

結合WRF及RTM建立微波降雨資料庫 及進行颱風海上降雨估算

林永慶 陳萬金
國防大學理工學院環境資訊及工程學系

摘要

本研究利用貝氏理論，建立颱風於海上的微波降雨估算產品，其中條件機率分佈（conditional probability distribution）的建立，是藉由Weather Research and Forecasting模式與輻射傳送模式（radiative transfer model）模擬出TRMM Microwave Imager頻道之亮度溫度值（brightness temperature），並轉換為P值（正規化極化差）與模式得到之地面降雨率建立條件機率資料庫，而先驗機率分佈（prior probability distribution）則是收集PR（Precipitation Radar）的近地面降雨分佈求得。當求得先驗機率分佈與條件機率分佈時，便可藉由貝氏理論計算出後驗機率分佈（posterior probability distribution），之後可將觀測之P值代入求取P值下各降雨率的機率分佈。

本文為了定量上的比較，採用平均後驗機率估計值（Baye_AVE）及極大後驗機率估計值（Baye_MAP）兩種方式進行降雨估算，並與PR近地面降雨率比較。由二個颱風個案驗證的結果顯示，對整體降雨分佈而言，Baye_AVE較能掌握颱風眼牆與螺旋雨帶的降雨強度。Baye_MAP降雨分佈雖與Baye_AVE相似，但強度則較弱，而兩者的降雨強度均大於2A12產品。在定量上的比較，PR降雨率與Baye_AVE及Baye_MAP之相關係數分別為0.59及0.54，皆優於PR降雨率與2A12降雨率0.47的相關係數。

關鍵字：輻射傳送模式、WRF模式、衛星降雨率估算、貝氏理論

一、前言

西行颱風常造成台灣地區人力及物力上的損失，因此在防災上建立準確的颱風降雨估算更顯重要。當颱風位於海上，利用衛星資料求取海上降雨強度，將有助於估計颱風降雨的可能影響及損失。故利用模式建立降雨估算的資料庫及反演海上降雨，對於颱風研究，將有相當大的幫助。

在選擇衛星資料建立降雨關係時，可使用可見光、紅外線雲與微波頻道進行降水反演，但可見光雲圖受限於白天才能應用，且其觀測資料代表雲的反照率，而非真實降雨資訊；紅外線雲圖則只能提供雲頂的資訊，與實際的降雨並無直接關係，且紅外線雲圖會受卷雲影響，錯估系統的發展，進而高估降雨量。因此，本研究選擇以微波頻道進行降雨估算，原因在於利用微波頻道進行降雨觀測時，藉由微波頻道對於雲有很強的穿透性，可直接顯示出雲下的降雨強度。

利用衛星資料進行降雨反演的研究，概可分統計法及物理法兩種。統計法利用統計的方式，收集衛星亮度溫度及降雨資料建立一組迴歸方程，以便在衛星通過時，可反演降雨值。統計法的優點是不需要輻射傳送模式，因此不受模式誤差的影響，當然藉由統計方式得出之反演式，其迴歸方程及相關係數，也就無

法得到大氣中的水象粒子垂直分佈及其物理意義；Kidd et al. (1998)在研究中曾指出，統計法主要的缺點為：在低降雨率時表現較佳，而在強降雨的表現較差。因在缺少強降雨發生的情況下，統計法所反演的強降雨，和實際強降雨之間的關係是薄弱的。統計法的驗證資料和衛星資料的相關係數之所以不佳，大部份係因地理位置匹配錯誤所致，若能去除匹配錯誤的因素，則相關係數可達0.7至0.8。

而物理法則是利用雲模式來模擬系統的水象垂直結構來並用其資料來建立之反演式，所建立的反演法，因此具備了可明白解析大氣垂直水象結構的優點，用來進行反演結果的分析。當然物理法也會有會因模式模擬的誤差而導致的誤差，如Mircea et al. (2006)研究指出，於不同的微物理參數化設定下，則會有不同的垂直水象分佈結果。但是雲模式的垂直水象分佈結果無法涵蓋所有大自然的垂直水象分佈情形，因此雲模式的輸出便會有一定程度的誤差存在。此外在輻射傳送方程（radiative transfer equation）計算方面，Liu(2004)研究指出在不同的頻率下(85.5, 150, and 220 GHz)，用形狀或近似方程來的方式來估算粒徑分佈、粒子散射及放射的效應下，其計算的亮度溫度的計算就會有3K的差異。

因此本研究目的為物理法在降雨反演式的建立上之可行性以提供更精確的衛星降雨估計的產品。

二、 模式介紹及設定

(一) WRF模式及設定

本研究將採用WRF v2.2.1版本來探討颱風垂直水象分佈。天氣研究與預報模式(Weather Research and Forecasting Model; 以下簡稱WRF)模式屬於差分模式,是由美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research)等團隊共同研發,為最新一代中尺度數值天氣預報系統,適用空間尺度從數十公尺到數千公尺。本研究之初始場及邊界值是採用美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction)的最終分析資料(Final Analysis; FNL),其空間及時間解析度分別為1個經緯度及6小時,垂直層數為31。

WRF模式中微物理法(scheme),計有Lin et. al.、WRF Single-Moment 3-class(以下簡稱WSM3)、WRF Single-Moment 5-class(以下簡稱WSM5)、WRF Single-Moment 6-class(以下簡稱WSM6)、Eta Grid-scale Cloud and Precipitation、及Thompson et. al.等六種方法。其中有Lin et. al.(1983)、Thompson et. al.(2004)及WSM6三種方法,可以產生本研究所需之雨(rain)、雲水(cloud liquid water)、霰(graupel)、雲冰(cloud ice water)、雪(snow)等垂直水象。劉(2007)研究指出,將WRF模式模擬梅雨降雨系統之結果與同時雷達觀測資料相比,在水象粒子混合比方面, Lin et. al.法模擬冰及雪比雷達低估5~10倍以上; Thompson et. al.法對冰的模擬則比雷達低估10~1000倍以上; WSM6法模擬陸上對流胞個案的冰及雪比雷達低估約5倍。在此三種方法中, Lin et. al.法有產生較多的液態水的趨勢, WSM6法有產生較多的冰和軟雹/冰雹的趨勢; Thompson et. al.法則有產生較少的冰和軟雹/冰雹的趨勢。

WRF模式的邊界層參數法計有Medium Range Forecast Model(以下簡稱MRF)、Yonsei University(以下簡稱YSU)、Mellor-Yamada-Janjic(以下簡稱MYJ)等3種。此外, WRF模式中還有3種積雲參數法: Kain-Fritsch(以下簡稱KF)、Betts-Miller-Janjic(以下簡稱BMJ)、Grell-Devenyi Ensemble(以下簡稱GD)。根據簡等人(2006)研究台灣地區梅雨地區小雨模擬是以YSU邊界層參數法較好,在華南地區KF積雲參數法搭配WSM5微物理法,但是WSM5微物理法無法獲得霰的值,因此本研究之設定,在微物理參數法選用WSM6法及跟Thompson法,積雲參數法則選用KF及GD,邊界層參數法選用YSU,來測試不同組合下的垂直水象分佈對於亮度溫度下的模擬情形。

Jankov and Gallus (2005)研究WRF模式模擬暖季中小尺度降水系統對各種參數法的差異性,發現降雨

對積雲參數法的敏感度最大,其次為邊界層參數法,最後為微物理參數法。

本研究以西行颱風柯羅莎(KROSA)為個案,為了與TRMM衛星的TM1實際觀測值作比對,空間解析度設定為10km;模擬期間從2007年10月3日00(UTC)至2007年10月7日00(UTC),TRMM衛星共計4次觀測到本個案,其10GHz的垂直極化圖(如錯誤!找不到參照來源。)

(二) Liu 的輻射傳送模式

本研究使用的輻射傳送模式是佛羅里達州立大學(Florida State University) Prof. Guosheng Liu所發展的。模式的計算是以三維空間分佈的水象粒子之輻射傳送模式,計算輸出模擬之液態水總量、冰水總量、垂直及水平的亮度溫度值等,計算亮度溫度時需輸入垂直水象(包含雲水、雲冰、雪、雨、霰)及其他溫度、壓力、高度、相對濕度等物理量,模式計算大綱(如圖1)。

Liu 的輻射傳送模式,可以針對不同的地表(分為海洋、陸地、海岸)、不同的含鹽量及不同的冰的形狀做設定。

Liu 的輻射傳送模式,在計算大氣的放射及散射粒子的計算如下,公式(1):

$$dl(z; \mu, \varphi) = -KeI(z; \mu, \varphi) \frac{dz}{\mu} + KaB\{T(z)\} \frac{dz}{\mu} + Ks \frac{1}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^1 I(z; \mu', \varphi') P(\mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \frac{dz}{\mu} \quad (1)$$

dl 是 I (輻射強度)的在某方位($\mu = \cos\theta, \varphi$)的強度變化; Ke, Ka, Ks 分別為放射、吸收、散射係數;

$B\{T(z)\}$ 為溫度 T 的黑體輻射, $P(\mu, \varphi; \mu', \varphi')$ 是表示散射物質 I 在某方位的散射機率分佈。

光學厚度 $\tau (d\tau = -Kedz)$, 如果使用single scattering albedo $\omega_0 = Ks / Ke$, 改寫如公式(2):

$$\mu \frac{dl(\tau; \mu, \varphi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \varphi) - (1 - \omega_0) B\{T(z)\} - \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^1 I(\tau; \mu', \varphi') P(\mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \quad (2)$$

以微波的波長區間,黑體輻射 B 跟溫度成比例 $B \approx \frac{2k_p}{\lambda^2} T$, 因為 $I \approx \frac{2k_p}{\lambda^2} T_b$, 因此((2)改寫如下公式(3):

$$\mu \frac{dT_b(\tau; \mu, \varphi)}{d\tau} = T_b(\tau; \mu, \varphi) - (1 - \omega_0) T - \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^1 T_b(\tau; \mu', \varphi') P(\mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \quad (3)$$

三、 貝氏反演法

貝氏反演法是一種應用貝氏理論所建立的反演法。貝氏的理論(如公式(4))是給定一個觀測向量P (如:微波的P值),與先驗機率分配(prior probability distribution)的條件機率分佈(conditional probability distribution)成比例關係。

$$\pi(\theta|P) \propto f(P|\theta)\pi(\theta) \quad (4)$$

公式(4)中, $f(P|\theta)$ 是代表在 θ 變數為條件的情況下,P值向量的條件機率密度函數。當P值與 θ 值具有統計或物理概念的關係時,其可由(2.5)式估算出來; $\pi(\theta)$ 是表示 θ 參數的先驗機率密度函數(prior probability distribution)情形,先驗機率密度函數的選定可由實驗或是經驗上的分佈而得。因此,經過計算後產生 $\pi(R|P)$ 後驗機率分佈(posterior probability distribution),其數值意義為觀測P值下 θ 參數機率分佈。

本研究採用貝氏方法的原因在於,下雨事件原本就屬於機率事件,所以藉由貝氏定理採用估算機率分佈的形式,進行降雨機率估算,其優點為可將觀測及模擬資料中的誤差降到最低,也就是說可以將兩者的不確定性(uncertainty)降低。

四、 結果分析

由於本研究得到的降雨估算不再為單一的降雨率,而是P值下的降雨率的機率分佈。因此,本研究取所有降雨率下降雨機率之總和平均,以下稱Baye_AVE;與降雨機率最大值之降雨率,以下稱為Baye_MAP。利用此兩者來與TRMM衛星的PR的近地面降雨作驗證;並與NASA現行提供的全球降雨產品(GPROF:2A12)相互比較,進而了解建立單一降雨系統的降雨估算,是否能優於全球性之降雨估算。

GPROF是由Kummerow et al. (1996)利用簡單的貝氏理論所發展而來。此產品的建立是利用雲模式與輻射傳送模式,來建立垂直降雨與雲結構的剖面資料庫,藉由選擇最相似的微波亮溫來求得地面降雨與垂直雲剖面結構。

(一)個案一:艾莉(Aere 2004)颱風

以個案2004年8月24日0902 UTC Aere颱風降雨產品(圖2)的估算,(a)為PR之近地面降雨率。

(b)2A12的地面降雨率。(c)為本研究所估算的Baye_ave降雨率。(d)為本研究所估算的Baye_MAP降雨率。就定性而言,此四種降雨產品均能分析颱風眼及降雨帶的分佈區域;且以降雨帶中強降雨的分析來看,以PR位置為真值(a)中颱風眼中心的第四象限區域),Baye_AVE與Baye_MAP的降雨極值區域與PR相似;但2A12的降雨產品的降雨極值區位於颱風眼中心的第一象限。因此,就本個案而言,本研究之降雨產品可提供較佳的颱風強降雨區資訊。

定量部分,以PR降雨為基準,以Baye_AVE的降雨估算最為接近PR的降雨。取PR與2A12的降雨散佈圖(圖3)所得的相關係數為0.46;取PR與Baye_AVE的降雨散佈圖(圖4)所得的相關係數為0.63;取PR與Baye_MAP的降雨散佈圖(圖5)得的相關係數為0.62。比較散佈圖的關係時發現,利用本研究估算降雨率時,Baye_AVE有降雨估算的上限值,以本個案來分析降雨的估算不會大於30(mm/h);且在雨量估計上,PR小於30(mm/h),WRF降雨估算即有高估的現象。

(二)個案二:柯羅莎(Krosa 2007)颱風

比較2007 Krosa觀測時間2007年10月05日0117 UTC的降雨估算,如個案一,比較PR、2A12、Baye_AVE、Baye_MAP的降雨資料(如圖6)。

以定性來看,不同的降雨產品均能掌握颱風眼及颱風降雨帶的位置。於分析降雨極值的掌握程度,以Baye_AVE的掌握度最佳。以PR為標準做定量上的分析(如圖7);圖5.16於PR與Baye_AVE降雨的降雨散佈圖,Baye_AVE亦有降雨估算上的限制,其相關係數為0.54;至於圖8為PR與Baye_MAP的散佈圖,相關係數為0.45;圖9為PR與2A12的散佈關係,相關係數為0.48,以相關係數而言,利用Baye_AVE可以得到較2A12產品佳的降雨結果。

五、 結論

本研究利用WRF模式模擬並搭配LRTM,以建立降雨與亮度溫度值的資料庫。經過P值轉換後,利用貝氏的統計理論求出P值下,降雨的機率分佈。因此,將實際的觀測資料輸入,即可求得降雨機率的估算。經由估算降雨機率後之Baye_AVE與Baye_MAP降雨估算產品以PP為基準與2A12的降雨產品比較後,其結果顯示,利用WRF模式收集西北太平洋區域的颱風資料並搭配LRTM建立的降雨資料庫,在定性上,於降雨估計方面,Baye_AVE能夠得到比2A12,更符合颱風個案下PR的降雨分佈及強降雨的位置估算;分析其相關係數後,以艾莉(Aere, 2004)颱風為個案,PR降雨率與Baye_AVE及Baye_MAP之相關係數分別為0.63及0.62,皆優於PR降雨率與2A12降雨率0.46的相關係數;以艾莉颱風為個案,PR降雨率與Baye_AVE及Baye_MAP之相關係數分別為0.63及0.62,皆優於PR降雨率與2A12降雨率0.46的相關係數;以柯羅莎(Krosa, 2007)颱風為個案,PR降雨率與Baye_AVE及Baye_MAP之相關係數分別為0.54及0.45,結果顯示Baye_AVE可得到較佳的降雨相關係數,其更能得到颱風眼牆與颱風雨帶上的強降雨特徵,進而可提供於颱風防災上,較佳的地面降雨估算產品。

但本研究之降雨產品有30 mm/h的反演限制，分析原因後，發現這可能是由於利用P值來與降雨進行反演時，雖然可以免去亮度溫度值飽和的情形，但P值在高於30 mm/h 降雨率的情況下，其數值將趨近於0，因而，造成利用P值區分強降雨的困難性。實際上，於相同水象結構下，亦會存在不同的降雨率。因此，於Baye_AVE與Baye_MAP而言，其僅能代表平均降雨或最有可能的降雨情形，但不能代表絕對降雨率的推估。

六、 參考文獻

- [1] Jankov, Isidora and William A. Gallus JR. and others, 2005: The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Weather and Forecasting*, 20, 1048-1060.
- [2] Kidd, C., Kniveton, D., and Barrett, E. C., "The advantages and disadvantages of statistically derived-empirically calibrated passive microwave algorithms for rainfall estimation," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 55, Issue. 9 pp. 1576-1582, 1998.
- [3] Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- [4] Liu G., 2004., "Approximation of Single Scattering Properties of Ice and Snow Particles for High Microwave Frequencies," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 61, pp. 2441-2456.
- [5] Mircea G., William S. O., "Bayesian Estimation of Precipitation from Satellite Passive Microwave Observations Using Combined Radar-Radiometer Retrievals", *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 45, Issue 3, pp. 416-433 1600, 2006.
- [6] Thompson, G., R.M. Rasmussen and K. Manning, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 519-542.
- [7] 劉妍利, 2007, "梅雨降水系統的雙偏極化雷達資料分析 與 WRF 模式模擬研究", 中央大學, 大氣物理研究所, 碩士論文, 25-27.
- [8] 簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林得恩、劉素屏、繆璿如、陳致穎, "WRF 模式之敏感度測試, 第二部分: 定量降水預報校驗", *大氣科學*, 第 34 期, 第 3 卷, 第 261-276 頁, 2006。

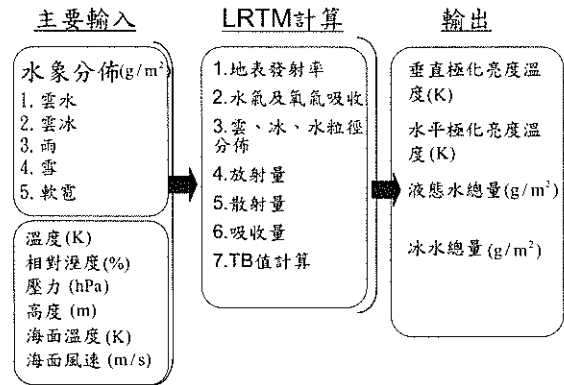


圖 1. Liu 輻射傳送模式，輸入、計算及輸出圖。

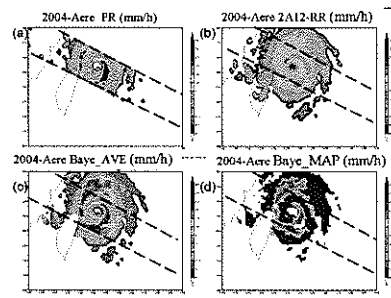


圖 2. 2004 年 8 月 24 日 0827 UTC 艾利颶風的降雨產品比較 (a) PR 近地面降雨 (b) 2A12 產品 (c) Baye_AVE 降雨估算 (d) Baye_MAP 降雨估算。

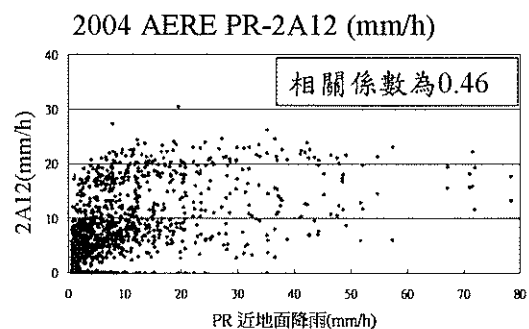


圖 3 2004 年 8 月 24 日 0902 UTC 艾利颶風，2A12 降雨產品與 PR 的近地面降雨散佈圖，相關係數為 0.46。

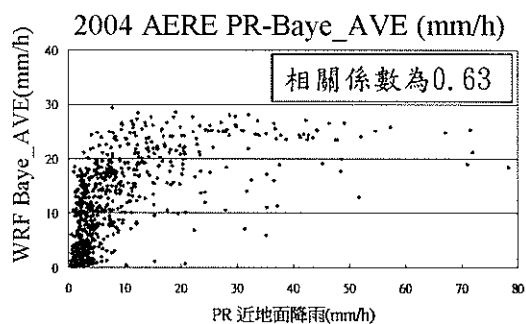


圖 4 2004 年 8 月 24 日 0902 UTC 艾利颶風, Baye_AVE 降雨產品與 PR 的近地面降雨散佈圖, 相關係數為 0.63。

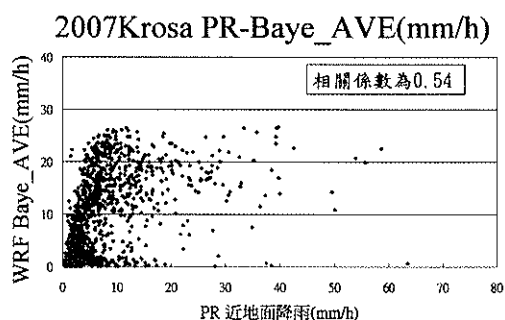


圖 7 2007 年 10 月 05 日 0117 UTC Krosa 個案, PR 與 Baye-AVE 的地面降雨散佈圖, 相關係數為 0.54。

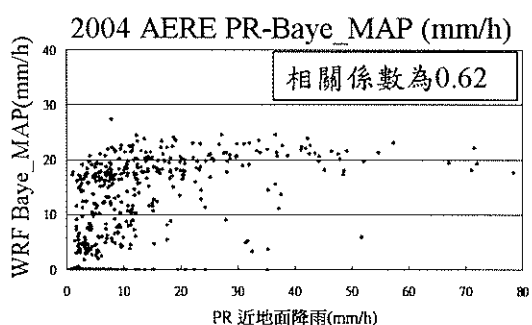


圖 5 2004 年 8 月 24 日 0902 UTC 艾利颶風, Baye_MAP 降雨產品與 PR 的近地面降雨散佈圖, 相關係數為 0.62。

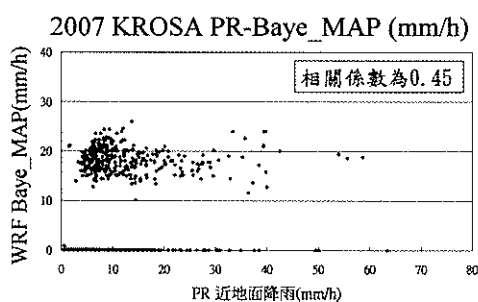


圖 8 2007 年 10 月 05 日 0117 UTC Krosa 颶風個案, PR 與 Baye-MAP 的地面降雨散佈圖, 相關係數為 0.45。

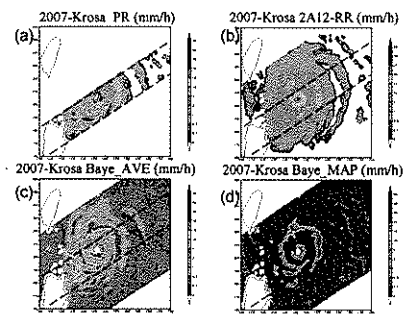


圖 6 Krosa 颶風 2007 年 10 月 05 日 0117 UTC (a) PR 近地面降雨 (b) 2A12 產品 (c) Baye_AVE 降雨估算 (d) Baye_MAP 降雨估算。

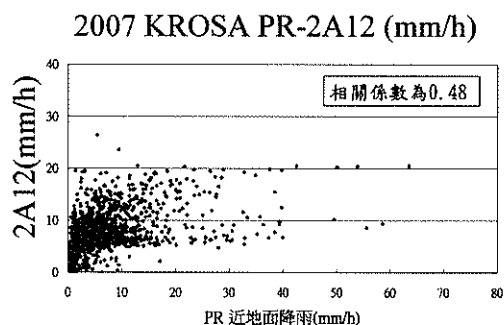


圖 9 2007 年 10 月 05 日 0117 UTC Krosa 颶風個案, PR 與 2A12 的地面降雨散佈圖, 相關係數為 0.48。