

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۷، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۱، شماره پیاپی ۱۰۷

H. Asakereh

حسین عساکره؛ دانشیار اقلیم شناسی گروه جغرافیای دانشگاه زنجان

E-mail: asakereh@Znu.ac.ir

شماره مقاله: ۸۸۰

شماره صفحه پیاپی ۱۸۶۶۰-۱۸۶۴۱

## تغییر پذیری سالانه آماره‌های بارش روزانه زنجان طی دهه‌های اخیر

### چکیده

تغییر پذیری عناصر اقلیمی علاوه بر بررسی میانگین و تغییرات آن، به وسیله آماره‌هایی نظیر انحراف معیار، ضریب تغییرات و... قابل برآورد است. در ادبیات اقلیم شناسی ایران، توجه به تغییرپذیری میانگین عناصر اقلیمی، در کانون توجه تحقیقات دهه‌های اخیر بوده است، در حالی که اندیشمندان اقلیم پژوه جهان، تمایل بیش‌تری بر مطالعه مشخصات تغییرپذیری و نیز توزیع فراوانی میانگین این عناصر دارند. در این تحقیق، ضمن ارائه یک الگوی بهینه برای مطالعه مشخصات و روند تغییرپذیری، مشخصات نسبی و مطلق تغییرپذیری و نیز مشخصات توزیع فراوانی بارش روزانه شهر زنجان برای دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ تحلیل شده است. هرچند بین بارش و مشخصات مزبور رابطه معنی داری وجود دارد، اما علی‌رغم تغییر محدود در میزان بارش، مشخصات توزیع فراوانی بارش کاسته نشده است. این امر بدین معنی است که بارش از سهم تمامی روزها کاسته شده است. از این رو، در بررسی کلی بارش در طی دوره آماری مورد بررسی، توزیع فراوانی بارش تغییر قابل توجه و معنی داری متحمل نشده است.

**واژه‌های کلیدی:** تغییر، تغییرپذیری، بارش روزانه، نمایه مطلق تغییرپذیری، نمایه نسبی تغییرپذیری، روند.

### مقدمه

شناخت جنبه‌های مختلف تغییر پذیری بارش از نیازهای علمی و عملی (به ویژه کشاورزی و آب شناسی) به شمار می‌آید. بدین علت تغییرپذیری بارش همیشه مورد توجه

اقلیم شناسان بوده است. برای مثال، کشف تغییرپذیری فصلی بارش در ایالات متحده (یو و چو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱: ۵۱-۶۶)، تحلیل روند بارش (گمر<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۰۴: ۳۹-۴۵) و روند شاخص های بارش در چین (کیان و لین<sup>۳</sup>، ۲۰۰۵: ۲۰۷-۱۹۳)، تاثیر نواحی شهری بر رژیم بارش نواحی خشک (شفر<sup>۴</sup> ۲۰۰۶: ۶۰۷-۶۲۸)، تحلیل روند فصلی عناصر عمده اقلیمی، از جمله بارش در دلتای یانگ تسه (چن<sup>۵</sup> و همکاران ۲۰۰۶: ۱۱-۲۳) از مهم ترین مطالعات دهه های اخیر در خصوص تغییر (پذیری) بارش است. تغییرپذیری بارش ایران نیز مورد توجه برخی اندیشمندان ایرانی قرار گرفته است. برای مثال، برخی اقلیم شناسان، رژیم بارش (کاویانی ۱۳۷۲)، توزیع زمانی بارش (غیور و مسعودیان ۱۳۷۸: ۱۹-۲۸)، روند بارش (غیور و مسعودیان، ۱۳۷۵: ۶-۲۶، عساکره، ۱۳۸۶: ۱۴۵-۱۶۴)، تعیین فصول بارشی و طبقه بندی آنها (مسعودیان و عطایی، ۱۳۸۴: ۱-۱۲) در سرتاسر ایران را مورد بررسی کرده اند. برخی مطالعات در مقیاس ناحیه ای و نقطه ای نیز انجام شده که به منظور رعایت ایجاز از ذکر آنها خودداری می شود. به هر حال، تحلیل تغییر پذیری بارش با مطالعه تمامی جنبه های تغییرپذیری، تصویری روشن تر، از وضعیت زمانی بارش ارائه می دهد (عساکره، ۱۳۸۷ الف: ۷۱-۸۴).

تغییرپذیری متغیری نظیر بارش به روش های مختلفی قابل برآورد و بررسی است. برای مثال، تغییرپذیری میانگین، ناپایداری پراش و چگونگی توزیع فراوانی بارش از شاخص های عمده تغییر پذیری به شمار می آیند. تغییر توام یا منفرد این مشخصه ها مفاهیم مختلفی دربر خواهد داشت. مطالعه تغییر توام این شاخص ها، به ویژه برای بارش های فرین<sup>۶</sup> در سطح جهانی به وسیله اندیشمندان پرشماری انجام شده است. برای مثال، به بن گای<sup>۷</sup> و همکاران (۱۹۹۸: ۱۷۷-۱۹۰)، فولر و کیلسبی<sup>۸</sup> (۲۰۰۳: ۱۳۳۴-۱۳۱۳)، شونوایزه<sup>۹</sup> و همکاران (۲۰۰۳:

- 
- 1- Ye and Cho
  - 2- Gemmer
  - 3- Qian and Lin
  - 4- Shepherd
  - 5- Chen
  - 6- Extreme
  - 7- Ben-Gai
  - 8- Fowler and Kilsby

تغییر پذیری سالانه آماره‌های بارش روزانه زنجان طی دهه‌های اخیر / ۱۶۳

۲۴۵-۲۵۰)، آنکازویچ<sup>۱۰</sup> و همکاران (۲۰۰۴: ۱۰۳-۱۰۹) و ترومل و شوانویزه<sup>۱۱</sup> (۲۰۰۴: ۲۹-۳۹) می‌توان اشاره نمود، اما در ایران تغییرات توام این شاخص‌ها کم‌تر در معرض توجه بوده است. در این خصوص، برای مثال می‌توان به عساکره (۱۳۸۷الف: ۸۴-۷۱) اشاره نمود.

## ۱- داده‌ها

در این تحقیق، بارش روزانه ایستگاه زنجان برای دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ تحلیل شد. با استفاده از آمار روزانه، مشخصات تغییرپذیری بارش هر سال استخراج گردید. به منظور تحلیل مشاهدات و براساس توصیه کارل<sup>۱۲</sup> و همکاران (۱۹۹۹: ۳-۷) مقادیر بارش کم‌تر از ۱ میلی متر، معادل صفر در نظر گرفته شد. سپس کلیه تحلیل‌ها بر روی بارش روزهای توام با بارندگی بیش از ۱ میلی متر انجام گردید.

## ۲- روش‌ها

در این پژوهش به منظور ردیابی تغییر (پذیری) بارش شهر زنجان مراحل نظام‌دار توصیف، تحلیل روند و نیز تحلیل روابط به شرح زیر انجام شد:

۱- در ابتدا مشخصات توصیفی بارش‌های روزانه برای هر سال و طی دوره آماری ۲۰۰۶-۱۹۶۱ برآورد گردید. مجموع بارش سالانه، گویای سهم هر سال از سیستم‌های باران زاست. بدین منظور، جمع بارش هر سال زنجان طی دوره آماری به عنوان اولین مشخصه توصیفی محاسبه شد. سپس با استفاده از تکنیک تحلیل طیفی، توزیع پراش در امتداد تمامی طول موج‌های سری زمانی محاسبه شد. در تکنیک تحلیل طیفی ابتدا سری‌های زمانی به تابع بسامدی (به صورت تابعی دوره‌ای<sup>۱۳</sup> با دامنه<sup>۱۴</sup> و فراوانی<sup>۱۵</sup>) تبدیل می‌شود. سپس این تابع به

---

9- Schonwiese

10- Unkasevic

11- Tromel and Schonwiese

12- Karl

13- Periodic

14- Amplitude

15- Frequency

لحاظ معنی داری آماری بررسی می‌گردد. روش‌های پرشمار و متنوعی برای تبدیل سری زمانی به بسامد و نیز محاسبه معنی داری هر بسامد وجود دارد (برای مثال، رک شیکدanz و بون<sup>۱۶</sup> ۱۹۷۷، ۳۵۹-۳۶۷). در این نوشتار برای محاسبه و ترسیم طیف، از روش بلاکمن و توکی<sup>۱۷</sup> (۱۹۵۸: ۱-۱۹۰) و برای ترسیم مرز معنی داری از روش توصیه شده به وسیله میچل<sup>۱۸</sup> و همکاران (۱۹۶۶: ۳۳-۴۶) بهره گرفته شده است.

هرچند شاخص مجموع بارش معیار خوبی از وضعیت بارش سالانه است، اما قادر به ارائه اطلاعات کافی درباره تغییرپذیری و چگونگی توزیع مقادیر نیست. لذا لازم است مشاهدات به لحاظ شدت نوسان بررسی و مقایسه شوند. در واقع شاخص، پراکندگی به عنوان دومین مشخصه توصیفی بارش همراه مجموع بارش، اطلاعات مناسب‌تری از مشخصات آماری بارش ارائه می‌کند. در تحلیل‌های اقلیم‌شناختی، تغییر (پذیری) عناصری نظیر بارش با عبارات و شاخص‌های مطلق نظیر، انحراف معیار ( $SD$ )<sup>۱۹</sup>، میانگین قدر مطلق انحراف از میانگین ( $AMD$ )<sup>۲۰</sup> و میانگین قدر مطلق تغییر پذیری سالانه ( $MAIV$ )<sup>۲۱</sup> به شرح زیر بیان می‌شود (آنکازویچ<sup>۲۲</sup> و همکاران ۲۰۰۴: ۱۰۶):

$$(۱) SD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

$$(۲) AMD = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}|}{n-1}$$

$$(۳) MAIV = \frac{\sum_{i=2}^n |x_i - x_{i-1}|}{n-1}$$

- 
- 16- Schickedanz and Bowen  
 17- Blackman and Tukey  
 18- Mitchel  
 19- Standard Deviation  
 20- Absolute Mean Deviation  
 21- Mean Absolute Interannual Variability  
 22- Unkasevic

هر عنصر اقلیمی ( $X$ ) با دو فراسنج موقعیت ( $\mu$ ) و مقیاس ( $\sigma$ ) دارای توزیع احتمالی با تابع توزیع زیر است (رودریگو<sup>۲۳</sup>: ۲۰۰۲: ۱۹۵):

$$(۴) F(x) = p\{X \leq x\}$$

در حالتی که  $F$  از توزیع نرمال تبعیت کند، پارامتر موقعیت، منطبق بر میانگین و پارامتر مقیاس منطبق بر انحراف معیار است. برای بررسی رخداد تغییر (پذیری)، در هر عنصر می‌باید این دو فراسنج در معرض توجه قرار گیرند. برای مثال، تغییر در تابع توزیع  $F$  و جا به جایی آن، موجب تغییر  $\bar{x}$  و تغییر مقیاس آن موجب تغییر  $SD$  می‌شود. بنابراین، محاسبه تغییرات زمانی  $SD$  و حالات مختلف آن قادر است تصویری آشکار از تغییرات توزیع احتمال بارش را ارائه نماید (آنکاسویچ و همکاران ۲۰۰۵: ۲۰۲). با این وصف، چون فرض نرمال بودن بر هر سری زمانی منطبق نیست، از آماره‌های دیگر نیز بهره گرفته می‌شود.

وقتی سه شاخص فوق (فرمول ۱ تا ۳) بر میانگین ( $\bar{x}$ ) تقسیم و به درصد بیان می‌شوند، سه تعبیر نسبی برای تغییرپذیری ارائه خواهد شد. در این حالت تغییر پذیری نسبت به میانگین سنجیده می‌شود. از این رو بعضاً از شاخص مطلق کوچک، شاخص نسبی متناظر بزرگ‌تری مورد انتظار است. سه شاخص نسبی با نام‌های ضریب تغییرات ( $CV$ )<sup>۲۴</sup>، تغییرپذیری نسبی ( $RV$ )<sup>۲۵</sup> و درصد تغییر سال به سال ( $PIV$ )<sup>۲۶</sup> خوانده می‌شوند (آنکاسویچ و رادینویچ<sup>۲۷</sup>: ۲۰۰۰: ۲۴۲):

$$(۵) CV = \frac{SD}{\bar{x}} \times 100$$

$$(۶) RV = \frac{AMD}{\bar{x}} \times 100$$

$$(۷) PIV = \frac{MAIV}{\bar{x}} \times 100$$

23- Rodrigo

24- Coefficient of Variability

25- Relative Variability

26- Percentage Interannual Variability

27- Unkasevic and Radinovic

سومین مشخصه‌های توصیفی، شاخص‌های شکل توزیع فراوانی هستند که میزان و نحوه توزیع داده‌ها را نشان می‌دهند. میزان و نحوه تقارن توزیع داده‌ها به وسیله شاخص‌هایی نظیر شاخص بهنجاری<sup>۲۸</sup>، چولگی<sup>۲۹</sup> و کشیدگی<sup>۳۰</sup> بررسی می‌شود.

لاندزبرگ<sup>۳۱</sup> (۱۹۵۱: ۷-۱۴) معتقد است که شاخص بهنجاری (فرمول ۸) برای مشاهدات با توزیع فراوانی متقارن حدود ۱/۱۲۹ است. با انحراف این نسبت از این مقدار مشاهدات از توزیع نرمال فاصله خواهند گرفت. مقادیر کم‌تر از ۱/۱۲۹ نشانه فزونی رویدادهای کم مقدار و مقادیر بالاتر از ۱/۱۲۹ نشانه فزونی رویدادهای پرمقدار در مشاهدات است.

$$(۸) N = \frac{MAIV}{SD}$$

هرگاه تعداد مشاهدات بالاتر از میانگین بیش از تعداد مشاهدات پایین‌تر از میانگین باشد و یا برعکس، تعداد مشاهدات پایین‌تر از میانگین بیش از تعداد مشاهدات بالاتر از میانگین باشد، داده‌ها چوله خواهند بود و اگر این دو، برابر باشند، مشاهدات را متقارن گویند. حالت اول را چوله به چپ، حالت دوم را چوله به راست و حالت سوم را توزیع متقارن گویند. محاسبه میزان چولگی براساس فرمول‌های مختلف امکان پذیر است. برای مثال، با استفاده از گشتاور مرتبه سوم به مبدأ میانگین و انحراف معیار ( $SD$ ) می‌توان ضریب چولگی را به شرح زیر محاسبه نمود (روجرسون<sup>۳۲</sup> ۲۰۰۶: ۳۱):

$$(۹) Sk = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{SD}$$

از آنجا که  $SD$  مثبت است، مخرج فرمول فوق همواره مثبت خواهد بود، اما صورت کسر می‌تواند مثبت یا منفی باشد. به دلیل عمل مکعب‌گیری، انحراف‌های  $(x_i - \bar{x})$  بزرگ و مثبت گویای چولگی به چپ توزیع فراوانی و بیانگر این واقعیت است که اکثر مقادیر،

28- Normality Index

29- Skewness

30- Kurtosis

31- Landsberg

32- Rogerson

بزرگ تراز میانگین هستند. اگر بیش‌تر انحراف‌های بزرگ منفی باشند، بیان گر چولگی به راست توزیع فراوانی مشاهدات و بیانگر این واقعیت است که اکثر فراوانی مقادیر، کوچک‌تر از میانگین اند. اگر مقادیر مجموعه داده‌ها حول میانگین متقارن باشند، چولگی برابر صفر خواهد بود.

کشیدگی یک توزیع عمدتاً بر مبنای توان چهارم انحراف مقادیر از میانگین و توان چهارم انحراف معیار به دست می‌آید. ضریب کشیدگی گشتاوری را می‌توان به شکل زیر محاسبه نمود (روجرسون ۲۰۰۶: ۳۲):

$$K_u = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{SD} - 3 \quad (۱۰)$$

کشیدگی بیانگر به اوج رسیدگی است، زیرا اگر انحراف مقادیر مشاهدات از مقدار میانگین کاهش یابد، گشتاور مرتبه چهارم سریع‌تر از گشتاور مرتبه دوم به سمت صفر میل می‌کند و لذا کشیدگی سریع‌تر به سمت صفر میل می‌کند. برعکس، هر گاه انحرافات از میانگین افزایش یابد، گشتاور مرتبه چهارم و لذا کشیدگی سریع‌تر از گشتاور مرتبه دوم به سمت بی‌نهایت میل می‌کند. به وسیله کشیدگی، بزرگی مقادیر یک توزیع که در بخشی از توزیع فراوانی متمرکز شده‌اند، قابل اندازه‌گیری است؛ مثلاً اگر حجم زیادی از یک توزیع در یک نقطه تمرکز یابد، گفته می‌شود که توزیع افراشته است (ضریب کشیدگی کوچک). واضح است که انحراف‌های بزرگ‌تر از میانگین در مقایسه با انحراف‌های کوچک‌تر از میانگین، گویای کشیدگی (ضریب کشیدگی بزرگ) است. برای توزیع‌های کاملاً قرینه میزان کشیدگی برابر ۳ است. در معادله ۱۰ عدد ۳ از بخش اول معادله کم شده تا در توزیع متقارن، مقداری نزدیک به صفر حاصل آید. به این ترتیب کشیدگی مثبت تجمع داده‌ها حول محور تقارن و کشیدگی منفی تجمع داده‌ها حول محور طول‌هاست.

۲- در مرحله دوم تغییرات زمانی هریک از نمایه‌های فوق با استفاده از تحلیل همبستگی و رگرسیون هر فراسنج ( $Z$ ) با زمان ( $t$ ) و براساس فرض خطی بودن این رابطه‌ها برآورد و

تحلیل شد. متداول‌ترین شاخص مورد استفاده همبستگی، ضریب همبستگی گشتاوری پیرسون است که به صورت زیر برآورد می‌شود (ویسبرگ<sup>۳۳</sup> ۲۰۰۵: ۲۱):

$$(11) r_{xy} = \frac{\sum_{r=1}^n (t_i - \bar{t})(Z_i - \bar{Z})}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (t_i - \bar{t})^2 \sum_{i=1}^n (Z_i - \bar{Z})^2}}$$

وقتی مقادیر زمان ( $t$ ) و فراسنج ( $Z$  در این جا بارش) با هم تغییر کنند، بالاترین ضریب ممکن (شاخص عددی +۱) و ضریب همبستگی کامل و مثبت بین متغیرها حاصل می‌شود. ضریب همبستگی ۱- نشان دهنده رابطه کامل و منفی اس؛. به این معنی که بین دو متغیر رابطه معکوس وجود دارد. اگر ضریب همبستگی زمان و نمایه صفر باشد، گفته می‌شود آن دو متغیر ناهمبسته‌اند.

اگر دو متغیر همبسته باشند، بهترین رویه نمایش نحوه و میزان تغییر توام آنها، استفاده از تحلیل رگرسیون است. الگوهای رگرسیون از روش‌های پر کاربرد در تحلیل روند است. یکی از روش‌های تحلیل روند سری‌های زمانی، به کارگیری الگوهای رگرسیون خطی است. در این الگو فرض بر این است که سری‌های زمانی حاوی روند خطی هستند. اگرچه این فرض همیشه صادق نیست، اما قادر است تصویری هرچند کلی از رفتار سری‌های زمانی ارائه نماید. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت زیر بیان می‌شود (عساکره ۱۳۸۷: ۵):

$$(12) Z_t = a + bt + e_t$$

در اینجا  $Z_t$  متغیر اقلیمی،  $t$  زمان ( $t = 1, 2, \dots, n$ )،  $a$  عرض از مبدأ،  $b$  شیب خط (متوسط تغییر به ازای زمان) و  $e_t$  خطا (باقیمانده یا انحراف)‌های برآورد خوانده می‌شود.  $a$  و  $b$  را ضرایب رگرسیون گویند. این الگو به منظور تصویر تغییرات تدریجی، خطی راست از میان داده‌ها برازش می‌دهد (کرایر، ترجمه نیرومند ۱۳۷۸: ۳۴).

۳- در مرحله سوم با فرض وجود رابطه خطی بین شاخص‌های تغییرپذیری با بارش، رابطه هریک از شاخص‌های پراکندگی و توزیع فراوانی بارش با میزان بارش سالانه و نیز رابطه



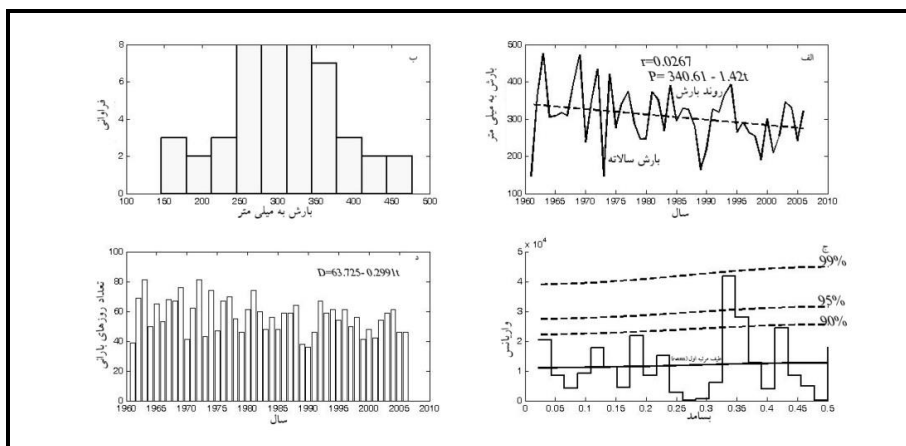
تغییر پذیری سالانه آماره‌های بارش روزانه زنجان طی دهه‌های اخیر / ۱۶۹

شاخص‌های پراکندگی و توزیع فراوانی برآورد گردید. بدین ترتیب، روابط بارش با هریک از حالاتش بر اساس روش همبستگی و با تحلیل رگرسیون در معرض تحلیل قرار گرفت.

### ۳- بحث

#### ۳-۱- توصیف مشخصات بارش شهر زنجان

میانگین مجموع بارش سالانه شهر زنجان طی دوره آماری مورد بررسی حدود ۳۰۷/۱ میلی متر است. شکل ۱ الف مشخصات بارش سالانه شهر زنجان را نشان می‌دهد. چنان‌که دیده می‌شود، طی سال‌های ۱۹۶۱-۱۹۷۵ (پانزده سال) دامنه تغییرات (اختلاف بیشینه و کمینه) بارش بسیار زیاد و پس از آن دامنه بسیار کمتر است. میانگین بارش طی دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۷۵ حدود ۳۳۰/۳ میلی متر و طی دوره آماری ۱۹۷۶-۲۰۰۶ (۳۱ سال) حدود ۲۹۵/۸ میلی متر بوده است. از این رو، به نظر می‌رسد که روند بارش کاهشی بوده است، ولی معادله خط نشان می‌دهد که روند کاهشی به طور متوسط حدود ۱/۴ میلی متر در سال و فاقد معنی آماری است. این رابطه با ضریب تعیین ۳/۶٪ مشخص شده است. از این رو، می‌توان استنباط نمود که این روند احتمالاً به خاطر تغییر سطح بارش در طی دو دوره فوق‌الذکر است.



شکل (۱): مشخصات توصیفی بارش سالانه زنجان طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ (مآخذ نگارنده)

باین وصف، توزیع بارش در طی دوره آماری تقریباً متقارن به نظر می‌رسد؛ چه، دوره‌های پرباران و کم باران تقریباً به یک اندازه رخ داده‌اند. این ویژگی را می‌توان از شکل ۱ ب (بافتنگار مجموع بارش سالانه) استنباط نمود، ولی واضح است که این تقارن در سرتاسر سری و نه در مقاطع مختلف دیده می‌شود؛ چراکه تقارن، حاصل تفاوت دو دوره فوق‌الذکر و نه تفاوت سال به سال بارندگی است. بنابراین و به منظور آزمون دوره‌های سالانه از تکنیک تحلیل طیفی بهره گرفته شد. در واقع، تحلیل طیفی در این مطالعه قادر است چرخه‌های بارش سالانه را استخراج نماید. نتایج محاسبات به صورت ترسیمی و در شکل ۱ ج ارائه و برای سطح اعتماد ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد (منحنی‌های خط چین) آزمون شده است. چنان‌که دیده می‌شود، شکل ۱-ج حاکی از معنی داری بسامدهای نسبتاً بالاست. براساس این شکل بسامد  $0/32609$ ؛ یعنی دوره بازگشت حدود ۳ ساله و در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنی دار است. بدین ترتیب، سال‌های همسان با بسامد بالا تکرار و دوره‌های همسان، مجاور هم قرار می‌گیرند. این امر شاهدی دیگر بر ادعای تقارن در کل دوره و نه در مشاهدات سال به سال است.

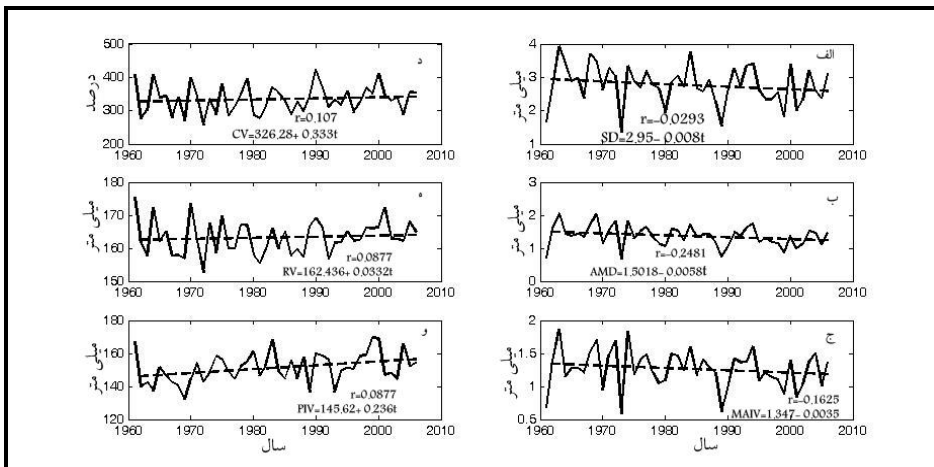
مشخصات روزهای بارانی در شکل ۱د ارائه شده است. چنان‌که در شکل دیده می‌شود، روزهای بارانی در طول دوره آماری از رفتار کاهشی درخور توجهی برخوردار بوده است. به طور واضح روزهای بارانی به طور متوسط و تقریبی هر ده سال ۳ روز کاهش داشته است. چنان‌که دیده می‌شود، علاوه بر این روند، یک اختلاف سطح در تعداد روزهای بارانی سال‌های قبل و بعد از سال ۱۹۸۲ رخ می‌دهد. از ابتدای دوره آماری تا سال ۱۹۸۲ به طور متوسط حدود ۶۱ روز بارانی در سال و از ۱۹۸۳ به بعد متوسط روزهای بارانی حدود ۵۲ روز در سال بوده است. بنابراین، کاهش توام مقدار بارندگی و روزهای توام با بارش، گویای تغییر توزیع زمانی بارش در هر سال نیز هست. باین وصف، از آن‌جا که کاهش بارندگی کم و فاقد معنی آماری است، می‌توان استنباط کرد که بارش طی روزهای محدودی به وقوع می‌پیوندد.

### ۳-۲- روند آماره‌های تغییرپذیری بارش

مشخصات سال به سال تغییرپذیری روزانه بارش برای تمامی شاخص‌های مطلق و نسبی در شکل ۲ ارائه شده است. در این شکل معادله رگرسیون برای هر شاخص با زمان ( $t$ ) و ضریب همبستگی ( $r$ ) آن نشان داده شده است. مشخصات تغییرپذیری مطلق بارش از سالی به سال دیگر متفاوت است. وقتی این تغییر (پذیری) در ارتباط با میزان بارش سالانه در معرض توجه قرار گیرد (مشخصات نسبی)، دانسته‌های پر ارزشی ارائه خواهد نمود. براساس شکل ۲ به مشخصات و روند تغییر پذیری بارش خواهیم پرداخت:

شکل ۲ الف تغییرات انحراف معیار روزانه برای هر سال را نشان می‌دهد. از این شکل می‌توان مشاهده نمود که سالانه به طور متوسط حدود  $0/01$  میلی متر از انحراف معیار کاسته می‌شود. در واقع، همانند و همراه با میزان بارش، میزان انحراف معیار نیز تغییر می‌یابد. با این وصف، اولاً رابطه  $SD$  با زمان و نیز ضریب همبستگی این دو فاقد معنای آماری است. با تبدیل این شاخص به یک نسبت از میانگین ( $CV$ ) می‌توان مشاهده نمود (شکل ۲ د) که هرچند تغییرپذیری مثبت در روند این متغیر وجود دارد، اما از آنجا که این روند فاقد معنای آماری است، همچنان ثبات نسبی در تغییرپذیری بارش قابل استنباط است.

تغییرات زمانی قدرمطلق انحرافات از میانگین ( $AMD$ ) در شکل ۲ ب ارائه شده است. می‌دانیم که  $AMD$  متوسط قدر مطلق نوسان‌های حول میانگین را نشان می‌دهد. دیده می‌شود که این شاخص نیز با روندی حدود  $0/006$  میلی متر در سال کاهش می‌یابد. با این وصف، این کاهش فاقد معنای آماری است. لذا این شاخص نیز حاکی از ثبات تغییرات بارش است. با مقایسه این شاخص و مقدار نسبی آن در شکل ۲ ه می‌توان دید که با وجود تغییر علامت رابطه، همچنان ثبات در تغییرپذیری قابل استنباط است. این وضعیت را می‌توان در ضریب همبستگی نیز مشاهده نمود.



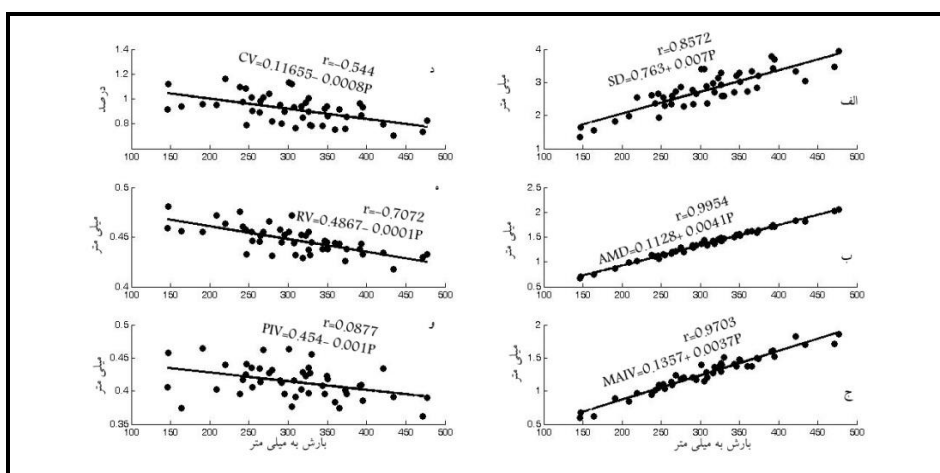
شکل ۲: رفتار بلند مدت تغییرپذیری بارش زنجان طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ (مآخذ نگارنده)

میانگین قدر مطلق تغییر سال به سال ( $MAIV$ ) نیز متوسط قدرمطلق بارش از یک روز به روز دیگر را برای هر سال نشان می‌دهد. این تغییر (پذیری) در طی دوره آماری برای هر سال محاسبه و در شکل ۲ ج ارائه شده است. این مشخصه بیان می‌دارد که هر روز نسبت به روز قبل یا بعد خود به طور متوسط چقدر اختلاف بارش داشته است. چنان که در شکل دیده می‌شود، این مشخصه با روند کاهشی حدود  $0/004$  میلی متر رخ می‌دهد.

رابطه مشخصات نسبی تغییرپذیری با زمان، اگرچه رفتاری متفاوت، ولی با قدر مطلق بزرگ‌تر را تجربه کرده‌اند، اما تمامی این رفتارها (برای شاخص‌های نسبی و مطلق) فاقد معنای آماری‌اند. بنابراین، به خوبی می‌توان دریافت که هرچند طی دهه‌های گذشته، تغییرپذیری روز به روز با روندگی طی دوره آماری روند معنی داری نداشته است. لذا می‌توان دریافت که میزان بارش از سهم تمامی روزهای سال کاسته شده و تمامی روزها از خشکی سهمی نسبتاً یکسان داشته‌اند و روزهای همراه با بارش به سمت تشابه با روزهای فاقد بارش سوق یافته‌اند. بدین ترتیب، حتی کاهش تعداد روزهای بارانی نیز موجب تولید روند نشده است؛ چرا که توام با کاهش تعداد روزهای بارانی مقدار بارش در روزهای بارانی نیز کاهش یافته است؛ به طوری که روند قابل تشخیص در مشاهدات وجود ندارد.

### ۳-۳- رابطه بارش با آماره‌های پراکنندگی

شکل ۳ رابطه بارش (محور طولی) با مشخصات تغییرپذیری بارندگی (محور عرضی) را نشان می‌دهد. در هر یک از اشکال معادله رگرسیون برای هر عنصر با بارش سالانه ( $P$ ) و ضریب همبستگی ( $r$ ) ارائه شده است. دیده می‌شود که با افزایش بارندگی، مشخصه‌های تغییرپذیری مطلق با روابط نسبتاً قوی و مثبت تغییر می‌یابد، در حالی که این روابط برای مشخصه‌های تغییرپذیری نسبی ضعیف‌تر و منفی است؛ به طوری که مشخصات تغییرپذیری نسبی با افزایش بارندگی کاهش می‌یابند. ضریب همبستگی بین میزان بارش و انحراف معیار سالانه ۰/۸۵۷ و ضریب تعیین نیز حدود ۷۳٪ برآورد شده است. با این وصف، از آن‌جا که در شکل ۱ نیز نشان داده شد، بارش روند معنی داری را تجربه نکرده است، لذا تغییرات محدود بوده است. توجه به میزان تغییرات و محور طولی این نمودارهای شکل ۳ گواهی بر این مدعاست. بنابراین، وجود همبستگی قوی در مورد افت و خیز بارش و به تبع آن مشخصه‌های تغییرپذیری صادق است.



شکل ۳: رابطه خطی بارش و تغییر پذیری روزانه آن در زنجان طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶

(مآخذ نگارنده)

شایان توضیح است که در خصوص تغییر مقدار بارش و انحراف معیار آن، حالات مختلفی می‌توان متصور شد. برای مثال، در یک حالت، اگر میانگین کاسته شود، ولی انحراف

معیار ثابت بماند، فراوانی روزهای توام با بارش کاسته می‌شود. درحالت دیگر، اگر میزان بارش و انحراف معیار هر دو کاسته شوند، اختلاف روزها به لحاظ بارش دریافتی نیز کاسته خواهد شد. حالات دیگر را می‌توان به همین منوال متصور شد.

از روی شکل ۱ الف می‌توان استنباط نمود که ضمن کاهش بارندگی، تفاوت روز به روز بارش نیز کاهش یافته است. به عبارت دیگر، روزهای سال به لحاظ دریافت بارش به هم شبیه شده‌اند. به منظور داوری علمی در این خصوص، اشکال قبلی را با هم مقایسه کنید. همان گونه که دیده می‌شود، کاهش روزهای بارانی توام با ثبات انحراف معیار و میزان بارش به مفهوم کاهش بارندگی طی تمامی روزهای توام با بارش است. باید توجه داشت که چون مقادیر بارش‌های بزرگ‌تر در ابتدای دوره آماری رخ داده است، انتهای دوره آماری با کاهش انحرافات مطلق همراه بوده است. مسیر تغییر (پذیری) نسبی به سمت تجانس روزهای بارانی و کم بارش است. مجدداً تاکید می‌شود که تغییرات مزبور فاقد معنای آماری است.

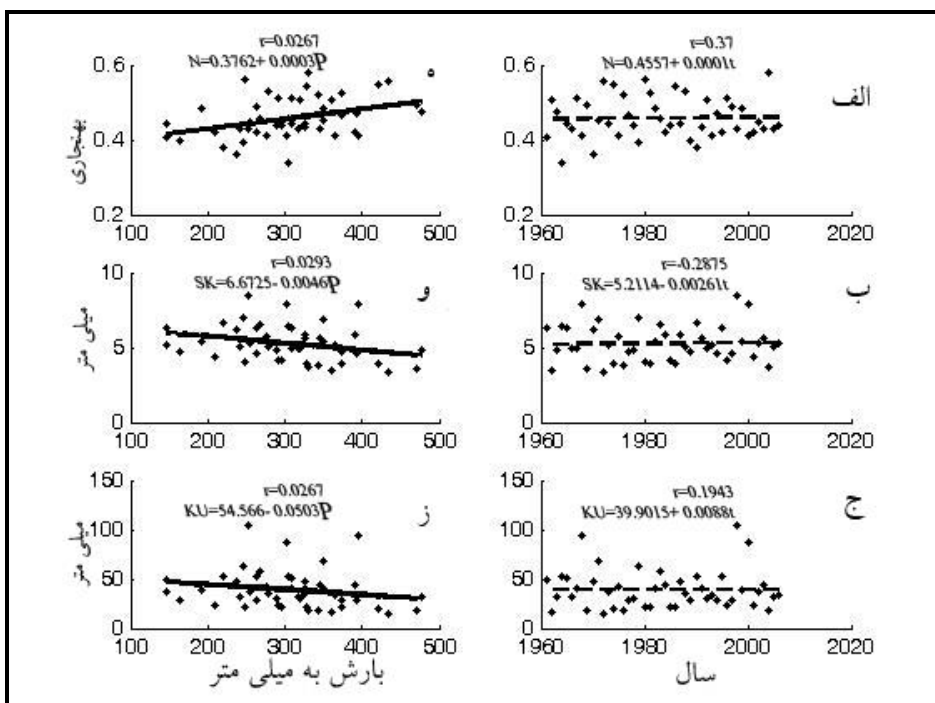
### ۳-۴- توزیع فراوانی بارش

سه مشخصه برای توصیف توزیع فراوانی بارش ارائه شده است. این سه مشخصه در شکل ۴ (الف تا ج) ارائه شده‌اند. دیده می‌شود (شکل ۴ الف) که شاخص بهنجاری سه فاز نسبتاً مشخصی را تجربه نموده است. فاز نخست از ۱۹۶۱ تا ۱۹۷۰ با دامنه بزرگ، فاز دوم در دوره ۱۹۷۱-۱۹۸۸ با مقادیر و دامنه بالا و نیز فاز سوم با دامنه و مقادیر کم تر، طی دوره ۱۹۸۹-۲۰۰۶ رخ داده است، اما عموماً این مقادیر، از شاخص بهنجاری بسیار پایین‌تر هستند. بزرگ‌ترین مقدار، در سال ۲۰۰۴ حدود ۰/۵۸ بوده است. عموماً رفتار بلندمدت نیز از ثبات برخوردار است.

همان گونه که در شکل ۴ ب دیده می‌شود، چولگی بارش روزانه برای هر سال با افت و خیز زیاد، به ویژه در ابتدا و انتهای دوره آماری، فاقد روند معنی‌دار آماری است. با این وصف و چنان که انتظار می‌رود، مقادیر چولگی در تمامی سال‌ها مثبت است. این امر شاهدی دیگر بر فراوانی بارش‌های کم مقدار نسبت به بارش‌های پرمقدار است. چنان که دیده

تغییر پذیری سالانه آماره‌های بارش روزانه زنجان طی دهه‌های اخیر / ۱۷۵

می‌شود، میانه دوره مورد بررسی با مقادیر کم، بین دو دوره با مقادیر بزرگ است. از این رو، در انتهای دوره آماری، میزان چولگی مثبت، بسیار بزرگ‌تر شده است. بدین دلیل فراوانی روزهای خشک بیش‌تر شده است.



شکل ۴: رفتار بلند مدت توزیع فراوانی بارش زنجان طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ (مآخذ نگارنده)

کشیدگی بارش روزانه برای سال‌های دوره آماری مورد بررسی (شکل ۴ ج) الگویی مشابه الگوی چولگی ارائه می‌دهد. با این تفاوت که مقادیر کشیدگی بسیار بزرگ‌تر از مقادیر برآورد شده برای چولگی است (محورهای عمودی دو نمودار را مقایسه کنید). به نظر می‌رسد که بین این دو متغیر رابطه وجود نداشته باشد؛ چه، ضریب همبستگی این دو حدود ۰/۰۲۹ است. این امر گویای این واقعیت است که با تغییرات چولگی، میزان کشیدگی متاثر نمی‌شود، اما از آن‌جا که همزمان با دو نقطه اوج کشیدگی، چولگی نیز فزونی یافته، استنباط

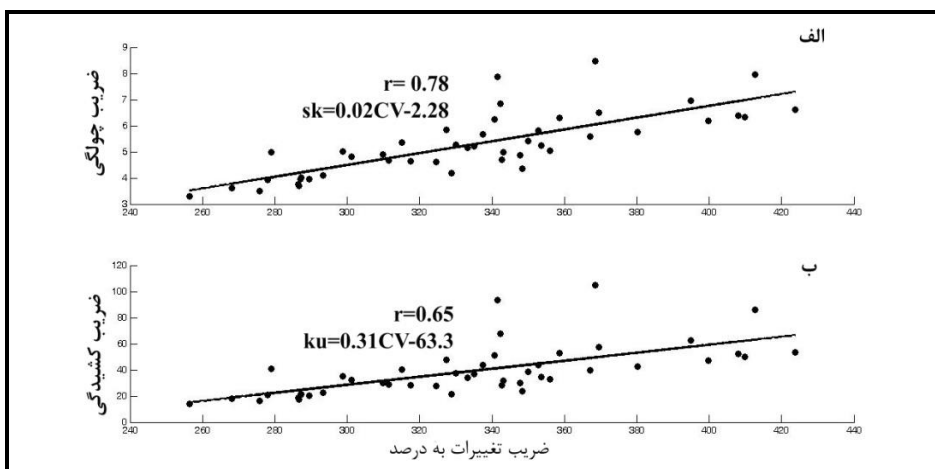
احتمالی این است که این دو فراسنج در حالات فرین بارش با یکدیگر تغییر می‌یابند. هرچند این امر منطقی به نظر می‌رسد، اما فقدان شواهد کافی در طول دوره آماری امکان صدور حکم قطعی را محدود می‌سازد.

از روی شکل ۴ تا ۵ می‌توان مشاهده نمود که تغییرات مشخصه‌های شکل توزیع بارندگی، با میزان بارش رابطه ضعیف دارد. در واقع، تغییرات بسیار بزرگ در میزان بارش، تغییرات بسیار کوچکی در توزیع فراوانی بارش ایجاد خواهد نمود. از این رو، می‌توان استنباط کرد که توزیع فراوانی بارش طی دوره آماری مورد بررسی ایستا بوده است.

### ۳-۵- روابط توزیع فراوانی و توزیع شکل بارش

به منظور تعیین روابط توزیع فراوانی و توزیع شکل بارش برای مثال، روابط ضریب تغییرات و ضریب چولگی، ضریب تغییرات و ضریب کشیدگی در معرض تحلیل قرار گرفت. شکل ۵ این دو رابطه خطی را نشان می‌دهد. چنان‌که دیده می‌شود، برای هر دو ضریب چولگی و کشیدگی یک رابطه خطی قوی و مثبت با ضریب تغییرات وجود دارد. در واقع، با افزایش ضریب تغییرات، توزیع فراوانی بارش از حالت نرمال انحراف می‌یابد. با آنکه روابط فوق معنی‌دار است، اما رابطه ضریب چولگی و ضریب تغییرات قوی‌تر است. به عبارت دیگر، با افزایش تغییرات در بارندگی، رویدادهای بارشی به سمت بارش‌های کم تمایل می‌یابد. این امر بیان‌گر و موید واقعیت مطالب پیش‌گفته است که تغییرات بارش به فزونی روزهای کم باران منجر می‌شده است. به طور واضح، هرگاه ضریب تغییرات کم می‌شده، چولگی نیز کاهش می‌یافته و به سمت توزیع یکنواخت‌تر و کشیدگی کم‌تر (یعنی تشابه روزها) پیش‌می‌رفته است.





شکل ۵: رابطه ضریب تغییرات با ضریب چولگی (الف) و ضریب کشیدگی (ب) بارش زنجان طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ (مآخذ نگارنده)

### نتیجه گیری

توجه به تغییر مقادیر و توزیع فراوانی عناصر اقلیمی از کانون‌های توجه اندیشمندان اقلیم شناس است؛ چه، از تغییر توام یا یگانه این مشخصه‌ها مفاهیم مختلف و متنوعی قابل تصور است. از این رو، در این تحقیق با استمداد از روابط موجود بین نمایه‌های مطلق و نسبی تغییرپذیری و شاخص‌های شکل با زمان و نیز با میزان بارش به تحلیل تغییر (پذیری) بارش شهر زنجان پرداخته شد. بر این اساس، نتایج زیر از این تحقیق حاصل گردید:

۱- بارش شهر زنجان دو فاز طی دوره پانزده ساله ۱۹۷۵-۱۹۶۱ (پربارش) و ۳۱ ساله ۲۰۰۶-۱۹۷۶ (کم بارش) و دوره تناوب حدود ۳ ساله را تجربه کرده است. بر این اساس، معلوم شد که سال‌های تر و سال‌های خشک در مجاور یکدیگر قرار می‌گیرند. همچنین، روند عمومی بارش و روزهای بارانی کاهش، اما فاقد معنای آماری است. بنابراین، علاوه بر کاهش بارندگی، سهم روزهای هر سال از بارش نیز کاسته شده است. از این رو علی‌رغم کاهش بارندگی طی دوره آماری تغییرپذیری بارش روز به روز، طی سال‌های مختلف فاقد روند معنی داری است؛ بدین معنی که کاهش بارندگی از روزهای بارانی موجب تشابه

بیش تر تمامی روزهای سال به لحاظ کمبود بارش است. این ویژگی‌ها شواهدی بر تغییرپذیری و نه تغییر در بارش زنگان است.

۲- توزیع فراوانی بارش طی دوره آماری فاقد تغییر بوده است. لذا می‌توان استنباط نمود که فراوانی بارش‌های کم و زیاد تغییر معنی داری نداشته است. این امر شاهد دیگری است بر این که روزهای کم باران و پر باران تقریباً به طور مشابه متحمل تغییر شده‌اند. از این رو، تفاوت‌های روز به روز کم تر است، ولی پدیده خشکی روند فراگیری برای تمامی روزهای سال بوده است.

## منابع

- ۱- عساکره، حسین، (۱۳۸۶)، «تغییرات زمانی - مکانی بارش ایران زمین طی دهه‌های اخیر»، مجله جغرافیا و توسعه، سال پنجم، شماره ۱۰. صص ۱۶۴-۱۴۵
- ۲- عساکره، حسین، (۱۳۸۷) الف، " تغییرات مکانی الگوهای توزیع فراوانی بارش ایران زمین " مجله نیوار شماره ۶۸ و ۶۹. صص ۸۴-۷۱
- ۳- عساکره، حسین، ۱۳۸۷ ب، "کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای سالانه تبریز" فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۸۷. صص ۳-۲۶.
- ۴- غیور، حسنعلی و مسعودیان، ابوالفضل. (۱۳۷۵). "بررسی نظام تغییرات مجموع بارش سالانه در ایران زمین". مجله نیوار، ش ۲۹. صص ۶-۲۶
- ۵- غیور، حسنعلی و مسعودیان، ابوالفضل. (۱۳۷۸). " بررسی مکانی شاخص یکنواختی توزیع زمانی بارش در ایران زمین". فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۵۴ و ۵۵. صص ۱۹-۲۸
- ۶- کاویانی، محمدرضا. (۱۳۷۲). " تحلیلی آماری از رژیم بارندگی ایران ". مجله رشد آموزش جغرافیا، ش ۱۲. صص ۴-۱۲.
- ۷- کرایر، جاناتان، ترجمه حسینعلی نیرومند. (۱۳۷۸). تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۸- مسعودیان، سید ابوالفضل و عطایی، هوشمند، (۱۳۸۴). «شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای». مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. جلد هیجدهم. ش ۱. صص ۱-۱۳.
- 9- Ben-Gai.T, Bitan.A, Manes.A Alpert.P, and Rubin.s(1998), "Spatial and Temporal Changes in Rainfall Frequency Distribution Patterns in Israel" , Theoretical and Applied Climatology ,Vol 61, PP 177-190 .
- 10- Blackman,R.B. and Tukey,J.W. 1958, The Measurement of power spectra, Dover Publications,190 pp New York

- 11- Chen. L.X. , Li.W.L. , Zhu.W.Q. , Zhou. X. J. , Zhou.Z.J and Liu.H.L. 2006: seasonal trends of climate change in the Yangtze delta and its adjacent regions and their formation mechanisms. *Meteorol Atmosphys* 92, 11-23.
- 12- Fowler . H.J and Kilsby. C. G. 2003: A Regional Frequency Analysis of United Kingdom Extreme Rainfall from 1961 to 2000. *Int. J. Climatol.* 23: 1313–1334
- 13- Gemmer. M , Becker. S and Jiang. T 2004: Observed Monthly precipitation trend in China 1951-2002. *Theor.Appl.Climatol.* 77: 39-45
- 14- Karl. T.R, Nicholls.N and Ghazi.A 1999: LIVAR/GCOS/WMO Workshop indices and indicators for climate extremes: Workshop summary. *Climatic Change.* 42,3-7
- 15- Landsberg. H 1951: Statistical investigations in to the climatology of rainfall on Ouhu.AM *Metsoc, Meteorological monograph, I:* 7-14
- 16- Mitchell, J.M., Jr., Dzerdzeevskii, B., Flohn, H., Hofmeyr, W.L., Lamb, H.H., Rao, K.N., and Wallen, c.c., 1966, *Climatic Change: Technical Note No. 79*, Report of Working Group of Commission for Climatology; WMO No . 195 TP 100: Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, 81 P.
- 17- Qian . W and Lin.Z, X 2005: Regional trends in recent precipitation indices in China. *Meteorol.Atmos Phys.* 90: 193-207
- 18- Rodrigo. F. S. 2000: Changes in climate variability and seasonal rainfall extremes: A case study from San Fernando (Spain), 1821-2000. *Theor. Appl. Climatol.* 72: 193-207
- 19- Rogerson.Peter.A 2006: *Statistical methods for Geography.* SAGE Publications LTD.UK
- 20- Shepherd .J.M. 2006: Evidence of Urban – Induced precipitation variability in arid climate regimes. *Journal of Environments.* 67: 607-628.
- 21- *Schickedanz, Paul T and Bowen. E. G 1977, The Computation of Climatological Power Spectra, Journal of Applied Meteorology, Vol 16, 359-367*
- 22- Schonwiese.C.D, Griesev.J and Tromel.S 2003: Secular change of extreme monthly precipitation in Europe. *Theor.Appl.Climatol.* 75: 245-250
- 23- Tromel.S and Schonwiese.C.D. 2004: Probability change of extreme precipitation observed from 1901 to 2000 in Germany. *Theor.Appl.Climatol.* 87,29-39
- 24- Unkasevic.M, and Radinovic.D 2000: Statistical analysis of daily maximum and monthly precipitation at Belgrade. *Theor.Appl.Climatol.* 66,241-249
- 25- Unkasevic.M, Tosic.I and Uujovic.D 2004: Variability and probability of annual and extreme precipitation over Serbia and Montenegro . *Theor.Appl.Climatol.* 79, 103-109
- 26- Unkasevic.M, Uujovic.D and Tosic.I. 2005: Trend in extreme summer temperature at Belgrade. *Theor.Appl.Climatol.* 82.199-205.
- 27- Weisberg.Sanford 2005: *Applied Linear Regression.* Wiley Interscience . John Wiley & Sons, Inc., Publication . New Jersey.
- 28- Ye.H and Cho.H.R 2001: Spatial and temporal characteristics of intraseasonal oscillation of precipitation over the United States. *Theor.Appl.Climatol.* 68, 51-66.

۱۸۰ / فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۷، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۱، شماره پیاپی ۱۰۷