Archive of SID

مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۹، شماره ٤، ۱۳۹٤، صفحه ۱۰٤-۱۲۵

بررسی توانمندی مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی دما و بارش در اقلیم گرم و خشک (بررسی موردی: ایستگاه‌های همدیدی یزد و طبس)

فاطمه روحی پناه[1]، سید مجید میرکنی[2*]، علی‌رضا مساح بوانی[3]

[1]دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه یزد، ایران
[2]استادیار، دانشکده فیزیک، دانشگاه یزد، ایران
[3]دانشیار، پردیس ابوریحان، دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۲/۱۲/۱۲، تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۶/۲۲)

چکیده

ازآنجاکه سامانه‌های انسانی مانند کشاورزی و صنعت، که وابسته به عنصرهای اقلیمی‌اند، بر مبنای ثبات و پایداری اقلیم طراحی شده و عمل می‌کنند؛ ضروری است تغییرات بلندمدت دما و بارش، که مهم‌ترین چالش در قلمرو علوم محیطی است، شناسایی شود و مدنظر قرار گیرد. برای پیش‌بینی بلندمدت عنصرهای اقلیمی در دوره‌های آتی، استفاده از مدل‌های اقلیمی جهانی (GCMs) اجتناب‌ناپذیر است. به علت تفکیک درشت یاخته محاسباتی GCMs، ضروری است برای پیش‌بینی‌های مقیاس محلی و ناحیه‌ای از روش‌های ریزمقیاس‌نمایی برای تبدیل داده‌های بزرگ‌مقیاس به داده‌های مقیاس محلی و ناحیه‌ای استفاده شود. هدف پژوهش حاضر، بررسی توانمندی مدل SDSM در اقلیم گرم و خشک برای ریزمقیاس‌نمایی دما و بارش حاصل از خروجی مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 است. در این راستا از داده‌های روزانه بازتحلیل NCEP/NCAR و ایستگاهی دما و بارش در دورهٔ ۱۹۶۱-۲۰۰۱ و داده‌های خروجی مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 در دورهٔ ۱۹۶۱-۲۰۰۱ شامل دما و بارش برای تولید سناریوی آتی با مختصات ایستگاه‌های همدیدی یزد و طبس استفاده می‌شود. مقایسه نتایج حاصل از تحلیل آماری برای هر دو مجموعه داده مشاهداتی و ریزمقیاس‌نمایی‌شده نشان می‌دهد که، مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی دمای خروجی مدل HadCM3 در اقلیم گرم و خشک به‌درستی عمل می‌کند. بارش روزانه حاصل از ریزمقیاس‌نمایی به‌کمک مدل SDSM در اقلیم گرم و خشک با داده مشاهداتی در اغلب آماره‌ها از جمله حداکثرها و حداقل‌های بارش تفاوت بارزی دارد. فقط برخی از آماره‌ها در مورد بارش مانند جمع ماهانه و حداکثر روزهای خشک متوالی با داده‌های مشاهداتی همخوانی دارند.

واژه‌های کلیدی: ریزمقیاس‌نمایی، مدل SDSM، مدل اقلیمی جهانی، مدل HadCM3، دما، بارش

۱ مقدمه

امروزه، پیش‌بینی بلندمدت دما و بارش از مهم‌ترین چالش‌ها در قلمرو علوم محیطی است. تغییرات بلندمدت دما و بارش به علت تاثیر در سامانه‌های انسانی مانند کشاورزی، صنعت و امثال آن، که بر مبنای ثبات و پایداری اقلیم طراحی شده و عمل می‌کنند، اهمیت فزاینده‌ای دارد (هوواچن، ۲۰۱۲).

در حال‌حاضر، برای پیش‌بینی دما و بارش در دوره‌های آتی از مدل‌های گردش کلی (General Circulation Models) با نماد GCM استفاده می‌شود.

*نگارنده رابط: mirrokni@yazd.ac.ir *Corresponding author:

www.SID.ir

Archive of SID

مدل گردش کلی جوّ یک مدل ریاضی است که براساس روابط ریاضی و دینامیکی جوّ طراحی شده است و برای شبیه‌سازی شرایط در جوّ، اقیانوس و یا هر دو به‌کار می‌رود. نسخه‌های گوناگونی از مدل‌های اقلیمی وجود دارد که هرکدام در مقیاس زمانی متفاوت از دهه تا قرن به‌کار می‌روند. در حال‌حاضر، یکی از معتبرترین ابزارها برای تولید سناریوهای اقلیمی مدل‌های سه‌بُعدی AOGCM است (میشل، ۲۰۰۳؛ ویلبی و هریس، ۲۰۰۶). روابط ریاضی این مدل‌ها در شبکه‌های سه‌بُعدی با مقیاس مکانی افقی ۲۵۰ تا ۶۰۰ کیلومتر و ۱۰ تا ۲۰ لایه در جوّ و ۳۰ لایه در اقیانوس حل می‌شوند. تفکیک مکانی افقی مدل‌ها در سطح خشکی‌های کره زمین ۲۵۰ کیلومتر و دقت مکانی قائم آن برابر ۱ کیلومتر است؛ درحالی‌که وضوح مکانی قائم در اقیانوس‌ها ۲۰۰ تا ۴۰۰ متر و تفکیک مکانی افقی برابر ۱۲۵ تا ۲۵۰ کیلومتر است (مساح بوانی، ۱۳۸۵). با پیشرفت فناوری‌ها در حوزهٔ پردازش سریع، تفکیک مکانی مدل‌های گردش کلی نیز در سال‌های اخیر افزایش یافته است.

مدل‌های گردش کلی، یاخته (سلول) محاسباتی درشتی دارند و به همین علت، شرایط کوهساری و پوشش سطحی و شرایط اقلیمی یکسانی را برای یک شبکه با ابعاد چندصد کیلومتری در نظر می‌گیرند. این در حالی است که برای پیش‌بینی دما و بارش در مقیاس محلی و ارزیابی تغییرات و اثرات آنها بر منابع آب، کشاورزی، و انرژی نیازمند سناریوهایی با وضوح زیاد هستیم (لوپز، ۲۰۰۸). روش‌های گوناگونی برای تبدیل شبکه‌بندی‌های بزرگ‌مقیاس مدل‌های اقلیمی جهانی به مقیاس‌های محلی و ناحیه‌ای توسعه یافته است که به این عمل «ریزمقیاس‌نمایی» می‌گویند.

به‌طورکلی روش‌های ریزمقیاس‌نمایی به دو دسته دینامیکی و آماری تقسیم می‌شوند. روش‌های ریزمقیاس-نمایی دینامیکی براساس شبیه‌سازی‌های عددی فرایندهای فیزیکی جوّ و اقیانوس پایه‌ریزی شده‌اند، و شامل شبکه‌ای از مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای با نماد RCM (کوته‌نوشت Regional Climate Model) در داخل مدل‌های اقلیمی جهانی هستند. از جمله مدل‌های منطقه‌ای می‌توان به مدل‌های HIRLAM، Hadrm3، RegCM، MM5 وWRF اشاره کرد (پیرس، ۲۰۱۳). متأسفانه مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای هنوز به‌سبب محدود بودن سناریو و دوره‌های زمانی، چندین اشکال عمده دارند، بنابراین برآورد تغییر اقلیم و کاربرد آنها محدود است (لوپز، ۲۰۰۸).

روش‌های ریزمقیاس‌نمایی آماری بر پایه به‌وجود آوردن پیوند بین مشاهدات سطحی و متغیرهای جوّی همانند ارتفاع ژئوپتانسیلی، تاوایی و رطوبت در دورهٔ پایه استوارند. با برقراری ارتباط آماری مناسب (رابطه ۱) بین متغیرهای پیش‌بینی‌کننده و متغیرهای پیش‌بینی‌شونده می‌توان به روابط مناسب برای پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی در دوره‌های آتی تحت‌تأثیر پدیده تغییر اقلیم دست یافت (دیبیک و همکاران، ۲۰۰۵):

$$R = f(L), \qquad (۱)$$

که R متغیر پیش‌بینی‌شونده (متغیر اقلیمی محلی) و L متغیر پیش‌بینی‌کننده (یک متغیر اقلیمی بزرگ‌مقیاس) است. f تابعی برحسب L بوده که با توجه به داده‌های مشاهداتی محاسبه می‌شود.

از مزایای ریزمقیاس‌نمایی آماری، محاسبات کم، توانایی در تولید سری‌های بلندمدت متغیرهای وضع هوا برای بررسی تأثیرات اقلیمی، کاربرد آسان آن نسبت به مدل‌های اقلیمی جهانی و ناحیه‌ای و استفاده در پیش‌بینی متغیرهایی همانند دمای کمینه و بیشینه است که با مدل‌های اقلیمی جهانی صورت نمی‌گیرد (اسچوبرت و هندرسن، ۱۹۹۷). روش‌های دینامیکی جزء روش‌های زمان‌بر و پُرهزینه و نیازمند اطلاعات بسیار ریز و جزئی هستند که

www.SID.ir

Archive of SID

در مورد بسیاری از نواحی ایران در دسترس نیست. بنابراین، ریزمقیاس‌نمایی آماری مناسب‌ترین روش برای ریزمقیاس‌نمایی داده‌های AOGCM در کشور ما است. به‌طورکلی روش‌های ریزمقیاس‌نمایی آماری در سه دسته تقسیم‌بندی می‌شوند؛ الف- روش مبتنی بر الگوهای اقلیمی، ب- روش تصادفی و ج- روش وایازی (چارلز و همکاران، ۲۰۰۴).

در روش مبتنی بر الگوی اقلیمی، الگوهای هواشناختی براساس شباهتشان با مجموعه‌ای از داده‌های اقلیمی دسته‌بندی شده، برای مناطق اقلیمی دیگر استفاده می‌شوند و درنهایت با استفاده از روابط وایازی یا نمونه‌برداری مجدد تحلیل می‌شوند (IPCC-TGCIA، ۲۰۰۴). از ضعف‌های این روش کاربرد محدود و فقدان دقت مکانی لازم برای پیش‌بینی‌های اقلیمی به‌ویژه در شبیه‌سازی سری‌های بلندمدت است (IPCC-TGCIA، ۲۰۰۴).

روش ریزمقیاس‌نمایی تصادفی شامل اصلاح پارامترهای یک مدل محاسبه‌کنندهٔ وضع هوا مانند WGEN (کوته‌نوشت Weather GENERATOR) یا LARS-WG (کوته‌نوشت Long Ashton Research Station-Weather Generator) است. عمده‌ترین مزیت این روش آن است که می‌تواند بسیاری از داده‌های وضع هوا یا داده‌های اقلیمی مشاهده‌شده را به‌درستی تولید کند که به‌ویژه در عرصهٔ کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرند. از معایب آن مهارت کم در تولید نوسانات اقلیمی در طول دوره‌های دهه‌ای و سالانه است (ویلبی و همکاران، ۲۰۰۲).

روش وایازی جزء اولین روش‌های ریزمقیاس‌نمایی است. در این روش از وایازی خطی و غیرخطی، شبکه عصبی و معیار همبستگی برای ایجاد پیوند میان متغیرهای بزرگ‌مقیاس و کوچک‌مقیاس استفاده می‌شود (ویلبی و همکاران، ۲۰۰۲). عمده‌ترین مزیت این روش، کاربرد آسان و کم‌هزینه‌بودن آن است و عیب آن این است که فقط کسری از نوسانات اقلیمی مشاهده شده (به‌خصوص در مورد بارش) را توضیح می‌دهد.

مدل SDSM (کوته‌نوشت Statistical DownScaling Model) یک ابزار ریزمقیاس‌نمایی وایازش‌بنیان چندگانه است که ویلبی و همکارانش در ۲۰۰۲ گسترش دادند و توانستند سناریوهای بارش و دمای روزانه را برای تورنتو به‌دست آورند. لوپز (۲۰۰۸) با یک بررسی درون‌مقایسه‌ای به تحلیل عدم‌قطعیت‌های دو مدل SDSM و LARS_WG پرداخت. مقایسه نتایج روشن ساخت که هر دو مدل عملکرد قابل‌قبولی دارند، اما، مدل SDSM در پیش‌بینی دمای بیشینه و کمینه، و مدل LARS_WG در پیش‌بینی بارش بهتر بود. ذوالکرانیان (۲۰۱۲) به کمک مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM، بارندگی حاصل از مدل HadCM3 (کوته‌نوشت Hadly Center Model) را در حوضه رودخانه کورائو بررسی و افزایش متوسط بارندگی سالانه در دوره ۲۰۱۰-۲۰۹۹ را برآورد کرد. صمدی و همکاران (۲۰۱۲) دو روش ریزمقیاس-نمایی آماری SDSM و ANN (کوته‌نوشت Artificial Neural Network) در حوضه کرخه، که معرف منطقه نیمه‌خشک است، را مورد مقایسه قرار دادند. نتایج روشن ساخت که انتخاب الگوریتم ریزمقیاس‌نمایی تأثیر بسزایی روی برآورد شار جریان در مناطق نیمه‌خشک دارد. هراتیان و مساح بوانی (۱۳۸۸) عملکرد مدل SDSM را در پیش‌بینی دما و بارش ایستگاه نوژه همدان مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج به‌دست‌آمده از تجزیه‌وتحلیل خروجی مدل روشن ساخت که افزایش دما در دوره ۲۰۴۰–۲۰۶۹ در فصل تابستان بیشتر از فصل‌های دیگر است و مقدار بارش روزانه در ماه‌های آوریل، نوامبر و دسامبر دارای روند کاهشی و بقیه ماه‌ها دارای روند افزایشی است.

مدل SDSM تاکنون بیشتر برای ریزمقیاس‌نمایی دما و بارش در مناطق مرطوب و حوضه‌های آبریز به‌کار رفته است و در نواحی خشک کمتر مورد ارزیابی قرار گرفته

www.SID.ir

Archive of SID

است. از ویژگی‌های بارز پژوهش حاضر این است که ایستگاه‌های همدیدی که معرف اقلیم خشک و بیابانی هستند، برای بررسی انتخاب شدند. ازآنجاکه روش‌های ریزمقیاس‌نمایی در نواحی گوناگون، عملکرد متفاوتی دارند و بهترین روش ریزمقیاس‌نمایی در یک منطقه از پیش مشخص نیست، هدف پژوهش حاضر، بررسی توانمندی مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی داده‌های دما و بارش حاصل از اجرای مدل HadCM3 در اقلیم گرم و خشک است. ازآنجاکه در محاسبات آماری، بیشترین خطاها روی مقادیر فرین رخ می‌دهد، پژوهش حاضر روی مقادیر فرین دما صورت گرفت. درصورتی‌که مدل برای مقادیر فرین دما جواب قابل‌قبولی به‌دست دهد، می‌توان نتیجه گرفت که خروجی مدل برای دما نیز عملکرد قابل‌قبولی دارد. در بخش بعد ضمن معرفی داده‌ها، روش کار نیز توضیح داده می‌شود. سپس در بخش سوم، ریزمقیاس‌نمایی دما و بارش به‌کمک مدل SDSM تحلیل، و نتیجه‌گیری در بخش پایانی عرضه می‌شود. انتظار می‌رود مدل SDSM در پیش‌بینی دما عملکرد قابل‌قبولی داشته باشد.

۲ روش تحقیق

همان‌طور که بیان شد، از ویژگی‌های بارز این پژوهش، انتخاب اقلیم گرم وخشک برای ارزیابی عملکرد مدل SDSM است. ایستگاه‌های همدیدی یزد و طبس، که از اینجا به بعد ایستگاه‌های منتخب نامیده می‌شوند، مورد بررسی قرار گرفتند. مشخصات جغرافیایی دو ایستگاه منتخب در جدول ۱ آورده شده است.

در پژوهش حاضر سه دسته داده در دورهٔ پایه مورد استفاده قرار گرفته است؛ الف- داده‌های دما شامل دمای بیشینه و کمینه و بارش روزانه ثبت‌شده در ایستگاه‌های منتخب که سازمان هواشناسی کشور برای دورهٔ پایه تهیه کرده است، ب- برای واسنجی مدل داده‌های بزرگ‌مقیاس واقعی روزانه نیاز است، برای این منظور از داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش‌های جوّی (National Center for Environmental Prediction (NCEP) / National Center for Atmospheric Research (NCAR)) با نماد NCEP/NCAR استفاده می‌شود. و ج- سومین دسته از داده‌های موردنیاز، داده‌های شبیه‌سازی‌شده خروجی مدل‌های اقلیمی جهانی هستند که برای تولید سناریوی آتی به‌کار می‌روند. با توجه به اینکه مساح بوانی و مرید (۱۳۸۴) در پژوهش خود روشن ساختند که مدل HadCM3، بهترین عملکرد را در پیش‌بینی مقادیر دما و بارش بین مدل‌های اقلیمی جهانی در دسترس دارد، از داده‌های این مدل با ابعاد ۲/۵ درجه عرض و ۳/۷۵ درجهٔ طول جغرافیایی در پژوهش حاضر استفاده شد. متغیرهای بزرگ‌مقیاس NCEP/NCAR و HadCM3 که به‌منزلهٔ متغیر مستقل به‌کار می‌روند در جدول ۲ آورده شده‌اند.

جدول ۱. شناسنامهٔ ایستگاه‌های منتخب.

نام ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	میانگین سالانه دمای بیشینه (درجه سلسیوس)	میانگین سالانه دمای کمینه (درجه سلسیوس)	میانگین بارش سالانه (میلی‌متربر روز)
طبس	٥٦/٥٥	٣٣/٣٦	٧١١	٢٩/٠٢	١٤/٢٥	٠/٢٢٦
یزد	٥٤/١٧	٣١/٥٤	١٢٣٧/٢	٢٦/٤٥	١١/٦	٠/٢٤٨

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۲. فهرست متغیرهای پیش‌بینی‌کننده.

متغیر پیش‌بینی‌کننده	کوته‌نوشت	متغیر پیش‌بینی‌کننده	کوته‌نوشت
میانگین فشارسطح دریا	mslp	واگرایی تراز ۵۰۰ hPa	p5zh
سرعت باد سطح	p-f	سرعت باد تراز ۸۵۰hPa	p8-f
باد مداری سطح	p-u	بادمداری تراز ۸۵۰hPa	p8-u
باد نصف‌النهاری	p-v	باد نصف‌النهاری تراز ۸۵۰hPa	p8-v
تاوایی سطح	p-z	تاوایی تراز ۸۵۰ hPa	p8-z
جهت باد سطح	p-th	ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۸۵۰hPa	p850
واگرایی سطح	p-zh	جهت باد ۸۵۰hPa	p8th
سرعت باد تراز ۵۰۰hPa	p5-f	واگرایی تراز ۸۵۰ hPa	p8zh
باد مداری تراز ۵۰۰hPa	p5-u	رطوبت ویژه تراز ۵۰۰ hPa	r500
باد نصف النهاری تراز ۵۰۰hPa	p5-v	رطوبت ویژه تراز ۸۵۰hPa	r850
تاوایی تراز ۵۰۰hPa	p5-z	رطوبت ویژه سطح	rhum
ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ hPa	p500	رطوبت نسبی	shum
جهت باد تراز ۵۰۰hPa	p5th	میانگین دمای تراز دومتر	temp

مدل SDSM به‌کمک داده‌های پیش‌گفته، ریزمقیاس‌نمایی آماری سری‌های روزانه را در پنج مرحله جداگانه به انجام می‌رساند؛ الف- کنترل کیفیت و تغییر شکل داده‌ها، ب- انتخاب بهترین متغیر پیش‌بینی‌کننده، ج- واسنجی و آموزش مدل، د- تولید داده‌های وضع هوای ساختگی با استفاده از پیش‌بینی‌کننده‌های NCEP/NCAR به‌منظور ارزیابی رابطهٔ واسنجی (صحت‌سنجی) با رسم نمودار پراکندگی داده‌ها و تجزیه‌وتحلیل آماره‌ها، ه- تولید سناریوی آب‌وهوایی با استفاده از پیش‌بینی‌کننده‌های وضع هوا یا اقلیمی مدل HadCM3.

ازآنجاکه تعداد کمی از ایستگاه‌ها دارای داده‌های ۱۰۰٪ درست و کامل هستند، برای بررسی داده‌های ناقص، مفقود و شناسایی خطاها، از گزینه کنترل کیفیت استفاده می‌شود. در پیش‌بینی آماری وضع هوا، مسئله انتخاب یک مجموعه پیش‌بینی‌کننده خوب از کل پیش‌بینی‌کننده‌ها، غربال‌کردن نامیده می‌شود (ویلکز، ۲۰۰۶). در این پژوهش، مدل SDSM از راه بررسی همبستگی جزئی و تحلیل وایازش گام‌به‌گام، متغیرهای پیش‌بینی‌کننده مناسب را، که از این به بعد متغیرهای غالب نامیده می‌شود، ارزیابی می‌کند (رضائی و همکاران، ۱۳۷۷). متغیرهای غالب به‌دست آمده برای دمای بیشینه و

www.SID.ir

Archive of SID

کمینه و بارش ایستگاه‌های منتخب در سه دوره تحلیل سالانه، زمستان و تابستان در جدول‌های ۳ و ۴ آورده شده است.

به‌منظور انتخاب متغیرهای پیش‌بینی‌کننده مناسب لازم است که بررسی شود آیا ارتباطی معقول از نظر دینامیک و فیزیک حاکم بر جوّ بین متغیرهای غالب و داده مشاهداتی وجود دارد یا نه. از دیگر ویژگی‌های برجسته پژوهش حاضر این است که سعی شد براساس دیدگاه همدیدی، سامانه‌های موثر بر منطقه مورد تحلیل قرار گیرند، و بر پایهٔ یک تحلیل همدیدی روشن سازیم که نتایج گزینش آماری منطبق با فیزیک مسئله هست یا نه. به‌همین منظور در ادامه برای بررسی درستی متغیرهای غالب انتخاب‌شده، ابتدا به تحلیل همدیدی-آماری متغیرهای غالب دمای بیشینه و کمینه و سپس بارش پرداخته می‌شود.

جدول ۳. متغیرهای غالب برای دمای بیشینه و کمینه و بارش ایستگاه همدیدی یزد.

تابستان			زمستان			سالانه		
دمای بیشینه	دمای کمینه	بارش	دمای بیشینه	دمای کمینه	بارش	دمای بیشینه	دمای کمینه	بارش
Mslp	Mslp	p-f	Mslp	Mslp	P5-u	Mslp	Mslp	P5-u
p-f	P500	p-u	p-u	P-v	P500	p-z	p-z	P500
P500	P8-u	P500	P500	P5-f	P8-z	P500	P8-u	R500
P8-z	R500	P5th	R500	P5-v	R850	R500	P8-f	rhum
temp	temp	R850	rhum	shum		rhum	Temp	shum
		rhum	temp	temp		temp		

جدول ٤. متغیرهای غالب برای دمای بیشینه و کمینه و بارش ایستگاه همدیدی طبس.

تابستان			زمستان			سالانه		
دمای بیشینه	دمای کمینه	بارش	دمای بیشینه	دمای کمینه	بارش	دمای بیشینه	دمای کمینه	بارش
Mslp	Mslp	p-v	Mslp	Mslp	P-v	Mslp	Mslp	mslp
p-zh	p-zh	P8-u	p-z	p-zh	P8-z	p-u	p-v	R850
P500	P500	P500	p-zh	P500	rhum	P500	P5-f	
P5-u	P8-z	P8zh	R500	P5-f		R500	P5-z	
temp	temp	rhum	rhum	P5-z		P8-u	P8-u	
			temp	shum		temp	Temp	
				temp				

www.SID.ir

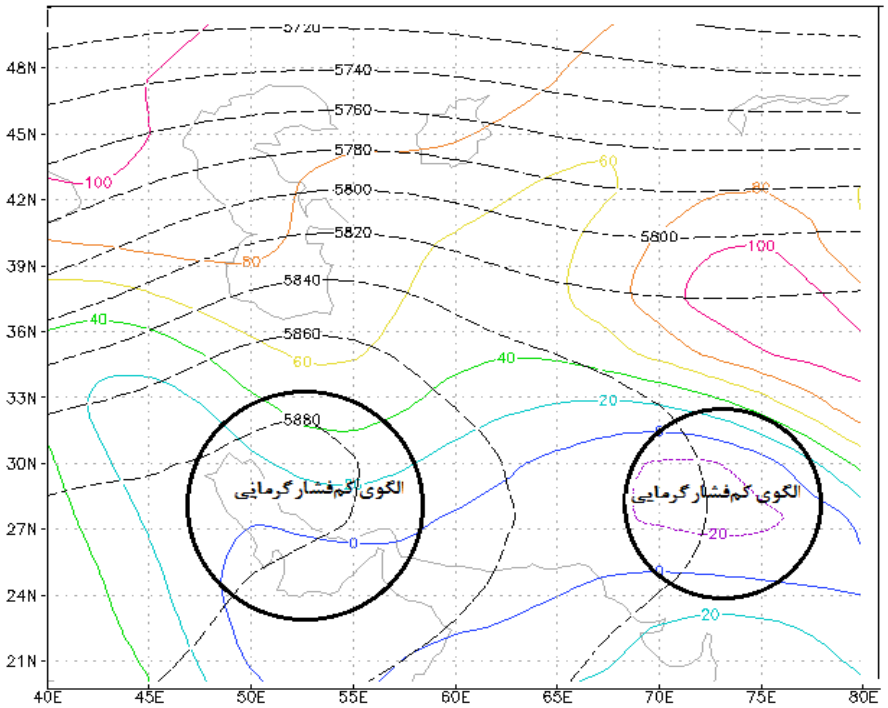
Archive of SID

- همبستگی منفی متغیر فشار میانگین سطح دریا با دما، نشان‌دهنده این است که با افزایش فشار و نفوذ پُرفشار، کاهش دما را خواهیم داشت. این رویداد به این علت است که در عرض‌های بالای جنب حاره، معمولا پُرفشارها با هوای سرد و کم‌فشارها با هوای گرم همراه هستند.
- معمولاً اثر فرارفتی تندی در بررسی‌های هواشناختی حائز اهمیت است، به‌این‌صورت‌که فرارفت سرد منجر به کاهش دما و فرارفت گرم منجر به افزایش دما می‌شود. بنابراین، تندی باد ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال همبستگی مثبت را با دما نشان می‌دهد.
- میانگین ۴۰سالهٔ تابستان متغیر ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین در شکل ۱ برای نمونه آورده شده است، که پربندهای رنگی ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح زمین و پربندهای مشکی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهند. همان‌طور که شکل نشان می‌دهد، به‌طور میانگین، هر ساله در تابستان کم‌فشار در سطح و پُرارتفاع در ترازهای بالای جوّ وجود دارد که نشانگر وجود تابش شدید آفتاب و هوای گرم در سطح و در نتیجه الگوی کم‌فشار گرمایی است. افزایش ارتفاع ترازهای فشاری بالای جوّ منجر به تقویت کم‌فشار گرمایی می‌شود که افزایش دما را به‌دنبال خواهد داشت. بنابراین همبستگی مثبت ارتفاع با دما دور از انتظار نیست. در زمستان نیز الگوی سامانه‌های کم‌فشار کلاسیک شامل یک مرکز کم‌فشار دینامیکی در سطح و کم‌ارتفاع در ترازهای بالای جوّ است. بنابراین براساس رابطهٔ حاکم بر ضخامت جوّ (هلتون، ۲۰۱۲)، با کاهش ارتفاع، ضخامت نیز کم می‌شود که بیانگر کاهش دما است و همبستگی مثبت را با دما نشان می‌دهد.
- فرارفت تاوایی می‌تواند موجب تقویت یا تضعیف کم‌فشار سطحی شود و دما را افزایش یا کاهش دهد. برای مثال، میانگین تابستانه (دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۱) تاوایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (نقشهٔ سایه‌دار) در شکل ۲ نشان می‌دهد که فرارفت تاوایی بالای مرکز کم‌فشار گرمایی با کج‌شدگی غرب‌سوی مثبت و در نتیجه، کم‌فشار گرمایی عمیق و توأم با هوای بسیار گرم است که تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کشیده شده است. به‌عبارتی همبستگی مثبتی با دما دارد.
- همبستگی مثبت دما با باد مداری در ترازهای پایین جوّ به این علت است که مقدار منفی این کمیت بیانگر جریان شمال شرقی ناشی از تقویت پُرفشار سیبری در زمستان و در نتیجه کاهش دما است. میانگین تابستانهٔ دورهٔ پایه باد مداری تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال همراه با ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین در شکل ۳ آمده است و نقشهٔ سایه‌دار مربوط به باد مداری و پربندها ارتفاع ژئوپتانسیلی هر دو تراز را نشان می‌دهد. رنگ‌های سرد در شکل بیانگر منفی‌بودن آن در بالای مراکز کم‌فشار و غرب‌سو بودن جهت باد در تابستان و در نتیجه انتقال گرما از پاکستان به روی منطقه است که این خود دلیلی بر صحت وجود همبستگی منفی است. همبستگی مثبت باد نصف‌النهاری با دما نشان‌دهنده این است که در فصل زمستان در صورت وجود مولفهٔ استواسوی باد، ناوه از تراز میانی جوّ عبور می‌کند و پُرفشار در سطح غالب می‌شود که در نتیجهٔ آن، دما کاهش می‌یابد.
- برای همبستگی منفی رطوبت با دما به دو علت می‌توان اشاره کرد: ۱) افزایش رطوبت به معنی نیاز به انرژی بیشتر برای تغییر دما و در نتیجه نوسان کمتر دما است. ۲) کمبود رطوبت دلیلی بر نبود ابر و وابستگی شدید به آفتاب و نوسان بیشتر دما است. در نتیجه با

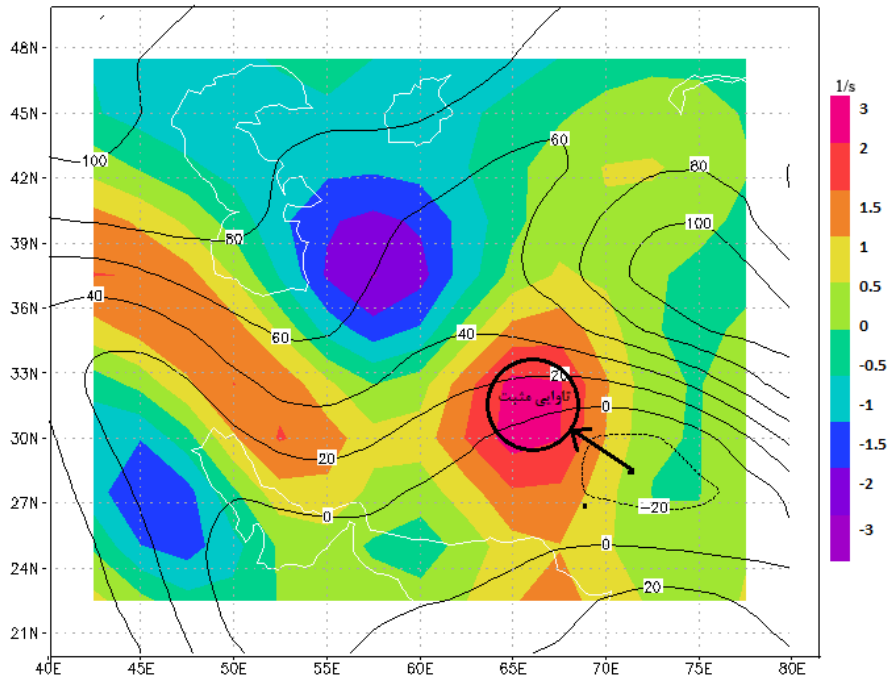
www.SID.ir

Archive of SID

کمبود رطوبت، دما در طول روز افزایش بیشتری خواهد یافت.



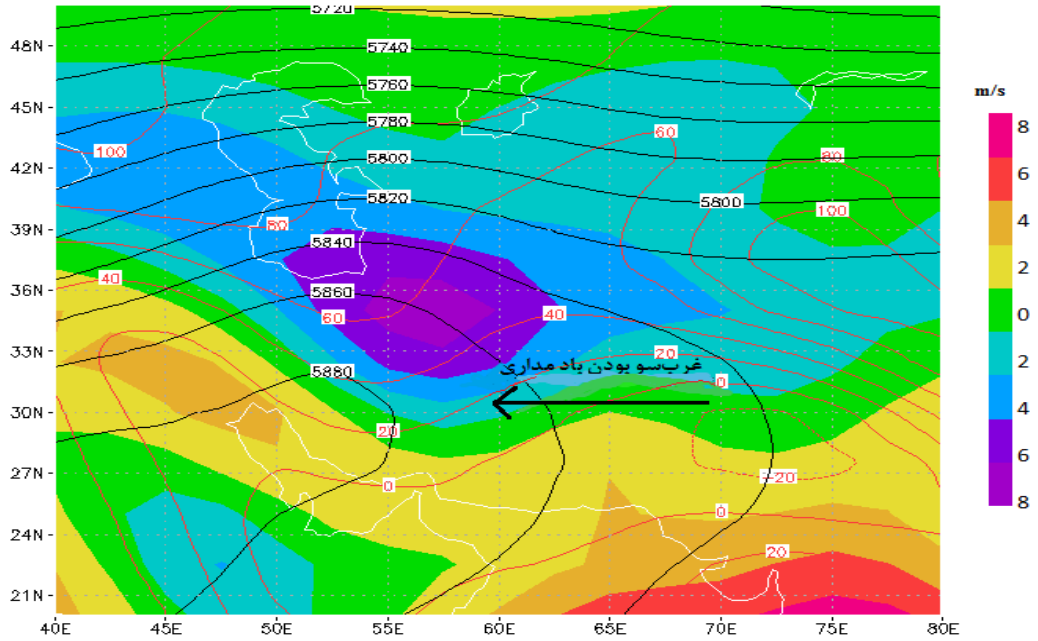
شکل ۱. میانگین ٤٠ سالهٔ تابستان ارتفاع ژئوپتانسیلی (برحسب متر) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (منحنی خط‌چین) و سطح زمین (منحنی توپُر). پربندهای ۲۰- و صفر نشان‌دهندهٔ حاکم شدن الگوی کم‌فشار گرمایی هستند.



شکل ۲. میانگین ٤٠ ساله تابستان ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) سطح زمین (پربندها) و تاوایی (بر ثانیه) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (نقشه سایه‌دار).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۳. مانند شکل ۱ ولی همراه با باد مداری (متر بر ثانیه) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال.

با توجه به تحلیل‌های همدیدی-آماری صورت گرفته، می‌توان اظهار داشت که متغیرهای انتخاب‌شده با مدل SDSM، ارتباط معقولی با دما از دیدگاه هواشناختی دارند، و مدل در انتخاب بهترین متغیرهای پیش‌بینی‌کننده دما توانمند است (روحی پناه و همکاران، ۱۳۹۲a).

برای بررسی درستی متغیرهای غالب بارش، پارامترهای موثر بر بارش از نظر فیزیکی و دینامیکی بررسی می‌شود. به‌طورکلی برای ایجاد ابر به سه عامل مهم نیاز است که عبارت‌انداز: رطوبت، صعود هوای حامل رطوبت (سرمایش)، ذرات بسیار ریزی به‌نام هواویز که نقش پایه‌ای برای رشد قطرک‌های آب یا ایجاد بلورهای یخ برعهده دارند (سَلبی، ۱۹۹۶). بنابراین رطوبت و صعود هوا (در متغیر غالب تاوایی)، در فرایند بارش نقش بسزایی دارند که در ادامه به توضیح آنها می‌پردازیم.

- وجود بادهای شدید در میانهٔ وردسپهر سبب می‌شود که تفاوت افقی تندی باد نیز در این لایه به‌وجود آید. این تفاوت افقی تندی خود عامل بسیار مهمی در شکل‌گیری پدیده‌های جوّی است و ناپایداری جوّ را تشدید می‌کند.
- فرارفت افقی شدید تاوایی مثبت در طرح توزیع فشار سبب ایجاد میدان حرکت صعودی شدید توده هوا می‌شود و این عمل توأم با همگرایی در لایه زیرین است و باعث صعود حجم وسیعی از تودهٔ هوا در میدان فشاری که در آن فرارفت تاوایی صورت گرفته، می‌شود. فرارفت افقی تاوایی مثبت باعث می‌شود که ارتفاع و دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تغییر کند. به‌عبارتی این دو پارامتر (دما و ارتفاع) به‌شدت با فرارفت تاوایی مثبت همبستگی نشان می‌دهند.
- توزیع فشار در سطح زمین می‌تواند به‌صورت یک پارامتر کمکی در تعیین محل و موقعیت پدیده‌های جوّی به‌حساب آید. برای مثال، سامانه‌های ناپایدار

www.SID.ir

Archive of SID

شدید مانند پیچندها در وضعیتی به‌وجود می‌آیند که شدت کاهش فشار سریع اتفاق بیافتد. همچنین ناحیهٔ واگرایی لایه میانی و زِبَرین پوشن‌سپهر در میدان باد نیز می‌تواند در توسعه پدیده‌هایی نظیر توفان‌های شدید کمک موثری کند، چرا که تاوایی مثبت در مرکز ناحیه واگرایی قرار دارد.

همان‌طور که در جدول‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است، متغیرهای واگرایی، تاوایی، بادهای سطوح بالا و رطوبت برای بارش انتخاب شده‌اند. بنابراین می‌توان اظهار داشت که مدل SDSM در انتخاب متغیرهای غالب از بین متغیرهای ورودی برای بارش نیز توانمند است، اما پارامترهای دیگری نظیر دمای شبنم، تفاوت فشار ۱۲ ساعته سطح زمین، مولفهٔ قائم باد، خطوط هم‌ضخامت و تراز همرفت آزاد (LFC) نیز در وقوع بارش موثرند که به مدل وارد نمی‌شوند. این خود می‌تواند یکی از ضعف‌های مدل و عوامل ایجاد خطا در ریزمقیاس‌نمایی بارش باشد.

پس از انتخاب متغیرهای غالب از بین متغیرهای بزرگ‌مقیاس NCEP/NCAR، این متغیرها با استفاده از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌های منتخب و معادله وایازی خطی در یک دورهٔ ۲۵ ساله (۱۹۶۱–۱۹۸۵) برای تنظیم و آموزش مدل مورد استفاده قرار می‌گیرند. سپس با استفاده از رابطه واسنجی به‌دست آمده در مرحلهٔ قبل و متغیرهای غالب، سری‌های ساختگی روزانه دما و بارش در دورهٔ خارج از محدودهٔ واسنجی یعنی ۱۹۸۶–۲۰۰۱ تولید می‌شوند و سپس به ارزیابی رابطهٔ واسنجی پرداخته می‌شود تا بتوان با دقت قابل‌قبولی از آن در مراحل بعد استفاده کرد. پس از ارزیابی رابطهٔ واسنجی به‌دست‌آمده، می‌توان با دقت قابل‌قبولی از این رابطه برای ریزمقیاس-نمایی خروجی مدل HadCM3 استفاده کرد. در مرحله آخر، مدل SDSM اقدام به تولید سناریوی اقلیمی شبیه‌سازی‌شده برای دورهٔ پایه و آینده می‌کند، که با استفاده از داده‌های شبیه‌سازی‌شده برای دورهٔ پایه می‌توان توانمندی مدل را در ریزمقیاس‌نمایی خروجی HadCM3 مورد ارزیابی قرار داد.

هر حکمی دربارهٔ توزیع جامعه یا پارامتر جامعه را یک فرض آماری می‌نامند و ممکن است درست یا نادرست باشد. درست یا نادرست بودن یک فرض باید بر مبنای اطلاعات حاصل از نمونه‌گیری جامعه بررسی شود؛ این عمل را آزمون فرض می‌نامیم (آساد و حیدری، ۱۳۹۰). یکی از بهترین روش‌های ناپارامتری برای عملی ساختن آزمون فرض مقدار p (معنی‌داری) برای تفاوت دو میانگین جمعیت، آزمون مَن–ویتنی است. در این آزمون، هرگاه تفاوتی بین دو میانگین جمعیت وجود نداشته باشد، فرض صفر برآورده می‌شود. برای $p < ۰/۰۵$، فرض صفر در سطح اطمینان ۹۵ درصد رد می‌شود و دو جمعیت تفاوت دارند؛ اما اگر $p > ۰/۰۵$ باشد فرض صفر قابل‌قبول است. آزمون ناپارامتری به‌کار برده شده برای دو واریانس جمعیت، آزمون برون–فورسیت است. این آزمون آماری برای برابری واریانس گروه‌ها از اطلاعات مندرج در جدول تحلیل واریانس استفاده می‌کند. روش برون–فورسیت، فاصلهٔ مشاهدات را از میانه نمونه نسبت به میانگین نمونه در نظر می‌گیرد. آماره این آزمون کمیت F از جدول تحلیل واریانس یک‌طرفه است که به‌صورت رابطهٔ (۲) تعریف می‌شود (دیبیک، ۲۰۰۵):

$$F = \frac{(N-P)\sum_{j=1}^{p} n_j(\bar{z}_j - \bar{z})^2}{(P-1)\sum_{j=1}^{p}\sum_{i=1}^{N}(z_{ij} - \bar{z}_j)^2}, \qquad (۲)$$

که p تعداد گروه‌ها، n_j تعداد مشاهدات در گروه j و N تعداد کل مشاهدات است. اگر $F > F_{(\alpha,k-1,kj)}$ باشد، آزمون برون–فورسیت فرض برابری واریانس‌ها را رد می‌کند؛ که $F_{(\alpha,k-1,kj)}$ مقدار بحرانی بیشینه توزیع F با درجه آزادی $K-1$ و $N-K$ در سطح معنی‌داری α است.

www.SID.ir

Archive of SID

برای ارزیابی قدرت پیش‌بینی مدل‌ها، ضریب بهره‌وری ناش–ساتکلیف به‌کار می‌رود که به این صورت تعریف می‌شود (مهدی‌زاده، ۱۳۸۵):

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{T}(Q_0^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^{T}(Q_0^t - \overline{Q}_0)^2}, \qquad (۳)$$

که Q_0 میانگین مشاهداتی و Q_m پیش‌بینی است. Q_0^t مقدار مشاهداتی در زمان t است. در این روش دامنهٔ خطا از منفی بی‌نهایت تا یک را در بر می‌گیرد. اگر $0 \le E \le 1$ باشد مقدار واریانس خطا از واریانس داده‌ها بیشتر نمی‌شود. در صورتی‌که واریانس خطاها به اندازه واریانس مشاهدات بزرگ‌تر شود، بهره‌وری صفر ($E = 0$) خواهد شد و اگر واریانس خطاها از واریانس مشاهده‌شده فراتر رود، مقدار بهره‌وری کمتر از صفر ($E < 0$) خواهد شد. به‌طورکلی هرچه بهره‌وری به یک نزدیک‌تر باشد، مدل دقیق‌تر است.

۳ بحث

مدل تحت سه نوع تغییرپذیری ماهانه، فصلی و سالانه با هر سه دسته از متغیرهای غالب برای پیش‌بینی مقادیر فرین دما و بارش واسنجی شد و سپس به‌منظور بررسی بهترین نوع واسنجی در مورد دماهای فرین، خطای مطلق میانگین و ضریب همبستگی بین دو مجموعه داده مشاهداتی و ریزمقیاس‌نمایی‌شده در دوره ۱۹۸۶–۲۰۰۱ مورد ارزیابی قرار گرفت. با مقایسه همهٔ دسته‌ها نتیجه گرفته شد که واسنجی ماهانه برای دما با استفاده از متغیرهای غالب زمستان، همبستگی بیشتر و خطای کمتری دارد. بنابراین در پژوهش حاضر از رابطهٔ واسنجی ماهانهٔ حاصل از این دسته برای تولید سناریوی آتی دماهای فرین در ایستگاه‌های منتخب استفاده می‌شود و با توجه به اینکه اغلب بارش‌های ایستگاه‌های منتخب در فصل‌های سرد سال اتفاق می‌افتد، واسنجی سالانه تحت متغیرهای غالب زمستان برای پیش‌بینی بارش‌های آتی به‌کار می‌رود (روحی پناه و همکاران، ۱۳۹۲b). روابط وایازی به‌دست آمده در پژوهش حاضر برای دمای بیشینه ($T_{\max}$) و کمینه ($T_{\min}$) و بارش ($\Pr$) ایستگاه همدیدی یزد به شکل زیر است:

$$T_{\max} = 26.37 - 2.816mslp - 1.024p_z + 3.63p500 - 0.636r500 - 0.98rhum + 3.46temp. \qquad (۴)$$

$$T_{\min} = 11.58 - 1.286mslp - 0.966p_z + 0.609p8_f - 1.024p8_u + 7.136temp \qquad (۵)$$

$$\Pr = 0.177 + 0.129p8_z + 0.274r850. \qquad (۶)$$

کمیت‌های موجود در روابط بالا در جدول ۲ معرفی شده‌اند. برای ایستگاه طبس نیز روابط مشابهی به‌دست آمد که در اینجا آورده نشده است.

پس از ارزیابی رابطهٔ واسنجی، مدل با استفاده از رابطهٔ منتخب در مرحله قبل، به ریزمقیاس‌نمایی دمای بیشینه و کمینه و بارش حاصل از خروجی مدل HadCM3 تحت سناریوی A2 در دورهٔ پایه می‌پردازد.

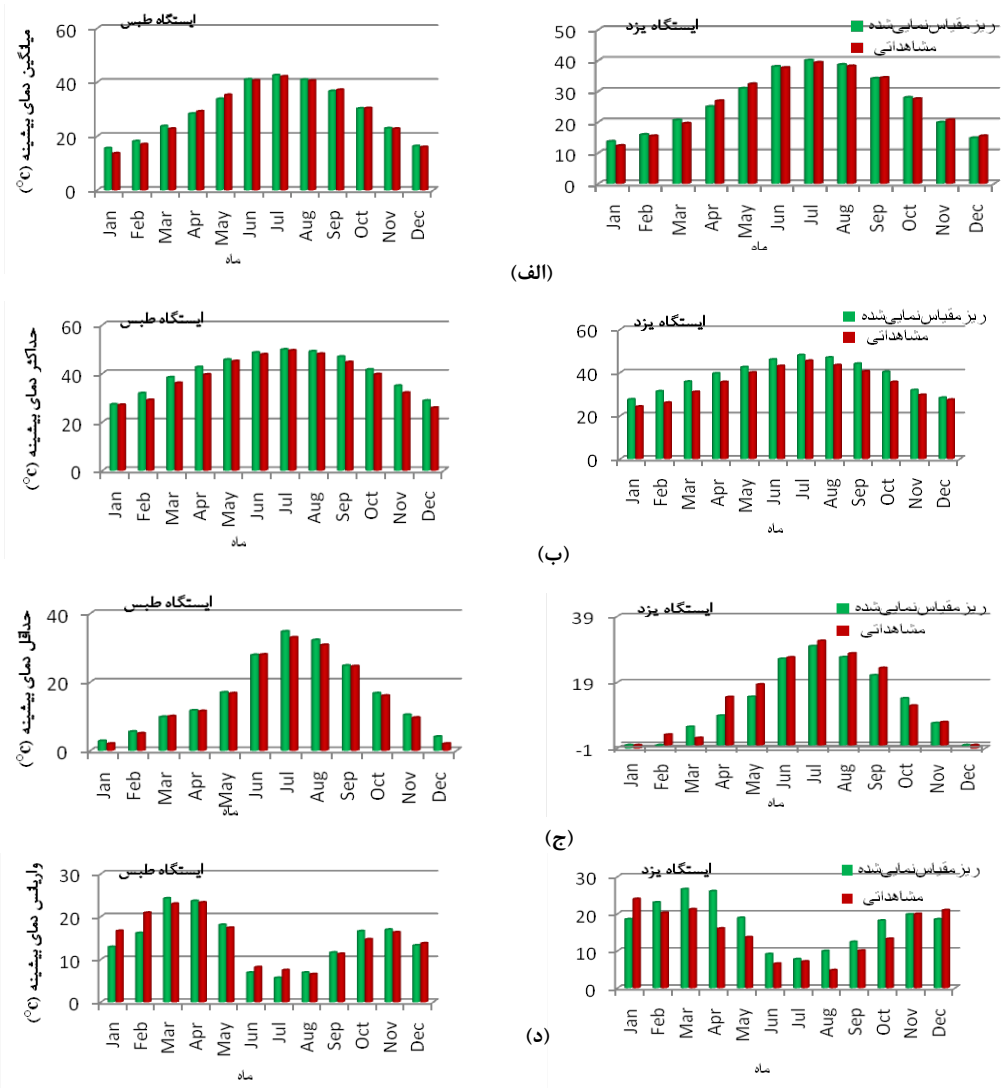
به‌منظور بررسی توانمندی مدل در ریزمقیاس‌نمایی دما و بارش، دو مجموعه دادهٔ مشاهداتی و ریزمقیاس‌نمایی‌شده در دورهٔ پایه از لحاظ آماری مورد مقایسه و ارزیابی قرار می‌گیرد. در این قسمت ابتدا نتایج مربوط به دمای بیشینه در شکل ۴ و دمای کمینه در شکل ۵ و سپس بارش در شکل ۸ برای هر دو ایستگاه منتخب آورده می‌شود.

میانگین ماهانه دمای بیشینه در شکل ۴الف حاکی از توافق بسیار خوب بین داده‌های ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی در ایستگاه‌های منتخب است و تفاوت معناداری مشاهده نمی‌شود. بنابراین، مدل SDSM در ریزمقیاس-

www.SID.ir

Archive of SID

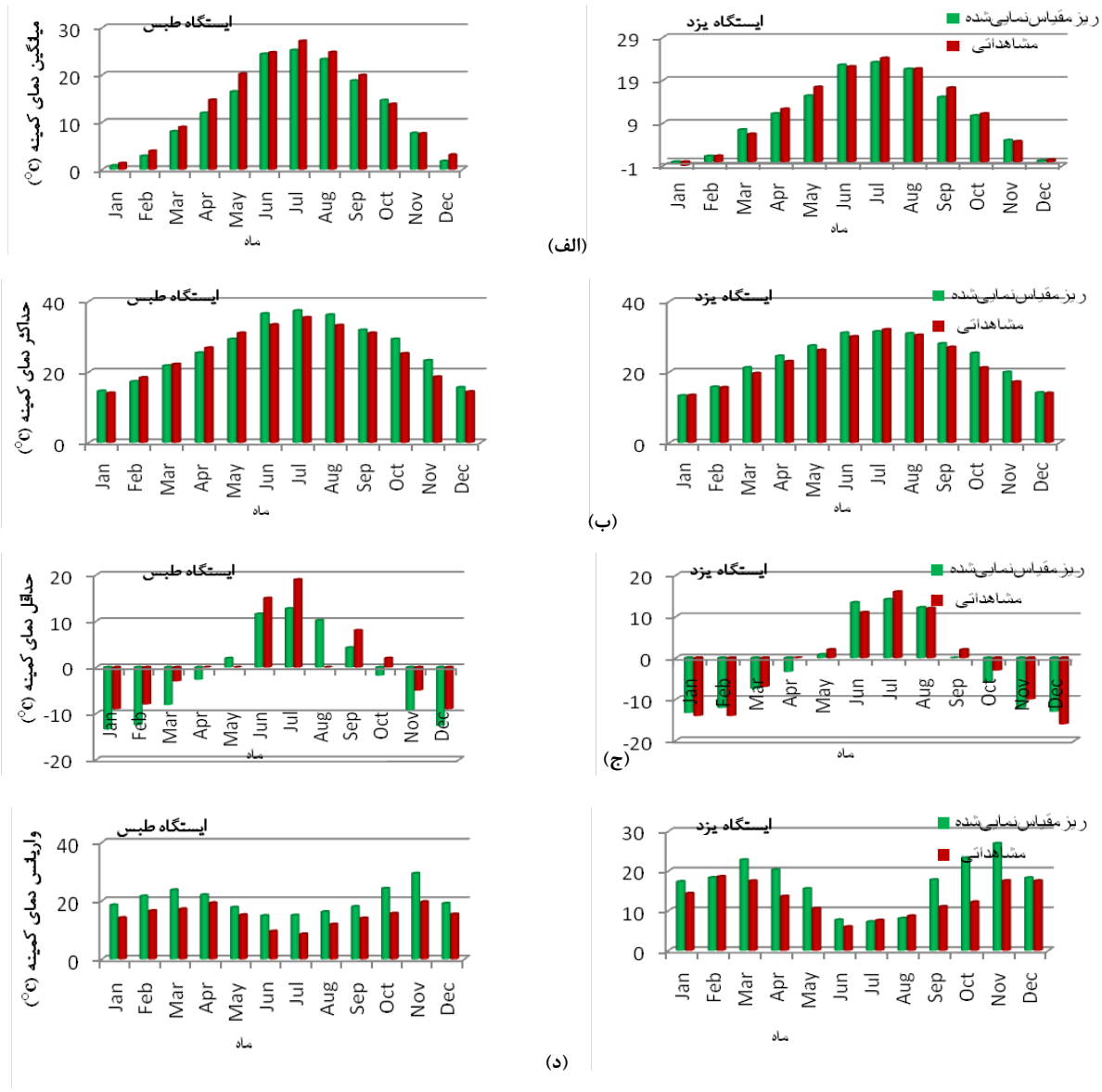
نمایی میانگین ماهانه دمای بیشینه توانایی خوبی دارد. مقایسه حداکثر و حداقل‌های ماهانه برای دمای بیشینه ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی در دورهٔ پایه نیز در شکل‌های ۴ـب و ۴ـج آمده است. از شکل ۴ـب استنتاج می‌شود که مدل SDSM، حداکثرهای ماهانه دمای بیشینه را بیشتر از داده مشاهداتی برآورد می‌کند و تفاوت بین دو مجموعه داده در فصل تابستان کمتر است. شکل ۴ـج نیز بیان می‌کند که حداقل‌های ماهانه در ایستگاه یزد با مدل SDSM کمتر برآورد می‌شود ولی در ایستگاه طبس توافق بهتری در حداقل‌های ماهانهٔ دمای بیشینه بین دو مجموعه داده وجود دارد. حداقل دمای بیشینه در ماه دسامبر کمترین مقدار را داشته است، و بعد از ماه مارس روند افزایشی آن تا ماه ژوئیه ادامه می‌یابد و پس از آن نیز شروع به کاهش می‌کند. این روند در هر دو مجموعه داده دیده می‌شود.



شکل ٤. مقایسهٔ آماره‌های (الف) میانگین ماهانه، (ب) حداکثر ماهانه، (ج) حداقل ماهانه و (د) واریانس دمای بیشینه ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی در ایستگاه‌های منتخب در دورهٔ پایه.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۵. مانند شکل ٤ ولی برای دمای کمینه.

همان‌طورکه واریانس ماهانهٔ دمای بیشینه در شکل ۴ـد نشان می‌دهد، تغییرپذیری ماهانهٔ دمای بیشینه ایستگاه یزد در ماه ژانویه بیشتر است درحالی‌که مدل بیشترین تغییرپذیری را در ماه مارس پیش‌بینی می‌کند. در ایستگاه طبس سازگاری خوبی در تغییرپذیری ماهانهٔ دمای بیشینه بین دو مجموعه داده وجود دارد. همچنین شکل ۴ـد حاکی از این است که، بیشترین تفاوت بین نتایج ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی در ماه آوریل به‌میزان ۱۰ درجهٔ سلسیوس است و کمترین واریانس مربوط به ماه‌های گرم سال است که در هر دو مجموعه داده مشاهده می‌شود. بنابراین طی ماه‌های گرم سال، دما پایایی بیشتری

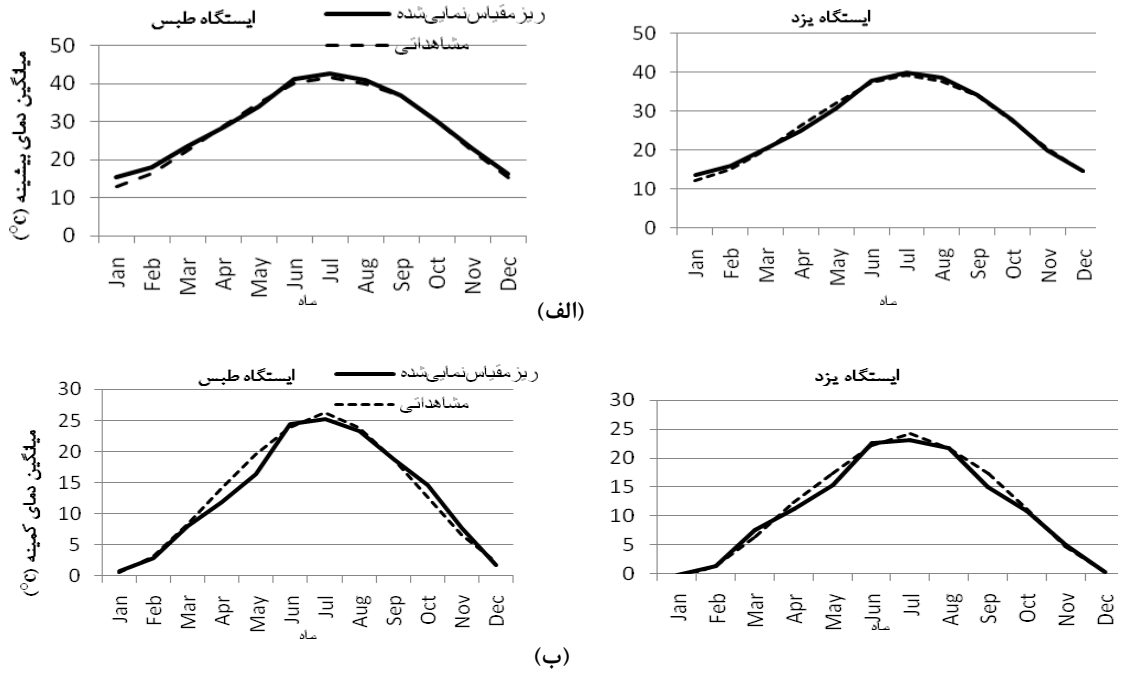
www.SID.ir

Archive of SID

نسبت به ماه‌های سرد سال دارد. درحالی‌که دمای ماه‌های سرد سال متغیرتر است.

همان آماره‌ها برای دمای کمینه بین دو مجموعه داده مشاهداتی و ریزمقیاس‌نمایی‌شده در دورهٔ پایه برای ایستگاه‌های منتخب محاسبه شده که نتایج آن در شکل ۵ آورده شده است. با مقایسه میانگین ماهانه دمای کمینه ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی ایستگاه‌های منتخب در دورهٔ پایه می‌توان گفت که میانگین در برخی ماه‌ها تفاوت معناداری با داده‌های مشاهداتی آشکار می‌سازد و در اکثر ماه‌ها، به‌خصوص در ایستگاه طبس تفاوت چندانی مشاهده نمی‌شود (شکل۵ـالف). مقایسهٔ حداکثرهای ماهانهٔ دمای کمینهٔ ایستگاه‌های منتخب در شکل ۵ـب نشان می‌دهد که تفاوت حداکثرهای ماهانه دمای کمینه بین دو مجموعه داده در ماه اکتبر بیشتر است و در بقیه ماه‌ها تفاوت چندانی مشاهده نمی‌شود؛ که این امر برای هر دو ایستگاه صادق است. حداقل‌های ماهانه (شکل ۵ـج) در ایستگاه یزد در همهٔ ماه‌ها کمتر برآورد شده است درحالی‌که در ایستگاه طبس در فصل‌های سرد سال بیشتر و در فصل‌های گرم کمتر برآورد شده است.

تغییرپذیری ماهانهٔ دمای کمینه در ماه نوامبر برای هر دو ایستگاه بیشتر از سایر ماه‌ها است. این امر حاکی از ناپایایی زیاد دمای کمینه در این ماه است. تغییرپذیری برآورد شده برای دمای کمینه در فصل‌های گرم تفاوت کمتری را با داده مشاهداتی آشکار می‌سازد (شکل ۵ـد). همان‌طورکه شکل فوق نشان می‌دهد، بیشترین تفاوت بین داده‌های ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی در ماه‌های اکتبر و نوامبر به اندازه ۱۱ درجهٔ سلسیوس و کمترین واریانس مربوط به ماه‌های گرم سال در هر دو مجموعه داده است. بنابراین طی ماه‌های گرم سال دمای کمینه پایایی بیشتری نسبت به ماه‌های سرد سال دارد درحالی‌که دمای ماه‌های سرد سال متغیرتر است.



شکل ٦. مقایسه سری زمانی میانگین ماهانه (الف) دمای بیشینه و (ب) دمای کمینه ریزمقیاس‌نمایی‌شده (منحنی توپر) و مشاهداتی (منحنی خط‌چین) در ایستگاه‌های منتخب در دوره پایه.

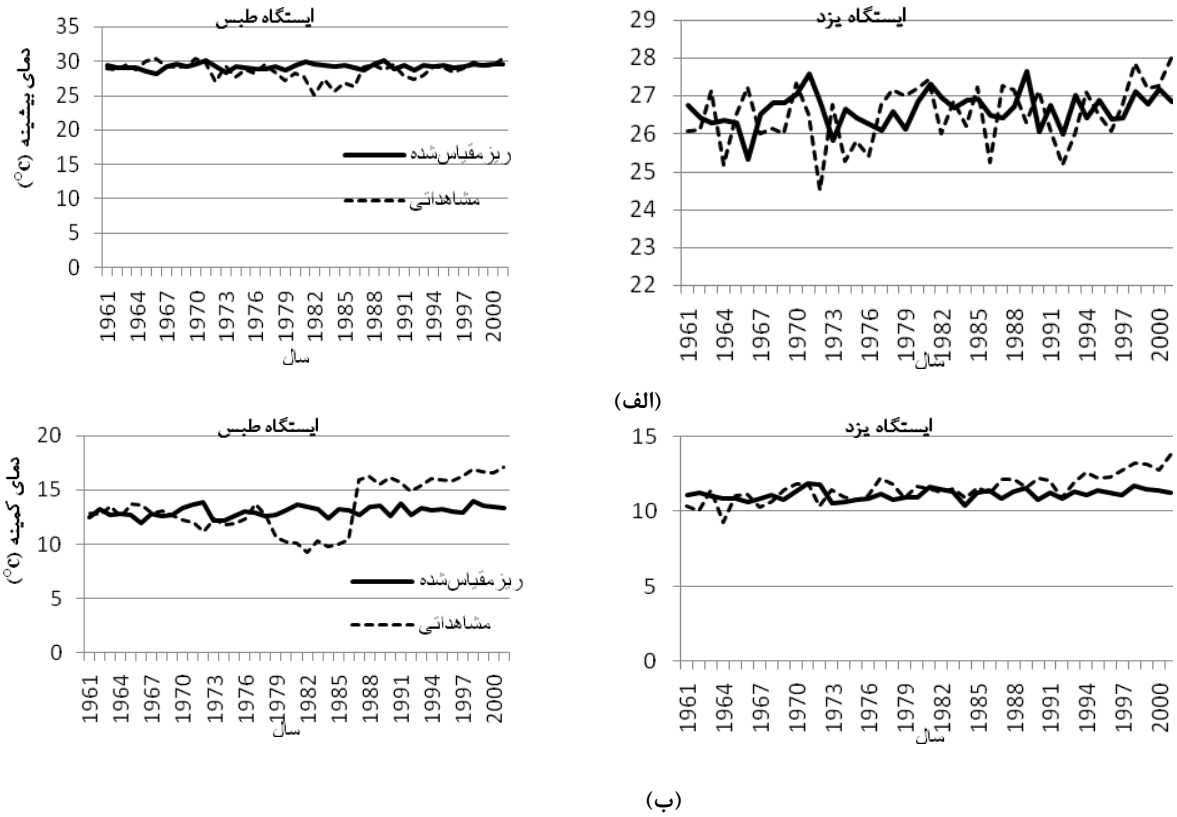
www.SID.ir

Archive of SID

سری زمانی میانگین ماهانهٔ دمای بیشینه و کمینه ایستگاه‌های منتخب در شکل ۶ آورده شده است. همان‌طورکه شکل‌های ۶ـالف و شکل ۶ـب نشان می‌دهند، روند ماهانهٔ دما بین دو مجموعه داده، یکسان است و هردو توزیع نرمال دارند. در برخی ماه‌ها به علت وجود فرایندهای محلی یا منطقه‌ای که در مدل‌های گردش کلی لحاظ نمی‌شوند، تفاوت کمی با داده مشاهداتی دیده می‌شود. این تفاوت برای دمای کمینه در فصل بهار بسیار مشهود است.

سری زمانی میانگین سالانه دمای بیشینه و کمینه ایستگاه‌های منتخب نیز در شکل‌های ۷ـالف و شکل ۷ـب نشان شده است. این شکل‌ها نشان می‌دهند که روند سالانه دما با رشد تقریباً افزایشی برای داده ریزمقیاس‌نمایی‌شده نیز مشابه است، اما در برخی سال‌ها تفاوت‌های معناداری مشاهده می‌شود.

به‌طورکلی می‌توان نتیجه گرفت مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی دمای بیشینه و دمای کمینه خروجی مدل HadCM3 در بیشتر ماه‌ها توانمند است و می‌تواند برای تولید سناریوی آتی دما به‌کار برده شود (روحی پناه و همکاران، ۱۳۹۲c). همان‌طور که بیان شد از مزایای ریزمقیاس‌نمایی آماری کاربرد آسان آن نسبت به مدل‌های اقلیمی جهانی و ناحیه‌ای و استفاده در پیش‌بینی متغیرهایی همانند دمای کمینه و بیشینه است که توسط مدل‌های اقلیمی جهانی صورت نمی‌گیرد. نتیجه‌ای که در این‌جا حاصل شد گویای همین مطلب است.



شکل ۷. مانند شکل ٦ ولی برای سری زمانی میانگین سالانه.

www.SID.ir

Archive of SID

نتایج مقایسه آماره‌ها داده‌های ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی در مورد بارش در شکل ۸ آورده شده است. مقایسه حداکثر بارش‌های ماهانه در شکل ۸الف نشان می‌دهد که مدل SDSM حداکثر بارش را در فصل بهار خیلی کم برآورد می‌کند و تفاوت زیادی بین بارش ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی وجود دارد ولی در بقیهٔ ماه‌ها تفاوت خیلی کم است. واریانس بارش ماهانه در شکل ۸ب آورده شده است. همان‌طورکه شکل ۸ب نشان می‌دهد، تغییرپذیری بارش ماهانه در ماه‌های نوامبر، دسامبر و فوریه کمتر از مقدار مشاهده‌شده برآورد شده است که بخشی از آن می‌تواند به علت بارش‌های محلی در این ماه‌ها باشد (شکل ۸ب). مجموع بارش ماهانه در شکل ۸ج، بیانگر تفاوت کم بین بارش ماهانهٔ مشاهداتی و ریزمقیاس‌نمایی‌شده در همهٔ ماه‌ها به‌جز در ماه مارس در هر دو ایستگاه است. بنابراین، مدل در برآورد جمع بارش ماهانه عملکرد قابل‌قبولی دارد. روزهایی با بارش بیش از ۰/۵ میلی‌متر، روزهای مرطوب در نظر گرفته می‌شوند و شکل ۸د نیز درصد روزهای مرطوب را در هر دو ایستگاه نشان می‌دهد. مقایسه دو مجموعه داده نشان می‌دهد که درصد روزهای مرطوب برای بارش ریزمقیاس‌نمایی‌شده تفاوت کمی با داده مشاهداتی دارد و در ایستگاه یزد برای فصل بهار این مقدار کمتر برآورد شده است.

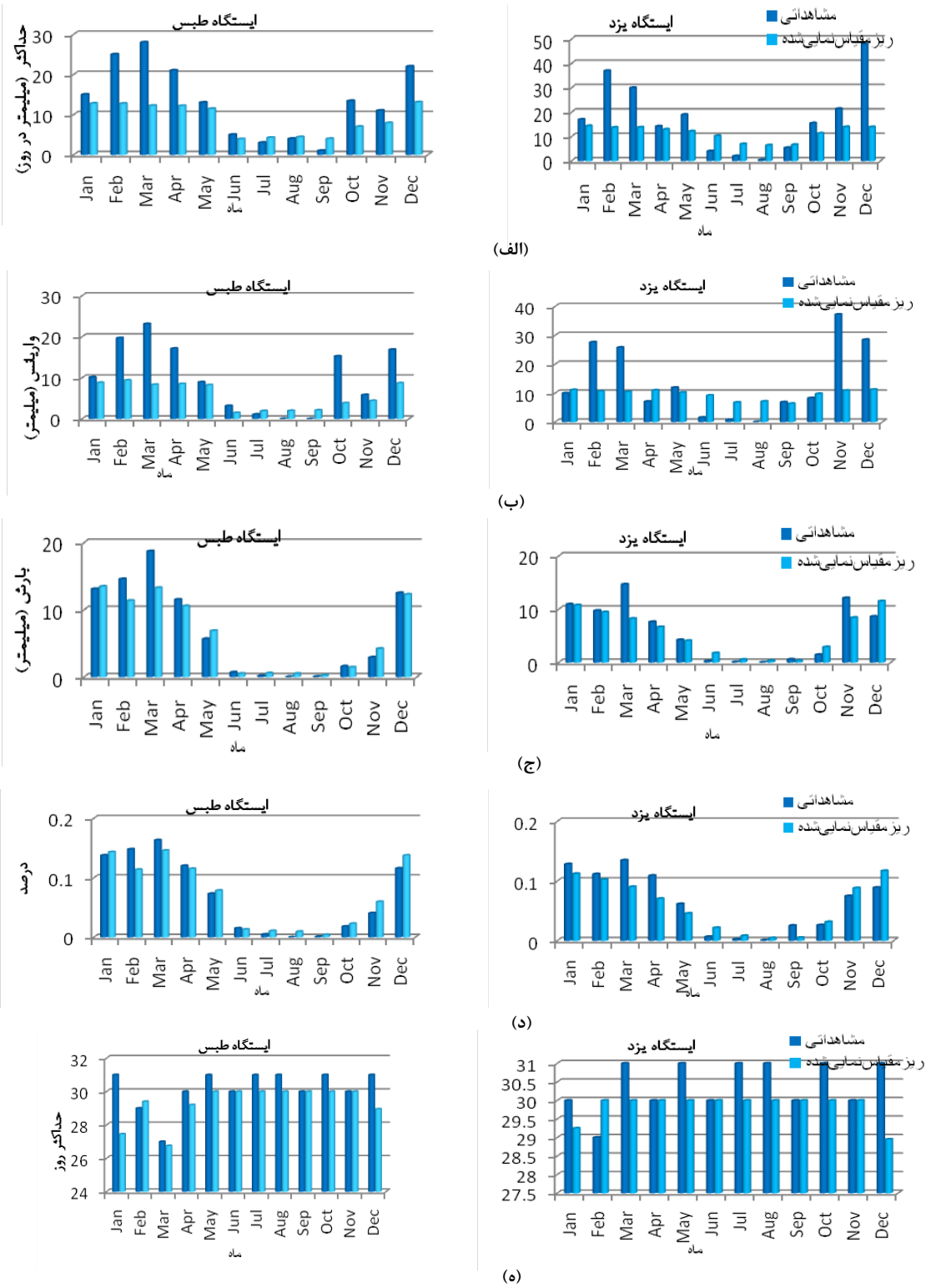
میانگین طول دورهٔ خشک، متوسط تعداد روزهایی است که بارش کمتر از ۰/۵ میلی‌متر دارند. میانگین طول دورهٔ خشک در ماه‌های پُربارش بهتر و در ماه‌های گرم کمتر از مقدار واقعی برآورد شده است. بااین حال میانگین طول دوره مرطوب در هر دو ایستگاه در همهٔ ماه‌ها با داده‌های مشاهداتی تفاوت دارد که این تفاوت در ایستگاه طبس بسیار کم است (شکل نیامده است). حداکثر روزهای خشک متوالی در شکل ۸ه آورده شده است که نشان می‌دهد مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی خروجی مدل HadCM3، حداکثر روزهای خشک متوالی را در اغلب ماه‌ها با تفاوت کمی نسبت به داده مشاهداتی، کمتر برآورد می‌کند. عملکرد مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی حداکثر روزهای مرطوب متوالی در ایستگاه طبس نسبت به یزد بهتر است و فقط در ماه نوامبر تفاوت مشهود است. ولی در ایستگاه یزد در ماه‌های پُربارش، این مقدار کمتر برآورد شده است (شکل نیامده است).

در مورد سری زمانی بارش سالانه، همان‌طورکه شکل ۹ نشان می‌دهد، در برخی سال‌ها بارش ریزمقیاس-نمایی‌شده با مدل، دقیقاً خلاف داده‌های مشاهداتی عمل کرده به‌گونه‌ای که سال با کمترین بارش را با بالاترین بارش برآورد کرده است. سری سالانهٔ بارش ریزمقیاس-نمایی‌شده همبستگی و واریانس خوبی در مقایسه با مشاهداتی ندارد. واریانس مدل از مشاهداتی کمتر است که این ضعف می‌تواند بر هرگونه تحقیق مربوط به رفتارهای فرین بارش تاثیر منفی داشته باشد.

برای ارزیابی خطا در برآورد میانگین‌ها، این خطاها در سطح اطمینان ۹۵ درصد با استفاده از آزمون مَن–ویتنی آزموده شده‌اند که نتایج آن در جدول ۵ برای هر دو ایستگاه آورده شده است. آزمون مَن–ویتنی نشان می‌دهد که در ایستگاه طبس، خطای مدل فقط برای دمای کمینه در ماه ژوئن معنی‌دار است ($P<$ ۰/۰۵). در ایستگاه یزد نیز خطای مدل در برآورد دمای بیشینه و کمینه در دو ماه معنی‌دار است. در بقیه ماه‌ها فرض صفر قبول شده و میانگین ماهانهٔ مقادیر برآورد شده با مقدار مشاهداتی برابر است.

www.SID.ir

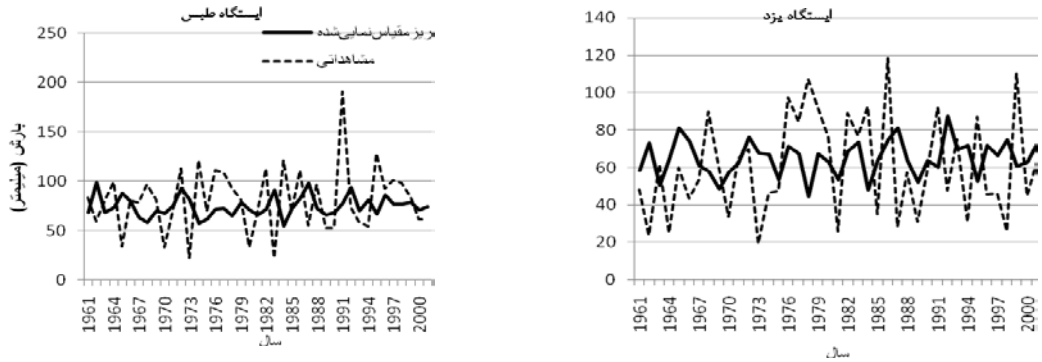
Archive of SID



شکل ۸ مقایسهٔ آماره‌های (الف) حداکثر بارش ماهانه، (ب) واریانس ماهانه، (ج) جمع ماهانه، (د) درصد روزهای مرطوب و (ه) حداکثر روزهای خشک متوالی برای بارش ریزمقیاس‌نمایی‌شده و مشاهداتی در ایستگاه‌های منتخب در دورهٔ پایه.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۹. مقایسه سری زمانی میانگین سالانه بارش ریزمقیاس‌نمایی‌شده (منحنی توپر) و مشاهداتی (منحنی خط‌چین) در ایستگاه‌های منتخب در دورهٔ پایه.

جدول ۵. مقادیر P آزمون مَن–ویتنی برای تفاوت میانگین‌های مشاهداتی و پیش‌بینی دمای بیشینه و کمینه و بارش ایستگاه‌های منتخب.

	دمای بیشینه		دمای کمینه		بارش	
	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس
ژانویه	۰/۷٤٤	۰/۵۱۸	۰/۳٤۹	۰/۹۱۵	۰/۲۹۹	۰/٤۸۸
فوریه	**۰/۰۲۵**	۰/۰۵۹	۰/۹۷٦	۰/۷۳۱	۰/۵۱۰	۰/۲۰۷
مارس	۰/۸۸۹	۰/۹٤۵	۰/٦٦۷	۰/٦٦۹	۰/۸۲٦	۰/۳۳۲
آوریل	۰/۵۹۱	۰/۷۵۱	۰/۹۵۲	۰/۸۳۳	۰/٦۸۱	۰/۲۷۲
مه	**۰/۰۲۱**	۰/۲۲۵	**۰/۰۵۵**	۰/۳۹۵	۰/۵۸۷	۰/۸۱۲
ژوئن	۰/۷۰٤	۰/۳۵۹	۰/٤۸۵	**۰/۰۰۸**	۰/۵۹۲	۰/٦۳۰
ژوئیه	۰/۹۱۱	۰/۲٦۳	۰/٦۵۷	**۰/۷٦۷**	۰/۷۰۸	۰/۸۵۲
اوت	۰/٦٦۹	۰/۷۷٤	۰/٦٤۱	**۰/۳۵۳**	۰/۸۰۷	۰/۰۰۰
سپتامبر	۰/۹۸۷	۰/۳۵۰	۰/۷٦۵	**۰/٤۸٦**	۰/۹۳٦	۰/۵۰۷
اکتبر	۰/٤۷۳	۰/۵۰۱	۰/۳۳٤	**۰/۷۲۱**	۰/۲٤۵	۰/۲۲۸
نوامبر	۰/۹۹۷	۰/۷۰۷	۰/۹٤۷	**۰/۳۷۱**	۰/۱۹٦	۰/۷٤۵
دسامبر	۰/۷۸۵	۰/۱٦۱	۰/۰۹۳	**۰/٦٦٦**	۰/۹۹۲	۰/۲۳۵

برابری واریانس‌ها بین مقادیر مشاهداتی و ریزمقیاس-نمایی‌شده در هر ماه با استفاده از آزمون برون–فورسیت در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزموده شده که نتایج در جدول ۶ برای دو ایستگاه منتخب آورده شده است. نتایج آزمون در جدول فوق نشان می‌دهد که واریانس مقادیر ریزمقیاس‌نمایی‌شده در مورد بارش ایستگاه طبس از

www.SID.ir

Archive of SID

واریانس داده‌های مشاهداتی در دو ماه تفاوت معناداری دارند (P< ۰/۰۵) درحالی‌که مدل در ریزمقیاس‌نمایی واریانس دمای بیشینه و کمینه عملکرد خوبی دارد و فرض برابری واریانس‌ها را برآورده می‌کند (P>۰/۰۵).

ضریب ناش–ساتکلیف برای ارزیابی میزان قدرت مدل در ریزمقیاس‌نمایی دمای بیشینه، کمینه و بارش ایستگاه‌های منتخب در جدول ۷ آورده شده است. همان‌طور که در جدول ۷ نشان داده شده است، ضریب ناش–ساتکلیف در ایستگاه‌های منتخب مقادیر نزدیک به یک دارد. هر دو ایستگاه منتخب در مورد دمای بیشینه و دمای کمینه ضریب بهره‌وری نزدیک به یک دارند. این امر بدین معنی است که مدل، عملکرد قابل‌قبولی در ریزمقیاس‌نمایی دمای بیشینه و کمینه دارد. در مورد بارش، بهره‌وری مدل برای ایستگاه یزد مقداری مثبت و تقریبا نزدیک به یک دارد که نشان می‌دهد پیش‌بینی‌های مدل و داده مشاهداتی تفاوت کمتری دارند. اما ضریب بهره‌وری برای بارش ایستگاه طبس نزدیک به یک است و مدل بهره‌وری کافی دارد. در ریزمقیاس‌نمایی بارش، ایستگاه طبس نسبت به ایستگاه یزد توانمندتر است.

۴ نتیجه‌گیری

به علت اهمیت همه‌جانبهٔ تغییرات بلندمدت عنصرهای هواشناختی نظیر دما و بارش و اثرات احتمالی آن بر بخش‌های گوناگون اقتصادی و اجتماعی، در این پژوهش خروجی مدل گردش کلی جوّ HadCM3 با سناریوی A2 با استفاده از مدل آماری SDSM ریزمقیاس‌نمایی شد. سپس توانمندی مدل در ریزمقیاس‌نمایی دماهای فرین و بارش روی دو ایستگاه همدیدی یزد و طبس مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طورکه گفته شد، مدل SDSM ریزمقیاس‌نمایی را در طی چند مرحله به انجام می‌رساند. در پژوهش صورت گرفته، نتایج روشن ساخت که مدل SDSM در مرحلهٔ انتخاب بهترین متغیرهای پیش‌بینی‌کننده برای دما و بارش توانایی زیادی دارد؛ به‌گونه‌ای که متغیرهای منتخب ارتباط فیزیکی و دینامیکی قابل‌قبولی با پیش‌بینی‌شونده دارند. با وجود این برای بارش، برخی متغیرهای موثر به مدل معرفی نمی‌شود. برای آموزش مدل SDSM در دورهٔ پایه، واسنجی ماهانه همبستگی بیشتر و خطای کمتری را نسبت به بقیه واسنجی‌ها آشکار ساخت.

جدول ٦. مقادیر P آزمون برون–فورسیت برای تفاوت واریانس‌های مشاهداتی و پیش‌بینی دمای بیشینه و کمینه و بارش ایستگاه‌های منتخب.

	دمای بیشینه		دمای کمینه		بارش	
	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس
ژانویه	۰/۲۷٦	۰/٤۸۳	۰/۹۹٦	۰/۳۲۰	۰/۸۲٦	۰/۷۳۵
فوریه	۰/۵۸۰	۰/۱۱۱	۰/٤۰٦	۰/۸٦۰	۰/٤۹۹	۰/۸۸٤
مارس	۰/۸۳۵	۰/۹۹٤	۰/۸۱٤	۰/۳۵٤	۰/٦٤۸	۰/٤۱۰
آوریل	۰/۲۱۵	۰/۳	۰/۹۰۲	۰/٦۵۱	۰/۷٦٤	۰/۱۵۷
مه	۰/۸٤۳	۰/۱۷۹	۰/۹۷۱	۰/٦۰۹	۰/۹٦۲	۰/٦۱۷
ژوئن	۰/۲۰۹	۰/۲٤۷	۰/۱۵۳	۰/۲٤۸	۰/۵۱۱	۰/۷۱۸
ژوئیه	۰/٦٦۵	۰/۹۱٤	۰/۹٤٤	۰/۹۱۳	۰/۸۷۲	۰/٦۸۸
اوت	۰/۲٦۹	۰/٦٦٤	۰/٦٤۰	۰/۲۰۳	۰/٦۵۱	۰/۰۰۰

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۷. ضریب ناش–ساتکلیف برای تعیین بهره‌وری مدل در پیش‌بینی دمای بیشینه و کمینه و بارش ایستگاه‌های منتخب.

	دمای بیشینه		دمای کمینه		بارش	
	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس	ایستگاه یزد	ایستگاه طبس
ضریب ناش–ساتکلیف	۰/۹۹	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۶۹	۰/۹۳

بنابراین از واسنجی ماهانه برای ریزمقیاس‌نمایی دماهای فرین استفاده شد.

در پژوهش حاضر، توانمندی مدل نیز در تولید سناریوی آتی دماهای فرین و بارش مورد ارزیابی قرار گرفت. مقایسه نتایج به‌دست آمده از آماره‌ها برای هر دو مجموعه دادهٔ مشاهداتی و ریزمقیاس‌نمایی‌شده در دورهٔ پایه و بررسی خطای مدل در برآورد دمای بیشینه و کمینه روشن ساخت که مدل SDSM در ریزمقیاس‌نمایی مقادیر فرین دما و در نتیجه دمای ایستگاه‌های منتخب توانمند است. اما بررسی خطای مطلق میانگین آشکار ساخت که مدل در برآورد بارش ایستگاه یزد دارای خطای قابل توجه است و ضریب بهره‌وری کوچکی دارد درصورتی‌که برای ایستگاه طبس نتایج قابل‌قبول‌تری به‌دست آمد. همچنین بارش روزانه ریزمقیاس‌نمایی‌شده به‌کمک مدل SDSM در اقلیم گرم و خشک با داده مشاهداتی در بیشتر آماره‌ها از جمله حداکثر و حداقل‌های بارش تفاوت بارزی دارد و فقط به برخی از آماره‌ها در مورد بارش مانند جمع ماهانه و حداکثر روزهای خشک متوالی با داده‌های مشاهداتی همخوانی دارد. نتایج حاصل برای دو ایستگاه همدیدی یزد و طبس در توافق با تحقیقات صورت گرفته لوپز (۲۰۰۸)، ذوالکرانیان (۲۰۱۲) و صمدی و همکاران (۲۰۱۲) در سایر مناطق است.

منابع

آساد، م.ت.، حیدری، ب.، ۱۳۹۰، تحلیل رگرسیون کاربردی: انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد، ص۱۷۷.

رضائی، ع. م.، سلطانی، ا.، ۱۳۷۷، مقدمه‌ای بر تحلیل رگرسیون کاربردی: دانشگاه صنعتی اصفهان، مرکز نشر.

روحی پناه، ف.، میررکنی، س. م.، مساح بوانی، ع. ر.، نصر اصفهانی، م. ع.، ۱۳۹۲a، بررسی توانمندی مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM در انتخاب بهترین متغیرهای پیش‌بینی‌کننده: پانزدهمین کنفرانس دینامیک شاره‌ها. دانشگاه هرمزگان، ۲۶–۲۸ آذر.

روحی پناه، ف.، میررکنی، س. م.، مساح بوانی، ع. ر.، ۱۳۹۲b، مقایسه روش‌های واسنجی برای شبیه‌سازی دما به‌کمک مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM (مطالعه موردی شهر یزد): شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران. دانشگاه تهران.

روحی پناه، ف.، میررکنی، س. م.، مساح بوانی، ع. ر.، ۱۳۹۲c، بررسی تغییرات دما و بارش ایستگاه همدیدی شهرستان یزد در دوره ۲۰۱۱–۲۰۴۰ به‌کمک مدل ریزمقیاس‌نمائی SDSM: اولین همایش ملی جغرافیا، شهرسازی و توسعه پایدار. دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی.

www.SID.ir

Archive of SID

مساح بوانی ع. ر.، مرید، س.، ۱۳۸۴، اثرات تغییر آب‌وهوا بر جریان رودخانه زاینده‌رود اصفهان: مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، **٤**، ۲۷-۱۷.

مساح بوانی، ع. ر.، ۱۳۸۵، ارزیابی ریسک تغییر اقلیم و تاثیر آن بر منابع آب مطالعه موردی حوضهٔ زاینده رود اصفهان: رسالهٔ دکتری، گروه مهندسی سازه‌های آبی، دانشگاه تربیت مدرس.

مهدی‌زاده، م.، مهدیان، م.ح.، حجام، س.، ۱۳۸۵، کارایی روش‌های زمین آماری در پهنه‌بندی اقلیمی حوضهٔ آبریز دریاچهٔ ارومیه: مجله فیزیک زمین و فضا، **۱**، ۱۱۶-۱۰۳.

هراتیان عرب، ا.، مساح بوانی، ع. ر.، براتی، غ. ر.، ۱۳۸۸، ریزگردانی آماری متغیرهای دما و بارش (مطالعه موردی شهر همدان): پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد جغرافیا گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه رازی.

Bluestein, H. B, 1993, Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II. Observations and Theory of Weather Systems: Oxford University Press, 594 pp.

Charles, S. P., Bates, B. C., Smith, I. N., and Hughes, J. P., 2004, Statistical downscaling of daily precipitation from observed and modelled atmospheric fields: Hydrological Processes, **18**(8), 1373-1394.

Chen, H., C.-Y., Xu, and Guo, S., 2012, Comparison and evaluation of multiple GCMs, statistical downscaling and hydrological models in the study of climate change impacts on runoff: J. Hydrology, **434**, 36-45.

Dibike, Y. B., and Coulibaly, P., 2005, Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: Comparison of downscaling methods and hydrologic models: J. Hydrology, **307**(1), 145-163.

Holton, J. R., and Hakim, G. J., 2012, An Introduction to Dynamic Meteorology: Academic Press.

IPCC-TGCIA, 2004, Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods: Intergovernmental Panel on Climate Change: Task Group on Data and Scenario Support for Impacts and Climate Analysis.

Lopes, P. M. d. A. G., 2008, Assessment of climate change statistical downscaling methods: Application and comparison of two statistical methods to a single site in Lisbon: Diss. FCT-UNL.

Mitchell, T. D., 2003, Pattern scaling: An examination of the accuracy of the technique for describing future climates: Climatic Change, **60**(3), 217-242.

Pierce, D. W., Das, T., Cayan, D. R., Maurer, E. P., Miller, N. L., Bao, Y., and Sloan, L. C, 2013, Probabilistic estimates of future changes in California temperature and precipitation using statistical and dynamical downscaling: Climate Dynamics, **40**(3-4), 839-856.

Samadi, S., Carbone, G. J., Mahdavi, M., Sharifi, F., and Bihamta, M., 2013, Statistical downscaling of river runoff in a semi-arid catchment: Water Resources Management, **27**(1), 117-136.

Schubert, S., and Henderson-Sellers, A., 1997, A statistical model to downscale local daily temperature extremes from synoptic-scale atmospheric circulation patterns in the Australian region: Climate Dynamics, **13**(3), 223-234.

Wilby, R. L., Dawson, C. W., and Barrow, E. M., 2002, SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts: Environmental Modelling & Software, **17**(2), 145-157.

Wilby, R. L., and Harris, I., 2006, A framework for assessing uncertainties in

www.SID.ir

Archive of SID

International Geophysics Series, Academic Press.

Zulkaranian, H., and Harun, S., 2012, Application of statistical downscaling model for long lead rainfall prediction in kurau river catchment of Malaysia: Malaysian Journal of Civil Engineering, **24**(1), 1-12.

climate change impacts: Low-flow scenarios for the River Thames:, UK. Water Resources Research, **42**(2), W02419.

Wilby, R., 2007, A review of climate change impacts on the built environment: Built Environment, **33**(1), 31-45.

Wilks, D.S., 2006, Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: Vol. 59 of

www.SID.ir