

واکاوی زمانی بارش سالانه‌ی شهر شیراز با استفاده از تحلیل گروه‌های زمانی

یونس خسروی^{۱*}، سعید بلیانی^۲، علی بیات^۳

چکیده

بارندگی یکی از عوامل مهم هواشناسی است که مقدار آن به نحو چشمگیری در نقاط مختلف کره‌ی زمین تغییر می‌یابد. یکی از روش‌هایی که به کمک آن می‌توان سیر تحولات بارندگی را در گذشته و حال بررسی نمود، تحلیل روند گروه‌های زمانی در مقیاس‌های مختلف است. در این تحقیق از متوسط بارش سالانه‌ی شهر شیراز برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی با استفاده از روش تحلیل گروه‌های زمانی استفاده شده است. برای این منظور از ایستگاه سینوپتیک شیراز با طول دوره آماری ۶۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۵۱) استفاده گردیده است. نتایج نشان دادند که در روش تحلیل طیفی چرخه‌های ۲/۵ ساله، ۵ ساله، ۱۰، ۱۲ و ۲۰ ساله بر بارش سالانه حاکم بوده و همساز سوم با دوره‌ی بازگشت ۲۰ ساله به‌عنوان چرخه‌ی غالب با واریانس (حدود ۱۲ درصد) در طیف بارش شناسایی گردید. در نهایت، برای آگاهی و اطمینان از جهت رفتار گذشته و پیش‌بینی مقدار بارش سالانه تا سال‌های آینده شبیه‌سازی ARIMA برای گروه زمانی مورد بحث در دستور کار این پژوهش قرار گرفت، که با آزمون و خطا در خانواده الگوهای ARIMA، یک الگوی نهایی به نام $M4(0,1,1) CON$ به‌عنوان الگویی برتر از نظر معیارهای آماری مناسب انتخاب شد. این الگو برای هر سال میزان ۱/۴۴ میلی‌متر کاهش بارش را تا سال ۲۰۲۰ پیش‌بینی نموده است. با توجه به نتایج حاصل از این پژوهش (رفتار کاهشی بارش سالانه) و با امکان موضوع تغییر اقلیم، که امروزه از اصلی‌ترین چالش‌های بشر است، برنامه‌ریزی‌های جامع مدیریت منابع بالقوه آب در کشور (استان فارس و شهر شیراز) ضرورتی اساسی به نظر می‌رسد.

واژه‌های کلیدی: شبیه‌سازی، پیش‌بینی، بارش سالانه، گروه‌های زمانی، شیراز.

^۱ استادیار گروه علوم محیط زیست، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان،

تلفن: ۰۹۱۲۵۴۱۴۷۳۰، Email: khosravi@znu.ac.ir

^۲ دکتری اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه خوارزمی تهران.

^۳ دکتری اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه خوارزمی تهران.

مقدمه

بارندگی یکی از عوامل مهم هواشناسی است که کمیت و پراکنش آن به نحو چشمگیری در نقاط مختلف کره زمین تغییر می‌یابد. یکی از روش‌هایی که به کمک آن می‌توان سیر تحولات بارندگی را در گذشته و حال بررسی نمود، تحلیل روند گروه‌های زمانی در مقیاس‌های مختلف زمانی است. اصولاً وجود روند در گروه زمانی آب‌وهواشناسی ممکن است ناشی از تغییرات تدریجی طبیعی و تغییر اقلیم یا اثر فعالیت‌های انسانی باشد (بروکس و کارترز، ۱۹۵۳). با این وجود، بررسی روند و مقدار آن در طول زمان با استفاده از روش‌های آماری می‌تواند نتایج متقن و آگاهی‌های درخور توجهی را از آن به‌دست آورد. در زمینه گروه زمانی عناصر اقلیمی با استفاده از روش‌های آماری و اقلیمی، تحقیقات گسترده‌ای در اقصی نقاط جهان و ایران انجام گرفته است که به برخی از آنها اشاره می‌شود: سن (۱۹۹۸)، با تأکید بر اهمیت تعداد نمونه‌های آماری عناصر اقلیمی در تعیین تغییرات اقلیمی، اشاره کرده است که به علت وجود خودهمبستگی در داده‌های اقلیمی نظیر (دما، بارش و غیره)، روش‌های آماری، خصوصاً شبیه‌سازی ARIMA از معتبرترین روش‌های بررسی تغییرات اقلیمی است. تومازیو و همکاران (۲۰۰۰) تغییرات گروه زمانی بارش تابستانه را با استفاده از آزمون‌های نافراسنج و توابع متعامد تجربی در منطقه‌ی امیلیا-رومانیا مورد تحلیل قرار دادند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که در اکثر ایستگاه‌ها روند افزایشی معنی‌دار مشاهده می‌شود. زوپلاکی و همکاران (۲۰۰۴) تغییرپذیری بارش فصول مرطوب مدیترانه را در ارتباط با گردش‌های بزرگ مقیاس جوی مورد مطالعه قرار دادند. نتایج مطالعات ایشان نشان دادند که تغییرات دهه‌ای بارش‌ها با شاخص نوسان‌های جنوبی مرتبط است. همچنین مشخص گردید که در نیمه‌ی دوم قرن بیستم روند کاهشی به میزان ۲/۲ میلی متر در ماه در هر دهه اتفاق افتاده است. بکر و همکاران (۲۰۰۶) روند زمانی-مکانی بارش را در حوضه‌ی آبخیز رود یانگ تسه با استفاده از روش نافراسنج من-کندال و روش‌های زمین‌آمار مورد تحلیل قرار دادند. نتایج مطالعات آن‌ها حاکی از وجود روند معنی‌دار افزایشی در بارش ماه‌های تابستان در برخی از ایستگاه‌های حوضه‌ی مذکور بوده است. علیجانی و یارنال (۲۰۰۷) با بهره‌وری از

آمار بارش روزانه ۹۰ ایستگاه در کشور با استفاده از روش‌های زمین‌آماري مبادرت به تحلیل مکانی و تمرکز بارش در ایران نموده و نشان دادند که بیش از ۲۰ درصد کشور در معرض بارندگی‌های فرین قرار دارد، به‌طوری‌که مناطق ساحلی شمال و جنوب از سایر مناطق کشور آسیب پذیرترند. سلطانی و همکاران (۲۰۰۷) گروه زمانی بارش ماهانه ایران را شبیه‌سازی کردند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان دادند که تغییرات زیادی از نظر الگوی زمانی بارش ماهانه‌ی ایران در طول دوره مطالعه در سراسر ایران به غیر از حاشیه ساحلی دریای خزر و خلیج فارس اتفاق افتاده است. جونگ و همکاران (۲۰۱۰) روند میانگین بارش سالانه و بارش‌های فرین را در کره جنوبی با استفاده از آزمون‌های من-کندال و موران مطالعه کردند. نتایج مطالعات ایشان نشان دادند که بارش سالانه‌ی این کشور دارای روند معنی‌دار افزایشی است که این روند افزایشی در ارتباط با افزایش بارش‌های سنگین موسمی است که در فصل تابستان در این کشور رخ داده است. ترومل و شون ویز (۲۰۱۱) گروه زمانی بارش ماهانه و فرین را در آلمان با استفاده از روش‌های آماری و احتمالاتی مطالعه کردند. نتایج مطالعات ایشان نشان دادند که در بخش‌های غربی آلمان اقلیم فرین تر شده است و بارش‌های فرین بالاتر از صدک ۹۵ام و پایین‌تر از صدک ۵ام افزایش داشته است. آهنی و همکاران (۲۰۱۲) روند بارش سه دهه‌ی اخیر استان فارس را مطالعه کردند. ایشان ابتدا با استفاده از روش عکس موزون فاصله بارش پهنه‌ی استان فارس را میان‌یابی کردند. سپس با استفاده از روش من-کندال و صافی میانگین متحرک ۱۰ ساله روند بارش استان را بررسی کردند. بر اساس این مطالعه در اکثر نقاط استان روند معنی‌دار کاهشی در روند بارش مشاهده گردید. ماهاجان و همکاران (۲۰۱۲) روند بارش‌های سنگین ماهانه آمریکا را با استفاده از روش‌های نافراسنج مونت کارلو و کندال مورد تحلیل قرار دادند. نتایج حاکی از افزایش معنی‌دار روند بارش‌های سنگین ماهانه در ایالات متحده است. خردمندنیا و عساکره (۲۰۰۱) به الگوسازی ARIMA برای متوسط درجه‌ی سالانه‌ی دما در ایستگاه جاسک پرداخته‌اند. آن‌ها با استفاده از روش‌های آماری خودهمبستگی و خودهمبستگی جزئی و بازبینی بهنجار بودن باقیمانده‌ها نتیجه‌گیری کردند که متوسط دمای سالانه با شبیه‌سازی

عنوان الگوهای بهینه‌ی نهایی جهت پیش‌بینی بارش انتخاب کرد. بیات (۲۰۱۵) با استفاده از مدل آریمای بارش سالانه‌ی ۲۶ ایستگاه سینوپتیک ایران را از بدو تاسیس تا ۲۰۰۸ مدل‌سازی نمود و نشان داد که بارش سالانه‌ی ایران تابعی از بارش ۱ تا ۵ سال گذشته، و نیز مولفه‌های تصادفی ۱ تا ۳ سال گذشته است، و نیز برای ایستگاه شیراز مدل آریمای (۱، ۰، ۱) را به عنوان مدل بهینه انتخاب کرد. با توجه به رویدادهای ذکر شده هدف از این پژوهش مدل‌سازی و پیش‌بینی بارش سالانه‌ی شهر شیراز با استفاده از روش تحلیل گروه‌های زمانی است.

داده‌ها و روش‌ها

در این تحقیق از متوسط بارش سالانه‌ی شهر شیراز برای مدل‌سازی و پیش‌بینی با استفاده از روش تحلیل گروه‌های زمانی استفاده شده است. برای این منظور از ایستگاه سینوپتیک شیراز با طول دوره آماری ۶۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۵۱) و با طول جغرافیایی ۵۲ درجه و ۳۶ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۹ درجه و ۳۲ دقیقه شمالی و ارتفاع ۱۴۸۴ متر از سطح دریا استفاده گردیده است. کاربرد روش‌های آماری در تشریح تغییرات، ابزاری مفید به شمار می‌آیند. روش تحلیل گروه‌های زمانی به منظور استفاده از داده‌های موجود جهت پیش‌بینی مقادیر آینده، توسط باکس- جنکینز در سال ۱۹۷۶ مطرح شد. لذا بررسی تغییرات بلندمدت (روند) عناصر اقلیمی بنیادی اساسی در تحلیل گروه‌های زمانی اقلیمی است (عساکره، ۲۰۰۷). روند گروه‌های زمانی عناصر اقلیمی عموماً به روش کمترین مربعات برآورد می‌شود. این برآورد وقتی بهینه است که باقی مانده‌های الگو از توزیع بهنجار برخوردار باشند (ترومل و شون ویز، ۲۰۰۸). در این راستا به صورت اجمالی نیز در این بخش به روش‌های آماری و تحلیل روش گروه‌های زمانی استفاده گردیده در این پژوهش اشاره خواهد شد. برای انجام این مطالعه و شبیه‌سازی بارش از نرم افزارهای MATLAB، AnClim و Minitab بهره گرفته شد.

تحلیل طیفی

چرخه‌ها (نوسان‌های) یک گروه زمانی از داده‌ها را می‌توان به وسیله‌ی روش تحلیل طیفی استخراج کرد و نشان داد که چرخه‌ها با چه دوره‌ی بازگشتی (و یا با چه

در خانواده چندجمله‌ای و ARIMA حاکی از یک روند افزایشی معنی‌دار بوده است. بابائی و فرج زاده (۲۰۰۲) الگوهای تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران را از لحاظ مکانی به سه بخش کم بارش، متوسط و پر بارش و به لحاظ الگوهای زمانی به هفت دوره تفکیک نموده و نشان داده اند که رخداد بارندگی در کشور از نظر زمانی کاملاً تصادفی است. محمدی (۲۰۰۷) تغییرات تصادفی و ثابت بارش سالانه و فصلی ایستگاه‌های منتخب کشور را مطالعه کرده و نشان دادند که بارش فصلی و سالانه ایستگاه‌های انتخابی به غیر از تبریز دارای تغییرات تصادفی اند. عسگری و رحیم زاده (۲۰۰۶) تغییرپذیری بارش دهه‌های اخیر ایران را برای دستیابی به یک اندیشه کلی از رفتار بارش، از روش تبدیل شده آبه، انحرافات تجمعی، نسبت بیشینه ورسلی و خودهمبستگی مرتبه اول استفاده کردند. نتایج حاصل نشان دادند که دلایل ناهمگنی گروه‌های بارش ایستگاه‌های منتخب بیشتر ناشی از وجود روند نوسان‌های جمع بارش سالانه‌ی ایستگاه‌های سینوپتیک بوده است. همچنین روندهای بارش فصلی در هیچ یک از ایستگاه‌های مطالعه شده به صورت موازی رخ نداده است. بلبانی و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از مدل ARIMA به بررسی و تحلیل دمای سالانه‌ی شهر شیراز اقدام نموده‌اند. نتایج حاصل از تحقیق آنها حاکی از روند افزایشی (۰/۰۲ درجه‌ی سلسیوس) در میانگین دمای هر سال شهر شیراز تا سال ۲۰۱۵ میلادی با تعیین الگوی نهایی (۳، ۱، ۱) آریمای بوده است. بابا زاده و همکاران (۲۰۱۲) به بررسی و پیش‌بینی فراسنج‌های اقلیمی بارش و دما در منطقه شیراز با استفاده از روش‌های احتمالی پرداختند و مدل فصلی $ARIMA(0\ 0\ 0)(2\ 1\ 0)12$ را به عنوان الگوی بهینه جهت پیش‌بینی بارش ماهانه شیراز انتخاب کردند. فیروزی و همکاران (۲۰۱۲) به شبیه‌سازی و پیش‌بینی روند بارش ماهانه و فصلی در ایستگاه‌های منتخب استان فارس با استفاده از سه مدل باکس جنکینز، تجزیه به روش میانگین متحرک و هلت وینترز پرداختند. ایشان با برازش مدل‌های مختلف، مدل باکس جنکینز را به عنوان الگوی مناسب برای پیش‌بینی بارش ایستگاه شیراز انتخاب کردند. دهقانی (۲۰۱۰) در مطالعه‌ی خود به پیش‌بینی روند بارش سالانه‌ی ایستگاه‌های منتخب استان فارس با استفاده از مدل آریمای پرداخت و الگوی های آریمای (۳، ۱، ۱) و (۳، ۱، ۲) به

تمامی مراحل فوق به‌طور مفصل در بخش شبیه‌سازی همراه با شکل‌های لازم ارائه شده‌اند.

شبیه‌سازی ARIMA

فرایند تصادفی z_t را یک فرایند ARIMA با درجه‌ی (p,d,q) می‌گوئیم. اگر درجه‌ی تفاضل ۱ را انتخاب کنیم، فرایند تفاضلی به‌صورت $\{wt = (1-B)^1 z_t\}$ ، اگر درجه‌ی تفاضل ۲ را برگزینیم، فرایند تفاضلی به صورت $\{wt = (1-B)^2 z_t\}$ ؛ و چنانچه درجه‌ی تفاضل ۳ را مناسب دانسته $\{wt = (1-B)^3 z_t\}$ را انتخاب می‌کنیم. در اینجا لازم به ذکر است که برای گروه زمانی ماهانه می‌توان از تفاضل $d=12$ استفاده کرد، یعنی $\{wt = (1-B)^{12} z_t\}$ که یک فرایند مانا و به صورت رابطه ۲ است:

$$\phi p(B)(1-B)^d (wt - \mu_w) = \theta_1(B) a_t \quad (2)$$

که در آن $\mu_w = E(wt)$ ، $N(0, \sigma^2)$ ، $a_t \approx w$ ، یعنی فرایند $\{a_t\}$ دنباله‌ای از متغیرهای تصادفی هم توزیع و دو به دو و ناهمبسته (white noise) با امید ریاضی صفر و واریانس ثابت است. معمولاً فرض می‌شود که a_t دارای توزیع بهنجار است. در این صورت $\{a_t\}$ دنباله‌ای از متغیرهای مستقل با توزیع $N(0, \sigma^2)$ است، و به اختصار

نوشته می‌شود: $a_t \approx NW(0, \sigma^2)$. عملکردهای به کار رفته در معادله فوق به صورت روابط ۳ و ۴ تعریف می‌شود.

$$\phi_{p(B)} = 1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_p B^p \quad (3)$$

$$\theta_{q(B)} = 1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \dots - \theta_q B^q \quad (4)$$

در روابط فوق θ_B چند جمله‌ای میانگین متحرک خوانده می‌شود. q به ترتیب درجات چند جمله‌ای خود بازگشت و میانگین متحرک هستند. عدد d مرتبه تفاضل‌گیری نامیده می‌شود و تعداد دفعاتی را که برای رساندن گروه به نوعی تعادل آماری لازم است، نشان می‌دهد. مدل گروه زمانی با ساختار (۳) را مدل جمع بسته خود بازگشت و میانگین متحرک می‌نامند و آن را با نماد $ARIMA(p,d,q)$ نشان می‌دهند. p مرتبه ارتباط

احتمالی) بیشترین نقش را دارند. تحلیل طیف اندازه‌ای از توزیع واریانس در امتداد تمامی طول موج‌های گروه زمانی را گویند. در واقع روش تحلیل طیف، تجزیه‌ی واریانس یک گروه زمانی است. در روش تحلیل طیفی ابتدا گروه زمانی به توابع بسامدی (به صورت تابعی دوره‌ای^۱ با دامنه^۲ و فراوانی^۳) تبدیل می‌شوند. در این تابع فراوانی گویای مقیاس زمانی (چرخه‌ها در واحد زمان) و دامنه بیانگر میزان واریانس در آن مقیاس زمانی است (عساکره، ۲۰۰۹). بنابراین در این روش تک تک موج‌ها را استخراج کرده و سهم هریک از موج‌ها را در واریانس کل تعیین می‌کنیم و در نهایت، پس از استخراج واریانس تک تک موج‌ها، از لحاظ آماری بررسی می‌کنیم که سهم کدام موج معنی‌دارتر است. برای بحثی مفصل و کامل در زمینه روش تحلیل طیف صورت گرفته در این پژوهش به (چتفیلد ترجمه نیرومند و بزرگ نیا ۲۰۰۲ و عساکره، ۲۰۰۹) مراجعه شود.

الگوسازی در خانواده چند جمله‌ای

یک الگوی چند جمله‌ای درجه‌ی k به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$Y_t = \beta_0 + \beta_1 t + \beta_2 t^2 + \dots + \beta_k t^k + e_t \quad (1)$$

که در آن Y_t متغیر پاسخ، β ها فراسنج‌های مجهول و e_t باقیمانده‌ها هستند. $(t = 1, 2, \dots, n)$ در رگرسیون معمولی فرض می‌شود که e_t ها دنباله‌ای از متغیر تصادفی بهنجار مستقل با امید ریاضی صفر و واریانس ثابت σ^2 هستند. الگوی خط و الگوی سهمی و الگوی سینوسی به ترتیب متناظراً با $k=3$ ، $k=2$ ، $K=1$ هستند. مثلاً اگر گروه زمانی حول یک خط غیر افقی نوسان کند $d=0$ ، اگر گروه زمانی بحث شده حول یک خط غیر افقی روبه بالا یا پایین نوسان کند $d=1$ و اگر حول سهمی باشد $d=2$ و اگر حول یک سینوس نوسان کند $d=3$ تعیین خواهد شد. البته باید عنوان کرد که مقادیر برازش خط و ترسیم اولیه‌ی نمودار گروه زمانی جهت تعیین مقدار تفاضل در شبیه‌سازی آریما باید مورد تایید گردد و معنی‌داری آماری آن ثابت شود.

³ frequency

¹ periodic

² amplitude

ضریب تغییرات بالا باشند نشان از ناپایداری و افت و خیزهای شدید در عناصر اقلیمی داشته که منجر به عدم اعتماد برای عنصر اقلیمی خواسته (بارش) خواهد شد. با این وجود می توان ادعان نمود که بارش شهر شیراز در طول دوره ی آماری مورد مطالعه از نظم و ثبات نسبتاً مناسبی برخوردار است.

جدول ۱: ویژگی های آماری بارش سالانه شهر شیراز

مقادیر	فراسنج	مقادیر	فراسنج
دوره آماری	۲۰۱۰-۱۹۵۱	حداکثر	۷۱۱.۱
طول دوره (سال)	۶۰	دامنه	۶۱۶.۸
میانگین	۳۳۵.۲	کشیدگی	۱.۱۹۰۶۸
واریانس	۱۷۸۰.۸۳	چولگی	۰.۸۱۱۳۴۸
انحراف معیار	۱۳۳.۴۵	مد	۲۱۴.۷۴
ضریب تغییرات %	۳۹.۸	میان	۳۲۵.۹

از حیث فراسنج های تمایل به مرکز ملاحظه می شود که میان و میانگین به هم نزدیک ولی مد از آن دو فاصله دارد که این موضوع مبین این واقعیت است که مقداری از داده ها از لحاظ شکل توزیع بهنجار، دارای انحراف هستند. ضریب چولگی مثبت نیز نشان می دهد که بارش سالانه ی شیراز از نظر شکل توزیع نیز تمایل به مقادیر پایین دارد. یعنی اینکه فراوانی مقادیر پایین تر از میانگین بیش از فراوانی مقادیر بالاتر از میانگین در داده هاست. با وجود اینکه مقدار چولگی در بارش شیراز زیاد نیست، اما انتظار می رود که مقادیر روند کاهشی را تجربه نموده باشند. از نظر دامنه ی تغییرات نیز مشاهده می شود که حداکثر بارش شیراز در سال ۱۹۵۴ با ۷۱۱ میلی متر بیشترین مقدار و سال ۲۰۱۰ با ۹۴.۳۰ میلی متر کمترین میزان بارش را در طول دوره آماری به خود اختصاص داده اند که گویای دامنه تغییرات بالای گروه زمانی بارش سالانه ی شهر شیراز است. مشخصه ی کشیدگی نیز برای بیان تخت یا مرتفع بودن منحنی توزیع به کار می رود. وقتی که ضریب کشیدگی مثبت باشد، نوسان مقادیر بیشتر در اطراف میانگین است، و اگر ضریب کشیدگی صفر باشد حالت توزیع طبیعی در شکل توزیع وجود داشته و کشیدگی وجود ندارد. منفی شدن ضریب کشیدگی نیز گویای نقاط پرت و دور از میانگین در داده هاست. همان گونه که بیان شد می توان از جدول ۱ دریافت که ضریب کشیدگی مثبت بوده و بیانگر این است که از لحاظ آماری نوسان داده ها در اطراف

گروه زمانی با گذشته خود و q مرتبه ی ارتباط گروه با عوامل موثر ساخت آن را نشان می دهد؛ بنابراین، بدیهی است که هر چه p, d, q بزرگتر باشد با مدلی پیچیده تر روبرو هستیم. در ادامه، برای انتخاب یک مدل آزمایشی روش های مناسب بررسی می شوند: روش اول استفاده از نمودار روند گروه زمانی فراسنج مورد بررسی است که در مبحث الگوسازی در خانواده چندجمله ای به اختصار بیان آن ذکر گردیده است. روش مناسب دیگر استفاده از نمودار همبستگی نگار است. تا مقدار d را تعیین کنیم. به عنوان مثال در بررسی گروه زمانی بارش سالانه ی شیراز تفاضل مرتبه ۳ برای ایستاسازی انتخاب شده است، البته باید بیان نمود با توجه به برازش خط سینوسی و تأیید معنی داری آن مقدار تفاضل مورد نظر انتخاب شده است. پس از تعیین d با استفاده از نمودار همبستگی نگار یک فرایند $ARIMA(p,0)$ و با توجه به شاخک های معنی دار همبستگی نگار جزئی سری فرایند $ARIMA(0,q)$ را تعیین می کنیم. سپس هر دو فرایند را با کاربرد روش زیاد برازش و با آزمایش و خطا مورد تعدیل می کنیم، به طوری که در نهایت برای پیش بینی ۹۵٪ گروه زمانی (بارش سالانه) به یک الگوی واحد برسیم. هنگامی که دو یا چند الگو برای انتخاب بهترین مدل داشته باشیم می توان از معیار اطلاع آکائیک (AIC) برای تعیین مدل گروه زمانی استفاده کرد که هر کدام از دو مدل انتخابی مقدار آکائیک آن ها کمینه باشد، مناسبتر است. مقدار AIC برای مدل بهینه از رابطه ی ۵ به دست می آید:

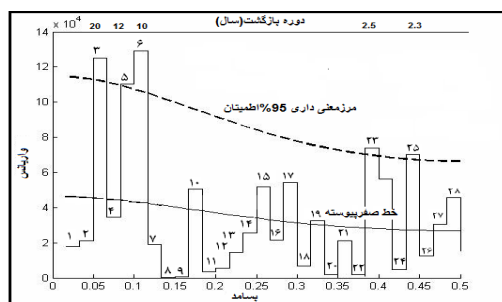
$$AIC(n) = n \ln(S_a^2) + 2(m) \quad (5)$$

که در آن S_a^2 برآورد حداکثر درست نمائی at و n طول سری (wt) و m تعداد فراسنج های مدل است (عساکره، ۲۰۰۱).

بحث و نتایج

مشخصات آماری بارش سالانه ی شهر شیراز

همان گونه که در جدول شماره ۱ مشاهده می شود، میانگین بارش سالانه ی شهر شیراز ۳۳۵.۱۶ میلی متر است. ضریب تغییرات بارش ۳۹.۸۰ درصد است. معمولاً ضریب تغییرات کم معرف نظم و ثبات و پایداری در تغییرات و افت و خیزهای اقلیمی است، در صورتی که



شکل ۱: نمودار طیف نگار بارش سالانه شهر شیراز ۲۰۱۰-۱۹۵۱

تحلیل حالت‌های بارش سالانه شیراز

در شکل ۲ نمودار برازش خط وایازی بر حالت‌های بارش سالانه ارائه شده است. با بررسی‌های اولیه می‌توان دریافت که بارش طی دوره‌های اولیه آماری روندی افزایشی را از سال‌های ۱۹۵۱ - ۱۹۵۷ طی نموده است. در ادامه روند بارش طی سال‌های بعد دچار نوسان‌هایی حول و حوش میانگین شده که این نوسان‌ها نسبت به دوره‌های اولیه و انتهای دوره‌ی گروه زمانی بارش سالانه که سال‌های اخیر است، کمتر به چشم می‌خورد. با این وجود با توجه به شکل ۲ می‌توان حالت‌های مختلف بارشی را در گروه زمانی بارش سالانه‌ی شهر شیراز ملاحظه نمود، که در ابتدای دوره آماری بارش روندی افزایشی و معنی‌دار را طی نموده، یعنی به ازای دوره‌ی آماری در این حالت بارش به ازای هر سال ۵۵/۲ میلی‌متر افزایش داشته است که میزان واریانس حالت افزایشی آن حدود ۱۵۰۵۲.۷ درصد است در صورتی که از سال ۱۹۵۷ تا سال ۲۰۰۵ بارش تقریباً روندی حول و حوش میانگین دوره‌ی آماری مذکور داشته، ولی مختصر افزایش ۲۶۱ میلی‌متر معنی‌داری در افزایش بارش به ازای هر سال در این حالت نیز رویت شده است. اما در انتهای دوره‌ی آماری بارش روندی کاهش‌ی و معنی‌دار را طی نموده، یعنی به ازای دوره آماری در این حالت، بارش به ازای هر سال ۳۹.۹ میلی‌متر کاهش داشته، که میزان واریانس حالت کاهش‌ی آن حدود ۴۳۴۴.۳ است. میزان معنی‌داری آزمون آزمایش $F(20,23)$ و $(T>1.96)$ در روند شیب خط با مقدار $P/Value<0.05$ در حالت‌های بارشی موید این واقعیت است که سه حالت مورد نظر

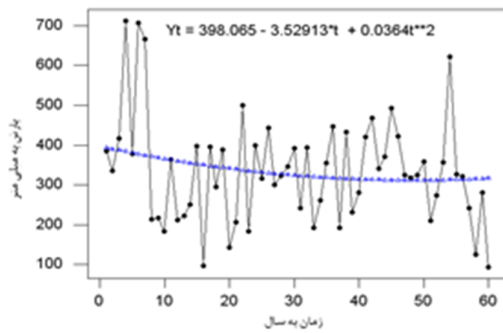
میانگین بیشتر است.

تحلیل طیفی

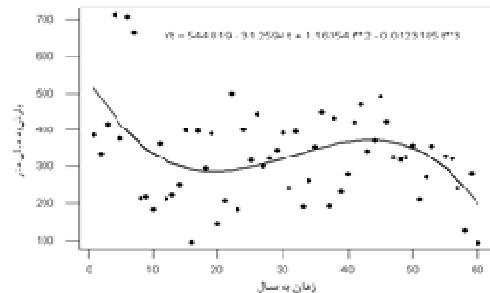
طیف را می‌توان به صورت تجزیه‌ی واریانس یک فرایند (گروه زمانی) تفسیر نمود. شکل ۱ طیف نگار متوسط بارش سالانه‌ی شهر شیراز را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود افت و خیزهای متعددی در بسامدهای بارش قابل استنباط است. بنابراین می‌توان دریافت که در سطح ۹۵٪ اطمینان همسازهای ۳، ۵، ۶، ۲۳ و ۲۵ از لحاظ آماری معنی‌دار هستند. به تعبیری وجود قله گذشته از مرز معنی‌داری ۹۵٪ نشان از وجود چرخه‌ی واقعی در طیف است. به عبارت دیگر وجود یک قله در طیف نشان‌دهنده‌ی مشارکت قابل توجه در بسامد ناحیه‌ی مورد نظر است^۴. میزان بسامدهای مربوط به همسازها نیز به ترتیب ۰.۰۵، ۰.۱، ۰.۱۲، ۰.۴، و ۰.۴۵ هستند. دوره‌های بازگشت مختلف در تحلیل طیفی مربوط به طیف‌نگار با توجه به معنی‌داری آماری همسازهای فوق نشان می‌دهد که چرخه‌های ۲.۵ - ۲.۳ - ۱۰ - ۱۲ و ۲۰ ساله بر بارش سالانه‌ی شهر شیراز حاکم است. با این وجود می‌توان بر اساس تحلیل طیفی دریافت که چرخه‌ی ۲۰ ساله با بسامد ۰.۰۵ و بیشترین واریانس (حدود ۱۲ درصد) به عنوان چرخه‌ی غالب حاکمیت خود را در طیف بارش سالانه نشان می‌دهد، یعنی بارش سالانه بر این اساس چرخه‌ی ۲۰ ساله و حاکم را تکرار می‌کند. به تعبیر دیگر بارش‌های همسان حدوداً هر ۲۰ سال تکرار شده است. البته باید عنوان نمود که دوره‌هایی با بسامد پائین حاکی از دوره‌های بازگشت طولانی (همساز ۳ با دوره‌ی بازگشت ۲۰ سال) و تغییرات چرخه‌ای را بیان می‌کنند و بسامدهای بالا نشانگر احتمال وقوع بارش‌هایی هستند که دوره‌ی بازگشت کوتاه‌تری داشته و جزء طبیعت اقلیم بوده، و تغییرات فصلی را بیان می‌دارند. نکته‌ی قابل توجه در بیان نمودار طیف‌نگار این است که، منظور از خط صفر پیوسته در آن به این معنی است، هر پله‌ای با بسامد مربوط در طیف نگار که از خط صفر پیوسته خارج شده باشند دارای روند است.

شماره ۳-۵-۶-۲۳ و ۲۵ پله‌ها یا همسازهای معنی‌دار با دوره‌ی بازگشت مربوط به آن را نشان می‌دهند.

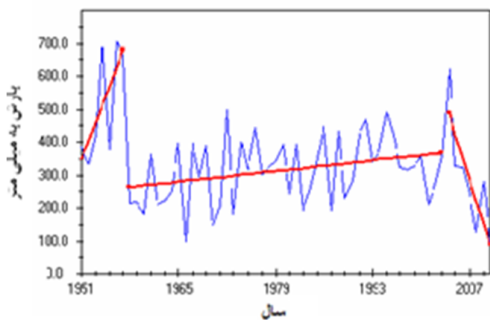
^۱ اعداد شماره‌گذاری بر روی پله‌ها شماره همسازها برای گذر از مرز معنی‌داری ۹۵٪ درصد اطمینان است چنانکه می‌بینید همسازهای



شکل ۳: برازش خط وایازی (درجه ۱) بر بارش سالانهی شیراز ۱۹۵۱-۲۰۱۰

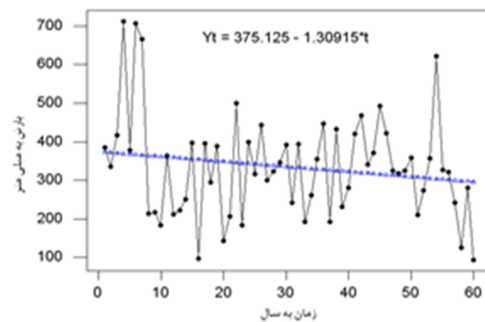


شکل ۴: برازش خط سهمی (درجه ۲) بر بارش سالانه شیراز ۱۹۵۱-۲۰۱۰



شکل ۵: برازش خط سینوسی (درجه ۳) بر بارش سالانه شهر شیراز ۱۹۵۱-۲۰۱۰

به خوبی می تواند آگاهی لازم را از نحوه ی رفتار بارش و نوسان های آن در طی دوره ی آماری مذکور ارائه نماید.



شکل ۲: نمودار برازش خط وایازی بر حالت های بارش سالانه شهر شیراز ۱۹۵۱-۲۰۱۰

الگوسازی در خانواده چند جمله ای و شبیه سازی ARIMA

در این بخش جهت شبیه سازی و پیش بینی بارش سالانه ی شهر شیراز اقدام به الگوسازی بارش سالانه در خانواده چند جمله ای ها و مدل ARIMA شده است. همان گونه که ملاحظه می شود شکل های ۳ تا ۵ نمودارهای مربوط به روند خطی، سهمی و سینوسی بارش سالانه ی شهر شیراز براساس شیب خط، و آماره های معناداری آن ها در جدول ۲ ارائه شده اند همان گونه که در مبحث مربوط به بیان روش تحقیق عنوان شد، اگر یک گروه زمانی سالانه حول یک خط افقی نوسان کند می توان $d=0$ ، و اگر گروه مربوطه حول یک خط غیر افقی رو به بالا (افزایشی) یا رو به پایین (کاهشی) نوسان کند، مقدار $d=1$ و اگر حول یک سهمی باشد $d=2$ و به صورت موجی یا سینوسی باشد $d=3$ خواهد بود که جهت ایستا نمودن گروه زمانی استفاده می شود. بدین ترتیب که اگر یک گروه زمانی دارای روند خطی باشد با عمل تفاضلی مرتبه ی یک، اگر دارای روند سهمی باشد با عمل تفاضلی مرتبه ی دو و اگر گروه زمانی مانند پژوهش حاضر دارای الگوی سهمی داشته باشد با تفاضل کردن مرتبه سه، گروه را می توان ایستا نمود. البته باید عنوان نمود که کمتر گروه سالانه ای مشاهده می شود که از روند سینوسی تبعیت نماید، که نمونه استثناء در این مورد گروه زمانی بارش سالانه ی شهر شیراز در این پژوهش را می توان نام برد.

جدول ۲: الگوهای چند جمله ای ارزیابی شده جهت شبیه سازی ARIMA			
الگوی برازش شده	معادله ارزیابی شده	p-Value	واریانس باقی مانده
الگوی خطی	$Y_t = 375.12 - 1.3t$ (۱۰/۸۱) (-۱/۳۲)	۰/۱۹	۱۷۱۷۸/۷
الگوی سهمی	$Y_t = 298 - 3.53t + 0.036t^2 + et$ (۷/۴۵) (-۰/۸۷) (۰/۵۷)	۰/۵۷	۱۶۵۳۲/۲
الگوی سینوسی	$Y_t = 545 - 31.3t + 1.16t^2 - 0.012t^3$ (۷/۹۷) (۰) (۰) (-۳/۲۵) (۳/۱۹) (-۳/۱۳)	۰/۰۰۳	۱۴۶۲۷/۳

با توجه به اینکه الگوی انتخابی $t < 15.6$ است لذا می‌توان گفت که معنی‌دار است. حال فراسنج ثابتی را جهت بهبودی مدل به آن اضافه کنیم. در اصل قصد داریم تا مدل انتخابی را از حیث معناداری آزمون و خطا کرده تا به الگوی بهینه دست یابیم لذا الگوی زیر با افزایش مقدار ثابت θ_0 آزمون می‌کنیم:

$$z_t = \phi_1 z_{t-1} + \theta_0 + e_t \quad (7)$$

$$z_t = (1446) + (286 / 26) + e_t$$

$$(1 / 8)(16 / 60)$$

ملاحظه می‌شود که فراسنج مورد نظر، مدل را بهتر نکرده لذا فرض $\theta_0 = 0$ پذیرفته شده و آن را از مدل حذف می‌کنیم. حال مقدار $q=1$ را به مدل اضافه خواهیم کرد یعنی الگوی $ARMA(1,1)$ را آزمون می‌کنیم که آیا مدل از نظر اضافه کردن میانگین متحرک بهتر خواهد شد یا خیر؟ پس معادله زیر بر آن نوشته می‌شود:

$$z_t = \phi_1 z_{t-1} - \theta_1 z_{t-1} + e_t \quad (8)$$

$$z_t = (/9995) - (/8482) + e_t$$

$$(131/29)(10/87)$$

پس الگوی انتخابی از نظر مقدار تعریف میانگین متحرک مناسب به نظر می‌رسد. پس تا اینجا مدل $ARMA(1,1)$ را به‌عنوان یک الگوی انتخابی به نام $m1$ در نظر می‌گیریم. در ادامه مقدار اتورگرسیو را افزوده یعنی مدل $(0,2)$ را آزمون می‌کنیم که آیا مدل انتخابی نامزد مناسبی برای شبیه‌سازی خواهد بود یا خیر پس معادله زیر را به اختصار بر آن می‌نویسیم:

$$z_t = \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2} + e_t \quad (9)$$

$$z_t = (/24) + (/51) + e_t$$

$$(3/91)(4/46)$$

با توجه به اینکه مقادیر برآورد در زیر فراسنج‌ها از مقدار t بزرگتر است الگوی انتخابی مورد نظر مناسب است با افزودن فراسنج میانگین متحرک $q=1$ به الگوی مورد نظر مدل $(1,2)$ را آزمون خواهیم کرد پس می‌نویسیم:

$$z_t = \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2} - \theta_1 z_{t-1} + e_t \quad (10)$$

$$z_t = (/94) + (/516) - (/800) + e_t$$

$$(5/66)(0/31)(7/41)$$

همان‌گونه که در جدول ۲ ملاحظه می‌کنیم الگوهای خط، سهمی و سینوسی متناظر با درجه‌های مختلف K به همراه واریانس باقی مانده‌های مدل آمده اند. لازم به ذکر است که در این نوشتار، اعدادی که در زیر برآورد فراسنج‌ها و در داخل دو کمان نوشته شده‌اند مقادیر t هستند که برای آزمون معنی‌دار بودن فراسنج‌ها به‌کار می‌روند، یعنی اینکه اگر قدر مطلق مقدار t بزرگتر یا مساوی با 1.96 باشد، در سطح معنی‌داری 95% با خطای 5% قضاوت می‌کنیم که فراسنج متناظر با آن به‌طور معنی‌دار با صفر تفاوت دارد. در غیر این صورت، یعنی اگر $t < 1.96$ باشد فراسنج آن را می‌توان تقریباً برابر صفر دانست و آن را از مدل حذف کرد. با توجه به نمودار گروه زمانی و خط روند برآزش داده شده در شکل‌های ۳ تا ۵، مشخص گردید که گروه زمانی مطالعه شده دارای روند سینوسی معنی‌دار بوده، پس بنابراین نیاز به تفاضل از مرتبه‌ی سه است. بدین ترتیب، در اولین مرحله از شبیه‌سازی، تفاضل مرتبه‌ی سه بر گروه زمانی بارش سالانه‌ی شیراز اعمال گردید. پس از ایستاسازی گروه زمانی و با ترسیم نمودارهای خودهمبستگی و خودهمبستگی نگار جزئی یک فرایند حدسی $ARIMA(p,d,q)$ را انتخاب نماییم. البته شایان توضیح است که جهت مدل‌سازی بارش سالانه‌ی شهر شیراز تمامی فرایندهای $d=0$ ، $d=1$ ، $d=2$ و $d=3$ هر کدام به‌صورت آزمون و خطا مورد ارزیابی قرار گرفت، تا بتوان از بین مدل‌های مربوط بهترین مدل را جهت شناسایی رفتار آینده گروه زمانی انتخاب کنیم، چه، که تمامی شرایط ممکن باید از نظر انتخاب مدل از جمله (واریانس کمینه، معیار اطلاع آکائیک، استقلال و بهنجار بودن باقی مانده‌ها و بازه‌ی اطمینان پیش بینی مدل انتخابی) تمامی صلاحیت‌های لازم را احراز نمایند، که در زیر مدل‌های مربوط را به‌صورت آزمون و خطا مورد تعدیل قرار داده‌ایم که به‌طور اجمالی به فرایند شبیه‌سازی $d=0$ و $d=3$ پرداخته خواهد شد:

برای شروع از $d=0$ و مدل $ARMA(p,q)$ آغاز می‌کنیم. ابتدا از مدل $AR(0,0,1)$ یا اتورگرسیو فرایند مدل مربوط را هدف گذاری نموده و معادله زیر برای آن نوشته می‌شود:

$$z_t = \phi_1 z_{t-1} + e_t \quad (6)$$

$$(15/6)$$

میانگین متحرک را با توجه به مدل (۲،۰) آزمون خواهیم کرد. باید توجه نمود که این شبیه‌سازی و آزمون و خطا اساساً جهت واسنجی و ارزیابی بهترین مدل نامزد از بین الگوهای است که قصد داریم بهترین مدل شایسته از بین آن‌ها انتخاب شود؛ چرا که گاهی این آزمون و خطا ما را نه به‌سوی یک مدل، بلکه به چند الگوی مختلف سوق می‌دهد. بنابراین مدل فوق را بر گروه بارش سالانه برآورد کرده و نوشته می‌شود:

$$\begin{aligned} wt &= et - \theta_{1,t} - \theta_{2,t} \\ wrt &= et - (-/7360) - (-/5648) \\ &(-6/75)(-5/12) \end{aligned} \quad (15)$$

با توجه به اینکه الگوی فوق معقول است، لذا با اضافه نمودن مقدار ثابت نیز مشاهده شد که مدل ارائه شده فوق بهتر نشده است و می‌توان فرض $\theta_0 = 0$ در مقابل $\theta_1 \neq 1$ را پذیرفت و آن را از مدل حذف نمود. ادامه با اضافه نمودن متغیر اتورگرسیو (۲،۰،۱) برآورد می‌شود. الگوی انتخابی بدین صورت معادله نویسی خواهد شد:

$$\begin{aligned} wt &= \phi_1 z_{t-1} - \theta_{1,t} - \theta_{2,t} + et \\ wrt &= (1/001) - (-/91) - (-/069) + et \\ &(69/71)(6/39)(53) \end{aligned} \quad (16)$$

با توجه به اینکه مقادیر زیر فراسنج‌ها تماماً بزرگتر از t و معنی‌دار نیست، لذا برای بررسی بهتر و بهبودی مدل مقدار اتورگرسیو را تغییر داده و مدل (۲،۰،۲) به شکل زیر ارائه می‌شود:

$$\begin{aligned} wt &= \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2} - \theta_{1,t} - \theta_{2,t} + et \\ wrt &= (1/32) + (-/32) - (1/32) - (-/13) + et \\ &(9/91)(-2/40)(342)(-2/52) \end{aligned} \quad (17)$$

بر این اساس ملاحظه می‌شود که تمامی مقادیر زیر فراسنج، صلاحیت لازم را برای انتخاب مدل دارا هست. حال مقدار ثابت θ_0 نیز به الگوی (۲،۰،۲) اضافه کرده تا بتوان یک الگوی بسیار مناسبی را نامزد نمود. الگوی انتخابی مورد نظر به‌صورت زیر معادله‌نویسی می‌شود:

$$\begin{aligned} wt &= \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2} - \theta_{1,t} - \theta_{2,t} + \theta_0 + et \\ wrt &= (0/32) + (-/0442) - (3/003) - (-/0013) + (2/68) + et \\ &(1/47)(-/89)(1/34)(-/92)(141) \end{aligned} \quad (18)$$

ملاحظه می‌شود که مقدار مورد نظر مدل را بهبود نداده است پس فرض $\theta = 0$ در مقابل $\theta \neq 1$ پذیرفته می‌شود. پس فراسنج میانگین متحرک نیز نمی‌تواند مدل انتخابی را بهبود بخشد و آن را از مدل حذف می‌کنیم. با افزودن مقدار ثابت θ_0 به مدل (۰،۰،۲) الگوی زیر را به‌دست آورده‌ایم:

$$\begin{aligned} zt &= \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2} + \theta_0 + et \\ zt &= (/12) + (/18) + (231/81) + et \\ &(0/90)(1/38)(13/55) \end{aligned} \quad (11)$$

با توجه به اینکه فراسنج اضافه شده به مدل الگوی بهتری را ارائه نمی‌نماید پس فرض $\theta = 0$ در مقابل $\theta \neq 1$ را می‌پذیریم و آن را از مدل حذف می‌کنیم. پس مدل (۰،۰،۲) نیز به عنوان مدل نامزد دیگری به نام m2 انتخاب می‌شود. همان‌گونه که ملاحظه شد با ارائه الگوی نویسی ARMA جهت تعیین مدل توانستیم دو الگوی انتخابی را بدون تفاضل‌گیری $d=0$ برای بارش سالانه شهر شیراز برآزش کرده و نامزدهای مناسب را جهت شبیه‌سازی انتخاب نماییم. در ادامه مدل مرتبه میانگین متحرک را ارائه می‌کنیم یعنی الگوی (۱،۰،۰) را آزمون می‌کنیم و می‌نویسیم:

$$\begin{aligned} wt &= et - \theta_{1,t} \\ et &- (-/62) \\ &(-6/9) \end{aligned} \quad (13)$$

با توجه به اینکه $t < 6/9$ است مدل مربوط معنی‌دار در ادامه مقدار ثابت θ_0 را به مدل اضافه خواهیم کرد تا الگوی بهتری را بتوان به‌دست آورد یعنی الگوی CON (۱،۰،۰) را آزمون می‌کنیم و می‌نویسیم:

$$\begin{aligned} wt &= et - \theta_{1,t} + \theta_0 \\ et &- (-/1060) + 334/87 \\ &(-/79) + (17/55) \end{aligned} \quad (14)$$

با توجه به اینکه مقادیر برآورد در زیر فراسنج‌ها از مقدار t کوچکتر است، مقدار ثابت نیز مدل را بهبود نداده است آن را از مدل حذف می‌کنیم، لذا فرض $\theta = 0$ پذیرفته می‌شود. لازم به ذکر است که مراحل شبیه‌سازی در نرم افزار Minitab صورت گرفته است. حال مقدار

$$z_t = z_{t-3} - \alpha t + \epsilon_t \quad (20)$$

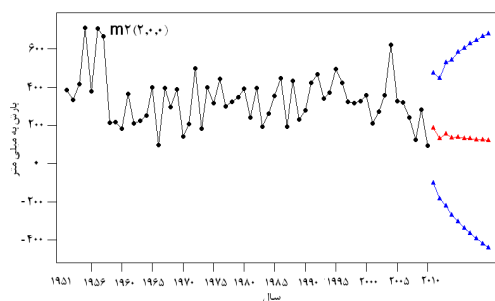
با توجه به شاخک‌های معناداری در خودهمبستگی-نگار $MA(q)$ و خودهمبستگی‌نگار جزئی $AR(p)$ یک فرایند حدسی $(0, 3, 3)$ میانگین متحرک و $(3, 3, 0)$ اتورگرسیو با آزمون و خطا ارزیابی گردید که معادله‌ی نهایی و الگوی تعیین مدل در جدول ۳ ارائه شده است. پیش‌بینی هر کدام از مدل‌ها در شکل‌های ۷ تا ۱۴ آمده است.

مشاهده می‌شود که الگوی انتخابی فوق با افزودن شدن مقدار ثابت نیز بهینه به نظر نمی‌رسد؛ بنابراین الگوی $ARMA(2,2)$ انتخاب نموده و آنرا $M3$ می‌نامیم. همان‌طور که بیان شد جهت ایستاسازی گروه از تفاضل $d=3$ با توجه به معناداری خط (روند سینوسی) استفاده شد، که معادلات زیر برای بارش سالانه بسط داده شد:

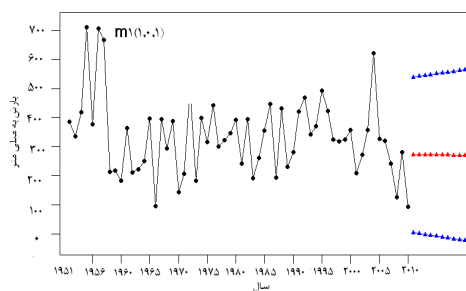
$$z_t = (1 - B)^3 z_t \quad (19)$$

جدول ۳: مدل‌های انتخابی حاصل از آزمون و خطا بر اساس مدل AIRMA

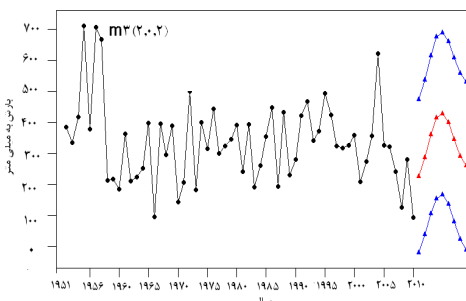
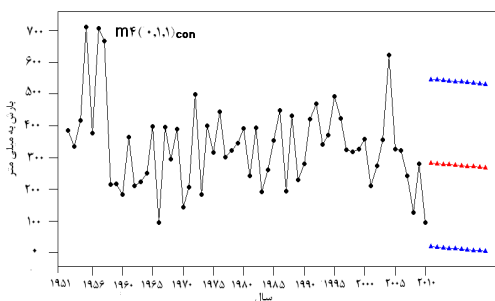
مدل انتخابی	بسط الگوی ریاضی	وارianس مانده مدل	معیار آکائیک	باقی مانده‌ها
M1 (1,0,1)	$z_t = \phi_1 z_{t-1} - \theta_1 \epsilon_t + \epsilon_t$	۱۸۰۹۰	۱۱۸۰.۳۷	نرمال و ناهمبسته
M2 (2,0,0)	$z_t = z_{t-2} - \alpha_t - \theta_1 \epsilon_{t-1} - \theta_2 \epsilon_{t-2} + \epsilon_t$	۲۰۹۴۹	۱۱۹۷.۹۸	نرمال و همبسته
M3 (2,0,2)	$z_t = \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2} - \theta_1 \epsilon_{t-1} - \theta_2 \epsilon_{t-2} + \epsilon_t$	۱۷۶۹۱	۱۱۸۱.۶۹	نرمال و ناهمبسته
M4 (0,1,1)CON	$z_t = z_{t-1} - \alpha_t - \theta_1 \epsilon_{t-1} + \theta_0 + \epsilon_t$	۱۴۷۱۷	۱۱۵۵.۶۱	نرمال و ناهمبسته
M5 (2,1,0)	$w_t = z_{t-1} - \alpha t + \phi_1 w_{t-1} + \phi_2 w_{t-2} + \epsilon_t$	۲۰۲۴۰	۱۱۹۳.۸۴	نرمال و ناهمبسته
M6 (1,2,1)	$z_t = z_{t-2} - \alpha_t + \phi_1 z_{t-1} - \theta_1 \epsilon_{t-1} + \epsilon_t$	۲۲۶۵۲	۱۲۰۷.۳۶	نرمال و ناهمبسته
M7 (0,2,2)	$z_t = z_{t-2} - \alpha_t - \theta_1 \epsilon_{t-1} - \theta_2 \epsilon_{t-2} + \epsilon_t$	۲۲۵۵۲	۱۲۰۶.۸۲	نرمال و همبسته
M8 (1,3,2)	$z_t = z_{t-3} - \alpha_t + \phi_1 z_{t-1} - \theta_1 \epsilon_{t-1} - \theta_2 \epsilon_{t-2} + \epsilon_t$	۳۸۳۵۷	۱۲۷۲.۵۶	نرمال و همبسته
M9 (2,3,1)	$z_t = z_{t-3} - \alpha_t + \phi_1 z_{t-1} + -\phi_2 z_{t-2} - \theta_1 \epsilon_{t-1} + \epsilon_t$	۳۷۹۳۰	۱۲۷۱.۲۱	نرمال و همبسته



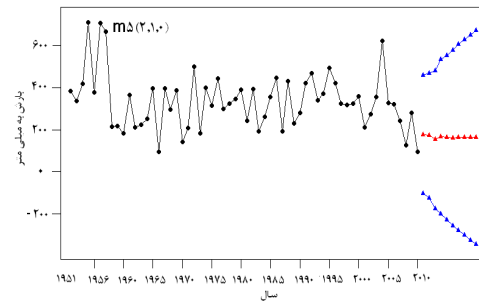
شکل ۷: پیش‌بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M2(2, 0, 0)$



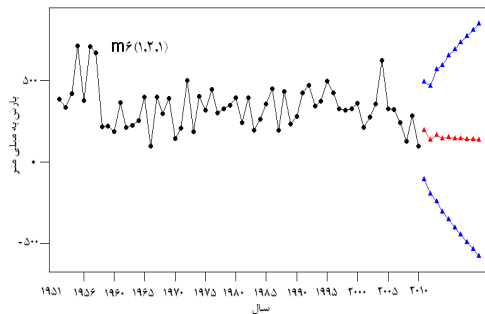
شکل ۶: پیش‌بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M1(1,0,1)$



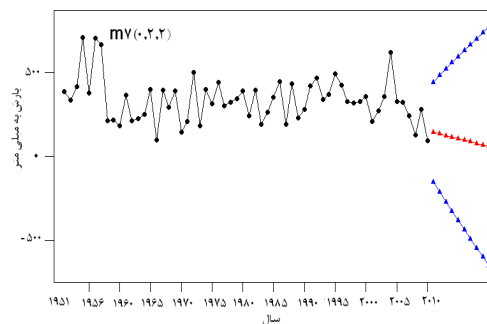
شکل ۸: پیش بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M3(2\cdot0\cdot2)$



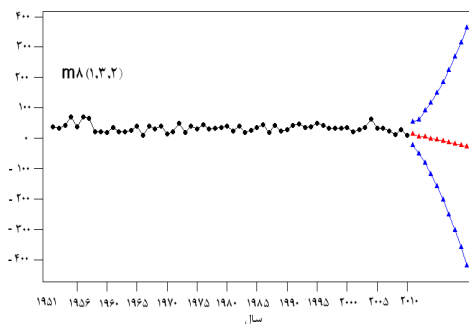
شکل ۹: پیش بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M4(0\cdot1\cdot1)CON$



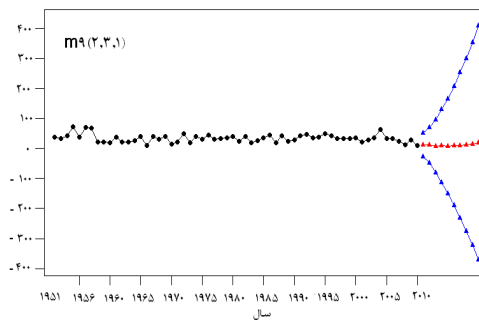
شکل ۱۰: پیش بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M5(2\cdot1\cdot0)$



شکل ۱۱: پیش بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M6(1\cdot2\cdot1)$



شکل ۱۲: پیش بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M7(0\cdot2\cdot2)$



شکل ۱۳: پیش بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M8(1\cdot3\cdot2)$

شکل ۱۴: پیش بینی ۱۰ سال آینده برای مدل $M9(2\cdot3\cdot1)$

جدول ۴: مقادیر پیش بینی با حدود اطمینان ۹۵٪ تا سال ۲۰۲۰ میلادی

دوره آماری	پیش بینی	دامنه پایین	دامنه بالا
۲۰۱۱	۲۸۲/۳۵	۱۹/۰۲	۵۴۵/۴۹
۲۰۱۲	۲۸۰/۶۵	۱۷/۴۱	۵۴۳/۸۹
۲۰۱۳	۲۷۹/۰۵	۱۵/۸	۵۴۲/۲۹
۲۰۱۴	۲۷۷/۴۴	۱۴/۲	۵۴۰/۶۹
۲۰۱۵	۲۷۵/۸۴	۱۲/۵۹	۵۳۹/۰۹
۲۰۱۶	۲۷۴/۳۴	۱۰/۹۸	۵۳۷/۴۹
۲۰۱۷	۲۷۲/۶۴	۹/۳۸	۵۳۵/۸۹
۲۰۱۸	۲۷۱/۰۳	۷/۷	۵۳۴/۲۹
۲۰۱۹	۲۶۹/۴۳	۶/۱۷	۵۳۲/۷
۲۰۲۰	۲۶۷/۸۳	۴/۵۶	۵۳۱/۱

بارش سالانه شیراز طی یک دوره‌ی آماری ۳۵ ساله (۱۹۷۷-۲۰۱۱) به این نتیجه رسید که بارش سالانه شیراز روند کاهشی داشته که با یافته‌های این تحقیق مبنی بر روند کاهشی بارش که هم توسط نمودار گروه زمانی و هم توسط الگوی آریمای منتخب به اثبات رسید، همخوانی دارد. همچنین ایشان مدل آریمای (۱،۱،۳) را به عنوان الگوی مناسب انتخاب کرد. بیات (۱۹۸۹) در مطالعه‌ی دیگر الگوی آریمای (۰،۱،۱) را به عنوان مدل بهینه برای بارش سالانه‌ی زنجان طی یک دوره‌ی آماری ۵۳ ساله (۱۹۵۷-۲۰۰۹) انتخاب کرد و ایشان نیز روند کاهشی بارش را برای زنجان نشان داد و توسط الگوی منتخب ۱۰ میلی‌متر کاهش بارش برای دهه‌ی بعد پیش‌بینی نمود. در مجموع با بررسی مطالعات صورت گرفته بر روی مجموع سالانه‌ی کشور، در اکثر ایستگاه‌ها روند کاهشی بارش قابل مشاهده است. همچنین، با توجه به مطالعات انجام شده درباره‌ی بارش سالانه‌ی شیراز که با طول دوره‌های مختلف آماری انجام گرفته است، رفتار کاهشی بارش به اثبات رسیده است. به طوری که مدل منتخب مطالعه حاضر حدود ۱۵ میلی‌متر کاهش بارش را برای دهه‌ی دوم هزاره‌ی سوم میلادی برای ایستگاه شیراز پیش‌بینی نموده است. بیات (۲۰۱۵) نیز حدود ۱۲ میلی‌متر کاهش بارش را برای ایستگاه شیراز پیش‌بینی نمود که در تأیید مطالعه‌ی حاضر است.

نتیجه‌گیری

بارش به‌عنوان یکی از اساسی‌ترین عنصر اقلیمی، از مهم‌ترین شاخص‌های آب و هوایی هر ناحیه‌ی جغرافیایی محسوب می‌گردد. تحقیقات متنوع و جامعی در زمینه اقلیم‌شناسی (بارش) می‌تواند اطلاعات جامع و سودمندی را جهت برنامه‌ریزی‌های مبتنی بر مطالعه ارائه نماید. در این پژوهش نیز رویه‌ی موسوم به شبیه‌سازی و پیش‌بینی بارش سالانه شهر شیراز با استفاده از روش تحلیل گروه‌های زمانی جهت درک رفتار گذشته و آینده بارش مد نظر قرار گرفته است. در این راستا ابتدا ضمن معرفی روش‌های روش تحلیل گروه‌های زمانی از جمله (تحلیل طیفی جهت شناسایی چرخه‌های بارش سالانه)، (مدل ARIMA برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی بارش سالانه) اقدام به ارزیابی رفتار گروه زمانی بارش سالانه طی یک دوره‌ی آماری ۶۰ ساله (۱۹۵۱-۲۰۱۰) شده است. از اهم نتایج این پژوهش نکات

به‌عنوان مثال با توجه به شاخص معنی‌دار در تفاضل $d=3$ در خودهمبستگی‌نگار و خودهمبستگی‌نگار جزئی جهت تعیین الگوی حدسی معادلات مربوط به الگوهای حدسی به صورت زیر معادله‌نویسی شده‌اند:

$$zt = z_{t-3} - at - \theta_{1z_{t-1}} - \theta_{2z_{t-2}} - \theta_{3z_{t-3}} + et \quad (21)$$

$$wt = z_{t-3} - at + \phi_1 z_{t-1} + \phi_2 z_{t-2} + \phi_3 z_{t-3} + et \quad (22)$$

هر دو مدل حدسی فوق براساس شاخص‌های مربوط که بسط یک الگوسازی ARIMA در رفتار گروه زمانی است الگوسازی شد که آن همان‌گونه که ذکر شد در جدول ۲ با شاخص‌های تعیین مدل مناسب بیان شده است. همان‌طور که ملاحظه شد با ذکر دو نمونه از فرایند زیاد برآوردن بر الگوی $d=3$ و $d=0$ توانستیم با آزمون و خطا چند الگوی معیار را از بین مدل‌های انتخابی نامزد کنیم. با توجه به جدول ۳ ملاحظه می‌شود که از بین مدل‌های نامزد شده در الگوسازی ARIMA مدل $M_4 (1,1,0)$ از هر نظر نسبت به الگوهای دیگر انتخابی برتری دارد. از جنبه پیش‌بینی نیز می‌توان به صراحت اذعان نمود که بازه‌ی اطمینان کوچک و یکنواخت تا انتهای افق پیش‌بینی در نمودار گروه زمانی نیز یک الگوی مناسب برآورد شده را نشان می‌دهد. واریانس کمینه ۱۷۶۹۱ می‌تواند به بهترین وجه آینده گروه زمانی بارش سالانه‌ی شهر شیراز را پیش‌بینی نماید. جدول ۴ نیز مقادیر حد آستانه بالا و پایین به همراه حدود اطمینان ۹۵٪ و مقادیر آن نیز تا سال ۲۰۲۰ برآورد شده است. شایان ذکر است الگوهای M_1 و M_3 پس از الگوی M_4 جهت پیش‌بینی می‌توانند مورد استفاده قرار گیرند. با توجه به اینکه تغییر در طول دوره‌ی گروه زمانی باعث تغییر ویژگی‌های آن گروه خواهد شد، لذا برای یک ایستگاه با طول دوره‌های مختلف، ممکن است مدل‌های متفاوتی برآورد یافته باشند. به‌طور مثال بیات (۲۰۱۵) در شبیه‌سازی بارش سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک ایران طی بازه زمانی ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۸، مدل آریما (۱،۰،۱) را به عنوان مدل بهینه انتخاب کرد. اما در پژوهش حاضر با تغییر جزئی در طول دوره، شاهد تغییر در الگوی بهینه می‌باشیم. لازم به توضیح است پژوهش پیش رو با طول دوره‌ی آماری ۶۰ ساله، با به کارگیری حداکثر دوره آماری اقدام به شبیه‌سازی و پیش‌بینی نموده است که از ویژگی‌های بارز آن است. در پژوهشی دیگر دهقانی (۲۰۱۰) با شبیه‌سازی

- Ph.D. Thesis in Climatology, University of Isfahan (In Persian).
- 3) Asakereh, H. 2007. Spatio – Temporal Changes of Iran Inland Precipitation during Recent Decades. *Geography And Development Iranian Journal*. 5: 145-164 (In Persian).
 - 4) Asakereh, H. 2009. Analysis of average annual temperature in Zanjan city, *Geography and Development*. 8: 11-24 (In Persian).
 - 5) Alijani, b., Brien, J and Yarnal. b. 2007. Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theor. Appl. Climatol*. 97: 107- 127.
 - 6) Asgari, A and Rahimzadeh, F. 2006. Study of the precipitation variability in recent decades in Iran, *Journal of Geography Research*. 38: 67-80 (In Persian).
 - 7) Babaei, A and Farajzadeh, M. 2002. Patterns of spatial and temporal variations of precipitation in Iran, *Journal of Modarres of Human Sciences*. 6: 51-70 (In Persian).
 - 8) Babazadeh, H., Shamsniya, S., Bostani, F., Norozyaghdam, E and Khodadadydehkardy, D. 2012. Analysis of Drought, Wetness Year and Forecasting of Climate Parameters, Precipitation and Temperature Using Stochastic Methods in Shiraz City, *Geography and Planning*. 16: 23-47 (In Persian).
 - 9) Balyani, Y., Fazelnia, Gh., Jalali, M and Bayat, A. 2012. A study and prediction of annual temperature in shiraz using ARIMA model. *Geographical Space*. 12: 127-144 (In Persian).
 - 10) Bayat, A. 2010. Analyzes of time series of precipitation in Zanjan, MSc Thesis, University of Zanjan, Geography department, Zanjan (In Persian).
 - 11) Bayat, A. 2015. The modeling and forecasting of annual precipitation in Iran using ARIMA method, *International Journal of Geography*. 1: 1-25 (In Persian).
 - 12) Becker S, Gemmer M, Jiang T. 2006. Spatiotemporal analysis of precipitation trends in the Yangtze River catchment. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 20: 435-44.
 - 13) Brooks C.E.P and Carrthers N. 1953: Handbook of statistical methods in meteorology. London, H.M.S.O.
 - 14) Chetfield, S. 2002. An Introduction to Time Series Analysis, Translated by Hassan Ali Nirmand and Abolghasem Big Nia, Ferdowsi University Press, Mashhad (In Persian).

ذیل را می‌توان ذکر کرد: ابتدا در روش تحلیل طیفی چرخه‌های ۲/۵ ساله، ۵ ساله، ۱۰، ۱۲ و ۲۰ ساله بر بارش سالانه شناسایی گردیده که همساز سوم با دوره‌ی بازگشت ۲۰ ساله در مجموع به‌عنوان چرخه‌ی غالب با واریانس (حدود ۱۲ درصد) حاکمیت خود را در طیف بارش نشان می‌دهد. در نهایت، برای آگاهی و اطمینان جهت رفتار گذشته و پیش‌بینی مقدار بارش سالانه تا سال‌های آینده شبیه‌سازی ARIMA برای گروه زمانی مورد بحث در دستور کار این پژوهش قرار گرفته شد، که با آزمون و خطا در خانواده الگوهای ARIMA یک الگوی نهایی به نام $M4(0,1,1) CON$ به‌عنوان الگوی برتر از نظر معیارهای آماری از جمله (واریانس کمینه، کمینه معیار اطلاع آکائیک، استقلال و بهنجار بودن باقی مانده‌های مدل) نامزد مناسب انتخاب شد. این الگو نیز برای هر سال میزان ۱/۴۴ میلی متر کاهش بارش را تا سال ۲۰۲۰ پیش‌بینی کرده است. در مجموع با توجه به یافته‌های این مطالعه و با مقایسه با کارهای تقریباً مشابه انجام شده در این زمینه که به اتفاق گویای روند کاهشی بارش در شیراز بودند، و نیز با توجه به پیش‌بینی کاهشی میزان بارش سالانه‌ی شیراز طی دهه آینده، به طور قوی می‌توان گفت که بارش شیراز طی دهه‌های اخیر با کاهش روبرو شده است و این کاهش در حدود ۱۵ میلی متر در طول دهه‌ی آینده برآورد شده است. با توجه به نتایج حاصل از این پژوهش (رفتار کاهشی بارش سالانه)، و با امکان موضوع تغییر اقلیم که امروزه از اصلی‌ترین چالش‌های فرا روی بشر امروز است، برنامه‌ریزی‌های جامع و مدون جهت مدیریت منابع بالقوه-ی آب در کشور (استان فارس و شهر شیراز) ضرورتی اساسی به نظر می‌رسد؛ چه، خشکسالی‌ها با همه پیامدهای خود می‌تواند تکرار پذیر بوده و به‌صورت آشکار و نهان خسارات هنگفتی را بر عرصه‌های مختلف خصوصاً مسایل کشاورزی وارد کند.

منابع

- 1) Ahani, H., Kherad, M., Kousari, MR., Rezaeian-Zadeh, M., Karampour, MA., Ejraee, F., Kamali, S. 2012. An investigation of trends in precipitation volume for the last three decades in different regions of Fars province, Iran. *Theoretical and Applied Climatology*. 109: 361-82.
- 2) Asakereh, H. 2001. Statistical-climate analysis of temperature time series in Iran,

- influence of large-scale dynamics and trends. *Climate dynamics*. 23:63-78.
- 15) Dehghani, A. 2010. Application of Arima Models in predicting annual precipitation trends of selected stations in Fars province, MSc Thesis, University of Payamnour, Shiraz (In Persian).
 - 16) Firouzi, F., Negaresh, H and Khosravi, M. 2012. Modeling, forecasting and estimating precipitation trend in selected stations of Fars province, *Journal of Management System*, 7: 77-91 (In Persian).
 - 17) Jung, I.W., Bae, D.H., and Kim, G. 2011. Recent trends of mean and extreme precipitation in Korea. *International journal of climatology*, 31: 359-370.
 - 18) Kharadmand Nia, M and Asakereh, H. 2001. Modeling the ARIMA for the average annual air temperature in Jask, 3rd Conference of probability and random processes, University of Isfahan, Khansar Unit (In Persian).
 - 19) Mahajan, S., North, GR., Saravanan, R and Genton MG. 2012. Statistical significance of trends in monthly heavy precipitation over the US. *Climate dynamics*. 38:1375-87.
 - 20) Mohammadi, H. 2007. Temporal Variation of Rainfall in Iran, *Journal of Environmental Studies*. 32: 87-100 (In Persian).
 - 21) Şen, Z. 1998. Small sample estimation of the variance of time-averages in climatic time series. *International journal of climatology*. 18: 1725-32.
 - 22) Soltani, S., Modarres, R and Eslamian, S. 2007. The use of time series modeling for the determination of rainfall climates of Iran. *Int. J. Climatol*. 27: 819-829.
 - 23) Tromel, S and Schonwiese, C.D. 2008. Robust trend estimation of observed German precipitation *Theor. Appl. Climatol*. 93: 107-115.
 - 24) Tromel, S and Schönwiese, C.D. 2011. Extreme Value and Trend Analysis Based on Statistical Modelling of Precipitation Time Series. In *Extremis*. 2: 184-200.
 - 25) Tomozeiu, R., Busuioc, A., Marletto, V., Zinoni, F and Cacciamani, C. 2000. Detection of changes in the summer precipitation time series of the region Emilia-Romagna, Italy. *Theoretical and Applied Climatology*. 67:193-200.
 - 26) Xoplaki, E., Gonzalez-Rouco, JF., Luterbacher, JU and Wanner H. 2004. Wet season Mediterranean precipitation variability: