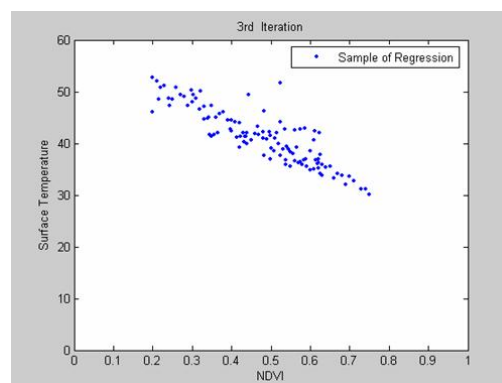
(a)模擬的 $VI-T_s$ 散射圖(第一次接受判斷法則)



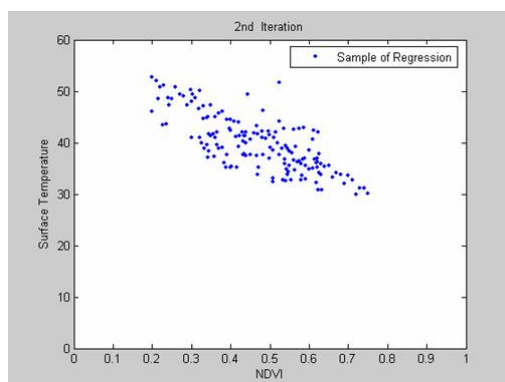
(b)經判斷法則找出第二次的回歸資料點與回歸線



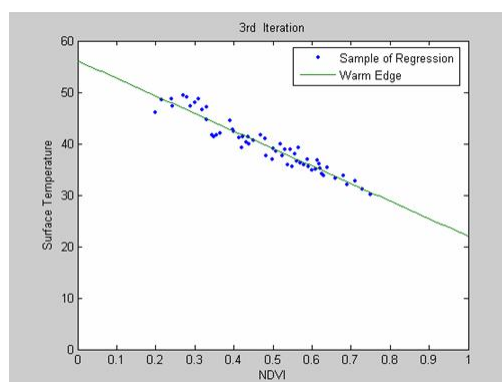
(c) 經判斷法則找出第一次的回歸資料點與回歸線



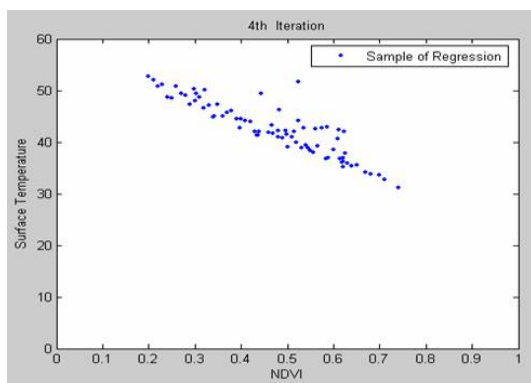
(d) 第三次接受判斷法則的資料點



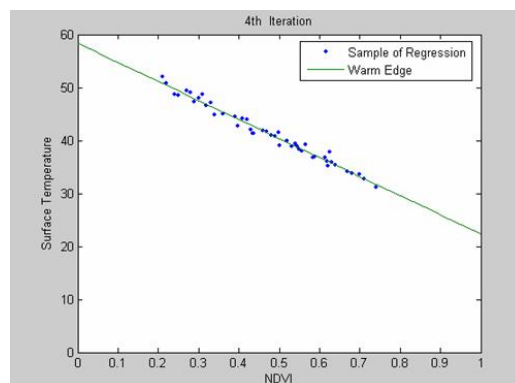
(e) 第二次接受判斷法則的資料點



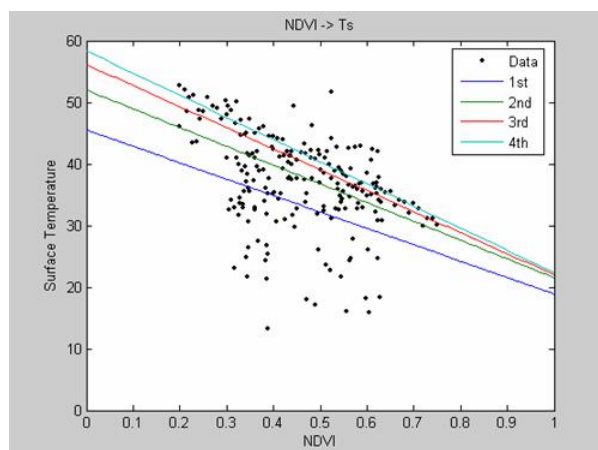
(f) 經判斷法則找出第三次的回歸資料點與回歸線



(g) 第四次接受判斷法則的資料點



(h) 經判斷法則找出第四次的回歸資料點與回歸線



(i) 收斂後的最後結果
圖 24 溫暖邊界求取過程

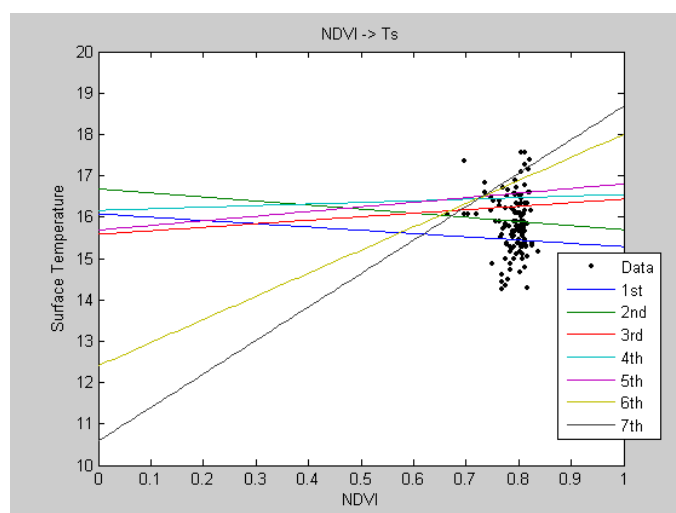


圖 25 溫暖邊界不收斂情況

附錄 B 計畫審查意見與主持人回應總覽表

審查委員	審查意見
1	請提供訓練將完成之研究成果轉移給衛星中心。
主持人回應	遵照辦理，會將研究成果透過教育訓練移交給貴單位。
2	1、土壤含水量變化和降雨大小的關係，建議利用估計獲得之入滲量與逕流量關係推估，提出相對的驗證與評估結果，以說明土壤含水量變化與降雨量大小關係的適用性。 2、降雨發生時，土壤含水量的變化與土質的特性有很大的關係，希望可提供或導出不同(如建議書 32 頁倒數第 2 行)土壤特性的土壤含水量與降雨量的關係式。 3、圖 5 和圖 6 的雨量分佈圖中，海上並沒有雨量站，請問雨量如何估算？
主持人回應	1. 激發土石流的力學機制是水經入滲，流到坡面土壤後降低土壤內固態物質間的摩擦力與凝聚力、增加土壤內孔隙壓力、減少土壤內之有效應力；當水持續入滲，孔隙壓力逐件增加，有效應力趨進近於零時，促使土壤液化，而形成土石流。 土石流與土壤成份、結構、初始含水量、地形坡度、蒸發散及降水強度及降雨延時等條件有關，且降雨入滲量與逕流量關係必須再透過土壤黏滯力及孔隙體積來推求，其關係式實為複雜。因此本計劃初期擬

	利用 MODIS 估算出台灣地區土壤含水量配合地面降水測站分析其時間及空間關係。 2. 利用 MODIS 衛星資料來演算土壤含水量之演算法中，「土壤飽和水含量」即為一重要輸入參數；然而「土壤飽和水含量」是透過臺灣土壤分布圖推求，在此已考量不同土壤土質成份。 3. 圖 5 及圖 6 雨量分佈圖是由地面觀測站各點資料透過內插法描繪出降雨圖，海上的降雨同樣是由內插而得；因海面上沒有雨量觀測站(必須透過降雨雷達)，這部份會修正。
3	此計畫利用 MODIS 資料推算土壤含水量完成後，並計算含水量與降雨量之關係，對於洪水或土石流的發生，除了降雨量之外，能了解更完整的過程，可作為天災發生之研判或作為後續研究之基礎。
主持人回應	透過遙感探測技術可演算出台灣地區大範圍土壤含水量，初期擬利用 MODIS 估算出台灣地區土壤含水量配合地面降水測站分析其時間及空間關係，來探討洪水或土石流的發生機制是本計劃研究要點。