

福建省 5 到 1440 分鐘不同短歷時降雨事件的年最大雨強 時空分佈特徵及可能原因

黃麗娜^{1,2} 高建芸³ 蔣玉雲⁴ 李雙錦⁴ 陳艷真² 趙惠芳⁵

1 福建省氣象科學研究所 2 福建省莆田市氣象臺

3 福建省氣候中心 4 福建省氣象臺 5 福建省泉州市氣象局

(2017 年 12 月 11 日收稿，2018 年 11 月 14 日定稿)

摘 要

本文利用福建省 43 個國家級地面氣象觀測站 1981-2011 年地面氣象記錄年報表之 15 段年最大降雨量數據，探討福建省 5-1440 分鐘不同短歷時年最大雨強的時空分佈特徵；探討太陽輻射、夜間雲輻射、地理位置及地形因素與年最大雨強發生頻次之日、月變化的關聯；利用 NCEP/NCAR 再分析高度場和風場資料，通過對內陸站 2001-2011 年 45 分鐘年最大雨強個案的天氣形勢普查，探討內陸站 5-60 分鐘年最大雨強月累計頻次與月平均降水量不相稱現象的可能原因；通過天氣圖抽樣普查並結合相關文獻，探討雨強年代際變化的可能原因；探討地形與天氣系統的不同配置對年最大雨強空間分佈的影響。最後，結合已有研究成果，歸納不同區域雨強記錄刷新的可能天氣背景。主要結論如下：

1. 年最大雨強事件具有明顯的多時間尺度特徵。(1) 日變化方面，5 分鐘至 90 分鐘年最大雨強有明顯的日變化，高發時段在 13 至 18 時。日變化峰點時間沿海站最早，中部站居中，內陸站最遲。峰點時間地域差異與太陽輻射日變化地域差異密切相關，年最大雨強發生頻次日變化的峰點較氣溫日變化峰點滯後 1.5-2 小時。同類站最大雨強日變化存在季節差異，內陸站和沿海站日變化峰點夏季較梅雨季早 30 分鐘至 1 小時，中部站夏季較梅雨季遲 30 分鐘；午後到傍晚的累計發生頻次，三類測站都是夏季比梅雨季多，這是由夏季午後熱力有利條件引起；下半夜至早晨（0-8 時）的累計發生頻次，內陸站和中部站梅雨季比夏季多，這是由梅雨季雲輻射和弱冷空氣優勢引起，沿海站夏季比梅雨季多，這是由夏季颱風過程較多、夏季夜間陸風鋒輻合線對已有暴雨的增幅作用所致。(2) 月分佈方面，5-1440 分鐘年最大雨強主要出現在 5-

9 月份。沿海站各歷時呈 8 月份主峰、6 月份次峰的雙峰型分佈；內陸站 60 分鐘及以內歷時呈 6 月和 8 月雙峰型，60 分鐘以上歷時呈 6 月單峰型；中部站 180 分鐘及以內為 8 月單峰型，180 分鐘以上為 6 月和 8 月雙峰型。6 月份華南滯留鋒活躍、8 月份熱帶系統活躍造成沿海地區月頻次呈雙峰型分佈；6 月華南滯留鋒活躍及 8 月份混合積雲、冷積雲和深厚暖雲層引起的高降水效率是內陸站 60 分鐘以內歷時年最大雨強事件呈雙峰型分佈的主要原因；360 分鐘及以上的 4 個歷時，沿海站 9 月份出現的頻次與 6 月份相當，明顯比 5 月份多，內陸測站 5 月份出現的頻次明顯多於 7-9 月份；

(3) 年代際分佈方面，年代際變化主要有增強型、減弱型、趨緩型和兩極型等 4 種特徵。閩中大山帶以東、閩江以南地區和閩江上游支流大部分測站 45 分鐘以上歷時為增強型；減弱型、趨緩型和兩極型的比例較少，主要出現在內陸和中部地區，沿海地區較少。澳大利亞高壓和馬斯克林高壓強度年代際變化、索馬裏越赤道氣流垂直結構的年代際變化可能是 20 分鐘以上歷時雨強最大值自上世紀 90 年代起增強的氣候背景。

2. 年最大雨強有明顯的空間分佈。(1) 平均值空間分佈特徵方面，5 分鐘雨強大值區主要分佈在閩江以北；10 分鐘以上至 1440 分鐘呈東高西低分佈，即沿海高，內陸低，近海岸站高、遠海岸站低。(2) 極大值空間分佈特徵方面，5 分鐘極大值的大值區大部分分佈在閩江以北；30-240 分鐘的高值區主要分佈在閩中大山帶以東和閩江上游以南測站，低值區分佈在閩西北；360-1440 分鐘極值大致呈東西高、中間低的准南北向分佈，最高值出現在地勢呈三面環山向南或東南開口處。(3) 年最大雨強空間分佈的影響因素包括：影響暴雨的天氣系統性質、地形及地形與天氣系統的匹配，其中閩中大山帶是地形因素的重點，山帶以東地區重點考慮颱風環流天氣形勢下 500-700 百帕乾線、850 百帕以下偏東風急流、邊界層弱冷空氣和海陸風輻合線等 5 個因素共同作用可能造成的雨強記錄刷新現象；山帶以西地區重點考慮華南滯留鋒天氣形勢下邊界層至地面西南暖濕氣流受武夷山脈阻擋形成的背風低壓擾動可能造成的雨強記錄刷新現象。

關鍵字：不同短歷時，年最大雨強，頻次，華南滯留鋒，閩中大山帶

一、前言

福建省位於歐亞大陸東南邊緣，東臨太平洋，氣候上兼受大陸和海洋的影響。地形骨架由閩西大山帶、閩中大山帶構成，主要山體呈東北-西南走向。閩西大山帶由武夷山脈、杉嶺山脈組成，閩中大山帶由鷺峰山、戴雲山、博平嶺組成。以兩大山帶為脊乾向各個方向延伸出的山脈形成縱橫交錯的峰嶺及河谷與盆地穿插其間。全省面積的 75%以上為海拔 800 米以上的中山和 500-800 米的低山，丘陵和平原面積分別占 15%和 10%。複雜的地理位置和地形特點，造成福建省兩個性質有異、地域有別的洪汛時期，即梅雨鋒暴雨和夏季暴雨，內陸地區洪汛主要發生在梅雨季，沿海地區兩個季節都可能發生洪汛。地形作用也使各地暴雨強度差異較大，不同季節有不同的暴雨中心活動區。梅雨鋒暴雨中心位於閩西北地面滯留鋒控制區，夏季暴雨中心位於閩東北鷺峰山脈東側和閩中戴雲山脈東側即颱風環流迎風面。由於福建省河流眾多，水系發達，河床比降大，源短流急，山洪多見，洪峰迅猛，容易造成財產損失和人員傷亡，如發源於武夷山脈的閩江，上游洪水對沿江下游特別是省會福州威脅最大；發源於博平嶺山脈和戴雲山脈的九龍江暴洪威脅漳廈平原。暴雨

洪澇受兩個因素制約，即暴雨持續時間和雨強。其中暴雨持續性方面的研究成果除了教科書上指出的“行星尺度系統穩定、天氣尺度系統活躍、多尺度系統有利組合”等因素外，熱帶大氣低頻振盪、越赤道水汽輸送也是福建省暴雨持續發生的重要影響因子（高 2013、陳 2016、陳 2017、黃 2014）。國內外關於雨強的研究主要體現在以下四個方面：雨強對生態水土及城市建築的影響、雨強的影像特徵、雨強時空特徵、雨強的影響因子。其中雨強對生態水土及城市建築的影響研究是雨強時空特徵在生態學建築學上的應用，因此，雨強時空特徵研究尤為重要。上世紀 90 年代以來，極端天氣氣候事件增多，各地不斷有雨強記錄被刷新的情況發生。城市化建設的推進導致水泥、瀝青、磚石、玻璃、金屬等材料鋪設的人為地貌體增多，使得同樣雨強條件下的地表徑流與河川徑流增加，降雨到洪峰形成的時間縮短，流量增加，由此造成城市河道的防洪壓力加大。由於當今城市經濟類型趨於多元化，城市資產趨於密集化，不斷刷新的雨強記錄給城市給排水系統規劃管理帶來嚴重挑戰。其它的人類活動如森林、山地的開發利用導致植被脆弱，同樣雨強條件下山洪地質災害的風險加大。因此，研究不同

歷時雨強時空特徵對城鄉規劃、防洪抗災、水利工程設計等有極其重要的參考價值。

關於雨強時間分佈特徵的研究成果有：1、日變化方面，中國最大小時雨強的日變化空間差異大，不僅南方和北方有差異，南方地區之間差異也很大，比如雲貴及川南多出現在 23 時至凌晨 5 時，東南沿海及海南多出現在下午，長江中游的湖南及贛北卻出現在上午(姚莉等, 2009, 2010 年)；山東省主要出現在 13-20 時(董旭光等, 2017 年)；四川省小時雨強呈夜間活躍的單峰型分佈(周秋雪等, 2008)；中國大陸東南部雨強日變化表現為下午單峰型(Yu, 2007 年；宇如聰等, 2016 年)；在同一強降水事件中，雨強時間分佈也是不對稱性的，尤其在地形複雜情況下，下午至上半夜雨強峰值最強(宇如聰等, 2013 年)；不同氣候背景、不同下墊面條件下，短歷時(30 分鐘至 180 分鐘)暴雨雨峰呈現不同特徵，宜昌市區 30-60 分鐘暴雨雨峰位置處於暴雨過程的 1/3 分位，120、150 和 180 分鐘暴雨雨峰位置處於甚至超前 1/4 分位(成丹等, 2015 年)，北京市短歷時暴雨主要有單峰前部型、單峰居中型、單峰後部型，但不同季節雨型不同(王彬雁, 2015 年)。

2、雨強月季變化特徵方面，東部季風區大部分統計結果顯示雨強極值主要出現在 5-9 月(劉學峰、任國玉等, 2010 年；蘇布達、董彤等, 2006；吳濱等, 2015 年；董旭光等, 2017 年)，體現季風區雨熱同期的氣候特徵。3、雨強長期變化趨勢方面，青海、長春、華南或東南沿海等地區的統計表明上世紀 90 年代以來短歷時雨強呈增強趨勢：青海省 1980-2000 年 10 分鐘、1 小時雨強明顯增強且 90 年代夜間雨強較 80 年代強(汪青春, 2005)；長春市不同歷時雨強自 60 年代以來平均變化呈增強特徵(李倩, 2017 年)；華南梅雨季日雨強呈微弱增強趨勢，2005 年以來升幅明顯(伍紅雨, 2011 年)；翟盤茂(2007)研究指出，1957-2003 年，中國東南沿海地區日雨強極值增強；王志福等(2009 年)、陸虹等(2012 年)研究表明，上世紀 90 年代特別是進入 21 世紀後華南暴雨日的日雨強呈增強趨勢；張天宇(2011 年)、郭渠(2015 年)等研究發現重慶市主城區近年來各歷時雨強減弱。

雨強空間分佈特徵方面的主要研究成果有：中國 1 小時雨強最大值區位於東南沿海(姚莉等, 2009)。山東省最大小

時雨強高中心分佈在山區和丘陵的迎風面(董旭光等, 2017年)。四川省小時雨強高中心主要發生在盆地向山脈過渡的縱向陡峭地區, 雨強極值變化與海拔密切聯繫(周秋雪等, 2008)。福建省不同短歷時暴雨高頻區均發生在山脈的東部迎風坡, 6小時和24小時大暴雨高頻區位於沿海且雨強大(吳濱等, 2015年)。喇叭口、迎風坡動力抬升引起降水增幅是地形影響24小時雨強極值空間分佈的原因之一, 已被大量個案及數值模擬證實, 局部的複雜地形也是影響雨強日分佈的重要因子(Chen, 2012)。

關於雨強時空特徵的機制研究成果中, 雨強日變化的可能機制包括: 太陽輻射日變化(Yu et al, 2007; Ohsawa. T, 2001)和海陸風(陳泰然, 2013)。年代際變化的可能機制中, 全球變暖是最受關注的可能背景, Trenberth(1998)通過對北美地區的計算指出, 地面溫度升高將加劇地表蒸發, 大氣中水分增加, 而地表蒸發加強將更易發生乾旱, 同時為了與蒸發相平衡, 降水也將增加, 從而更易發生洪澇。趙平等(2006)研究顯示中國降水的年代際變化是伴隨著氣溫轉折的, 20世紀80年代以後中國區域氣候總體上呈

現出向“暖濕”氣候型轉變。Clausius-Clapeyron(CC)方程是全球變暖引起降水增強的理論基礎。根據(CC)方程推算, 大氣的水汽容納能力隨氣溫呈 $7\%/^{\circ}\text{C}$ 的增長趨勢, 氣溫升高時, 大氣中的飽和水汽壓增大, 導致降水增強(TRENBERTH, 1999, 2003; ALLEN M R, 2002; PALL P, 2007); Lenderink (2008)等對荷蘭地區極端降水強度與氣溫變化關係的研究發現, 日降水強度隨氣溫的變率與CC方程基本一致, 而小時雨強隨氣溫的變率在高溫時超過CC變率; Moseley等(2013)和Berg等(2013)等通過德國降水過程的試驗也証實了高溫($16-22^{\circ}\text{C}$)條件下小雨雨強的超CC變率行為; 孫激等(2014)對華南午後短時降水峰值強度的研究表明, 當日最高氣溫在 $19-29$ 度時, 極端降水隨氣溫增幅約為 $18\%/^{\circ}\text{C}$; 楊靖文(2010)認為, 全球變暖背景下, 高緯有積雪的山區, 山頂與山腳增暖率不一致, 山頂積雪融化降溫, 山腳增溫, 垂直溫差增大導致對流活動加強, 同時700百帕中高緯位勢高度梯度加大, 西風急流加強, 大西洋向歐洲水汽輸送增強, 垂直溫差與中高緯位勢高度梯度兩種因素共同作用是德國高海拔山區雨強年代際增強的主要原因; 在

Villarina et al(2014) 和 Scoccimarro et al(2014)的數值試驗中，SST 升高 2°C 及 CO₂ 濃度增倍的共同作用可引起北緯 20-30 度區域颱風降水平均增長 10%左右。在全球變暖背景以外，澳大利亞高壓和馬斯克林高壓年代際增強是華南雨強年代際變化的氣候背景(張婷等，2009)；中國北部地區東亞夏季風年代際減弱與低層顯著升溫導致的靜力穩定度下降是該地區午後到傍晚小時雨強增強的年代際背景(Yu, et al, 2004; Yu and Zhou, 2007)。

以往關於雨強時空特徵研究使用的雨量數據大部分為日雨量(北京時 20 時-20 時)和逐小時整點雨量，也有少部分通過雨量自記求算任意歷時的累計雨量來研究雨強時空特徵，但對福建省不同短歷時年最大雨強時空分佈特徵的統計很少，已有文獻主要還是針對 30-180 分鐘歷時的統計，為了得到福建省更多歷時、更全面的年最大雨強時空特徵及可能機制，本文從福建 9 個地市中挑選 43 個代表站分析 5 分鐘至 1440 分鐘年最大雨強的時空分佈特徵，並初步分析其成因，以期為福建極端強降水事件的災害推估、暴

雨公式設計及城市防洪排澇規劃提供參考依據。

二、資料與方法

(一) 資料來源

24 小時以內各歷時年最大雨量數據根據中國氣象局地面氣象觀測站年報表統計的 5 分鐘、10 分鐘、15 分鐘、20 分鐘、30 分鐘、45 分鐘、60 分鐘、90 分鐘、120 分鐘、180 分鐘、240 分鐘、360 分鐘、540 分鐘、720 分鐘和 1440 分鐘共 15 個歷時年最大降水量(地面測報年報表稱之為 15 段，為敘述方便，以下用此簡稱)。氣象出版社《地面氣象觀測規範》有關虹吸雨量計使用規定：當日降水量超過 0.1 毫米時按規定時間換自記紙，處理自記記錄前，需要時差訂正；雨季每月對虹吸雨量計進行 1-2 次自然排水測量；15 段年最大降水量及開始時間是全年的虹吸降水自記紙中相應時段最大降水量及對應的開始時間。在製作年報表時，挑選年最大值以不漏挑各時段年最大值為原則，為避免漏挑年最大值，降水過程和降水時段儘量多挑，挑選結果經過初算、校對、預審和審核等四個階段不同人員的計算和校審，是相對可靠的動態降水數據(中國氣象局，2009)。地面觀測年報表這一項

內容的最早年份是 1980 年，統計的 15 段為不等間距，因此本研究的數據年限從 1980 年開始。

平均雲量取自中國地面氣象觀測站月報表 1980-2011 年的人工觀測數據；月平均雨量取自國家級地面氣象觀測站月報表。

1440 分鐘年代最大雨強個案天氣背景合成圖（圖 12、圖 13）用美國國家環境預測與大氣研究中心(National Center for Environmental Prediction and Atmospheric Research) 提供的逐日再分析資料 (Reanalysis 1, 簡稱 NCEP/NCAR R1)。此資料為全球經緯網格資料，水平空間解析度為 $2.5^{\circ} * 2.5^{\circ}$ ；個案診斷圖 17 和圖 18 用歐洲中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 第三代再分析資料 (ERA Interim) 每日 4 次 $0.75 * 0.75$ 風場、氣溫、比濕和濕度初始場格點數據。

（二） 站點選取

本文選站的依據為 1980-2011 福建省國家級地面氣象觀測年報表中有完整

年最大降水量數據的測站，共有 43 站。由於 43 站的地理位置不同，根據克尼海洋度溫差商數法（高國棟等，1988 年），計算得出 43 站的海洋度介於 0.041（大田）-0.31（平潭）之間，平均為 0.127，標準差為 0.073，本文將海洋度高於 1 倍標準差的 14 個測站視為沿海站，低於 1 倍標準差的 14 個測站為內陸站，其餘的 15 個測站海洋度介於兩者之間，下文簡稱為中部站點。43 個測站與主要山體、水系的相對位置見圖 1。

（三） 分析方法

過程挑選：各測站每年的 15 段數據包含兩部分信息，分別為最大降水量和對應的出現時間。同一年的 15 段數據中，相同測站不同歷時數據在時間上會有交叉現象，不同測站之間也會出現日期相同的情況，日期在同一天視為同一過程，依此統計，共有 2117 個天氣過程，平均每年約 66 個過程，同一歷時的年最大降雨記錄，每年約有 25% 的測站出現在同一過程。

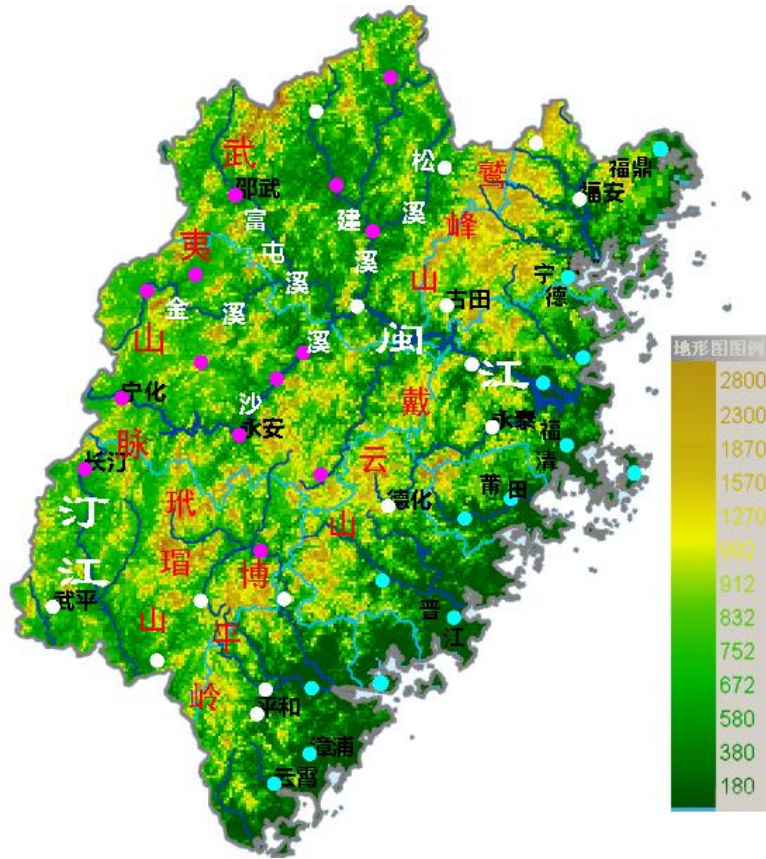


圖 1 福建省地形、主要水系及站點分布(粉紅圓點為內陸站點，藍色圓點為沿海站點，白色圓點為中部站點，藍線為水系)

頻次統計：報表給出的最大降水量開始時間精確至分鐘，本文統計的日分佈以 30 分鐘為間隔，當開始時間在半點以前的，統計為整點發生，在半點以後的，統計為半點發生。比如，開始時間在 15 時 25 分，出現時間統計為 15 時，開始時間在 15 時 35 分，出現時間統計為 15.5 時。對 43 站各歷時年最大降水開始時間按 0:

00-23：59 的時序和 1-12 月的月序分別做 32 年累加，得到該站的時、月頻次。如 32 年中，莆田站 5 分鐘年最大雨強開始時間出現在 0：00~0：29 的僅有 2009 年一次，那麼該站 5 分鐘年最大降雨量 0 時出現頻次為 1 次，其它時次也依此統計。每個歷時逐 30 分鐘（或逐月）出現頻次的合計值為 32 次，由於這 32 次分

佈在不同年份，因此，不存在時間上的重複或交叉，也不屬同一天氣過程，在計算日、月變化時，不用剔除重複過程。將內陸、沿海和中部代表站的各時次、月份頻次分別累加，得到內陸、沿海和中部站的時、月累計頻次。將逐時累計頻次做季節累加，得到分季節的逐時累計頻次，將季節逐時累計頻次做不同歷時的再累加，可以放大日分佈特點，這一步將在第三章第 1 節“日變化特徵”中使用，以下公式 1 為 4-6 月 5-90 分鐘共 8 個歷時年最大雨強發生在 14 時累計頻次，其餘時間的累計頻次計算方法可以參照公式 (1)。

$$S_{h_{14-6}} = \sum_{\substack{n=1980 \\ i=4 \\ j=1}}^{\substack{j=8 \\ i=6 \\ n=2011}} k_{h_{14}(n, i, j)} \quad (1)$$

公式 1 中 S 表示累計次數，k 表示頻次，h₁₄ 表示年最大雨強發生在 14 時，下標 n 表示年份，i 表示月份，j 表示歷時，1-8 分別表示 5 分鐘、10 分鐘……90 分鐘共 8 個歷時。

(四) 名詞定義

雨強：單位時間降雨量，通常以 mm/h 為單位，由於本文分析的 15 個歷時為不

等間距，最短時間為 5 分鐘，故取分鐘平均降雨量，以 mm/min 為單位。

年最大雨強：15 個歷時降雨量年最大值與歷時時長的比值，如福州站 2005 年 60 分鐘降雨量最大值為 119.9 毫米，那麼，福州站 60 分鐘年最大雨強為 2.0mm/min。

三、不同短歷時年最大雨強多尺度特徵

(一) 日分佈特徵

圖 2 為 5 分鐘至 240 分鐘的 11 個歷時年最大雨強出現時間逐 30 分鐘累計頻次，由圖 2 可見：(1)、三類測站 5-90 分鐘年最大雨強出現時間都呈單峰型分佈，其中中部站峰型分佈最突出；沿海站峰點最早，內陸站最遲，中部站介於兩者之間。沿海站峰點出現在 15 時~15 時 30 分；內陸站除 15 分鐘段以外，其餘段峰點在 16 時 30 分~17 時，較沿海站遲 1.5~2 小時；中部站 5-15 分鐘峰點在 16 時，20-90 分鐘峰點在 16 時 30 分，較沿海站遲 1 小時，較內陸站早約 30 分鐘~1 小時。三類站累計頻次都在 12-13 時迅速增多和 19-20 時迅速減少；沿海站 12 至 15 時出現頻次較內陸站多，17-20 時出現頻次較內陸站少。(2)、120 分鐘至 180 分

鐘年最大雨量出現時間日變化不如 90 分鐘以上的強降水已平滑了 4 小時以上的降水變化，所以日變化不明顯。

鐘年最大雨量出現時間日變化不如 90 分鐘以內明顯，但仍可以看出三類測站 16-18 時為高發時段。由於持續時間超過 240

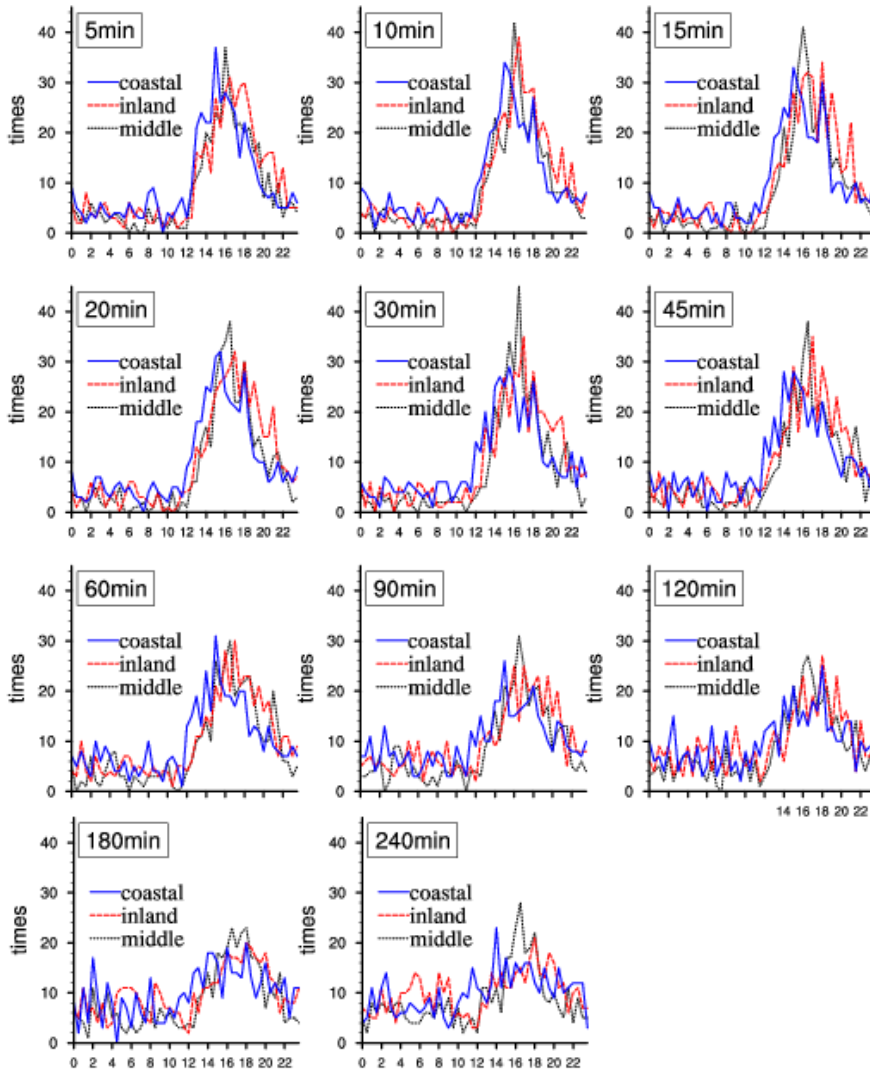


圖 2 5-240 分鐘年最大雨強出現時間日分布（橫坐標：日時序，間隔為 30 分鐘；縱坐標：累計頻次，單位：次；藍線為沿海站合計，紅線為內陸站合計，黑線為中部站合計）

以上分析可見，90分鐘以內的年最大雨強出現頻次有明顯日變化，峰點時間存在地域差異，地域早晚順序與劉增基等（1997）的研究結果一致。由于劉研究站數太少且研究對象為梅雨季過程。為了更全面瞭解年最大雨強的日變化特徵，有必要將圖2中4-6月和7-9月的個案提取出來做進一步分析。具體步驟見第二章第三節“分析方法”和公式1。將4-6月和7-9月90分鐘以內年最大雨強的逐時累計頻次繪製成折線圖見圖3，由圖3可以看出年最大雨強發生頻次高發時段、峰點的早晚順序與圖2是一致的，峰點時間早晚順序不存在季節差異。除此之外，日變化還有以下特徵：

(1) 三類測站午後到傍晚（13-20時）大部分時次的累計頻次都是夏季多于梅雨季；下半夜至早晨（0時-8時）大部分時間的累計頻次，內陸站和中部站梅雨季多于夏季，沿

海站夏季略多于梅雨季。高發時段出現在午後到傍晚的特徵與水文系統出版的《中國最大一小時雨量記錄》（1978）的結論基本無異，儘管本文與水文系統1978統計的數據來源于不同年代，但強降水落區規律和形成背景是穩定的。(2) 同類站峰點時間存在季節差異，內陸站和沿海站夏季較梅雨季早30分鐘至1小時，這是由於夏季太陽輻射強，白天地面升溫快，對流可以更早發展起來；中部站夏季較梅雨季遲30分鐘，此特徵及成因均未查到相關文獻，需要在今後工作中做進一步分析研究。(3) 沿海站4-6月上旬10時和7-9月上旬8時出現相對最大值，此特徵與陳泰然（2013）的統計結果一致，陳認為這可能是海陸風的影響，進一步查證發現，這兩個時間點確實與福建陸風轉海風的時間相吻合（吳濱，2013）。

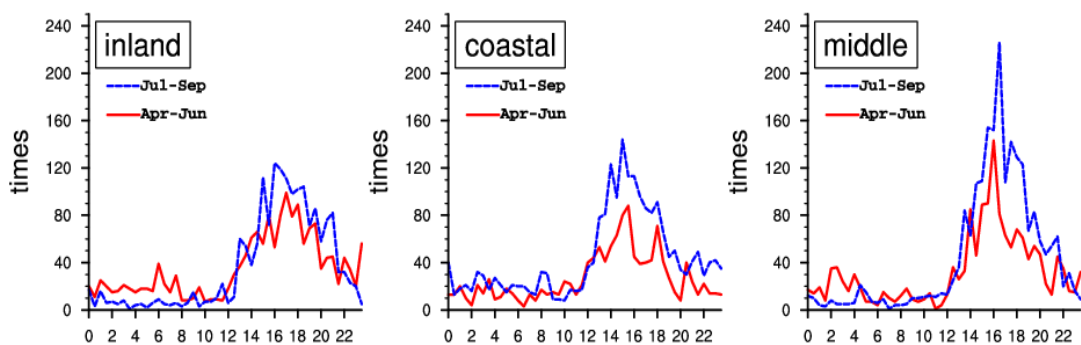


圖3 三類測站4-6月（紅實線）和7-9月（藍虛線）5-90分鐘總年最大雨強出現時間累計頻次日分布（橫坐標：日時序，間隔為30分鐘；縱坐標：累計頻次，單位：次；紅實線為4-6月合計，藍虛線為7-9月合計）

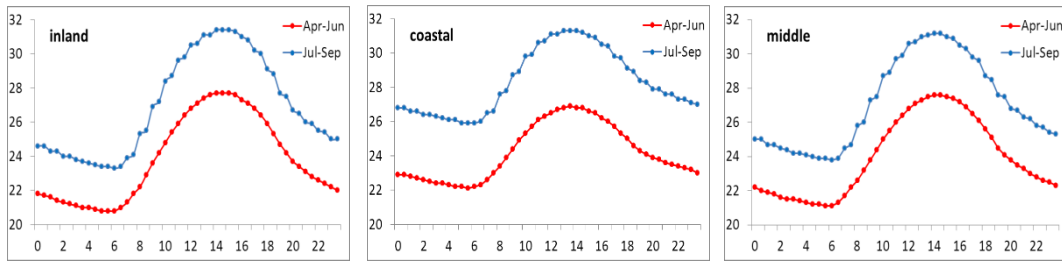


圖 4 三類測站 2005-2011 年 4-6 月和 7-9 月氣溫日變化 (橫坐標：日時序，間隔為 30 分鐘；縱坐標：氣溫，單位： $^{\circ}\text{C}$ ；紅實線為 4-6 月平均，藍線為 7-9 月平均)

下面就日變化峰點時間地域差異、頻次日變化季節差異的原因做分析。

首先分析日變化峰點時間地域差異的原因。Ohsawa, T (2001) 和 Tao et al (1996) 研究認為太陽輻射日變化差異造成下午至前夜 (13-23 時) 降水峰值沿海在 14 時，內陸在 17 時。福建年最大雨強日變化地域差異是否也由輻射差異引起？由于 43 個測站中大部分無輻射觀測，且白天氣溫日變化與太陽輻射高度相關，因此，下面用氣溫數據間接分析輻射差異對年最大雨強發生時間的影響。福建地面氣象觀測業務從 2005 年起才有精確至 30 分鐘 (即半點) 的氣溫自動觀測，考慮到年最大雨強大部分出現在 4-9 月份 (見本章第二節月際分佈特徵) 且 4-6 月和 7-9 月氣溫有明顯差異，為了減少計算量並方便與圖 3 年最大雨強的日變化做比較，統

計氣溫日分佈時，對 4-6 月和 7-9 月各整點和半點氣溫分別計算平均值 (見圖 4)。

比較圖 3 和圖 4 可見：福建各區域氣溫日變化的峰點時間早晚順序與年最大雨強發生頻次的早晚順序是一致的，同類測站之間氣溫峰點時間不存在季節差異，峰點早晚順序為：沿海站最早 (13 時 30 分)，內陸站最遲 (14 時 30 分和 15 時)，中部站居中 (14 時)，分別比年最大雨強出現時間提前約 1.5-2 小時。可見，太陽輻射加熱產生局地環流在午後深對流發展中扮演關鍵角色。

下面分析同類測站年最大雨強發生頻次日變化季節差異的原因。下半夜至早晨年最大雨強發生頻次雖然比午後少很多，但這一時段的暴雨容易被人們忽視，

是防災減災薄弱環節，因此，重點分析這一時段季節差異的原因。

午後的短歷時強降水多為中小尺度天氣系統作用下強烈熱雷雨所致(鹿世瑾, 2012)，7-9月午後地面氣溫較4-6月高3-5°C(見圖4)，熱力條件對於對流的發展和觸發更有利，所以午後到傍晚大部分時間的累計頻次都是夏季多於梅雨季。

下半夜至早晨(0-8時)對流發生的層結條件梅雨季比夏季更有利，對流的觸發條件也是梅雨季更有利。夜間的短時強降水也是在不穩定層結大氣中發展起來的，梅雨季夜間不穩定層結條件較夏季更有利的原因在於兩個季節夜間雲輻射的差異：根據1980-2011年共32年觀測數據顯示，在相同區域，梅雨季夜間平均低雲量為5.6-5.8成，7-9月平均低雲量4.8-5.0成，夜間低雲量8-10成的雲量日數梅雨季平均32天，夏季平均27天。在有雲的晚上，雲頂向上長波輻射而降溫，雲層削弱地面長波輻射，因此，梅雨季夜間氣層不穩定度的日數較夏季多；夜間對流的觸發機制不是熱力抬升，而是弱冷空氣、山谷風等形成的地面輻合線，其中弱冷空氣影響頻次梅雨季較夏季多，因此，內陸站和中部站夜間年最大雨強發

生頻次梅雨季比夏季多。沿海站夏季颱風影響的個案比梅雨季多，加上夏季夜間陸風鋒輻合線(張振州, 2014; 陸漢城, 2004)對暴雨有增幅作用，兩個因素造成夏季夜間暴雨增多的頻次勝過該季節夜間雲量較少或冷空氣影響頻次少造成暴雨減少的頻次。

(二) 月分佈特徵

圖5為5min 15min 20min、30min 45min 60min、90min、120min、180min、360min和1440min共11個歷時年最大雨量出現時間的月累計頻次分佈(沿海和內陸240min、540min、720min與180min、1440min分佈相近，中部站240min、540min、720min與360min和1440min分佈相近)。由圖5可見：(1)年最大雨強記錄主要出現在4-9月份，佔總數90-95%，其餘月份合計不足10%。(2)沿海站各歷時呈8月份主峰、6月份次峰的雙峰型分佈；內陸站60分鐘及以內的7個歷時中，除5分鐘外，其餘歷時呈雙峰型分佈，峰月在6月和8月，60分鐘以上歷時為單峰型，峰月在6月；中部站180分鐘及以內為峰月在8月的單峰型，180分鐘以上為6月和8月的雙峰型(主峰和次峰不一定)。(3)對於360分鐘及

以上的 4 個歷時，沿海站 9 月份出現的頻次與 6 月相當，明顯比 5 月份多，內陸測站 5 月份出現的頻次明顯多於 7-9 月份出現的頻次。

由以上分析可見，年最大雨強出現時間的月頻次的峰型與該地區常年月平均降水量的峰型（圖 6）有所不同：沿海站

兩者都為雙峰型，但月頻次主峰在 8 月而月降水量主峰在 6 月；內陸 60 分鐘以上月頻次與月雨量都為 6 月單峰型，但 60 分鐘及以內月頻次為雙峰型，峰月為 6 月和 8 月；中部地區 180 分鐘及以上月頻次與月雨量都為雙峰型，但 180 分鐘以內月頻次為單峰型。

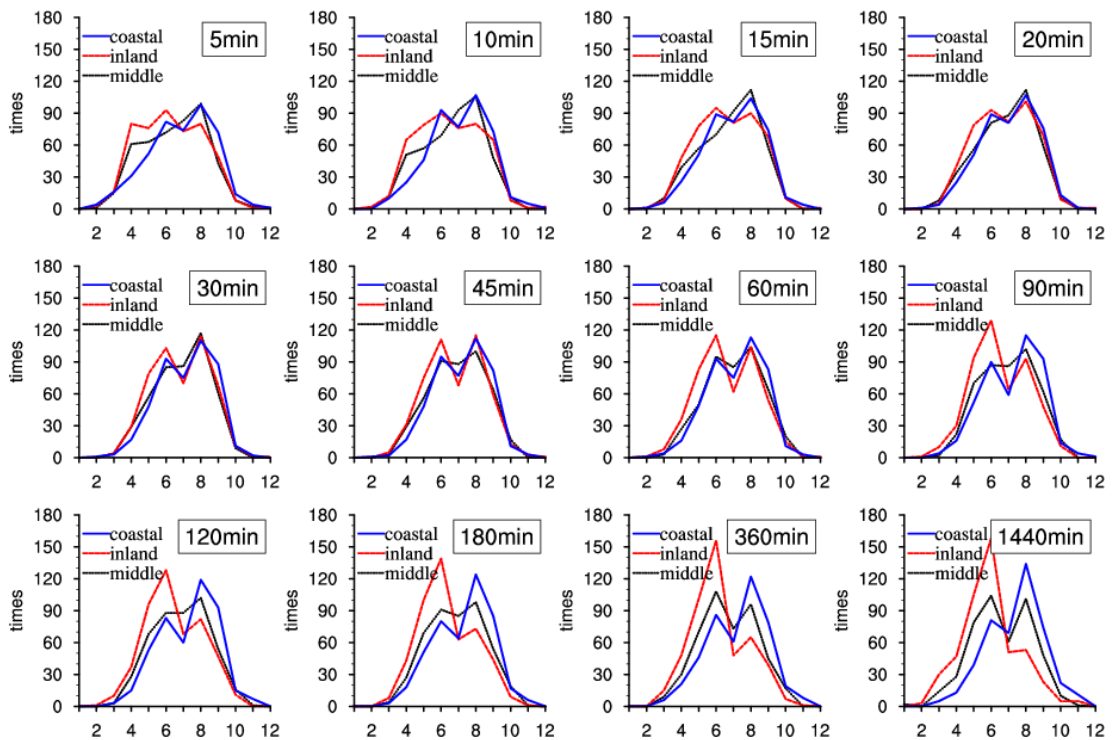


圖 5 5 分鐘、10 分鐘、15 分鐘、20 分鐘、30 分鐘、45 分鐘、60 分鐘、90 分鐘、120 分鐘、180 分鐘、360 分鐘、1440 分鐘年最大雨強出現時間月累計頻次(橫座標：月份；縱座標：累計頻次，單位：次)。

下面分析峰型分佈的原因。通過 2000-2011 年年最大雨強個案的天氣圖普查(由于篇幅所限,詳細普查結果將另文介紹)發現,發生在梅雨季的福建年最大雨強個案主要由西風帶鋒面系統所致,內陸、中部、沿海都會受其影響。與 4-5 月相比,6 月由於冷空氣較弱,南海夏季風活躍,容易形成南嶺滯留鋒或武夷山錮囚鋒,且隨南海夏季風爆發(常年平均 5 月 4 候),西南低空急流加強,容易激發暴雨的中尺度系統,年最大雨強記錄發生在 6 月的機率較 4-5 月大,因此,梅雨季的頻次高峰期為 6 月;夏季暴雨的主要形勢有 3 種:熱帶系統特別是颱風、鋒面系統、季風槽等,其中沿海地區熱帶系統的比例最大,8 月處於西太副高第二次北跳(7 月 20 日)與第一次回跳(9 月 10 日)之間,此時福建颱風活躍,因此,8 月成爲沿海和中部地區暴雨的第二個頻發期。由於沿海地區既在梅雨季受鋒面系統影響,又在夏季受熱帶系統影響,所以年最大雨強呈現雙峰型分佈。颱風暴雨過程的低層以偏東風急流爲主,閩中大山帶與急流的交角大,地形迎風抬升作用明顯,導致大山帶以東地區暴雨明顯增幅;鋒面暴雨過程只有在冷空氣從海上向內陸入侵時,沿海才處於迎風坡位置,此時急流與閩中山帶的交角不大,地形增幅作用不如

颱風系統明顯,由於本文統計的過程爲年最大值,所以沿海地區以 8 月爲主峰,6 月爲次峰,且歷時越長,兩個月的頻次差異越突出。儘管年最大雨強事件出現在 8 月份的累計頻次較 6 月份多,但月平均降水量卻是 6 月爲主峰,這是因爲:6 月份的暴雨過程主要爲華南滯留鋒暴雨,由於季風及冷空氣活動的特點,該月暴雨日數多且相對穩定,其它級別的降水過程也較多,導致該月平均雨量多;福建沿海 8 月颱風暴雨日數不穩定,月平均暴雨日數不及 6 月份,其它級別降水過程也較少,導致 8 月平均雨量較 6 月少。由於地形摩擦損耗,內陸地區由颱風引起的暴雨過程與華南滯留鋒暴雨相比,數量更少、降水強度更弱,因此,內陸地區年最大雨強事件的月累計頻次以 6 月爲主峰。

圖 5 顯示內陸地區 15-60 分鐘歷時年最大雨強月累計頻次也呈雙峰型分佈,峰月在 6 月和 8 月,和內陸地區月平均降水量(圖 6 紅線)的單峰型分佈不同。6 月份西南低空急流活躍,爲華南梅雨季暴雨集中期,短時強降水頻發,一年的最大雨強記錄出現在這一時期容易理解。8 月份低空急流不活躍,熱帶系統也較少影響內陸地區,按常規理解這種情況下不易發生強降水。但該月地表溫度高,可以積累很高的對流有效位能(即 CAPE 值),

有高空槽或低層切變線影響時，可以觸發強對流發生；進入內陸的熱帶系統在低層強的西南季風或渦旋中心垂直軸線發生傾斜的環流背景下也可在內陸產生強降水（劉愛鳴，2015）；夏季由於 0°C 層高度較高，暖雲層更厚，有利于高降水效率的產生（俞小鼎，2006）。以上三種情況都可能導致內陸地區出現在8月份的最大短時雨強超過該年6月份的最大短時雨強，儘管8月份的短時強降水過程數及

月雨量可能不及6月份。下面通抽樣普查進一步證明以上論述。由於15、20、30和60分鐘月累計頻次分布與45分鐘相近，下面僅以45分鐘記錄為例初步分析內陸站月累計頻次呈雙峰型分佈的可能原因。由於圖5涉及的過程比較多且2000年以前各層探空資料只有850、700和500百帕數據，下面的過程天氣圖普查僅對2000年以後的案例。

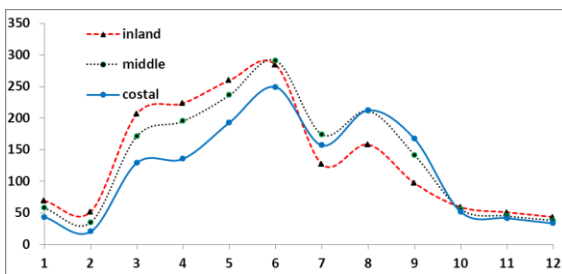


圖 6 1981-2010 年內陸、中部和沿海月平均降水量（橫座標：月份；縱座標：降水量，單位：毫米。短劃線為內陸站，虛線為中部站，實線為沿海站。）

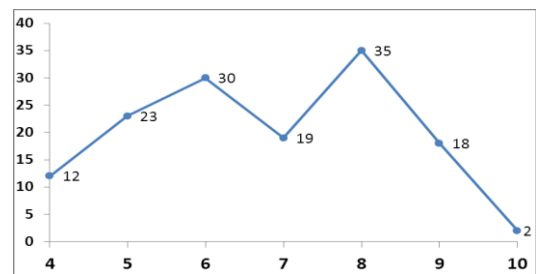


圖 7 2000-2011 年 14 個內陸站 45 分鐘年最大雨強出現時間月累計頻次(橫座標：月份；縱座標：累計頻次，單位：次)

經普查，2000-2011 年 14 個內陸站 45 分鐘年最大雨強的所有過程共有 139 個（過程月份分佈見圖 7），峰月分佈與圖 5 相似，即 6 月和 8 月 2 個峰月。分析這些過程的天氣形勢發現：6 月份的 30

個過程中有 80%（25 個）為低槽或切變線影響下的強降水過程，與華南梅雨鋒暴雨形勢相符；8 月份過程的天氣形勢有 3 種，分別為高空槽或切變線影響下的強對流天氣（60%，21 個）、熱帶系統引起的強

降水天氣(31%, 11 個)和副高控制下 500 百帕以上負變溫引起的熱對流天氣(5%, 2 個)。8 月份上述 3 種天氣形勢中, 前 2 種形勢在福建內陸地區出現的次數少, 第 3 種形勢不容易產生強對流, 下面解釋為什麼 8 月份內陸地區有利暴雨的天氣形勢少卻能出現短歷時的年最大雨強: 第一種形勢即盛夏高空槽或切變線影響的暴雨大多為混合積雲降水, 層結合水量豐富, 繁生區($-3^{\circ}\text{C} \sim -8^{\circ}\text{C}$)內含水量多且繁生區厚, 雲的降水效率最高(鄭淑貞等, 2003); 第二種形勢即熱帶系統影響下的內陸地區強的短時暴雨, 這種情況往往與西南季風加強、地形、冷空氣等因素有關, 11 個熱帶系統引起的強降水過程中有 3 個過程就是在高層冷空氣參與下發生(萬明, 陳雲輝等, 2015; 劉峰, 丁志英等, 2011 年), 大量個例診斷及數值試驗表明, 以上 3 個因素都可提高降水強度, 其中西南季風通過水汽輸送提高降水強度, 地形或冷空氣通過改變雨程分佈(即降水集中, 雨峰變陡)提高雨強; 第三種形勢屬冷積雲降水, 該型由於雨霰碰並增長強、冰晶核化和貝吉龍效應(Bergeron-Findeision Process)迅速參與, 降水效率也較高(王旻燕, 呂達仁, 2007 年; 鄭

淑貞等, 2003 年)。冷積雲、混合積雲及上面提到的深厚暖雲層產生的高降水效率使內陸地區短歷時年最大雨強出現時間在 8 月份還有一個高發期。以上引起高降水效率的三種要素對 60 分鐘以上歷時的降水也起作用, 但盛夏高空槽、切變線或深入內陸的颱風低壓影響時間是短促的, 而 6 月份華南滯留鋒可以持續影響內陸地區, 因此, 雙峰型分布只出現在 60 分鐘以內的短歷時。

由圖 1 可知中部站大部分站點位于閩中山帶的東面, 中部地區 180 分鐘及以上歷時月頻次呈雙峰型的原因與沿海站雙峰分佈的原因相似, 但 180 分鐘以內月頻次布存在一個很奇特現象, 既不像內陸和沿海呈雙峰型, 也不像該處月雨量的 6 月單峰型, 而是 8 月單峰型, 其成因也將在今後工作中進一步探索。

(三) 年代際變化特徵

1. 年代際特徵

研究指出, 上世紀 90 年代初(92/93 年)為氣候轉折點, 90 年代起福建梅雨季持續性暴雨事件增多(陳思等, 2017; 黃麗娜, 2012), 華南夏季降水和極端降水事件增多(呂俊梅等, 2014; 黃榮輝等,

2011；楊金虎等，2008），由於本文統計的數據長度為32年，為使年代長度相當，下面以1996年為界，分別計算前後16年各歷時年最大雨強的年代最大值和年代平均值，為書寫方便，將年代最大值簡寫為ER，年代平均值簡寫為AR（下標1表示1980-1995年代，下標2表示1996-2011年代，以下類同）。參考林昕（2014）和陈思（2017）等分析降水年代際變化特徵的思路，下面通過比較兩個年代平均值和最大值的大小來判斷年代際變化：當1980-1995年和1996-2011年兩個年代平均值之差在32年總平均值的10%以內時，

認為 $AR_1=AR_2$ ，即兩個年代平均值差別不大。當1996-2011年代的最大值較1980-1995年代增大而平均值沒變或減小，說明該年代的年際變化大，呈現兩極分化特徵；當1996-2011年代的平均值沒變而最大值較1980-1995年代減小，說明該年代的年際變化較平緩，稱為趨緩型；當1996-2011年代的平均值及最大值都減小，稱為減弱型；當年代最大值和平均值都在1996-2011年代增大，稱為增強型。具體判斷標準見表1。4個分型的合計站數統計結果見圖8，站點分布見圖9。

表1 最大雨強年代際變化特徵判斷標準

	減弱型	趨緩型	兩極型	增強型
最大值 (ER)	$ER_1 > ER_2$	$ER_1 > ER_2$	$ER_1 < ER_2$	$ER_1 < ER_2$
平均值 (AR)	$AR_1 > AR_2$	$AR_1 \leq ER_2$	$AR_1 \geq AR_2$	$AR_1 < AR_2$

由圖8可見：45分鐘及以上歷時增強型的比例明顯高於其它型，比例為44%-58%；所有歷時減弱型比例都是最少的，比例在12%以內。趨緩型和兩極型：對於15分鐘以內的3個歷時，比例高於增強型，其中5分鐘趨緩型的比例為47%，明顯高於其它3型；對於20-30分鐘2個歷時，比例與增強型相當；對於45分鐘

以上歷時，比例低於增強型。這四種類型測站分佈（圖9）如下：

(1)、增強型：45分鐘及以上歷時大部分測站為增強型，歷時越長，增強型的測站越多，測站主要分佈在閩中大山帶以東、閩江以南地區和閩江上流支流附近測站的，以莆田、福清、晉江站最為明顯（示例見圖10莆田站）。

(2)、趨緩型：這些測站分佈較分散且主要為 30 分鐘以內歷時，前後兩個年代年平均差值不大，但 1996-2011 年代的最大值低於 1980-1995 年代（見圖 10 邵武站 30 分鐘以上）。

(3)、兩極型：本型出現比例少，主要分佈在內陸山區，雨量最高記錄出現在

1996-2011 年，兩個年代的平均值差別不大或 1996-2011 年代平均值減小，1996-2011 年代標準差大（示例見圖 10 長汀站）。

(4)、減弱型：本型出現比例也很少，主要分佈在內陸和山區個別歷時（示例見圖 10 邵武站 5-20 分鐘）。

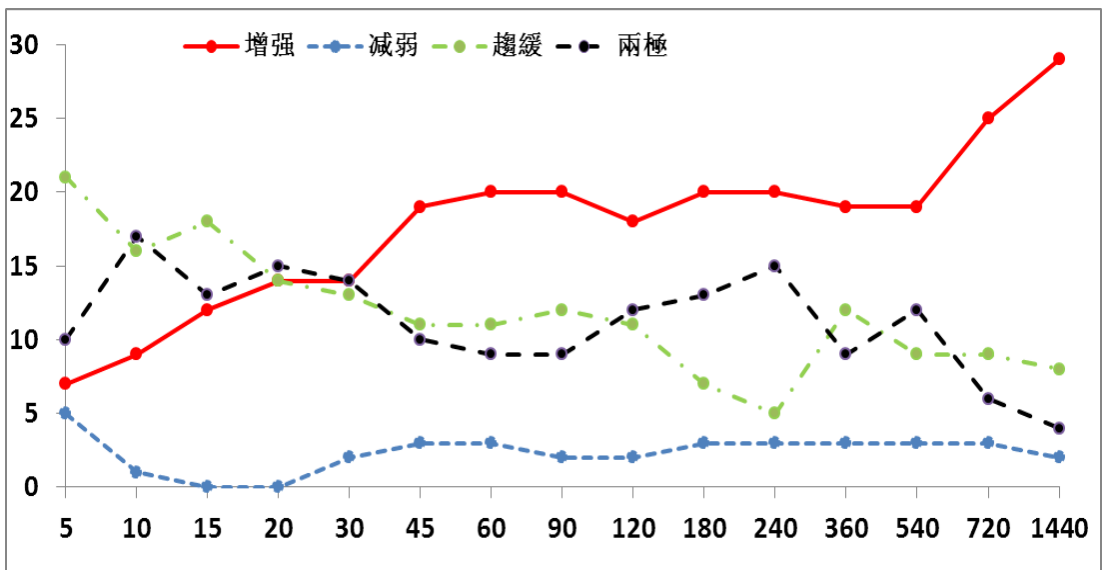


圖 8 15 個歷時年最大雨強年代際變化趨勢的 4 個分型站次統計(橫座標表示歷時，單位：分鐘；縱座標表示累計站數，單位：站數；紅色為增強型、藍色為減弱型、綠色為趨緩型、黑色為兩極型；)

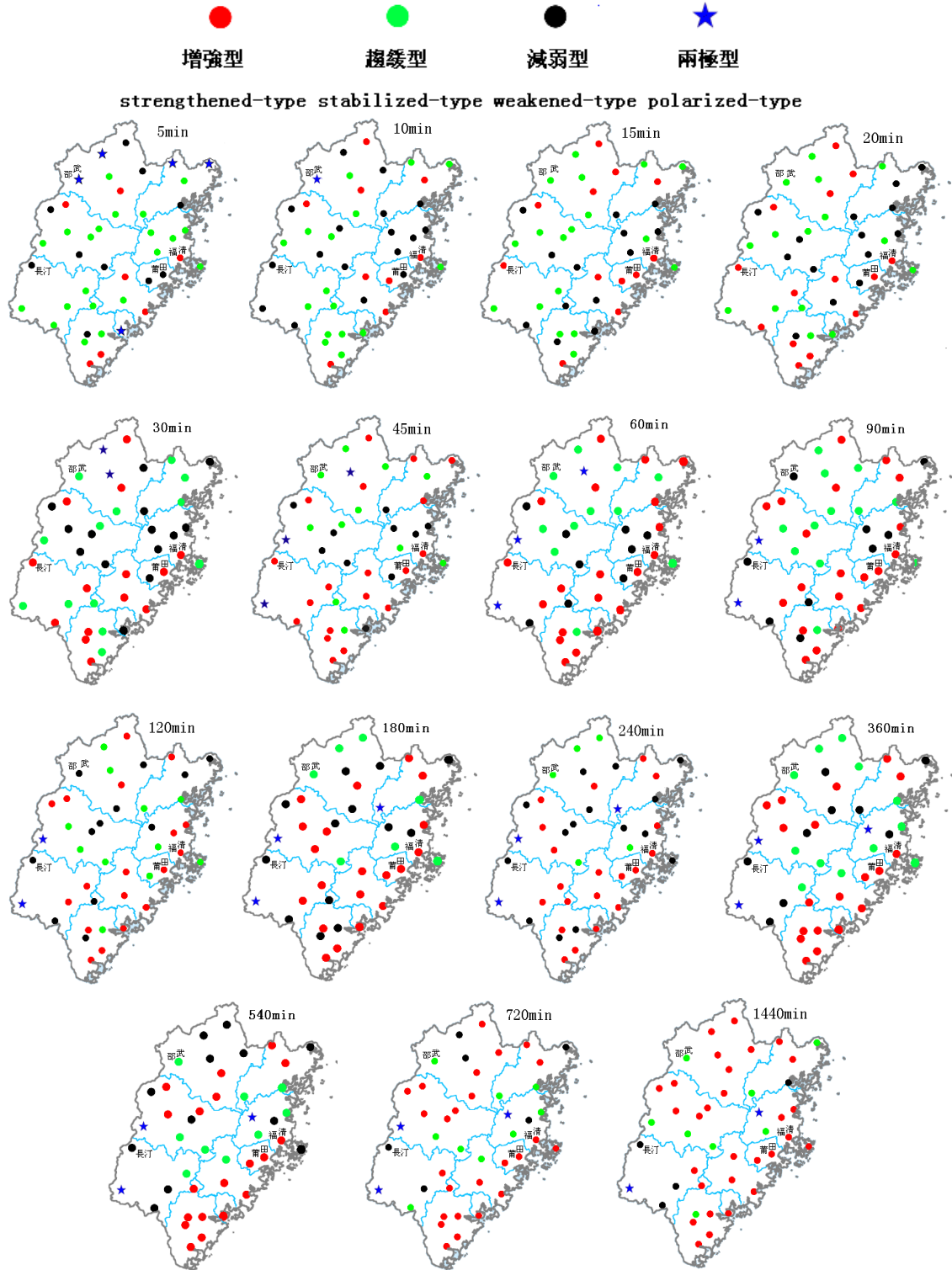


圖 9 43 個測站 15 個歷時年最大雨強年代際變化趨勢(紅圓點為增強型、綠圓點為趨緩型、藍星號為減弱型、黑圓點為兩極型)

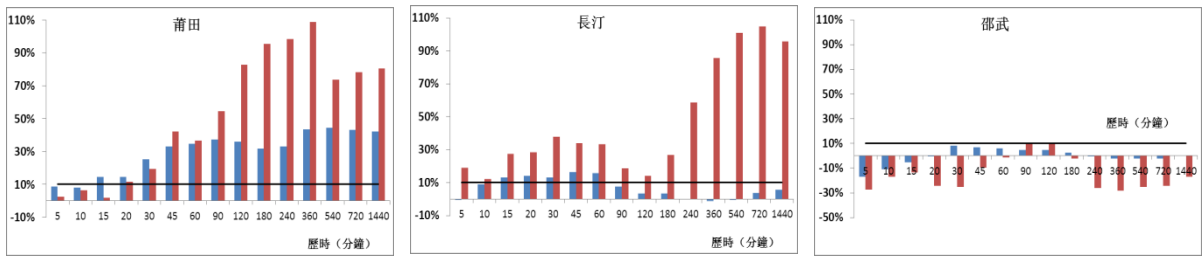


圖 10 莆田、長汀、邵武站 15 個歷時年最大雨強年代增幅百分比 (橫座標表示歷時，單位：分鐘；縱座標表示增幅，單位：%；藍色：平均值增幅，紅色：最大值增幅，黑色實線為 10%標準差標志線。)

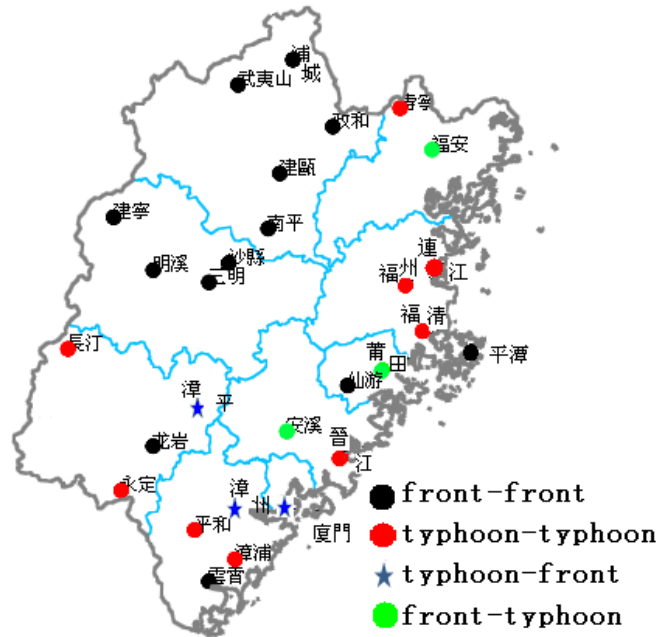


圖 11 1440 分鐘雨強年代最大值增幅在 10%以上的測站分布 (黑點：兩個年代全為鋒面系統；紅點：兩個年代全為熱帶系統；藍星：前年代為熱帶系統後年代鋒面系統；綠點：前年代鋒面系統後年代熱帶系統)。

2. 年代際變化原因分析

以上統計 45 分鐘以上年最大降水量的年代際變化特徵與宇如聰 (2012) 等研究結果一致, 1440 分鐘雨量的變化特徵與張婷、魏鳳英 (2009) 關於華南極端降水年代際變化的研究結論有差異, 可能與張婷等使用的數據是以 20 時 (北京時) 為日界的日雨量數據, 而本文使用的是任意 24 小時日雨量數據有關。關於雨強年代際變化成因, 引言一節已經介紹, 人們

經常把全球變暖與極端強降水事件聯繫在一起, 那麼, 福建降水極值增強是否由氣候變暖引起的? 由於篇幅所限, 下面只對 1440 分鐘雨量年代最大值增幅在 10% 以上 [即 $(ER_{1996-2011} - ER_{1980-1995}) / ER_{1980-1995} \geq 10\%$] 的測站做天氣形勢分析。普查結果顯示, 共有 28 個測站符合上述 10% 的增幅條件, 涉及 48 個樣本 (28 個測站位置見圖 11, 雨量增幅見表 2)。

表 2 28 個代表站 1980-1995 年和 1996-2011 年 1440 分鐘年代最大雨強增幅 (%)

測站	增幅	測站	增幅	測站	增幅	測站	增幅
建寧	86.4	建甌	43.8	平和	12.7	連江	10.1
沙縣	66.2	漳平	24.7	福安	43.6	漳浦	47.6
三明	16.0	永定	24.4	仙遊	27.8	福清	13.8
明溪	10.1	壽寧	25.6	安溪	63.8	莆田	80.3
長汀	95.9	南平	41.6	漳州	24.8	廈門	54.3
政和	38.3	武夷山	23.7	雲霄	64.7	平潭	19.7
浦城	37.9	龍岩	11.5	福州	23.2	晉江	46.1

通過對 28 個測站前後兩個年代 1440 分鐘年最大雨強出現日及前後 1 天的風場和高度場普查並查閱有關過程的參考文獻（趙 2008；沈 2009；黃 2006；張 2006；沈 2010；高 2013；周 2007；何 2010；林 1998；陳 2010；魏 2008；吳 2008；林 2007；劉 2004；呂 2011）及福建災害大典等，結果顯示，48 個樣本中，鋒面和熱帶系統（含颱風和熱帶低壓等，以颱風為主）是引起以上暴雨過程的主要天氣系統，兩個年代最高值的影響系統大部分是一致的，少部分不一致。有 13 個測站（46.4%）前後兩個年代都是高空槽、低層低渦切變及地面鋒面等鋒面系統（簡稱鋒面型，合成圖見圖 12），這些站點主要分佈在閩江上游（圖 11 黑色站點），後一年代雨強平均增幅 37.7%，暴雨所在日地面氣溫大部分都在 19-29°C 之間，日最高氣溫平均增幅 0.9°C；有 9 個（32.1%）測站前後兩個年代都為颱風或熱帶低壓（簡稱颱風型，合成圖見圖 13），這些測站主要分佈在閩中山帶以東，後一年代雨強平均增幅為 33.3%，暴雨日氣溫全部在 19-29°C 之間，日氣溫平均增幅 0.5°C，兩者氣溫無顯著差異；有 3 個測站前期為鋒面型後期為熱帶系統型（簡稱前鋒後颱

型），這 3 個測站也分佈在沿海，後一年代降水平均增幅 63.3%，增幅在 4 種分型中居首位；另外有 3 個測站前期為颱風型後期為鋒面型（簡稱前颱後鋒型），3 個測站後一年代最大降水量平均增幅 35.7%。比較圖 12 和 13 可以看出，暴雨發生日的天氣背景與福建特大暴雨的形勢相吻合。當華南維持低渦切變或颱風倒槽暖式切變時，測站的氣溫差異是很小的，微小的氣溫差異不足以達到孫激（2014）等統計的 18% 或以上的降水增幅，也超過了 Berg, P. 等 (2013) 和 Moseley C 等 (2013) 通過敏感試驗得到的超克勞修斯增幅。可見，日最大雨量年代際增強的主要原因不在氣溫差異。從張婷等（2009）研究成果推測，澳大利亞高壓和馬斯克林高壓強度的年代際增強可能是 20 分鐘以上歷時年最大雨強自上世紀 90 年代起增強的氣候背景；由合成圖可以看出鋒面型和颱風型暴雨的 850 百帕風場上都存在一支強的索馬裏越赤道氣流，丘（2014）統計結果顯示，索馬裏越赤道氣流垂直結構的上下反位相型指數（VS2）在上世紀 90 年代中期出現由正轉負，低 VS2 年代對應華南地區夏季風偏強、水汽供應強和降水偏多，福建短歷時雨強年代際增強是

否與索馬裏越赤道氣流垂直結構年代際

變化的大背景有關，值得進一步探討。

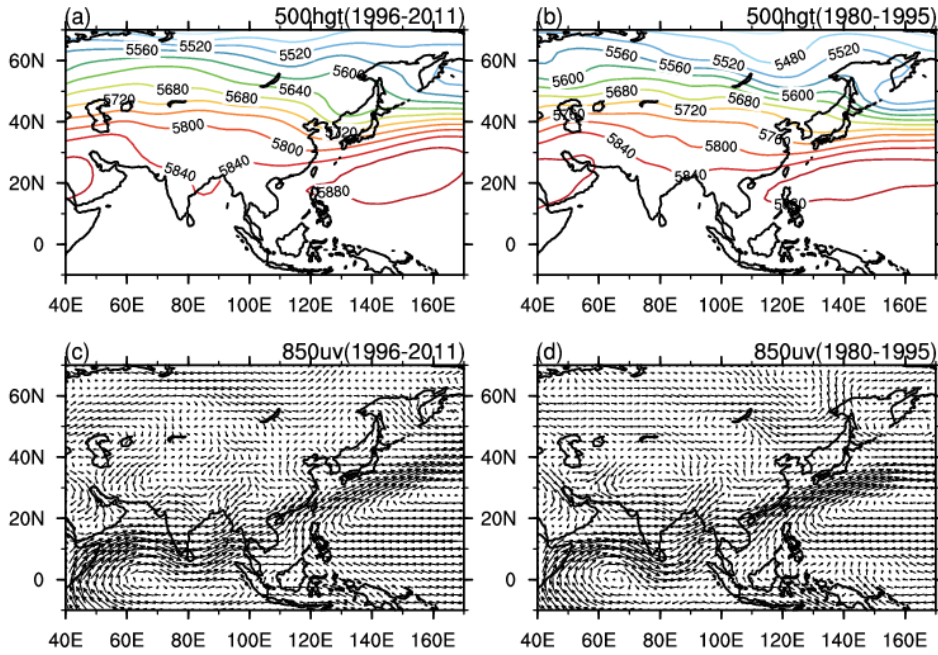


圖 12 1996-2011 年 (a、c) 和 1980-1995 (b、d) 年鋒面型 1440 分鐘最大降水量出現日 500 百帕高度 (a、b) 和 850 百帕風場(c、d)合成圖

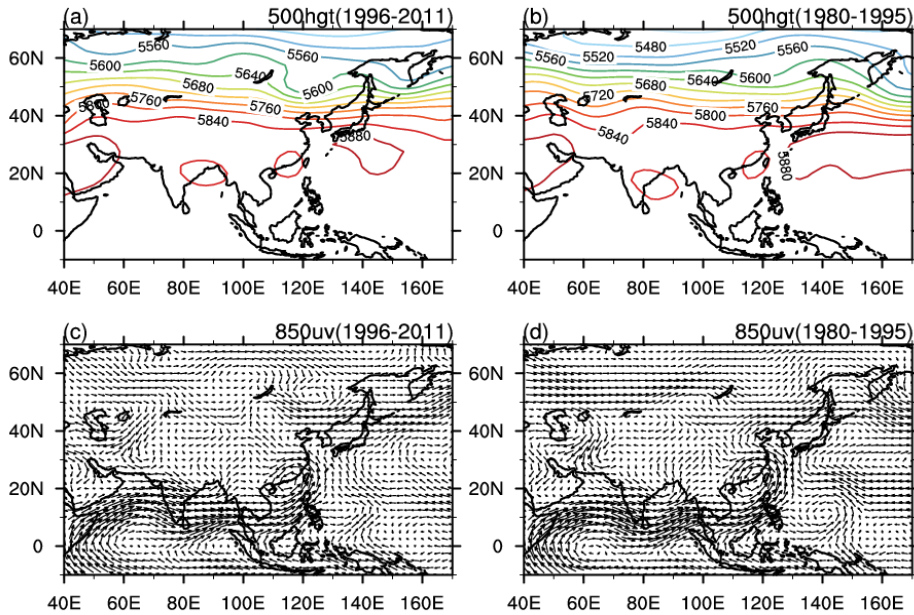


圖 13 同圖 12，但為颱風型。

五、空間分佈特徵

由于年最大雨強為當年度同歷時降水的最大值，屬暴雨級降水，分析空間分布時，參考福建省暴雨災害預警 4 個等級的分級思路，以下繪製的雨強空間分布依各站雨強大小分為四級，從小到大排序後第 1-11 位為最低級（淺藍色），12-22 位為次低級（黑色），23-33 位為較高級（粉紅色），34-43 位為最高級（紅色），數站並列時歸到較低一級。

(一) 平均年最大雨強的空間分佈

5 分鐘平均年最大雨強大值區主要分佈在閩江上游支流的富屯溪、建溪和松溪、閩江下游及以北測站（見圖 14A）。10 分鐘以

上至 1440 分鐘大致呈東高西低分佈，閩中大山帶以東為高值區（圖 14B-14I 中的粉紅色和紅色圓點），以西為低值區（圖 14 中的綠色和黑色圓點），但寧化、建寧、明溪及武夷山站 360 分鐘至 1440 分鐘的平均值較大，由於這些測站位於閩江上游支流的上游，對閩江流域洪澇有直接影響，應引起高度重視。在閩中大山帶以東地區，近海岸處的值較遠海岸處高：從北部、中部、南部各選兩組測站（測站位置已用中文標注於圖 14）計算 15 個歷時年最大雨量平均值之差（見表 3），從表 3 可清楚看出近海岸測站平均值較遠海岸線測站高的現象。

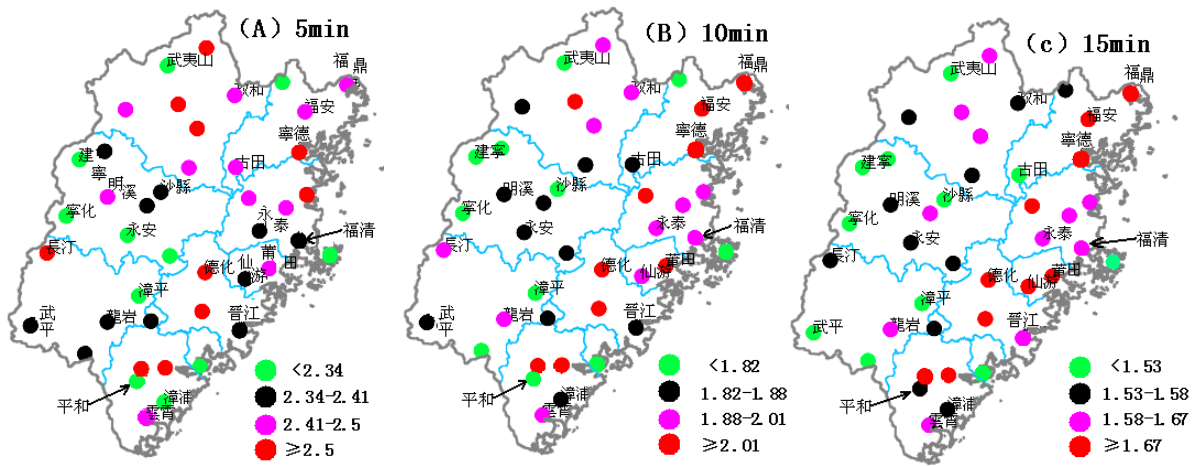


圖 14 15 個歷時平均年最大雨強空間分佈（單位：毫米/分鐘）

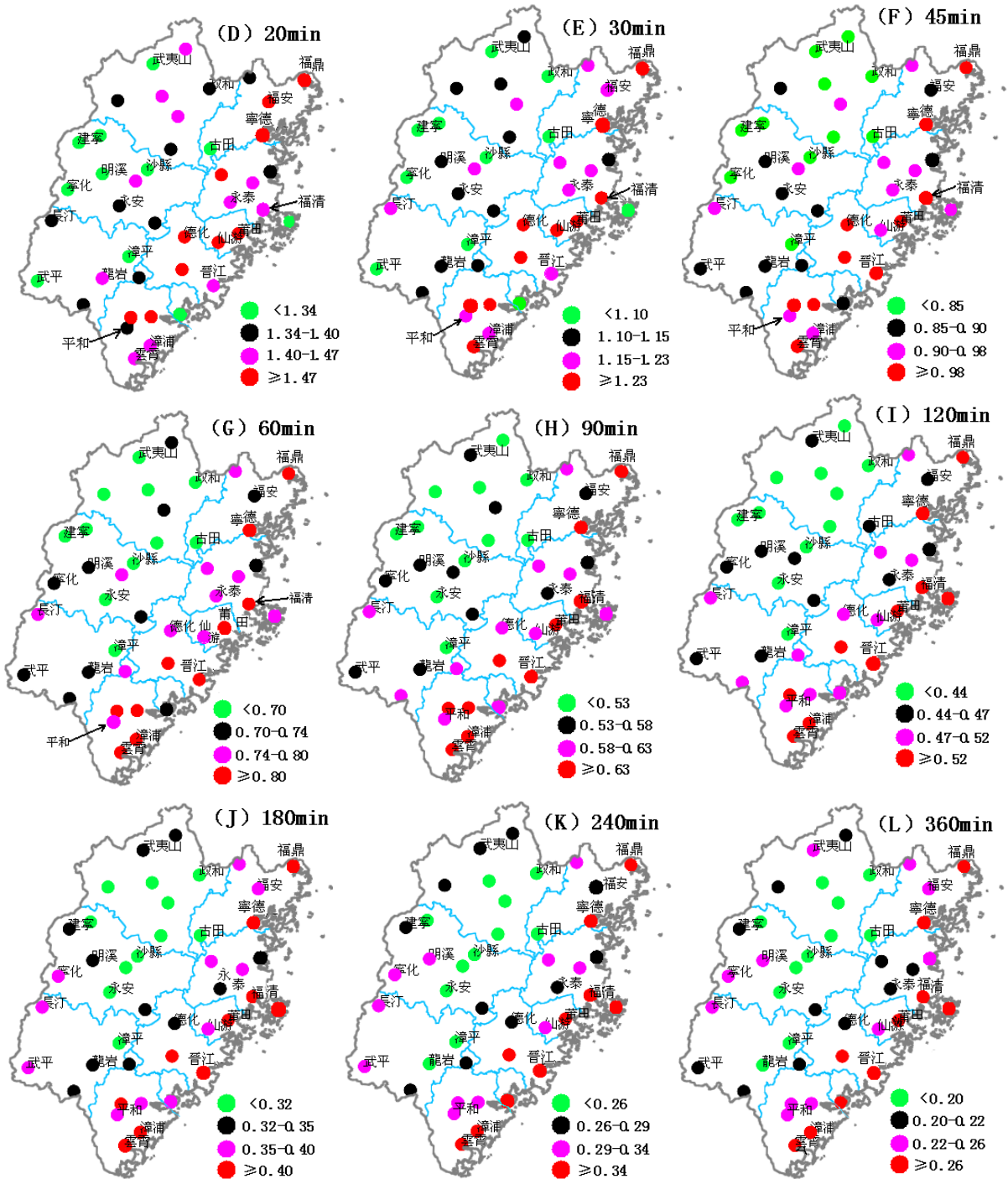


圖 14 (續)

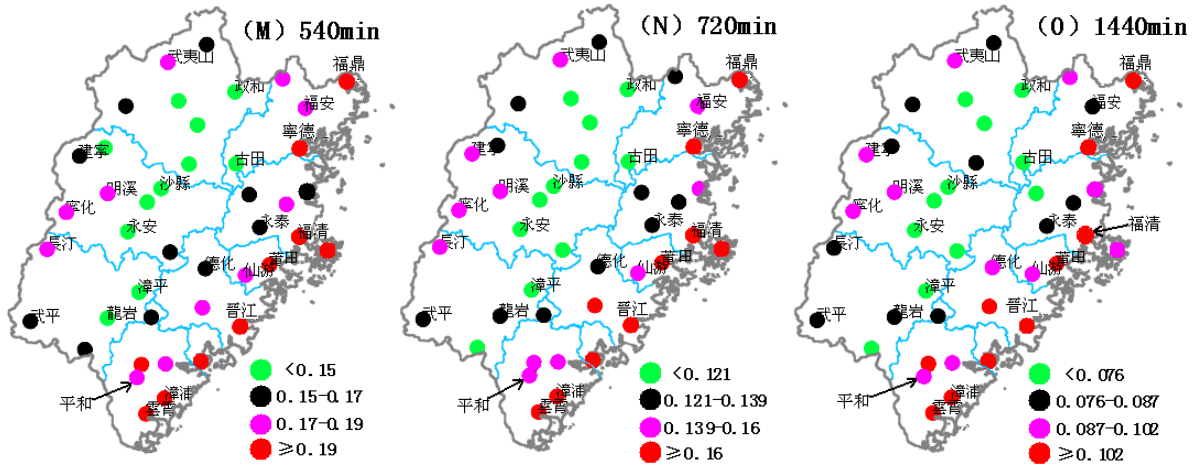


圖 14 (續)

表 3 閩中大山帶以東近海岸和遠海岸測站各歷時平均年最大雨量之差（近海岸站-遠海岸站，單位：毫米）

對比測站 歷時 (min)	北 部		中 部		南 部	
	福鼎-福安	寧德-古田	福清-永泰	莆田-仙游	晉江-德化	漳浦-平和
5	0.0	0.2	-0.1	0.7	-0.8	0
10	-0.1	1.8	0.3	0.9	-1.7	0.5
15	0.5	2.6	0.3	0.0	-1.6	0.5
20	0.6	3.9	0.9	0.1	-0.8	0.4
30	2.3	6.8	2.0	0.1	-0.5	0.2
45	4.5	10.5	3.2	1.8	1.3	-0.4
60	6.0	12.9	3.6	1.8	2.4	1.8
90	8.4	15.4	7.0	2.8	4.8	3.9
120	10.5	17.6	11.3	4.1	9.6	4.0
180	13.3	21.0	16.5	7.0	14.9	8.8
240	15.8	25.0	19.7	8.5	21.9	12.5
360	19.4	33.1	23.8	12.7	24.9	17.1
540	25.6	39	26.1	15.8	29.2	21.8
720	27.4	46.2	32.6	16.3	33.6	24.0
1440	40.3	57.6	48.2	20.2	29.4	32.3

對 43 個測站 15 個歷時 1980-2011 年的年最大雨強逐站逐歷時分別挑選最大值作為該站各歷時雨強的歷史極值，43 個測站 15 個歷時雨強的極值分佈情況見圖 15。由圖 15 可見：

(1) 5 分鐘極值的大值區大部分分佈在閩江以北，與平均值分佈相近；10-20 分鐘分佈較分散，地域分佈不明顯；30-240 分鐘呈東高西低，南高北低分佈，高值區主要分佈在閩中大山帶以東測站及閩江上游以南測站，低值分佈在閩中大山帶以西、閩江以北測站；360-1440 分鐘極值大致呈東西高、中間低的准南北向分佈。1440 分鐘 300 毫米以上的高值區分佈在戴雲山脈和博平嶺山以東及武夷山脈的東坡和南

坡，即武夷山脈背西風一側的坡地和沿海兩處，最高值出現在地勢呈三面環山向南或東南開口處（長汀和雲霄）；低於 200 毫米的低值區主要分佈在兩大山帶之間的縱穀區。

(2) 測站之間極值相差很大，甚至相隔較近的兩個測站之間也能產生很大差別。如龍岩站 5 分鐘和 30 分鐘極值分別為 5.06mm/min 和 2.63mm/min，與龍岩相距僅 44 公里且中間無大地形相隔的漳平站相同歷時雨強極值分別為 3.58mm/min 和 1.6mm/min；120-1440 分鐘極值長汀站比武平站高 23-47%，寧化站比永安站高 22-88%。

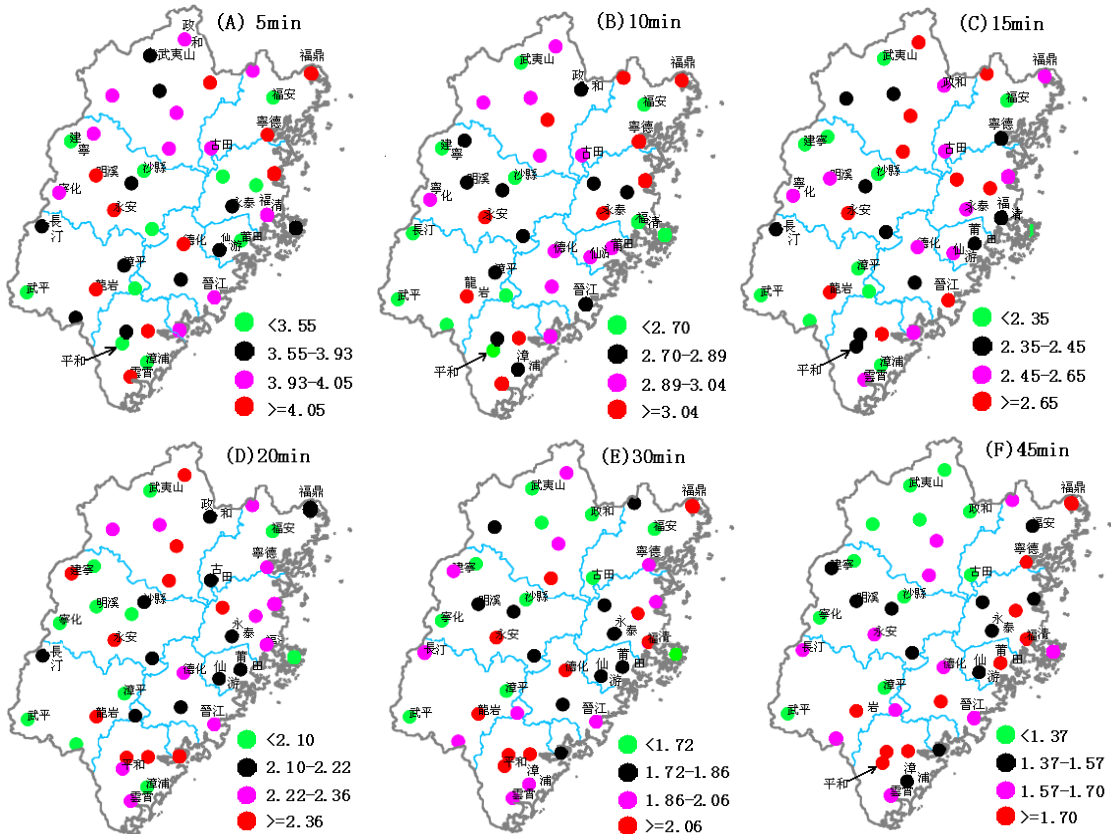


圖 15 5-1440 分鐘年最大雨強極值空間分布（單位：毫米/分鐘）

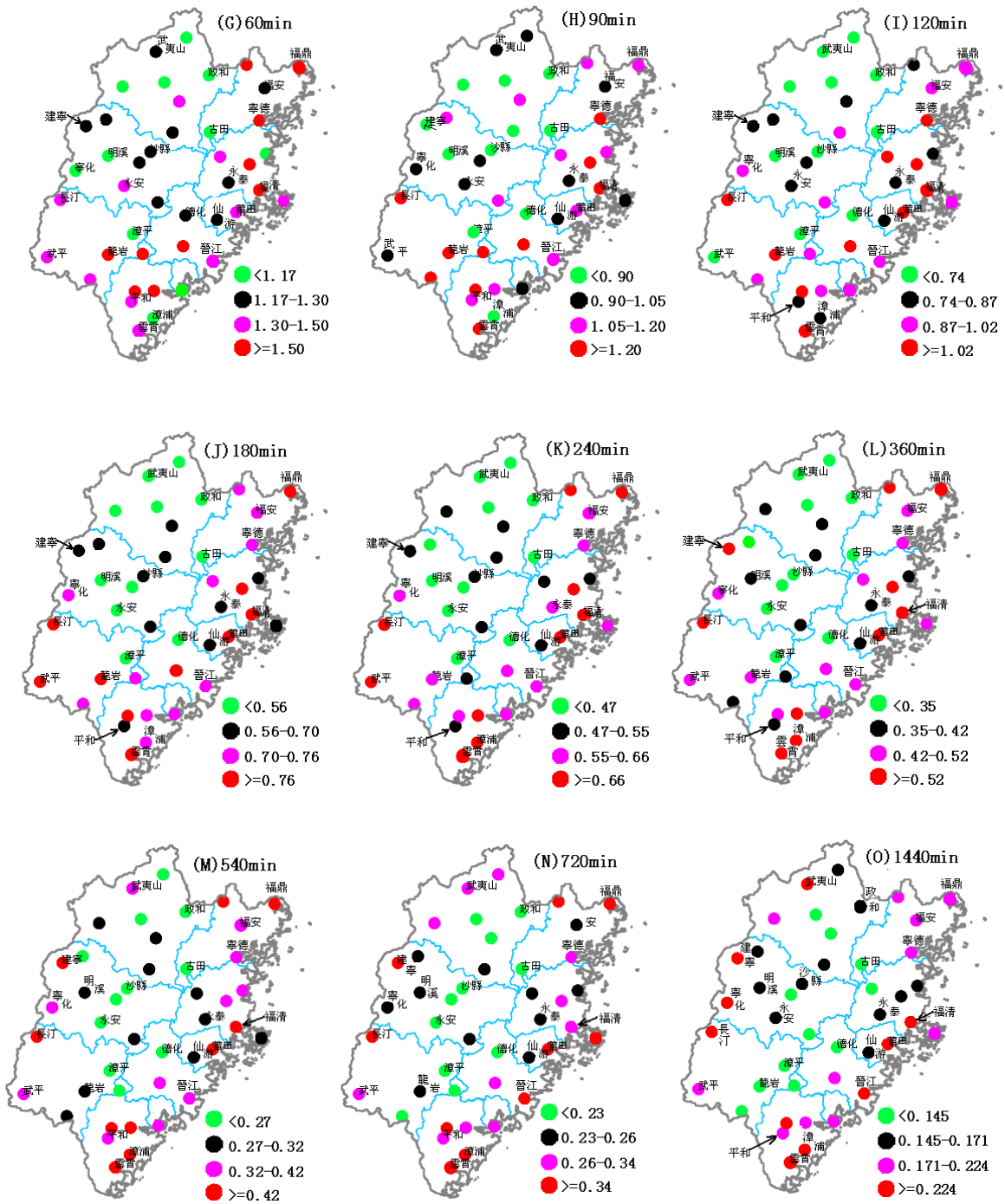


圖 15 (續)

(三) 年最大雨強空間分佈成因分析

1. 平均年最大雨強空間分佈成因分析

研究表明,合適的地形對中尺度系統的形成有明顯的觸發作用,山脈迎風坡、喇叭口地形、河谷盆地等地形有利於暴雨雲團的形成和維持(朱乾根,2001;林新彬等,2013),可是本章第二節統計結果顯示閩中大山帶以西測站的西風迎風坡(政和)、河谷(沙縣)和盆地(永安)的平均年最大降雨量不如東部沿海。其主要原因可能有兩個:一是統計樣本的天氣系統性質差異,二是地形與天氣系統的匹配不同。

首先分析天氣系統的性質差異。15個歷時年最大雨量挑取的是全年中最強的個案,內陸測站挑選的個案更多在5-6月(圖3中紅線),沿海站挑選的個案多在7-9月(見圖3中藍線)。7-9月深厚暖雲

層引起高降水效率及閩中山帶對東風的動力抬升作用導致沿海測站樣本平均值大於內陸測站,於是出現了內陸山區一年中強降水的頻次較沿海多,但相同歷時年最高值卻比沿海測站小的現象。需要指出,沿海地區這種不均勻雨程分佈容易出現旱澇急轉現象。二是閩中大山帶對東風和南風的背風雨影效應也是兩大山帶之間為低值區的可能原因(謝皎如,1993;李子良,2006)。對於閩中大山帶以東地區近海岸線測站雨量大大於離海岸線較遠的測站,從兩者年最大雨量出現時間的月頻次差異(見圖16)可以看出兩者月分佈差別不大,除了天氣系統性質差別之外,還有其它的因素,如海陸風的作用,近海岸處更明顯的海陸效應使該處年最大雨強較遠海岸處大,當然,這需要分辨率更高的地面氣象資料做進一步分析。

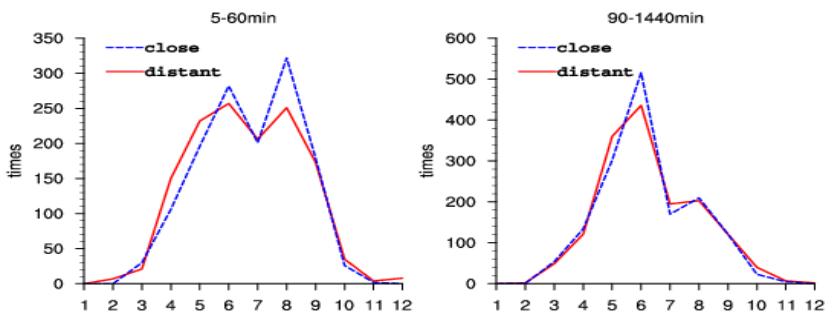


圖 16 閩中大山帶以東近海岸和遠海岸測站年最大雨強出現時間月累計頻次(橫座標:月份;縱座標:累計頻次,單位:次;實線為福安、古田、永泰、仙游、德化、平和等 6 個遠海岸測站,虛線為福鼎、寧德、福清、莆田、晉江、漳浦等 6 個近海岸測站;a:5-60 分鐘,b:90-1440 分鐘)。

2.年最大雨強極值空間分佈成因分析

本章第二節統計結果顯示測站之間各歷時年最大值的極值相差很大，造成這些差別的原因有兩個，即中尺度系統的時空特性及測站之間地形差別。中尺度系統生命史短及空間尺度小的特點造成相距近且無地形差別的測站之間甚短歷時強降水極值差別可以很大；距離較近的測站之間如果地形差別大，其降水極值差別也會大，特別是 2 小時以上的降水極值。天氣尺度系統及其物理量分佈在距離較近的兩個站之間差異不大，地形是否有利中尺度系統的生成、維持及加強是極值差異的主要原因。如前述長汀站和武平站，寧化站與永安站之間的極值差異。長汀站位於武夷山東南坡，地勢呈三面環山，向南開口形狀：西為武夷山脈南端，東面武夷山脈東列山地和玳瑁山，北面為海拔高達 1380 米的雞公崇山，中間為汀江河谷。武平站位於武夷山南麓，地勢自西北向東南傾斜。從地形對暖濕氣流的動力抬升作用來看，兩者都有利於暖濕氣流的輻合抬升。下面根據長汀縣和武平縣 1440 分鐘雨量最高記錄所在日即 1996 年 8 月 8 日（簡稱 1996.8.8）和 1991 年 6 月 19 日（簡稱 1991.6.19）的大氣條件條件，由凝結法初

步計算地形引起的降水強度增幅 I ，具體按公式（2）～公式（7）計算。圖 17 為長汀縣 1996.8.8 特大暴雨發生前約 6 小時和暴雨期間的風場和比濕場，圖 18 為武平縣 1991.6.19 大暴雨發生前約 6 小時和暴雨期間的風場和比濕場。

$$\left\{ \begin{array}{l} I = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} F \omega dp \quad (2) \\ F = \frac{q_s T}{p} \left(\frac{LR - c_p R_w T}{c_p R_w T^2 + q_s L^2} \right) \quad (3) \\ \omega = \omega_0 \Gamma(p) \quad (4) \\ \omega_0 = \omega_t + \omega_f \quad (5) \\ \omega_t = -\rho_0 g V_0 \cdot \nabla h \quad (6) \\ \omega_f = -\frac{\rho_0 g c_d V_0 \xi_0}{f R T_0} \quad (7) \end{array} \right.$$

（2）式中 F 為凝結函數，由氣象科技查算表查算。 ω_0 為地形引起的上升速度，由地表面地形抬升速度 ω_t 和邊界層摩擦上升速度 ω_f 兩項組成。 ω_f 受 C_d 摩擦係數、風速、相對濕度及溫度等因素影響，閩西山區大部分為闊葉林和針葉林，地表粗糙度相近，對於天氣尺度系統，濕度差異不大， ω_f 差異主要由中小尺度系統濕度與 V_0 的乘積決定。 $\Gamma(p)$ 為地面的地形性上升速度 ω 在垂直方向的衰減率，閩西及閩中山脈主峰東西跨度約 0.2~0.3 徑距，計算 $\Gamma(p)$ 時取波長為 60 公里。 q_s 為飽和比濕， c_p 為濕空氣定壓比容， R_w

為濕空氣氣體常數。

對於波長為 60 公里的短波， ω_s 隨 $\Gamma(p)$ 衰減很快，每上升 20 百帕， ω_s 衰減 0.38%。當地形坡度在 30 和 45 度時，1996.8.8 和 1991.6.19 兩個過程各層的地形上升速度計算如表 3 和表 4，用辛浦生公式積分 (2) 式。對於長汀站，由於北面和東面地形高度較高，一方面迎風坡坡度較陡，抬升速度較大，另一方面較高的地形高度使地形抬升層至雲底高度之間的厚度小， $\Gamma(p)$ 小，(2) 式積分項的 ω 更大，導致降水強度 I 加大。由表 4 及圖 17 可見，由於 1996.8.8 過程風場上緯向風比經向風大，東面迎風坡抬升貢獻大於北坡，這一點與林毅 (1998) 指出的北面雞公崇山與偏南風幾乎正交導致降水增幅的觀點不同，大概是當時沒有用到 850hPa 以下層次的風場數據。對於武平站，由於其地勢呈西北高東南低，境內多為丘陵，北面和東面地形高度較低，無地形抬升，因此，無降水增幅。由表 3 可以看出，在不考慮地形對降水雲物理變化因素時，1996.8.8 過程的東坡地形抬升運動造成的

降水增幅大約為 8.6-14.9 毫米/小時，按中- β 系統 6 小時左右的時間尺度計算，6 小時增幅大致為 50-90 毫米，實況長汀站該日最大 6 小時雨量 335 毫米，武平站不足 3 毫米。當暖濕氣流為東南風時，武平站西北高東南低的地勢對暴雨增幅如何？由表 5 和圖 18 可見，對於 1991 年 6 月 19 日過程，由於緯向風速小，由東風分量計算的西坡降水增幅不足 2 毫米/小時，同樣按中- β 系統的時間尺度計算，6 小時大致增幅 10 毫米左右，實況當日武平站最大 6 小時雨量達 187 毫米，長汀站不足 40 毫米。可見，地形抬升運動引起的降水差異只占降水總量差異的一部分，大部分還是由測站與降水中尺度系統的相對位置、地形對中尺度系統的阻滯兩種因素造成。由於閩中大山帶對東風氣流的阻擋，閩西低層氣流的東風分量一般情況下也是很小的。32 年中，武平站 1440min 年最大雨量比長汀站大的個案也只有上述 1991 年個案低層略為偏東風，其餘過程仍然為西南風。

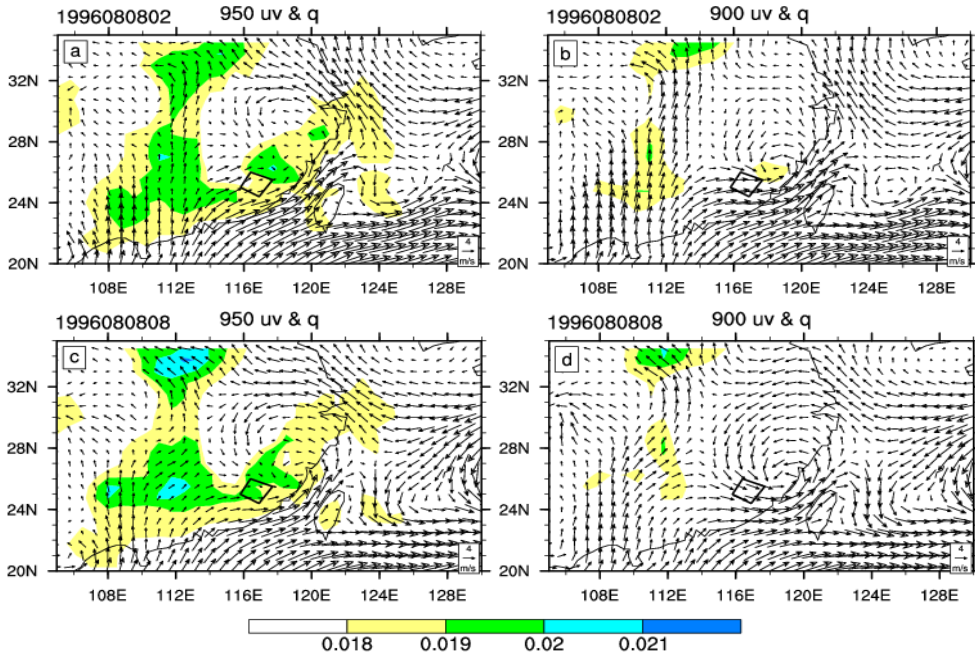


圖 17 1996 年 8 月 8 日 950 百帕和 900 百帕風場和比濕場 (a、b 為 02 時，c、d 為 08 時；a、c 為 950 百帕，b、d 為 900 百帕；陰影為比濕，單位：kg/kg；黑框為閩西位置)

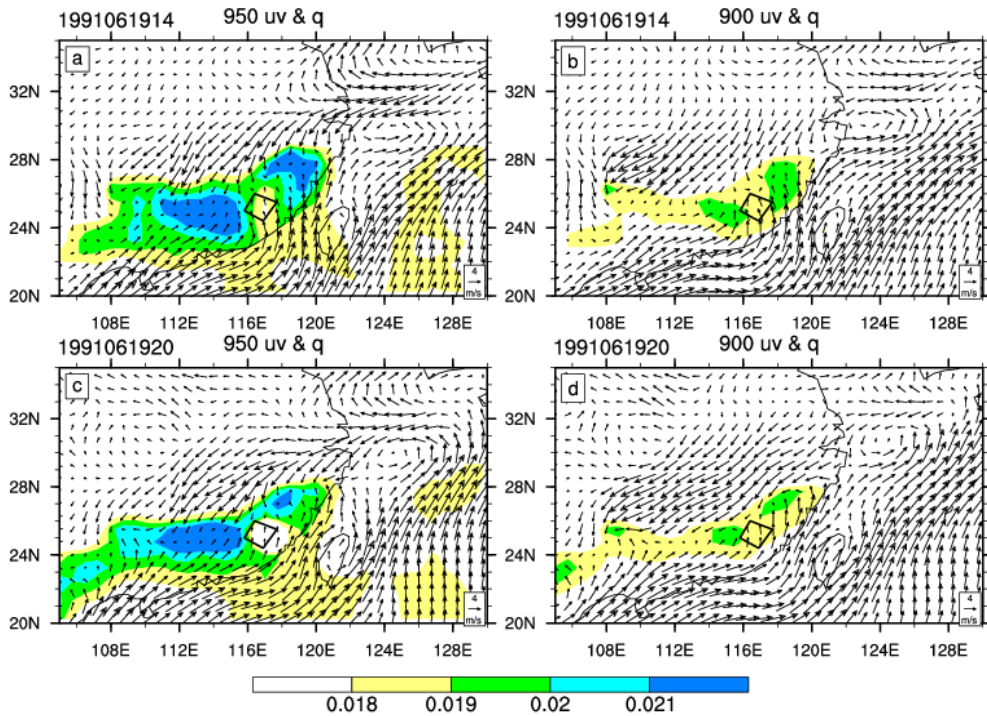


圖 18 1991 年 6 月 19 日 950 百帕和 900 百帕風場和比濕場 (a、b 為 14 時，c、d 為 20 時，其餘同圖 17)

由於中尺度系統出現位置具有隨機性，每個地方都有可能出現，三面環山一面開口之地形對系統移動的阻滯作用是明顯的，同時這種地形收縮引起的垂直運動甚於單面迎風的效果，所以高值區更多分佈在三面環山的測站，那些類似地形且未出現特大暴雨的測站，將來在合適的天氣系統及地形作用下，降水極值很可能會刷新。根據林新彬、劉愛鳴（2013）等研究分析，颱風引起的暴雨過程，500-700百帕乾線、850百帕以下偏東風急流、邊

界層弱冷空氣或海陸風輻合等因素對閩中山帶以東地區特大暴雨有重要影響；閩中山帶以西地區，邊界層至地面西南暖濕氣流受武夷山脉阻擋形成的背風低壓擾動對這一地區的滯留鋒特大暴雨有重要影響。綜合考慮降水出現季節、與地形匹配的最佳天氣形勢、參考周邊測站極值，通過動力學和雲物理分析及數值模擬等手段可以較合理預估一個地方的降水極值。

表 4 用公式(2)-(7)計算的 1996 年 8 月 8 日 08 時地形抬升速度及降水增幅

低雲高度 (m)	層次 (hPa)	緯向抬升速度 (m/s)		經向抬升速度 (m/s)		降水增幅 (毫米/小時)	
		東面迎風坡度		北面迎風坡度		東坡	北坡
		30 度	45 度	30 度	45 度		
600	900	3.74	6.48	0.32	0.55	8.6-14.9	1.4-4.2
	925	1.71	2.97	-0.39	-0.67		
	950	0.89	1.55	0.74	1.29		

表 5 同表 4，但為 1991 年 6 月 19 日 20 時

低雲高度 (m)	層次 (hPa)	緯向抬升速度 (m/s)		經向抬升速度 (m/s)		降水增幅 (毫米/小時)	
		西面迎風坡度		北面迎風坡度		西坡	北坡
		30 度	45 度	30 度	45 度		
400	900	0.3	0.53	1.14	1.98	1.15-1.98	3.9-6.8
	925	0.31	0.543	0.98	1.70		
	950	-0.09	-0.159	0.66	1.14		

五、結論與討論

通過上述分析，關於福建省 5-1440 分鐘年最大雨強的時空分佈特徵及其可能成因歸納如下：

(一) 日分佈：5 分鐘至 90 分鐘年最大雨強出現時間有明顯的日變化，主要出現在 13 至 18 時。峰點時間沿海站最早，出現在 15 時，內陸站最遲，出現在 16 時 30 分至 17 時，中部站居中，出現在 16 時。峰點時間地域差異與氣溫日變化地域差異密切相關，頻次峰點較氣溫峰點滯后 1.5-2 小時。同類站最大雨強出現時間日分佈存在季節差異，三類測站午後到傍晚的累計頻次都是夏季多於梅雨季，這是由夏季午後有利的熱力條件引起；下夜至早晨的累計頻次對內陸站和中部站而言，梅雨季多於夏季，這是由梅雨季夜間更有利的雲輻射條件和更多的弱冷空氣影響引起，對沿海站而言，夏季多於梅雨季，這是由於該季節颱風個案比較多，且夏季陸風鋒輻合線對暴雨有增幅作用，兩個因素造成夜間暴雨總頻次較多，儘管該季節雲輻射和冷空氣條件不如梅雨季；內陸站和沿海站日變化峰點夏季較梅雨季早 30 分鐘至 1 小時，中部站夏季較梅雨季遲 30 分鐘。

(二) 月份分佈：5-1440 分鐘最大雨強主要出現在 5-9 月份。沿海站各歷時呈 8 月份主峰、6 月份次峰的雙峰型分佈；內陸站 60 分鐘及以內歷時呈 6 月和 8 月雙峰型，60 分鐘以上歷時呈 6 月單峰型；中部站 180 分鐘及以內為 8 月單峰型，180 分鐘以上為 6 月和 8 月雙峰型。360 分鐘及以上的 4 個歷時，沿海站 9 月份出現的頻次與 6 月相當，明顯比 5 月份多；內陸測站 5 月份出現的次數明顯多於 7-9 月份出現的次數。華南滯留鋒、熱帶系統、副高脊線等三個系統的季節性特徵是福建年最大雨強月份分佈的主要背景。沿海地區既在梅雨季受鋒面系統影響，又在夏季受熱帶系統影響，因此，月變化呈雙峰型。內陸地區 60 分鐘以上暴雨主要由華南梅雨鋒影響，因此，日變化呈單峰型；夏季混合積雲、冷積雲及深厚暖雲層可引起高降水效率，因此，內陸站 60 分鐘以內歷時年最大值在 8 月份還有一個高發期。

(三) 年代際分佈：年代際變化主要有增強型、減弱型、趨緩型和兩極型等 4 種特徵。45 分鐘以上歷時大部分為增強型，該型主要分佈在閩中大山帶以東、閩江以南地區和閩江上游支流；減弱型、趨

緩型和兩極型的比例較少且內陸和中部地區出現比例高於沿海。澳大利亞高壓和馬斯克林高壓強度年代際變化、索馬裏越赤道氣流垂直結構的年代際變化可能是 20 分鐘以上歷時雨強年最大值自上世紀 90 年代起增強的氣候背景。

(四) 年平均最大雨強空間分佈：5 分鐘雨強大值區主要分佈在閩江以北；10 分鐘以上至 1440 分鐘呈東高西低分佈，高值幾乎全分佈在沿海，低值區多分佈在閩中大山帶以西測站；60 分鐘以上閩中大山帶以東地區近海岸測站高於遠海岸測站。

(五) 雨強極值的空間分佈：5 分鐘極值的大值區大部分分佈在閩江以北；30-240 分鐘的高值區主要分佈在閩中大山帶以東和閩江上游以南測站，低值區分佈在閩西北；360-1440 分鐘極值大致呈東西高、中間低的准南北向分佈，最高值出現在地勢呈三面環山向南或東南開口處。

(六) 年最大雨強空間分佈的影響因素包括：影響暴雨的天氣系統性質、地理位置及地形與系統的匹配。閩中大山帶對東風急流的迎風抬升及背風雨影效應是平均年最大雨強呈現東高西低分佈的主要原因；海陸效應使近海岸處 60 分鐘以

上歷時平均年最大雨強大於遠海岸處。預估一個地方的年最大雨強極值應綜合考慮天氣背景、與地形匹配的最佳天氣形勢並參考周邊測站極值等因素，閩中大山帶以東地區重點考慮颱風環流背景下 500-700 百帕乾線、850 百帕以下偏東風急流、邊界層弱冷空氣和海陸風輻合線等 4 個因素共同作用可能造成的雨強記錄刷新；閩中大山帶以西地區重點考慮梅雨鋒天氣形勢下邊界層至地面西南暖濕氣流受武夷山脈阻擋形成的背風低壓擾動可能造成的雨強記錄刷新。

(七) 本文首次對福建省有自動雨量記錄以來的 24 小時以內 15 個歷時年最大雨強的時空特徵做了較全面的普查分析；不同區域年最大雨強出現頻次的日、月和季變化統計特徵對暴雨防災減災有重要參考價值；年最大雨強的年代際變化特徵、空間分佈特徵、雨強記錄預估方法對城市規劃、防洪設計及省、市、縣級宏觀建設等也有參考價值。由于本文統計的數據年限止於 2011 年，今後將延長資料年限，以期對年代際變化特徵做更深入研究；地形對年最大雨強空間分佈的影響本文只針對 2 個個案，今後將增加個案，並

用模式試驗，以期得到有關雨強時空分佈的更全面的結論。

六、後記和致謝

本研究在國家自然科學基金項目（41575052），國家重點研發計劃（2018YFC1505805），國家重點研發計劃（2018YFC1505906），福建省氣象局開放式基金 2018K04、莆田市科技局項目 2017S3004 共同支持下完成；福建省氣象信息中心提供 43 個國家級地面測報年報表 15 段年最大雨量數據。

游政谷主編、兩位審稿專家對本文細心閱讀並提出寶貴意見，南京大學大氣科學學院黃安寧教授對本文做詳盡指導，在此一併致謝。

參考文獻

王志福，錢永甫，2009：中國極端降水事件的頻數和強度特徵。水科學進展，20，1-9。

王旻燕，呂達仁，2007：東亞強對流雲的季節變化及其與對流層頂關係初探。大氣科學（中科院），31，937-949。

王彬雁，趙琳娜，鞏遠發，等，2015：北京降雨過程分型特徵及短歷時降雨重現期研究。暴雨災害，34，302-308。

中國氣象局，2009：地面氣象觀測規範。氣象出版社，22.4.8，117。

丘金晶，孫照渤，鄧偉濤，2014：夏季索馬裏越赤道氣流垂直結構的年代際變化。氣象學報，72，318-336。

伍紅雨，杜堯東，秦鵬，2011：華南暴雨的氣候特徵及變化。氣象，37，1262-1269。

伍紅雨，杜堯東，陳楨華，等，2011：華南兩日、雨強的氣候變化。熱帶氣象學報，27，877-888。

宇如聰，李建，2012：近 50 年華南地區極端強降水頻次的時空變化特徵[J]。熱帶氣象學報，28，219-227。

宇如聰，李建，2016：中國大陸日降水峰值時間位相的區域特徵分析。氣象學報，74，18-30。

宇如聰，原韋華，李建，2013：降水過程的不對稱性。科學通報，58，1385-1392。

成丹，陳正洪，方怡，2015：宜昌市區短歷時暴雨雨型特徵。暴雨災害，34，249-253。

朱乾根，林錦瑞，壽紹文，等，2007：天氣學原理和方法（第 4 版）。氣象出版社，337-343。

- 何立，覃丹宇，黃小燕，等，2010:衛星雲圖分析系統在熱帶氣旋北冕過程中的應用。氣象，36，21—28。
- 何編，孫照渤，2010：“0806”華南持續性暴雨診斷分析與數值模擬。氣象科學，30，164-171。
- 吳星霖，張雲瑾，郭榮芬，等，2008：濕Q 矢量分析法在颱風“聖帕”暴雨過程中的應用。雲南大學學報（自然科學版），2008，30，311-317。
- 吳濱，文明章，李玲，等，2015：福建省不同短歷時暴雨時空分佈特徵。暴雨災害，34，153-159。
- 吳濱，林長城，文明章，等，2013：福建沿海地區海陸風的時空分佈特徵。應用海洋學學報，32，125-132。
- 呂心艷，2011：2011年8月大氣環流和天氣分析。氣象，37，1453—1458。
- 呂俊梅，祝從文，琚建華，等，2014：近百年中國東部夏季降水年代際變化特徵及其原因。大氣科學（中科院），38，782-794。
- 李子良，2006：地形降水試驗和背風回流降水機制。氣象，32，10-15。
- 李倩，張俊如，張吉潔，等，2017：1951-2010年夏季長春市短歷時雨強變化特徵分析。氣象災害防禦，24，10—14。
- 沈桐立，崔麗曼，陳海山，2009：2002年6月14—15日暴雨的診斷分析和數值試驗。大氣科學學報，32，483-489。
- 沈桐立，曾瑾瑜，朱偉軍，等，2010：2006年6月6—7日福建特大暴雨數值模擬和診斷分析。大氣科學學報，33，14-24。
- 汪青春，李林，劉蓓，等，2005：青海省近40年雨日、雨強氣候變化特徵。氣象，31，69-72。
- 周秋雪，劉瑩，馮良敏，等，2015：2008-2012年四川強小時雨強的時空分佈特徵。高原氣象，34，1261-1269。
- 周海光，2007：“6.12”華南局地暴雨中 β 和 γ 結構的雙多普勒雷達反演試驗。熱帶氣象學報，23，117-125。
- 周福，錢燕珍，朱憲春，等，2014：“菲特”減弱時浙江大暴雨過程成因分析。氣象，40，930-939。
- 林昕，高建芸，張容焱，等，2014：基於定量化指標的福建前汛期降水強度特徵分析。暴雨災害，33，297-303。

- 林新彬, 劉愛鳴, 林毅, 等, 2013: 福建省天氣預報技術手冊。氣象出版社, 69-75; 104-106; 116-117。
- 林毅, 劉銘, 劉愛鳴, 等, 2007: 颱風龍王中尺度暴雨成因分析。氣象, 33, 22-28。
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等, 2006: 多普勒天氣雷達原理與業務應用, 6.4, 170-171。
- 姚莉, 李小泉, 張立梅, 等, 2009: 中國1小時雨強的時空分佈特徵。氣象, 35, 80-87。
- 姚莉, 趙聲蓉, 趙翠光, 等, 2010: 中國中東部逐時雨強時空分佈及重現期的估算。地理學報, 65, 293-300。
- 孫澍, 原韋華, 李建, 等, 2014: 中國東南沿海午後短時降水極端峰值強度與濕度和地表氣溫的關聯。熱帶氣象學報, 30, 932-940。
- 高建芸, 陳彩珠, 周信禹, 等, 2013: 2010年福建前汛期典型持續性暴雨過程的低頻特徵分析。氣象科技進展, 3, 39-45。
- 高國棟, 陸渝蓉, 1988: 氣候學。氣象出版社, 265-270。
- 張天宇, 李永華, 程永華, 等, 2011: 重慶主城區百年雨日及強度變化特徵。重慶師範大學學報(自然科學版), 28, 38-52。
- 張振州, 蔡旭輝, 宋宇, 等, 2014: 海南島地區海陸風的統計分析和數值模擬研究。熱帶氣象學報, 30(2), 270-280。
- 張婷, 魏鳳英, 2009: 華南地區汛期極端降水的概率分佈特徵, 氣象學報, 67, 442-451。
- 張曉芳, 陸漢城, 2006: 一次梅雨鋒過程的數值模擬及機理分析。熱帶氣象學報, 22, 625-631。
- 郭渠, 廖代強, 孫佳, 等, 2015: 重慶主城區暴雨強度公式推算和應用探討。氣象, 41, 336-345。
- 陳思, 高建芸, 黃麗娜, 等, 2017: 華南前汛期持續性暴雨年代際變化特徵及成因。應用氣象學報, 28, 86-97。
- 陳泰然, 王子軒, 黃心怡, 2013: 臺灣東部地區梅雨季降水與豪雨之氣候特徵。大氣科學(氣象學會), 41, 1-17。
- 陳彩珠, 高建芸, 黃麗娜, 等, 2016: 大氣低頻變化對福建前汛期典型持續

- 性暴雨影響。應用氣象學報，27，75-84。
- 陳鐳，徐海明，餘輝，等，2010：颱風“桑美”(0608)登陸前後降水結構的時空演變特徵。大氣科學(中科院)，34，105-119。
- 陸漢城，楊國祥，2004：中尺度天氣原理和預報，164-170。
- 陸虹，陳思蓉，郭媛等. 2012：近50年華南地區極端強降水頻次的時空變化特徵。熱帶氣象學報，28，219-227。
- 鹿世瑾，王岩，2012：福建氣候。氣象出版社，65；142-144。
- 黃美金，陳鐘榮，2006：福建省災害性天氣系統風場的多普勒雷達反演研究。碩士論文。
- 黃榮輝，陳際龍，劉永，2011：中國東部夏季降水異常主模態的年代際變化及其與東亞水汽輸送的關係。大氣科學(中科院)，35，589-606。
- 黃麗娜，壽紹文，高建芸，等，福建省中部沿海地區前汛期持續性暴雨低頻特徵。大氣科學，40，171-184。
- 黃麗娜，高建芸，陳彩珠，等，福建前汛期持續性強降水的大氣低頻特徵分析。氣象，40，723-732。
- 楊金虎，江志紅，王鵬祥等，2008：中國年極端降水事件的時空分佈特徵。氣候與環境研究，13，75-83。
- 楊靖文，孫即霖，Reiner Schlitzer，2010：德國4站點極端降水頻數和強度趨勢變化分析。中國海洋大學學報，40，023-030。
- 萬明，陳雲輝，支樹林，等，2015：相似路徑颱風“派比安”(2006)和“威馬遜”(2014)前部颱風線過程對比分析。氣象與減災研究，38，43-52。
- 董旭光，顧偉宗，曹潔，等，2017：山東省汛期小時極端強降水分佈和變化特徵。氣象，43，953-961。
- 翟盤茂，王萃萃，李威，2007：極端降水事件的觀測研究。氣候變化研究進展，3，144-148。
- 趙平，南素蘭，2006：氣候和氣候變化領域的研究進展。應用氣象學報，17，725-735。
- 趙玉春，李澤椿，肖子牛，等，2008：華南鋒面與暖區暴雨個例對比分析。氣象科技，36，47-54。
- 劉峰，丁治英，梁艷，等，2011：“莫拉克”颱風暴雨過程中濕位渦場的演變特徵，暴雨災害，30，161-166。

- 劉愛鳴，劉銘，林毅，2004：低空急流對 0212 號颱風“北冕”後部暴雨影響的分析和數值試驗。臺灣海峽，23，1-6。
- 劉增基，林新彬，王世德，等，1997：閩南地區汛期短歷時降水氣候特徵。氣象，23，50-54。
- 劉學鋒，任國玉，範增祿，等，2010：海河流域近47年極端強降水時空變化趨勢分析，乾旱區資源與環境，24，6-90。
- 鄭淑貞，馮玲，曾光平，等，2003，南方夏早期積雲含水量和降水效率的雲模式估算。應用氣象學報，14（增刊），99-109。
- 謝皎如，方祖光，1993：臺灣山地的雨影效應及其表現。臺灣海峽，12，152-159。
- 魏應植，吳陳鋒，林長城，等，2008：冷空氣侵入颱風“珍珠”的多普勒雷達回波特徵。熱帶氣象學報，24，599-608。
- 蘇布達，姜彤，任國玉，等，2006：長江流域1960-2004年極端強降水時空變化趨勢。氣候變化研究進展，2，9-14。
- Allen M R, Ingram W J, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle, *J. Nature*, **419**, 224-232.
- Berg P, Moseley C, Haerter JO (2013) Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nat Geosci* **6**:181 - 185.
- Chen H M, Yuan W H, Li J, et al. 2012: A possible cause for different diurnal variations of warm season rainfall as shown in station observations and TRMM3B42 data over the southeast southeastern Tibetan Plateau. *Adv Atmos SCI*, **29**,193-200.
- Lenderink G, Van M E, 2008: Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes, *J. Nat Geosci*, **1**, 511-514.
- Moseley, C., P. Berg, and J. O. Haerter (2013), Probing the precipitation life cycle by iterative rain cell tracking, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 13, 361 - 13,370.
- Ohsawa, T., H. Ueda and Taiichi, et al. 2001: Diurnal Variations of Convective Activity and Rainfall in Tropical Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 333-352.

- Pall P, Allen M R, Stone D A, 2007: Testing the Clausius - Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming, *J. Climate Dyn*, **28**, 351-363.
- Scoccimarro, E., and S. Gualdi, 2014: Intense Precipitation Events Associated with Landfalling Tropical Cyclones in Response to a Warmer Climate and Increased CO₂. *J. Climate*, **27**, 4642 - 4654.
- Tao, W.T., S.Lang,J. Simpson, et al. 1996: Mechanisms of Cloud-Radiation Interaction in the Tropics and Midlatitudes, *J. Atmos. Sci.* **53**, 2624-2651.
- Trenberth K E, 1998: Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change, *J. Climate change*, **39**, 667-694.
- Trenberth K E, 1999: Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change, *J. Climate Change*, **42**, 327-339.
- Villarini, G., D. A. Lavers, E. Scoccimarro, M. Zhao, M. F. Wehner, G. A. Vecchi, T. R. Knutson, and K. Reed, 2014: Sensitivity of tropical cyclone rainfall to idealized global-scale forcings. *J. Climate*, **27**, 4622-4640.
- Yu R C, Zhou T J, Xiong A Y, et al, 2007: Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China, *J. Geophys Res Lett*, **34**, 223-234.
- Yu R C, Li J. 2012: Hourly rainfall changes in response to surface air temperature over eastern contiguous China, *J. Journal of Climate*, **25**, 6851-6861.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J, 2004: Tropospheric cooling and summer monsoon weakening Over East Asia, *J. Geophys Res Lett*, **31**, 271-244.
- Yu R C, Xu Y P, Zhou T J, et al, 2007: Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China, *J. Geophys Res Lett*, **34**, 173-180.
- Yu R C, Zhou T J, 2007: Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon, *J. J Climate*, **20**, 5344-5355.

Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. 2005: Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China, *J. Journal of Climate*, **18**, 1096-1108.

Spatial-temporal Distributions of the Annual Maximum Precipitation with the Short Duration of 5 to 1440 Minutes over Fujian, China and Associated Possible Causes

**Li-na Huang^{1,2} Jian-yun Gao³ Yu-yun Jiang⁴ Suan-jing Li⁴
Yan-zhen Chen² Hui-Fang Zhao⁵**

- 1 Fujian Institute of Meteorological Science**
- 2 Putian Meteorological Observatory of Fujian**
- 3 Fujian Climate center**
- 4 Fujian Meteorological Observatory**
- 5 Quanzhou Meteorological Bureau of Fujian**

(manuscript received 11 December 2017 ; in final form 14 November 2018)

Abstract

Based on the precipitation data of 43 national meteorological stations in Fujian during 1980-2011, we revealed the spatial-temporal distribution of the Annual Maximum Precipitation with the Short Duration of 5 to 1440 Minutes in Fujian.

We also explored the impacts of the solar radiation at daytime, cloud-radiation at nighttime, local position and topography on the distributions of diurnal and monthly variations of annual maximum precipitation occurrences. Using the NCEP/NCAR height and wind data, the synoptic situations for the annual maximum precipitation with the duration of 45 minutes in inland stations during 2000-2011 are revealed, the possible mechanisms of the unmatched phenomenon between monthly precipitation frequency and amount for the annual maximum precipitation with 5-60 minutes over inland stations are also researched. Possible causes related to the decadal changes of the precipitation intensity are discussed according to sampling synoptic chart and reference findings. The effects of different configurations of terrain and synoptic systems on the spatial distribution of annual maximum precipitation are also discussed. Finally, Synoptic backgrounds that may cause rainfall intensity record-broken are reviewed based on above analyses and reference researches. The main conclusions are shown as follows:

1. The annual maximum precipitation shows remarkable multi-time scale characteristics. (1) For diurnal distributions, the events with the duration less than 90min mainly occur at the period during 13:00 to 18:00 Beijing time, and the precipitation diurnal peak time delays from coastal areas to inland stations. The regional differences of the precipitation diurnal peak time are closely related to the diurnal variation of solar radiation at daytime; the diurnal peak time of precipitation frequency lags behind 1.5-2 hours to that of temperature. Even in the same reign, the diurnal variation of the annual maximum precipitation varies with seasons. The diurnal peak time over the coastal and inland stations (middle stations) in summer is 30min-1h earlier (30min later) than in Meiyu season. Due to favorable thermal condition at summer afternoon, the occurrence frequency of the annual maximum precipitation during afternoon to evening in summer is more than in Meiyu season for all regions, meanwhile, the occurrence frequency of the annual maximum precipitation during midnight to morning (0:00-8:00 Beijing time) in the stations over central Fujian and inland areas in Meiyu season is more than that in summer for the favorable conditions as cloud radiation and weak cold flow in the Meiyu season. However, the coastal stations show opposite features due to more typhoon cases and coastal rainstorms at summer night reinforced by the land-breeze convergence line. (2) For monthly distributions, the events are concentrated from May to September. At coastal stations, the precipitation occurrence frequency with the duration of 5-1440min shows double peak pattern with a primary peak in August and a secondary peak in June. At inland stations, the monthly occurrence frequency of the precipitation with the duration of less than 60min (more than 60min) shows double peak pattern with one in June and the other in August, (single peak with peak in June). At middle stations, the precipitation occurrence frequency with the duration less than 180min (more than 180min) shows single peak in August (double peaks with one in June and the other in August). Huanan quasi- stationary front being active in June and subtropical system being active in August lead to the double peak pattern over the coastal stations. The characteristic of Huanan quasi- stationary front also results in the precipitation frequency peak in June over the inland stations. Another peak in August of the precipitation with the durations of 5-60min over the inland stations is mainly due to the high precipitation efficiency caused by mixed cumulus, cold cumulus, and thick warm clouds. In the coastal

stations, the precipitation frequency in September is comparable to that in June and is more than that in May obviously. However, in the inland stations, the precipitation frequency in May is more than that in Jul-Sep. (3) For the decadal distributions, the decadal variation of the annual maximum precipitation in Fujian may be divided into four patterns as Strengthen-pattern, Weaken-pattern, Stabilized-pattern, and Polarized-pattern. The annual maximum rainfall with the duration more than 45min over most stations located at south to Mingjiang and east to mountain belt of central Fujian Province, or near the tributaries of upper Reaches of Mingjiang shows Strengthen-pattern. The station proportions of other patterns (Weaken-pattern and Stabilized-pattern and Polarized pattern) are less and mainly located in inland and middle areas of Fujian and seldom located in coastal regions. The climatic background of the decadal strengthening may be related to the decadal variations of the Australia anticyclone, Mascarene anticyclone and the vertical structure of Somalia cross-equatorial flow.

2. The spatial distributions of the annual maximum rainfall intensity are distinct.(1) Mean value of the annual maximum precipitation with the duration of 10-1440min shows the pattern of high in east and low in west with high (low) values mainly located at coastal areas (regions west to mountain belt of central Fujian Province). In addition, for the stations located in the regions east to mountain-belt of central Fujian Province, stations close to coastline show higher values than the stations far from the coastline. However, for precipitation with the duration of 5min, higher values are mainly located at regions north to Mingjiang River.(2) For spatial distribution of extreme maximum values, higher values for the precipitation with the duration of 5-min are mainly located at the regions north to Mingjiang River, which is similar to that of mean values; higher values for the precipitation with the duration of 30-240min are located at regions east to mountain belt of central Fujian Province and regions south to the upper reaches of Mingjiang, however, lower values are located at Northwest Fujian; the distribution of the precipitation with the duration of 360-1440min shows a pattern of 'quasi south-north' with higher values in east and west regions than that in the middle region and the highest values are mainly located at bell mouthed terrain with entrance toward south or southeast.(3) Factors affecting the spatial distributions of annual maximum rainfall intensity include weather system, topography, and configuration

of terrain and synoptic system. Mountain belt of central Fujian Province is the main factor of topography. For the regions east to Mountain belt of central Fujian Province, new historical record might be caused by typhoon circulation together with multiple factors as dry line at 500-700hPa levels, weak cold flow in boundary layer, and sea-land breeze convergence line, thus, the synoptic background as above should be focused on. However, for the regions west to the Mountain belt of central Fujian Province, new historical record might be caused by quasi- stationary front together with low pressure disturbance at the leeward slope, which is formed by southwest warm wet flow of levels from surface to boundary layer being blocked by Wuyi Mountain, thus the synoptic background should also be focused on.

Key words: Different short-period, Annual maximum rain intensity, Frequency, Huanan quasi- stationary front , Mountain belt of central Fujian Province.

doi: 10.3966/025400022018094603002