

برخی مشخصات توصیفی و روند تغییرات بلندمدت فصل خشک در ایران

دکتر حسین عساکره^{۱*}، فاطمه ترکارانی^۲

چکیده

یکی از ویژگی‌های تغییر اقلیم، تغییر تداوم فصل خشک است. مطابق با تعریف انجمن هواشناسی ایالات متحده آمریکا، به دوره‌های تکراری از کمینه بارش در طی سال که دست‌کم یک ماه به طول انجامد، «فصل خشک» گفته می‌شود. تداوم فصل‌های خشک و مرطوب به لحاظ شدت و فراوانی رویدادهای بارشی و نیز به لحاظ انعکاس پدیده تغییرات آب‌وهوایی و همچنین به این لحاظ که بر فراسنج‌های دیگر آب‌وهوایی تأثیر می‌گذارند، از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. در این پژوهش از داده‌های شبکه‌ای بارش روزانه کشور از ابتدای سال ۱۳۴۰ (۲۱ مارس ۱۹۶۱) تا انتهای سال ۱۳۸۹ (۲۱ مارس ۲۰۱۱) با تفکیک مکانی ۱۵×۱۵ کیلومتر استفاده شد تا برخی ویژگی‌ها و نیز روند بلندمدت فصل خشک کشور واکاوی و بررسی شود. بدین منظور از روش‌های آمار کلاسیک (شامل روش‌های میانگین متحرک و نیز رگرسیون خطی) و آمار مکانی (نظیر میان‌یابی و تحلیل‌های مرتبط) استفاده شد. نتایج بررسی نشان داد که در تمام نواحی کشور بارش عمدتاً متمرکز و در روزهای محدودی محتمل است. در بیشتر نواحی کشور روند کاهشی بارش سالانه ۱ تا ۲ میلی‌متر است. فصل خشک در ایران (به جز در شمال‌غرب کشور، زاگرس مرتفع و جنوب‌شرق) عمدتاً به شکل پیوسته و در یک فصل رخ می‌دهد. توزیع مکانی میانگین بلندمدت فصل خشک نشان داد که طول فصل خشک تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است. طول فصل خشک عموماً از جنوب به سمت شمال کاهش می‌یابد، اما آرایش ناهمواری‌ها جهت‌گیری عمومی طولانی‌ترین فصل خشک را متأثر ساخته است؛ از این رو نواحی هم‌طول فصل خشک به موازات مدارها شکل نگرفته‌اند، بلکه به صورت اریب از جنوب‌شرق به شمال‌غرب کشیده شده‌اند. روند تغییرات طول فصل خشک نشان داد که پهنه توأم با افزایش طول فصل خشک حدود ۷۷/۲ درصد و پهنه توأم با کاهش فصل خشک ۲۲/۸ درصد از سرزمین ایران را دربرمی‌گیرد. تغییرات طول فصل خشک را می‌توان به عوامل متعددی نسبت داد. در این زمینه تغییرات جایگاه پرفشار جنب حاره و نیز تغییر مسیر چرخندها را می‌توان از عوامل بسیار مؤثر به شمار آورد.

جغرافیا و توسعه، شماره ۵۸، بهار ۱۳۹۹
تاریخ دریافت: ۹۷/۰۹/۲۱
تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۷/۲۱
صفحات: ۱۳۱-۱۳۲



واژه‌های کلیدی:
بارش ایران، تغییرات اقلیمی، روند تداوم فصل خشک، ایران، فصل خشک.

مقدمه

طبق تعریف انجمن هواشناسی ایالات متحده آمریکا (AMS)^۳ دوره‌های تکراری از کمینه بارش در طی سال که دست‌کم یک ماه به طول انجامد، «فصل خشک» گفته می‌شود. برخی پژوهشگران (Serra et al, 2013:531-551) دوره خشک را روزهای متوالی با مقدار بارش روزانه کم‌تر از آستانه (۰/۱، ۱، ۵ و ۱۰ میلی‌متر در روز) تعریف کرده‌اند. سوشاما و همکاران (۲۰۱۴) روز خشک (و بنابراین دوره‌های خشک) را برپایه دو آستانه بارش ۱ و ۳ میلی‌متر تعریف کرده‌اند (Sushama et al, 2014: 3416-3437).

دستگاه اقلیم، مجموعه‌ای چندبعدی، درهم‌تنیده و پیوسته است. پیوستگی اجزای این دستگاه با واسطه‌های مختلفی رخ می‌دهد؛ در نتیجه و به دلیل زمان واکنش متفاوت اجزای این دستگاه، (Henderson-Sellers, 1997: 1-2) سرعت پویایی آن در زمان و مکان متفاوت است. این ویژگی‌ها موجب می‌شود که هم عوامل تغییرزا و هم نتایج تغییر اقلیم، حاوی تغییر (پذیری) زمانی و تنوع مکانی باشد. یکی از ویژگی‌های آب‌وهوایی که بدین لحاظ قابل‌تأمل است، تداوم فصل‌های خشک و مرطوب است.

asakereh@znu.ac.ir

f.tarkarani@yahoo.com

3- American Meteorology Society (<http://glossary.ametsoc.org/wiki/>)

۱- استاد آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران (نویسنده مسئول)

۲- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

به‌ویژه در مراحل گلدهی و ظهور دانه است. توجه کنید که تغییر اندک در میزان آب در دسترس، قادر است اثرات عمیقی بر باردهی و کارایی فعالیت‌های کشاورزی به‌جا بگذارد (Gong et al, 2004: 771-784)؛ برای نمونه کمبود آب حاصل از خشکسالی ۱۹۸۸، در آرژانتین منجر به خسارات اقتصادی بیش از چهار میلیارد دلار شده است (Vargas et al, 2011: 159-173). تغییر طول دوره خشک در چین طی سال‌های ۱۹۹۵-۱۹۴۹ موجب رخداد بزرگ‌ترین خسارت اقتصادی در این کشور شده است (She & Xia, 2013: 29-42)؛ بنابراین، طول فصل خشک به‌عنوان عاملی در کاهش آب در دسترس، از بزرگ‌ترین چالش‌های کشاورزی در هر منطقه است. در بسیاری نواحی جهان که طول دوره خشک فزونی یافته است، مسائل اجتماعی-اقتصادی فراوانی پیش‌روی برنامه‌ریزان و مدیران قرار گرفته است؛ برای مثال کاروالهو و همکاران (۲۰۱۳) با بررسی دوره‌های بازگشت فصول خشک دریافتند که منطقه جنوب برزیل بیش‌ترین آسیب را به لحاظ بهره‌وری زراعی دیده است (Carvalho, 2013: 12-21)؛ از این‌رو ماهیت قابل‌پیش‌بینی دوره خشک به کشاورزان این امکان را می‌دهد که خود را با تغییرپذیری بارش، به‌عنوان عاملی محدودکننده برای بهره‌وری کشاورزی دیم سازگار کنند و در راستای امنیت غذایی ملی، مدیریت مناسب را اعمال کرده و فرایند برنامه‌ریزی لازم را اتخاذ کنند (Kebede et al, 2017: 849-858) با عنایت به آنچه که گفته شد، شناخت ویژگی‌های اقلیمی-آماری فصول خشک و بارانی و نیز تخمین تغییر (پذیری) آن‌ها و همچنین درک تغییرات بارش برای ارزیابی خطر تداوم فصل خشک و استفاده از منابع آب به‌ویژه برای بخش‌های مختلف وابسته به آب (نظیر پیش‌بینی خشکسالی- سیل، مدیریت محصولات و آب برای کشاورزی) ضروری بوده (Sushama, 2014: 3419; Chaudhary et al, 2017: 204)

چاودهاری و همکاران (۲۰۱۷) فصول خشک و مرطوب با آستانه بارش ۱ میلی‌متر را از هم‌افراز کرده‌اند (Chaudhary et al, 2017: 218-204). ورگاس و همکاران (۲۰۱۱) روز خشک را روزی تعریف کرده‌اند که بارش تجمعی آن روز کم‌تر از ۰/۳ میلی‌متر باشد (Vargas et al, 2011: 159-173). تایلینا و ماهیتا (۲۰۰۷) براساس آستانه ۱ میلی‌متر، دوره‌های مرطوب و خشک تانزانیا در طی فصول بارش را بررسی کرده‌اند (Tilya & Mhita, 2007: 12). الگوها و شبیه‌سازی آب‌وهوایی بر تغییرات عناصر آب‌وهوایی به‌ویژه رفتار بارش طی دهه‌های اخیر گواهی می‌دهند. یکی از این‌گونه رفتارها، تغییر طول فصل خشک و مرطوب است. تداوم فصل‌های خشک و مرطوب به لحاظ شدت و فراوانی رویدادهای بارشی و نیز از نظر انعکاس پدیده تغییرات آب‌وهوایی و همچنین به لحاظ این که بر فراسنج‌های دیگر آب‌وهوایی تأثیر می‌نهند، از اهمیت شایان توجهی برخوردار بوده و نظر بسیاری از آب‌وهواشناسان را به خود جلب کرده است؛ برای مثال تغییرات در بسامد و تداوم فصل‌های خشک و بارانی بخش‌های حساس به شرایط اقلیم بارشی را متأثر خواهد ساخت. تغییر طول فصل خشک به لحاظ تأمین آب موردنیاز، تغییر ذخایر روزمینی و زیرزمینی آب، تبخیر و تعرق و... از اهمیت شایان توجهی برخوردار است (Zolina, 2010: 1)، بنابراین کاهش مجموع بارندگی و شمار روزهای بارانی در طول فصل بارانی برای تولید محصولات کشاورزی (به‌ویژه محصولات متکی بر کشت دیم) تهدیدی آشکار به‌شمار می‌آید (Owusu & Waylen, 2013: 419-430). این تهدید به‌دلیل افزایش جمعیت و نیاز آبی آن (Serra et al, 2013: 531) پیامدهای اجتماعی، اقتصادی و حتی سیاسی ریشه‌داری را موجب می‌شود. تغییر فصل خشک از عوامل مؤثر بر بهره‌وری کشاورزی

پربارشی را تجربه می‌کرده‌اند. علاوه بر این، تداوم فصل و دوره خشک با مشخصاتی از جو، نظیر سامانه‌های واچرخندی در ترازهای زیرین و سامانه‌های پشته‌ای-مانع در ترازهای بالایی جو همراه است (Trenberth et al, 1988: 1640-1645; Mo et al, 1997:3028-3046; Barrucand et al, 2007: 99-114) در زمینه تغییر رفتار فصل خشک در برخی نواحی جهان مطالعات بعضاً عمیق و گسترده‌ای انجام شده‌است. برآورد طول دوره خشک و تغییرات آن، از طریق واکاوی تغییر بارش، یا از طریق به‌کارگیری نمایه‌های خشکی-رطوبت و با در نظر گرفتن دما و بارش و یا شبیه‌سازی تبخیر و تعرق بالقوه انجام شده‌است. در یک دسته‌بندی کلی، این مطالعات را می‌توان در دو گروه طبقه‌بندی کرد: گروه نخست براساس مطالعه طول دوره خشک (DSL)^۲ بوده و موجب توسعه الگوهای آماری در نواحی مختلف اروپا شده‌است. برخی مطالعات که در گروه دوم جای می‌گیرند، برپایه روش‌های احتمالاتی نظیر زنجیره مارکوف (Douguedroit, 1987: 90-104; Anagnostopoulou et al, 2003: 77-91) پواسون (Lana & Burgueno, 1998:111-120) و یا توزیع ترکیبی هندسی- پواسون (Dobi-Wantuck et al, 2000: 245-256) توسعه یافته‌اند. توزیع ویبول نیز بر روی طول دوره خشک شمال شرق اسپانیا برآزش داده شده‌است (Lana et al, 2008a: 48-64).

از نظر نواحی مورد بررسی تداوم فصل خشک، می‌توان به مطالعات انجام شده در شبه‌جزیره ایبری (Martin- Vide & Gomez, 1999: 537-555; Vicente-Serrano, 2003: 1103-1118; Serra et al, 2006: 156-183; Lana et al, 2006b: 1999-2001; Lana et al, 2008b: 99-116; Sanchez et al, 2011: 625-634) یونان (Anagnostopoulou et al, 2003:77-91; Nastos & Zerefos, 2009:616-628)، کرواسی (Cindric et al, 2010: 171-184)،

و ابزاری مؤثر برای درک اثرات تغییرپذیری برخی نمودها و نمایه‌های آب‌وهوایی و نیز آب در دسترس در یک منطقه است و نیز برای اعمال مدیریت منابع آب (Li et al, 2016: 4831) و برآورد خطر خشکسالی- خشکی (Kebede et al, 2017: 849) از اهمیت شایان توجهی برخوردار است.

برخی دانشمندان (Ashok et al, 2011: 517) تغییر طول فصل خشک و بارانی را واکنشی طبیعی در برابر گرمایش جهانی می‌دانند. گرمایش جهانی احتمالاً طول دوره چرخه آب‌شناختی را افزایش می‌دهد. این پدیده مقدار، فراوانی، شدت و تداوم بارش را تغییر خواهد داد (Degefu & Bewket, 2014: 799). بدین ترتیب میزان تمرکز فصلی بارش تعیین می‌شود. در این راستا پژوهش‌ها و نیز الگوسازی آب‌وهوایی (Giorgi & Lionello, 2008: 90-104; Hertig & Jacobeit, 2008: 1025-1045)

نشان می‌دهد که به‌ویژه در نواحی مدیترانه‌ای و نیز نواحی متأثر از سامانه‌های مدیترانه‌ای (نظیر ایران) فصل خشک رو به طولانی شدن است. تداوم افزون تر از پیش طول دوره خشک تحت تأثیر پدیده تغییر آب‌وهوا، در نواحی پرشماری نظیر چین (She and Xia, 2013: 29-42; Huang, 2011: 49-54) اسپانیا و شبه‌جزیره ایبری (Douguedroit, 1987: 90-104; Lana & Burgueno, 1998:111-120; Dobi-Wantuck et al, 2000: 245-256; Anagnostopoulou et al, 2003: 77-91) نواحی مدیترانه (Giorgi & Lionello, 2008:90-104; Hertig & Jacobeit, 2008: 1025-1045) و بسیاری نواحی دیگر گزارش شده‌است. با این وصف این تغییرات در نواحی مختلف جهان به‌صورت همسان و هم‌زمان رخ نمی‌داده است. برای مثال هارتمان^۱ و همکاران (۲۰۱۳) براین باورند که با افزایش دوره‌های خشک طی سال‌های ۲۰۱۰-۱۹۵۱ در ناحیه مدیترانه اروپایی در شمال عرض‌های میانی دوره نسبتاً

ذوالفقاری و همکاران (۱۳۹۲) نیز با بررسی‌های همدید توانستند توده‌های هوایی مؤثر بر فصول اقلیمی غرب کشور را شناسایی کنند.

در پژوهش حاضر تلاش می‌شود که ویژگی‌های عمومی و نیز تغییرات فصل خشک در ایران زمین به وسیله روش‌های آماری در معرض توجه قرار گیرد. بدین ترتیب تلاش می‌شود با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک و آمار مکانی رفتار زمانی-مکانی فصل خشک ایران در معرض توجه قرار گیرد. شناخت ویژگی‌ها و الگوهای فضایی-زمانی طول دوره خشک در ایران هدف اصلی این پژوهش است.

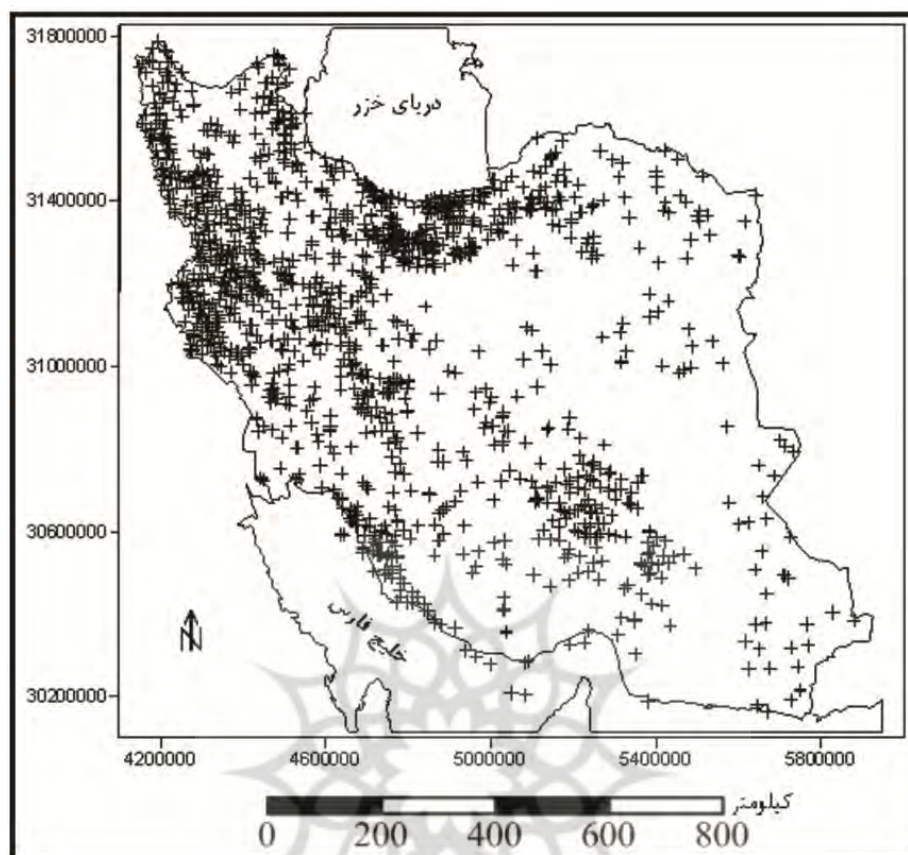
داده‌ها و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های شبکه‌ای بارش روزانه کشور استفاده شده است. این داده‌ها حاصل میان‌یابی مشاهدات روزانه از ابتدای سال ۱۳۴۰ (۲۱ مارس ۱۹۶۱) تا انتهای سال ۱۳۸۹ (۲۱ مارس ۲۰۱۱) است. داده‌های شبکه‌ای بارش روزانه شامل داده‌های شبکه‌ای اسفزاری است. داده‌های مذکور به صورت آرایه‌ای با ابعاد 7178×18262 است که ردیف ماتریس را زمان (روز) و ستون‌ها از مکان تشکیل شده‌اند. توان تفکیک مکانی یاخته‌ها در ابعاد 15×15 کیلومتر است. این داده‌ها حاصل میان‌یابی ۱۴۳۷ ایستگاه همدیدی، باران سنجی و آب‌وهوایی است که توسط مسعودیان (۱۳۸۴) فراهم شده است. از سال ۱۳۸۴ تا ۱۳۸۹ نیز به وسیله نگارندگان تکمیل شده است. برای برآورد داده‌های شبکه‌ای هر روز از داده‌های بارش همه ایستگاه‌هایی که در آن روز بارش را اندازه‌گیری کرده بودند، بهره‌برداری شده است. شکل ۱ توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده در میان‌یابی بارش را نشان می‌دهد. به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش مراحل زیر طی شد:

شرقی (Kutiel, 1985: 15-27; Kostopoulou & Jones, 2005: 69-75)، ایتالیا (Brunetti et al, 2002: 543-558)، سوئیس (Schmidli & Frei, 2005: 753-771)، فرانسه (Douguedroit, 1987: 90-104)، بلژیک (Berger & Goossens, 1983: 21-24)، نروژ (Perzyna, 1994: 895-909)، برزیل (Carvalho et al, 2013: 12-21)، ایران (Sarhadi & Heydarizadeh, 2014: 835-848)، آرژانتین (Llano & Penalba, 2011: 504-513)، ایالات متحده آمریکا (Groisman & Knight, 2008: 1850-1862)، شمال شرقی ایالات متحده آمریکا (Ahn & Steinschneiderm, 2019)، جنوب غربی ایالات متحده (Pascolini-Campbell et al, 2019)، چین (Gong et al, 2005: 203-214; She et al, 2013: 29-42)، اروپا (Heinrich et al, 2011: 1951-1970; Serra et al, 2013: 531-551; Serra et al, 2014: 151-174; Zolina et al, 2013: 2022-2047)، کامبوج (Pheakdey et al, 2017: 561-575) و آفریقای غربی (Sivakumar, 1992: 532-539) را در این میان نام برد.

این پژوهش‌ها عمدتاً بر مبنای واکاوی‌های آماری و بعضاً تحلیل‌های همدید انجام شده است. نتایج پژوهش‌های مزبور بر تأثیر تغییرات اقلیمی سده اخیر بر روی طول فصل خشک دلالت دارند. این تغییرات در جهت افزایش طول دوره خشک عمل می‌کنند. کشور ایران در این زمینه از فقر مطالعاتی برخوردار بوده است. در این زمینه برای مثال علیجانی (۱۳۷۷) بر اساس آمار متوسط روزانه دما و نم نسبی ۱۰ ایستگاه در دوره ۹۰-۱۹۶۱ تنها فصول طبیعی ایران را شناسایی کرده است (علیجانی، ۱۳۷۷: ۳۳-۲۱).

مسعودیان و عطایی (۱۳۸۴) با پردازش ۵۸۸ نقشه هم بارش ماهانه نیم قرن پنج ناحیه بارشی با فصول تقریباً متمایز از یکدیگر در ایران را شناسایی کرده و مشخصات توصیفی این نواحی و وجوه تمایز آن‌ها را معرفی کردند (مسعودیان و عطایی، ۱۳۸۴: ۱۲-۱).



شکل ۱: توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده در میان‌یابی بارش

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

در هر لحظه‌ای از زمان اگر با نقاط هم‌جواری میانگین گرفته شود، تأثیر ناچیزی از خود به جا خواهد گذاشت. بدین ترتیب با هموارسازی سری زمانی بارش به وسیله میانگین متحرک، نوسانات در سری زمانی تا رسیدن به مؤلفه‌ای هموار و به منظور انعکاس حرکت منظم سری انجام می‌شود. بدین ترتیب هموارسازی در آشکارسازی الگوهای منظمی که توسط نوسانات و افت و خیزها پنهان مانده‌اند از قابلیت بالایی برخوردار است. بدین ترتیب هدف کلی از هموارسازی و ترسیم سری زمانی هموارشده، درک و تصویری از چگونگی تغییرات فازها، رفتارهای نوسانی و تغییرات دیگر است. در واقع هموارسازی افت و خیز نوسان در یک بازه زمانی موجب حذف آن بازه و برجسته شدن بازه بزرگ‌تر می‌شود؛ به عنوان مثال با حذف نوسانات

- ارائه یک تعریف برای فصل خشک: در ابتدا برای هریک از یاخته‌های نقشه‌های تولیدشده، میانگین متحرک سی‌روزه تهیه شد. بدین ترتیب تعداد ۷۱۸۷ میانگین متحرک برای بارش کل ایران محاسبه و ترسیم شد. یک میانگین متحرک، با گرفتن متوسط‌های متوالی گروهی از مشاهدات، نوسانات سری زمانی را کم می‌کند؛ بنابراین میانگین متحرک برای فهم رفتار بلندمدت سری‌هایی که افت و خیزهای نامنظم دارند، از قابلیت قابل‌قبولی برخوردارند. ترسیم میانگین متحرک به منظور کاهش عناصر تصادفی در سری‌های زمانی بارش در هر یاخته و کشف نظم رفتاری در سری زمانی بارش است. اساس این شگرد در این اندیشه نهفته است که هر تغییر تصادفی بزرگ

کمینه بارش در طی سال که دست‌کم یک ماه به طول انجامد، تعریف شده‌است؛ بنابراین میانگین متحرک مورد استفاده در این پژوهش با مرتبه ۳۰ روز (یک ماه) خواهد بود. سپس میانگین سالانه بارش در هر یاخته نقشه محاسبه می‌شود. با مقایسه میانگین متحرک و میانگین بارش سالانه، دوره‌های خشک (میانگین متحرک پایین‌تر از میانگین) و تر (میانگین متحرک بالاتر از میانگین) قابل تشخیص خواهد بود. دوره‌های خشک با تداوم دست‌کم سی روز به‌عنوان فصل خشک در نظر گرفته شد.

شکل ۲ نمونه‌ای از این قبیل محاسبات را بر روی ایران نشان می‌دهد. در این شکل تعداد چهار ایستگاه با ویژگی‌های بارشی مختلف انتخاب شده‌است. در تمامی این شکل‌ها سه منحنی (منحنی مجموع بارش روزانه، میانگین ۳۶۶ روزه بارش و میانگین متحرک ۳۰ روزه بارش) ارائه شده‌است. میانگین ۳۶۶ روزه بارش به‌عنوان نمایه فصل بارانی و فصل خشک است. در زمان‌هایی که میانگین متحرک ۳۰ روزه در زیر این نمایه قرار گیرد، فصل (فاز) خشک و در زمان‌هایی که میانگین متحرک در بالای این میانگین قرار گیرد، فصل (فاز) مرطوب تلقی می‌شود. توجه کنید که اگرچه میانگین برخی روزها در فاز خشک ممکن است بیش از میانگین ۳۶۶ روزه بارش باشد، اما می‌دانیم که این میانگین ممکن است تحت تأثیر مقادیر تصادفی که در روزهای متناظر در طی دوره آماری رخ داده باشد؛ بنابراین میانگین متحرک ۳۰ روزه قادر است انعکاس بهتری از هنجار بارشی ارائه کند.

همان‌گونه که در شکل ۲ دیده می‌شود، نه تنها مقدار و زمان آغاز-پایان فازهای تر و خشک، بلکه الگوی فازهای تر و خشک در ایستگاه‌های منتخب بسیار متنوع است. برای مثال ایستگاه گرگان به‌طور متوسط از هشتم اردیبهشت تا آخر شهریور (به مدت

سی‌روزه در یک سال، در واقع این نوسانات هموار (صاف) شده و می‌توان رفتارهای بزرگ‌تر از سی‌روز را تشخیص داده و مشاهده کرد.

میانگین متحرک یک سری زمانی از قراردادن میانگین‌های متوالی همپوش حاصل از q مشاهده موجود در سری $(q=2m)$ به‌جای آن دنباله‌ها به‌دست می‌آید. q که به دامنه (مرتبه) میانگین متحرک موسوم است، معرف تعداد جمله‌هایی است که متوسط آن‌ها محاسبه می‌شود. به عبارت دیگر، Z_t با \hat{Z}_t عوض می‌شود. یک میانگین متحرک ساده با رابطه عمومی زیر تعریف می‌شود (نتر و واسرمن، ۱۳۹۴):

(۱)

$$\hat{Z}_t = \frac{1}{2m+1} \sum_{j=-m}^m Z_{t+j} \quad t=m+1, m+2, \dots, n+m$$

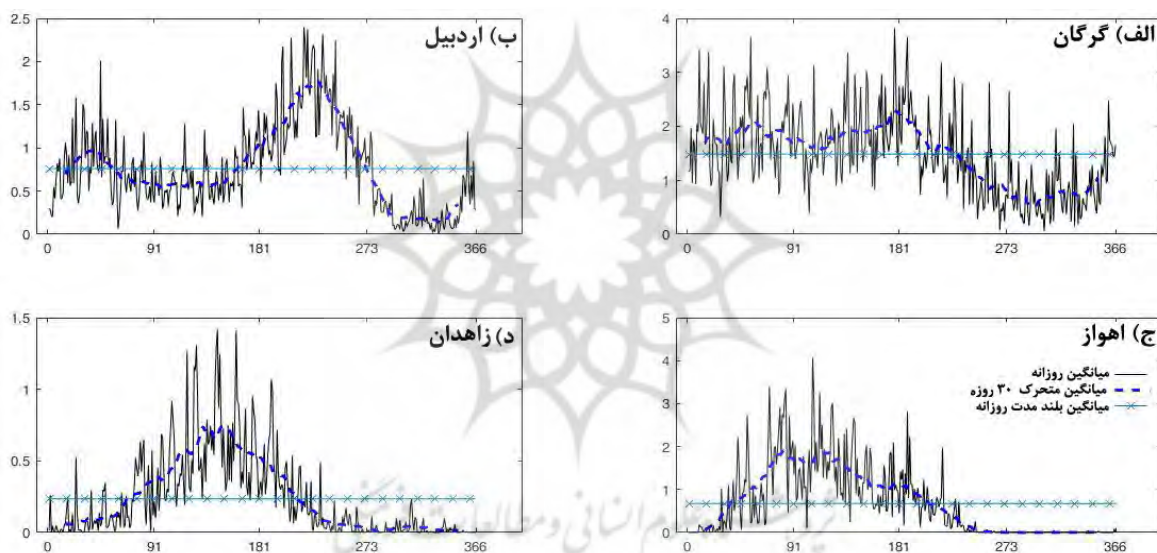
$$= \frac{Z_{t-m} + Z_{t-m+1} + \dots + Z_t + \dots + Z_{t+m-1} + Z_{t+m}}{2m+1}$$

در یک میانگین متحرک اولین مشاهده شامل میانگین مشاهدات Z_1, Z_2, \dots, Z_q است، دومین دنباله مشاهدات شامل میانگین مشاهدات Z_{q+1}, \dots, Z_2 است و تا آخر. در اینجا q معرف تعداد جمله‌هایی است که متوسط آن‌ها محاسبه می‌شود.

باتوجه به آنچه که در بالا گفته شد، در میانگین متحرک نوساناتی که از نظر دوره‌ای با دامنه (q) و کم‌تر باشند، در نظر گرفته نمی‌شوند؛ به‌عنوان مثال میانگین متحرک مرتبه ۳۰ ($q=30$) در یک سری روزانه، نوسانات سی‌روزه را حذف می‌کند. معمولاً هموارسازی با تکیه روی تغییرات بسامدهای بخصوصی برای فراهم کردن یک خروجی صورت می‌گیرد؛ بنابراین قبل از به‌کارگیری شگرد میانگین متحرک ضروری است که بسامد(های) موردنظر در سری زمانی استخراج شود؛ از این رو و براساس تعریف انجمن هواشناسی ایالات متحده آمریکا (AMS) فصل خشک دوره‌های تکراری از

الگوی بارش فصلی شده است. فصل خشک در اهواز به طور متوسط از چهاردهم فروردین تا بیست و دوم مهر (حدود شش ماه) امتداد می یابد. الگوی مشابه در زاهدان نیز دیده می شود. در این ایستگاه فصل خشک از بیست و یکم فروردین تا بیست و پنجم آبان (حدود هفت ماه) رخ می دهد. شایان توضیح است که میانگین بارش روزانه در زاهدان اگرچه بسیار کم تر از اهواز است، ولی میزان بارش فصل خشک در این ایستگاه برخلاف ایستگاه اهواز با شیب بسیار ملایم به صفر میل می کند.

حدود ۵ ماه) فاز خشک و تنها حدود هفت ماه فصل مرطوب را تجربه می کند؛ بنابراین به طور تقریبی الگوی آب و هوای مدیترانه ای (یک فصل خشک و یک فصل مرطوب) بر این ایستگاه حاکم است. در حالی که ایستگاه اردبیل با دو فصل مرطوب کوتاه در پاییز (به طور متوسط از اول مهر تا دوازدهم آبان) و طولانی در بهار (به طور متوسط بیست و هفتم بهمن تا هجدهم خرداد)، دو فصل خشک پاییزه-زمستانه (دوازدهم آبان تا بیست و هفتم بهمن) و تابستانه (هجدهم خرداد تا پایان شهریور) را از هم جدا می کند و موجب تکوین



شکل ۲: میانگین مجموع بارش روزانه، میانگین بلندمدت روزانه (۳۶۶ روزه) و میانگین متحرک ۳۰ روزه بارش چهار ایستگاه منتخب تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

- محاسبه روند تداوم فصل خشک: براساس روش های گفته شده در بالا، برای هر یاخته و نیز برای هریک از سال ها طول دوره خشک برآورد شد؛ بنابراین برای هر یاخته ۵۰ مقدار مربوط به طول فصل خشک به دست آمد. سپس روند عمومی طول فصل خشک برای کل دوره در معرض توجه قرار گرفت. واکاوی روند بر مبنای محاسبه روند خطی بارش سالانه با به کارگیری رگرسیون خطی ناپارامتری (موسوم به

محاسبات بالا برای تمامی یاخته های ایجاد شده بر نقشه ایران انجام و ترسیم شد. شایان توجه است که براساس تعریف ارائه شده در این پژوهش، خشکی در هر یاخته نقشه متناسب با هنجارهای بارشی همان یاخته تعریف شده است؛ بنابراین تعریف، خشکی پدیده ای نسبی در ارتباط با مکان است. بدین ترتیب مقدار بارش دوره خشک در یک یاخته ممکن است معادل مقدار بارش دوره مرطوب در یاخته ای دیگر باشد.

یافته‌ها و نتایج

ویژگی‌های عمومی بارش ایران

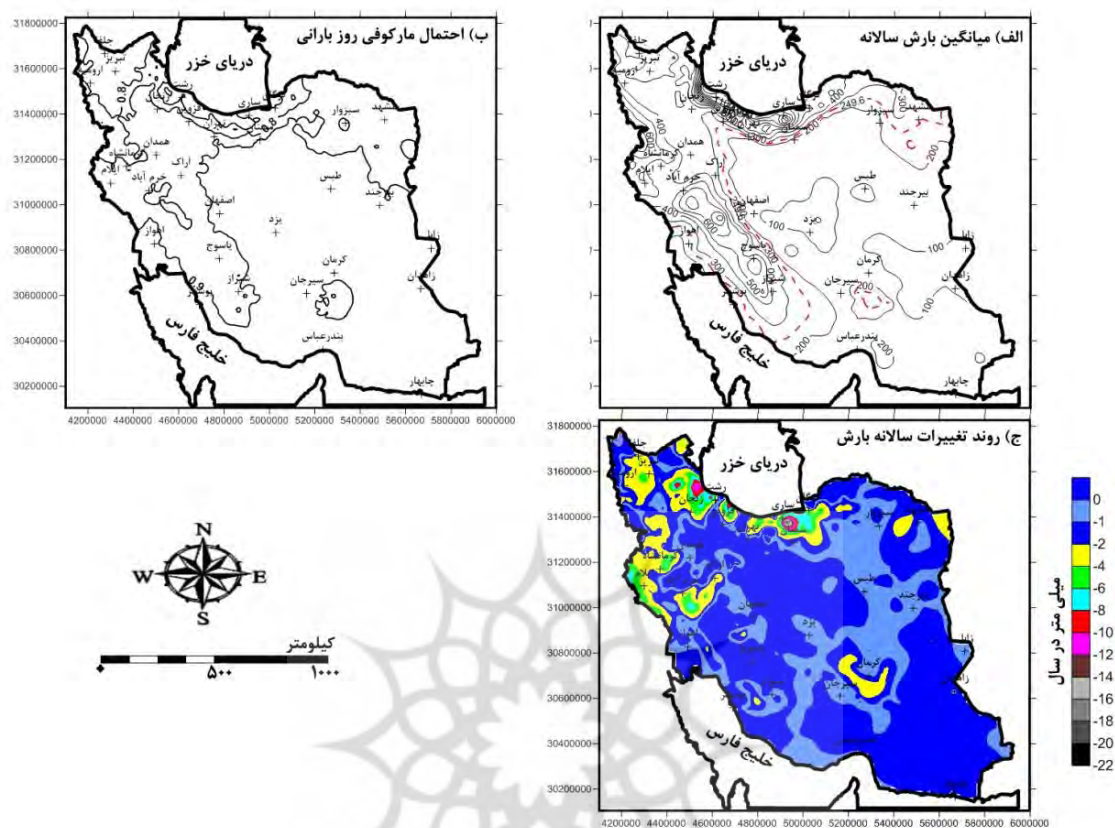
شکل ۳- الف توزیع مکانی بارش سالانه ایران را نشان می‌دهد. می‌توان دید که میانگین بارش سالانه حدود ۲۴۹/۶ میلی‌متر است. این میانگین حاصل میانگین گیری پهنه‌ای (میانگین وزنی) پیکسل‌های نقشه تولید شده است. هم‌بارش میانگین (خط چین)، کشور را به دو ناحیه بارش بالاتر از میانگین (نواحی با ارتفاع و عرض جغرافیایی بالا) و کم‌تر از میانگین (نواحی با ارتفاع و عرض جغرافیایی پایین) تقسیم کرده است. ۳۶/۲ درصد کشور بارش بیش از میانگین پهنه‌ای و ۶۳/۸ درصد از کشور بارش کم‌تر از میانگین پهنه‌ای دریافت می‌کنند. در بسیاری نواحی تنها یک فصل بارشی وجود دارد؛ مقدار بارش ارائه شده در این نواحی حاصل بارندگی در یک فصل است، اما در معدودی از نواحی (نظیر شمال غرب و جنوب شرق کشور)، این میزان بارش از دو دوره بارشی حاصل می‌شود.

«برآوردگر سن^۱» انجام شد. در الگوی رگرسیون خطی، فرض بر این است که سری‌های زمانی حاوی روند خطی هستند. اگرچه این فرض همیشه صادق نیست، اما قادر است تصویری هرچند کلی از رفتار سری‌های زمانی ارائه کند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت زیر بیان می‌شود (عساکره، ۱۳۸۶: ۵):

$$Z_t = a + bt + e_t \quad (2)$$

در اینجا Z_t متغیر اقلیمی مورد بررسی، t زمان (شماره سال $T=1, 2, \dots, n$) عرض از مبدأ، b شیب خط (تغییر به‌ازای زمان) و e_t خطا (باقیمانده یا انحراف) های برآورد خوانده می‌شود. a و b را ضرایب رگرسیون گویند. این الگو به منظور تصویر تغییرات تدریجی، خطی راست از میان داده‌ها برآزش می‌دهد. مقدار b متوسط تغییر به‌ازای هر واحد زمانی (روند) را نشان می‌دهد (کرایر، ۱۳۷۸: ۳۸). روش ناپارامتری در محاسبات رگرسیون، شیب سری زمانی را میانه تمامی شیب‌های ممکن در سری زمانی در نظر می‌گیرد. برای محاسبه شیب خط رگرسیون براساس روش ناپارامتری، شیب تمام زوج‌های ممکن ($b_{ij} = \frac{Z_i - Z_j}{T_i - T_j}$) محاسبه و میانه این شیب‌ها به‌عنوان شیب سری زمانی به شمار می‌آید؛ یعنی (عساکره، ۱۳۸۶: ۶):

$$b = \text{median} \frac{Z_i - Z_j}{T_i - T_j} \quad (3)$$



شکل ۳: توزیع مکانی بارش سالانه ایران زمین (الف)، احتمال روز بارانی

(ب) و روند بلندمدت آن (ج) برای دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

چولگی مکانی قابل توجه در بارش کشور قابل استنباط است؛ بدین معنی که نواحی توأم با بارش کم پهنه گسترده‌ای را دربرمی‌گیرد، درحالی که پهنه‌های پربارش علی‌رغم گستره کوچک‌تر تفاوت‌های قابل توجهی با مقدار بارش نواحی کم‌بارش داشته‌اند.

نواحی بارشی ایران و پهنه زیرپوشش آن‌ها را می‌توان در جدول ۱ دید. ۹۸ درصد پهنه، بارش کم‌تر از ۷۰۰ میلی‌متر و تنها دو درصد از کشور بارش بیش از این مقدار دریافت می‌دارد. ۵۳/۷ درصد بارش کم‌تر از ۲۰۰ میلی‌متر دریافت می‌کنند. بدین ترتیب ضریب

جدول ۱: طبقات بارشی ایران و پهنه زیرپوشش آن‌ها

میانگین بارش (mm)	نسبت پهنه (%)	نسبت تجمعی پهنه (%)	گستره (km ²)	گستره تجمعی (km ²)
۱۰۰-۰	۹/۶	۹/۶	۱۵۸۲۲۶	۱۵۸۲۲۶
۲۰۰-۱۰۰	۴۴/۱	۵۳/۷	۷۲۶۸۵۴	۸۸۵۰۸۰
۳۰۰-۲۰۰	۱۸/۷	۷۲/۴	۳۰۸۲۱۲	۱۱۹۳۲۹۲
۴۰۰-۳۰۰	۱۲/۲	۸۴/۶	۲۰۱۰۸۰	۱۳۹۴۳۷۲
۵۰۰-۴۰۰	۶/۶	۹۱/۲	۱۰۸۷۸۱	۱۵۰۳۱۵۳
۶۰۰-۵۰۰	۴/۵	۹۵/۷	۷۴۱۷۰	۱۵۷۷۳۲۳
۷۰۰-۶۰۰	۲/۳	۹۸	۳۷۹۰۸	۱۶۱۵۲۳۱
۸۰۰-۷۰۰	۱	۹۹	۱۶۴۸۲	۱۶۳۱۷۱۳
۹۰۰-۸۰۰	۰/۳	۹۹/۳	۴۹۴۵	۱۶۳۶۶۵۸
۱۰۰۰-۹۰۰	۰/۳	۹۹/۶	۴۹۴۵	۱۶۴۱۶۰۳
۱۱۰۰-۱۰۰	۰/۱	۹۹/۷	۱۶۴۸	۱۶۴۳۲۵۱
۱۲۰۰-۱۱۰۰	۰/۱	۹۹/۸	۱۶۴۸	۱۶۴۴۸۹۹
۱۳۰۰-۱۲۰۰	۰/۱	۹۹/۹	۱۶۴۸	۱۶۴۶۵۴۷
۱۴۰۰-۱۳۰۰	۰/۱	۱۰۰	۱۶۴۸	۱۶۴۸۱۹۵

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

محدودی محتمل هستند، درحالی که این تمرکز در نواحی پرباران کمتر است. شکل ۳- ج توزیع مکانی میانگین تغییر سال به سال بارش ایران زمین را نشان می دهد. همان گونه که می توان دید، میزان کاهش بارش سالانه به طور متوسط تا ۲۲ میلی متر بوده است. بیشتر پهنه کشور تحت تأثیر کاهش سالانه ۱ تا ۲ میلی متر است. اگر نقش سامانه های بزرگ مقیاس را در کاهش بارش دخیل بدانیم، این عوامل موجب کاهش بارش ۱-۲ میلی متر در سال بوده اند و عوامل محلی در بسیاری از نقاط کشور نقش تشدیدکننده داشته اند. به نظر می رسد، نواحی مرتفع این نقش را بیش از عوامل دیگر ایفا می کرده اند. عرض جغرافیایی را می توان عامل دوم در این مهم دانست.

علاوه بر مقدار بارش، شمار روزهای خشک-بارانی نیز تصویری آشکارتر از وضعیت بارش کشور ارائه می دهد. بدین منظور احتمال رخداد روزهای خشک براساس روش مارکوف برای کل کشور محاسبه شد. روش مارکوف، نوعی احتمال شرطی است که احتمال رخداد رویدادها را براساس فراوانی رخدادهای پیشین و پسین بیان می دارد. بدین شکل که فراوانی روزهای متوالی خشک، متوالی بارانی، تناوب خشک-بارانی یا بارانی-خشک را به لحاظ فراوانی و احتمال مبنای قضاوت قرار می دهد (برای بحثی مشابه به عساکره ۱۳۸۷: ۴۶-۵۶ مراجعه کنید). نتایج این محاسبات در شکل ۳- ب ارائه شده است. همان گونه که دیده می شود، تمام نواحی کم باران با احتمال ۹۰ درصد و بیشتر برای روز خشک مشخص شده اند؛ بنابراین بارش های این نواحی عمدتاً متمرکز و در روزهای

اقلیم‌شناسی فصل خشک ایران

فصل خشک در ایران عمدتاً (به جز در شمال غرب کشور، زاگرس مرتفع و بخش‌هایی از جنوب شرق ایران) به شکل پیوسته و در یک فصل رخ می‌دهد. در شمال غرب کشور، زاگرس مرتفع و جنوب شرق ایران فصل خشک عمدتاً به وسیله یک فصل بارانی قطع می‌شود؛ از این رو در این نواحی دو فصل خشک (عمده و ثانویه) توأمان رخ می‌دهند.

در جدول ۲ طبقات روند کاهشی بارش کشور ارائه شده است. می‌توان دید که بر اثر این روند کاهشی در بارش سالانه طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ حدود $۳/۴۶۱۲ \times ۱۰^۶$ متر مکعب آب از سهم نزولات جوی کاسته شده است. اگر کل پهنه با ۲ میلی‌متر کاهش بارندگی در نظر گرفته شود، حجم آب هدررفته سالانه $۳/۲۹۶۳۹ \times ۱۰^۹$ متر مکعب خواهد بود.

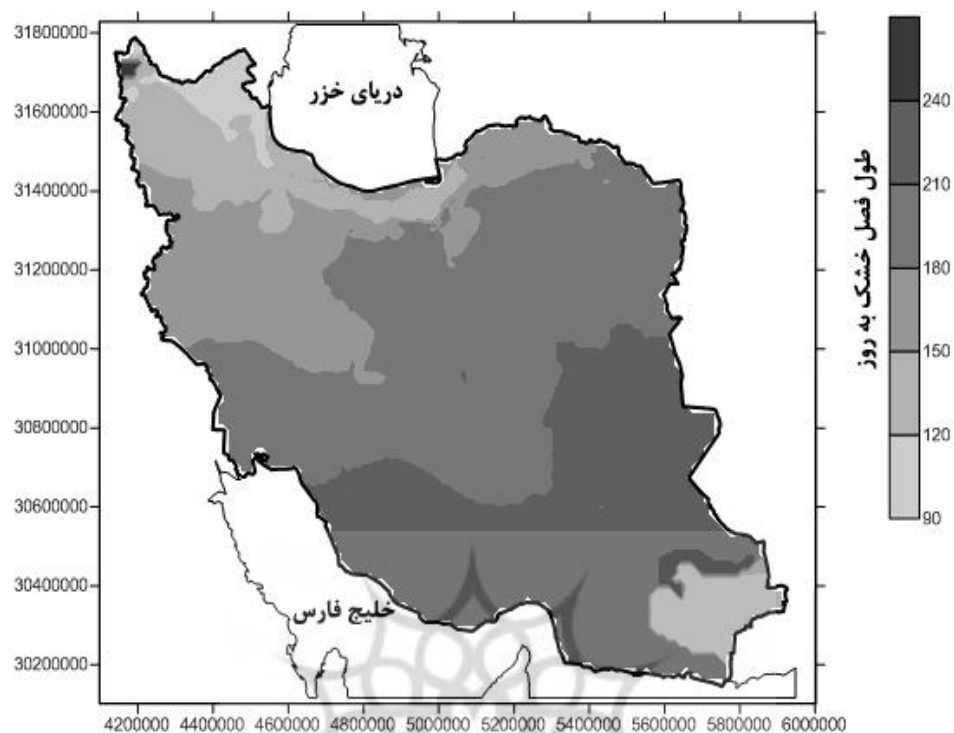
جدول ۲: میزان روند و گستره آن

میزان روند (میلی‌متر در سال)	متوسط کاهش براساس رگرسیون خطی (میلی‌متر در سال)	پهنه زیرپوشش (کیلومتر مربع)	پهنه زیرپوشش (درصد)	کاهش سالانه حجم آب معادل بارش (مترمکعب)
۰ تا -۱	-۰/۵	۴۴۱۷۲۰	۲۶/۸	$۲/۲۰۸۶ \times ۱۰^۸$
-۱ تا -۲	-۱/۵	۱۰۰۵۴۰۰	۶۱	$۱/۵۰۸۱ \times ۱۰^۹$
-۲ تا -۴	-۳	۱۳۸۴۵۰	۸/۴	$۴/۱۵۳۴ \times ۱۰^۸$
-۴ تا -۶	-۵	۳۶۲۸۳/۵	۲/۲	$۱/۸۱۳۰ \times ۱۰^۸$
-۶ تا -۸	-۷	۱۷۴۸۲	۱	$۱/۱۵۳۷ \times ۱۰^۸$
-۸ تا -۱۰	-۹	۴۹۴۴/۶	۰/۳	$۴/۴۵۰۱ \times ۱۰^۷$
-۱۰ تا -۱۲	-۱۱	۳۳۹۶/۴	۰/۲	$۳/۶۲۶۰ \times ۱۰^۷$
-۱۲ تا -۱۴	-۱۳	۹۲۴/۱	۰/۰۵	$۱/۰۷۱۳ \times ۱۰^۷$
-۱۴ تا -۱۶	-۱۵	۱۶۴/۸	۰/۰۱	$۷/۴۱۶۹ \times ۱۰^۶$
-۱۶ تا -۱۸	-۱۷	۱۶۴/۸	۰/۰۱	$۲/۸۰۱۹ \times ۱۰^۶$
-۱۸ تا -۲۰	-۱۹	۰	۰	۰
-۲۰ تا -۲۲	-۲۱	۱۶۴/۸	۰/۰۱	$۳/۴۶۱۲ \times ۱۰^۶$
مجموع	-	۱۶۴۸۱۹۵	۱۰۰	$۲/۵۴۱۲ \times ۱۰^۹$

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

فصل خشک را متأثر ساخته است. از این رو نواحی هم طول به موازات مدارات شکل نگرفته‌اند، بلکه به صورت اریب از جنوب شرق به شمال غرب کشیده شده‌اند. تنها دو بخش استان اردبیل و منتهی‌الیه جنوب شرق ایران به طور خوشه‌ای در همسایگی هم قرار نگرفته‌اند.

توزیع مکانی میانگین بلندمدت فصل خشک در شکل ۴ ارائه شده است. همان‌گونه که در شکل ۴ می‌توان دید، طول فصل خشک تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است. روند عمومی طول فصل خشک از جنوب به سمت شمال کاهش می‌یابد، اما آرایش ناهمواری‌ها جهت‌گیری عمومی طولانی‌ترین



شکل ۴: توزیع مکانی میانگین بلندمدت (۲۰۱۰-۱۹۶۱) طول فصل خشک در ایران

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

در یک طبقه‌بندی کلی می‌توان شش پهنه به لحاظ طول فصل خشک در ایران تشخیص داد. مشخصات این نواحی به شرح جدول ۳ تشخیص داده شده‌است. همان‌گونه که دیده می‌شود، بیش‌ترین وسعت در زیر تأثیر ۱۸۰-۱۵۰ روز در سال (۴۰/۷ درصد از پهنه کشور) و نیز ۲۱۰-۱۸۰ روز در سال (۳۰/۲ درصد از پهنه کشور) است. این دو ناحیه به ترتیب با بارش ۲۱۰ و ۱۹۵ میلی‌متر در قیاس با میانگین بارش کشور، نواحی کم‌بارشی به‌شمار می‌آیند. همچنین ضریب تغییرات بارش این نواحی بسیار بالا و تنوع مکانی بارش نیز بسیار زیاد است.

استان اردبیل به‌واسطهٔ رخداد بارش‌های هم‌رفت تابستانه (علیچانی، ۱۳۹۲: ۱۰۹-۱۰۶ و مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۴۵-۱۴۴) و نیز جنوب‌شرق ایران به‌واسطهٔ بهره‌مندی از بارش‌های موسمی تابستانه (خدا و همکاران، ۱۳۹۴: ۶۶-۵۲) فصل خشک کوتاه‌تری را نسبت به نواحی دیگر تجربه می‌کرده‌اند. در شمال‌غرب ایران (ناحیه آذربایجان ایران) تنوع ناهمواری‌ها (علایی‌طالقانی، ۱۳۹۲) و نیز تنوع توده‌های هوایی مؤثر بر آن (علیچانی، ۱۳۹۲: ۳۹-۲۷؛ مسعودیان، ۱۳۹۰: ۴۹-۱۹) موجب تنوع مکانی طول فصل خشک شده‌است. این ویژگی در سواحل شمالی کشور، اما در گسترهٔ کوچک‌تری، قابل مشاهده است.

جدول ۳: مشخصات نواحی توأم با فصل خشک مختلف در ایران

شماره ناحیه	ناحیه با طول فصل خشک...روز	نواحی نمونه (بخش‌های عمده‌ای از)	وسعت (km^2)	نسبت وسعت (%)	میانگین پهنه‌ای بارش	کمینه ضریب تغییرات	بیشینه ضریب تغییرات	ضریب تغییرات	روند تغییر بارش (میلی‌متر در سال)
۱	کمتر از ۱۲۰	استان اردبیل و نیز در منتهی‌الیه جنوب‌شرق ایران	۱۵۴۹۳۰	۹/۴	۳۷۰/۱	۱۹/۱	۱۲۵/۶	۶۴/۷	-۰/۰۷
۲	۱۲۰-۱۵۰	آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی، زنجان، گیلان و بخش‌هایی از مازندران و گلستان	۲۹۵۰۳۰	۷/۹	۳۷۰	۲۱/۳	۷۳/۸	۶۲	-۰/۰۳
۳	۱۵۰-۱۸۰	ایلام، کرمانشاه، لرستان، همدان، کردستان، مرکزی، تهران و نوار دامنه‌های جنوبی البرز و خراسان شمالی	۶۷۰۸۲۰	۴۰/۷	۲۱۰	۱۵/۶	۹۱/۴	۷۱/۴	-۰/۰۱
۴	۱۸۰-۲۱۰	خوزستان، کهگیلویه و بویراحمد، چهارمحال و بختیاری، یزد، اصفهان، خراسان رضوی	۴۹۷۷۵۰	۳۰/۲	۱۹۵	۱۵/۷	۱۱۷/۳	۸۸/۱	۰/۰۱
۵	۲۱۰-۲۴۰	جنوب استان فارس، جنوب استان کرمان، نیمه شمالی و نوار جنوبی استان سیستان و بلوچستان، خراسان جنوبی و استان‌های بوشهر و هرمزگان	۲۸۰۱۷	۱/۷	۱۸۱/۵	۳۴/۲	۱۲۶/۴	۷۶/۸	-۰/۰۰۳
۶	+۲۴۰		۱۶۴۸	۰/۱	۱۸۰	۳۵/۴	۵۶/۹	۴۲/۲	-۰/۰۲

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

۰/۶ و عمدتاً (۹۱ درصد پهنه) ۰/۶-۰/۴ است. میانگین سالانه بارش این ناحیه در هر ده سال به‌طور متوسط حدود ۰/۳ میلی‌متر کاهش می‌یابد. بدین ترتیب طی ۵۰ سال مورد بررسی به‌طور متوسط حدود ۱/۵ میلی‌متر بارش سالانه این ناحیه کاهش داشته است.

ناحیه شماره ۳: این ناحیه با ۱۵۰-۱۸۰ روز طول فصل خشک، میانگین بارش حدود ۲۱۰ میلی‌متر و با ضریب تغییرات ۷۱/۴ درصد مشخص شده است. احتمال مارکوفی رخداد روز خشک در این ناحیه بین ۰/۳ تا ۰/۷ و عمدتاً (۸۹/۵ درصد پهنه) ۰/۶-۰/۴ است. میانگین سالانه بارش این ناحیه در هر ده سال به‌طور متوسط حدود ۰/۱ میلی‌متر کاهش می‌یابد. بدین ترتیب طی ۵۰ سال مورد بررسی به‌طور متوسط حدود ۰/۵ میلی‌متر بارش سالانه این ناحیه کاهش داشته است.

ناحیه شماره ۴: این ناحیه با ۱۸۰-۲۱۰ روز طول فصل خشک، میانگین بارش حدود ۱۹۵ میلی‌متر و با ضریب تغییرات ۸۸/۱ درصد مشخص شده است.

هریک از نواحی شش‌گانه که در جدول ۳ معرفی و ارائه شده‌اند، مشخصات بارشی مختلفی دارند. در زیر این مشخصات برای هر یک از نواحی مزبور ارائه می‌شود:

ناحیه شماره ۱: این ناحیه با کم‌تر از ۱۲۰ روز توأم با فصل خشک، کوتاه‌ترین فصل خشک را تجربه کرده است. میانگین بارش این ناحیه حدود ۳۷۰/۱ میلی‌متر و با ضریب تغییرات نسبتاً بالا (۶۴/۷ درصد) است. احتمال مارکوفی رخداد روز خشک در این ناحیه بین ۰/۳ تا ۰/۶ و عمدتاً ۰/۵-۰/۴ است. میانگین سالانه بارش این ناحیه در هر ده سال به‌طور متوسط حدود ۰/۷ میلی‌متر کاهش می‌یابد. بدین ترتیب طی ۵۰ سال مورد بررسی به‌طور متوسط حدود ۳/۵ میلی‌متر بارش سالانه این ناحیه کاهش داشته است.

ناحیه شماره ۲: این ناحیه با ۱۲۰-۱۵۰ روز خشک، میانگین بارش حدود ۳۷۰ میلی‌متر و با ضریب تغییرات ۶۲ درصد مشخص شده است. احتمال مارکوفی رخداد روز خشک در این ناحیه بین ۰/۳ تا

در برمی گیرد. توجه شود که در پهنه توأم با افزایش سالانه به طور متوسط تا هفت روز و در پهنه توأم با کاهش به طور متوسط تا ۲ روز در سال بوده است. تغییر بلندمدت (روند) ناحیه توأم با کاهش فصل خشک فاقد معنی آماری است؛ بنابراین می توان نواحی توأم با این تغییرات را طی دوره آماری مورد بررسی با طول فصل ثابت تلقی کرد؛ بنابراین به نظر می رسد که طول فصل خشک کشور رو به فزونی است. تغییرات طول فصل خشک را می توان به عوامل متعددی نسبت داد. در این زمینه تغییرات جایگاه پرفشار جنب حاره و نیز تغییر مسیر چرخندها بسیار مؤثر است: لاکس و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی تغییرات ناحیه حاره از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴ دریافته اند که طی این دوره، ناحیه حاره در هر نیم کره ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی (حدود ۰/۵ تا ۱ درجه در هر دهه) به سمت شمال جابه جا شده است (Lucas et al, 2014:89-112). این جابه جایی به افزایش گازهای گلخانه ای، تخریب اوزون استراتسفری و گسیل هستک های حاصل از فعالیت های انسانی نسبت می دهند. نتایج حاصل از بررسی روند فراوانی سالانه رودباد جنب حاره (عساکره و همکاران، ۱۳۹۶: ۳۱۵-۳۰۳) بیانگر افزایش تداوم رودباد جنب حاره در مناطق جنوب پاکستان و شمال هند و کاهش تداوم آن در جنوب مدیترانه است. در دریای سرخ، عربستان، خلیج فارس، دریای عمان و کشورهای عربی جنوب خلیج فارس و همچنین ورودی چپ رودباد و دریای مدیترانه تغییرات نصف النهاری در طی زمان، انحراف محور رودباد به شمال را ممکن ساخته است. از طرفی بررسی روند پشته پرفشار جنب حاره نشان داد که تداوم پشته مزبور بر روی منطقه از ابتدای دوره تاکنون روند افزایشی و معنی دار داشته است.

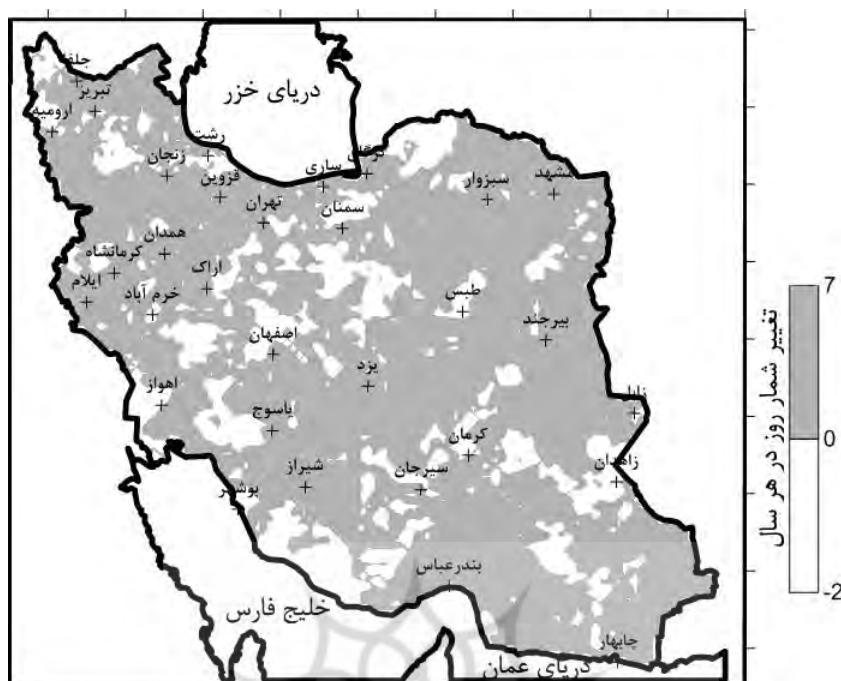
احتمال مارکوفی رخداد روز خشک در این ناحیه بین ۰/۳ تا ۰/۷ و عمدتاً (۸۴/۱ درصد پهنه) ۰/۵-۰/۷ است. میانگین سالانه بارش این ناحیه در هر ده سال به طور متوسط حدود ۰/۱ میلی متر افزایش داشته است. این ناحیه تنها ناحیه ای است که از میان نواحی شش گانه با افزایش (هرچند ناچیز) بارش مواجه بوده است. بدین ترتیب طی ۵۰ سال مورد بررسی به طور متوسط حدود ۰/۵ میلی متر بارش سالانه این ناحیه افزایش داشته است.

ناحیه شماره ۵: این ناحیه با ۲۴۰-۲۱۰ روز طول فصل خشک، میانگین بارش حدود ۱۸۱/۵ میلی متر و با ضریب تغییرات ۷۶/۸ درصد مشخص شده است. احتمال مارکوفی رخداد روز خشک در این ناحیه بین ۰/۳ تا ۰/۷۵ و عمدتاً (۹۶/۲ درصد پهنه) ۰/۵-۰/۷۵ است. میانگین سالانه بارش این ناحیه تقریباً ایستا (کاهش ناچیز و فاقد معنی آماری) بوده است. تنها ناحیه ای که میانگین سالانه بارش در آن فاقد تغییر معنی داری بوده است.

ناحیه شماره ۶: این ناحیه با بیش از ۲۴۰ روز طول فصل خشک، میانگین بارش حدود ۱۸۰ میلی متر و با ضریب تغییرات ۴۲/۲ درصد وسعت بسیار ناچیزی از حاشیه ساحل غربی خزر (۰/۱ درصد از وسعت کشور) را در برمی گیرد. احتمال مارکوفی رخداد روز خشک در این ناحیه بین ۰/۳ تا ۰/۴ است. میانگین سالانه بارش این ناحیه در هر ده سال به طور متوسط حدود ۰/۲ میلی متر کاهش می یابد. بدین ترتیب طی ۵۰ سال مورد بررسی به طور متوسط حدود ۱ میلی متر بارش سالانه این ناحیه کاهش داشته است.

روند طول دوره خشک کشور

در شکل ۵ می توان روند تغییرات طول فصل خشک را مشاهده کرد. دیده می شود که پهنه توأم با افزایش طول فصل خشک حدود ۷۷/۲ درصد و پهنه توأم با کاهش فصل خشک ۲۲/۸ درصد از سرزمین ایران را



شکل ۵: توزیع مکانی روند تغییرات طول فصل خشک در ایران طی ۱۹۶۱-۲۰۱۰

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

کشور به دو ناحیه بارش بالاتر از میانگین (نواحی با ارتفاع و عرض جغرافیایی بالا شامل ۳۶/۲ درصد کشور بارش بیش از میانگین) و کم تر از میانگین (نواحی با ارتفاع و عرض جغرافیایی پایین شامل ۶۳/۸ درصد از کشور) تقسیم شده است. ۵۳/۷ درصد از گستره ایران بارش کم تر از ۲۰۰ میلی متر دریافت می کنند. علاوه بر مقدار بارش، شمار روزهای بدون بارش در تمام نواحی کم باران با احتمال ۹۰ درصد و بیشتر دیده می شوند؛ بنابراین بارش های این نواحی عمدتاً متمرکز و در روزهای محدودی محتمل هستند، در حالی که این تمرکز در نواحی پر باران کمتر است. در بیشتر نواحی کشور روند کاهشی باران رخ می داده است. میزان کاهش بارش سالانه ۱ تا ۲ میلی متر است. حجم آب هدررفته سالانه $3/29639 \times 10^9$ مترمکعب برآورد شده است. روند تغییرات طول فصل خشک نشان داد که پهنه توأم با افزایش طول فصل خشک حدود ۷۷/۲ درصد از سرزمین ایران را دربرمی گیرد. تغییرات طول فصل خشک را می توان به عوامل

جابه جایی مسیر چرخندهای عرض های میانه به وسیله افراد زیادی، مثلاً شوینمن و کازانو (۲۰۱۰) بررسی شد (Schuenemann & Cassano, 2010: 1-18). یکی از موارد قابل توجه در بررسی چرخندها، فصل رخداد این پدیده و همزمانی آن با بارش است. بررسی ها نشان داد که تاریخ آغاز و پایان فعالیت چرخندها در هر سال تغییر ملموس داشته اند. زمان ظهور چرخندها طی چند دهه اخیر دیرتر از قبل بوده است. زمان پایان بارش های چرخندی از سال ۱۹۹۶-۱۹۹۷ نسبت به سال های پیش زودتر رخ می داده است و تا سال ۲۰۰۹-۲۰۰۸ نیز این وضعیت ادامه داشته است. در واقع می توان گفت، طول فصل بارش حاصل از چرخندها کوتاه تر شده است (Alpert, 1990: 65-77; Alpert, 2004: 1001-1011)

نتیجه

میانگین بارش سالانه کشور ۲۴۹/۶ میلی متر است. توزیع مکانی بارش سالانه ایران بسیار ناهمگون است.

۳- در مدیریت مصرف بنیادی‌ترین اقدامات که مستقیم و غیرمستقیم در بهبود وضع آب مؤثر است، می‌توان به آموزش (به‌ویژه عملی) فرهنگ صرفه‌جویی در مصرف و جلوگیری از آلودگی آب، ترجیح کِشت دیم به کِشت آبی، کاهش استفاده فانتزی از آب، محدودیت اعطای مجوز به تأسیسات و صنایع آب‌بر (نظیر صنایع ذوب‌آهن، فولاد و...) و... اشاره کرد.

منابع

- خدام، نوشین؛ پرویز ایران‌نژاد؛ فرهنگ احمدی‌گیوی (۱۳۹۴). بررسی اثر موسمی هند بر اقلیم تابستانه ایران. مجله ژئوفیزیک ایران سال نهم. شماره ۲. صفحات ۵۲-۶۶.
- ذوالفقاری، حسن؛ جعفر معصوم‌پور سماکوش؛ آذر جلیلیان؛ امان فتح‌نیا (۱۳۹۲). تعیین الگوهای سینوپتیک و توده‌های هوای مؤثر بر فصول اقلیمی غرب ایران. نشریه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. دوره چهل و پنجم. شماره ۱. صفحات ۷۰-۵۳.
- عساکره، حسین (۱۳۸۶). کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای سالانه تبریز. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی دوره بیست و دوم شماره پیاپی ۸۷. صفحات ۳-۲۶.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷). بررسی احتمال تواتر و تداوم روزهای بارانی در شهر تبریز با استفاده از مدل زنجیره مارکوف. مجله تحقیقات منابع آب ایران. دوره چهارم. شماره پیاپی ۱۱. صفحات ۵۶-۴۶.
- عساکره، حسین؛ آذر بیرانوند؛ مختار فتحاحیان؛ حسن شادمان (۱۳۹۶). تحلیل روند جابه‌جایی رودباد و پرفشار جنب‌حاره برفراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران. فضای جغرافیایی دوره هفدهم. شماره پیاپی ۵۸. صفحات ۳۱۵-۳۰۳.
- علایی‌طالقانی، محمود (۱۳۹۲). ژئومورفولوژی ایران، انتشارات قومس. تک جلد. چاپ اول. تهران.

متعددی نسبت داد. در این زمینه تغییرات جایگاه پرفشار جنب حاره و نیز تغییر مسیر چرخندها بسیار مؤثر است.

با توجه به آنچه که گفته شد، منابع تأمین آب ایران کم و دوره تأمین آب کوتاه شده‌است. به‌طور کلی تأمین، حفاظت و تداوم منابع آب از عوامل مهم در این زمینه است؛ بنابراین مدیریت منابع آب شامل مدیریت «تولید»، «توزیع» و «مصرف» آب می‌بایست در معرض توجه قرار گیرد. در این مجرا پیشنهادهای زیر مورد توجه است:

۱- در مدیریت تولید، زمامداران آب کشور علاوه بر شناخت کامل منابع آبی کشور ناگزیر به یافتن منابع آبی و تولید مصنوعی آب هستند. این مهم تنها زمانی قابل حصول است که بخش مدیریت و حاکمیت آب از شکل اداری (آغاز و پایان ساعت کار و اجرای بخشنامه و...) خارج شده و به سمت «عملی‌تری» از مسئولیت گام بردارد؛ بنابراین دستیابی به اهداف این بخش تنها با مشارکت پژوهشگران و مراکز دانشگاهی-پژوهشی میسر است.

۲- در مدیریت توزیع، توجه به شبکه توزیع آب در سرتاسر کشور ضروری است. مطابق با اذعان بسیاری از متولیان آب کشور، بیش از ۹۰ درصد از شبکه توزیع آب کشور فرسوده و موجب هدررفت آب (عمدتاً آب آشامیدنی) است. توجه به احداث شبکه آبیاری و زهکشی به‌منظور بالابردن راندمان آب آبیاری و اصلاح اراضی از جمله مغفول‌ترین بخش‌ها در مدیریت توزیع آب (به‌ویژه در مدیریت زراعی) است. از دیگر موارد در مدیریت توزیع آب، تأمین دو نوع آب (آب تصفیه‌شده برای نوشیدن، پخت‌وپز و... و آب تصفیه‌نشده برای شست‌وشو، آبیاری و...) و ایجاد تأسیسات آبرسانی مجزا برای آن‌ها و نیز تعیین نرخ بسیار متفاوت برای هر یک از آن‌هاست.

- Ashok, K; Mehmet Ozger Mishra; P. Singh Vijay (2011). Wet and dry spell analysis of Global Climate Model-generated precipitation using power laws and wavelet transforms. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 25(4): 517-535.
- Barrucand, MG; WM Vargas; M M Rusticucci (2007). Dry conditions over Argentina and the related monthly circulation patterns. *Meteorol Atmos Phys* 98:99-114.
- Berger, A and C Goossens (1983). Persistence of wet and dry spells at Uccle (Belgium). *Journal of Climate*. 3: 21-24.
- Brunetti, M; M Maugeri; T Nanni, A Navarra (2002). Droughts and extreme events in regional daily Italian Precipitation series. *International Journal of Climatology*. 22(5): 543-558.
- Carvalho, JRP; ED Assad; SRM Evangelista and HS Pinto (2013). Estimation of dry spells in three Brazilian regions- analysis of extremes. *Atmospheric Research*. 132-133:12-21
- Chaudhary, S; C T Dhanya and R Vinnarasi (2017). Dry and wet spell variability during monsoon in gauge-based gridded daily precipitation datasets over India. *Journal of Hydrology*. 546: 204-218.
- Cindric, K; Z Pasaric and M Gajic-Capka (2010). Spatial and temporal analysis of dry spells in Croatia. *Theoretical and Applied Climatology*. 102: 171-184.
- Degefu, MA, and W Bewket (2014). Variability and trends in rainfall amount and extreme indices in the Omo-Ghibe River Basin. *Regional Environmental Change*. 14(2): 799-810.
- Dobi-Wantuck, I; J Mika and L Szeid (2000). Modeling wet and dry spells with mixture distribution. *Met Atmos Phys* 73:245-256.
- Douguedroit, A (1987). The variation of dry spells in Marseilles from 1865 to 1984. *Journal Climatology* 7: 541-551.
- Giorgi, F and P Lionello (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global Planet Chang* 63:90-104.
- Gong, DY; JA Wang and H Han (2005). Trends of summer dry spells in China during the late twentieth century. *Meteorology Atmospheric Physics*. 88:203-214
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۷). تعیین فصول طبیعی ایران، نشریه پژوهش‌های جغرافیایی. دوره ۳۴. شماره پیاپی ۱۴۲۳. صفحات ۳۳-۲۱.
- علیجانی، بهلول (۱۳۹۲). آب‌وهوای ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور. تک جلد. چاپ سیزدهم. تهران.
- کرایر، جانانان؛ ترجمه حسینعلی نیرومند (۱۳۷۸). تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد. تک جلد. چاپ دوم. مشهد.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴). پایگاه داده اسفزاری، اخذ شده از ایشان.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ هوشمند عطایی (۱۳۸۴). شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای، مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان. دوره ۱۸. شماره پیاپی ۱ (ویژه‌نامه جغرافیا). صفحات ۱۲-۱.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۹۰). آب‌وهوای ایران. انتشارات توس شریعه. تک جلد. چاپ دوم. مشهد.
- نتر، جان؛ ویلیام واسرمن (۱۳۹۴). آمار کاربردی، ترجمه علی عمیدی. انتشارات نشر دانشگاهی. جلد دوم. چاپ سوم. تهران.
- Kuk-Hyun, Ahn and Steinschneider Scott (2019). Seasonal predictability and change of large-scale summer precipitation patterns over the Northeast United States. *Journal of Hydrometeorology*. Volume 0 No. 0.
- Alpert, P; B U Neeman; Y Shay-El (1990). Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus*. 42 A: 65-77. doi: 10.1034/j.1600-0870.1990.00007.x.
- Alpert, P; I Osetinsky; B Zivb and H Shafir H (2004). Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the eastern Mediterranean climate change. *International Journal of Climatology* 24: 1001-1011. doi: 10.1002/joc.1036.
- Anagnostopoulou, C; P, Maheras, T, Karacostas; M, Vafiadis (2003). Spatial and temporal analysis of dry spells in Greece. *Theoretical and applied climatology*. 74:77-91.

- Lana, X; MD Martínez; A Burgueño and C Serra (2008a) Return period maps of dry spells for Catalonia (North-eastern Spain) based on the Weibull distribution. *Hydrological Sciences Journal* 53(1):48-64.
- Lana, X; MD Martínez; A Burgueño ; C Serra; J Martín-Vide and L Gomez (2008b). Spatial and temporal patterns of dry spell lengths in the Iberian Peninsula for the second half of the twentieth century. *Theoretical and Applied Climatology*. 91:99-116.
- Li, X; A Meshgi and V Babovic (2016). Spatio-temporal variation of wet and dry spell characteristics of tropical precipitation in Singapore and its association with ENSO. *International Journal of Climatology*. 36-15: 4831-4846.
- Llano, MP and OC Penalba (2011). A climatic analysis of dry sequences in Argentina. *International Journal of Climatology*. 31:504-513.
- Lucas, C; B Timbal and H Nguyen (2014). The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. *WIREs: Climate Change* 5 (1): 89-112.
- doi: 10.1002/wcc.251
- Martín-Vide, J and L Gómez (1999). Regionalization of peninsular Spain based on the length of dry spells. *International Journal of Climatology* 19:537-555.
- Mo, KC; JN Paegle and RW Higgins (1997). Atmospheric processes associated with summer floods and droughts in the central United States. *Journal of Climate* 10:3028-3046.
- Nastos, PT and CS Zerefos (2009). Spatial and temporal variability of consecutive dry and wet days in Greece. *Atmospheric Research* 94:616-628.
- Owusu, K and P R Waylen (2013). The changing rainy season climatology of mid-Ghana. *Theoretical and Applied Climatology*. 112:419-430.
- Pascolini-Campbell, Madeleine; R Seager; A Park Williams; Benjamin I Cook and A O Pinson (2019). Dynamics and variability of the spring dry season in the United States Southwest as observed in AmeriFlux and NLDAS-2 data. *Journal of Hydrometeorology*. Volume 0 No. 0.
- Gong, DY; PJ Shi and JA Wang (2004). Daily precipitation changes in the semi-arid region over northern China. *Journal of Arid Environment*. 59:771-784
- Groisman, PY and RW Knight (2008). Prolonged dry episodes over the conterminous United State: new tendencies emerging during the last 40 years. *Journal of Climatology* 21: 1850-1862.
- Heinrich, G and A Gobiet (2011). The future of dry and wet spells in Europe: a comprehensive study based on the ENSEMBLES regional climate models. *International Journal of Climatology*. 32:1951-1970.
- Henderson-Sellers and K Mc Goffie (1997). *A climate Modeling Primer*. John Willey & Sons, 3rd edition, Melborn.
- Hertig, E and J Jacobeit (2008). Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques. *International Journal of Climatology* 28:1025-1045
- Huang, Z (2011). Changes of Dry-wet Climate in the Dry Season in Yunnan (1961-2007). *Advances in Climate research*. 2: 49-54.
- Kebede, A; B Diekkrüger and D C Edossa (2017). Dry spell, onset and cessation of the wet season rainfall in the Upper Baro-Akobo Basin, Ethiopia. *Theoretical and Applied Climatology*. 129: 849-858.
- Kostopoulou, E and PD Jones (2005). Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean. *Meteorology Atmospheric Physics*. 89: 69-85.
- Kutiel, H (1985). The multimodality of the rainfall course in Israel as reflected by the distribution of dry spells. *Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, Series B* 36:15-27
- Lana, X and A Burgueno (1998). Probabilities of repeated long dry episodes based on the Poisson distribution. An example for Catalonia (NE Spain). *Theoretical and Applied Climatology*. 60:111-120.
- Lana, X; MD Martínez; A Burgueño; C Serra; J Martín-Vide and Gómez L (2006). Distributions of long dry spells in the Iberian Peninsula, years 1951-1990. *International Journal of Climatology* 26:1999-2001.

- She, D; J Xia J; J Song; H Du; J Chen; L Wan (2013). Spatio-temporal variation and statistical characteristic of extreme dry spell in Yellow River Basin, China. *Theoretical and Applied Climatology*. 112:201-213.
- Sivakumar, MVK (1992). Empirical analysis of dry spells for agricultural applications in West Africa. *Journal of Climate* 5:532-539.
- Sushama, L; S Ben Said ; M N Khaliq; D Nagesh Kumar and R Laprise (2014). Dry spell characteristics over India based on IMD and APHRODITE datasets. *Climate Dynamics*. 43: 3419-3437.
- Tilya, F F and M S Mhita (2007). Frequency of Wet and Dry Spells in Tanzania. In: Sivakumar M.V.K., Ndiang'ui N. (eds) *Climate and Land Degradation. Environmental Science and Engineering (Environmental Science)*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Trenberth, KE; GW Branstator and PA Arkin (1988). Origins of the 1988 North American drought. *Science* 242:1640-1645.
- Vargas, W M; G Naumann and J L Minetti (2011). Dry spells in the River Plata Basin: an approximation of the diagnosis of droughts using daily data. *Theoretical and Applied Climatology*. 104:159-173.
- Vicente-Serrano, SM and S Beguería (2003). Estimating extreme dry-spell risk in the middle Ebro Valley (North-eastern Spain): a comparative analysis of partial duration series with a Pareto distribution and annual maxima series with a Gumbel distribution. *International Journal of Climatology*. 23:1103-1118.
- Zolina O, Simmer C, Gulev SK, Kollet S (2010). Changing structure of European precipitation: Longer wet periods leading to more abundant rainfalls. *Geophysics Research Letters*. 37(6):1-5.
- Zolina, O; C Simmer; B Konstantin; KG Sergey and K Peter (2013). Changes in the duration of European wet and dry spells during the last 60 years. *Journal of Climate*. 26:2022-2047.
- Perzyna, G (1994). Spatial and temporal characteristics of maximum dry spells in Southern Norway. *International Journal of Climatology*. 14:895-909.
- Pheakdey, Dek Vimean; T D Xuan Tran and T D Khanh (2017). Influence of Climate Factors on Rice Yields in Cambodia. *AIMS Geosciences*, 3 (4): 561-575.
- Sánchez, E; M Domínguez; R Romera; F N López de la; MA Gaertner; C Gallardo and Castro M (2011). Regional modeling of dry spells over the Iberian Peninsula for present climate and climate change conditions. *Climate Change* 107:625-634.
- Sarhadia, A. and M Heydarizadeh (2014). Regional frequency analysis and spatial pattern characterization of Dry Spells in Iran. *International Journal of Climatology*. 34: 835-848.
- Schmidli, J and C Frei (2005). Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *International Journal of Climatology*. 25:753-771
- Schuenemann, K C and J J Cassano (2010). Changes in synoptic weather patterns and Greenland precipitation in the 20th and 21st centuries: 2. Analysis of 21st century atmospheric changes using self-organizing maps. *Journal of Geophysical Research* 115:1-18
<https://doi.org/10.1029/2009JD011706>
- Serra, C; A Burgueño; MD Martínez and X Lana (2006). Trends in dry spells across Catalonia (NE Spain) during the second half of the 20th century. *Theoretical & Applied Climatology*. 85:165-183.
- Serra, C; MD Martínez; E Lana and A Burgueño (2013). European dry spell length distributions, years 1951-2000. *Theoretical and Applied Climatology*. 114: 531-551.
- Serra, C; MD Martínez; X Lana and A Burgueño (2014). European dry spell regimes (1951-2000): clustering process and time trends. *Atmospheric Research*. 144:151-174.
- She, D and J Xia (2013). The spatial and temporal analysis of dry spells in the Yellow River basin, China. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 27: 29-42.



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی