

تحلیلی آماری بر روند تغییرات دمای مشهد طی سده گذشته و رابطه آن با نوسانهای اطللس شمالی

چکیده

گرمایش زمین به دلیل اثرهای محیطی و اقتصادی-اجتماعی آن و نیز به جهت تأثیر آن در برنامه‌ریزی‌های خرد و کلان، طی چند دهه اخیر مورد توجه محافل علمی بوده است. یکی از نتایج گرمایش مزبور، تغییر محسوس در رفتار و الگوهای فشار است. برای مثال، این تغییرات، روند عمومی نوسانهای اطللس شمالی (NAO) را متأثر ساخته است. نوسانهای شمالی نیز به نوبه خود، فراوانی و جهت جریانهای جوی را تعیین می‌کنند.

در این نوشتار، سعی شده رفتار دمای مشهد (با ۱۰۶ سال طول دوره آماری) مورد ارزیابی قرار گیرد. همچنین برای شناخت رابطه بین تغییرات دمای مشهد و نوسانهای اطللس شمالی تلاشهایی صورت گرفته است. در این راستا از روش‌های آماری، مدل‌های ARIMA و مدل‌های تابع انتقال بهره گرفته شده است.

دمای مشهد و نوسانهای اطللس شمالی طی دوره مورد بررسی، سه فاز را تجربه نموده‌اند. فازهای دمایی و فازهای نوسانهای اطللس شمالی، به لحاظ زمانی تقارن نسبی داشته‌اند. در طول دوره آماری، دمای سالانه در مشهد $0/003992 \pm 0/004495$ درجه سلسیوس افزایش داشته است. نوسانهای شمالی نیز به میزان $-0/00496 \pm 0/001$ کاهش روند داشته است. بدین ترتیب، تصور می‌شود روند بلندمدت نوسانهای شمالی قادر به توجیه تغییرات بلندمدت دمای مشهد است. بهترین مدل ARIMA برای برازش یافته بر میانگین سالانه دمای مشهد، مدل ARIMA (0,1,1) است. براساس مدل

تابع انتقال نوسانهای شمالی به دمای مشهد، افت و خیزهای سالانه نوسانهای شمالی با وزن $0/49$ بر دمای مشهد تأثیر می‌گذارد. مقادیر دمای 20 سال آینده براساس مدل ARIMA و مدل تابع انتقال، برآورد شده است. براساس این پیش‌بینی، میزان افزایش دما از $0/006$ تا $0/0068$ درجه سلسیوس به ازای هر سال برآورد گردیده است.

کلید واژه‌ها: روند فاز، نوسانهای شمالی، مدل آریما، تابع انتقال.

مقدمه

طی سده گذشته، میانگین دمای پهنه‌های خاکی $0/214 \pm 0/554$ درجه سلسیوس (Hansen & Lebedeff, 1987) و دمای کل کره زمین $0/13 \pm 0/38$ درجه سلسیوس افزایش یافته است (Jones et al, 1986 c). بیشتر گرمایش مزبور از دهه‌های نخستین قرن بیستم آغاز شده است. اگرچه این میزان گرمایش ممکن است در نظر اول ناچیز به نظر برسد، اما بررسی‌های بوم‌شناختی نشان می‌دهد که تغییرات میانگین ارقام درازمدت دمای هوا، حتی در صورتی که از $0/1-0/2$ درجه سلسیوس هم تجاوز نکند، واکنش‌های حساسی در سیستم مزبور پدید می‌آورد. هرچند نوسانهای سالانه و فصلی از لحاظ وضعیت هوا حاوی دامنه‌ای بزرگتر است، اما اکوسیستم‌ها را چندان تحت تأثیر قرار نمی‌دهد. بنابراین، زمان تعادل و لختی اکوسیستم را می‌توان یک فرایند حفاظتی در مقابل تأثیرهای کوتاه‌مدت و شدید هوا تلقی نمود (کاوایانی، ۱۳۷۵). بدین جهت و به دلیل اثرهای محیطی و اقتصادی-اجتماعی، طی چند دهه اخیر گرمایش زمین از موضوعات جالب توجه محافل علمی بوده و تحقیقات گسترده‌ای را در مقیاس جهانی، ناحیه‌ای و محلی به خود اختصاص داده است. از این قبیل مطالعات می‌توان به کارهای جونس و همکاران (Jones et al., 1986, a,b,c)، جونس (Jones, 1988)، فولاند و همکاران (Folland et al., 1990) و هانسن و لبدف (Hansen & Lebedeff; 1987) اشاره نمود که عمدتاً روند افزایشی را در مقادیر دما، بویژه از دهه‌های نخستین سده بیستم میلادی، اثبات نموده‌اند.

یکی از جنبه‌های قابل توجه که مطالعات اخیر را به خود جلب نموده است، روند نوسانهای اطلس شمالی^۱ (NAO) طی سی ساله گذشته است، که در طول دوره آماری بی‌سابقه بوده است. تغییرات مزبور، به گرمایش اخیر کره زمین نسبت داده می‌شود (Vecchio & Nanni, 1994) و خود نیز بر شدت، فراوانی و جهت جریانهای جوی اثر نهاده (Kann & Teixeira, 1990)

(Randel & Wu, 1999; Wallace et al, 1995; Hurrel, 1995; Shabbar et al, 1997) در نتیجه، روند دما را متأثر می‌سازد از این جهت، روند اخیر NAO مطالعات را در مجرای بررسی تغییرات اقلیم و هوای عرض‌های میانه و بالا در نیمکره شمالی و همچنین اثرهای آن بر اکوسیستم‌های عرصه‌های آبی و خاکی قرار داده است. تغییرات بلند مدت روند NAO، به‌طور خلاصه نتایج اقلیمی زیر را در پی داشته است:

۱. تقویت غربی‌های جنب قطبی از سطح زمین تا استراتسفر پایینی (Thompson, et al., 1999)
۲. تکوین زمستان‌های ملایم‌تر در اروپا و در مجاورت آسیا و زمستان‌های سرد در کانادای شرقی و شمال غرب اقیانوس اطلس (Wallace et al, 1995; Hurrel, 1996; Shabbar et al., 1997)
۳. تغییرات ناحیه‌ای محسوس در الگوهای بارش که حاصل مطالعات هارل (Hurrel, 1995) است.
۴. تغییرات محسوس میانگین فشار سطح دریا در شمالگان (Wallace et al., 1996)
۵. سرمایه‌گذاری استراتسفر بر روی کلاهک قطبی (Randel & Wu, 1999) و کاهش ستون ازن از ۴۰ درجه شمالی به سمت قطب‌ها (Thompson et al. 1999; Randel & Wu, 1999)
۶. تغییر فعالیت طوفان‌زایی و دگرگونی در فراوانی و شدت فصلی سیستم‌های مانع (بلو کینگ) در مسیر طوفان‌های اطلسی (Hurrell, 1995).

بخش مهمی از روند گرمایشی دمای جهانی، از تغییرات چرخش جوی در اقیانوس اطلس شمالی متأثر می‌شود (Graf et al, 1995; Thompson et al. 1999). این وضعیت، برای چرخه‌های چند ساله میانگین‌های ناحیه‌ای نیز صادق است (Vecchio & Nanni, 1994; Kann & Teixeira, 1990). فزونی گرادیان فشار طی فاز مثبت NAO، طوفان‌های قوی‌تر و با فرکانس بالاتری را در امتداد اقیانوس اطلس و به سمت شمال ایجاد می‌نماید. در این هنگام، زمستان‌های گرم و مرطوب در اروپا استقرار می‌یابد، در حالی که شمال کانادا و گرینلند زمستان سرد و خشکی را تجربه می‌کنند. همچنین، شرق ایالات متحده زمستان معتدل و مرطوبی را می‌گذراند.

کاهش گرادیان فشار به هنگام وقوع فاز منفی، شاخص نوسانهای شمالی باعث تکوین کمتر و ضعیف‌تر طوفان‌ها در امتداد غربی- شرقی خواهد شد. همچنین، هوای مرطوب اطلس به مدیترانه وارد می‌شود و هوای سرد به شمال اروپا هجوم می‌آورد. در این هنگام، گرینلند زمستان معتدل‌تر و سواحل شرقی ایالات متحده هوای سردتر و زمستان پر برفی را خواهند گذراند. موقعیت جغرافیایی ایران، باعث شده که کشور در معرض هجوم توده‌های هوایی مختلف از جمله توده‌های هوایی غرب

و شمال غرب (اطلس و مدیترانه و دریای سیاه) قرار گیرد (علیجانی، ۱۳۶۶). حرکت یا هجوم توده‌های هوایی یاد شده، با چگونگی توزیع و رفتار مراکز فشار ایسلند و آزور بی ارتباط نبوده است. از این رو، در جهت یافتن رابطه‌ای کمی بین تغییرات مراکز فشار یاد شده با دمای ایران، تلاش خواهد شد. در این میان، دمای مشهد با طول دوره آماری مناسب (۱۰۶ سال) جهت مطالعه روند و اثرهای NAO مورد توجه قرار گرفته است. ایستگاه مشهد در $36^{\circ} 16'$ شمالی و $59^{\circ} 38'$ شرقی، در شمال شرق ایران قرار گرفته است. ارتفاع این شهر در محل ایستگاه هواشناسی، ۹۹۰ متر بالاتر از سطح دریاست. در این تحقیق، ویژگی‌های دمای مشهد در ارتباط با ویژگی‌های توصیفی نوسانهای اقیانوس اطلس شمالی، بررسی و ارزیابی خواهد گردید. اهداف کلی و عمده این نوشتار را می‌توان در موارد زیر خلاصه نمود:

۱. شناخت و ارزیابی دگرگونی‌های دمایی مشهد در بازه صد ساله؛
۲. اثر نوسانهای شمالی بر دگرگونی‌های دمایی مشهد.

مواد و روش‌ها

دمای سالانه ایستگاه مشهد طی سال‌های ۱۸۹۱-۱۹۹۶ (۱۰۶ سال)، مورد استفاده قرار گرفته است. داده‌های مربوط به دوره مزبور، از سه منبع اطلاعاتی استخراج و پردازش شده‌اند: طی دوره ۱۸۹۱-۱۹۵۰، میانگین سالانه دما که به درجه فارنهایت ثبت گردیده، از گزارش "سازمان جهانی هواشناسی"^۲ تحت عنوان "گزارش جهانی هوا"^۳ استخراج شده است. در دوره مذکور، در دو مرحله و به مدت بیست سال (طی دوره‌های ۱۸۹۵-۱۹۰۴ و ۱۹۴۱-۱۹۵۰) داده‌های مفقود وجود داشته است. داده‌های مربوط به دوره‌های مزبور، از شرکت ملی نفت ایران اخذ گردیده است. از سال ۱۹۵۱ به بعد، با تأسیس سازمان هواشناسی کشور، میانگین دما در این ایستگاه تحت نظارت سازمان مذکور، ثبت و ضبط می‌شده است. به منظور همخوانی دمای پیش از دهه ۵۰ و بعد از آن، دمای گزارش شده به وسیله سازمان جهانی هواشناسی به درجه سلسیوس تبدیل گردیده است. در این مطالعه، اهداف و روش‌های زیر مورد توجه قرار گرفته است:

۱. بررسی وجود روند در دمای سده اخیر؛ که به روش بررسی شیب خط وایازی دما - زمان، انجام گرفته است. هدف کلی در این بخش، درک و تصویری از چگونگی تغییرات روند طی سده گذشته است. در این راستا و به منظور مدل‌بندی رفتار دما، مدل‌های ARIMA غیرفصلی به روش

باکس - جنکینز (Box & Jenkins, 1960) به کار گرفته می‌شود. برپایه این مدل‌ها، تغییرات سالانه دما براساس مقادیر گذشته و نیز مؤلفه‌های تصادفی حال و گذشته توصیف می‌گردد.

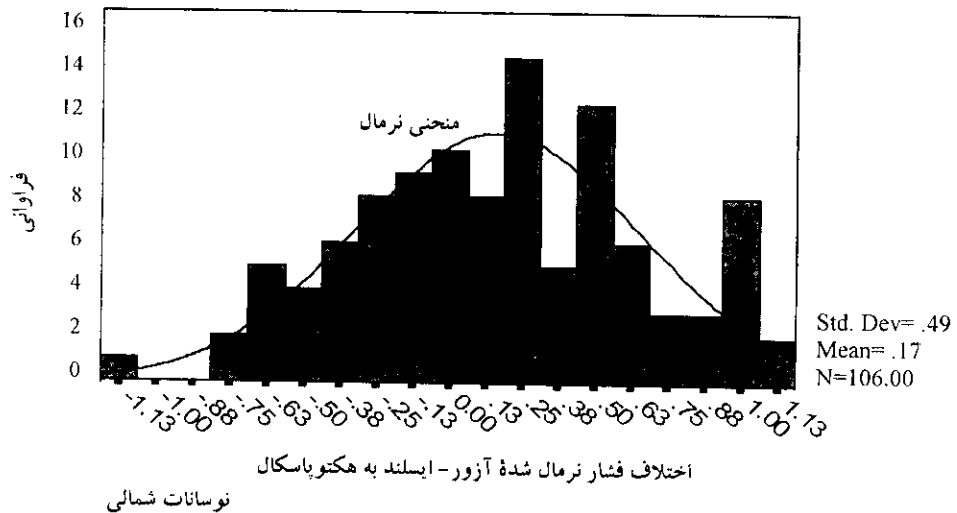
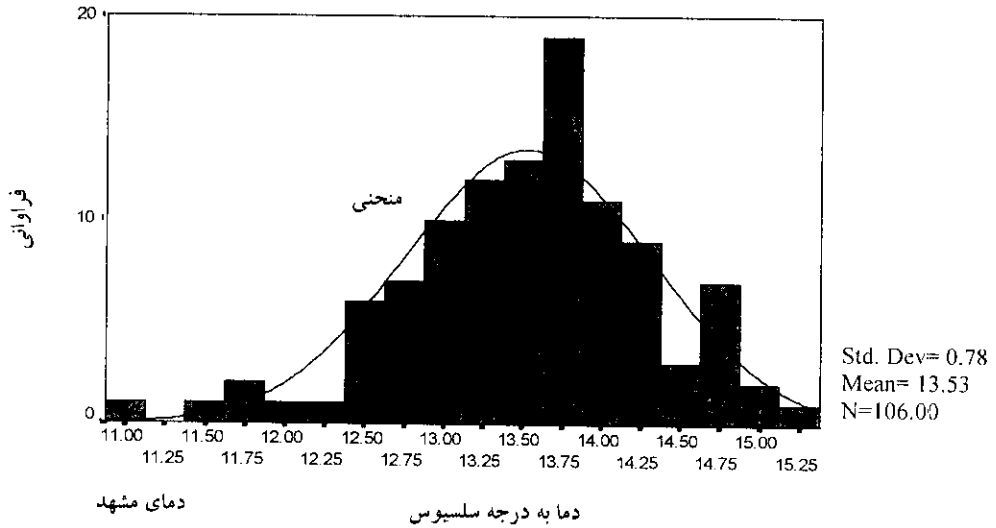
۲- ارزیابی اثر "نوسانهای اقیانوس اطلس شمالی" در توضیح و توجیه برخی تغییرات بلندمدت، از اهداف دیگر تحقیق است. عمومی‌ترین شاخص NAO، برپایه اختلاف فشار نرمال شده سطح دریا، بین منطقه جنب حاره (آزور) و کم‌فشار جنب قطبی (ایسلند) بنا نهاده شده است. در اینجا، داده‌هایی برگزیده شده که از "گیبرالتری" در جنوب غربی "ریکیاویک" و "پونت دلگادا" در آزور گردآوری شده است. اختلاف فشار نرمال شده در این دو نقطه، شاخص نوسانهای اطلس شمالی را شامل می‌شود. در این بخش، الگوهایی را به کار می‌بریم که در آنها تغییرات دما با استفاده از مدل‌های تابع انتقال در رابطه با نوسانهای شمالی (NAO) بیان شود؛ یعنی دستگاهی خواهیم ساخت که در آن یک سری خروجی به یک سری ورودی مربوط باشد. بر این اساس، دما به عنوان سری خروجی و تغییرات NAO به عنوان سری ورودی ارزیابی خواهد گردید.

ویژگی‌های عمومی میانگین‌های سالانه دما - نوسانهای شمالی

ویژگی‌های آماری دما، نوسانهای شمالی، در جدول ۱ نشان داده شده است. فراسنج‌های ارائه شده در این جدول، عبارت است از: میانگین، واریانس، انحراف معیار، ضریب تغییرات، حداقل، حداکثر، دامنه، چولگی و کشیدگی داده‌ها.

میانگین سالانه دما در ایستگاه مشهد، ۱۳/۵ درجه سلسیوس است. نزدیکی میانه، نما و میانگین دما به یکدیگر، در جدول و شکل ۱ دیده می‌شود. این امر نشان می‌دهد شکل توزیع فراوانی دما به توزیع نرمال نزدیک است. همان‌گونه که در شکل و جدول می‌توان دید، دامنه دما در مشهد ۱۱-۱۵/۳ درجه سلسیوس بوده است. به دلیل موقعیت جغرافیایی مشهد، این شهر مورد هجوم توده‌های هوایی متنوع قرار گرفته است. اما چنانکه انتظار می‌رود، از آنجا که توزیع دما به‌هنگار بوده، بیشترین بسامد دمای مشهد در دامنه ۱۴-۱۳/۵ درجه سلسیوس (۳۰/۲٪) یعنی حول میانگین رخ داده است. می‌دانیم که هرچه داده‌ها بیشتر از توزیع نرمال تبعیت کنند، بسامدهای بیشینه دما به میانگین نزدیکتر خواهد بود. با وجود اینکه تواتر (بسامد) دامنه‌های بالا و پایین در دو طرف خط میانگین کم است، اما چنانکه در بافتنگارهای ارائه شده در شکل ۱ دیده می‌شود، برای دمای مشهد، فراوانی حداقل‌های

پرت کمتر از حداکثرهای آن است. در نتیجه، توزیع فراوانی دمای سالانه کمی به چپ چولگی یافته است. لازم به یادآوری دوباره و توضیح این مطلب است که با وجود چولگی، باید توجه داشت که دما دارای توزیع نرمال بوده و حداکثر خطای ممکن کمتر از ۰/۵ درجه سلسیوس است. از این رو، در بسیاری از مواقع، باید توزیع دما را با توزیع نرمال مورد بررسی قرار داد. بدین دلیل است که بین نما، میانه و میانگین دما در ایستگاه مشهد، انطباق نسبی دیده می‌شود.



شکل ۱ بافتنگار دمای مشهد و نوسانات اطلس شمالی

Archive of SID

میانگین دما طی دوره آماری در مشهد تکرار نشده، ولی ۶۰ بار دمایی بیش از میانگین کل رخ داده که خود نشانه‌ای از کیفیت توزیع داده‌ها و گواهی بر کیفیت چولگی منفی دما و تواتر بیشتر داده‌های بالاتر از متوسط در این ایستگاه است. میانگین نوسانهای شمالی ۰/۱۷۴ است. دامنه تغییرات نوسانهای اطلس شمالی، ۱/۲۱ تا ۱/۱۳- است. بیشترین فراوانی برای نوسانهای شمالی در دامنه ۰/۳۲-۰/۱۹ (۱۹/۸٪) رخ داده است. انطباق میانه، نما و میانگین در نوسانهای شمالی، از انطباق دما در ارتباط با فراسنج‌های مشابه کمتر است. چولگی نوسانهای اطلس شمالی کمی منفی است و اگرچه داده‌ها بهنجار شده، اما تا حدودی به سمت مقادیر زیاد تمایل دارند. میانگین نوسانهای اطلس شمالی، در دوره مورد بررسی تکرار نشده و ۶۰ بار مقادیر بیش از میانگین رخ داده است. واضح است که باوجود بسامد بیشتر ارقام بالاتر از میانگین، بافتنگار و مشخصات توزیع فراوانی (جدول ۱) بر نرمال بودن نوسانهای شمالی گواهی می‌دهد. زیرا دامنه بزرگتر ارقام کمتر از میانگین باعث خنثی شدن اثر ارقام بالاتر از متوسط می‌شود.

جدول ۱ ویژگی‌های آماری دمای مشهد و نوسانهای اطلس شمالی

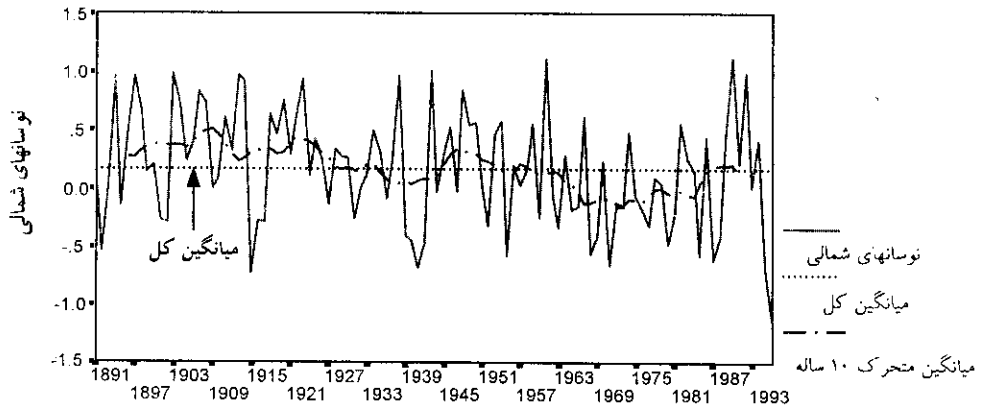
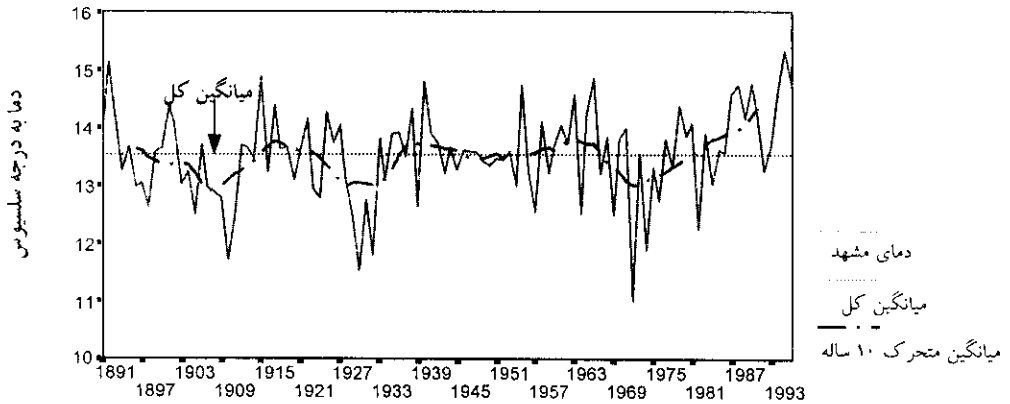
فراسج	آماره دوره	طول دوره (سال)	میانگین	انحراف معیار	تغییرات	انحراف استاندارد	دامنه	کمیابی	تواتر	چ	بینه
دمای مشهد	۱۸۹۱ تا ۱۹۹۶	۱۰۶	۱۳/۵	۰/۷۸۲	۵/۷۹	۱۱/۰۱	۱۵/۳۲	۰/۶۶۴	-۰/۴۳۵	۱۳/۳	۱۳/۶
نوسانهای شمالی	۱۸۹۱ تا ۱۹۹۶	۱۰۶	۰/۱۷۴۲	۰/۲۴۲	۲۸۲/۲	-۱/۱۳	۲/۳۴	-۰/۵۴۸	-۰/۰۳	-۱/۱۳	۰/۱۷۳

بررسی‌های اولیه آماری

شکل ۲ وردایی سالانه دمای مشهد، نوسانهای شمالی و نیز مقادیر هموار شده به‌وسیله صافی ده ساله آنها را نمایش می‌دهد. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود، میانگین سالانه دمای مشهد افت و خیزهای شدیدی را تجربه نموده است. این وضعیت، ضریب تغییرات بالایی را بر سری‌های دمایی ایستگاه مشهد تحمیل می‌کند. از این رو، تغییرات سطح میانگین دما در مشهد به وضوح دیده می‌شود. چنانکه در این شکل می‌توان دید، سه فاز بر دمای این ایستگاه حاکم بوده است. مشخصات فازهای مزبور، در جدول ۲ ارائه شده است:

جدول ۲ مشخصات آماری فازهای سه گانه دمای مشهد و نوسانهای شمالی

فاز	فراسنج	دوره	میانگین	واریانس	معیار	انحراف	تغییرات	ضریب	حداقل	حداکثر	دامنه	کفیدگی	توزیع	د	میان	تپش
اول	دمای مشهد	۱۸۹۱ تا ۱۹۳۲	۱۳/۴	-۰/۶۱۹	۰/۷۹	۱۱/۵۲	۵/۹	۱۵/۱	۳/۶	-۰/۱۶۲	۰/۱۷۸	۱۱/۵	۱۳/۴	-۰/۰۱۸		
	نوسانهای شمالی	۱۸۹۱ تا ۱۹۳۹	۰/۳۳۱	-۰/۲۰۳	۰/۴۵	۱۳۶/۳	-۰/۷۳	۱/۷۲	۰/۹۹	-۰/۳۳	-۰/۵۶	-۰/۷۳	۰/۳۲	-۰/۰۰۲		
دوم	دمای مشهد	۱۹۳۳ تا ۱۹۷۱	۱۳/۶	-۰/۳۴۵	۰/۵۹	۴/۳	۲۶۲/۶	۱/۸	۱۲/۵	۲/۳۵	۰/۰۴۹	۱۲/۵	۱۳/۶	-۰/۰۰۲		
	نوسانهای شمالی	۱۹۳۰ تا ۱۹۶۱	۰/۱۷۹	-۰/۲۲۱	۰/۴۷	-۰/۶۸	۱/۱۲	۱/۸	-۰/۶۸	۰/۱۳۷	-۰/۵۹	-۰/۶۸۱	۰/۱۷۷	-۰/۰۰۸		
سوم	دمای مشهد	۱۹۷۲ تا ۱۹۹۶	۱۳/۷	-۰/۱۹۷	۰/۹۹	۱۱/۰۱	۷/۲	۱۵/۳۲	۴/۳۱	۱/۱۶	-۰/۹۳	۱۳/۳	۱۳/۸	-۰/۰۹۱		
	نوسانهای شمالی	۱۹۶۲ تا ۱۹۹۶	-۰/۰۲۷	-۰/۳۳۹	۰/۴۹	-۱۸۱/۱	۱/۱۲	۲/۲۵	-۱/۱۳	-۱/۱۱۷	-۱/۱۳۴	-۱/۰۶۹	-۰/۰۰۴			



شکل ۲ و ردایی سالانه و صافی ده ساله دمای مشهد و نوسانهای اطلس شمالی

طی فاز نخست از سال ۱۸۹۱ تا سال ۱۹۳۲ (به مدت ۴۲ سال)، میانگین دمای سالانه حاوی افت و خیزهای شدید با دامنه نسبتاً بالا حول میانگین بوده است. معمولاً ضریب تغییرات کم، معرف پایداری، نظم و ثبات در وردایی و افت و خیزهای اقلیمی بوده، بیانگر قابلیت اعتماد بیشتر است. درحالی که ضریب تغییرات بالا، معرف ناپایداری و عدم اعتماد است. ضریب تغییرات این فاز ۵/۹ درصد و گویای فراوانی هجوم توده‌های هوایی نسبتاً متغیر به مشهد می‌باشد. از این رو، دمای سالانه بالاتر یا پایین‌تر از میانگین بلندمدت رخ داده است. میانگین این فاز، ۱۳/۴ درجه سلسیوس بوده است. با تمامی این اوصاف، روند دما در این دوره بشدت کاهش یافته و سالانه ۰/۱۷۹ درجه سلسیوس کاهش دما رخ داده است. با وجود این، چولگی منفی توزیع فراوانی دما طی این فاز، گویای تواتر بیشتر دماهای بالاتر از متوسط بوده است.

از سال ۱۹۳۳ تا سال ۱۹۷۱ (به مدت ۳۹ سال)، افت و خیز میانگین سالانه دما از شدت کمتری برخوردار بوده است. از این رو، ضریب تغییرات نسبت به فاز پیشین کمتر (۳/۴ درصد) و گویای بسامد کمتر توده‌های هوایی متغیر و ایستایی توده‌های هوایی نسبت به دوره قبلی است. گفتنی است که این فاز به دو بخش تقسیم می‌شود؛ یک بخش پیش از دهه ۵۰ (۱۹۳۳-۱۹۵۰) و بخش دیگر مربوط به بعد از دهه ۵۰ (۱۹۵۱-۱۹۷۱) است. بخش نخست، افت و خیزهای ملایم‌تر (CV=۳/۵) و با تأسیس سازمان هواشناسی کشوری افت و خیزها مشخص‌تر (CV=۴/۹۹) است. بخش نخست، دوم و کل فاز به ترتیب متوسط دمایی برابر ۱۳/۶۲، ۱۳/۶۳ و ۱۳/۶۳ درجه سلسیوس را نشان می‌دهد. مثبت بودن ضریب چولگی توزیع فراوانی دمای فاز دوم در مشهد، گویای بسامد بیشتر میانگین‌های پایین‌تر از متوسط است. با وجود این، ضریب چولگی بسیار کم و مقادیر به توزیع نرمال تمایل دارند. بنابراین، افت و خیزهای دمایی همدیگر را خنثی نموده و عمدتاً حول میانگین دوره‌ای و با شیب خط بسیار ضعیف روند ثابت دما را می‌توان تشخیص داد. از سال ۱۹۷۱ به بعد، میانگین سالانه دما تمایل به افزایش نشان داده، شدیدترین افت و خیزها را در بین فازهای سه‌گانه تجربه نموده است. میانگین دمای مشهد در این فاز، ۱۳/۷ درجه سلسیوس بوده و سالانه ۰/۰۹۰۶ درجه سلسیوس افزایش دما داشته است. ضریب تغییرات این فاز، ۷/۲ درصد است. افزایش دما نسبت به فازهای پیشین، وردایی شدید و روند روبه بالا در متوسط‌های سالانه از ویژگی‌های بارز این فاز به‌شمار می‌آید. ضریب چولگی منفی و نسبتاً چشمگیر، گویای فزونی سال‌های گرم طی فاز مزبور بوده است. همان‌گونه که در جدول ۲ دیده می‌شود متوسط دمای مشهد از فازی به فاز دیگر، تقریباً ۰/۱ درجه افزایش می‌یافته است.

به منظور شناخت رابطه موجود بین فازهای دمایی یاد شده در بالا و افت و خیزهای بلند مدت نوسانهای شمالی، میانگین سالانه این فراسنج مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

چنانکه در شکل ۲ دیده می‌شود، میانگین سالانه نوسانهای اطلس شمالی نیز مشابه میانگینهای سالانه دما، فازهای سه‌گانه‌ای را تجربه نموده است. در تمامی فازها، روند مقادیر کمابیش افزایشی بوده است. فاز نخست، از سال ۱۸۹۱ تا ۱۹۲۹ (۲۹ سال) با میانگین $۰/۳۳۱$ و افت و خیزهایی کم ($CV = ۱۳۶/۳$) حول میانگین رخ داده است. چولگی منفی، گویای فزونی رخداد مقادیر بالاتر از متوسط طی فاز مزبور است. افزایش مقادیر این شاخص، سالانه $۰/۰۰۲۱$ بوده است. پس از این فاز، یعنی از سال ۱۹۳۰ تا ۱۹۶۱ (۳۲ سال)، افت و خیزهای حول میانگین افزایش یافته و تغییرپذیری آن برابر $۲۶۲/۶$ درصد محاسبه شده است. در این فاز، میانگین نوسانهای شمالی $۰/۱۷۹$ است. با وجودی که میانگین مزبور کمتر از فاز پیشین بوده اما همچنان کمی فراتر از میانگین کل و نیز حاوی روندی افزایشی به میزان $۰/۰۰۷۷$ در سال می‌باشد. با وجود این، بسامد مقادیر کمتر از میانگین، از تواتر ارقام بالاتر از میانگین بیشتر بوده است. در فاز سوم، طی سالهای ۱۹۶۲ تا ۱۹۹۶ (۳۵ سال)، میانگین نوسانهای شمالی کاهش یافته ($۰/۰۲۷ -$) و عموماً فراوانی مقادیر کمتر از میانگین بیشتر و تغییرپذیری مقادیر تا $۱۸۱۱/۱$ درصد افزایش یافته است. بنابراین، فازهای منفی نوسانهای شمالی غلبه یافته‌اند. اما چنانکه قبلاً نیز اشاره شد، همچنان روند رو به بالا بر داده‌ها حاکمیت دارد، به طوری که مقدار افزایش سالانه حدود $۰/۰۰۴۴$ بوده است. تقارن زمانی تغییرپذیری این شاخص و دمای مشهد، از موارد شایان توجه این فاز است.

از آنچه در بالا گفته شد، می‌توان دریافت که عموماً فازهای دمایی و فازهای نوسانهای شمالی به لحاظ زمانی تقارن نسبی داشته و تصور می‌شود در شرایطی که میانگینهای هر سال بالاتر یا پایین‌تر از میانگین کل باشد، نوع رابطه یا اثر نوسانهای شمالی بر روند دمای مشهد متفاوت باشد. با توجه به شرایط فاز و موقعیت مقادیر نسبت به میانگین تأثیرهای مربوط به نوسانهای شمالی بر تغییرات دما، متفاوت بوده است. همبستگی فازهای اول تا سوم بین دما و نوسانهای شمالی، به ترتیب $۰/۴۹۱۸ -$ ، $۰/۱۸۹۹ -$ و $۰/۲۴۸۳ -$ بوده است.

ارزیابی و تحلیل روند میانگین‌های سالانه

تغییرات آرام و یکنواخت در دما را "روند" می‌گویند. گرانجر^۶ روند را به صورت ترکیبی از مؤلفه‌های فرکانسی که طول موج آن از طول سری مشاهده شده تجاوز می‌کند، تعریف می‌نماید

(چتفیلد، ۱۳۷۲). بنابراین، طبیعی است که روند را حالتی کمابیش پایدار از افزایش یا کاهش بدانیم. برآورد روند در سری‌های اقلیمی، به دلیل اهمیت علمی و عملی آن است. چه، سیستم‌های انسانی وابسته به عوامل اقلیمی (کشاورزی، صنایع، شهرسازی و خانه‌سازی و...) بر اساس فرض ثبات و پایداری اقلیم طراحی شده و عمل می‌کنند.

به منظور تصویر تغییرات تدریجی و حتی مقطعی، خطی راست از میان داده‌ها برآزش داده، شیب خط که روند به ازای هر سال را نشان می‌دهد، از روش حداقل مربعات رگرسیون Y (عنصر اقلیمی) بر t (زمان) به وسیله فرمول (۱) به دست می‌آوریم (کرایر، ۱۳۷۱) (Wood ward & Gray, 1993).

$$\beta = \frac{\sum (t - \bar{t})(Y - \bar{Y})}{\sum (t - \bar{t})^2} \quad (1)$$

اگرچه اغلب تغییرات دما خطی نبوده، اما در این روش ساده فرض بر این است که دما، رفتاری خطی دارد. در روش محاسبه شیب خط، اگر باقی‌مانده‌های رگرسیون تصادفی باشد؛ یعنی خودهمبستگی آنها کم (به لحاظ آماری معنادار نبوده) و میانگین صفر و واریانس ثابت داشته باشد، خطای استاندارد شیب خط به شرح فرمول (۲) به دست می‌آید (Wood ward & Gray, 1993) (ویتینگ، ۱۳۷۴):

$$SE(\beta) = \sqrt{\frac{\sum (Y - a - \beta)^2}{(n-2)\sum (t - \bar{t})^2}} = \sqrt{\frac{12 \sum (Y - a - \beta)^2}{(n-2)n(n^2 - 1)}} \quad (2)$$

در این فرمول: $a = Y - \beta t$

آزمون فرض صفر ($H_0: \beta = 0$) که بر نبود وجود شیب گواهی می‌دهد، براساس $t_0 = \frac{\beta}{SE(\beta)}$ بنا نهاده شده است. صحت فرض صفر، بر این ایده استوار است که t_0 توزیعی مشابه t استیودنت با $n-2$ درجه آزادی داشته باشد. جدول ۳، مقادیر حاصل از روش‌های فوق را در سطح ۹۵ درصد اطمینان برای فراسنج‌های مورد بررسی نشان می‌دهد. باتوجه به جدول ۳، مقادیر همبستگی (r) اگرچه کم است اما همان‌گونه که در مخرج کسرهای فرمول ۲ دیده می‌شود، تغییرات شیب خط، یعنی افزایش تدریجی دما، تحت تأثیر حجم داده‌هاست. زیرا، فزونی داده‌ها احتمال معناداری ارقام کوچک برای شیب خط را نیز تضمین می‌کند. وجود شیب در داده‌های با طول مدت زیاد (حتی وقتی که مقدار شیب کم است)، حکایت از وجود روند دارد. تحلیل جدول واریانس همبستگی و همچنین مقایسه t محاسبه شده (t_0) با t بحرانی (t_c)، حاکی از عدم وجود شیب افزایشی - کاهش‌ی در میانگین سالانه دمای مشهد در سطح ۹۵ درصد اعتماد است. این شیب در سطح ۹۳ درصد اعتماد معنی‌دار است. بنابراین، با کمتر از ۱۰ درصد خطا می‌توان افزایش دمای سالانه مشهد طی سده گذشته را

پذیرفت. فاصله اطمینان β ، حداقل و حداکثر افزایش دما به ازای هر سال را نشان می‌دهد. این مقادیر برای مشهد $1/003992 \pm 1/004495$ درجه سلسیوس بوده است.

جدول ۳ ضریب همبستگی، شیب تغییرات، انحراف استاندارد و فاصله اطمینان برای مقادیر دمای مشهد و نوسانهای شمالی- زمان

فراسنج	r	(β)	SE (B)	to	tc	r(ak)	فاصله اطمینان
دمای مشهد	۰/۱۷۷	۰/۰۰۴۴۹۵	۰/۰۰۲	۱/۸۳۲	۱/۹۹۶	۲۵، ۱۷، ۲	۰/۰۰۸۴۸۷ ۰/۰۰۰۵۰۳
نوسانهای شمالی	۰/۲۱۳	-۰/۰۰۲۹۸	۰/۰۰۱	-۲/۳۷۶	۱/۹۸	۴	-۰/۰۰۱ -۰/۰۰۴۹۶

T= ضریب همبستگی (β)= شیب خط (SE (β)= خطای استاندارد شیب خط t_0 = مقدار آماده محاسبه شده t_c = مقدار آماره بحرانی r(ak)= مرتبه خودهمبستگی معنادار باقی مانده‌ها

در ستون هفتم جدول فوق، "معناداری خودهمبستگی‌های باقی مانده‌های مدل خط" در مراتب مختلف، نشانه عدم استقلال باقی مانده‌های مدل بوده و نیکویی برازش مدل خط را در معرض تردید قرار می‌دهد. در مقابل، روند کاهشی مقادیر نوسانهای شمالی نیز در سطح ۹۵ درصد اعتماد تأیید گردیده و گویای تمایل شاخص مزبور به سمت مقادیر کم است. میزان این کاهش، $1/00496 \pm 1/001$ بوده است. بنابراین تصور می‌شود روند بلندمدت نوسانهای شمالی می‌تواند تغییرات بلندمدت دمای مشهد را توجیه نماید. رابطه وایازی میانگین‌های سالانه دما با نوسانهای شمالی $13.614-0.498NAO$ حاصل شده و در سطح کمتر از ۰/۰۱ درصد خطا معنا دار است. رابطه مزبور، به شرح زیر حاصل گردید:

$$T = 13.614 - 0.498NAO$$

در مدل بالا، ضریب همبستگی $1/31115-$ و ضریب تعیین $1/19681$ به دست آمده است. اگرچه رابطه ارائه شده به لحاظ آماری و در سطح ۵ درصد خطا معنادار بوده و شرایط رگرسیون معمولی را می‌توان برقرار نمود، ولی مقدار ناچیز ضریب تعیین، حاکی از ضعف این مدل در توصیف تغییرپذیری سری دماست.

برازش الگوهای ARIMA بر میانگین‌های سالانه دما

یک دسته از مدل‌های پر کاربرد در تحلیل دگرگونی‌ها، استفاده از الگوهای ARIMA است. تحلیل سری‌های زمانی به وسیله مدل‌های مزبور، به طور عملی و نظری از زمان آغاز کار اصلی باکس و جنکینز (Box & Jenkins, 1960) شکل تازه‌ای به خود گرفت و از این زمان روش‌های سه گانه خود همبستگی (AR)، میانگین متحرک (MA) و مدل‌های مخلوط (ARIMA) در تحلیل سری‌های

زمانی به طور نوین و مشخص به کار گرفته شد. مدل‌های ARIMA برای وضعیت‌هایی مفیدند که بنا به مرتبه مدل مقادیر حال، یک عنصر اقلیمی به مقادیر آن در زمان‌های گذشته یا به اثرهای آنی و عناصر تصادفی آن در حال و گذشته بستگی دارد و به فرم $ARIMA(p, d, q)$ نوشته می‌شود. در این فرم، p بیانگر بستگی یک عنصر اقلیمی در زمان حال به مقادیر مؤثر قبلی‌اش می‌باشد. در این مدل، رگرسیون هر عنصر بر حسب مقادیر پیشین خود تعیین می‌شود. q نیز مرتبه میانگین متحرک را معلوم می‌سازد که به وسیله آن وابستگی سری‌های اقلیمی به عناصر (مؤلفه‌های) تصادفی (a_t) حال (و یا حال و گذشته‌اش) تعریف می‌گردد (ویبی، ۱۳۷۶).

گاهی سری‌های اقلیمی، رفتار نامانایی را به نمایش می‌گذارند و پیرامون یک میانگین ثابت تغییر نمی‌کنند. در این صورت برای اینکه سری زمانی مانا شود، تفاضل‌گیری انجام می‌دهیم. d مرتبه تفاضل‌گیری را نشان می‌دهد. اگر $d=1$ باشد، آنگاه هریک از مقادیر را از مقادیر پیشین کم می‌کنیم ($\nabla x_t = x_t - x_{t-1}$) تا سری به ثبات نسبی برسد؛ و اگر $d=2$ باشد، آنگاه ($\nabla^2 x_t = x_t - 2x_{t-1} + x_{t-2}$) و... در اغلب متون سری‌های زمانی نشان داده شده است که $d=0$ در یک مدل ARIMA نوسان حول یک خط افقی است، $d=1$ متناظر با یک نوسان حول یک خط است و $d=2$ متناظر با یک شیب معنادار حول یک سهمی است. (رک: Brockwell & Davis, 1990)

بنابراین، روند خطی در داده‌ها بوسیله تفاضل مرتبه اول، روند سهمی بوسیله تفاضل مرتبه دوم و... حذف می‌شود. براساس مراحل هفتگانه ارائه شده در ویبی (۱۳۷۶) و بر مبنای روش باکس-جنکینز (Box & Jenkins, 1960) بهترین مدل ARIMA برازش یافته بر میانگین‌های سالانه دما در ایستگاه مشهد، مدل $ARIMA(0,1,1)$ است. این مدل به شکل زیر نوشته می‌شود:

$$Z_t = Z_{t-1} + at + 0.8591at-1$$

در مدل فوق:

$$Z_{t-1} = \text{دمای یک سال قبل از زمان } t$$

$$Z_t = \text{مقدار دما در زمان } t$$

$$at-1 = \text{مؤلفه تصادفی یک سال قبل است.}$$

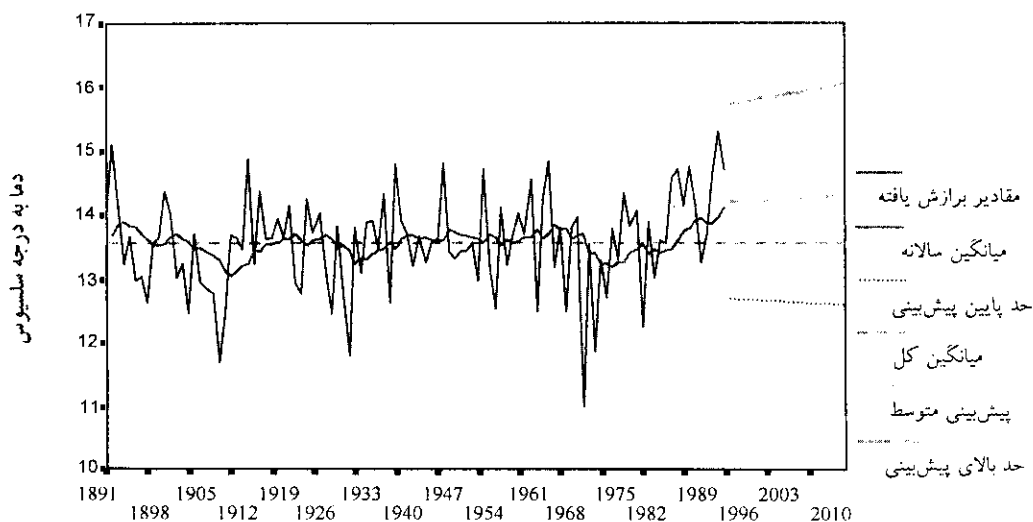
$$at = \text{مؤلفه تصادفی در زمان } t$$

چنان‌که در آزمون‌های پیشین دیده شد، در مشهد روندی خطی در سطح ۹۳ درصد اعتماد وجود دارد. برازش مدل با $d=1$ نیز از نایستایی دمای مشهد حول میانگین حکایت دارد. بدین دلیل، فازهای دمایی پایین‌تر و بالاتر از متوسط به‌طور متوالی روی داده‌اند. چنان‌که در بالا اشاره شد، روند خطی در داده‌ها به وسیله تفاضل مرتبه اول، روند سهمی به وسیله تفاضل مرتبه دوم و... حذف می‌شود.

به طور کلی، کاربرد مدل‌های ARIMA با تفاضل‌گیری مرتبه اول، حاکی از روند خطی در دماست. از آنجا که این قبیل مدل‌ها در مقابل نایستایی حساسیت بالایی دارند، در نمایش روند از اعتبار زیادی برخوردارند. در این قبیل مدل‌ها، جمله‌ای تحت عنوان روند قطعی (θ_0) روند را با تأکید بیشتری نشان می‌دهد. اما عدم وجود آن برای مشهد، قطعیت کمتری از خطی بودن روند دمای مشهد را بیان می‌دارد. این امر در بازه اطمینان برآورد شده برای β که در بخش پیشین بررسی گردید، قابل مشاهده است. چه، گستره زیاد یک بازه، حاکی از قطعیت کمتر در برآورد می‌باشد.

بنابراین گفته شد، متوسط‌های سالانه دما حول یک خط غیرافقی نوسان می‌کند. چنان‌که در مدل برازش یافته بر مقادیر دمای سالانه در بالا دیده می‌شود، دمای هر سال در ایستگاه مورد بررسی، تابعی از دمای سال پیش و مؤلفه‌های تصادفی بوده، دمای هر سال به وسیله دمای سال قبل، مؤلفه‌های تصادفی همان سال و نیز حدود ۰/۱۶ مؤلفه تصادفی سال پیش قابل توجیه می‌باشد.

شکل ۳، مقادیر برازش یافته و همچنین پیش‌بینی دمای بیست سال آینده و فاصله ۹۵ درصد پیش‌بینی را برای دمای مشهد، با تغییرات آرام اما تدریجی نشان می‌دهد. ولی چنان‌که گفته شد، فزونی دما نشان‌دهنده افزایش مداوم آن نیست، زیرا تغییرات دما از افت و خیزهای مقطعی و دوره‌ای در میانگین متأثر شده است. از اینرو، فاصله پیش‌بینی در دامنه‌ای بزرگ قرار می‌گیرد. مقدار افزایش سالانه دمای بیست سال آینده، حدود ۰/۰۰۶ درجه سلسیوس برآورد شده است.



شکل ۳ میانگین، مقادیر برازش یافته از مدل $ARIMA(0,1,1)$ ، پیش‌بینی ۲۰ ساله و فاصله ۹۵ درصد

برای دمای سالانه مشهد

توجیه وردایی دما با استفاده از مدل های تابع انتقال

در این بخش، الگوهایی را به کار می‌بریم که در آن تغییرات دمای مشهد با استفاده از مدل‌های تابع انتقال نوسانهای شمالی (NAO) به دما بیان شود. در این قبیل مدل‌ها، دستگاهی که در آن یک سری خروجی به یک سری ورودی مربوط باشد، شبیه سازی می‌شود. بنابراین، دما به عنوان سری خروجی و NAO به عنوان سری ورودی در نظر گرفته خواهد شد. بر این مبنا اثر عامل مزبور بر دما ارزیابی می‌گردد. در روش‌های معمول و رایج، رابطه‌ها بر اساس رگرسیون خطی یا غیر خطی متغیر توضیحی و متغیر پاسخ بیان می‌شوند، اما در این جا سعی و تلاش بر این است که دمای کنونی (متغیر پاسخ) با توجه به مقادیر حال و گذشته‌اش و نیز در ارتباط با NAO (متغیر توضیحی) مطالعه گردد. در نتیجه، می‌توان اثرهایی را که با تأخیر نمایان می‌شوند، به خوبی شناسایی نمود. بنابراین، چنان که ویبی (ویبی، ۱۳۷۶) نشان داده است، مدل‌های مورد بحث حالت‌های ویژه‌ای از الگوهای رگرسیون چندگانه به شمار می‌آیند، با این تفاوت که در ساختار مدل‌های تابع انتقال، علاوه بر توجه به زمان تأخیر، مقادیر حال و گذشته متغیرهای توضیحی و نیز فرایندهای تصادفی حال و پیشین نیز اهمیت داشته و توجه ویژه‌ای به آنها مبذول می‌شود. روش‌های دستیابی به چنین مدل‌هایی در ویبی (ویبی، ۱۳۷۶) و باکس - جنکینز (Box & Jenkins, 1960) ارائه شده است. بر اساس روش‌های رایج و معمول، بهترین مدل تابع انتقال به دست آمده برای دمای سالانه در مشهد، به شرح زیر است:

$$Z_t = Z_{t-1} + 0.49 \text{ NAO} - 0.766 \text{ at-1}$$

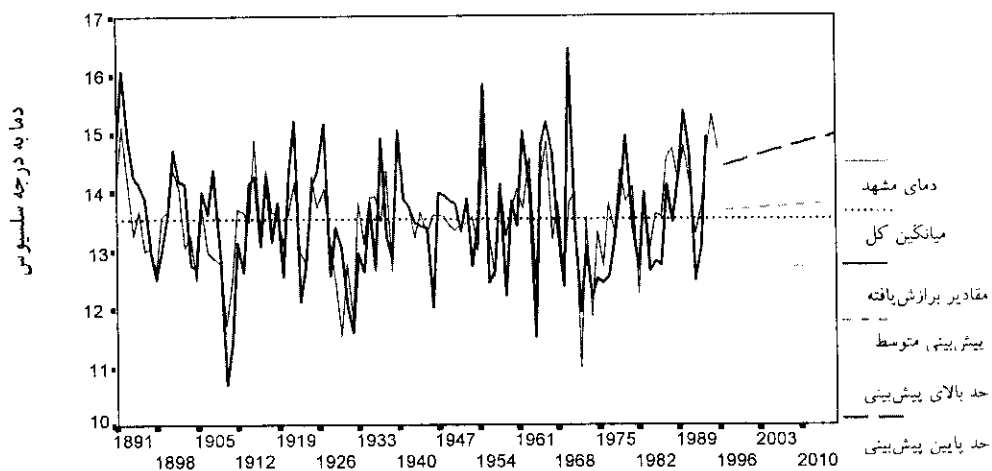
در این مدل:

$$Z = \text{متوسط دمای سالانه} \quad a = \text{مؤلفه تصادفی} \quad t = \text{سال } t \text{ ام}$$

$$i = t - 1 \quad \text{سال قبل} \quad \text{NAO} = \text{شاخص نوسانهای اطلس شمالی است.}$$

چنان که دیده می‌شود بخشی از این مدل که در آن تبعیت دما از مقادیر یک سال قبل و مؤلفه‌های تصادفی همان سال تا یک سال قبل است، همانند مدل ARIMA برازش یافته بر دماست که در بخش قبل بررسی گردید. اما چنان که آشکار است و از مدل استنباط می‌گردد، نقش مؤلفه تصادفی یک سال قبل، از حدود ۰/۸۵۹۱ به ۰/۷۶۶ کاهش یافته است. بنابراین، مقداری از نقش این مؤلفه، یعنی حدود ۷/۷ درصد از آن، به نوسانهای شمالی مربوط می‌شود؛ یعنی برخی از نوسانهای اتفاقی در دمای مشهد به وسیله نوسانهای اطلس شمالی توجیه می‌گردد. به طور کلی، حدود ۰/۴۹ از افت و خیزهای سالانه نوسانهای شمالی قادر است میانگین‌های سالانه را در این مدل تعریف نماید. مقادیر برازش یافته، پیش‌بینی ۲۰ ساله و فاصله پیش‌بینی ۹۵ درصد آن، در شکل ۴ ارائه شده است.

همان گونه که در شکل ۴ دیده می شود مدل برازش یافته، روند صعودی را برای بیست سال آینده پیش بینی می کند. میزان افزایش مزبور، $0/0068$ درجه سلسیوس به ازای هر سال است. چنانکه واضح است، این میزان افزایش با مقدار برآورد دمای حاصل از مدل ARIMA که در بخش ۶ ارائه شده، حدود $0/0008$ درجه سلسیوس به ازای هر سال اختلاف داشته است. این اختلاف، ناچیز و قابل چشم پوشی است. برداشت اساسی از مقایسه دو مدل، تأیید روند افزایشی ضعیف در دمای مشهد طی سده اخیر و نیز احتمال قریب به یقین در استمرار روند مزبور طی بیست سال آینده است.



شکل ۴ میانگین، مقادیر برازش یافته از مدل تابع انتقال، پیش بینی ۲۰ ساله و فاصله ۹۵ درصد برای دمای سالانه مشهد

نتایج

۱. مشهد طی سده گذشته سه فاز دمایی را تجربه نموده و در امتداد این فازها، دما به سمت افزایش تمایل داشته است. بر این اساس، افزایش دما در سه سطح عمده و با فاصله تقریبی $0/1$ درجه سلسیوس به ازای هر فاز، روی داده است. به طوری که در فاز نخست، متوسط های سالانه در سطحی پایین تر از میانگین کل در افت و خیز بوده و از آن پس، به سطحی بالاتر از متوسط جابه جا شده بود. تقارن نسبی این فازها با فازهای نوسانهای اطلس شمالی، گویای نوعی رابطه در مقیاس زمانی طولانی بین دمای مشهد و پدیده مزبور است.

۲. به هنگام ظهور فازهای منفی و مثبت نوسانهای شمالی نسبت به فازهای حد واسط، اثرهای بیشتری بر فازهای دمایی مشهد مشاهده می شود. به طوری که بیشترین همبستگی بین فاز نخست دو فراسنج مورد بررسی ($r = -0/4918$) حاصل شده که در آن دمای مشهد در سطحی پایین تر از

Archive of SID

میانگین و نوسانهای شمالی در بالاتر از میانگین بوده است و نیز فاز سوم نوسانهای شمالی که حاوی میانگینی کمتر از میانگین کل بوده با رابطه $r = -0.2483$ (شاهدی دیگر بر این ادعاست. درحالی که طی فاز دوم که نوسانهای شمالی حول میانگین در نوسان بوده، رابطه همبستگی کمتر $r = -0.1899$ شده است.

۳. تحلیل خط وایازی داده‌ها با زمان، گویای روند افزایشی در دمای مشهد و روند کاهشی در شاخص نوسانهای شمالی است. بر اساس رابطه خطی، افزایش سالانه دمای مشهد 0.004 ± 0.0045 درجه سلسیوس و میزان کاهش شاخص نوسانهای شمالی -0.005 ± -0.001 بوده است. اگرچه می‌توان رابطه این دو پدیده را با معادله خط بیان نمود، اما مقدار ناچیز ضریب تعیین $(9/6\%)$ ضعف مدل خطی را در توصیف تغییرپذیری دما نشان می‌دهد. از این رو، بهترین مدل‌ها در توصیف رفتار دما، مدل‌های خانواده ARIMA تشخیص داده شد. و بهترین الگوی برازش‌یافته بر دمای مشهد، الگوی $ARIMA(0, 1, 1)$ به دست آمد. بر پایه دانسته‌های حاصل از این مدل، انتظار می‌رود در بیست سال آینده سالانه حدود 0.006 درجه سلسیوس بر دمای مشهد افزوده شود. برای بیان رابطه دما با نوسانهای شمالی نیز توابع انتقال به بهترین وجه ممکن قادر به توصیف رابطه مزبور می‌باشند، زیرا این مدل‌ها علاوه بر زمان تأخیر، مؤلفه‌های تصادفی حال و پیشین را منظور می‌دارند. جالب توجه است که نتایج حاصل از مدل‌های تابع انتقال، میزان افزایش دما و رفتار آن را طی بیست سال آینده همانند مدل‌های $ARIMA(0, 1, 1)$ پیش‌بینی می‌کند.

منابع و مأخذ

- ۱- چتفید، سی، ترجمه نیرومند، حسینعلی و بزرگ نیا، ابوالقاسم (۱۳۷۲): مقدمه‌ای بر تحلیل سری‌های زمانی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۲- علیچانی، بهلول (۱۳۶۶): رابطه پراکندگی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم‌های هوایی بالا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴.
- ۳- کاویانی، محمدرضا (۱۳۷۵): تغییرات محیطی زمین از بدو سنجش‌های مستقیم هواشناسی، اولین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم.
- ۴- کرایر، جانانان. دی. ترجمه نیرومند، حسینعلی (۱۳۷۱): تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۵- کرلینجر، پدهازور. ترجمه سربای، حسن (۱۳۷۴): رگرسیون چندمتغیری در پژوهش‌های رفتاری، جلد اول، مرکز نشر دانشگاهی، تهران.
- ۶- ویتینک، دیک.ار. ترجمه ابریشمی، حمید و محمدی، تیمور (۱۳۷۴): کاربرد تحلیل رگرسیون، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۷- ویب، ویلیام دبلیو. اس. ترجمه نیرومند، حسینعلی (۱۳۷۶): تحلیل سری‌های زمانی، انتشارات دانشگاه فردوسی.

8-Box, G.E.P. and Jenkins, G.M. (1960): *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. Holden-Day, San Francisco.
 9- Brockwell, Peter J and Davis, Richard A. (1990) "ITSM: An Interactive Time series Modelling Package for the PC". Springer - verlag.
 10- Folland, c.k., Karl, T.R., and Vinnikov, K.Ya. (1990): *Observed Climatic Variation And Change*; in Houghton, J.T., Jenkins, G.J., and Ephraim, J.J. (eds), *Climate Change: The IPCC scientific Assessment*. Cambridge University press. Cambridge, pp. 195-238.

- 11- Graf, H.-F., J. Perlwitz, I. Kirchner, and I. Schult, (1995): **Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing.** *Contrib. Phys. Atmos.*, 68, 233-248.
- 12- Hansen, J. And Lebedeff, S. (1988): "**Global Surface Air Temperature**" *Geo Lett.* 15,323-326
- 13- Hurrell, J. W., (1995): **Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation.** *Science*, 269, 676-679.
- 14- Jones, P. D. , Raper, S. C. B. , Bradley, R. S. , Diaz, H. F. , Kelly, P.M. and Wigley, T.M.L. (1986 a) : **Northern Hemisphere Surface Temperature Variation: 1851-1984.** *J.clim. Appl . Meteorol.* 25. 161-179.
- 15- Jones, P.D., Raper, S. C. B. and Wigley, T.M.L. (1986 b):**Southern Hemisphere Surface Air Temperature Variation: 1851-1984.** *J.clim. Appl . Meteorol.* 25. 1213-1230.
- 16- Jones, P. D. , Wigley, T.M.L. and Wright . P.B. (1986 c): **Global Temperature Variation Between 1861 and 1984.** *Nature.* 322: 430-434.
- 17- Jones,P.D (1988): "**Hemispheric Surface Air Variation:Recent Terend and An Update to1987**" *j.clim.*1.654-660
- 18- Jones, P. D., T. Jonsson, and D. Wheeler, (1997): **Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland.** *International Journal of Climatology*, 17, 1433-1450.
- 19- Kane, R. P. and Teixeira. (1990): **Power Spectrum Analysis of the Time -Series of Annual Mean Surface Air Temperatures.** *Climatic Change.* 17:121-130.
- 20- Randel, W. J., and F. Wu, (1999): **Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion.** *Journal of Climate*, 12, 1467-1479.
- 21- Shabbar, A., K. Higuchi, W. Skinner, and J. L. Knox, (1997): **The association between the BWA index and winter surface temperature variability over eastern Canada and west Greenland.** *International Journal of Climatology*, 17, 1195-1210.
- 22- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, (1999): **Annual modes in the extratropical circulation Part II: trends.** *Journal of Climate*, submitted.
- 23- Vecchio, G. Lo and Nanni, T. (1995): **The Atmospheric Temperature in Italy During the Last Hundred Years and Its Relationships with Solar Output.** *Theor. Appl. Climatol.* 51: 159-165.
- 24- Wallace, J. M., Y. Zhang, and J. A. Renwick, (1995): **Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends.** *Science*, 270, 780--783.
- 25- Walsh, J. E., W. L. Chapman, and T. L. Shy, (1996): **Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic.** *Journal of Climate*, 9, 480-486.
- 26- Woodward, Wayne.A. and Gray, H.L.(1993): "**Global Warming and the Problem of Tesing for Trend in Time Series Data**" *Journal of climate .* 6, 953-962