

تغییرپذیری زمانی - مکانی بارش‌های حدی در ایران

همان‌طور که در مقاله آمده: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران
پدیده‌شناسی: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران
جعفر معصوم‌پور سماکوش: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه رازی کرمانشاه، کرمانشاه، ایران*
وحید فیضی: دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

وصول: ۱۳۹۰/۱۲/۱ پذیرش: ۱۳۹۱/۸/۲۲، صص ۳۶-۲۵

چکیده

بارش از جمله عناصر اقلیمی است که در بُعد زمان و مکان دارای تغییرات بسیاری است. در این بین مطالعه بارش‌های حدی به سبب اثرات مخرب و زیانبار آن، دارای اهمیت بسزائی است. هدف اصلی مقاله، بررسی تغییرات درون سالانه مقادیر حدی بارش در ایران با استفاده از تکنیک تحلیل هارمونیک است. برای رسیدن به نتیجه مطلوب، داده‌های بارش از آمار ۴۰ ایستگاه سینوپتیک کشور با دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۶۶ (۴۵ ساله) استخراج گردید. تحلیل هارمونیک به واسطه عمل در فضای طیفی، دارای قابلیت زیادی در بررسی تغییرپذیری بارش است. تحلیل هارمونیک نشان داد که در بیشتر مناطق کشور، عمدتاً تغییرات مقادیر حدی بارش دارای الگوی سالانه بوده و (PVR(1 بیشترین سهم را در توضیح و تبیین واریانس داده‌ها بر عهده دارد. بیشترین میزان (PVR(1 در بخش‌های مرکزی و جنوب غربی (به میزان بیش از ۸۰٪ به طور مثال در ایستگاه‌های دزفول و کاشان) مشاهده شد. در سواحل جنوبی دریای خزر و سواحل جنوبی ایران، هارمونیک اول از میزان قابل توجهی (بیش از ۷۰٪) برخوردار بوده است. به طور کلی دو هارمونیک اول، واریانس داده‌ها را به میزان زیادی در بیشتر نواحی ایران توضیح داده و نیاز به هارمونیک‌های بیشتر وجود ندارد. به عبارتی دیگر، تغییرپذیری سالانه و شش ماهه، مهم‌ترین تغییرات در بارش‌های حدی ایران می‌باشند. بدین ترتیب نقش پدیده‌های بزرگ مقیاس جوی در ایجاد بارش‌های حدی بیشتر از سایر عوامل است. در بخش‌هایی از شمال غرب و جنوب شرق هارمونیک دوم نقش بیشتری در توضیح واریانس دارد. میزان متفاوت TI بارش‌های حدی ایران نیز حکایت از تفاوت‌های زمانی و مکانی بسیار بالای رخدادهای حدی بارش در این منطقه دارد.

واژه‌های کلیدی: هارمونیک، واریانس، مقادیر حدی، بارش، درون سالانه، ایران

تغییر می‌کند. میزان تغییرپذیری رخدادهای حدی

بارش دارای دامنه و اثرات بیشتر و همچنین پیامدهای

مهم‌تری است. اکوسیستم‌ها و ساختارهای فیزیکی

جوامع انسانی با شرایط اقلیمی بهنجار تنظیم شده‌اند و

در زمان رخداد پدیده‌های حدی اقلیمی، به ندرت می‌-

توانند خود را تجهیز و آماده کنند. ازاین رو

۱- مقدمه

بارش از مهم‌ترین و متغیرترین عناصر اقلیمی است که از جنبه‌های مختلف در علوم محیطی به خصوص هواشناسی و اقلیم‌شناسی مورد بررسی قرار می‌گیرد. این عنصر به میزان قابل توجهی در بستر زمان و مکان

های مختلف سالانه بارش است. تناوب، یکی از ویژگی‌های سیستم‌های پیچیده فیزیکی و زیست-شناختی می‌باشد (لیوآدا و همکاران، ۲۰۰۸، ۴۶؛ زن، ۲۰۰۹، ۱۱۴۸). به واسطه توالی و چرخش سالانه زمین به دور خود و خورشید، طبیعی است که نوساناتی در هوا و اقلیم داشته باشیم (بارافز، ۲۰۰۳، ۱). بررسی طیفی داده‌های بارش در منابع از سال‌های ۱۹۵۰ به این طرف مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفت. از نخستین پژوهش‌ها در این زمینه می‌توان به کارهای اسکات و شالمن (۱۹۷۸) و کرکایلا و حمید (۱۹۸۹) اشاره کرد. در سال‌های بعد نیز پژوهش‌هایی با هدف بررسی هارمونیک بارش در کارهای کادیوقلو و همکاران (۱۹۹۹)، گارسیا و همکاران (۲۰۰۲)، تاراونه و کادیوقلو (۲۰۰۳)، لیوآدا و همکاران (۲۰۰۸) و ناستوس و زرفورس (۲۰۱۰) نمایان شد. در ایران در سال‌های اخیر مطالعه تغییرپذیری‌های بارش با استفاده از روش‌های مختلف انجام گردید. یازجی و همکاران (۱۳۸۹) به بررسی و مقایسه میان چرخه فصلی بارش مشاهداتی با داده‌های مدل‌های گردش عمومی جو پرداخته‌اند. نیستانی و تقوی (۱۳۸۹) نیز به بررسی تغییرپذیری بارش با استفاده از آنالیز طیفی و موجک پرداختند. محمدی و همکاران (۱۳۹۰) به بررسی هارمونیک تغییرپذیری بارش‌های بیشینه ماهانه در بخش‌های جنوبی دریای خزر پرداختند. شناخت رفتار و الگوهای تغییرپذیری بارش‌های حدی و تفاوت‌ها و شباهت‌های مکانی این الگوهای زمانی در مناطق مختلف ایران هدف اصلی در این پژوهش می‌باشد.

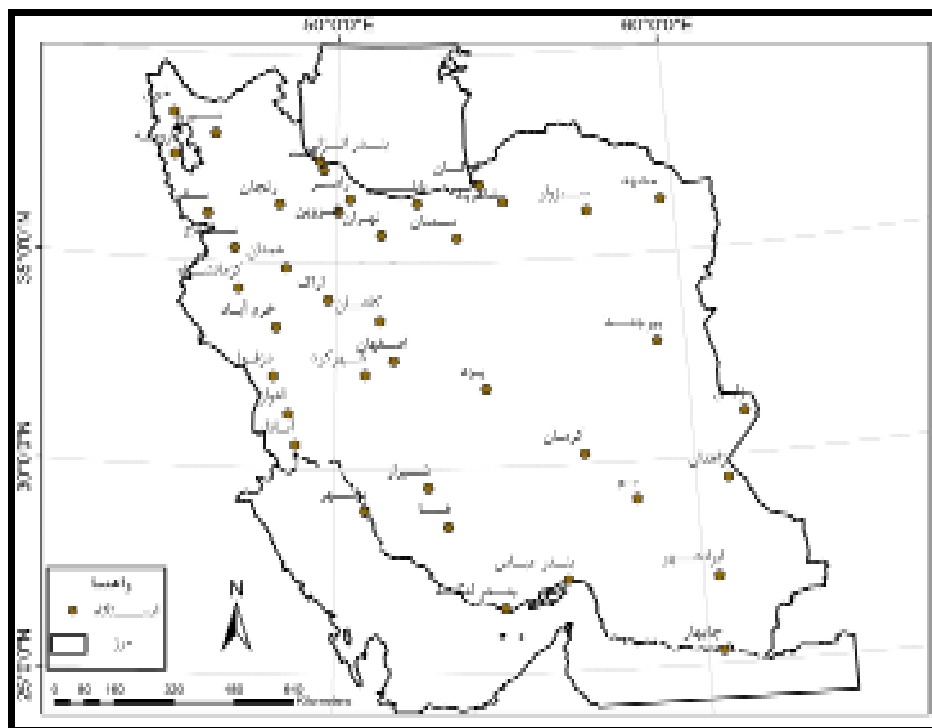
تغییرپذیری زمانی بارش به ویژه بارش‌های حدی دارای اثرات اقتصادی بسیاری است. این تغییرپذیری در مقیاس‌های مختلف، علت اصلی سیلاب‌ها و خشکسالی‌ها به حساب می‌آید (ردریگز و همکاران، ۱۹۹۸، ۲۹۹؛ تقوی و محمدی ۱۳۸۵، ۱۱). دامنه مقیاس زمانی تغییر بارش، از یک دقیقه در هسته یک توفان تا یک قرن متغیر است. باران ممکن است در هر زمان از روز شروع شود و یا پایان یابد و همچنین می‌تواند برای چندین ساعت رخ دهد و یا برای چندین روز گسترش یابد (گارسیا و همکاران، ۲۰۰۲، ۷۷؛ توسیچ و انکاسویچ، ۲۰۰۵، ۶۷). به لحاظ مکانی نیز به خصوص در کشورهای خشک و عرض‌های میانه در فاصله کمتر از یک کیلومتر، مقدار و ویژگی‌های بارشی به میزان قابل توجهی تغییر می‌یابد. جهت بررسی تغییرپذیری بارش، مقیاس‌های زمانی مختلفی در نظر گرفته می‌شود. مقیاس‌های مطالعه عنصر بارش از دوره‌های مختلف زمانی زمین‌شناسی که دوره‌های چند هزار ساله و چند میلیون ساله را دربر دارد، تا ماه، ساعت و دقیقه متغیر است (لیوآدا و آسیماکولوپولوس، ۲۰۰۵، ۱۵۵). به واسطه اهمیت تغییرپذیری مکانی و زمانی بارش و به ویژه بارش‌های حدی و نقش آن در ارتباطات و مخاطرات اقتصادی مناطق و مشکلات امنیت غذایی و بسیاری موارد دیگر، در سال‌های اخیر موضوع مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است (اوپولا و کرکایدیس، ۲۰۰۳، ۳۲۸؛ جیاتینینگ و همکاران، ۲۰۰۹، ۲۴۸). جهت شناخت ویژگی‌های اقلیمی و هواشناختی یک منطقه، بررسی تفاوت‌های مکانی کمک بسیاری به این شناخت می‌کند. در میان مقیاس‌های مختلف رخداد بارش، یکی از مهم‌ترین آنها تناوب‌پذیری هارمونیک-

۲- داده‌ها و روش‌ها

۲-۱- داده‌ها و منطقه مطالعه

داده اصلی مورد بررسی، فراوانی بیشینه بارش ۲۴ ساعته برای هر ماه از سال در کل دوره آماری مورد بررسی است. جهت بررسی تناوب بیشینه بارش ۲۴

ساعته، برای هر ماه از سال، از ۴۰ ایستگاه دارای آمار منظم بارش (۲۰۱۰-۱۹۶۶) که به شکل نسبتاً همگنی در کل کشور پراکنده شده‌اند استفاده شده است (شکل ۱).



شکل ۱ موقعیت مکانی ایستگاههای بررسی شده در ایران

۲-۲- تحلیل هارمونیک

جهت بررسی تغییرپذیری درون سالانه مقادیر حدی بارش در ایران از تکنیک تحلیل هارمونیک استفاده گردیده است. تحلیل هارمونیک مهارت ریاضی مناسبی برای مطالعه تغییرپذیری زمانی داده‌هاست. این روش یک روش عملی و کامل برای بررسی فصلی بودن بارش است (اسکات و شالمن، ۱۹۷۹، ۶۲۷). هدف بنیادین تحلیل هارمونیک این است تا اجازه دهد هر منحنی نامنظم یا پیچیده‌ای نظیر بارش به

لحاظ ریاضی به صورت مجموعه جبری یک سری از منحنی‌های ساده بیان گردد. تحلیل هارمونیک معمولاً برای مطالعه تغییرات دوره‌ای به کار برده می‌شود و شامل نمایش نوسانات یا تغییرات در یک سری زمانی است که از مجموع توابع سینوسی و کسینوسی به دست می‌آید (کریکلا و حمید، ۱۹۸۹، ۱۴۶۳؛ ویلکس، ۲۰۰۶، ۳۷۱). این توابع مثلثاتی در واقع هارمونیک‌هایی هستند که جهت نمایش چرخه اصلی سری‌های داده به چندین چرخه انتخاب می‌گردند. این روش، تکنیکی قدرتمند در

$$V_k = \frac{c_k^2}{2} \quad (5)$$

و درصد واریانس هر هارمونیک $PVR(k)$ از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$PVR(k) = \frac{V_k}{\sum_{k=1}^6 V_k} \quad (6)$$

زاویه فاز هر هارمونیک را نیز می‌توان (ویلکس، ۲۰۰۶، ۳۷۶؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۰، ۴) از رابطه زیر بدست آورد:

$$(7)$$

$$\phi_k = \begin{cases} \tan^{-1}(B_k/A_k), & A_k > 0 \\ \tan^{-1}(B_k/A_k) \pm \pi, \text{ or } \pm 180^\circ, & A_k < 0 \\ \frac{\pi}{2}, \text{ or } 90^\circ, & A_k = 0 \end{cases}$$

زمان رخداد بیشینه هر هارمونیک نیز به وسیله (لیوآدا و همکاران، ۲۰۰۸، ۴۹) رابطه زیر بدست خواهد آمد:

$$T_k = \left(\frac{12}{360k} \right) \phi_k \quad (8)$$

اولین هارمونیک یک چرخه سالانه با بزرگترین دامنه را در مقایسه با دیگر هارمونیک‌ها نشان می‌دهد. در هر بخش که مقدار آن از میزان بالایی برخوردار باشد، سهم بیشتری از تغییرات را به خود اختصاص خواهد داد. هرگاه از میزان نقش هارمونیک اول کاسته شود، تجمع رخدادها به صورت پراکنده در میان ماه‌های مختلف خواهد بود.

دومین هارمونیک یک تغییر شبه‌سالانه را نشان می‌دهد، در حالی که سومین هارمونیک تغییرات فصلی ۴ ماهه با جزئیات بیشتر را نشان می‌دهد. در نهایت مقادیر حرکت زمانی فراوانی بیشینه در امتداد محور زمان را نشان می‌دهد (جدول ۱). اگر چنانچه نقش هر هارمونیک در توضیح واریانس داده‌ها افزایش یابد و به سمت ۱۰۰ میل کند، از نقش دیگر هارمونیک‌ها کاسته می‌شود.

تجزیه سری زمانی به مجموعه‌ای از مولفه‌ها با واریانس کوچکتر از داده‌های ثبت شده اصلی است (سیرداس، ۲۰۰۵، ۱۲۷۰). در بررسی‌های ماهانه بارش که از ۱۲ سری داده ماهانه تشکیل شده، ۶ هارمونیک به شکل مناسبی منحنی اصلی تغییرات را نشان می‌دهد (پانوفسکی و برایر، ۱۹۵۸). هدف اصلی مقاله از کاربرد این روش برای فراوانی مقادیر حدی بارش، تعیین پارامترهای ویژه واریانس این فراوانی‌ها در ایران است.

مختصری از اصول تحلیل هارمونیک در باب ماهیت و تفسیر این تکنیک ارائه گردیده است. برای مقادیر ماهانه فراوانی‌های بررسی شده (f_t) تحلیل هارمونیک می‌تواند به صورت زیر نوشته شود:

$$\hat{f}_t = \bar{f} + \sum_{k=1}^6 \left(A_k \cos \frac{2\pi}{12} kt + B_k \sin \frac{2\pi}{12} kt \right) \quad (1)$$

که A_k و B_k ضرایب هارمونیک‌ها ($k=1, 2, \dots, 6$) هستند. این ضرایب به صورت زیر (لمب، ۱۹۹۰، ۲۲۷؛ ویلکس، ۲۰۰۶، ۳۷۵) نوشته می‌شوند:

$$(2)$$

$$A_k = \frac{1}{6} \sum_{t=1}^6 f_t \cos \left(\frac{2\pi}{12} kt \right)$$

و (۳)

$$B_k = \frac{1}{6} \sum_{t=1}^6 f_t \sin \left(\frac{2\pi}{12} kt \right)$$

f_t فراوانی ماهانه بارش بیشینه ۲۴ ساعته را نشان می‌دهد. دامنه هر هارمونیک (جنکینز و واتنز، ۱۹۸۰، ۲۱۶) از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$C_k = [A_k^2 + B_k^2]^{1/2} \quad (4)$$

واریانس هر هارمونیک می‌تواند از رابطه (لیوآدا و همکاران، ۲۰۰۸، ۴۹) زیر بدست آید:

جدول ۱. رابطه میان زاویه فاز و زمان رخداد در امتداد محور زمان (لیوادا و همکاران، ۲۰۰۸، ۴۹)

T_k	۱/۵	۱	۰/۵	۰	-۵/۰	-۱	-۱/۵
زمان	اول فوریه	۱۵ ژانویه	اول ژانویه	۱۵ دسامبر	اول دسامبر	۱۵ نوامبر	اول نوامبر

منطقه‌ای از پارامترهای مورد بررسی در علوم جوی استفاده گردد (بری و پری، ۱۹۷۳، ۶۹). در مقام مقایسه، مکان‌هایی که هارمونیک اول بیشترین مقدار را به خود اختصاص داده باشد و همچنین میزان $PVR(1)$ دامنه و زمان اوج هارمونیک اول دو مکان دارای همسانی قابل توجهی باشند، دارای بیشترین شباهت الگوهای تغییرپذیری می‌باشند.

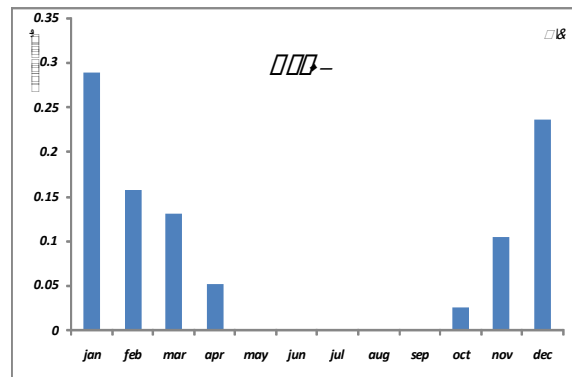
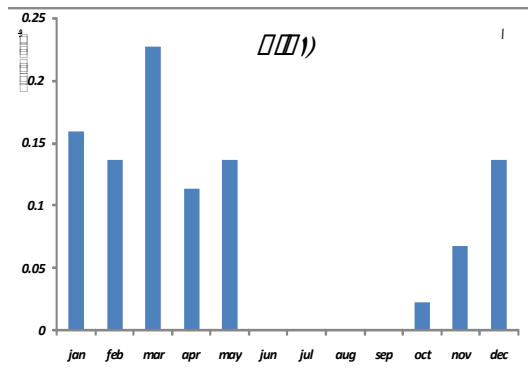
۳- نتایج و بحث

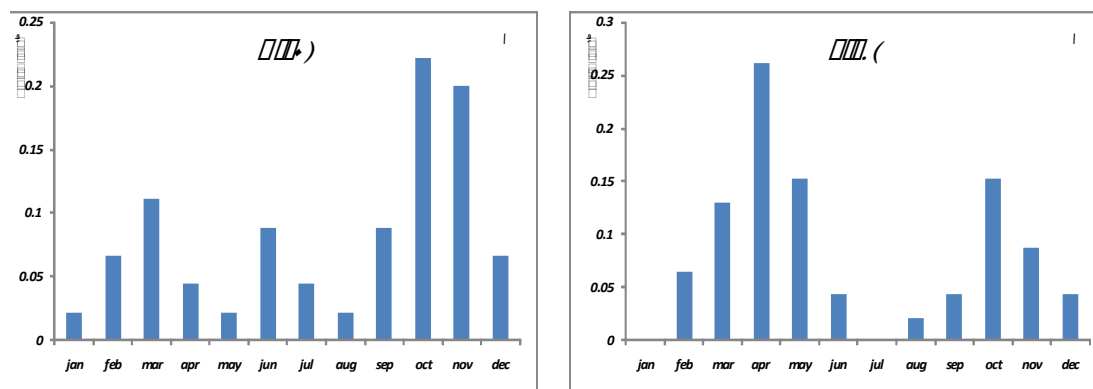
۳-۱- یافته‌های کاربرد تحلیل هارمونیک:

با استفاده از آمار ۴۰ ایستگاه منتخب، تعداد دفعات و فراوانی نسبی رخداد حدی سالانه در هریک از ماههای سال در دوره آماری ۴۰ ساله (۲۰۰۵-۱۹۶۶) محاسبه گردید (شکل ۲). با استفاده از توابع مثلثاتی با جدا نمودن داده‌ها به عناصر متعامد (Orthogonal Component) به شکل هارمونیک می‌توان تغییرات داده‌ها را با جزئیات بیشتر توضیح داد (شکل ۳).

در روش تحلیل هارمونیک که نوع خاصی از تحلیل طیفی است، هارمونیک‌های با دوره تناوب طولانی (اول و دوم)، ویژگی‌های پدیده‌های بزرگ مقیاس گردش عمومی جو را نشان می‌دهند و این در حالی است که هارمونیک‌های با دوره تناوب کوتاه، تاثیرات پدیده‌های محلی را بیان می‌کنند (کرکایلا و حمید، ۱۹۸۹، ۱۴۶۵؛ یازجی و همکاران، ۱۳۸۹، ۵۸). اگر چنانچه میزان $PVR1$ دارای بالایی باشد و به ۱ (۱۰۰٪) نزدیک باشد، الگوی نوسانی مورد نظر بدین صورت خواهد بود که منحنی هارمونیک به صورت یک موج منظم و کامل سینوسی است که چرخه حاصل از آن دارای دو بخش کاملاً مجزا است و شش ماه از سال دارای اوج و شش ماه دیگر در حالت رکود موج قرار خواهند گرفت (یوسفی، ۱۳۹۰؛ ۵۳).

تحلیل هارمونیک می‌تواند برای نشان دادن مناطق با الگوهای تغییرپذیری سالانه مشابه، به تصویر کشیدن مناطق و مرزهای مختلف گذار و همچنین ویژگی‌های





شکل ۲ فراوانی نسبی بیشینه بارش ۲۴ ساعته ایستگاههای انتخاب شده

های ۲، ۳، ۴ و ۵ میزان نقش هر هارمونیک را در تحلیل ایستگاه نمونه نشان می‌دهد. با توجه به موارد یاد شده، در ایستگاههای دزفول و کاشان هارمونیک اول دارای $PVR_k(1)$ بیشتری بوده و هارمونیک اول نقش بیشتری در توضیح واریانس داده‌ها به عهده دارد. در ایستگاه تبریز هارمونیک دوم دارای دامنه قابل توجهی است و در ایستگاه گرگان نیز نقش سه هارمونیک اول پررنگ‌تر به نظر می‌رسد (جدول ۵-۲ و شکل ۳).

تحلیل هارمونیک نمونه‌های رخدادهای بیشینه و کمینه را در امتداد محور زمان تولید می‌کند. در داده‌های ماهانه، ۶ هارمونیک برای توضیح واریانس داده‌ها لازم است. در مطالعات نیز ۳ هارمونیک اول جهت توضیح و تبیین واریانس داده‌ها به کار برده می‌شوند. البته به واسطه اینکه دو هارمونیک اول حدود ۹۰٪ از مجموع واریانس را در بیشتر موارد تبیین می‌کنند در بعضی از بررسی‌ها از دو هارمونیک اول برای مطالعه تغییرات سالانه استفاده می‌شود (لیوآدا و همکاران، ۲۰۰۸، ۵۰؛ ناستوس و زرفورس، ۲۰۱۰، ۴۶). شکل ۳ و جدول-

جدول ۲ مولفه‌های هارمونیک‌های اول تا ششم ایستگاه دزفول

T_k	ϕ_k	$CPVR_k$	PVR_k	V_k	C_k	B_k	A_k	k
۱/۰۷۶	۳۲/۲۹	۰/۸۵۷۹	۰/۸۵۷	۰/۰۰۷۱	۰/۱۱۹۲	۰/۰۶۳۷	۰/۱۰۰۷	۱
۰/۷۶	۴۶/۱	۰/۹۶۴۱	۰/۱۰۶۲	۰/۰۰۰۹	۰/۰۴۱۹	۰/۰۳۰۲	۰/۰۲۹۱	۲
۰/۱۵۶	۱۴/۰۳	۰/۹۷۹۵	۰/۰۱۵۴	۰/۰۰۰۱	۰/۰۱۶	۰/۰۰۳۹	۰/۰۱۵۵	۳
۰/۱۵۹۲	۱۹/۱	۰/۹۸	۰/۰۰۶۴	۰/۰۰۰۱	۰/۰۱۰۳	۰/۰۰۳۴	۰/۰۰۹۷	۴
۰/۵۹۸	۸۹/۷۸	۰/۹۹۱	۰/۰۰۶	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۵
۱	۱۸۰	۱	۰/۰۰۸۲	۰/۰۰۰۱	۰/۰۱۱۶	۰	-۰/۰۱۱۶	۶

جدول ۳ مولفه‌های هارمونیک‌های اول تا ششم ایستگاه کاشان

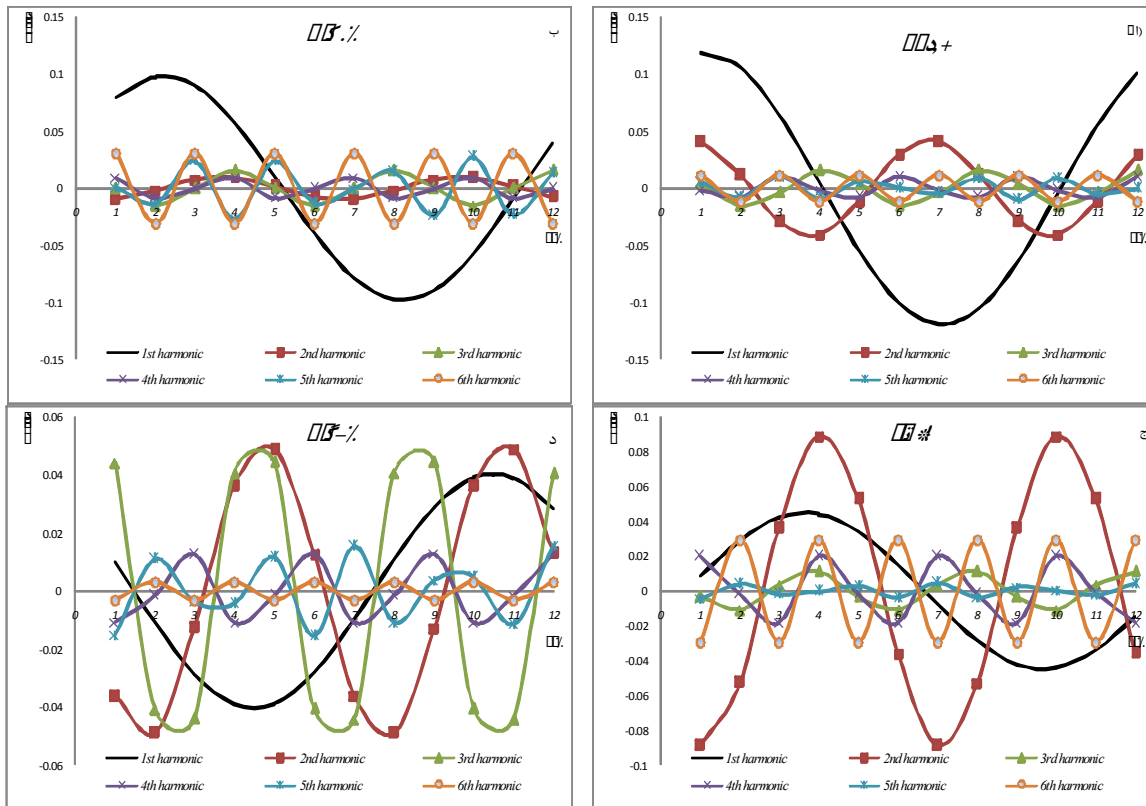
T_k	ϕ_k	$CPVR_k$	PVR_k	V_k	C_k	B_k	A_k	k
۲/۲	۶۶/۱۴	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۰۰۴۸	۰/۰۹۸	۰/۰۸۹۶	۰/۰۳۹۶	۱
۳/۶	۲۲/۰/۸۹	۰/۸۲۸	۰/۰۰۸۶	۰/۰۰۰۱	۰/۰۱	-۰/۰۰۶۶	-۰/۰۰۷۶	۲
۰	۰	۰/۸۴۸	۰/۰۱۹۶	۰/۰۰۰۱	۰/۰۱۵۲	۰	۰/۰۱۵۲	۳
۰/۷۵	۹۰	۰/۸۵	۰/۰۰۸۶	۰/۰۰۰۱	۰/۰۱۰	-۰/۰۰۶۶	۰/۰۰۷۶	۴
۰/۴۰۵	۶۰/۸۵	۰/۹۲	۰/۰۰۶۴	۰/۰۰۰۴	۰/۰۲۷۵	۰/۰۲۴	۰/۰۱۳۴	۵
۱	۱۸۰	۱	۰/۰۷۸	۰/۰۰۰۵	۰/۰۳۰۳	۰	-۰/۰۳۰۳	۶

جدول ۴ مولفه‌های هارمونیک‌های اول تا ششم ایستگاه تبریز

T_k	Φ_k	$CPVR_k$	PVR_k	V_k	C_k	E_k	A_k	k
۳/۶۵	۱۰۹/۵	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۰۰۱	۰/۰۴۴	۰/۰۴۱۹	-۰/۰۱۴۸	۱
۴/۱	۲۴۶/۰۵	۰/۸۷	۰/۶۹۷	۰/۰۰۴	۰/۰۸۹۳	-۰/۰۸۱۶	-۰/۰۰۶۲	۲
-۰/۲	-۱۸/۴۳	۰/۸۸	۰/۰۱۱۵	۰/۰۰۰۱	۰/۰۱۱۵	-۰/۰۰۳۶	۰/۰۱۰۹	۳
۱/۲	۱۴۵/۲	۰/۹۲۴	۰/۰۴۲۵	۰/۰۰۰۲	۰/۰۲۲	۰/۰۱۲۶	-۰/۰۰۱۸۱	۴
-۰/۱۸	-۲۷/۱۱	۰/۹۲۶	۰/۰۰۱۷	۰	۰/۰۰۴۵	-۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۴	۵
۰	۰	۱	۰/۰۷۳۶	۰/۰۰۰۴	۰/۰۲۹	۰	۰/۰۲۹	۶

جدول ۵ مولفه‌های هارمونیک‌های اول تا ششم ایستگاه گرگان

T_k	Φ_k	$CPVR_k$	PVR_k	V_k	C_k	E_k	A_k	k
-۱/۳۶	-۴۰/۸	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۰۰۱۲	۰/۰۴۹۳	-۰/۰۳۲	۰/۰۳۷۳	۱
۴/۲	۲۵۴/۹	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۰۰۱۲	۰/۰۴۹۸	-۰/۰۴۸۱	-۰/۰۱۳	۲
۲/۴۶	۲۲۲/۲	۰/۹۸۱	۰/۳۷	۰/۰۰۱۵	۰/۰۵۵۱	-۰/۰۳۷	-۰/۰۴۰۷	۳
۰/۲۵	۳۰	۰/۹۸۶	۰/۰۰۵۱	۰/۰۰۰۰۲	۰/۰۰۶۴	۰/۰۳۲	۰/۰۰۵۶	۴
۰/۹۳	۱۴۰/۵	۰/۹۹۸	۰/۰۱۲۱	۰/۰۰۰۰۵	۰/۰۰۹۹	۰/۰۰۶۳	-۰/۰۰۷۶	۵
۰	۰	۱	۰/۰۰۱۷	۰/۰۰۰۰۱	۰/۰۰۳۷	۰	۰/۰۰۳۷	۶



شکل ۳ هارمونیک‌های محاسبه شده ایستگاه‌های انتخاب شده

۱. هارمونیک اول در بخش‌های مرکزی و جنوب غربی ایران در مناطقی همچون دزفول، کرمان و کاشان دارای بیشترین نقش در تبیین و توضیح واریانس بارش‌های حدی است.

۲. در سواحل شمالی خلیج فارس نیز میزان $PVR(1)$ دارای مقدار بالایی در حدود ۷۰-۶۰٪ می‌باشد.

۳. در بخش‌های غربی کشور در بخش‌هایی همچون کردستان، میزان $PVR(1)$ دارای مقداری در حدود ۸۰٪ است.

۴. کمترین میزان $PVR(1)$ در گوشه جنوب شرقی و شمال غربی ایران وجود دارد (شکل ۴).

۵. نقشه $T1$ (شکل ۵) که نشان‌دهنده زمان اوج رخداد هارمونیک اول است، در بیشتر مناطق دارای مقادیری میان (۲-) تا (۱-) است که نشان‌دهنده زمان اوج رخداد هارمونیک اول در بیشتر نواحی از حدود نوامبر تا مارس است.

۶. میزان $T1$ در گوشه شمال غربی ایران دارای مقداری در حدود ۴ (آوریل) می‌باشد (شکل ۵).

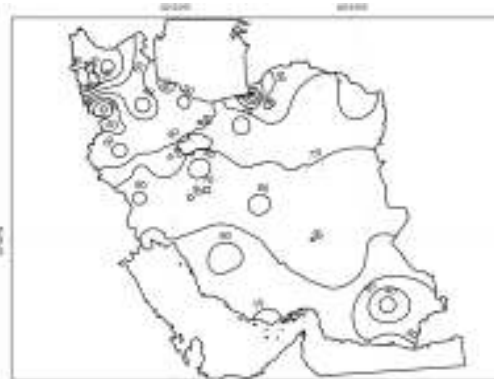
در ایستگاه‌هایی نظیر دزفول و کاشان میزان توضیح دهندگی واریانس هارمونیک اول بیش از دیگر هارمونیک‌هاست. اما در ایستگاه تبریز سهم هارمونیک اول کمتر، اما سهم هارمونیک دوم بیشتر شده است. در ایستگاهی همانند گرگان نقش هارمونیک اول از هارمونیک‌های دوم و سوم بسیار کمتر است. جهت بررسی تفاوت‌های مکانی، و همچنین برای مقایسه و تعیین مرزهای رفتار الگوهای تغییرپذیری بارش حدی، داده‌های هارمونیک‌ها به صورت نقشه ترسیم شده است.

۳-۲- هارمونیک اول

هارمونیک اول نشان از تغییرات سالانه دارد و در بیشتر ایستگاه‌ها بخش زیادی از واریانس داده‌ها را تبیین می‌کند. شکل ۴ تغییرات مکانی هارمونیک اول را در سراسر ایران نشان می‌دهد. منحنی هارمونیک اول که نشان از یک تناوب سالانه دارد در مناطقی که دارای بارش‌های با فصل مشخص تری هستند، از دامنه بلندتری در مقایسه با دیگر هارمونیک‌ها برخوردار است. توزیع مکانی هارمونیک اول نشان‌دهنده موارد زیر است:

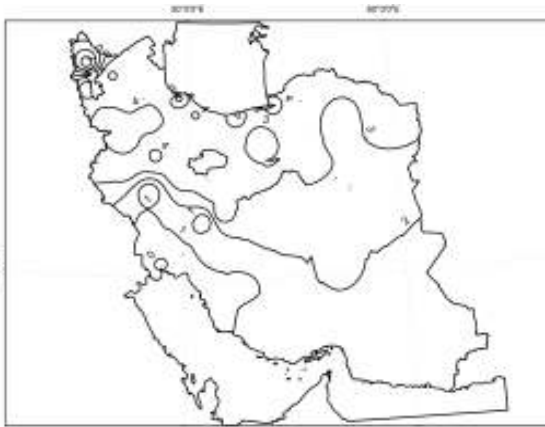


شکل ۵ خطوط پربند زمان وقوع حداکثر مولفه هارمونیک اول ($T1$)



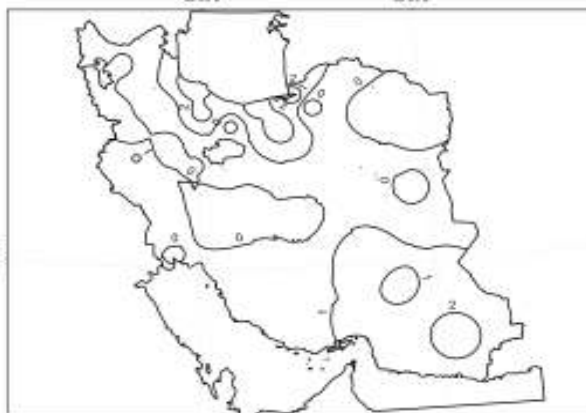
شکل ۴ خطوط پربند درصد واریانس هارمونیک اول ($PVR1$)

توجهی (حدود ۶۰٪) است. توزیع مکانی T2 در این قسمت دارای پیچیدگی بیشتری است. در برخی از مناطق این میزان در حدود ۴~ (آوریل) با تناوب شش ماهه (سپتامبر) و در قسمت جنوب غربی در حدود صفر تا ۱~ (دسامبر) با تناوب شش ماهه (ژوئن) می‌باشد (شکل ۶ و ۷).



شکل ۷ خطوط پربند زمان وقوع حداکثر مولفه هارمونیک دوم (T2)

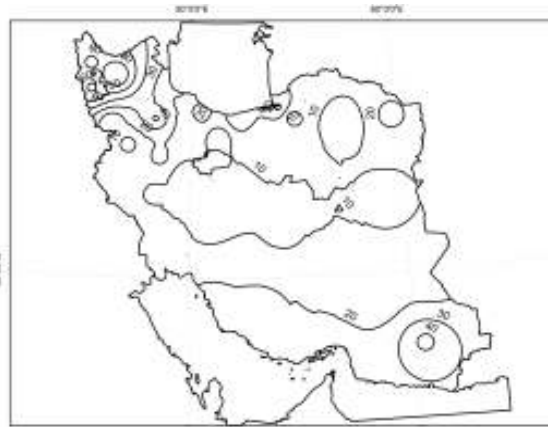
نواحی ایران دارای میزان بسیار کمی است (شکل ۸). میزان T3 نیز دارای مقداری از (۰~) تا (۲~) است (شکل ۹). این حالت نشان دهنده تغییراتی از حدود ژانویه تا مارس با چرخه‌های ۴ ماهه دارد.



شکل ۹ خطوط پربند زمان وقوع حداکثر مولفه هارمونیک سوم (T3)

۳-۳- هارمونیک دوم

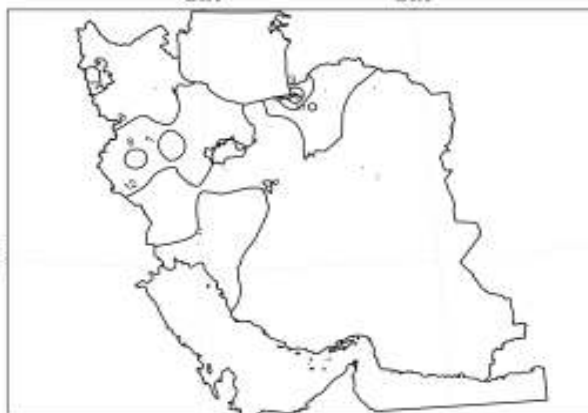
هارمونیک دوم که نشان دهنده نوسان‌هایی با دوره‌های زمانی کوتاه‌تر (شش ماهه) از هارمونیک اول است در بخش‌هایی که دارای PVR(1) بیشتری بوده‌اند، دارای میزان کمتری است. میزان PVR(2) در گوشه شمال غربی کشور در منطقه آذربایجان دارای میزان قابل



شکل ۶ خطوط پربند درصد واریانس هارمونیک دوم (PVR2)

۳-۴- هارمونیک سوم

به طور کلی هارمونیک سوم میزان PVR قابل توجهی در ایستگاههای بررسی شده ندارد. به جز در بخشی از سواحل شرقی دریای خزر (حوالی گرگان)، در دیگر



شکل ۸ خطوط پربند درصد واریانس هارمونیک سوم (PVR3)

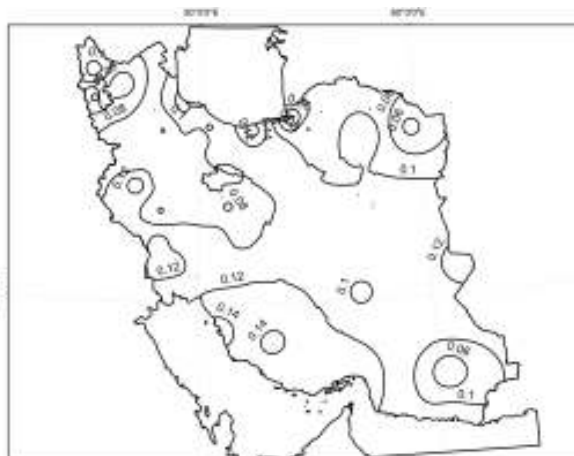
۳-۵- دامنه‌ها

مهم‌ترین مولفه‌ای که نشان‌دهنده تغییرات هارمونیک- هاست، دامنه هارمونیک‌های مختلف است. دامنه‌ها نشان‌دهنده تغییرات و تناوب‌های هر هارمونیک در راستای محور زمان می‌باشند. دامنه اولین هارمونیک که تغییر عادی را در یک چرخه منفرد توصیف می‌کند، از اهمیت بالایی برخوردار است (تاراونه و کاردیگلو، ۲۰۰۳، ۱۳۰). در واقع با مقایسه اندازه هارمونیک‌های مختلف می‌توان به میزان اهمیت آنها پی برد (کرکایلا و حمید، ۱۹۸۹، ۱۴۶۴). هر چه دامنه

هارمونیک اول بلندتر باشد، نشان دهنده یکنواختی بیشتر پارامتر مورد بررسی است و یا به عبارتی از تغییرپذیری کمتر حکایت دارد. الگوی مکانی دامنه- های هارمونیک اول (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که به خصوص در مناطق مرکزی ایران و بخش‌های ساحلی دریای خزر و خلیج فارس دامنه‌ها بلندتر می‌باشند. از مقایسه میان دامنه‌های هارمونیک دوم (شکل ۱۱) و هارمونیک اول به راحتی می‌توان به نقش بیشتر هارمونیک اول پی برد.



شکل ۱۱. خطوط پربند دامنه‌های هارمونیک دوم



شکل ۱۰. خطوط پربند دامنه‌های هارمونیک اول

۴- نتیجه‌گیری

بررسی تغییرپذیری درون سالانه بارش‌های حدی در ایران بحث اصلی در این مقاله است. روش هارمونیک که یک تحلیل طیفی است، دارای قابلیت بالایی برای نشان دادن تغییرات است. با توجه به بررسی انجام گرفته از تغییرات درون سالانه مقادیر حدی بارش در ایران، نتایج زیر حاصل شد.

در بخش‌های زیادی از ایران هارمونیک اول نقش اصلی را در توضیح واریانس داده‌های بارش‌های حدی به عهده دارد. بدین ترتیب می‌توان دریافت که

عمده تغییرات بارش‌های حدی در ایران، سالانه است. از میان کلیه ایستگاههای بررسی شده، بیشترین میزان $PVR(1)$ بارش‌های حدی، در بخش‌های مرکزی، جنوب غربی، شمال کردستان و بخش‌هایی از استان گیلان (شکل ۴) مشاهده شده است. از اینرو می‌توان دریافت، در این مناطق که میزان $PVR1$ دارای مقدار قابل توجهی است و به ۱۰۰ نزدیک‌تر است، سهم پدیده‌های بزرگ مقیاس جوی در ایجاد بارش‌های حدی این مناطق بیش‌تر از عوامل محلی و پدیده‌های کوچک مقیاس جوی است.

تا می) متغیر است. این میزان نیز نشان از تغییرپذیری زمانی زیاد رخدادهای حدی بارش در بخش‌های مختلف ایران دارد.

منابع

تقوی، فرحناز و محمدی، حسین، ۱۳۸۶، بررسی دوره بازگشت رویدادهای اقلیمی حدی به منظور شناخت پیامدهای زیست محیطی، محیط‌شناسی، سال سی و سوم، شماره ۴۳، ۱۱-۲۰.

نیستانی، ابوالفضل، تقوی فرحناز، ۱۳۸۹، بررسی تغییرپذیری بارش با استفاده از آنالیز طیفی و موجک، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، موسسه ژئوفیزیک، ۷۹-۷۶.

یازجی، دانیال، نیستانی، ابوالفضل، تقوی، فرحناز، ۱۳۸۹، بررسی چرخه فصلی بارش در خاورمیانه بر اساس تحلیل طیفی مشاهدات و یک مدل گردش کلی 2.1 CM، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، موسسه ژئوفیزیک، ۶۰-۵۷.

محمدی، حسین، عزیزی، قاسم، تقوی، فرحناز، یوسفی، یدالله، ۱۳۹۰، تغییرپذیری زمانی و مکانی بیشینه بارش ماهانه در بخش‌های جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۵، صص ۱۵-۲۹.

یوسفی، یدالله، تغییرپذیری زمانی و مکانی تناوب‌های بارش در کرانه‌های جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، به راهنمایی حسین محمدی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ۱۳۹۰.

بعد از هارمونیک اول، هارمونیک دوم نقش مهمی در تبیین و توضیح واریانس داده‌ها به عهده دارد. از اینرو می‌توان دریافت الگوهای تغییرپذیری بارش‌های حدی در ایران عمدتاً دارای چرخه‌های سالانه و یا شش ماهه (شبه سالانه) هستند. از آنجایی که بارش‌های حدی در بخش‌هایی از ایران مرکزی در حوالی کاشان، سواحل جنوبی دریای خزر، سواحل خلیج فارس و شمال کردستان دارای الگوی مشخص تری از دیگر بخش‌های کشور هستند، در این بخش‌ها منحنی هارمونیک اول به صورت یک موج منظم سینوسی با دامنه بلندی است که چرخه حاصل از آن دارای دو بخش کاملاً مجزا است و شش ماه از سال دارای اوج و شش ماه دیگر سال در نقطه رکود موج قرار خواهند گرفت. به عبارتی در این مناطق بارش‌های حدی دارای فصل مشخص تری هستند.

اگرچه در بخش‌های شمال غربی و جنوب شرقی ایران، میزان PVR هارمونیک اول دارای میزان کمی است، در مقابل، میزان PVR هارمونیک دوم به خصوص در شمال غرب بیشتر است. این حالت نشان‌دهنده آن است که الگوهای تغییرپذیری در این مناطق عمدتاً شش ماهه است. گرچه در این مناطق همچنان نقش پدیده‌های بزرگ مقیاس جوی در ایجاد بارش‌های حدی زیاد است اما به تدریج سهم عوامل محلی در مقابل پدیده‌های بزرگ مقیاس جوی در ایجاد رخداد‌های حدی بارش در حال افزایش است.

به طور کلی دو هارمونیک اول و گاهی سه هارمونیک اول، واریانس بارش‌های حدی را در بیشتر بخش‌های ایران توضیح داده و نیاز به هارمونیک‌های بیشتر وجود ندارد. همچنین بررسی‌ها نشان داد که زمان وقوع هارمونیک اول (T1) از حدود ۴/۵ تا ۲- (اکتبر

- International Journal OF Climatology, 10.1002.
- Nastos. P.T., Zerefos. C.S., 2009. Spatial and temporal variability of consecutive dry and wet days in Greece. *Atmospheric Research* -01976, 1-13.
- Nastos P. T. and Zerefos C. S. (2010) Cyclic modes of the intra-annual variability of precipitation in Greece, *Adv. Geosci.*, 25, 45–50.
- Ochola W O and Kerkides P (2003) A Markov chain simulation model for predicting critical wet and dry spells in Kenya: analyzing rainfall events in Kano plains, *Irrig. and Drain.* 52: 327–342.
- Rodriguez-Puebla C, Nieto Encinas A.H, S. and Garmendia J. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian peninsula, *Int. J. Climatol.* 18: 299–316.
- Sen Asok K.(2009) Spectral-temporal characterization of riverflow variability in England and Wales for the period 1865–2002, *Hydrol. Process.* 23, 1147–1157.
- Sirdas Sevinc, (2005) Daily wind speed harmonic analysis for Marmara region in Turkey, *Energy Conversion and Management* 46, 1267–1277.
- Suhaila Jamaludin and Jemain Abdul Aziz (2009) Investigating the impacts of adjoining wet days on the distribution of daily rainfall amounts in Peninsular Malaysia, *Journal of Hydrology* 368, 17–25.
- Tarawneh Q and Kadioğlu M, (2003) An analysis of precipitation climatology in Jordan. *Theor. Appl. Climatol.* 74, 123–136.
- Tošić. I and Unkašević. M, 2005. Analysis of precipitation series for Belgrade. *Theor. Appl. Climatol.* 80, 67–77.
- Wilks D.S (2006) *Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction.* Academic Press, San Diego. p. 464.
- Barry RG, Perry AH (1973) *Synoptic climatological methods and applications.* Methuen & Co Ltd., London.
- Burroughs William James (2003) *Weather Cycles Real or Imaginary?* (Second edition). United States of America New York. p 317.
- García J.A, Serrano A and Cruz Gallego M. de la (2002) A spectral analysis of Iberian Peninsula monthly rainfall. *Theor. Appl. Climatol.* 71, 77-95.
- Lamb, H.H. 1990 *Climate: Past, Present and Future*, London.
- Jenkins MG, Watts D (1980) *Spectral analysis and its applications* Holden-Day, London, pp 216.
- Jianting CHU, XIA Jun, XU Chongyu, LI Lu and Wang Zhonggen (2010) Spatial and temporal variability of daily precipitation in Haihe River basin, 1958–2007, *Springer-Verlag, J. Geogr. Sci.*, 20(2): 248-260.
- Kadıoğlu Mikdat, Naim O8 Ztürk Öztürk, Hakan Erdun and Zekai Şen (1999) On the precipitation climatology of Turkey by harmonic analysis *Royal Meteorological Society Int. J. Climatol.* 19: 1717–1728.
- Kirkyla Kristina and Sultan Hameed (1989), Harmonic Analysis of seasonal cycle in precipitation over the United States: a comparison between observations and a general circulation model, *journal of climate*, volume 2, New York, pp 1463-1475.
- Livada I, Asimakopoulos DN (2005) Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece. *Clim Res* 28: 155–161.
- Livada I, Charalambous G, Asimakopoulos DN (2008) Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece. *Netherlands Theor. Appl. Climatol.* 93: 45–55
- Lupikasza Ewa (2009), Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951–2006.