

به نام خدا

نشریه هواشناسی کشاورزی

جلد ۵، شماره ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۶

اعتبار: علمی - پژوهشی

درجه علمی - پژوهشی این نشریه از تاریخ دومین شماره انتشار، طی نامه شماره ۳/۱۸/۱۳۹۴۱۲ مورخ ۱۳۹۳/۰۷/۳۰ کمیسیون بررسی نشریات علمی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری به انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران ابلاغ شده است.

صاحب امتیاز:	انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران
مدیر مسئول:	بهرام بختیاری
سر دبیر:	علی خلیلی
مدیر داخلی:	نوذر قهرمان

اعضای هیأت تحریریه:

ایران نژاد، پرویز	دانشیار (دانشگاه تهران)	خانجانی، محمد جواد	استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
بارانی، غلامعباس	استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)	خلیلی، علی	استاد (دانشگاه تهران)
بختیاری، بهرام	استادیار (دانشگاه شهید باهنر کرمان)	رائینی، محمود	استاد (دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری)
بلوری زاده، محمد آقا	استاد (دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان)	قهرمان، نوذر	دانشیار (دانشگاه تهران)
حجام، سهراب	دانشیار (واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی)	کمالی، غلامعلی	دانشیار (واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی)

ناشر: انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران

ویراستار بخش انگلیسی:	دکتر نوذر قهرمان	ویراستاران فنی:	دکتر بهرام بختیاری، دکتر نوذر قهرمان
طرح روی جلد:	معین گنجعلیخانی	صفحه آرایی:	زهرا افضلی گروه
مسئول دبیرخانه نشریه:	زهرا افضلی گروه		

این نشریه در پایگاه‌های زیر نمایه شده است:

پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)، پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)، بانک اطلاعات نشریات کشور (Magiran)

نشانی: کرمان، انتهای بلوار ۲۲ بهمن، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دفتر انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران، نشریه هواشناسی

کشاورزی - کدپستی ۱۴۱۱۱-۷۶۱۶۹- تلفن و نمابر: ۰۳۴-۳۳۲۵۷۱۹۰

وب سایت: <http://agrimet.ir>

پست الکترونیک: agromet_journal@yahoo.com

این نشریه به صورت دوفصلنامه (دو شماره در سال) چاپ و منتشر می‌گردد.



داوران این شماره

پژوهشکده اقلیم‌شناسی مشهد	دکتر ایمان بابائیان
دانشگاه تهران	دکتر سعید بازگیر
دانشگاه شهید باهنر کرمان	دکتر بهرام بختیاری
دانشگاه تهران	دکتر جواد بذرافشان
دانشگاه فردوسی مشهد	دکتر محمد بنایان اول
دانشگاه تهران	دکتر حسن خسروی
دانشگاه تهران	دکتر علی خلیلی
دانشگاه کردستان	دکتر یونس خوشخو
دانشگاه بوعلی سینا همدان	دکتر علی اکبر سبزی پرور
دانشگاه شهید باهنر کرمان	دکتر نسرین سیاری
دانشگاه تهران	دکتر شهاب عراقی نژاد
دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان	دکتر خلیل قربانی
دانشگاه تربیت مدرس	دکتر یوسف قوبدل رحیمی
دانشگاه فردوسی مشهد	دکتر بیژن قهرمان
دانشگاه تهران	دکتر نوذر قهرمان



فهرست مقالات

سخن نخست

- ۱ بررسی نقش عوامل هواشناسی و برداشت بی رویه آب‌های زیرزمینی بر کاهش سطح آب دریاچه مهارلو
محسن کاظمی، سادات فیض‌نیا، حسن خسروی، حمید مصباح
- ۱۱ بررسی اثر تغییر اقلیم بر ویژگی‌های دوره‌های ترسالی و خشکسالی (مطالعه موردی: ایستگاه‌های آرازکوسه و تمر در استان گلستان)
مرجان بهلکه، ابوالحسن فتح آبادی، حامد روحانی، سید مرتضی سیدیان
- ۲۴ تأثیر توپوگرافی اصلاح شده در در بهبود نتایج مدل اقلیمی RegCM4 (مطالعه موردی: شمال ایران)
فاطمه حسینی، علیرضا فریدحسینی، سید مجید هاشمی‌نیا، آذر زرین
- ۳۵ بررسی تغییرات زمانی و مکانی خشکسالی هواشناسی براساس شاخص بارش - تبخیر تعرق استاندارد شده در ایران
مینا اقتدارنژاد، ام‌البنین بذرافشان، جواد بذرافشان
- ۴۷ اندازه‌گیری تبخیر تعرق و ضریب گیاهی پسته در منطقه رفسنجان
منصور مؤذن‌پور کرمانی، اکبر محمدی محمد آبادی، علیرضا بادیه‌نشین، حمیده نوری
- ۵۶ بررسی همبستگی بین شاخص‌های پوشش گیاهی NDVI و EVI با شاخص خشکسالی هواشناسی SPI (مطالعه موردی: مراتع استان گلستان)
بهنوش فرخ‌زاده، شهروز منصوری، عادل سپهری

سخن نخست

در چند دهه اخیر، اقبال پژوهشگران حوزه اقلیم به مسائل تغییر اقلیمی در ایران تقریباً فراگیر شده است. خروجی مدل‌های مختلف و داده‌های فرآیند شده جهانی، و نیز داده‌های ملی که به همت سازمان هواشناسی و همچنین وزارت نیرو فراهم می‌گردد و بالأخره روش‌شناسی‌های شفاف، بن‌مایه اصلی پژوهش‌هایی از این دست هستند. در این میان تغییرات دما و بارش که دو پایه اصلی ساختار اقلیم‌اند در مرکز توجه قرار دارند. یافته‌های این پژوهشگران به حکم نیاز و لزوم، پیگیری و در مجلات معتبر علمی-پژوهشی داخلی و ISI بین‌المللی به چاپ می‌رسد و انبوهی متنوع از دستاوردهای علمی را در دسترس علاقمندان قرار می‌دهد. حال سوال اصلی این است که آیا این مطالعات جمع‌بندی‌پذیرند و آیا از جمع‌بندی آن‌ها می‌توان یک دید روشن و شفاف از نظرات، روش‌ها و یافته‌های دانش‌پژوهان تغییر اقلیم در ایران ارائه داد و مشخص کرد که در میدان پژوهش‌ها، ما در کجا ایستاده‌ایم؟

برای پاسخ به این سوال یک جمع‌آوری نسبتاً جامع و سیستماتیک از مقالاتی که تا پایان سال ۲۰۱۵ در مجلات علمی-پژوهشی داخلی و بین‌المللی به چاپ رسیده و در سایت‌های معتبر قابل دسترسی بودند، انجام گرفت و از بین آن‌ها ۱۴۷ مقاله که واجد استانداردهای فراتحلیل (متآنالیز) بوده و با محوریت بارندگی و دما پدیده تغییر اقلیم ایران را مورد بررسی قرار داده بودند انتخاب و مرور شده‌اند.^۱

بررسی نشان داد که پژوهش‌های ایران به دو نگرش کلی و یا به دو گروه مطالعات قابل تفکیک‌اند. محققین در گروه اول به آنالیز روند در دوره تاریخی پرداخته و نشانه‌ها و کمیت تغییر اقلیم را با این روش جستجو کرده‌اند. ۵۲٪ مقالات (۷۶ مقاله از ۱۴۷) از این گونه است و در ۹۳ درصد از این‌ها برای روندیابی از روش ناپارامتری و به ویژه آزمون من‌کنندال استفاده شده. تعداد مقالات داخلی در این مجموعه ۲۳ و تعداد بین‌المللی ۵۳ بوده است.

در گروه دوم، پژوهشگران با استفاده از خروجی مدل‌های اقلیمی تغییرات دما و بارش را در دهه‌های آینده به روش‌های مختلف شبیه‌سازی کرده‌اند تعداد این مقالات ۷۱ مورد است که در ۵۸ مورد از روش LARS-WG، ۱۱ مورد SDSM، ۱۲ مورد Delta، ۴ مورد دینامیک و ۱۴ مورد از روش‌های دیگر استفاده شده است.

بررسی نشان داد که نتایج حاصل از این تحقیقات همگی همسو نیستند و برخی دست‌آوردها متناقض‌اند و یا لاقط مؤید یکدیگر نمی‌باشند. مثلاً مسلم است که وجود همزمان دو روند متقابل صعودی و نزولی در یک ایستگاه با یک منطقه، جمع دو پدیده ناسازگار و مبین وجود حتمی خطا در محاسبات است.

در پیش‌نگری‌های منطقه‌ای نیز مواردی معدود دیده می‌شود که به رغم کاربرد یک مدل خاص تحت یک سناریوی معین و در یک منطقه جغرافیایی ثابت نتایج مطالعات دو پژوهشگر همسو نیستند.

کوتاه سخن، پیگیری مسائل مربوط به تغییر اقلیم و پی‌آمدهای آن یک ضرورت ملی است و در دید کلی و خوش‌بینانه، پژوهشگران ارجمند ما، هموزن و مشابه با پژوهشگران دیگر دنیا در جایگاه مناسبی قرار دارند ولی به دلیل آنچه گذشت آسیب‌شناسی مطالعات تغییر اقلیم نیز یک ضرورت است، به عقیده نگارنده برخی از آسیب‌ها ملموس و قابل رؤیت را می‌توان در: (۱) عدم رعایت شرایط آماری کاربست روش‌ها، (۲) استفاده از روابط و همبستگی‌ها و دستورهای آماری غیر مجاز، (۳) عدم کنترل کیفیت داده‌های مورد استفاده و بررسی نکردن تاریخچه ایستگاه‌ها، (۴) ندیدن اثرات جابجایی و تغییر محل ایستگاه‌ها در طی چندین سالی که از تأسیس آن‌ها می‌گذرد، (۵) انتخاب ایستگاه‌های هواشناسی غیر معرف برای مطالعات اقلیمی و تغییر اقلیمی، (۶) دید مقاله محوری در بررسی‌ها و بالأخره (۷) پیگیری نبودن علت یا علل تناقض‌هایی که در مطالعات انجام شده دیده می‌شود، جستجو کرد.

در مرجع این پیشگفتار، توزیع دست‌آوردهای مطالعات تغییر اقلیمی ایران حسب مناطق جغرافیایی مختلف کشور نیز به انجام رسیده و همواری‌ها و ناهمواری‌های راه به تصویر کشیده شده است و در مجموع جمع‌بندی فشرده‌ای از پژوهش‌های جاری تا ۲۰۱۵ ارائه گردیده که مطالعه اصل مقاله به خوانندگان عزیز را توصیه‌پذیر ساخته است.

علی خلیلی

سردبیر

¹ Climate change impact in Iran: Assessing our current knowledge. Theoretical and applied climatology. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2395-7>



بررسی نقش عوامل هواشناسی و برداشت بی رویه آب‌های زیرزمینی بر کاهش سطح آب دریاچه مهارلو

محسن کاظمی^۱، سادات فیض‌نیا^۲، حسن خسروی^{۳*}، حمید مصباح^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۰/۳۰

چکیده

در دهه‌های اخیر، گرمایش جهانی از مهم‌ترین عوامل اقلیمی مؤثر بر کاهش سطح آب دریاچه‌ها و تالاب‌ها در جهان بوده است. علاوه بر عوامل اقلیمی، در سال‌های اخیر فعالیت‌های انسانی تأثیرات چشمگیری بر کاهش سطح آب و تغییر زیست بوم دریاچه‌ها و تالاب‌ها داشته‌اند. هدف از این پژوهش، بررسی روند عوامل اقلیمی (بارندگی، تبخیرتقرق) و فعالیت‌های انسانی (تغییرات جریان ورودی و سطح آب زیرزمینی اطراف دریاچه مهارلو) طی ۵ دهه اخیر با استفاده از دو آزمون من‌کندال و پتیت است. نتایج پایش تغییرات سطح آب دریاچه حاکی از کاهشی ۸۲ درصدی است. با توجه به نتایج دو آزمون من‌کندال و پتیت، بارندگی در طی سال‌های اخیر تغییرات معنی‌داری در سطح احتمال ۱٪ نداشته اما تبخیرتقرق پتانسیل، از سال ۱۳۶۵ روند افزایشی معنی‌داری (در سطح ۱٪) داشته است. افزایش بی‌رویه در بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی و همچنین محدود کردن جریانات ورودی به دریاچه از عوامل اصلی کاهش سطح آب دریاچه مهارلو هستند. به نحوی که دبی جریان ورودی رودخانه خشک شیراز به دریاچه مهارلو از سال ۱۳۸۵ در سطح احتمال ۱٪ دارای روند کاهشی بوده است.

واژه‌های کلیدی: دریاچه مهارلو، آزمون من‌کندال، بارندگی، تبخیرتقرق، مدیریت آب

مقدمه

دریاچه‌های شور ایران است. روند کاهشی سطح آب این دریاچه طی سال‌های اخیر نگرانی‌های جدی زیست محیطی، اقتصادی و اجتماعی با توجه به محل استقرار دریاچه مهارلو در پی دارد. در بررسی این پدیده لازم است متغیرهای اقلیمی و فعالیت‌های انسانی تأثیرگذار در زمینه کاهش سطح آب دریاچه مورد بررسی قرار گیرند. بررسی سوابق مطالعاتی گذشته نشان می‌دهد که این موضوع در دیگر کشورها نیز مورد توجه واقع شده است. یکی از رویکردهای مهم در مطالعات آب زیرزمینی بررسی روند تغییرات عمق دسترسی به آب زیرزمینی در مقیاس‌های مختلف زمانی است. روش من‌کندال و آزمون پتیت (تخمین گر سن) از مهم‌ترین روش‌های ناپارامتریک در ارزیابی وجود روند در سری‌های هیدرولوژیکی و اقلیمی هستند که به طور گسترده در آشکارسازی روند داده‌های غیرنرمال استفاده می‌شود (Pasquini et al., 2006 Sabouhi and Soltani, 2009). برداشت بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی و آبخوان‌های ساحلی باعث افت سطح آب و کاهش آب‌دهی و پیشروی آب شور به داخل آبخوان‌ها می‌شود که این امر باعث شوری آب‌ها و آلودگی

دریاچه‌ها و تالاب‌ها از جمله متنوع‌ترین زیست‌بوم‌های روی زمین هستند که در سرتاسر زمین گسترده شده و نقش مهمی در چرخه آب، کنترل سیلاب‌ها، ممانعت از فرسایش، تصفیه آب و بازچرخش مواد مغذی دارند. در سالیان اخیر با شدت یافتن نوسان اقلیم و مدیریت نامناسب آب و زمین، سطح آب تالاب‌ها و دریاچه‌ها در حال کاهش یافتن است. دریاچه مهارلو یکی از مهم‌ترین

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد بیابان‌زدایی، گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران، کرج، ایران

^۲ استاد، گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران، کرج، ایران

^۳ دانشیار، گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران، کرج، ایران

(*نویسنده مسئول: hakhosravi@ut.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59704

^۴ کارشناس ارشد پژوهشی، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان فارس، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، شیراز، ایران

ایستگاه و با استفاده از آزمون من‌کندال، هیچ نشانی از تغییر اقلیم معنی‌دار در مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران وجود ندارد (Modarres and da Silva, 2007). با توجه به مطالعات انجام شده در دنیا، عوامل اقلیمی نظیر بارندگی و دما و فعالیت‌های انسانی از طریق برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی و احداث موانع بر روی آب ورودی به دریاچه‌ها و تالاب‌ها، از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر کاهش سطح آب دریاچه‌ها و تالاب‌ها بیان شده‌اند. بنابراین هدف از این پژوهش بررسی روند تغییرات متغیرهای اقلیمی و فعالیت‌های انسانی تأثیرگذار بر کاهش سطح آب دریاچه مهارلو طی سال‌های اخیر است.

مواد و روش‌ها

معرفی منطقه مطالعاتی

دریاچه مهارلو بین طول‌های جغرافیایی $36^{\circ} 52'$ و $37^{\circ} 37'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $29^{\circ} 12'$ و $29^{\circ} 43'$ شمالی در جنوب شرقی شهرستان شیراز واقع است. این دریاچه واقع در 10 کیلومتری شیراز، پهنای $15-10$ km، طول 28 km و وسعت 275 km² دارد که متشکل از دریاچه فعلی، پوشش نمکی و پوشش گلی است. دریاچه از سمت شمال غربی به شهرستان شیراز و از سمت جنوب شرقی به دشت سروستان محدود می‌گردد (شکل ۱)، (Hatami et al., 2010). حوضه آبریز دریاچه مهارلو از نظر اقلیمی در محدوده کمربند خشک و بیابانی نیم‌کره شمالی قرار گرفته است. میانگین بارندگی حوضه از سال $1356-1389$ بدون در نظر گرفتن ارتفاعات 386 میلی‌متر و با در نظر گرفتن ارتفاعات 510 میلی‌متر برآورد شده است (Zomorodian et al., 2012). رودخانه خشک شیراز از قسمت‌های شمالی دشت شیراز وارد این شهر شده و پس از عبور از میان شهر به سمت جنوب شرقی حوضه متمایل می‌گردد و به دریاچه مهارلو می‌ریزد. ایستگاه اقبال‌آباد بر روی این رودخانه قرار دارد. رودخانه بابا حاجی از ارتفاعات شمال غربی دشت شیراز سرچشمه گرفته و از محل پل فسا گذشته و در نزدیکی برم شور به دریاچه مهارلو می‌ریزد. ایستگاه پل فسا بر روی این رودخانه قرار دارد. رودخانه نظر آباد سروستان از ارتفاعات میان جنگل واقع در جنوب شرقی دریاچه مهارلو به ارتفاع 2850 متر از سطح دریا سرچشمه می‌گیرد پس از پیوستن چندین

چاه‌های نزدیک به نوار ساحلی می‌گردد (Samsudin et al., 2008; Khublaryan et al., 2008). برداشت بی‌رویه از منابع آب سطحی و زیرزمینی از مهم‌ترین فعالیت‌های انسانی تأثیرگذار در کاهش سطح آب دریاچه‌ها در سراسر جهان است. از این رو در سال 1970 پس از احداث سد Kapshagai و استفاده شدید از آب رودخانه‌های Lili، Karata و Lepsi منجر به کاهش سطح آب دریاچه Balkhash شده است (Belgibayev, 1995; Skotselia, 2001; Kudakov, 2002). آب رودخانه اونز در سال 1913 با احداث یک کانال به شهر لس آنجلس منحرف شده است، این امر باعث شد این دریاچه در سال 1928 تقریباً خشک شود و یک حوضچه آب شور دائمی تنها قسمتی است که در پایین‌ترین بخش حوضه باقی مانده است (GBUAPCO, 2003). بررسی تغییرات زمانی تراز دریاچه‌ها در منابع مختلف نشان می‌دهد که روش‌های تحلیل سری زمانی مانند روند برای بررسی تغییرات تدریجی، تحلیل تغییر رژیم برای بررسی تغییرات ناگهانی و تحلیل طیفی برای بررسی رفتار دوره‌های دریاچه‌ها بیشتر مد نظر بوده است. نتایج حاصل از ارزیابی روند تغییر تراز آب دریاچه Huron در ایالت میشیگان و مقایسه آن با تغییرات فصلی بارندگی، رواناب و تبخیر بیان‌گر آن است که روند تغییر تراز آب در این دریاچه، تحت تأثیر تغییر روند در بارندگی و رواناب بوده است (Argyilan and Forman, 2003). تراز دریاچه‌های بزرگ آمریکا در دوره 1861 تا 2001 نشان داد که رفتار این دریاچه‌ها در طولانی مدت با یکدیگر متفاوت بوده است. تغییرات تراز آن‌ها بازتاب تغییرات معنی‌دار بین شرایط اقلیمی در هر یک از حوضه‌ها، به خصوص بارندگی است (Changnon, 2004). نتایج بررسی‌های روند بارش کانادا با استفاده از آزمون من‌کندال در طول قرن بیستم نشان داد که بارش سالانه روند افزایشی داشته است (Zhang et al., 2000). نتایج حاصل از بررسی روند بلند مدت بارندگی سالانه ترکیه با روش من‌کندال نشان داد که یک روند کاهشی بارش در اکثر ایستگاه‌ها وجود دارد (Partal and Kucuk, 2006). الگوهای زمانی و مکانی بارش در حوضه رودخانه زرد چین در طی سال‌های $2006-1960$ مورد بررسی قرار گرفت، نتایج نشان داد که در بسیاری از ایستگاه‌ها، روند بارش نزولی بوده است (Liu et al., 2008). با توجه به تغییرات بارش سالانه و تعداد روزهای بارانی ماهانه و سالانه در 20

بررسی و تحلیل روند و تغییرات بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل از داده‌های آماری سال ۱۳۵۲-۱۳۹۲ ایستگاه هواشناسی شیراز استفاده شده است. دریاچه مهارلو از سه مسیل اصلی، رودخانه خشک شیراز، باباجاچی و نظرآباد تغذیه می‌شود. با توجه به نبود ایستگاه آب‌سنجی بر روی رودخانه نظرآباد، از داده‌های آماری دبی میانگین سالانه ایستگاه پل فسا از سال ۱۳۵۰-۱۳۹۰ و ایستگاه اقبال‌آباد از سال ۱۳۷۸-۱۳۹۰ استفاده شده است. در این پژوهش برای بررسی روند تغییرات سطح آب زیرزمینی اطراف دریاچه مهارلو، از آمار ماهانه تراز سطح آب ۳۵ حلقه چاه پیژومتری در بازه زمانی ۱۳۸۱-۱۳۹۲ در محدوده سفره آب زیرزمینی اطراف دریاچه مهارلو استفاده شد (شکل ۳).

تغییرات سطح آب دریاچه

برای بررسی تغییرات سطح آب دریاچه مهارلو از تصاویر ماهواره‌ای طی ماه شهریور سال‌های ۱۳۶۶-۱۳۹۲، از نرم‌افزار Envi استفاده شده است. تغییرات در آغاز پنجره‌ای از داده‌های سنجنده‌های TM به تاریخ ۱۳۶۶، ETM+ به ۱۳۸۱ و سنجنده OLI به تاریخ ۱۳۹۲ از ماهواره لندست مربوط به منطقه مورد مطالعه، تهیه شد. بر روی این تصاویر تصحیح‌های نظام‌یافته انجام شده است و دارای فرمت GEOTIFF هستند. سپس بررسی‌های اولیه بر روی تصاویر اعمال گردید. پیش از به‌کارگیری داده‌های ماهواره‌ای، تجزیه و تحلیل رقومی، کیفیت آن‌ها از نظر وجود خطای هندسی، پرتوسنجی مانند راه‌راه شدگی، زیرهم قرار نگرفتن خطوط اسکن، پیکسل‌های تکراری، خطاهای اتمسفری مانند وجود لکه‌های ابر، مورد بررسی قرار شدند. اطلاعات دقیق‌تر تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده در جدول ۱ نمایش داده شده است.

Table 1- Satellite imagery information of 1987 and 2013

جدول ۱- اطلاعات تصاویر ماهواره‌ای سال‌های ۱۹۸۷ و ۲۰۱۳		
solar to gristyan	1987	2013
Solar Hijri Calendar	1366/06/01	1392/06/27
Satellite	Landsat4	Landsat8
Sensor	TM	OLI
Row	40	40
Pass	161	161

انشعاب به آن از میان دشت سروستان عبور کرده و به دریاچه مهارلو می‌ریزد. طبق شکل ۲ رودخانه نظرآباد فصلی بوده و در اغلب سال خشک است (Mesbah, 2011).

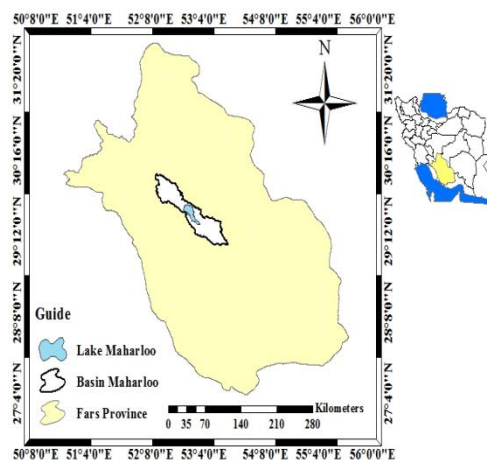


Figure 1- Location of the study area

شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی

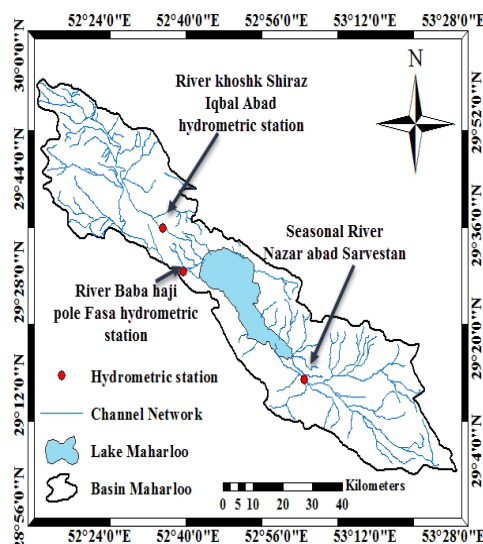


Figure 2- Location of stations and Channel Network Maharloo basin

شکل ۲- موقعیت ایستگاه‌ها و شبکه آبراه‌ای حوضه مهارلو

روش‌ها

در این پژوهش ابتدا میزان تغییرات سطح آب دریاچه مهارلو با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای از سال ۱۳۶۶-۱۳۹۲ تعیین شده است. با توجه به کاهش سطح آب در یک دوره ۲۶ ساله، علل خشک شدن دریاچه از دو منظر عوامل اقلیمی (بارندگی، تبخیر و تعرق پتانسیل) و عوامل انسانی (تغییرات میزان آب ورودی به دریاچه و تغییرات سطح آب زیرزمینی) بررسی گردیده است. برای بررسی روند تغییرات از آزمون من‌کنندال و برای تعیین تغییر در سری زمانی از آزمون پتیت استفاده شده است. برای

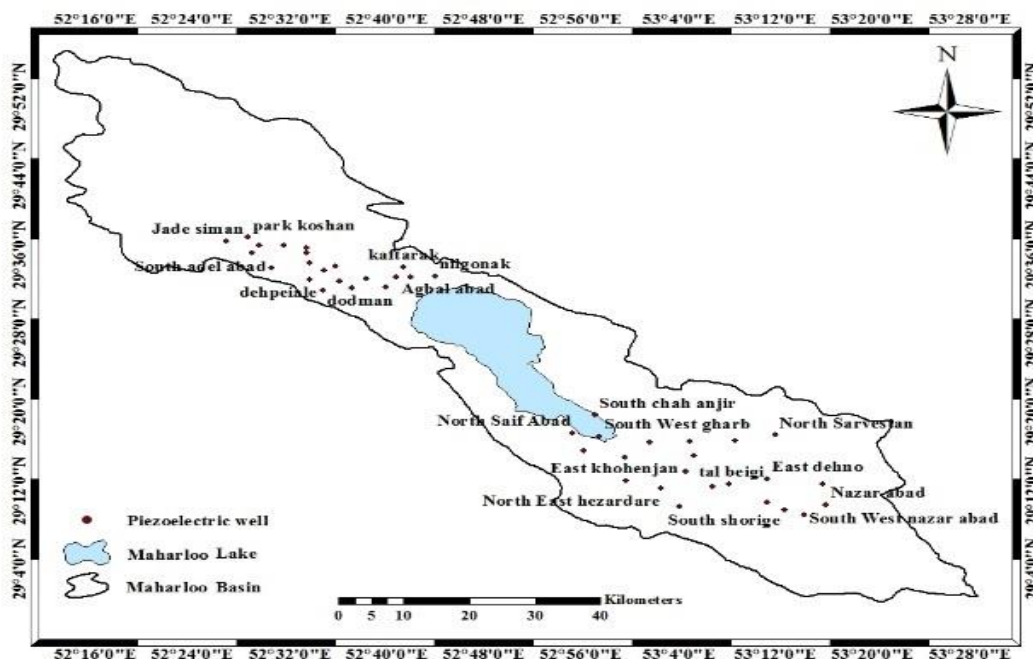


Figure 3- Location of the piezometric wells around Maharloo Lake

شکل ۳- موقعیت چاه‌های پیزومتري اطراف دریاچه مهارلو

$$z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}}, & \text{if } s > 1 \\ 0 & \text{if } s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}}, & \text{if } s < 1 \end{cases} \quad (5)$$

مقدار مثبت Z روند افزایش و مقدار منفی Z روند کاهشی سری زمانی را نشان می‌دهد. همچنین برای آزمودن روند افزایش یا کاهش یکنواخت در سطح معنی‌داری P، اگر مقدار Z بزرگتر از $Z_{1-p/2}$ از باشد که $Z_{1-p/2}$ از جدول توزیع تجمعی نرمال استاندارد به دست می‌آید و فرض صفر رد می‌شود. برای این کار، سطح معنی‌داری $p=0.01$ و یا $p=0.05$ به کار می‌رود.

آزمون پتیت

یکی از مهم‌ترین روش‌های آماری در تشخیص یک شیفت ناگهانی در سری زمانی، آزمون پتیت است. این آزمون به طور گسترده در تعیین زمان تغییر در سری‌های زمانی اقلیمی و هیدرولوژیک در سراسر جهان مورد استفاده قرار گرفته است (Moraes et al., 1998; Mu et al., 2007; Love et al., 2010). دنباله‌ای از متغیرهای تصادفی هیدروکلیماتیک X_i را در نظر بگیرید، که $(i=1, 2, 3, \dots, T)$ باشد. زمانی آزمون پتیت تغییر در نقطه τ را معنی‌دار می‌داند که X_i برای $(i=1, 2, 3, \dots, \tau)$ دارای تابع توزیع $F_1(x)$ و X_i برای $(i=\tau+1, \tau+2, \tau+3, \dots)$

آزمون من کندال

مراحل محاسبه آماری این آزمون به این ترتیب است که ابتدا اختلاف بین تک تک مشاهدات با هم دیگر محاسبه شده و تابع علامت اعمال می‌شود. سپس پارامتر $U_{t,T}$ با استفاده از معادله ۱ استخراج می‌شود.

$$U_{t,T} = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sgn}(X_i - X_j) \quad (1)$$

که در آن، $U_{t,T}$ آماره آزمون من کندال، X_i و X_j داده‌های متوالی، n طول سری زمانی و $\text{sgn}(X_i - X_j)$ تابع علامت بوده که از معادله ۲ تعیین می‌شود.

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_i - x_j) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_i - x_j) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_i - x_j) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

$E(S)$ میانگین و واریانس آماره با معادلات ۳ و ۴ به دست می‌آید.

$$E(S)=0 \quad (3)$$

$$\text{var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^n t_p(p)(p-1)(2p+5)}{18} \quad (4)$$

که t_p تعداد دنباله‌ها برای p امین مقدار و p تعداد مقادیر دنباله‌ها است. جزء دوم در فرمول فوق یک تعدیل برای دنباله یا داده‌های حساس است. آماره استاندارد شده آزمون Z از معادله ۵ به دست می‌آید.

مانتیت برای محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل یک گیاه مرجع به ارتفاع ۱۲ سانتی متر است (De Laet, 2001).

نتایج و بحث

تغییرات سطح آب دریاچه

سطح دریاچه مهارلو دارای سه پوشش با سطوح آبی، شورزار و خاک لخت و در بعضی نقاط دارای اراضی کشاورزی است. میزان سطح آب دریاچه در سال ۱۳۶۶، ۹۰/۴ کیلومتر مربع بوده است (شکل ۴). به نحوی که سطح آب دریاچه در سال ۱۳۹۲ به میزان ۱۶/۴ کیلومتر مربع رسیده است (شکل ۵). به طور کلی سطح آب دریاچه مهارلو از سال ۱۳۶۶ تا سال ۱۳۹۲، ۸۲ درصد کاهش یافته است.

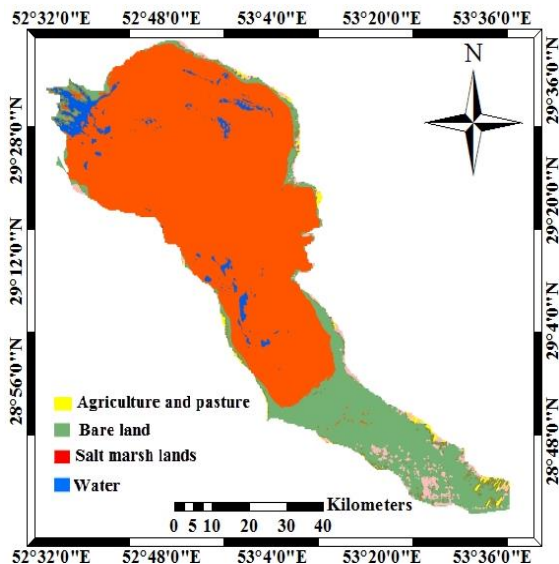


Figure 4- Map of Lake Level Changes in 1987

شکل ۴- نقشه تغییرات سطح دریاچه سال ۱۳۶۶

تغییرات متغیرهای اقلیمی

نتایج حاصل از روند تغییرات بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل سطح دریاچه مهارلو با استفاده از دو آزمون من کندال و پتیت در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به آماره تاو کندال حاصل از آزمون من کندال، روند تغییرات بارندگی در سطح احتمال ۱٪، کاهش معنی داری نداشته است. اما روند تغییرات تبخیر تعرق پتانسیل با توجه به آماره تاو کندال به دست آمده، در سطح احتمال ۱٪ معنی دار بوده است. نتایج حاصل از آزمون پتیت به منظور بررسی تغییرات متغیرهای اقلیمی در جدول ۲ آورده شده است. میانگین بارش بر سطح دریاچه مهارلو طی سال های ۱۳۵۲-۱۳۹۲ برابر با ۳۵۲ میلی متر بر سال بوده که در

دارای تابع توزیع $F_2(x)$ بوده و $F_1(x) \neq F_2(x)$ باشد. این آزمون دو فرض $H_0: \tau=T$ برای عدم وجود تغییر و $H_1: \tau \neq T$ برای وجود روند را مقابل هم و آماره K_T (معادله ۶) را برای تست دو نمونه (X_1, \dots, X_T) و (X_{T+1}, \dots, X_{2T}) از یک جامعه در نظر می گیرد (Pettit, 1979).

$$K_T = \text{Max} |U_{t,T}|, 1 \leq t < T \quad (6)$$

$$U_{t,T} = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sgn}(X_i - X_j) \quad (7)$$

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_i - x_j) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_i - x_j) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_i - x_j) < 0 \end{cases} \quad (8)$$

$$P_{OA} = 2 \exp \left\{ \frac{-6K^2}{T^3 + T^2} \right\} \quad \text{for } T \rightarrow \infty \quad (9)$$

به طوری که P_{OA} ، نقطه تغییر احتمالی را نشان می دهد.

معادله فائو- پنمن مانتیت

چندین روش برای برآورد تبخیر تعرق وجود دارد که از جمله آن ها می توان به پنمن، پنمن- مانتیت، هارگریوز، بلانی کریدل و تورنت وایت اشاره کرد. تحقیقات نشان داده است که روش پنمن- مانتیت (معادله ۱۰) از دیگر روش ها عملکرد بهتری دارد.

$$PET_{P-M} = \frac{C}{L} \times \frac{sR_N + C_p \rho_a (e_a - e_d)}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_a}{r_c} \right)} \quad (10)$$

که در آن PET_{P-M} تبخیر تعرق پتانسیل روزانه (میلی متر بر روز)، C ضریب ثابت برای برگرداندن واحدها از کیلوگرم بر متر مربع در ثانیه به میلی متر بر روز، R_N تشعشع خالص در سطح زمین (وات بر متر مربع)، L گرمای نهان تبخیر (ژول بر کیلوگرم)، S شیب منحنی فشار بخار (کیلوپاسکال بر کلوین)، C_p گرمای ویژه هوا در فشار ثابت (ژول بر کیلوگرم در کلوین)، ρ_a چگالی هوا (کیلوگرم بر مترمکعب بر روی سطح دریا)، e_d فشار بخار واقعی هوا در ارتفاع ۲ متری (کیلوپاسکال)، e_a فشار بخار اشباع در ارتفاع ۲ متری (کیلوپاسکال)، γ ثابت رطوبتی برابر (0.067) ، r_a ایستادگی هوا (ثانیه بر متر) و r_c ایستادگی هوا در پوشش گیاهی خاص (ثانیه بر متر) است (Allen et al., 1998). در این تحقیق روش محاسبه تبخیر تعرق پتانسیل با استفاده از آمار و اطلاعات آب و هوایی، به کمک برنامه نرم افزار Cropwat 8 برآورد شده است. معادله پنمن-

معنی داری نداشته است. لکن میزان تبخیر تعرق پتانسیل منطقه دارای نقطه تغییر بوده و روند افزایشی داشته است. بنابراین می توان بیان کرد که میزان بارندگی در حوضه مهارلو تأثیری در کاهش سطح آب دریاچه مهارلو نداشته و تبخیر تعرق در کاهش آن نقش چشمگیری داشته است. نتایج حاصل از روند تغییرات دبی میانگین سالانه دو ایستگاه آب سنجی پل فسا و ایستگاه اقبال آباد با استفاده از دو آزمون من کندال و پتیت در جدول ۳ آورده شده است. ایستگاه آب سنجی پل فسا بر روی رودخانه باباجاچی و ایستگاه آب سنجی اقبال آباد بر روی رودخانه خشک شیراز قرار دارد.

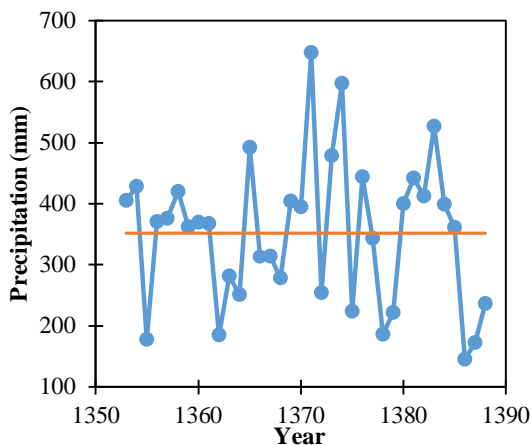


Figure 6- Trend of rainfall changes

شکل ۶- روند تغییرات بارندگی

با توجه به آماره تاو کندال حاصل از آزمون من کندال، روند افزایش تغییرات دبی ایستگاه پل فسا در سطح احتمال ۱٪، معنی دار نبوده است. اما روند تغییرات دبی ایستگاه اقبال آباد با توجه به آماره تاو کندال به دست آمده، در سطح احتمال ۱٪ معنی دار بوده است.

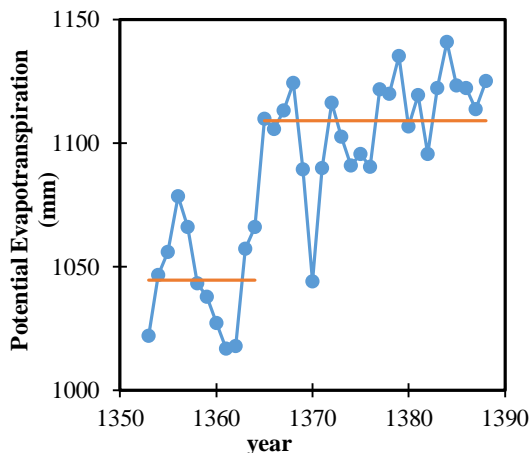


Figure 7- Trend of evapotranspiration potential changes

شکل ۷- روند تغییرات تبخیر تعرق پتانسیل

این بازه زمانی، بارش سالانه تغییرات معنی داری نداشته است. با توجه به شکل ۶ میزان بارندگی طی بازه زمانی نشان داده شده دارای روند تغییر معنی داری در سطح احتمال ۱٪ نبوده و روند تغییرات بارش ثابت بوده است.

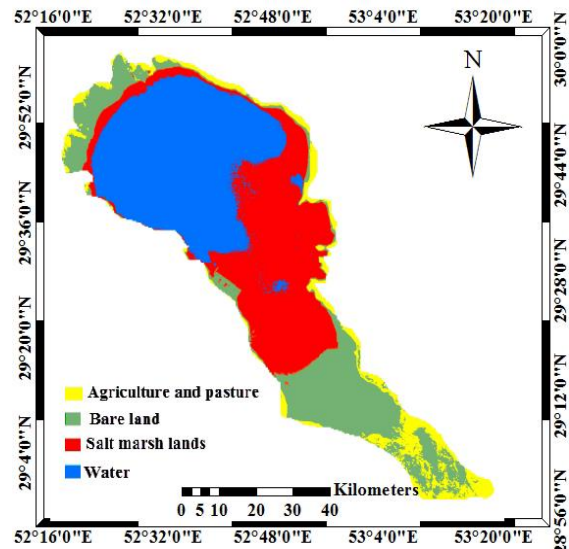


Figure 5- Map of Lake Level Changes in 2013

شکل ۵- نقشه تغییرات سطح دریاچه سال ۱۳۹۲

Table 2- Results of Mann-Kendall and Pettit Maharloo basin

جدول ۲- نتایج آزمون من کندال و پتیت حوضه مهارلو

Maharloo	Precipitation	ETP
Mean annual (mm year-1)	352.31	1087.68
Kendall's Tau	-0.086	0.587
p-value	0.625	0.001
Kendall test Positive	-	1
Significance (%)	-	1365
Pettit's	-	1365

بنابراین با توجه به نتایج حاصل از دو آزمون، میزان بارندگی در سطح احتمال ۱٪ هیچ نقطه تغییری نداشته است. در شکل ۷ روند تبخیر تعرق پتانسیل منطقه نشان داده شده است. نتایج حاکی از آن است که تبخیر تعرق پتانسیل در سال ۱۳۶۵ دارای نقطه تغییر بوده است. به صورتی که این تغییر از سال ۱۳۶۵ در سطح احتمال ۱٪ روند افزایشی داشته است. نتایج مطالعاتی بر روی دریاچه Huron در ایالت میشیگان نشان داد که عوامل اقلیمی از جمله بارندگی مهم ترین عامل کاهش سطح آب دریاچه است (Argyilan and Forman, 2003). در ارزیابی تراز دریاچه های بزرگ آمریکا به این نتیجه رسید که تغییرات تراز سطح آب دریاچه ها، بازتاب تغییرات معنی دار بین شرایط اقلیمی در هر یک از حوضه ها، به خصوص بارندگی است (Changnon, 2004). با توجه به دو آزمون من کندال و پتیت، میزان بارندگی در نواحی دریاچه مهارلو تغییرات

رودخانه‌های ورودی به دریاچه، بستر دریاچه اوز خشک شده است (GBUAPCD, 2003).

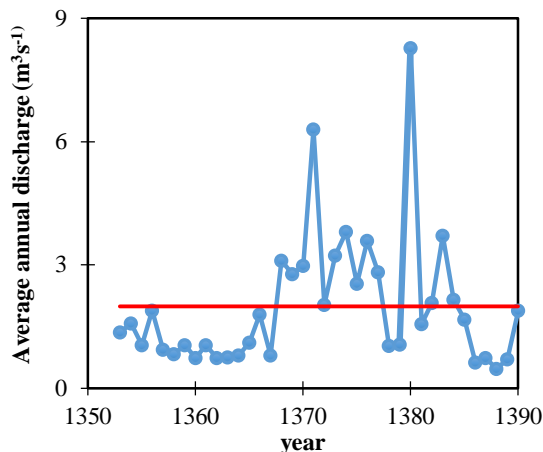


Figure 8- Trends of changes in Pole Fasa station discharge

شکل ۸ - روند تغییرات دبی ایستگاه پل فسا

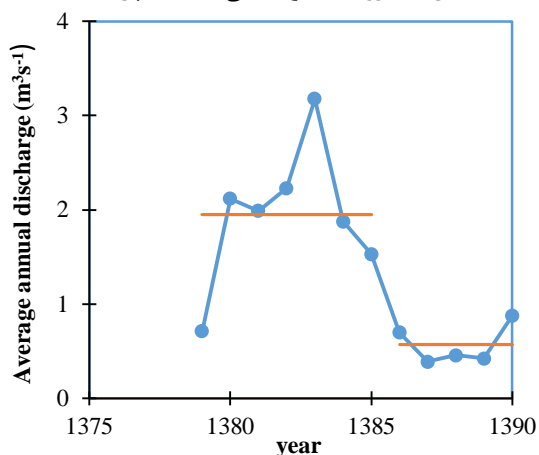


Figure 9- Trends of changes in Ighbal Abad station discharge

شکل ۹ - روند تغییرات دبی ایستگاه اقبال آباد

آب زیرزمینی

نتایج حاصل از آزمون من کندال در روند تراز سطح آب زیرزمینی در جدول ۴ آمده است. نتایج نشان می‌دهد که آماره تاو کندال محاسبه شده در اکثر چاه‌ها (به جز چاه‌های علامت‌گذاری شده) منفی است. با توجه مقادیر آماره تاو کندال منفی و همچنین P-value محاسبه شده، کاهش روند سطح آب زیرزمینی در سطح احتمال ۱٪ معنی‌دار است. چاه پیژومتري قصر ساسان واقع در جنوب شرقی دریاچه مهارلو با توجه به مثبت بودن آماره تاو کندال تراز سطح آب آن روند افزایشی داشته است. اما با توجه به P-value به دست آمده در سطح احتمال ۱٪ معنی‌دار نبوده است.

Table 3- The results of Mann-kendall and Petite test of two stations of Pole Fasa and Iqbal Abad

جدول ۳- نتایج آزمون من کندال و پتیت دبی دو ایستگاه پل

فسا و اقبال آباد

Hydrometric station	Pole Fasa	Agbal abad
Mean annual (m^3s^{-1})	1.993	1.357
Kendall's Tau	0.088	-0.385
p-value	0.443	0.009
Kendall test Positive Significance (%)	-	1
Pettitt's	-	1385

نتایج حاصل از آزمون پتیت نشان دهنده این است که دبی ایستگاه پل فسا در سطح احتمال ۱٪ هیچ نقطه تغییری نداشته است (شکل ۸). در حالی که دبی ایستگاه اقبال آباد در سال ۱۳۸۵ دارای نقطه تغییر بوده است. به صورتی که این تغییر از سال ۱۳۸۵ در سطح احتمال ۱٪ روند کاهشی داشته است (شکل ۹). تغییرات آب ورودی رودخانه پل فسا (بابا حاجی) از سال ۱۳۵۰-۱۳۹۲ روند افزایشی یا کاهشی معنی‌داری در سطح احتمال ۱ درصد نداشته است. اما تغییرات آب ورودی رودخانه خشک (ایستگاه اقبال آباد) به دریاچه مهارلو در سطح احتمال ۱ درصد از سال ۱۳۷۸-۱۳۹۲ روند کاهش داشته است. از آنجا که میزان بارندگی طی بازه زمانی ۱۳۵۰-۱۳۹۲ در حوضه مهارلو تغییرات معنی‌داری نداشته است. اما رودخانه خشک از سال ۱۳۸۵ روند آب ورودی آن به دریاچه مهارلو در سطح احتمال یک درصد کاهش معنی‌داری داشته است. می‌توان یکی از دلایل کاهش سطح آب دریاچه مهارلو از سال ۱۳۷۸-۱۳۹۲ را به تأثیر فعالیت انسانی بر روی کاهش آب سطح ورودی از رودخانه خشک به دریاچه مهارلو دانست. سرچشمه‌های رودخانه خشک از ارتفاعات شمال غربی شهر شیراز نشأت می‌گیرد. در این نواحی روستاییان با احداث بندهای کوچک، باعث انحراف آب رودخانه جهت فعالیت‌های کشاورزی شده‌اند که این امر موجب کاهش و محدود شدن آب رودخانه به دریاچه مهارلو شده است (Mesbah, 2011). از مهم‌ترین تأثیرات فعالیت‌های انسانی بر کاهش سطح آب دریاچه‌ها در سراسر جهان می‌توان به کاهش سطح آب دریاچه بالخاش در قزاقستان بر اثر محدود کردن ورودی آب رودخانه‌ها به دریاچه و کاهش شدید سطح آب دریاچه نام برد (Skotselias, 1995; Belgibayev, 2001; Kudakov, 2002). نمونه دیگر دخالت فعالیت‌های انسان در طبیعت می‌توان به دریاچه اوز آمریکا اشاره کرد که با کاهش آب

Table 5- Results of Pettit test for variation detection the monthly time series changes of groundwater level in Maharloo basin

جدول ۵- نتایج آزمون پتیت جهت آشکار سازی تغییرات سری زمانی ماهانه تراز سطح آب زیرزمینی حوضه آبریز مهارلو

Piezometric well	T (Solar Year Mutation Changes)	P_value	Alpha (%)
Jade Siman	1387	0.001	1
Iqbal Abad	1389	0.001	1
Park Arghavan	1387	0.001	1
Park Enghelab	1387	0.001	1
Park Koshan	1387	0.001	1
Chah Anjir, South	1387	0.001	1
Adel Abad, South	1390	0.001	1
Ordogah, Southwest	1387	0.001	1
Ghasre Sasan, South	1384	0.001	1
Gharb Ghanbari, South West	1387	0.001	1
Nazar Abad Southwest	1387	0.001	1
Morad Beigi, South	1387	0.001	1
Kheir Abad	1387	0.001	1
Hospital Shaghol Beigi	1386	0.001	1
Dodman	1387	0.001	1
Dehpeiale	1387	0.001	1
Rah Shorije Tal Beigi	1387	0.001	1
River Khohenjan	1387	0.001	1
Stone Cutting Banian Pour	1387	0.001	1
Shahzade Bighom	1387	0.001	1
Dehno, East	1387	0.001	1
Sarvestan, North	1390	0.001	1
Khohjan, East	1387	0.001	1
Saif Abad, North	1388	0.001	1
Hezardare, Northeast	1387	0.001	1
Kate Gonbad, North	1387	0.001	1
Hassan Abad, West	1387	0.001	1
Feleke Allah	1386	0.001	1
Feleke Khaton	1387	0.001	1
Feleke Valiasr	1387	0.001	1
Ghader Abad	1387	0.001	1
Ghale Nou	1388	0.001	1
Golkhon	1388	0.001	1
Nazar Abad	1388	0.001	1
Nilgonak	1388	0.001	1

بر اساس آزمون پتیت، سال جهش تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی اطراف دریاچه مهارلو اکثراً از سال ۱۳۸۷ به بعد بوده که دارای روند کاهشی معنی داری در سطح احتمال ۱٪ بوده است. با توجه به نتایج حاصل از آمار چاه‌های پیزومتری منطقه، میزان سطح آب زیرزمینی در دشت‌های اطراف دریاچه مهارلو کاهش یافته است. به صورتی که روند تغییرات سطح آب زیرزمینی منطقه از سال ۱۳۸۱-۱۳۹۲ در سطح احتمال ۱ درصد (اطمینان ۹۹درصد) کاهشی بوده است. نتایج حاصل از آزمون

Table 4- Trend analysis of groundwater level by Mann-Kendall test in study basin

جدول ۴- نتایج آزمون من کندال جهت تحلیل روند سری زمانی ماهانه تراز سطح آب زیرزمینی حوضه آبریز مهارلو

Piezometric well	Kendall's tau	P_value	Alpha (%)
Jade Siman	-0.535	0.001	1
Iqbal Abad	-0.293	0.001	1
Park Arghavan	-0.680	0.001	1
Park Enghelab	-0.675	0.001	1
Park Koshan	-0.546	0.001	1
Chah Anjir, South	-0.8	0.001	1
Adel Abad, South	-0.403	0.001	1
Ordogah, Southwest	-0.472	0.001	1
Ghasre Sasan, South	+0.113	0.049	1
Gharb Ghanbari, South West	-0.421	0.001	1
Nazar Abad Southwest	-0.764	0.001	1
Morad Beigi, South	-0.552	0.001	1
Kheir Abad	-0.681	0.001	1
Hospital Shaghol Beigi	-0.473	0.001	1
Dodman	-0.477	0.001	1
Dehpeiale	-0.674	0.001	1
Rah Shorije Tal Beigi	-0.731	0.001	1
River Khohenjan	-0/663	0.001	1
Stone Cutting Banian Pour	-0.689	0.001	1
Shahzade Bighom	-0.767	0.001	1
Dehno, East	-0.552	0.001	1
Sarvestan, North	-0.155	0.001	1
Khohjan, East	-0.953	0.001	1
Saif Abad, North	-0.369	0.001	1
Hezardare, Northeast	-0.638	0.001	1
Kate Gonbad, North	-0.707	0.001	1
Hassan Abad, West	-0.905	0.049	1
Feleke Allah	-0.250	0.001	1
Feleke Khaton	-0.698	0.001	1
Feleke Valiasr	-0.659	0.001	1
Ghader Abad	-0.659	0.001	1
Ghale Nou	+0.252	0.001	1
Golkhon	+0.452	0.001	1
Nazar Abad	-0.632	0.001	1
Nilgonak	-0.437	0.001	1

با توجه مثبت بودن مقادیر آماره تاو کندال محاسبه شده برای دو چاه پیزومتری قلعه‌نو و گل‌خون و همچنین P-value روند افزایشی سطح آب زیرزمینی در سطح احتمال ۱٪ معنی دار است. بر اساس جدول ۵ تغییرات سری زمانی ماهانه سطح آب زیرزمینی با توجه به P-value محاسبه شده از آزمون پتیت در سطح احتمال ۱٪ دارای تغییرات معنی دار بوده است. سال جهش تغییرات (t) تراز سطح آب زیرزمینی نیز در جدول ۵ محاسبه شده است.

دارای نقطه تغییر بوده است به صورتی که روند تغییرات آن در سطح احتمال ۱٪ روند افزایشی داشته است. فعالیت‌های انسانی نیز از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر کاهش سطح آب دریاچه‌ها در نقاط مختلف جهان هستند. انسان‌ها از طریق برداشت آب سطحی، ایجاد موانع بر روی مسیل‌های منتهی به دریاچه‌ها و برداشت بیش از حد آب‌های زیرزمینی علاوه بر عوامل اقلیمی بر خشک شدن دریاچه‌ها تأثیرگذار هستند. رودخانه بابا حاجی و خشک شیراز از مهم‌ترین مسیل‌های ورودی به دریاچه مهارلو است. تغییرات آب ورودی رودخانه بابا حاجی به دریاچه مهارلو از سال ۱۳۵۰-۱۳۹۲ روند افزایشی یا کاهشی معنی‌داری در سطح احتمال ۱ درصد نداشته است. اما تغییرات آب ورودی رودخانه خشک به دریاچه مهارلو در سطح احتمال ۱ درصد از سال ۱۳۷۸-۱۳۹۰ روند کاهشی داشته است. می‌توان یکی از دلایل کاهش سطح آب دریاچه مهارلو از سال ۱۳۷۸-۱۳۹۲ را به تأثیر فعالیت انسانی بر روی کاهش آب سطحی ورودی از رودخانه خشک به دریاچه مهارلو دانست. در حوضه مهارلو فعالیت‌های انسانی از طریق برداشت بیش از حد آب‌های زیرزمینی و کاهش آب سطحی ورودی از رودخانه خشک بر کاهش سطح آب دریاچه تأثیرگذار بوده است. با بررسی‌های صورت گرفته، میزان سطح آب زیرزمینی در دشت‌های اطراف کاهش یافته است. به صورتی که روند تغییرات سطح آب زیرزمینی منطقه از سال ۱۳۸۱-۱۳۹۲ در سطح احتمال ۱٪ کاهشی بوده است. به طوری که سال جهش تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی اطراف دریاچه مهارلو در بیشتر نقاط ۱۳۸۷-۱۳۸۸ برآورد شده است. بنابراین یکی از مهم‌ترین اثرات فعالیت انسانی در حوضه مهارلو در کاهش سطح آب دریاچه، برداشت بیش از حد آب زیرزمینی است. به طور کلی مهم‌ترین عوامل کاهش سطح آب دریاچه مهارلو با ثابت بودن روند تغییرات بارندگی و آب ورودی از رودخانه بابا حاجی به دریاچه، افزایش تبخیرتقرق پتانسیل و کاهش سطح آب زیرزمینی با برداشت بیش از حد و کاهش روند تغییرات آب ورودی به دریاچه از رودخانه خشک شیراز است.

منابع

Argyilan, E. P., Forman, S. L. 2003. Lake level response to seasonal climatic variability in the Lake Michigan-Huron system from 1920 to

من‌کندال در سطح احتمال ۱٪ نشان‌دهنده کاهش روند تراز سطح آب زیرزمینی اطراف دریاچه مهارلو است. اما در سه منطقه قلعه‌نو، گل‌خون و جنوب قصر ساسان، روند تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی افزایشی بوده است که در دو منطقه قلعه‌نو و گل‌خون که در شمال غربی دریاچه مهارلو و در جنوب شرقی شهر شیراز قرار دارند، افزایش روند تغییرات در سطح احتمال ۱٪ معنی‌دار است. با توجه به نتایج آزمون پتیت سال جهش تغییرات تراز آب را برای هر دو منطقه قلعه‌نو و گل‌خون ۱۳۸۸ برآورد شده است. علت افزایش تراز سطح آب زیرزمینی در منطقه گل‌خون و قلعه‌نو را می‌توان ناشی از عبور فاضلاب شهر شیراز و حاشیه نشینان اطراف شهر از آن نواحی قلمداد کرد. اما با توجه نتایج آزمون من‌کندال افزایش روند تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی منطقه جنوب قصر ساسان در سطح احتمال ۱٪ معنی‌دار نبوده است. سال جهش تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی منطقه جنوب قصر ساسان طی نتایج حاصل از آزمون پتیت، ۱۳۸۴ برآورد شده است. کاهش نیافتن روند تراز سطح آب زیرزمینی جنوب قصر ساسان را می‌توان به علت جریان‌های فصلی رودخانه‌ای که در نزدیکی آن وجود دارد دانست. با توجه به نتایج آزمون پتیت، سال جهش تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی در سایر مناطق اطراف دریاچه مهارلو در بیشتر نقاط ۱۳۸۷-۱۳۸۸ برآورد شده است.

نتیجه‌گیری

عوامل اقلیمی و فعالیت‌های انسانی از مهم‌ترین دلایل کاهش سطح آب دریاچه‌ها و تالاب‌ها در تمام جهان هستند. دریاچه مهارلو دارای مساحتی بالغ بر ۲۷۰ کیلومترمربع است. سطح دریاچه مهارلو دارای سه پوشش با سطوح آبی، شوره‌زار و خاک لخت است. نتایج حاصل از مقایسه تصاویر ماهواره‌ای در بازه زمانی شهریور سال ۱۳۶۶-۱۳۹۲، حاکی از کاهش سطح آب دریاچه مهارلو است. به طور کلی سطح آب دریاچه مهارلو در این بازه زمانی ۸۲ درصد کاهش یافته است. با توجه به نتایج حاصل از مطالعات اقلیمی و آب زیرزمینی با استفاده از دو آزمون من‌کندال و پتیت، روند تغییرات بارندگی بر سطح دریاچه مهارلو از سال ۱۳۵۲-۱۳۹۲ در سطح احتمال ۱ درصد تغییرات کاهشی یا افزایشی معنی‌داری نداشته است. اما روند تبخیرتقرق پتانسیل منطقه در سال ۱۳۶۵

- Moraes, J. M., Pellegrino, G. Q., Ballester, M. V., Martinelli, L. A., Victoria, R. L., Krusche, A. V. 1998. Trends in hydrological parameters of a southern Brazilian watershed and its relation to human induced changes. *Water Resources Management.*, 12(4): 295-311.
- Mu, X., Zhang, L., McVicar, T. R., Chille, B., Gau, P. 2007. Analysis of the impact of conservation measures on stream flow regime in catchments of the Loess Plateau, China. *Hydrological Processes.*, 21(16):2124-2134.
- Partal, T., Küçütk, M. 2006. Long-term trend analysis using discrete wavelet components of annual precipitations measurements in Marmara region (Turkey). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C.*, 31(18): 1189-1200.
- Pasquini, A. I., Lecomte, K. L., Piovano, E. L., Depetris, P. J. 2006. Recent rainfall and runoff variability in central Argentina. *Quaternary International.*, 158(1): 127-139.
- Pettit, A. N. 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied statistics*, 28(2): 126-135.
- sabouhi, R., Soltani, S. 2009. Analysis of the trends of climatic factors in large cities of Iran. *Science and Technology of Agriculture and Resources*, 12: 303-312. (In Farsi)
- Samsudin, A. R., Haryono, A., Hamzah, U., Rafek, A. G. 2008. Salinity mapping of coastal groundwater aquifers using hydrogeochemical and geophysical methods: a case study from north Kelantan, Malaysia. *Environmental Geology*, 55(8): 1737-1743.
- Skotselias, I. I. 1995. Actual hydrometeorological problems of Balkhash Lake and Pre-Balkhash region. *Gidrometeoizdat*, 269.
- Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D., Niitsoo, A. 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-ocean*, 38(3): 395-429.
- Zomorodian, M., Khakpur, M., velayati, S. 2012. Analysis of Hydrogeomorphological Landforms of Maharlu Lake Basin Based on Interaction Relationships of Morphotectonic, Morphoclimatic and Hydromorphic Processes. *Journal of Geography and Regional Development*, 19: 202-210. (In Farsi)
1995. *Journal of Great Lakes Research*. 29(3): 488-500.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome., 300(9): D05109.
- Belgibayev, M. E. 2001. Desertification some ecological problems of Southern Pre-Balkhash region. In *Materials of scientific-practice conference Problems of hydrometeorology and ecology*. Almaty, 242-249.
- Changnon, S. A. 2004. Temporal behavior of levels of the Great Lakes and climate variability. *Journal of Great Lakes Research.*, 30(1): 184-200.
- De Laat, P. J. M. 2001. Workshop on hydrology (lecture note), UNESCO-IHE, Delft, The Netherlands.
- Hatami, Kh., Biglu, B., happy, c. 2010. Climatic Regions of Fars Province by Factor Analysis. *Journal of geographical space*, 32: 48-36. (In Farsi)
- Khublaryan, M. G., Frolov, A. P., Yushmanov, I. O. 2008. Seawater intrusion into coastal aquifers. *Water Resources.*, 35(3):274.
- Kudekov, T. K. 2002. Modern ecological condition of Balkhash Lake basin. *Almaty.*, 388.
- Great Basin Unified Air Pollution Control District (GBUAPCD). 2003. Owens Valley PM10 planning area demonstration of attainment site implementation plan 2003 revision. Board Order 031113-01. Bishop., Calif.
- Liu, Q., Yang, Z., Cui, B. 2008. Spatial and temporal variability of annual precipitation during 1961–2006 in Yellow River Basin., China. *Journal of Hydrology*, 361(3): 330-338.
- Love, D., Uhlenbrook, S., Twomlow, S., Zaag, P. V. D. 2010. Changing hydroclimatic and discharge patterns in the northern Limpopo Basin, Zimbabwe. *Water SA.*, 36(3): 335-350.
- Mesbah, H. 2011. Investigation of the origin of Maharloo lake deposits. *Agricultural and Natural Resources Research Center, Fars Province, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute*, 40(2): 12-46. (In Farsi)
- Modarres, R., da Silva, V. D. P. R. 2007. Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran. *Journal of arid Environments.*, 70(2): 344-355.



بررسی اثر تغییر اقلیم بر ویژگی‌های دوره‌های ترسالی و خشکسالی (مطالعه موردی: ایستگاه‌های ارازکوسه و تمر در استان گلستان)

مرجان بهلکه^۱، ابوالحسن فتح آبادی^{۲*}، حامد روحانی^۲، سید مرتضی سیدیان^۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۱۱

چکیده

انتظار می‌رود تغییر اقلیم با تغییر مقدار و توزیع زمانی بارش سبب تغییر احتمال خشکسالی و ترسالی‌ها در بعضی مناطق شود. این اثرات در مناطقی مانند استان گلستان با اقلیم‌های متفاوت، بارزتر است. در این پژوهش به منظور بررسی پیامدهای تغییر اقلیم در دو ایستگاه باران‌سنجی با اقلیم متفاوت، اقدام به تجزیه و تحلیل شدت، تداوم و فراوانی ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها در دوره پایه (۱۹۸۶-۲۰۰۵) و آینده شد. با استفاده از مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM با در نظر گرفتن مدل گردش عمومی جو بر اساس گزارش پنجم هیئت بین‌الدول (AR5) و سناریوهای انتشار RCP۲/۶، RCP۴/۵ و RCP۸/۵، سری‌های زمانی بارش در دوره آینده اول (۲۰۳۱ تا ۲۰۵۰) و دوره آینده دوم (۲۰۵۱ تا ۲۰۷۰) پیش‌گویی شد. بعد از اطمینان از کارایی مدل در بازتولید داده‌های بارش در دوره پایه، مقادیر شاخص‌های بارش استاندارد و بارش استاندارد نسبی در پنجره‌های زمانی مختلف محاسبه و با شمارش تعداد ماه‌های طبقات ترسالی و خشکسالی و همچنین استفاده از زنجیره مارکف مرتبه اول، ویژگی‌های خشکسالی آینده نسبت به دوره پایه مقایسه گردید. نتایج نشان داد که در دو ایستگاه ارازکوسه و تمر احتمال خشکسالی‌ها در آینده افزایش می‌یابد. همچنین، با افزایش پنجره زمانی بارش استاندارد، تداوم تمام طبقات تحت هر سه سناریو افزایش پیدا خواهد کرد. از طرف دیگر با افزایش پنجره زمانی شاخص استاندارد از شدت ترسالی‌ها و خشکسالی‌های کاهش می‌یابد، در صورتی که تداوم آن‌ها افزایش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، ریزمقیاس‌نمایی، SDSM، شاخص SPI، زنجیره مارکف، خشکسالی

مقدمه

دولتمردان و مراجع علمی قرار گرفته است. بر اساس نتایج خروجی‌های مدل گردش عمومی جو (GCM)^۳ در شرایط اقلیم آینده در بسیاری از مناطق دنیا مقدار دما افزایش پیدا کرده در حالی که مقدار بارش کاهش پیدا کرده که این منجر به افزایش احتمال خشکسالی می‌شود. به عنوان مثال Jones et al. (1996) پیش‌گویی کردند که تا اواخر قرن ۲۱ اروپا شاهد افزایش شدت و دوام و گسترش مکانی خشکسالی‌ها در حوضه مدیترانه خواهد بود. همچنین بر اساس گزارش هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC, 2007)^۴ تا اواخر قرن ۲۱ بر پایه تلفیق خروجی‌های مدل‌های مختلف افزایش در روند خشکسالی‌های شدید نسبت به دوره ۱۹۸۱-۲۰۰۰ به خصوص در عرض‌های میانی مشاهده خواهد شد. اگر چه، خسارات به انسان‌ها و تأسیسات ساخت بشر با تغییرات تدریجی در دما و بارش ملموس نیست، اما وقایع حدی مانند سیل و خشکسالی

خشکسالی یکی از بلایای طبیعی است که سالانه موجب خسارات فراوانی به جوامع انسانی و محیط‌های طبیعی می‌گردد؛ به طوری که عنوان پر هزینه‌ترین پدیده طبیعی را به خود اختصاص داده است (Wilhite, 2000). تعریف دقیقی برای خشکسالی وجود نداشته و محققین مختلف متناسب با تأثیری که بر روی آن‌ها می‌گذارد خشکسالی را طبقه‌بندی کرده‌اند. بر این اساس چهار نوع خشکسالی شامل هواشناسی، هیدرولوژیک، کشاورزی و اجتماعی-اقتصادی معرفی شده است (Heim, 2002). تغییرات آب و هوایی و روند تدریجی گرم شدن با توجه به تأثیرات مخرب آن، بیش از پیش در کانون توجه

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی آبخیزداری، دانشگاه گنبدکاووس

^۲ استادیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشگاه گنبدکاووس

(*نویسنده مسئول: fathbabadi@ut.ac.ir)

^۳General Circulation Model

^۴Intergovernmental Panel on Climate Change

شرایط خشکسالی آینده را با استفاده از شاخص‌های SPI، SPEI و SRI و در نظر گرفتن پیش‌گویی‌های مدل اقلیمی در بخشی از لهستان EURO-CORDEX بررسی کردند. نتایج این پژوهش بیان‌گر شرایط خشک‌تر با استفاده از شاخص SPEI در دوره آینده دور خواهد بود؛ ولی بر اساس دو شاخص دیگر نتایج بیانگر اقلیم مرطوب‌تر در آینده خواهد بود. (Lee et al., 2016) در بررسی توزیع مکانی شدت و فراوانی شرایط خشکسالی آینده با استفاده از شبیه‌سازی مدل گردش عمومی جو و شاخص SPI سه ماهه در کره جنوبی به این نتیجه رسیدند که در فصل زمستان بر عکس فصل بهار در سطح منطقه روند خشکسالی افزایش می‌یابد. همچنین شدت و فراوانی خشکسالی در آینده در فصول گرم سال تا ۶ درصد افزایش می‌یابد. از پژوهش‌های دیگر که به بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر روی خشکسالی پرداخته‌اند می‌توان به پژوهش‌های (Burke et al., 2006; Kangas and Brown, 2007; Dubrovsky et al., 2009; Mishra and Singh, 2009; Zargar et al., 2010; Strzepek et al., 2014) اشاره کرد. استان گلستان با توجه به موقعیت خاص جغرافیایی و اقلیمی و اهمیت کشاورزی، یکی از آسیب‌پذیرترین مناطق به تغییر اقلیم می‌باشد (Jafarzadeh et al., 2016). لذا به منظور مدیریت خشکسالی و کاهش اثرات آن باید مناطق حساس که در آینده تحت تأثیر خشکسالی قرار می‌گیرند شناسایی و متناسب با هر منطقه اقدامات لازم اتخاذ گردد. به این منظور هدف این پژوهش در ابتدا شناخت شدت و فراوانی خشکسالی و روند آن در دوره پایه است. در گام بعد برای شناخت کافی نسبت به شدت و فراوانی خشکسالی دوره آینده، اقدام به باز تولید سری‌های زمانی بارش در دوره آینده با مدل‌های سری پنجم گردش عمومی جو شده و مقادیر شاخص بارش استاندارد نسبی محاسبه می‌گردد. در نهایت با در نظر گرفتن مقادیر شاخص بارش استاندارد محاسبه شده در دوره پایه و مقادیر شاخص بارش استاندارد نسبی محاسبه شده در دوره آینده با استفاده از زنجیره مارکف ویژگی‌های خشکسالی مانند احتمال طبقات مختلف، دوام طبقات مختلف و مدت زمان رسیدن به شرایط نرمال از هر یک از طبقات ترسالی و خشکسالی نسبت به دوره پایه مقایسه می‌شود.

باعث خسارت‌های آشکاری شده است. تداوم، شدت و فراوانی وقایع حدی، با استفاده از سری داده‌های تاریخی طولانی‌مدت تحلیل می‌شوند، در صورتی که در بسیاری از مناطق دنیا این داده‌ها قابل دسترس نمی‌باشند. برای پیش‌گویی شرایط آینده، در بیشتر پژوهش‌ها از داده‌های مدل‌های گردش عمومی جو که معمولاً با سناریوهای انتشار تعریف شده و توسط هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم اجرا شده‌اند، استفاده می‌شود (Qian et al., 2004). با توجه به پیچیدگی پدیده خشکسالی و عوامل تأثیرگذار بر شروع و روند این پدیده، روش‌ها و شاخص‌های گوناگونی ارائه شده است که بالطبع هر یک دارای نقاط ضعف و قوتی می‌باشند. هر یک از این شاخص‌ها اطلاعات جامعی در مورد شرایط خشکسالی برای برنامه‌ریزان فراهم می‌کنند. اولین شاخص‌های ارائه شده، شاخص‌های خشکسالی هواشناسی بودند که می‌توان به شاخص‌های بارش استاندارد (SPI)^۱، ناهنجاری بارش (RAI)^۲، کمبود تبخیرترعق (EDI)^۳ و شاخص شدت خشکسالی (DSI)^۴ اشاره کرد. در ادامه شاخص‌هایی برای کمی کردن شدت خشکسالی کشاورزی (شاخص رطوبت محصول (CMI)^۵، شاخص خشکسالی رطوبت خاک (SMDI)^۶، شاخص خشکسالی محصول ویژه (CSDI)^۷ و منابع آب (مانند شاخص کمبود جریان منطقه‌ای (RDI)^۸، شاخص خشکسالی هیدرولوژیک پالمر (PHDI)^۹) ارائه شدند (Won Jung and Chang, 2012; McKee et al., 1993). تأثیر تغییر اقلیم بر خشکسالی اقلیمی و بیولوژیک را با استفاده از دو شاخص SPI نسبی و SRI نسبی در چهار پنجره زمانی ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه در قسمت‌هایی از آمریکا بررسی کردند. آن‌ها بیان داشتند خشکسالی‌ها با پنجره زمانی پایین افزایش پیدا کرده‌اند در حالی که خشکسالی‌ها با پنجره زمانی بالا تغییر چندانی پیدا نکرده‌اند. (Vergni and Todisco (2011 اثرات بالقوه تغییرات اقلیمی بر آب پایه کشاورزی در مرکز ایتالیا را با شاخص SPI بررسی کردند. (Meresa et al., 2016)

¹Standard Precipitation Index²Rainfall Anomaly Index³Evapotranspiration Deficit Index⁴Drought Severity Index⁵Crop Moisture Index⁶Soil Moisture Drought Index⁷Crop Specific Drought Index⁸Regional Streamflow Deficiency Index⁹Palmer Hydrological Drought Index

مواد و روش‌ها

داده‌های مورد استفاده

استان گلستان بر اساس موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی دارای اقلیم‌های متفاوت بوده و تحت تأثیر عوامل مختلف آب و هوایی قرار گرفته است. به منظور پیش‌گویی فراوانی و شدت خشکسالی در دوره آینده نسبت به دوره پایه داده‌های بارش روزانه دو ایستگاه باران‌سنجی آرازکوسه و ایستگاه تمر در یک دوره ۲۰ ساله (۱۹۸۶-۲۰۰۵) از وزارت نیرو تهیه گردید. ایستگاه باران‌سنجی آرازکوسه در طول جغرافیایی ۵۵ درجه و ۹ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۲۹ دقیقه شمالی قرار دارد و ارتفاع از سطح دریا آن ۳۵ متر می‌باشد. ایستگاه باران‌سنجی تمر در طول جغرافیایی ۵۵ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۲۹ دقیقه شمالی قرار دارد و در ارتفاع ۱۳۲ متر بالاتر از سطح دریا است. طبق دوره آماری مورد بررسی متوسط دما در ایستگاه آرازکوسه و ایستگاه تمر به ترتیب برابر با ۱۸/۴ و ۱۳/۲ درجه سلیسیوس و بارش متوسط سالانه دو ایستگاه به ترتیب برابر با ۴۵۲ میلی‌متر و ۵۰۸ میلی‌متر است. از نظر طبقه‌بندی اقلیمی گوسن ایستگاه آرازکوسه دارای اقلیم مدیترانه‌ای گرم و ایستگاه تمر اقلیم نیمه مدیترانه‌ای دارد (Mosaedi et al., 2007).

شبیه‌سازی بارش

در پنجمین گزارش ارزیابی (AR5)^۱ در سال ۲۰۱۴ چهار سناریو بر مبنای واداشت تابش در بالای اتمسفر به نام‌های RCP6، RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 ارائه شد. شدند. داده‌های مورد استفاده جهت شبیه‌سازی بارش عبارتند از:

- ۱- داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های باران‌سنجی منتخب، که از مرکز اطلاعات و آمار وزارت نیرو اخذ شد.
- ۲- خروجی داده‌های شبکه‌بندی شده مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP)^۲. این داده‌ها با توجه به گزارش پنجم برای سناریوهای دوره پایه سال‌های (۱۹۶۱ تا ۲۰۰۵) و سال‌های پیش‌گویی برای آینده (۲۰۳۱ تا ۲۰۷۰) می‌باشد. با در نظر گرفتن داده‌ها از سال‌های اولیه تأسیس ایستگاه‌ها و در اختیار داشتن داده‌های مرکز ملی

پیش‌بینی محیطی تا ۲۰۰۵، دوره‌های مشترک ۲۰ ساله (۱۹۸۶ تا ۲۰۰۵) انتخاب شد.

۳- داده‌های شبیه‌سازی شده خروجی مدل CanESM2^۳ تحت سه سناریوی RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 برای دوره اول آینده (۲۰۳۱ تا ۲۰۵۱) و دوره آینده دوم (۲۰۵۱ تا ۲۰۷۰) با توجه به ایستگاه‌های مورد نظر. داده‌های NCEP و CanESM2 از سایت شبکه‌بندی تغییر اقلیم کانادا (www.cccsn.ec.gc.ca) دریافت و به عنوان ورودی نرم‌افزار SDSM^۴ مورد استفاده قرار گرفتند.

مدل ریز مقیاس‌سازی آماری (SDSM) تحت عنوان نسخه ۲/۱ ارائه گردید که یکی از مدل‌های ریز مقیاس‌نمایی تابع انتقالی آماری محسوب می‌شود. در واقع بهترین ترکیب از مدل‌های رگرسیونی و مدل‌های آماری به حساب می‌آید (Wilby et al., 2002). این مدل با استفاده از ترکیب دو روش احتمالاتی و رگرسیونی چند متغیره و در نظر گرفتن سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی (متغیرهای مرکز ملی پیش‌بینی محیطی)، متغیرهای اقلیمی چون بارش و دما را در بلند مدت شبیه‌سازی می‌کند (Wilby et al., 2002). برای ارزیابی مدل، ابتدا سری‌های زمانی بارش شبیه‌سازی شده در دوره پایه در ایستگاه‌ها محاسبه شد. جهت صحت‌سنجی عملکرد مدل معیارهای ارزیابی جذر میانگین مربعات خطا^۵، مقدار ضریب تبیین^۶ و ضریب ناش-ساتکلیف^۷ محاسبه شدند. پس از اطمینان از عملکرد مدل، با استفاده از مدل SDSM بر اساس داده‌های مدل گردش عمومی جو سری زمانی بارش برای دو دوره‌ی آتی اول (۲۰۳۱ تا ۲۰۵۰) و دوره آتی دوم (۲۰۵۱ تا ۲۰۷۰) میلادی و برای سناریوهای غلظت RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 در ایستگاه‌های مورد پژوهش شبیه‌سازی گردید.

شاخص بارش استاندارد (SPI) و شاخص بارش

استاندارد نسبی (rSPI)^۸

شاخص بارش استاندارد به منظور تعریف و پایش خشکسالی و ترسالی ارائه شده است (McKee et al., 1995) و به تحلیل‌گر امکان می‌دهد تا تعداد وقایع خشکسالی و ترسالی را برای هر پنجره زمانی دلخواه (مثل

^۳The Canadian Earth System Model

^۴Statistical Downscaling model

^۵Root Mean Square Error

^۶Determination Coefficient

^۷Nash-Sutcliffe efficient

^۸Relative SPI

^۱The Fifth Assessment Report

^۲National Centers for Environmental Prediction

Table1- Classification of different classes of the SPI indices and corresponding probabilities to each class (McKee et al., 1995)

جدول ۱- طبقه‌بندی طبقات مختلف شاخص SPI و احتمالات مربوط به هر طبقه (McKee et al., 1995)

Indices values	Class	Probability
More than 2	Extremely wet	2.3
1.5 to 1.99	Very wet	4.4
1 to 1.49	Moderate wet	9.2
-0.99 to 0.99	Near Normal	68.2
-1 to -1.49	Moderate dry	9.2
-1.49 to -1.99	Severely dry	4.4
-2 and less	Extremely dry	2.3

احتمال و تداوم هر طبقه خشکسالی

در بررسی خشکسالی لازم است پارامترهایی مثل احتمال هر طبقه خشکسالی، تداوم هر طبقه خشکسالی و مدت زمانی که طول می‌کشد تا منطقه به شرایط نرمال برسد، در دوره‌های مختلف بررسی گردد (Paulo and Pereira, 2007)، به این منظور در این پژوهش از زنجیره مارکف همگن برای بررسی پارامترها فوق استفاده گردید. متداول‌ترین زنجیره مارکف، زنجیره مارکف مرتبه اول است. در این حالت احتمالات انتقال که وضعیت بعدی سیستم را کنترل می‌کنند فقط به وضعیت سیستم در زمان حال بستگی داشته و اطلاع از وضعیت‌های سیستم در گام‌های زمانی قبل هیچ تأثیری بر احتمال وضعیت سیستم در گام‌های زمانی آینده ندارد. که این مسئله به صورت معادله ۳ نشان داده می‌شود.

$$P\{X_{t+1}=j|X_0, X_1, X_2, \dots, X_t\} = P\{X_{t+1}=j|X_t=i\} \quad \forall i, j \in S, t \in T \quad (3)$$

$$P_{ij} = P\{X_{t+1}=j|X_t=i\}$$

در این معادله X_{t+1} ، وضعیت سیستم در یک گام زمانی آینده و X_t وضعیت سیستم در زمان حال می‌باشد. احتمال شرطی P_{ij} ، احتمال انتقال مرتبه اول از حالت i به حالت j نامیده می‌شود. با محاسبه تمام حالت‌های انتقال، ماتریس احتمال انتقال P تشکیل می‌گردد. احتمالات انتقال، احتمالات وقوع هر یک از حالات ممکن در مرحله بعد (گام بعد) می‌باشد که آن‌ها را می‌توان به صورت ماتریس احتمال انتقال نشان داد. برای حالتی که k وضعیت وجود داشته باشد ماتریس احتمال انتقال برای زنجیره مارکف مرتبه اول دارای $k \times k$ درایه است (Bhat and Miller, 2002). در عمل با شمارش تعداد گام‌های زمانی n_{ij} که مقادیر شاخص بارش استاندارد در وضعیت i

۱، ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه) تعریف و شناسایی نماید. McKee et al., (1993) شاخص بارش استاندارد را بر مبنای تابع توزیع گاما (معادله ۱) بنا نهادند.

$$G(p) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} p^{\alpha-1} e^{-p/\beta} \quad \text{for } p > 0 \quad (1)$$

α و β به ترتیب پارامترهای شکل و مقیاس، P مقدار بارش و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما است. در هر ایستگاه و در هر پنجره زمانی برای هر ماه پارامترهای تابع توزیع گاما (در اینجا α و β) تخمین زده و مقادیر تابع توزیع تجمعی گاما محاسبه می‌گردد و در گام بعد مقادیر احتمال تجمعی گاما به تابع احتمال تجمعی نرمال استاندارد تبدیل می‌گردند. مقادیر Z محاسبه شده از گام قبل مقادیر شاخص بارش استاندارد هستند. از آنجایی که تابع توزیع گاما برای مقادیر بارش صفر تعریف نشده است از معادله ۲ برای محاسبه تابع توزیع تجمعی برای مقادیر بارش صفر استفاده می‌شود.

$$H(p) = q + (1 - q)G(p) \quad (2)$$

در این معادله P احتمال وقوع صفر در سری داده‌های تجمعی بارش و $G(P)$ تابع توزیع تجمعی گاما است. با استفاده از مقادیر شاخص بارش استاندارد محاسباتی و جدول ۱ وضعیت خشکسالی در منطقه مورد بررسی تعیین می‌گردد. مقدار شاخص خشکسالی محاسبه شده با این روش، شرایط خشکسالی را نسبت به شرایط نرمال آن دوره نشان می‌دهد. در این حالت توزیع مقادیر شاخص‌های محاسباتی به صورت ستون سه جدول ۱ می‌باشد. به عبارتی در حدود ۹۵ درصد مقادیر شاخص محاسباتی در دامنه ۲- تا ۲+ است. بنابراین چنانچه مقادیر پارامترهای این شاخص توسط داده‌های هر دوره برآورد گردد از این شاخص نمی‌توان برای مقایسه شرایط خشکسالی در دوره‌های مختلف و در ایستگاه‌های مختلف استفاده کرد. برای رفع این مشکل در پژوهش‌های (Loukas et al., 2007; Dubrovsky et al., 2009; Won Jung, 2012; Vasiliades et al., 2009; Leng et al., 2015) استفاده از شاخص بارش استاندارد نسبی (rSPI) پیشنهاد شد. در این حالت مقادیر پارامترهای شاخص SPI برای داده‌های دوره پایه تخمین زده می‌شود. سپس از این پارامترهای تخمینی برای محاسبه مقادیر شاخص SPI در دوره آینده استفاده می‌شود.

بوده و به وضعیت ز انتقال پیدا کرده احتمال انتقال \hat{p}_{ij} با استفاده از معادله ۴ به دست می آید.

$$\hat{p}_{ij} = \frac{n_{ij}}{\sum_j n_{ij}} \quad (4)$$

نتایج و بحث

واسنجی و صحت‌سنجی شبیه‌سازی بارش طی دوره آماری ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۵ با استفاده از مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM، داده‌های مشاهداتی ایستگاه زمینی و داده‌های مدل گردش عمومی جو CanESM2 انجام شد. با توجه به معیارهای ارزیابی ضریب تبیین و ناش ساتکلیف نتایج شبیه‌سازی بارش در ایستگاه تمر برتری نسبی نسبت به نتایج شبیه‌سازی ایستگاه آرازکوسه نشان داد (جدول ۲). پس از اطمینان از عملکرد مدل اقدام به شبیه‌سازی مقادیر بارش در دو دوره زمانی آینده اول (۲۰۳۱ تا ۲۰۵۰) و دوره آینده دوم (۲۰۵۱ تا ۲۰۷۰) برای سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 در ایستگاه‌های مورد پژوهش گردید. با توجه به شکل ۱ در ایستگاه آرازکوسه در تمامی سناریوها و در هر دو دوره آتی در اکثر ماه‌ها، به جز در ماه‌های تابستان، درصد تغییرات بارش آینده نسبت به دوره پایه کم می‌باشد. نتایج شبیه‌سازی در این ایستگاه بیان‌گر کاهش بارش در تمامی سناریوها در ماه‌های ژانویه (به جز سناریوی RCP4.5)، ژوئیه، اوت، سپتامبر و ژوئن است. در ایستگاه تمر نتایج شبیه‌سازی دوره آتی بیان‌گر کاهش بارش در اکثر سناریوها در دو دوره آتی مورد بررسی به جز افزایش حدود ۲۵ درصد نسبت به دوره پایه در ماه آوریل و افزایش جزئی در بعضی سناریوهای در ماه مارس (به جز سناریوی RCP8.5) و سناریوی RCP4.5 در ماه ژانویه می‌باشد.

Table 2- Calibration criteria values for evaluation model simulation in the baseline period

جدول ۲- مقادیر معیارها واسنجی برای ارزیابی شبیه‌سازی

Station	مدل در دوره پایه		
	R ²	NSE	RMSE (mm)
Arazkuse	0.93	0.77	6.52
Tamar	0.96	0.91	7.23

پایش خشکسالی در دوره پایه و آینده

با استفاده از سری‌های زمانی بارش دوره پایه و مقادیر شبیه‌سازی شده دو دوره آینده مقادیر شاخص بارش

استاندارد و بارش استاندارد نسبی در پنجره‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه محاسبه شدند. برای بررسی روند در دوره پایه و دوره‌های آینده با توجه به فصلی بودن مقادیر SPI از آزمون کندال فصلی (Hirsch and Slack, 1984)، که در آن ضریب خود همبستگی داده‌ها در محاسبه آماره کندال در نظر گرفته می‌شود، استفاده گردید (شکل ۲). مطابق شکل ۲ در ایستگاه آرازکوسه در تمام سناریوها و پنجره‌های زمانی در دو دوره زمانی آینده مقادیر شاخص SPI فاقد روند معنی‌داری است. در ایستگاه تمر در پنجره‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 اولین و دومین دوره آینده و در پنجره‌های زمانی ۳ و ۶ ماهه سناریوی RCP2.6 اولین دوره آینده و همچنین در پنجره‌های زمانی سه و ۲۴ ماهه، RCP2.6 در دومین دوره آینده دارای روند کاهشی می‌باشند (شکل ۲). بررسی تداوم زمانی پدیده خشکسالی در ایستگاه‌های آرازکوسه و تمر در پنجره‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ نشان‌گر این واقعیت است که در پنجره‌های زمانی کوتاه‌تر (برای مثال ۳ و ۶ ماهه) طول دوره‌های خشکسالی کوتاه، اما تعداد رویدادها زیاد است؛ بر عکس در پنجره‌های زمانی بلندتر یعنی ۲۴ ماهه از تعداد رویدادها کاسته می‌شود، لیکن تداوم افزایش می‌یابد. در این قسمت از تحقیق، با توجه به اینکه در پنجره‌های زمانی ۹ و ۲۴ روند و مقدار خشکسالی را بهتر می‌توان نمایش داد، نمودارهای rSPI مربوط به این دو پنجره زمانی در شکل ۳ ارائه شده است. با توجه به شکل ۳ در ایستگاه آرازکوسه در پنجره زمانی ۲۴ ماهه در دو دوره آینده و تمامی سناریوها، فراوانی و شدت خشکسالی‌ها نسبت به دوره پایه افزایش پیدا کرده‌اند. در ایستگاه تمر برای پنجره زمانی ۹ ماهه در مقایسه با ایستگاه آرازکوسه فراوانی ماه‌های خشک بیشتر شده است. همچنین در ایستگاه تمر از نظر فراوانی ماه‌های خشک اختلاف دوره آینده با دوره پایه بیشتر شده است. نتایج نشان داد که در ایستگاه تمر مانند ایستگاه آرازکوسه در دوره آینده دوم نسبت به دوره آینده اول فراوانی و شدت خشکسالی‌ها بیشتر شده است، با این حال در ایستگاه تمر اختلاف کمی از نظر شدت، فراوانی و تداوم خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها در دو دوره آینده در سناریوهای مختلف وجود دارد.

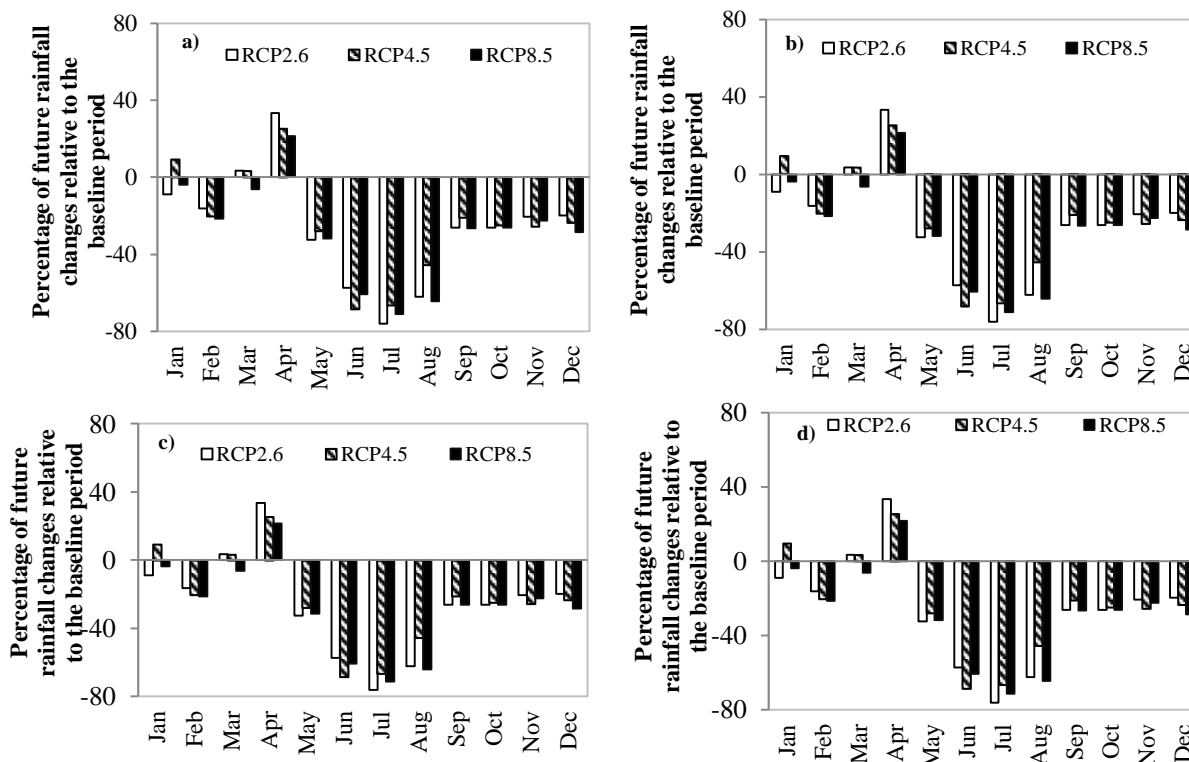


Figure 1- Future precipitation a) Arazkuse station in the first future epoch, b) Arazkuse station in the second future epoch, c) Tamar station in the first future epoch and d) Tamar station in the second future epoch

شکل ۱- بارش دوره آینده (a) ایستگاه ارازکوسه در دوره آینده اول، (b) ایستگاه ارازکوسه در دوره آینده دوم، (c) ایستگاه تمر در دوره آینده اول و (d) ایستگاه تمر در دوره آینده دوم

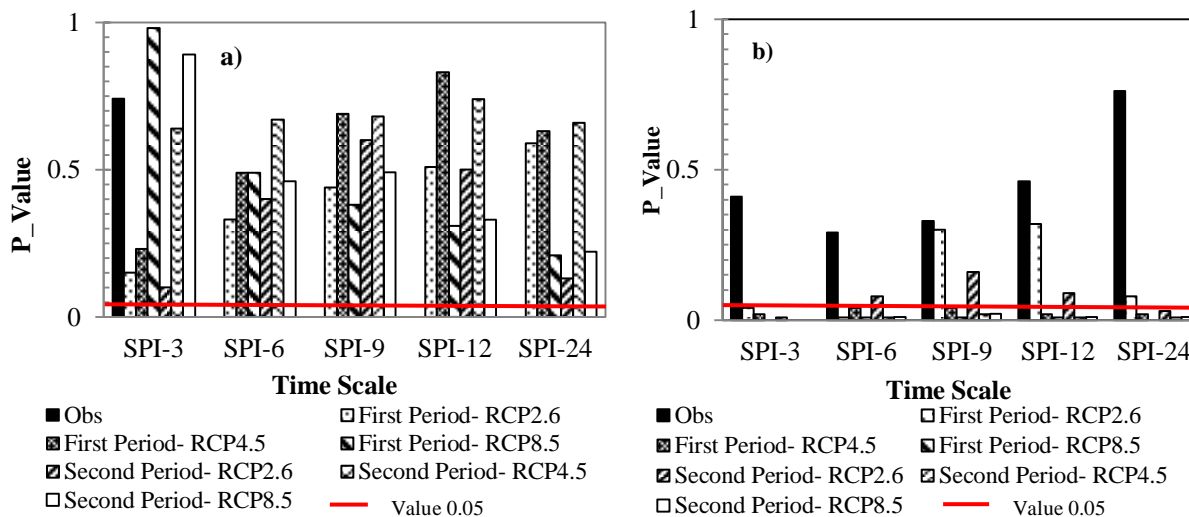


Figure 2- Results of the Seasonal Kendall test in a) Arazkuse station and b) Tamar station in the baseline period

شکل ۲- نتایج آزمون کندال فصلی در (a) ایستگاه ارازکوسه و (b) ایستگاه تمر در دوره پایه

گردیدند. با توجه به نمودارهای شکل ۴، ملاحظه می‌شود در هر دو ایستگاه ارازکوسه و تمر در دوره پایه و تمامی سناریوها بیشترین فراوانی مربوط به طبقه نرمال است و با افزایش شدت طبقات خشکسالی و ترسالی از فراوانی آن‌ها کاسته شده است. در ایستگاه ارازکوسه برای rSPI-3 در دوره‌های آینده و سناریوهای مختلف به فراوانی طبقات

فراوانی طبقات مختلف خشکسالی

به منظور بررسی بیشتر شرایط خشکسالی و ترسالی‌ها در دوره پایه و دوره‌های آینده مورد بررسی، پس از محاسبه شاخص بارش استاندارد تعداد ماه‌هایی که در هر یک از طبقات خشکسالی و ترسالی قرار داشتند شمارش شدند و در دو دوره آینده و داده‌های تاریخی مقایسه

فراوانی مربوط به طبقات خشکسالی و ترسالی متوسط است. در rSPI-24 ماهه در تمام سناریوها فراوانی طبقات نرمال در دوره آینده روند افزایشی خواهند داشت.

نرمال و به مقدار کمی به فراوانی طبقات خشکسالی (به غیر از طبقه خشکسالی متوسط) افزوده شده و کمی از فراوانی طبقات ترسالی کاسته شده است. بیشترین کاهش

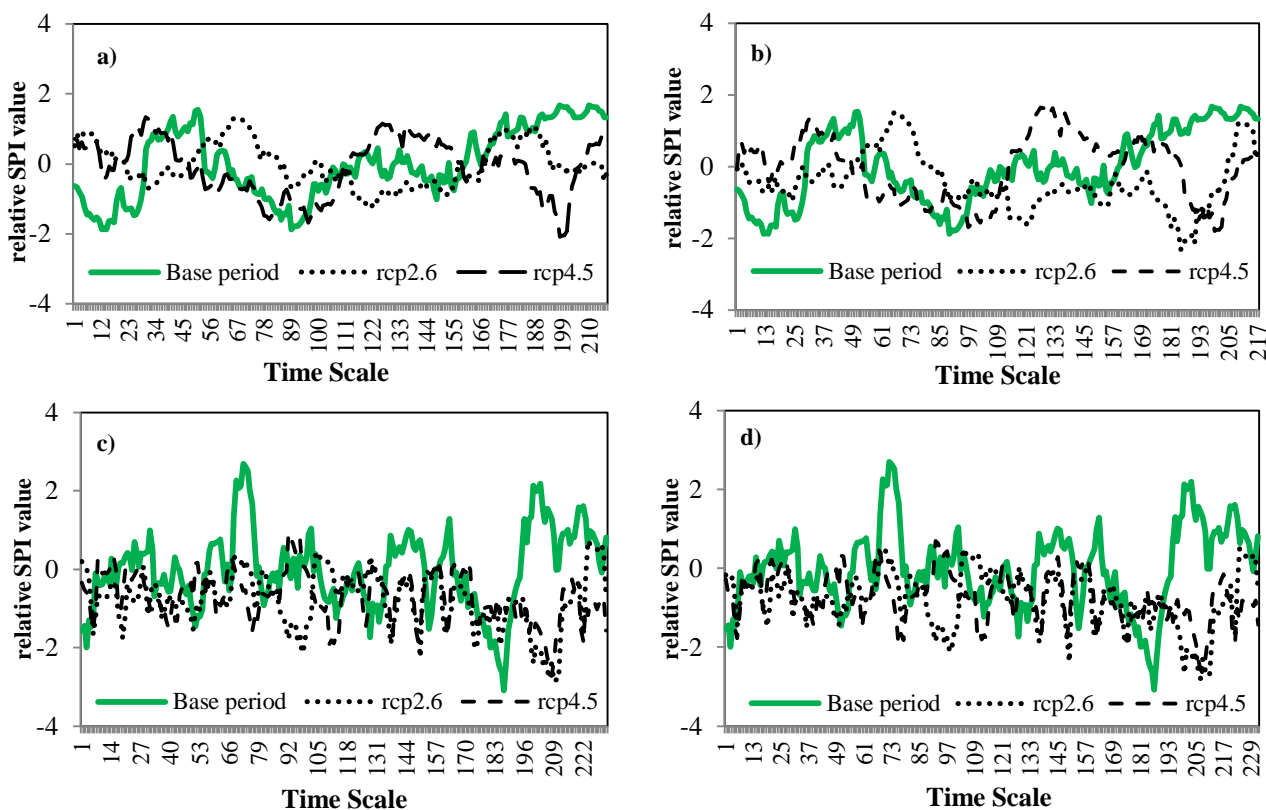


Figure 3- The values of the relative SPI index in the two future periods and in different time scales a) Arazkuse station, 24 months in the first period, b) Arazkuse station, 24 months in the second period, c) Tamar station, 9 months in the first period and d) Tamar station, 9 months in the second period

شکل ۳- مقادیر شاخص SPI نسبی در دو دوره آتی مورد بررسی و در پنجره‌های زمانی مختلف زمانی (a) ایستگاه ارازکوسه با پنجره زمانی ۲۴ ماهه در دوره آینده اول، (b) ایستگاه ارازکوسه با پنجره زمانی ۲۴ ماهه در دوره آینده دوم، (c) ایستگاه تمار با پنجره زمانی ۹ ماهه در دوره آینده اول و (d) ایستگاه تمار با پنجره زمانی ۹ ماهه در دوره آینده دوم

rSPI-24 ماهه بیشتر نمایان است و فراوانی خشکسالی‌ها در دوره‌های آینده نسبت به دوره پایه روند افزایشی خواهند داشت. همچنین با توجه به شکل ۴ ملاحظه می‌شود در دوره شبیه‌سازی آینده دوم در هر دو ایستگاه نسبت به دوره پایه و دوره شبیه‌سازی اول به شدت خشکسالی و ترسالی‌ها بیشتر افزوده خواهد شد و با توجه به افزایش مقادیر پیش‌رانه تابشی در سناریوی RCP8.5 این تغییرات بیشتر مشهود است. در پژوهش Khazanedari et al., (2009) در بررسی تأثیر اقلیم با استفاده از مدل LARS-WG و شاخص‌های DI و SPI مشاهده کردند که در دوره ۲۰۱۰ تا ۲۰۳۹ شرایط ایران خشک‌تر خواهد شد. این در حالی است که در پژوهش‌های Sayari et al., (2013) در حوضه کشف‌رود و

در این پنجره زمانی پس از طبقه نرمال طبقه خشکسالی متوسط دارای بیشترین فراوانی می‌باشد، در مجموع در این پنجره زمانی نسبت به دوره پایه فراوانی طبقات خشکسالی بیشتر شده است. در این ایستگاه در مقایسه با rSPI-3، کاهش فراوانی طبقات ترسالی و افزایش فراوانی طبقات خشکسالی در rSPI-24 بیشتر مشهود است. نتایج پژوهش در ایستگاه تمار نشان داد که در rSPI-24 ماهه در دوره‌های آینده نسبت به دوره پایه، فراوانی طبقه نرمال کاهش خواهد یافت و در rSPI-3 ماهه در برخی از سناریوها به فراوانی طبقه نرمال افزوده خواهد شد (شکل ۴). در ایستگاه تمار در rSPI-3 و rSPI-24 ماهه فراوانی طبقات مرطوب کاهش خواهد یافت به گونه‌ای که ترسالی شدید و خیلی شدید وجود ندارد. این مسئله در

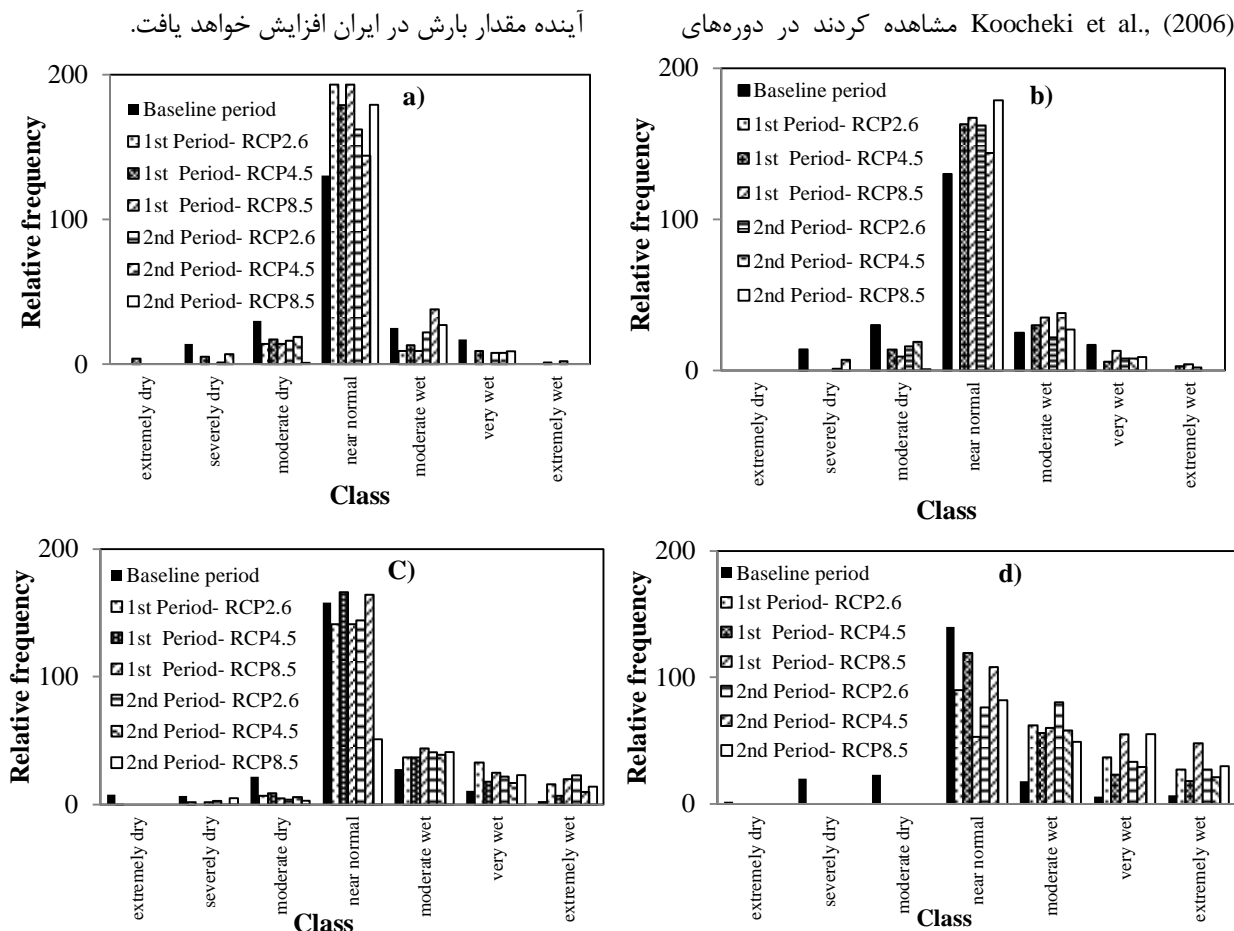


Figure 4- Relative frequency of different classes of drought in a) Arzaksue station, 3 months, b) Arzaksue station, 24 months, c) Tamar station, 3 months and d) Tamar station, 24 months

شکل ۴- فراوانی نسبی طبقات مختلف خشکسالی در (a) ایستگاه آرازکوسه - ۳ ماهه، (b) ایستگاه آرازکوسه - ۲۴ ماهه، (c) ایستگاه تمر - ۳ ماهه و (d) ایستگاه تمر - ۲۴ ماهه

یک طبقه خشکسالی و ترسالی به طبقه دیگر خشکسالی و ترسالی رفت. در این حالت مقادیر احتمال ایستا با توان رساندن ماتریس احتمال انتقال به دست می‌آید (چنانچه طبقات مختلف در تبادل با هم نباشند نمی‌توان مقادیر احتمال ایستا را با ضرب کردن ماتریس احتمال انتقال در خودش به دست آورد) (Bhat and Miller, 2002). در جدول ۳ نتایج احتمالات ایستای به دست آمده برای برخی از مقادیر شاخص بارش استاندارد و بارش استاندارد نسبی در دو ایستگاه تمر و آرازکوسه ارائه شده است. با توجه به این جدول ملاحظه می‌شود در هر دو ایستگاه بیشترین احتمال‌های ایستا مربوط به طبقه نرمال است. در هر دو ایستگاه با افزایش شدت ترسالی و خشکسالی از احتمال‌های ایستا کاسته شده است. در ایستگاه آرازکوسه در rSPI سه ماهه در تمام سناریوها در هر دو دوره زمانی آینده از احتمال طبقات ترسالی کاسته شده در صورتی که

احتمالات طبقات خشکسالی در دوره پایه و آینده
 در بررسی احتمال و تداوم خشکسالی با زنجیره مارکف مشاهده گردید که در تمام ماتریس‌های انتقال بیشترین احتمالات در اطراف قطر اصلی بود که این مسئله نشان می‌دهد که هر طبقه تمایل دارد به طبقه نزدیک به خود انتقال پیدا کند. مشابه این مسئله در پژوهش‌های (Moreira et al., 2006; Paulo and Pereira, 2007; Yeh et al., 2014) در بررسی خشکسالی با استفاده از زنجیره مارکف گزارش شده است. در تمام ماتریس‌های احتمال انتقال وضعیت‌های جاذب^۱ و وجود نداشت و از هر وضعیت (به غیر از طبقات خشکسالی که احتمال آن‌ها برابر صفر بود) سایر وضعیت‌ها در دسترس (تمام وضعیت‌ها در تبادل با هم) بودند. به عبارتی دیگر به غیر از طبقاتی که احتمال وقوع آن‌ها صفر بود در سایر طبقات می‌توان از

¹Absorbing

به طبقات ترسالی کاسته خواهد شد و به احتمالات مربوط به طبقات خشکسالی افزوده خواهد شد. همچنین در این ایستگاه در پنجره زمانی ۲۴ ماهه در تمام سناریوها در مقایسه با دوره پایه از احتمالات مربوط به طبقه نرمال کاسته خواهد شد و در تمام سناریوها احتمالات مربوط به طبقه ترسالی صفر خواهد شد. بیشترین مقدار کاهش احتمال طبقه نرمال در سناریوی RCP8.5 مشاهده شد. به طوری که در دوره آینده اول مقدار احتمال طبقه نرمال برابر با ۰/۲۱ و در دوره آینده دوم برابر ۰/۳۳ محاسبه شد. در صورتی که بیشترین مقادیر احتمال مربوط به طبقات خشکسالی شدید و خیلی شدید مربوط به این سناریو است.

به احتمال طبقات نرمال و خشکسالی افزوده شده است. (Shahnoushi et al., 2010) نیز در پژوهش خود در ایستگاه گنبد نتیجه گرفتند که در دوره آتی از احتمال وقوع ترسالی‌ها کاسته خواهد شد و احتمال وقوع خشکسالی‌ها افزایش خواهد یافت. همچنین در rSPI24 در بیشتر سناریوها نسبت به rSPI سه ماهه احتمال‌های طبقات نرمال بزرگ‌تر شده‌اند. در این پنجره زمانی فقط بر احتمال طبقات خشکسالی متوسط افزوده شده در حالی که از احتمال سایر طبقات خشکسالی و ترسالی کاسته خواهد شد. در ایستگاه تمر در مقایسه با دوره پایه در هر دو پنجره زمانی ۳ و ۲۴ ماهه از احتمال‌های مربوط

Table 3- Estimated stationary probability of different classes of SPI indices in the base and two future periods

جدول ۳- مقادیر احتمال ایستای طبقات مختلف شاخص بارش استاندارد در دوره پایه و دو دوره آتی مورد بررسی

Station	Window	Period	Scenario	Extremely Dry	Severely Dry	Moderate Dry	Near Normal	Moderate Wet	Very Wet	Extremely Wet
Arazkuse station	Monthly-3	First future	RCP2.6	0.01	0.07	0.12	0.61	0.13	0.04	0.02
			RCP4.5	0.03	0.04	0.13	0.69	0.04	0.05	0.02
			RCP8.5	0.06	0.06	0.13	0.68	0.05	0.02	0.01
		Second future	RCP2.6	0.06	0.04	0.11	0.69	0.06	0.03	0
			RCP4.5	0.01	0.07	0.12	0.61	0.13	0.04	0.02
			RCP8.5	0.05	0.08	0.11	0.64	0.08	0.02	0.02
		Observation	0.01	0.07	0.12	0.61	0.13	0.04	0.02	
	Monthly-24	First future	RCP2.6	0	0	0.14	0.89	0.06	0	0
			RCP4.5	0.01	0.03	0.14	0.76	0.06	0	0
			RCP8.5	0	0.06	0.15	0.79	0	0	0
		Second future	RCP2.6	0.02	0.05	0.1	0.75	0.07	0	0
			RCP4.5	0	0.04	0.17	0.76	0.09	0.03	0
			RCP8.5	0	0.04	0.12	0.83	0	0	0
		Observation	0	0.07	0.11	0.58	0.16	0.07	0	
Tamar station	Monthly-3	First future	RCP2.6	0.07	0.14	0.16	0.59	0.03	0	0
			RCP4.5	0.03	0.08	0.16	0.7	0.04	0	0
			RCP8.5	0.09	0.11	0.19	0.6	0.01	0.01	0
		Second future	RCP2.6	0.1	0.09	0.17	0.61	0.02	0.01	0
			RCP4.5	0.04	0.07	0.16	0.69	0.03	0	0
			RCP8.5	0.06	0.1	0.17	0.64	0.01	0.01	0
		Observation	0.01	0.05	0.11	0.67	0.1	0.03	0.03	
	Monthly-24	First future	RCP2.6	0.12	0.17	0.29	0.42	0	0	0
			RCP4.5	0.08	0.11	0.27	0.54	0	0	0
			RCP8.5	0.26	0.27	0.27	0.21	0	0	0
		Second future	RCP2.6	0.12	0.15	0.37	0.35	0	0	0
			RCP4.5	0.1	0.14	0.28	0.49	0	0	0
			RCP8.5	0.18	0.27	0.22	0.33	0	0	0
		Observation	0	0	0.04	0.5	0.22	0.2	0.02	

توزیع مقادیر احتمالات طبقات مختلف SPI اختلاف کمی با مقادیر مورد انتظار توسط توزیع نرمال جدول ۱ دارند. در حالی که در دوره‌های آینده که از rSPI جهت محاسبه مقادیر شاخص خشکسالی استفاده شده است، تفاوت بین احتمالات طبقات مختلف خشکسالی مورد انتظار (جدول ۱) با مقادیر محاسباتی با زنجیره مارکف جدول ۳ بیشتر

در ایستگاه تمر در پنجره زمانی ۲۴ ماهه به غیر از سناریوی RCP4.5 در دوره آینده اول در سایر سناریوها احتمال تجمعی طبقات خشکسالی به بیش از ۵۰ درصد که بیشتر از احتمال طبقه نرمال است، تجاوز خواهد کرد. با مقایسه جدول‌های ۱ و ۳ ملاحظه می‌شود برای دوره پایه که پارامترهای SPI توسط داده‌های آن تخمین زده شده،

ایستگاه تمر بیشترین و کمترین مقدار کاهش بارندگی به ترتیب مربوط به سناریوهای RCP4.5 و RCP8.5 بودند.

مقایسه متوسط تداوم طبقات خشکسالی در دوره پایه و آینده

متوسط تداوم هر یک از طبقات خشکسالی در دوره پایه و دو دوره آینده در جدول ۴ ارائه شده است. در ماتریس احتمال انتقال با در نظر گرفتن مقادیر قطر اصلی متوسط تداوم هر یک از طبقات خشکسالی محاسبه گردید.

شده است. در پژوهش (Vidal and Wade 2009) بررسی اثرات تغییر اقلیم بر ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها در انگلستان مشاهده کردند منحنی احتمال تجمعی طبقات خشکسالی در دوره پایه مشابه منحنی احتمال تجمعی توزیع نرمال استاندارد بود اما در دوره‌های آینده منحنی احتمال تجمعی به دست آمده برای طبقات مختلف SPI نسبی متفاوت از منحنی احتمال نرمال استاندارد بودند. در

Table 4- Average duration of different classes in the baseline and two future periods
جدول ۴- متوسط تداوم طبقات مختلف خشکسالی در دوره مشاهداتی و دو دوره آتی مورد بررسی

Station	Time scale	Period	Scenario	Extremely Dry	Severely Dry	Moderate Dry	Near Normal	Moderate Wet	Very Wet	Extremely Wet
Arazkuse station	Monthly-3	First future	RCP2.6	1	1.14	1.38	3.56	1.88	1.29	4
			RCP4.5	1	1	1.29	4.63	1.25	1	1.2
			RCP8.5	1	1	1.2	4.54	1.3	1	1.5
		Second future	RCP2.6	1.15	1	1.08	4.21	1.4	1.4	1
			RCP4.5	1	1.14	1.38	3.56	1.88	1.29	4
			RCP8.5	0.09	1.06	1.23	3.78	1.54	1	2
			Observation	1	1.14	1.38	3.56	1.88	1.29	4
	Monthly-24	First future	RCP2.6	1	1	4.29	38.6	3.5	1	1
			RCP4.5	3	1.5	4.29	18.11	2.8	1	1
			RCP8.5	1	2.17	2.36	21.25	1	1	1
		Second future	RCP2.6	2.5	2	2.75	23.14	4	1	1
			RCP4.5	1	2	4.22	14.4	1.17	1	1
			RCP8.5	1	3	4.5	44.75	1	1	1
			Observation	1	5.67	3.13	10.83	3.33	4.67	1
Tamar station	Monthly-3	First future	RCP2.6	1.14	1.43	1.28	4.41	1	1	1
			RCP4.5	1.4	1.29	1.23	4.88	1.29	0	0
			RCP8.5	1.33	1.39	1.52	4.55	1.68	2	0
		Second future	RCP2.6	1.35	1.38	1.41	5.14	1	1	0
			RCP4.5	1.43	1.31	1.44	4.69	1	1	0
			RCP8.5	1.27	1.28	1.21	4.44	1	1.67	0
			Observation	1.5	1.1	1.47	4.39	1.57	1.75	2.67
	Monthly-24	First future	RCP2.6	13.5	4.11	3.65	9	0	0	0
			RCP4.5	9	3.83	3.5	8.5	0	0	0
			RCP8.5	6.86	3.24	3	5.89	0	0	0
		Second future	RCP2.6	9	3	4.44	6.91	0	0	0
			RCP4.5	2.63	2.64	2.64	5.4	0	0	0
			RCP8.5	7.5	4.58	3.5	10.25	0	0	0
			Observation	3.5	3	3	17.5	3.83	3.33	1

ایستگاه ارازکوسه نشان داد که در پنجره زمانی سه ماهه در تمام سناریوها بیشترین متوسط تداوم برابر با ۵ ماه است که مربوط به طبقه نرمال و کمترین متوسط تداوم مربوط به طبقه خشکسالی و ترسالی با تداوم یک ماه است. بعد از طبقه نرمال بیشترین تداوم مربوط به طبقه ترسالی و خشکسالی متوسط است. در پنجره زمانی ۲۴ ماهه بزرگ‌ترین تداوم‌ها برابر با ۴۵ و ۳۹ ماه به دست آمد که هر دو مربوط به طبقه نرمال هستند در هر دو پنجره زمانی تداوم طبقات خشکسالی نسبت به طبقات ترسالی

طبق جدول ۴ در هر دو ایستگاه با افزایش پنجره زمانی SPI متوسط تداوم تمام طبقات نرمال، ترسالی و خشکسالی به غیر از حالت‌هایی که در آن‌ها هیچ طبقه خشکسالی و ترسالی مشاهده نشده، افزایش پیدا کرده است. در پژوهش‌های (Sayari et al., 2013; Vasiliades et al., 2009) نیز به نتایج مشابه رسیدند و بیان نمودند که با افزایش پنجره زمانی شاخص SPI از شدت ترسالی‌ها و خشکسالی‌های کاسته شده در صورتی که تداوم آن‌ها افزایش می‌یابد. نتایج بررسی تداوم طبقات خشکسالی جدول ۴ در

تعداد ماه‌های لازم جهت رسیدن به شرایط نرمال در دوره پایه و آینده

در جدول ۵ تعداد ماه‌های لازم برای رسیدن به حالت نرمال از هر یک از طبقات مختلف ترسالی و خشکسالی ارائه شده است. برای به دست آوردن این تعداد ماه، طبقه نرمال به عنوان وضعیت جاذب در نظر گرفته و تعداد گام‌های لازم برای رسیدن به وضعیت جاذب محاسبه گردید (Bhat and Miller, 2002).

بیشتر هستند. در ایستگاه آرازکوسه در مقایسه با ایستگاه تمر در پنجره زمانی ۳ ماهه تداوم طبقات نرمال کمتر می‌باشند. در ایستگاه تمر در هر دو پنجره زمانی در تمام سناریوها متوسط تداوم طبقات خشکسالی از طبقات ترسالی بیشتر خواهد شد. در مقایسه با پنجره زمانی سه ماهه در پنجره زمانی ۲۴ ماه متوسط تداوم طبقات ترسالی کمتر شده و به تداوم طبقات خشکسالی افزوده خواهد شد.

Table 5- Number of steps required for each drought class to reach normal conditions

جدول ۵- تعداد گام لازم برای هر طبقه خشکسالی جهت رسیدن به شرایط نرمال

station	Time scale	period	Scenario	Extremely Dry	Severely Dry	Moderate Dry	Near Normal	Moderate Wet	Very Wet	
Arazkuse station	Monthly-3	First future	RCP2.6	3.18	2.16	2.22	2.34	1.29	3.98	
			RCP4.5	2.74	2.13	1.58	2.25	2.42	3.14	
			RCP8.5	2.26	2.15	1.82	2.39	3.28	4.33	
		Second future	RCP2.6	2.33	1.74	1.69	1.91	1.78	2.78	
			RCP4.5	3.18	2.16	2.22	2.34	1.29	3.98	
			RCP8.5	2.51	1.93	1.95	1.91	2.4	3.2	
		Monthly-24	Observation	Observation	3.18	2.16	2.22	2.34	1.29	3.98
	First future			RCP2.6	0	0	8.84	3.5	0	0
				RCP4.5	15.19	12.35	9.48	2.82	0	0
				RCP8.5	0	7.92	5.75	0	0	0
	Second future			RCP2.6	13.12	12.53	8.94	5.74	6.75	0
				RCP4.5	0	11.16	9.17	5.2	12.2	0
			RCP8.5	0	13.78	11.08	1.01	0	0	
	Observation	0	13.69	8.21	7.41	12.14	0			
Tamar station	Monthly-3	First future	RCP2.6	4.39	3.86	2.68	2	2	3	
			RCP4.5	2.92	2.77	2.07	1.29	0	0	
			RCP8.5	3.98	3.14	2.61	2.33	2	0	
		Second future	RCP2.6	4.42	3.61	2.81	2.25	2.5	0	
			RCP4.5	3.22	2.61	2.09	1	2	0	
			RCP8.5	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0	
		Monthly-24	Observation	Observation	2.42	2.26	1.84	2.14	2.83	4.32
	First future			RCP2.6	22.26	17.2	10.87	0	0	0
				RCP4.5	18.74	13.59	6.18	0	0	0
				RCP8.5	37.05	30.49	21.98	0	0	0
	Second future			RCP2.6	25.36	18.24	11.65	0	0	0
				RCP4.5	18.13	15.77	4.94	0	0	0
			RCP8.5	32.45	26.55	17.29	0	0	0	
	Observation	9.5	9.86	5.84	7.45	8.93	9.1			

مدت زمان رسیدن به شرایط نرمال بیشتر شده است. به طوری که به عنوان مثال در دوره پایه چنانچه در ماهی خشکسالی شدید اتفاق افتاده باشد در پنجره ۲۴ ماهه ۱۴ ماه و در پنجره سه ماهه ۲ ماه زمان لازم است تا منطقه به شرایط نرمال باز گردد. با توجه به جدول ۵ ملاحظه می‌شود در ایستگاه تمر چنانچه منطقه در شرایط خشکسالی قرار داشته باشد، مدت زمان بیشتری نسبت به حالتی که منطقه در شرایط مرطوب باشد لازم است تا به شرایط نرمال باز گردد. با افزایش پنجره زمانی، زمان رسیدن از شرایط خشکسالی به شرایط نرمال بیشتر

با توجه به جدول ۵ مشاهده می‌شود که در ایستگاه آرازکوسه در پنجره زمانی ۲۴ ماهه در مقایسه با طبقات ترسالی زمان بیشتری لازم است تا منطقه از حالت خشکسالی به حالت نرمال برسد و با افزایش شدت ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها زمان رسیدن به حالت نرمال بیشتر شده است. (Paulo and Pereira 2007) در بررسی خشکسالی با استفاده از زنجیره مارکف در چند ایستگاه پرتقال مشاهده کردند با افزایش شدت خشکسالی زمان رسیدن به طبقاتی که خشکسالی نیستند بیشتر می‌گردد. در ایستگاه آرازکوسه با افزایش پنجره زمانی

منابع

- Bhat, U. N., Miller, G. K. 2002. Element of applied stochastic processes. Wiley Interscience, 488 pages.
- Burke, E. J., Brown, S. J., Christidis, N. 2006. Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre Climate Model. *Journal of Hydrometeorology*, 7: 1113–1125.
- Dubrovsky, M., Svoboda, M. D., Trnka, M., Hayes, M. J., Wilhite, D. A., Zalud, Z. Hlavinka, P. 2009. Application of relative drought indices in assessing climate change impacts on drought conditions in Czechia. *Theoretical and Applied Climatology*, 96: 155 – 171.
- Heim, R. R. 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bulletin of American Meteorological Society*, 83: 1149 – 1165.
- Hirsch, R. M., Slack, J. R. 1984. Non-parametric trend test for seasonal data with serial dependence, *Water Resources Research*, 20(6): 727–732.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, (IPCC): Climate Change .2001. The Scientific Basis, Cambridge University Press, Cambridge.
- IPCC, 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jafarzadeh, M. S., Rouhani, H., Heshmatpoure, A., Kashani, M. 2016. Detecting Trend of Meteorological Series Across the Gorganrood Basin in the Last Three Decades. *Journal of Watershed Management Research*, 7(13): 230-240. (In Farsi)
- Jones, P. D., Hulme, M., Briffa, K. R., Jones C. G. 1996. Summer moisture availability over Europe in the Hadley center general circulation model based on the Palmer Drought severity index. *International Journal of Climatology*, 16: 155-172.
- Kangas, R. S., Brown, T. J. 2007. Characteristics of US drought and pluvials from a high-resolution spatial dataset. *International Journal of Climatology*, 27: 1303–1325.
- Khazanedari, L., Zabol Abbasi, F., Ghandhari, S. H., Kouhi, M., Mal-bousi, S. H. 2009. Drought prediction in Iran during next 30 years. 9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) Abstracts, held 28 September – 2 October 2009, Toulouse.
- Koocheki, A., Nassiri, M., Soltani, A., Sharifi, H., Ghorbani, R. 2006. Effects of climate change on growth criteria and yield of sunflower and

می‌گردد. در مجموع در ایستگاه تمر با افزایش پنجره زمانی در دوره‌های آینده اثرات خشکسالی تشدید می‌گردد، به طوری که دوام، احتمال وقوع و تعداد ماه‌های لازم برای رسیدن به شرایط نرمال افزایش می‌یابد. با توجه به شکل ۳ و همچنین جدول‌های ۲ تا ۵ می‌توان مشاهده کرد اختلاف نتایج سناریوهای مختلف نسبت به یکدیگر در مقایسه با اختلاف آن‌ها با مقادیر دوره پایه کمتر است. این بدان معنی است که تفاوت زیادی در نتایج سناریوهای مختلف مشاهده نشده است که (Vasiliades et al., 2009) نیز در مطالعه خود به نتیجه مشابه رسیدند.

نتیجه‌گیری

پیش‌گویی صحیح تغییر اقلیم، مهم‌ترین گام در مقابله یا کاهش اثرات منفی ناشی از تغییرات اقلیمی است. بر این اساس در این تحقیق برای دو ایستگاه در حوضه آبخیز گرگانرود، سری زمانی بارش آینده با مدل گردش عمومی جو CanESM2 با سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 پیش‌گویی شد. با بررسی نتایج حاصل از شاخص‌های ارزیابی مشاهده شد که مدل قادر است با دقت قابل قبولی مقادیر بارش را شبیه‌سازی کند. پس از شبیه‌سازی مقادیر بارش در دوره آینده اقدام به بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر فراوانی، تداوم، احتمال ایستای طبقات خشکسالی و مدت زمان بازگشت به وضعیت نرمال در ایستگاه‌های آرازکوسه و تمر با استفاده از شاخص بارش استاندارد نسبی و زنجیره مارکف گردید. نتایج حاصل از این تحقیق نشان داد در ماتریس احتمال انتقال مقادیر عناصر قطری هر یک از ماتریس‌ها بیشتر بوده است، که این امر نشان می‌دهد احتمال وقوع حالت مشابه به حالت فعلی بیشتر از حالت‌های دیگر می‌باشد. از سوی دیگر با افزایش شدت خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها احتمال وقوع آن‌ها کاهش می‌یابد. در دو ایستگاه مورد مطالعه احتمال وقوع طبقه نرمال نسبت به سایر طبقات بیشتر بوده است. در ایستگاه‌های آرازکوسه و تمر احتمال وقوع خشکسالی بیشتر از ترسالی بوده است. با توجه به اهمیت موضوع تغییر اقلیم ضروری است که توجه بیشتری به این امر مهم شود زیرا که عدم توجه به آن موجب خواهد شد که کشور هزینه‌هایی به مراتب بیشتر را در آینده نه چندان دور به دلیل نداشتن سیاست‌ها و برنامه‌ریزی مشخص در مقابله با اثرات منفی پدیده تغییر اقلیم می‌پردازد.

- diverse Canadian climates. *Climate Research*, 26(3): 175-191.
- Sayari, N., Bannayan, M., Alizadeh, A., Farid, A. 2013. Using drought indices to assess climate change impacts on drought conditions in the northeast of Iran (case study: Kashafrud basin). *Meteorological Application*, 20(1): 115-127. (In Farsi).
- Shahnoushi, N., Shahhossei Dastjerdi, S., Darijani, A., Davari, K. 2010. Drought Risk Management for Sustainable Use of Agricultural Water Resources in Golestan Province (A Case of Gonbad-e-Kavous County). National Conference on Sustainable Development Patterns in Water Management. The Academy of Sciences Islamic Republic of Iran. (In Farsi)
- Strzepek, K., Yohe, G., Neumann, J., Boehlert, B. 2010. Characterizing changes in drought risk for United States from climate change. *Environmental Research Letter*, 5: 1-9.
- Vasiliades, L., Loukas, A., Patsonas, G. 2009. Evaluation of a statistical downscaling procedure for the estimation of climate change impacts on droughts. *Natural Hazards and earth System Sciences*, 9: 879-894.
- Vergni, L., Todisco, F. 2011. Spatio-temporal variability of precipitation, temperature and agricultural drought indices in Central Italy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151: 301-313.
- Vidal, J. P., Wade, S. 2009. A multimodel assessment of future climatological droughts in the United Kingdom. *International Journal of Climatology*, 14 (29): 2056-2071.
- Wilby, R. L., Dawson, C. W., Barrow, E. M. 2002. SDSM- a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modeling Software*, 17(2): 145-157.
- Wilhite, D. A. 2000. Drought as a natural hazard: concepts and definitions. In: Wilhite DA (ed) *Drought: a global assessment*, Rout ledge: 3-18.
- Won Jung, I., Chang, H. 2012. Climate change impacts in spatial patterns in drought risk in the Willamette River Basin, Oregon, USA. *Theoretical and Applied Climatology*, 108: 355-371.
- Yeh, C. F., Wang, J., Yeh, H. F., Lee, C. H. 2014. SDI and Markov Chains for Regional Drought Characteristics. *Sustainability*, 7: 10789-10808.
- Zargar, A., Rehan, Sadiq, R., Khan, F. I. 2014. Uncertainty-Driven Characterization of Climate Change Effects on Drought Frequency Using Enhanced SPI. *Water Resources Management*, 28: 15-40.
- chickpea crops in Iran. *Climate Reserach*, 30: 247- 253. (In Farsi).
- Lee, J. H., Kwon, H. H., Jang, H. W., Kim, T. W. 2016. Future Changes in Drought Characteristics under Extreme Climate Change over South Korea. *Advances in Meteorology*, <http://dx.doi.org/10.1155/2016/9164265>.
- Leng, G., Tang, Q., Rayburg, S. 2015. Climate change impacts on meteorological, agricultural and hydrological droughts in China. *Global and Planetary Change*, 126: 23-34.
- Loukas, A., Mylopoulos, N., Vasiliades, L. 2007. A modeling system for the evaluation of water resources management strategies, in Thessaly, Greece. *Water Resources Management*, 21(10): 1673-1702.
- McKee, T. B., Doesken N. J., Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Eighth conference on applied climatology, January 17-22. Anaheim, CA: 179-184.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J. 1995. Drought monitoring with multiple time scales, *Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology*. American Meteorological Society, Boston, 233-236.
- Meresa, H. K., Osuch, M., Romanowicz, R. 2016. Hydro-Meteorological Drought Projections into the 21-st Century for Selected Polish Catchments *Water*, 8 (206): 1-22.
- Mishra, A. K., Singh, V. P. 2009. Analysis of drought severity-area frequency curves using a general circulation model and scenario uncertainty. *Journal of Geophysical Research- Atmospheres*, 114, DOI: 10.1029/2008JD010986.
- Moreira, E. E., Paulo, A. A., Pereira, L. S., Mexia, J. T. 2006. Analysis of SPI drought class transitions using loglinear models. *Journal of Hydrology*, 331(1-2): 349-359.
- Mosaedi, A., Sharifiyan, H, Shahabi, M. 2007. Drought risk management with respect to Golestan Province microclimate. Final report of research project in Gorgan University of Agricultural Science and Natural Resources. (In Farsi)
- Paulo, A., Pereira, L. 2007. Prediction of SPI drought class transitions using Markov chains. *Water Resources Management*, 21(10): 1813-1827.
- Qian, B., Gameda, S., Hayhoe, H., DeJong, R., Bootsma, A. 2004. Comparison of LARS-WG and AAFC-WG stochastic weather generators for

تأثیر توپوگرافی اصلاح شده در بهبود نتایج مدل اقلیمی RegCM4 (مطالعه موردی: شمال ایران)

فاطمه حسینی^۱، علیرضا فریدحسینی^{۲*}، سید مجید هاشمی نیا^۳، آذر زرین^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۱۶

چکیده

کمبود داده های اقلیمی منطقه ای یکی از چالش های بنیادی در مطالعات اقلیم شناسی کشاورزی است. در این تحقیق، تأثیر توپوگرافی در خروجی مدل اقلیمی RegCM4 مورد بررسی قرار گرفت. هدف از این مطالعه، بررسی اعمال داده های توپوگرافی اصلاح شده (GMTED2010) به جای داده های معمول توپوگرافی (GTOPO) بر خروجی های مدل می باشد. به این منظور، یک بازه یک ساله (دسامبر ۲۰۱۳ تا دسامبر ۲۰۱۴) با دوره پایدارسازی مناسب انتخاب و مدل دو بار با شرایط یکسان و فقط جایگزینی داده توپوگرافی اجرا گردید. داده های شرایط مرزی ثانویه از داده های بازتحلیل NNRP2 و قدرت تفکیک ۲۰ کیلومتر (۲/۵ در ۲/۵ درجه) انتخاب شد. داده های دمای سطح آب از پایگاه داده NOAA در مقیاس هفتگی و مقیاس مکانی ۱ در ۱ درجه اخذ شد. نتایج حاصل از خروجی ها نشان داد که داده توپوگرافی GMTED نسبت به داده توپوگرافی GTOPO در مناطقی از ساحلی دریای خزر افزایش ارتفاع (در بیشترین حالت ۲۵۴ متر) و در بعضی از مناطق رشته کوه های البرز کاهش ارتفاع (بیشترین کاهش ارتفاع ۴۰۰ متر) داشته است. به دلیل ارتفاع بیشتر GTOPO در رشته کوه های البرز سرعت باد نیز به مراتب نسبت به GMTED بیشتر بوده به طوری که بیشترین تفاوت تا ۱/۶- متر بر ثانیه در زمستان داراست. در منطقه حداکثر اختلاف توپوگرافی، کاهش ارتفاع در داده GMTED نسبت به داده GTOPO با افزایش ۸۰ درصدی بارش در فصل بهار همراه است. تفاوت دما نیز کاملاً از الگوی تفاوت ارتفاع دو داده توپوگرافی تبعیت کرده و در مناطقی که ارتفاع افزایش یافته میانگین دمای روزانه ۲/۴ درجه سلسیوس کاهش و در مناطقی که ارتفاع کاهش یافته است دما حدود ۱/۲ درجه سلسیوس افزایش پیدا کرده است. همچنین اصلاح توپوگرافی که منجر به کاهش ارتفاع در ناحیه کوهستانی شده است سبب کاهش سرعت باد و واقعی تر شدن آن شده است. نتیجه کلی آن است که داده توپوگرافی اصلاح شده GMTED نتایج خروجی مدل را بهبود داده و می بایست در پژوهش های آتی جایگزین داده قدیمی GTOPO گردد.

واژه های کلیدی: توپوگرافی، ایران، RegCM4، GTOPO، GMTED

مقدمه

و هوایی و در مناطق مختلف جهان مورد مطالعه قرار گرفته است. (Hahn and Manabe (1975) و Manabe, and Broccoli (1990) به این نتیجه رسیدند که تأثیر فیزیکی فلات تبت نقش تعیین کننده ای بر شکل گیری یک سیستم آب و هوایی منطقه ای در آسیا دارد. Konrad (1996) در مطالعه خود بر روی بارش های کوهستانی جنوب شرق ایالات متحده همرفت هوای مرطوب را عامل مهمی دانسته و به این نتیجه رسید که رابطه بین بارش و توپوگرافی در بارش های سبک و سنگین قابل تشخیص است، اما ارتباط بین بارش های متوسط و توپوگرافی مشخص نیست. همچنین ارتباط تنگاتنگی بین بارش، جهت باد و امتداد توپوگرافی وجود دارد. McCauley and Sturman (1999) در مطالعه میزان تأثیر کوه ها بر روی

توپوگرافی نقش اساسی و مهم در تعیین گردش عمومی جو و آب و هوای منطقه ای و جهانی دارد. علاوه بر این اثرات دینامیکی درازمدتی را نیز داراست (Blumsack, 1971). تأثیر توپوگرافی (کوه ها) بر جنبه های مختلف آب

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، گروه آموزشی علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

^۲ دانشیار گروه آموزشی علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

(*نویسنده مسئول: farid-h@um.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59715

^۳ مربی گروه آموزشی علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

^۴ استادیار گروه آموزشی جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه فردوسی مشهد

در بررسی نقش رشته کوه‌های زاگرس بر جریان‌های میان مقیاس بر روی منطقه شرق زاگرس به این نتیجه دست یافتند که در صورت حذف رشته کوه زاگرس، به واسطه ورود جریان‌های مرطوب‌تر به مرکز ایران، می‌توان شاهد بارش بیشتر در مرکز و شرق ایران بود. ولی میزان بارش در کل محدوده شبیه‌سازی تقریباً ثابت می‌ماند. آن‌ها بررسی خود را با بهره‌گیری از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM3^۲ به انجام رساندند. (Karimi et al., 2016)

مطالعه‌ای نقش توپوگرافی در ویژگی‌های گردش نسیم دریا، ضخامت و عمق نفوذ آن در کرانه‌های جنوبی دریای خزر با مدل RegCM4 جفت شده با یک مدل دریاچه مورد بررسی قرار دادند. مدل در دو حالت مرجع (وجود کوه) و شرایط حذف توپوگرافی اجرا شد. نتایج نشان داد که در زمان حذف توپوگرافی عمق نفوذ نسیم دریا به طور چشم‌گیری تا موقعیت فعلی دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز افزایش پیدا می‌کند اما در مقابل جریان نسیم خشکی در منطقه تقریباً از می‌رود، بیشینه افزایش سرعت در سواحل جنوب شرقی و تغییر جهت باد در البرز مرکزی نیز مشاهده شد. توزیع مکانی متغیرهای اقلیمی نظیر دما و بارش در بسیاری از مناطق جهان تحت تأثیر واداشت‌های منطقه‌ای از قبیل توپوگرافی، منابع آبی و خطوط ساحلی است. آشکارسازی واداشت‌های منطقه‌ای فقط با به‌کارگیری مدل‌هایی با توان تفکیک بالاتر از مدل‌های بزرگ‌مقیاس (دسته بزرگی از مدل‌های عددی مثل مدل‌های گردش کلی (GCMs)^۳، مدل‌های بزرگ‌مقیاس هستند. این مدل‌ها در جاهایی که دریاچه‌های بزرگ، عوارض توپوگرافی و سواحل وجود داشته باشند قادر به ارائه مناسب شرایط جوی نیستند) یعنی مدل‌های منطقه‌ای، امکان‌پذیر است (Giorgi, 1990). در اوایل سال ۱۳۹۵، داده توپوگرافی جدید اصلاح شده GMTED به عنوان داده توپوگرافی ورودی مدل RegCM4 معرفی گردید. این داده با همکاری سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS)^۴ و آژانس ملی اطلاعات مکانی (NGA)^۵ تولید گردید. سوال این تحقیق آن است که داده توپوگرافی جدید تا چه میزان بر خروجی‌های مدل RegCM4 اثرگذار بوده و احتمالاً می‌تواند خروجی‌های مدل را بهبود ببخشد.

الگوی جریان باد که با استفاده از داده‌های باد در سطح زمین و ترازهای بالا به انجام رسید، نشان دادند که رشته کوه‌های آلپ (نیوزلند) در مسیر جریان هوا به شکل مانع عمل نموده و موجب شکل‌گیری یک جریان پایدار، پرفشار و ساکن در سطوح پایین‌تر از ۲۰۰۰ متر می‌گردند. Shi et al., (2008) اثر توپوگرافی میان‌مقیاس بر روی فلات تبت در بارش تابستان پایین دست در چین با استفاده از یک مدل جوی منطقه‌ای مورد مطالعه قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که ویژگی‌های میان‌مقیاس در توپوگرافی نقش مهمی در تولید و افزایش اختلالات میان‌مقیاس بر روی فلات تبت دارد. این اختلالات باعث افزایش سطح شار حرارتی محسوس بر روی فلات تبت و گسترش آن به سمت شرق به منظور افزایش انتقال گرما و بارش در دره رودخانه یانگ‌تسه در چین است. Flesch and Reuter (2012) با استفاده از مدل پیش‌بینی وضعیت آب و هوایی (WRF)^۱ حساسیت دو طوفان به توپوگرافی کوه‌های راکی مورد بررسی قرار دادند. با مقایسه نتایج مدل در حالت اول که شبکه توپوگرافی واقعی است و حالت دوم شبکه‌های کوه کاهش یافته است، به این نتیجه رسیدند که کاهش در ارتفاع کوه باعث می‌شود که حداکثر بارش حدود ۵۰ درصد بر روی کوه‌ها و کوهپایه‌ها کاهش یابد. حساسیت کمی به توپوگرافی در میزان بارش در خارج از کوه‌ها وجود دارد. در مطالعه‌ای (Ogwang et al., 2014) تأثیر توپوگرافی بر اقلیم غرب آفریقا با استفاده از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4 با تمرکز به ماه‌های اکتبر تا دسامبر پرداختند. آن‌ها مدل در ۳ حالت که شبکه توپوگرافی واقعی بوده و حالت دوم شبکه‌های کوه ۲۵٪ کاهش یافته و حالت سوم که شبکه‌های کوه ۷۵٪ کاهش یافته است، اجرا کردند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که زمانی که توپوگرافی ۲۵٪ کاهش می‌یابد، میانگین بارش ۱۹٪ کاهش و میانگین دما در منطقه مورد مطالعه ۱/۴ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد. در ایران نیز در همین رابطه مطالعاتی صورت گرفته است. (Mousavi Baygi 2006) در مطالعه خود در رابطه با افزایش بارندگی در مناطق کوهستانی اطراف مشهد، با استفاده از یک مدل سه‌بعدی به این نتیجه می‌رسد که مقدار بارش در نوک قله از مقدار آن در ایستگاه‌های مجاور کم‌تر است و علت آن را وزش باد شدید در قله بیان کرد. (Soltanzadeh et al., 2006)

² Regional Climate Model system

³ General Circulation Models

⁴ The United States Geological Survey

⁵ The National Geospatial-Intelligence Agency

¹ Weather Research and Forecasting

مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCAR)^۲ توسعه یافت و هم اکنون در بخش فیزیک سیستم زمین (ESP) مرکز بین‌المللی فیزیک نظری عبدالسلام (ICTP)^۳ در حال ادامه کار است. اولین نسخه این مدل در سال ۱۹۸۹ توسعه یافت که هسته دینامیکی آن مشابه MM4^۴ بود و دارای ویژگی‌های تراکم‌پذیری و شکل تفاضل متناهی معادلات، تعادل هیدرواستاتیک، مختصات قائم سیگما و طرحواره‌های فیزیکی پارامترسازی‌های آن مرتبط با فرایندهای انتقال تابش و فیزیک سطح است (Elguindi et al., 2014). در سال ۱۹۹۳ نسخه دوم و در سال ۱۹۹۹ نسخه RegCM2.5 توسعه یافت و در سال ۲۰۰۶ نسخه سوم (RegCM3) و در ژوئن ۲۰۱۰ RegCM4 ارائه شد. در پژوهش حاضر از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4.4.5 (به اختصار RegCM4) استفاده شده است. داده‌های مورد نیاز جهت اجرای مدل شامل ۳ دسته داده اصلی می‌باشد که با فرمت NetCDF از مرکز ICTP اخذ گردید. دسته اول شامل داده‌های شرایط مرزی ثانویه (NNRP2) با مقیاس زمانی ۶ ساعته و قدرت تفکیک افقی ۲/۵ درجه می‌باشد. این داده‌ها از پایگاه داده‌های دوباره واکاوی شده مرکز پیش‌بینی محیطی امریکا و مرکز ملی تحقیقات علوم جوی (NCEP/NCAR)^۵ دریافت شد (Kanamitsu et al., 2002). دسته دوم شامل داده‌های میانگین هفتگی دمای آب سطح دریا با قدرت تفکیک افقی یک درجه از سازمان ملی اقیانوس و جو آمریکا^۶ (NOAA) اخذ گردید (Reynolds et al., 2002). دسته سوم شامل داده‌های سطح زمین می‌باشد. این داده‌ها خود شامل داده‌های توپوگرافی، داده‌های عمق آب (باتیمتری)، نوع و رطوبت خاک و داده‌های کاربری اراضی می‌باشد. داده‌های توپوگرافی همان‌طوری که هدف اصلی این تحقیق آزمون این داده‌ها می‌باشد در دو دسته GTOPO و GMTED از USGS دریافت گردید. داده‌های مربوط به نوع و رطوبت خاک همچنین کاربری اراضی نیز از USGS دریافت شد.

داده توپوگرافی GTOPO و GMTED

USGS یک مدل ارتفاعی توپوگرافی جهانی در سال ۱۹۹۶ تهیه کرد. این مدل با نام GTOPO30 با قدرت

به این منظور مدل RegCM4 برای دو تجربه یک‌ساله با توپوگرافی قدیم و جدید به کار گرفته شد تا تأثیر توپوگرافی بر نتایج مدل آشکار گردد.

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی دو داده توپوگرافی GMTED و GTOPO بر روی خروجی مدل‌های اقلیمی از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM4.4.5 استفاده گردید. به این منظور یک دوره یک‌ساله (دسامبر ۲۰۱۳ تا دسامبر ۲۰۱۴) در نظر گرفته شد. مدل با ویژگی‌های ذکر شده در جدول ۱، دوبار با دو داده توپوگرافی مختلف (GMTED و یکبار GTOPO) اجرا گردید. قدرت تفکیک افقی مدل ۲۰ کیلومتر در نظر گرفته شد و مدل برای محدوده جغرافیایی مورد نظر اجرا گردید (شکل ۱).

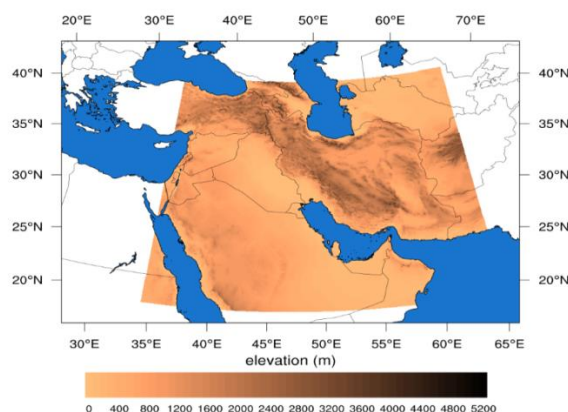


Figure 1- The model domain and elevation
شکل ۱- محدوده اجرا شده در مدل RegCM4

Table 1- Model configuration used in this study
جدول ۱- پیکربندی مدل استفاده شده در این مطالعه

Contents	Description
Resolution	20 km
Vertical layer (top)	18 sigma (50 hPa)
Map projection	Lambert conformal
Horizontal grid	137 × 147 (iy×jx)
Cumulus convection	Grell (Grell, 1993)
Model icbc data source	NNRP2
Topography source	GTOPO30 GMTED30
Model sst data source	OI_WK
Simulation period	7/ 1 /2013 to 12/ 31 /2014 (5 months spin up)

مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM

RegCM اولین مدل ناحیه محدود^۱ (LAMs) بوده است که برای شبیه‌سازی‌های اقلیم منطقه‌ای در مقیاس زمانی بلند مدت، توسعه یافته است. این مدل در آغاز در

^۲ National Center for Atmospheric Research

^۳ Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics

^۴ Mesoscale Model version 4

^۵ National Centers for Environmental Prediction

^۶ National Oceanic and Atmospheric Administration

^۱ Limited Area Models

عنوان مثال ارتفاع حداقل، متوسط و حداکثر) که به طور مستقیم از داده‌های ورودی خام (داده‌های ورودی خام برای کاربر عمومی در دسترس نیست و یا بسیار پرهزینه و وقت‌گیر برای تولید برنامه‌های کاربردی شخصی است) استخراج شده است (Danielson and Gesch, 2011). بررسی تفاضل خروجی دو داده‌ی توپوگرافی GMTED و GTOPO در محدوده کشور ایران نشان داد که بیشترین اختلاف این دو داده مربوط به منطقه شمال ایران می‌باشد (در شکل ۲ با مستطیل قرمز نشان داده شده است).

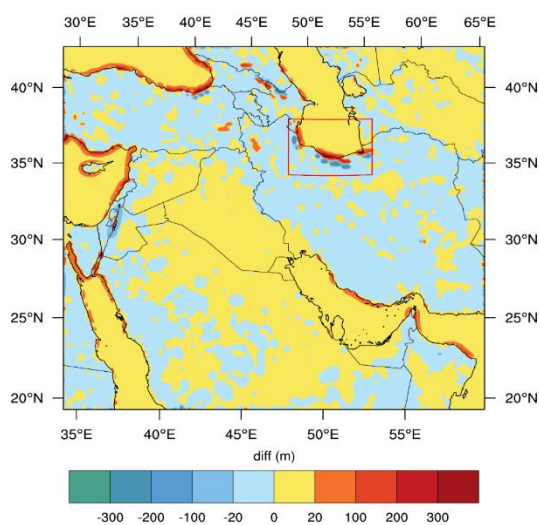


Figure 2- The difference between the two topographic data output GMTED-GTOPO (m)

شکل ۲- تفاضل خروجی دو داده‌ی توپوگرافی GMTED- GTOPO به متر

داده‌های توپوگرافی تصحیح شده GMTED تفاوت ارتفاع قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد. به طوری که در برخی مناطق رشته‌کوه البرز ارتفاع تا حدود ۴۰۰ متر کاهش یافته است. در حالی که در بخش ساحلی داده توپوگرافی تصحیح شده GMTED بیش از ۲۵۰ متر ارتفاع، افزایش داشته است. محدوده مستطیل کشیده شده در روی نقشه، بیشترین اختلاف ارتفاع دو داده را بر روی کشور ایران نشان می‌دهد. از این رو تمرکز اصلی تحقیق حاضر بر روی خروجی‌های مدل در دو اجرای متفاوت با GTOPO و با GMTED بر روی این منطقه خواهد بود. به منظور ارزیابی نتایج مدل اقلیمی از داده‌های مشاهداتی ایستگاهی نیز استفاده گردید. به این منظور داده‌های بارش و دمای ایستگاه سینوپتیک مهرآباد تهران از وبگاه NOAA CDO دریافت شد. به دلیل نبود ایستگاه‌های مشاهداتی در منطقه مورد مطالعه و همچنین

تفکیک مکانی ۳۰ ثانیه کمانی (تقریباً یک کیلومتر) که برای کل زمین طراحی شده است. چون که هیچ منبعی از داده‌های توپوگرافی کل سطح زمین را پوشش نمی‌دهند، GTOPO30 از هشت منبع رستر و وکتور که شامل مقدار قابل توجهی از داده‌های آژانس ملی نقشه‌برداری آمریکا تهیه شده است. کیفیت داده‌های ارتفاعی در GTOPO30 به طور گسترده‌ای متفاوت است. هیچ متادیتا (metadata) مکانی برای ارجاع وجود ندارد و ویژگی‌های عمده توپوگرافی مانند خط الرأس‌ها و دره‌ها به خوبی نشان داده نشده است. با وجود اینکه GTOPO30 قدرت تفکیک مکانی کم و ویژگی‌های محدودی دارد اما کاربردهای گوناگونی در هیدرولوژی، اقلیم، و ژئومورفولوژی و همچنین کاربردهای نظامی، یا هرچایی که یک مدل توپوگرافی در مقیاس منطقه‌ای، قاره‌ای و یا جهانی مورد نیاز است استفاده می‌شود (Danielson and Gesch, 2011). زمانی که GTOPO30 تکمیل شد، دسترسی به داده‌های ارتفاعی با کیفیت بالاتر در بیشتر مناطق جغرافیایی جهان به طور قابل توجهی بهبود یافته بود. منابع داده‌های جدید شامل مدل رقومی ارتفاعی زمینی جهانی (DTED)^۱ از مأموریت مکان‌نگاری شاتل رادار جهانی (SRTM)^۲، داده‌های ارتفاعی کانادا و داده‌هایی از ماهواره ارتفاع یخ‌ها، ابرها و سطح زمین (ICESat)^۳ است (Danielson and Gesch, 2011). با توجه به استفاده گسترده از GTOPO30 و همچنین معادل ۳۰ ثانیه کمانی آن DTED در سطح صفر، USGS و NGA برای تولید یک جایگزین بهتر برای GTOPO30 با استفاده از بهترین اطلاعات در دسترس (مدل ارتفاعی زمین جهانی براساس یک کیلومتر (GLOBE)^۴ و سایر مدل‌های جهانی با قدرت قدرت تفکیک مکانی ۳۰ ثانیه کمانی قابل قیاس با GTOPO30 همکاری کرده‌اند. مدل جدید به نام داده-های جهانی ارتفاعی زمین با قدرت تفکیک چندگانه ۲۰۱۰ و یا به اختصار GMTED2010^۵ است. این مجموعه از محصولات در سه حالت قدرت تفکیک مختلف (حدود ۱۰۰۰، ۵۰۰ و ۲۵۰ متر) برای حمایت از برنامه‌های کاربردی بسیاری که به طور مستقیم توسط کاربران ارائه شده، طراحی شده است. محصولات عمومی GMTED (به

¹ Digital Terrain Elevation Data

² The Shuttle Radar Topography Mission

³ Ice, Cloud, and land Elevation Satellite

⁴ The Global Land One-km Base Elevation

⁵ The Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010

نشان می‌دهد که به دلیل تفاوت اندک ارتفاع در این نقطه، تفاوت خیلی کمی بین خروجی‌های بارش "با توپوگرافی GTOPO" و خروجی‌های بارش "با توپوگرافی GMTED" وجود دارد (شکل ۴). چنانچه در شکل ۴ نیز قابل مشاهده است تقریباً خطوط سری زمانی بارش در دو اجرا بر یکدیگر منطبق هستند. ارزیابی این خروجی‌ها با داده بارش واقعی ثبت شده در ایستگاه مهرآباد همبستگی حدود ۰/۴۴ را نشان می‌دهد. چون که این مقایسه از سری زمانی یک‌ساله به دست آمده است و توانایی مدل اقلیمی RegCM بیشتر در شبیه‌سازی بارش در فصول سرد سال است (Giorgi and Bates, 1989) به نظر می‌رسد که همبستگی به دست آمده تا حد مناسبی قابل قبول است. از آن جایی که داده ایستگاهی در مناطقی که بیشترین اختلاف ارتفاع را در دو داده توپوگرافی متفاوت نشان دادند (منطقه مستطیلی در شکل ۲) وجود ندارد به ناچار از داده‌های دوباره واکاوی شده ERA-interim برای ارزیابی تفاوت خروجی‌های دو اجرا استفاده شد. در شکل ۵ میانگین فصلی سمت و سرعت باد خروجی‌های دو اجرا با داده‌های ERA-interim مقایسه شده است. هم‌چنین در ردیف اول DJA اختصار فصل زمستان، ردیف دوم MAM برای فصل بهار، ردیف سوم JJA برای تابستان و ردیف آخر SON برای پاییز، نشان داده شده است. نتایج نشان داد که با اصلاح توپوگرافی در منطقه کوه‌های البرز که منجر به کاهش ارتفاع این مناطق شده است سرعت باد نیز کاهش می‌یابد. بیشترین تفاوت تا ۱/۶- متر بر ثانیه در فصل زمستان دیده می‌شود. در شکل ۶ سری زمانی سالانه سرعت باد ۶ ساعته (متر بر ثانیه) در ارتفاع ۱۰ متری حاصل از خروجی توپوگرافی GTOPO و GMTED به صورت نقطه‌ای (در فاصله چند کیلومتری از قله دماوند) بررسی شده است. تفاوت ارتفاع دو داده توپوگرافی (GMTED-GTOPO) در این نقطه ۳۷۳/۲۳- متر است. این تفاوت زیاد باعث شده که سرعت باد در GMTED کمتر از GTOPO باشد که این تفاوت به خوبی در شکل قابل مشاهده است. همبستگی باد بین این دو داده توپوگرافی ۰/۶۵ است که حاکی از این است با افزایش ارتفاع نمی‌توان دقیقاً یک الگو شبیه همان باد با ارتفاع پایین‌تر انتظار داشت زیرا عوامل دیگری مانند نسیم دریا، فشار هوا و غیره نیز بر سرعت باد مؤثر است.

فاصله زیاد ایستگاه‌های مجاور، از داده‌های شبکه‌بندی شده نیز برای ارزیابی نتایج استفاده گردید. برای بارش از داده شبکه‌بندی شده مدل CMORPH^۱ که توسط Joyce et al., (2004) در NOAA ارائه شده است، استفاده شد. تفکیک افقی این داده ۰/۲۵ درجه می‌باشد. برای دما از داده شبکه‌بندی شده GHCN CAMS^۲، که دمای جهانی سطح زمین مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌دهد، با تفکیک افقی ۰/۵ درجه (Fan and Van den Dool, 2008) و برای باد از داده‌های ERA-interim با تفکیک مکانی ۰/۷۵ درجه (Dee et al., 2011) استفاده گردید (همچنین برای افزایش رزولوشن آن با تعداد شبکه برابر با داده‌های خروجی regrid انجام شد).

نتایج و بحث

پیش از مقایسه خروجی‌های دو اجرای "با توپوگرافی GTOPO" و "با توپوگرافی GMTED" یک ارزیابی اولیه از خروجی مدل با توجه به داده مشاهداتی ایستگاهی به عمل آمد. ایستگاه مشاهداتی مورد بررسی ایستگاه سینوپتیک مهرآباد می‌باشد. همان‌طور که در بخش "مواد و روش‌ها" اشاره شد، تنها ایستگاه سینوپتیک در محدوده مورد بررسی (محدوده مستطیل شکل ۲) است. در مقایسه با مناطقی در این محدوده که بین دو داده توپوگرافی اختلاف بسیار زیادی وجود دارد، در این ایستگاه اختلاف ارتفاع بین دو داده توپوگرافی ناچیز و به حدود ۰/۶ متر می‌رسد. سری زمانی یک‌ساله دوم متغیر دما و بارش ایستگاه مهرآباد با خروجی‌های حاصل از هر دو اجرا مقایسه گردید. از آن‌جا که معمولاً مدل اقلیمی توانایی بسیار خوبی در شبیه‌سازی دما دارد در اینجا نیز همین نتیجه به دست آمد (شکل ۳). به دلیل تفاوت ارتفاع اندک (۰/۶ متر)، خروجی‌های دما در دو اجرا تفاوت ناچیزی از خود نشان دادند به طوری که در شکل ۳ قابل مشاهده است خطوط تقریباً بر یکدیگر منطبق هستند. بررسی ضریب همبستگی بین داده دمای روزانه ایستگاه سینوپتیک مهرآباد و داده دمای روزانه‌ی هر دو اجرا همبستگی بسیار بالایی (بیش از ۰/۹۷) با سطح اطمینان ۹۵ درصد را نشان می‌دهد (شکل ۳). ارزیابی متغیر بارش در خروجی‌های مدل در محدوده ایستگاه سینوپتیک مهرآباد در دو اجرا

^۱ The NOAA CPC Morphing Technique

^۲ The Global Historical Climatology Network–Climate Anomaly Monitoring System

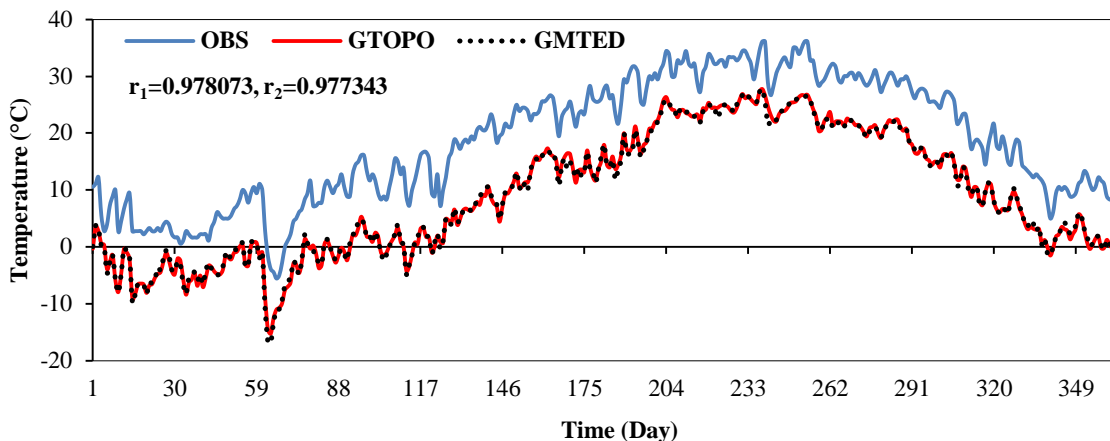


Figure 3 - Daily temperature output of regional climate model RegCM4 from December 1, 2013 to end of November 2014, Mehrabad station, r_1 Correlation between observation temperature and GMTED simulation, and r_2 Correlation between observation temperature and GTOPO simulation

شکل ۳- نمودار مدل‌سازی دمای روزانه با استفاده از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4 از اول دسامبر ۲۰۱۳ تا پایان نوامبر ۲۰۱۴ ایستگاه مهرآباد تهران، r_1 همبستگی بین ایستگاه مشاهداتی و دمای شبیه‌سازی GMTED و r_2 همبستگی بین ایستگاه مشاهداتی و دمای شبیه‌سازی GTOPO

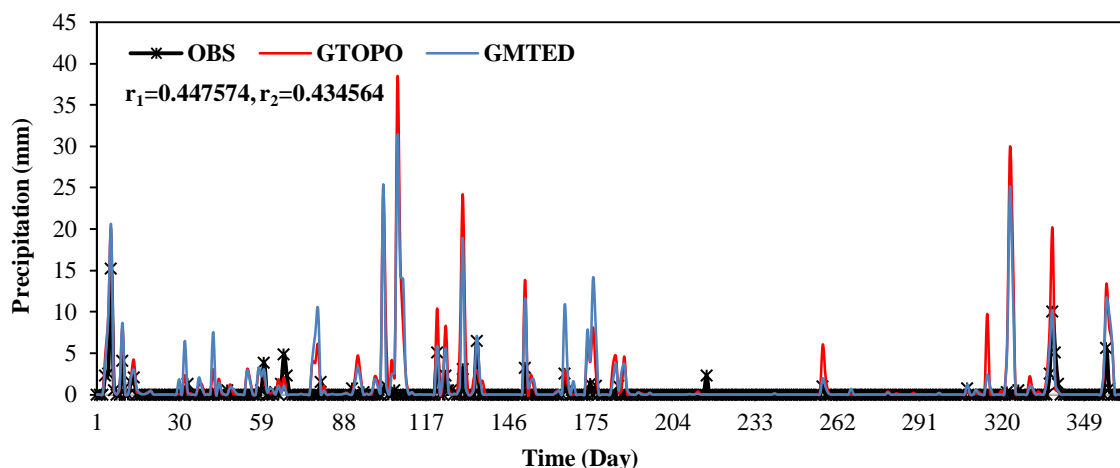


Figure 4 - Daily precipitation output of regional climate model RegCM4 from December 1, 2013 to end of November 2014, Mehrabad station, r_1 Correlation between observation precipitation and GMTED simulation and r_2 Correlation between observation precipitation and GTOPO simulation

شکل ۴- نمودار مدل‌سازی بارش روزانه با استفاده از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4 از اول دسامبر ۲۰۱۳ تا پایان نوامبر ۲۰۱۴ ایستگاه مهرآباد تهران، r_1 همبستگی بین ایستگاه مشاهداتی و بارش شبیه‌سازی GMTED و r_2 همبستگی بین ایستگاه مشاهداتی و بارش شبیه‌سازی GTOPO

شکل پیداست به طور کلی در مناطقی که کاهش ارتفاع (رشته کوه‌های البرز) داشته کاهش بارش را نیز به دنبال داشته است و در مناطقی مانند ساحل دریای خزر که افزایش ارتفاع داشته افزایش بارش را نیز دارد. اما بیشترین تفاوت بارشی در فصل بهار با مقادیر بیشتر از ۱۶ میلی‌متر در روز (بیشتر از ۸۰ درصد) در مجاورت منطقه‌ای که ۳۵۰ متر کاهش ارتفاع داشته مشاهده شده است.

میانگین بارش فصلی از شبیه‌سازی با دو داده توپوگرافی GTOPO و GMTED، و همچنین داده CMORPH، و تفاوت میزان بارش بین دو داده‌های توپوگرافی (GMTED-GTOPO) در شکل ۷ نشان داده شده است. طبق شکل ۷ الگوی مکانی و مقادیر بارش شبیه‌سازی از GMTED با بارش CMORPH برای فصول زمستان و بهار شباهتی بیشتری داراست. تأثیر توپوگرافی شبیه‌سازی شده GMTED به وضوح در همه بارش‌های فصلی قابل مشاهده است. همان طور که در قسمت تفاضل

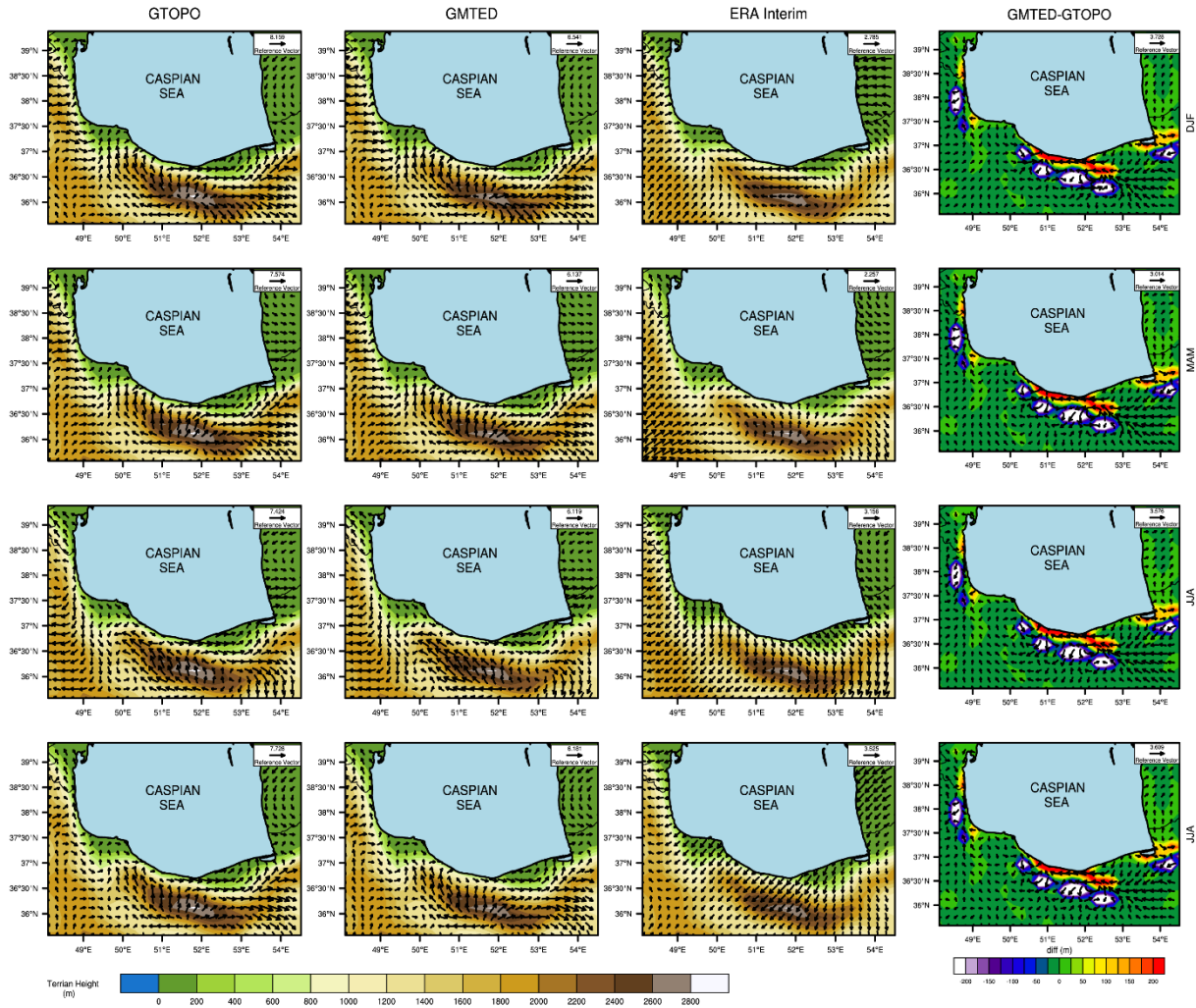


Figure-5 Seasonal wind vector field averages ($m s^{-1}$) at 10 m with the corresponding topography (m) (wind speed: reference vector; direction: arrows)

شکل ۵- میانگین فصلی سرعت و جهت باد (متر بر ثانیه) در ارتفاع ۱۰ متری با توپوگرافی (متر) متناظر آن (سرعت باد: بر اساس بردار مرجع؛ جهت باد: فلش)

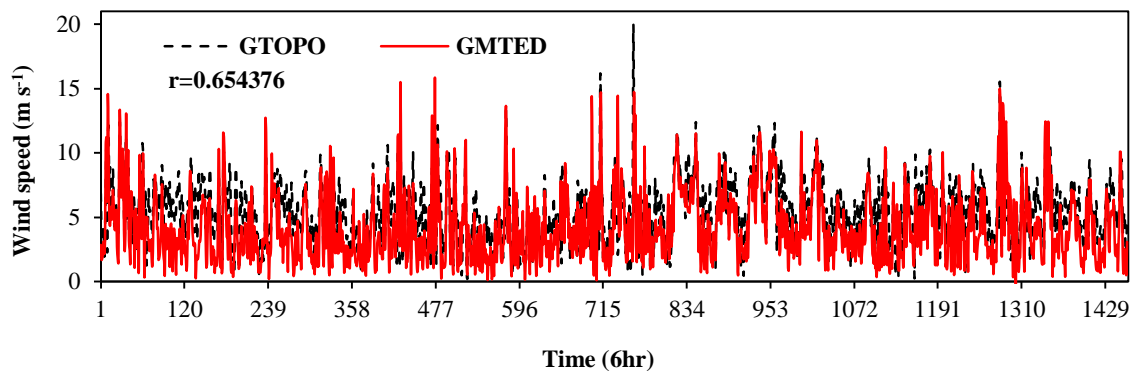


Figure 6 - Wind speed (6hr, at 10 m) output of the regional climate model RegCM4 from December 1, 2013 to end of November 2014, At a point with a height difference of about -373 m, r is the correlation between the GTOPO and GMTED simulations

شکل ۶- نمودار مدل‌سازی سرعت باد ۶ ساعته (متر بر ثانیه) در ارتفاع ۱۰ متری با استفاده از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4 از اول دسامبر ۲۰۱۳ تا پایان نوامبر ۲۰۱۴ در نقطه‌ای با اختلاف ارتفاع حدوداً ۳۷۳- متر، r همبستگی بین باد شبیه‌سازی GMTED و باد شبیه‌سازی GTOPO

کوهها وجود دارد، همخوانی دارد. در شکل ۸ سری زمانی سالانه بارش روزانه به صورت نقطه‌ای (در فاصله چند کیلومتری از قله دماوند) نشان داده شده است.

در مناطقی که خارج از کوهها قرار دارند و یا اختلاف ارتفاع کمی دارند میزان بارش تفاوت کمی دارد. این نتیجه به خوبی با مطالعات (Flesch and Reuter (2012) در اینکه حساسیت کمی به توپوگرافی در میزان بارش خارج از

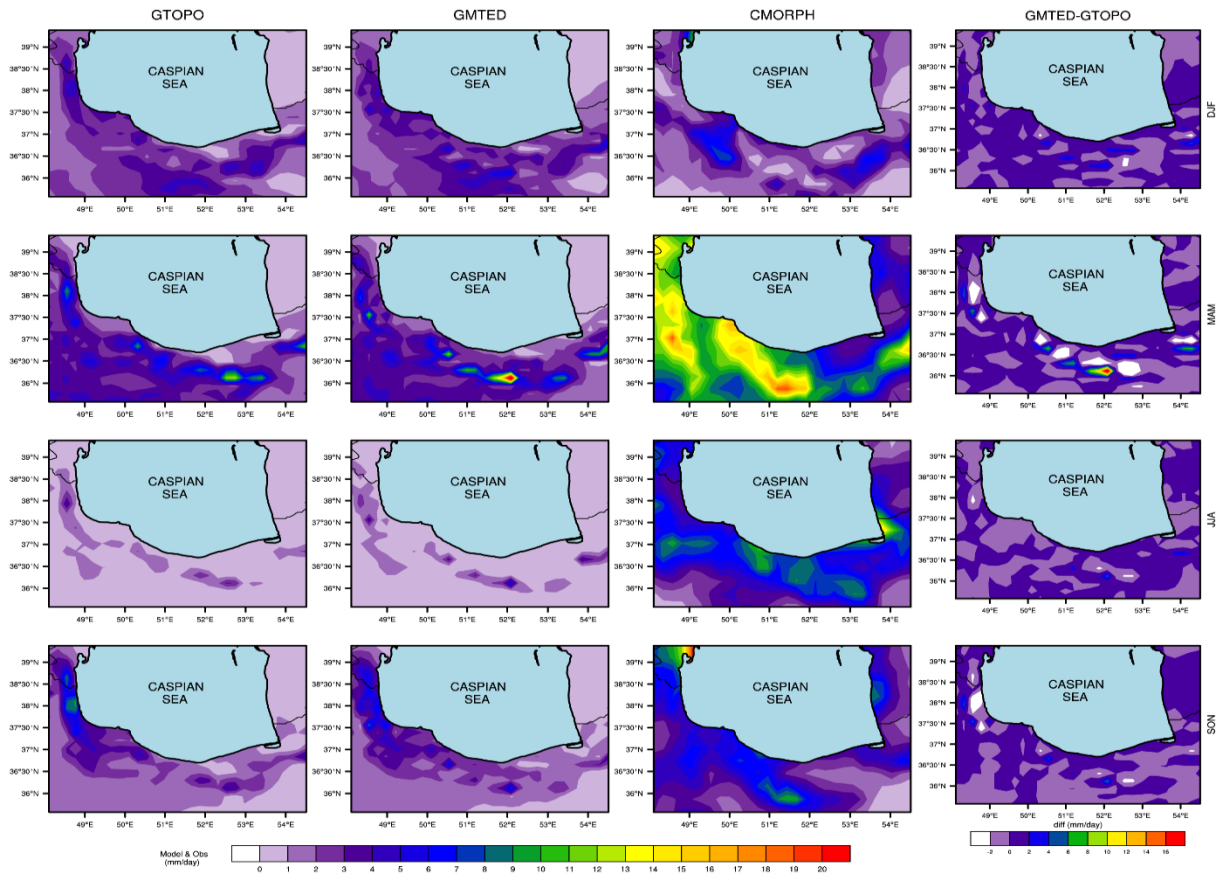


Figure 7- Seasonal precipitation averages from the GTOPO and GMTED simulations and observations (CMORPH) along with precipitation difference (GMTED-GTOPO) in 2014

شکل ۷- میانگین بارش فصلی از شبیه‌سازی GTOPO و GMTED و داده‌های مشاهداتی آن (CMORPH) همراه با تفاوت بارش (GMTED-GTOPO) در سال ۲۰۱۴

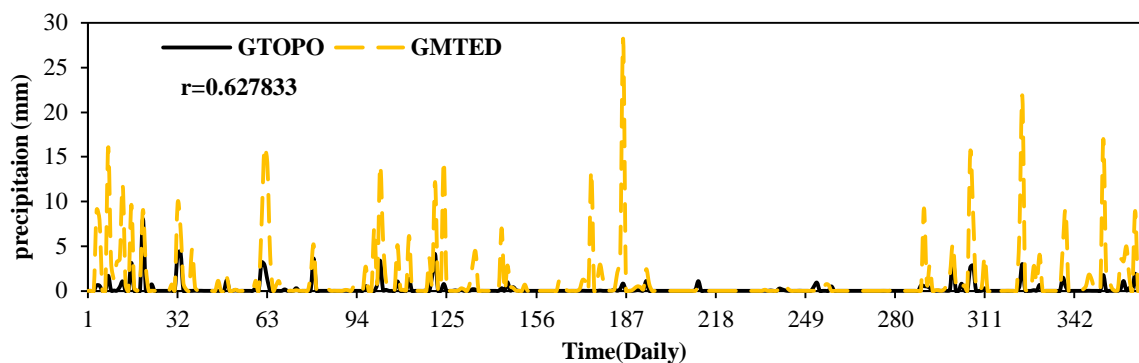


Figure 8 - Daily precipitation output of the regional climate model RegCM4 from December 1, 2013 to end of November 2014, At a point with a height difference of about -373 m, r is the correlation between the GTOPO and GMTED simulations

شکل ۸- نمودار مدل‌سازی بارش روزانه با استفاده از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4 از اول دسامبر ۲۰۱۳ تا پایان نوامبر ۲۰۱۴ در نقطه‌ای با اختلاف ارتفاع حدود ۳۷۳- متر، r همبستگی بین بارش شبیه‌سازی GMTED و بارش شبیه‌سازی GTOPO

بعضی مناطق کاهش و یا افزایش داشته است. پس به این ترتیب بارش الگوی پیچیده تری خواهد داشت و نمی توان انتظار داشت در تمامی نقاط و منطقه مورد مطالعه در شمال کشور، با افزایش توپوگرافی بارش افزایش و یا بر عکس را انتظار داشت. در شکل ۹ میانگین فصلی دمای هوای سطحی از شبیه سازی GTOPO و GMTED و همچنین داده GHCN CAMS و تفاوت دمای هوا بین دو داده توپوگرافی (GMTED-GTOPO) نشان داده شده است. در شکل ۹، دو خروجی مدل به خوبی از الگوهای کلی دمای مشاهداتی (در تمام فصول) تبعیت می کنند.

تفاوت ارتفاع دو داده توپوگرافی (GMTED-GTOPO) در این نقطه ۳۷۳/۲۳ متر است. در این نقطه همبستگی بارش بین این دو داده توپوگرافی ۰/۶۲ است و با کاهش توپوگرافی GMTED، باز هم بارش در این منطقه افزایش زیادی داشته است. دلیل آن، این است که در بیشتر مطالعات انجام شده (Flesch and Reuter, 2012; Ogwang et al., 2014; Soltanzadeh et al., 2006) بررسی تأثیر توپوگرافی بر بارش، تمامی شبکه توپوگرافی کاهش و یا حذف می کنند اما در این مطالعه افزایش یا کاهش شبکه توپوگرافی انجام نشده است و فقط تفاوت دو داده توپوگرافی جدید و قدیم بررسی شده است که در

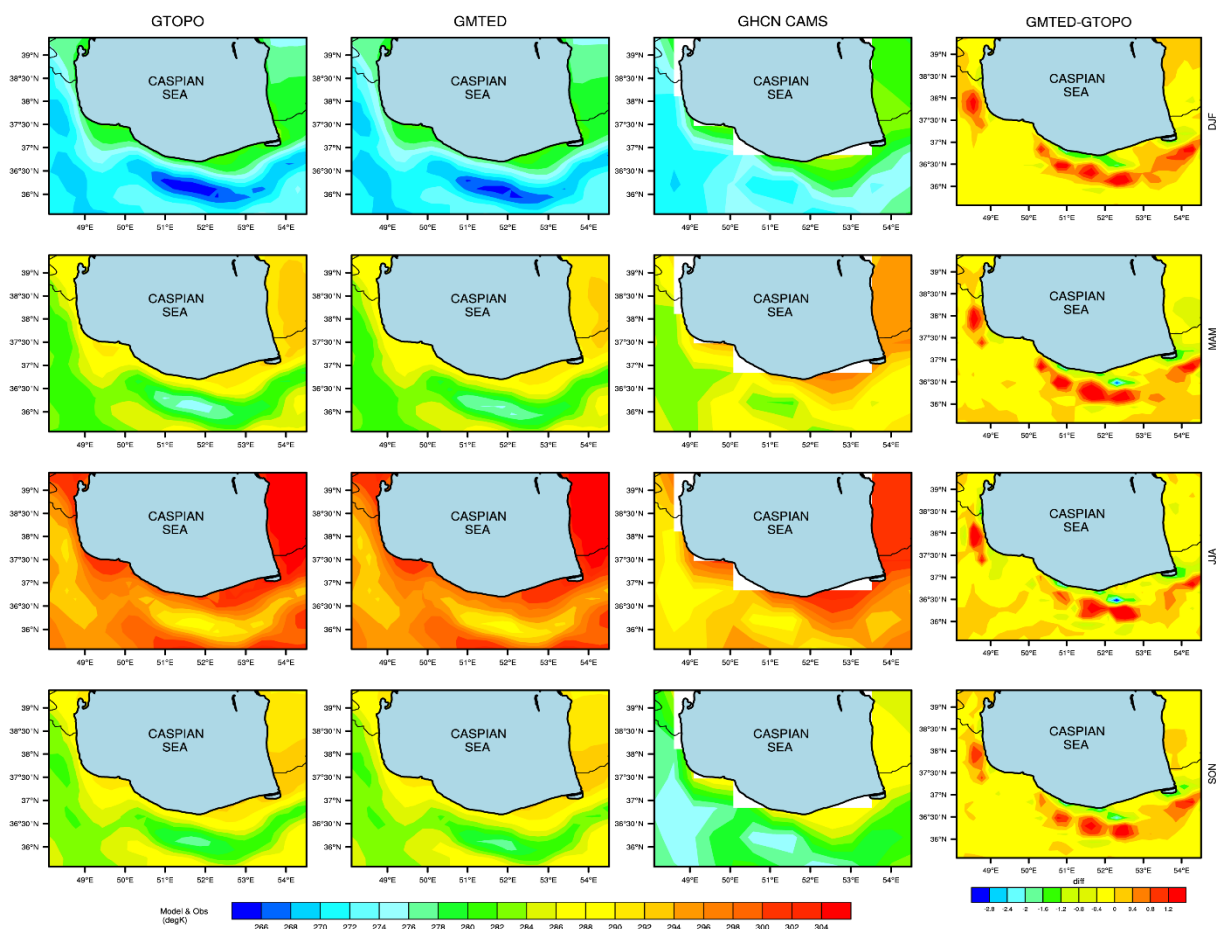


Figure 9- Seasonal surface air temperature averages from the GTOPO and GMTED simulations and observations (GHCN CAMS) along with air temperature difference (GMTED-GTOPO) in 2014

شکل ۹- میانگین فصلی دمای هوای سطحی از شبیه سازی GTOPO و GMTED و داده مشاهداتی (GHCN CAMS) همراه با تفاوت دمای هوا (GMTED-GTOPO) در سال ۲۰۱۴

مشاهده شده است. در شکل ۱۰ سری زمانی سالانه میانگین دمای سطحی روزانه به صورت نقطه ای (در فاصله چند کیلومتری از قله دماوند) نشان داده شده است.

تفاوت دما کاملاً از الگوی تفاوت دو توپوگرافی تبعیت کرده و در مناطق ساحلی که توپوگرافی افزایش داشته، دما نیز ۲/۴- درجه کاهش و در مناطقی از رشته کوه های البرز که کاهش توپوگرافی داشته ۱/۲ درجه افزایش دما

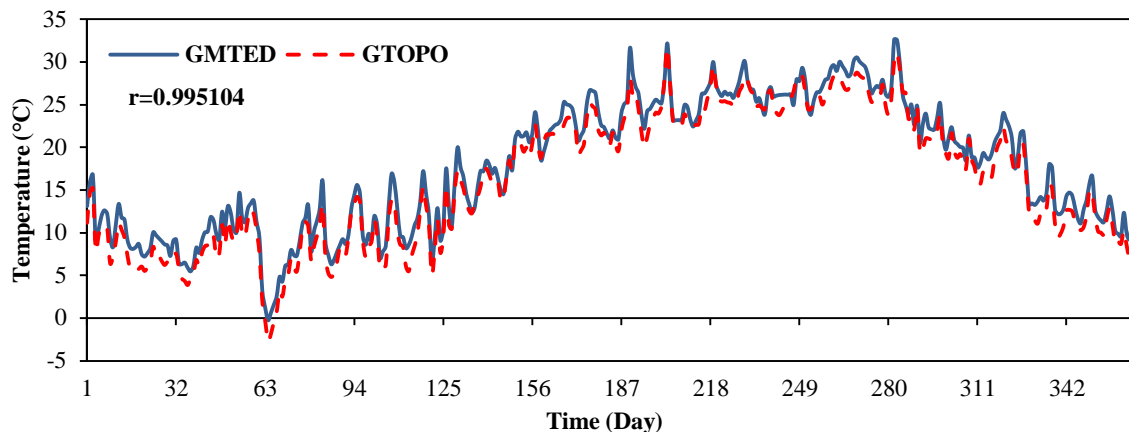


Figure 10 - Daily temperature output of the regional climate model RegCM4 from December 1, 2013 to end of November 2014, At a point with a height difference of about -373 m, r is the correlation between the GTOPO and GMTED simulations

شکل ۱۰- نمودار مدل‌سازی میانگین دمای روزانه با استفاده از مدل اقلیم منطقه‌ای RegCM4 از اول دسامبر ۲۰۱۳ تا پایان نوامبر ۲۰۱۴ در نقطه‌ای با اختلاف ارتفاع حدوداً ۳۷۳- متر، r همبستگی بین دمای شبیه‌سازی GMTED و دمای شبیه‌سازی GTOPO

کاهش ارتفاع داشته است، مشاهده شده است. زیرا در این مطالعه افزایش یا کاهش شبکه توپوگرافی انجام نشده است و فقط تفاوت دو داده توپوگرافی جدید و قدیم بررسی شده است که در بعضی مناطق کاهش و یا افزایش داشته است. پس به این ترتیب بارش الگوی پیچیده‌تری خواهد داشت نمی‌توان انتظار داشت در تمامی نقاط در منطقه مورد مطالعه در شمال کشور، با افزایش توپوگرافی بارش افزایش و یا با کاهش توپوگرافی، بارش کاهش یابد. همچنین تفاوت دما کاملاً از الگوی تفاوت دو توپوگرافی تبعیت کرده و در مناطق ساحلی که افزایش ارتفاع بوده دما نیز ۲/۴- درجه کاهش و در مناطقی از رشته کوه‌های البرز که کاهش توپوگرافی داشته ۱/۲ درجه افزایش دما مشاهده شده است. نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که هنگام استفاده از مجموعه داده‌های توپوگرافی قدیمی در مناطق نزدیک ساحل دریا، خط الرأس‌ها و دره‌ها نیاز به ملاحظه بیشتری است و همچنین بازنگری مجدد در پژوهش‌های صورت گرفته در گذشته ضروری است. مدل‌های دینامیکی با نسخه جدیدتر، نتایج بهتر و دقیق‌تری را نسبت به گذشته تولید می‌کنند.

نرم افزار گرافیکی

تمام شکل‌های تولید شده در این مقاله با استفاده از دستور زبان پردازش جوی NCL بوده است.

The NCAR Command Language (Version 6.3.0) [Software]. (2016). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD.
<http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>

تفاوت ارتفاع دو داده توپوگرافی (GMTED-GTOPO) در این نقطه ۳۷۳/۲۳- متر است. در این نقطه همبستگی دما بین این دو داده توپوگرافی ۰/۹۹ است، همچنین با کاهش توپوگرافی GMTED دما نیز متناسباً افزایش داشته است نشان از این است که تفاوت دما کاملاً از الگوی تفاوت دو توپوگرافی تبعیت کرده است.

نتیجه گیری

در این مطالعه با هدف، تعیین تأثیر توپوگرافی در بهبود نتایج حاصل از مدل RegCM، دو مجموعه داده توپوگرافی (GTOPO و GMTED) با شرایط مشابه و در یک دوره زمانی خاص، برای اجرای مدل مورد استفاده قرار گرفت. نتایج نشان داد، که داده توپوگرافی GMTED نسبت به داده توپوگرافی GTOPO در مناطقی از ساحلی دریای خزر افزایش ارتفاع (در بیشترین حالت ۲۵۴ متر) و در بعضی از مناطق رشته کوه‌های البرز کاهش ارتفاع (بیشترین کاهش ارتفاع ۴۰۰ متر) داشته است. به دلیل ارتفاع بیشتر GTOPO در رشته کوه‌های البرز سرعت باد نیز به مراتب نسبت به GMTED بیشتر بوده؛ به طوری که بیشترین تفاوت تا ۱/۶- متر بر ثانیه در زمستان داراست. به طور کلی در مناطقی که کاهش ارتفاع (رشته کوه‌های البرز) داشته کاهش بارش را نیز به دنبال داشته است و در مناطقی مانند ساحل دریای خزر که افزایش ارتفاع داشته افزایش بارش را نیز دارد. اما بیشترین تفاوت بارشی در فصل بهار با مقادیر بیشتر از ۱۶ میلی‌متر در روز (بیشتر از ۸۰ درصد) در مجاورت منطقه‌ای که ۳۵۰ متر

- global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3): 487-503.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J., Fiorino, M., Potter, G. 2002. Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11): 1631-1643.
- Karimi, M., Azizi, G., Shamsipour A., Rezaee Mahdi, L. 2016. Dynamic simulation of the Alborz Mountain in spread and thickness of sea breeze on the southern coast of the Caspian Sea. *Researches in Geographical Sciences*, 16 (41):1 35-152. (In Farsi)
- Konrad II, C. E. 1996. Relationships between precipitation event types and topography in the southern Blue Ridge mountains of the southeastern USA. *International Journal of Climatology*, 16(1): 49-62.
- Manabe, S., Broccoli, A. 1990. Mountains and arid climates of middle latitudes. *Science*, 247(4939): 192-195.
- McCauley, M., Sturman, A. 1999. A study of orographic blocking and barrier wind development upstream of the Southern Alps, New Zealand. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 70(3): 121-131.
- Mousavi Baygi, M. 2006. Calculation of rainfall increase in mountainous areas around Mashhad using a computer model. *Agricultural Sciences and Technology*, 6: 1029-4791. (In Farsi)
- Ogwang, B. A., Chen, H., Li, X., Gao, C. 2014. The influence of topography on East African October to December climate: sensitivity experiments with RegCM4. *Advances in Meteorology*, 2014: 1-14.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., Wang, W. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of climate*, 15(13): 1609-1625.
- Shi, X., Wang, Y., Xu, X. 2008. Effect of mesoscale topography over the Tibetan Plateau on summer precipitation in China: A regional model study. *Geophysical Research Letters*, 35(19), DOI: 10.1029/2008GL034740.
- Soltanzadeh, I., Ahmadi Givi, F., Irannejad, P. 2006. Investigation of three months Zagros mountains on the mesoscale streams of the eastern Zagros using the regional model RegCM. *Journal of the Earth and Space Physics*, 33(1): 31-50. (In Farsi)
- سیاسگزاری
بخشی از محاسبات این تحقیق در مرکز محاسبات سنگین دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد که بدین وسیله تشکر می‌شود.
- منابع
Blumsack, S. L. 1971. On the effects of topography on planetary atmospheric circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(7): 1134-1143.
- Danielson, J. J., Gesch, D. B. 2011. Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). US Geological Survey.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656): 553-597.
- Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., O'Brien, T., Nogherotto, R. 2014. Regional Climate Model RegCM Reference Manual Version 4.5.
- Fan, Y., Van den Dool, H. 2008. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D1), DOI: 10.1029/2007JD008470.
- Flesch, T. K., Reuter, G. W. 2012. WRF model simulation of two Alberta flooding events and the impact of topography. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2): 695-708.
- Giorgi, F., 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3(9): 941-963.
- Giorgi, F., Bates, G. T. 1989. The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117(11): 2325-2347.
- Grell, G. A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3): 764-787.
- Hahn, D. G., Manabe, S. 1975. The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(8): 1515-1541.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., Xie, P. 2004. CMORPH: A method that produces

بررسی تغییرات زمانی و مکانی خشکسالی هواشناسی براساس شاخص بارش - تبخیر تعرق استاندارد شده در ایران

مینا اقتدارنژاد^۱، ام‌البنین بذرافشان^{۲*}، جواد بذرافشان^۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۱۳

چکیده

خشکسالی از زیان‌بارترین مخاطرات طبیعی است که از نظر فراوانی رخداد و میزان خسارات وارده در صدر قرار دارد. در این تحقیق، به منظور تحلیل خشکسالی از شاخص بارندگی - تبخیر تعرق استاندارد شده (SPEI) از ۵۴ ایستگاه سینوپتیک برای دوره آماری ۶۴ ساله (۱۹۵۱-۲۰۱۴) استفاده شد. جهت پایش زمانی و مکانی خشکسالی، مقادیر شاخص در مقیاس‌های زمانی ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه محاسبه و روندیابی شد. روند تغییرات، دما و بارش نیز طی مقیاس‌های زمانی مورد مطالعه با استفاده از آزمون تحلیل روند من-کندال مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد، روند شاخص SPEI طی دوره آماری مورد بررسی در بخش وسیعی از کشور افزایشی است، این در حالی است که روند دما و بارش در اکثر ایستگاهها به ترتیب افزایشی و کاهش‌ی است. براین اساس، شاخص SPEI می‌تواند به عنوان ابزار مفیدی در زمینه پایش و پیش‌آگاهی خشکسالی در ایران مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: پایش خشکسالی، شاخص استاندارد شده بارش - تبخیر تعرق، تحلیل روند، ایران

مقدمه

Dracup, 2002). در سال‌های متمادی تلاش‌های زیادی برای معرفی، توسعه یا بهبود شاخص‌های خشکسالی صورت گرفته است (DuPisani et al., 1998; Keyantash and Dracup, 2002; Keyantash and Dracup, 2004; González and Valdés, 2006; Tsakiris et al., 2007; Wheaton et al., 2008; Guiney, 2012; Begueria et al., 2014). بیشتر مطالعات در زمینه واکاوی و پایش خشکسالی با استفاده از شاخص پالمر براساس معادله توازن رطوبت خاک یا شاخص بارش استاندارد شده (SPI)^۴ براساس عنصر بارش صورت گرفته‌اند. نتایج تحقیقات نشان می‌دهد، عوامل زیادی مانند بارندگی، دما، تبخیر و رطوبت نسبی بر وقوع، شدت و تداوم خشکسالی تأثیر می‌گذارند. (McKee et al., 1993) با استفاده از شاخص SPI به روشنی این ویژگی بنیادی خشکسالی تشریح کرده‌اند. برخی مطالعات متغیر بودن این شاخص را هنگام لحاظ کردن برخی فراسنج‌های دیگر از جمله رطوبت خاک، تخلیه رودخانه‌ها، ذخایر مخازن، فعالیت‌های گیاهی و تولید محصول در مقیاس‌های زمانی مختلف نشان می‌دهد که می‌توان به محققانی چون (Szalai et al., 2000; Sims et al., 2002; Jones and Moberg, 2003; Vicente-Serrano and Lopez Moreno, 2005; Vicente-Serrano, 2007; Patel et al., 2007; Khan et

زندگی بشر همواره در معرض انواع مخاطرات طبیعی قرار داشته که برخی از آن‌ها ناشی از پدیده‌های آب و هوایی می‌باشند. بررسی پدیده‌های مخاطره آمیز طبیعی نشان می‌دهد که خشکسالی در رده نخست فهرست پدیده‌های مخاطره‌آمیز طبیعی قرار دارد (Bryant, 1991). برآورد اثرات و خسارات خشکسالی تا حد زیادی دشوار می‌باشد، زیرا بر خلاف سایر پدیده‌های مخاطره‌آمیز، تعیین دقیق زمان شروع و پایان خشکسالی دشوار است و اثرات آن به آرامی نمایان و به طور گسترده در نواحی جغرافیایی گسترش می‌یابد. از طرفی خشکسالی خود می‌تواند سبب بروز و یا تشدید اثرات سایر بلایای طبیعی مانند سیل، تندباد و طوفان گردد (Wilhite, 2000; Keyantash and

^۱ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه مهندسی منابع طبیعی، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۲ استادیار گروه مهندسی منابع طبیعی، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

(*نویسنده مسئول: O.bazrafshan@hormozgan.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59719

^۳ دانشیار گروه هواشناسی کشاورزی، دانشکده مهندسی فناوری و کشاورزی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

^۴ Satndardised Precipitation Index

کاربردهایی که براساس پیش‌بینی‌های اقلیمی هستند، مناسب‌تر است. اما در شاخص پالمر ضرورت اصل چند کمیتی بودن برای ارزیابی خشکسالی در سیستم‌های هیدرولوژیکی متفاوت و انواع مختلف خشکسالی در نظر گرفته نشده است. از این رو خشکسالی براساس شاخص دیگری به نام شاخص استاندارد شده بارش - تبخیرتغرق فرمول‌بندی شده که در آن سهم تغییرات بارش، دما و تبخیرتغرق پتانسیل لحاظ شده است. این شاخص حساسیت شاخص پالمر به تغییرات تبخیر (بر اساس افت و خیز دما) را با محاسبات ساده و طبیعت چند مقیاسی شاخص استاندارد شده بارش ترکیب می‌کند. بنابراین می‌تواند هر دو ویژگی شاخص‌های SPI و PDSI را داشته باشد. این شاخص به‌ویژه برای مطالعه آشکارسازی، پایش و شناسایی نتایج گرمایش جهانی درباره شرایط خشکسالی پایه‌ریزی شده است. در زمینه استفاده از شاخص SPEI² مطالعات متعددی صورت پذیرفته که به چندی از آن‌ها اشاره خواهد شد. از جمله مطالعات انجام گرفته در این رابطه می‌توان به (Vicente-Serrano et al., 2010; khazanedary et al., 2010; Das et al., 2015; Stagge et al., 2015; ebrahimpour et al., 2015) اشاره کرد. در ایران هم مطالعاتی در خصوص با خشکسالی صورت گرفته که از جمله آن‌ها می‌توان به (Ahmadi et al., 2014; Sobhani et al., 2016; Zare Abyaneh et al., 2016) اشاره کرد. Vicente-Serrano et al., (2010) در مطالعه اثرات فرایند گرم شدن بر خشکسالی‌ها و منابع آب در اسپانیا با استفاده از دو شاخص خشکسالی SPI و SPEI نشان دادند که بارش و تبخیرتغرق پتانسیل در دوره زمانی ۱۹۳۰ تا ۲۰۰۶ افزایش یافته و نتایج دو شاخص خشکسالی مورد استفاده مشابه بوده است. Khazanedari et al., (2010) با شبیه‌سازی داده‌های بارش ایستگاه‌های مختلف در سطح کشور طی دوره ۲۰۱۰ تا ۲۰۳۹ با استفاده از مدل LARS-WG، مقادیر شاخص‌های خشکسالی SPI و دهک را محاسبه نمودند. آن‌ها با تأیید نتایج شاخص‌های مورد استفاده بیان داشتند که طی سال‌های آتی خشکسالی‌های کشور افزایش می‌یابد. همچنین نشان دادند که SPI و SPEI دارای همبستگی معنادار بوده اما SPEI پاسخ سریع‌تری نسبت به خشکسالی داشته است. ایشان اضافه می‌نمایند که با توجه به کارایی SPEI

(al., 2008; Feng et al., 2014) اشاره نمود. انتقاد اصلی به شاخص فوق این است که محاسبات تنها بر پایه داده بارش انجام می‌گیرد و دیگر متغیرها از جمله دما، تبخیرتغرق، سرعت باد و ظرفیت نگهداری آب داخل خاک در نظر گرفته نمی‌شود. با وجود این مطالعات نشان می‌دهد که بارش مهم‌ترین عامل در تعیین آغاز، شدت و خاتمه خشکسالی‌ها است. در مطالعاتی مثل (Chang and Cleopa, 1998; Heim, 2002; Hu and Willson, 2000; Brazdil et al., 2009) نقش بارش و دما را در شاخص پالمر ارزیابی کردند و دریافتند که این شاخص به طور تقریبی به تغییرات مشابه در بزرگی خشکسالی هر دو پارامتر پاسخ یکسان نشان می‌دهد. Abramopoulos et al., (1988) با استفاده از مدل گردش عمومی نشان دادند که حدود ۸۰ درصد بارش با تبخیرتغرق از دسترس خارج می‌شود. آن‌ها همچنین دریافتند که تأثیر افزایش دما در تشدید خشکسالی به مراتب بیشتر از کاهش بارش است که می‌تواند نقش مؤثر دما را در تقویت یا تضعیف خشکسالی تأیید نماید. برخی مطالعات اثر خشکسالی ناشی از افزایش دما را بر محصولات کشاورزی به وضوح نشان می‌دهد. Rebetez et al., 2006 و Martinez et al., 2008 بیان داشتند اگر چه خشکسالی‌های تابستان ۲۰۰۳ در نواحی مرکزی اروپا ناشی از وقوع بارش‌ها به میزان کمتر از حد نرمال بوده، اما افزایش شدید دمای ۴ درجه سانتی‌گراد نسبت به میانگین دراز مدت (طی ماه‌های ژوئن و ژوئیه) سبب افزایش خسارت‌ها در بخش‌های کشاورزی، منابع طبیعی و به‌طور چشم‌گیرتری سبب افزایش مقدار تبخیرتغرق و تنش‌های آبی گردید. براساس نتایج Sheffield and Wood (2008) انتظار می‌رود در نتیجه افزایش مقدار تبخیرتغرق، تقاضای آب نیز افزایش یابد که خود می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای بر وضعیت‌های خشکسالی تأثیرگذار باشد. Dubrovsky et al., (2008) و Sheffield and Wood (2008) نشان دادند که آثار خشکسالی ناشی از گرمای پیش‌بینی شده در مدل‌های اقلیمی به روشنی در شاخص (PDSI)¹ دیده می‌شود، در حالی که شاخص استاندارد شده بارش، تغییرات مشهودی را در وقوع خشکسالی نشان نمی‌دهد. بنابراین استفاده از شاخص‌های خشکسالی در برگیرنده داده‌های دما در معادله (مانند شاخص پالمر)، به‌ویژه برای

² Standardized Precipitation minus Evapotranspiration Index

¹ Palmer Drought Severity index

پتانسیل بسیار زیاد است، متغیر دما و تأثیر آن بر بیلان آب دارای اهمیت ویژه‌ای است، لذا لازم است این شاخص جایگزین شاخص SPI شده و در مقیاس‌های زمانی مختلف در کل کشور مورد تحلیل و پایش قرار گیرد. بنابراین با توجه به عدم وجود مطالعات در مورد شاخص بارندگی- تبخیر و تعرق استاندارد شده در کل ایران، هدف از این مطالعه ضمن پایش خشکسالی در مقیاس‌های زمانی مختلف با استفاده از شاخص بارندگی تبخیرتعرق استاندارد شده تحلیل روند خشکسالی طی چند دهه گذشته با استفاده از آزمون تحلیل روند من‌کنندال است، تا روند خشکسالی‌ها با توجه به روند فزاینده دما در کره زمین مورد تحلیل قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش آمار بارش و میانگین دمای ماهانه برای دوره آماری ۶۴ ساله (۲۰۱۴-۱۹۵۱) برای مراکز استان‌ها (دوره ۳۰ ساله سایر ایستگاه‌ها) شامل ۵۴ ایستگاه سینوپتیک ایران از سازمان متبوع تهیه گردید. برای تعیین تیپ اقلیمی از طبقه‌بندی (Abrahams and Parsons, 1991) استفاده شد (جدول ۱). جدول ۲ ویژگی‌ها و شکل ۱ موقعیت ایستگاه‌های مطالعاتی را نشان می‌دهد. قبل از شروع آنالیزها، نرمال بودن داده‌ها با آزمون شاپیرو-ویلکس و صحت و همگنی داده‌ها با آزمون ران بررسی شد (Wald and Wolfowitz, 1951). نتایج آزمون‌ها در جدول ۳ ارائه شده است.

Table 1- Type of climate (Abrahams and Parsons, 1991)

جدول ۱- تعیین نوع اقلیم (Abrahams and Parsons, 1991)

Climatic type	P/PET	Categories
1	Less than 0.03	Very dry
2	0.03 - 0.2	Dry
3	0.2 - 0.5	Semi-dry
4	0.5 - 0.75	Wet

و لحاظ نمودن بیلان آب این شاخص همبستگی قابل قبول با میزان رطوبت خاک نشان می‌دهد. (Das et al., 2015) به بررسی روند تغییرات خشکسالی هواشناسی (۱۹۰۱-۲۰۰۸) با استفاده از شاخص SPEI در هندوستان پرداختند. نتایج نشان داد در شمال شرقی و مرکزی هند، تنش خشکی باعث کاهش قابل توجهی در میزان بارندگی و افزایش تبخیرتعرق پتانسیل می‌شود. (Stagge et al., 2015) در بررسی کارایی دو شاخص SPI و SPEI، شاخص SPEI را به عنوان شاخص مفید در بررسی خشکسالی معرفی نمودند. (Ebrahimpour et al., 2015) گزارش دادند که شاخص SEPI کارایی بهتری برای نظارت بر نوسانات عملکرد گندم به‌ویژه در دوره‌های خشکی دارد. (Ahmadi et al., 2014) ضمن پایش خشکسالی در مقیاس‌های زمانی مختلف با استفاده از SPEI در ایستگاه کیوتر آباد اصفهان، تعیین روابط این شاخص با SPI و رطوبت خاک مورد بررسی قرار دادند. (Sobhani et al., 2016) به پایش خشکسالی در استان اردبیل با استفاده از شاخص SPEI توسعه یافته براساس منطق فازی پرداختند. نتایج نشان داد که عملکرد شاخص SPEI مناسب‌تر از SPI است. (Nosrati et al., 2015) به تحلیل مشخصه‌های خشکسالی با استفاده از شاخص SPEI در اقلیم‌های مختلف در ایران پرداختند. نتایج نشان‌گر کارایی مناسب شاخص فوق در اقلیم‌های مختلف بود. مرور منابع در گذشته نشان می‌دهد، اغلب محققین در ایران از شاخص SPI جهت پایش خشکسالی در مناطق مختلف ایران استفاده کرده و در سه سال اخیر شاخص SPEI توسط چند محقق به صورت محدود و منطقه‌ای (مقیاس استانی) مورد استفاده قرار گرفته است. از آنجا که شاخص SPEI توانایی محاسبه خشکسالی در مقیاس‌های زمانی مختلف را دارد و می‌تواند اثرات تغییرات درجه حرارت را در ارزیابی خشکسالی لحاظ نماید. با توجه به پدیده گرمایش جهانی و تغییر اقلیم که سبب افزایش دمای کره زمین شده است، در مناطق مختلف کشور به ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک که میزان تبخیرتعرق

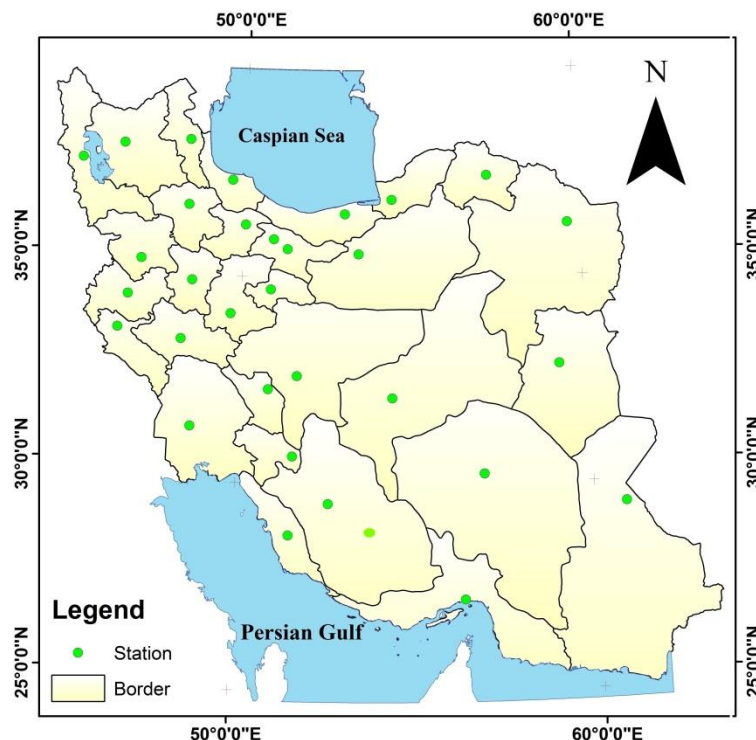


Fig 1- Spatial distribution of the synoptic station in Iran

شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی در کشور ایران

Table 2- Characteristics of selected synoptic stations in Iran

جدول ۲- ویژگی‌های ایستگاه‌های مورد بررسی در ایران

Station Name	Height (m)	Average annual temperature (°C)	Average annual rainfall (mm)	Average annual potential evapotranspiration (mm)	P/PET	Climatic Type
Sanandaj	1463	12	500	890	0.4	Semi Arid
Saqqez	1499	10	500	753	0.42	Semi Arid
Qazvin	1279	13	302	845	0.4	Semi Arid
Qom	932	19	265	1172	0.1	Arid
Ahvaz	22.5	25	209	3483	0.06	Arid
Dezful	150.7	26	400	2289	0.02	Arid
Shahr-e kord	2060	11	260	741	0.4	Semi Arid
Bushehr	18	25	220	2415	0.07	Arid
Deylam	1.1	28	283	2356	0.03	Arid
oromiye	1328	11	338	704	0.47	Semi Arid
Khoy	1148.9	10	253	632	0.32	Semi Arid
Ilam	1427	13.2	620	569	0.25	Semi Arid
Dehloran	219.6	11	586	1200	0.36	Semi Arid
Ardabil	1338	10	625	687	0.29	Semi Arid
Khalkhal	1890.9	13	569	856	0.43	Semi Arid
Esfahan	1550.4	16	125	961	0.13	Arid
Kashan	926	16	140	1322	0.1	Arid
Tabrize	1361	12	283	764	0.37	Semi Arid
Jolfa	707.1	11	254	923	0.2	Semi Arid
Tehran	1190.8	17	232	1024	0.22	Semi Arid
Khorramadad	1147.8	17	504	1050	0.48	Semi Arid
Aligoodarz	2162	13	430	775	0.5	Semi Arid
Zahedan	1370	19	89	1112	0.08	Arid
Iranshahr	565.1	32	1.53	998	0.06	Arid
Shiraz	1484	18	334	1077	0.31	Semi Arid
Fasa	1412.9	18.5	300	1165	0.25	Semi Arid
Karaj	1300	17	244	917	0.28	Semi Arid
Kerman	1753.8	19	148	986	0.15	Arid
Kahnuj	511.8	26	188	1125	0.1	Arid
Mashhad	999.2	14	251	1673	0.30	Semi Arid

Table 2- Continued
ادامه جدول ۲

Station Name	Height (m)	Average annual temperature (°C)	Average annual rainfall (mm)	Average annual potential evapotranspiration (mm)	P/PET	Climatic Type
Sabzevar	990.3	18	177	1569	0.49	Semi Arid
Birjand	1444	19	156	953	0.2	Semi Arid
Nehbandan	1182.7	21	169	856	0.38	Semi Arid
Bojnourd	1086	16	274	779	0.2	Semi Arid
Bandar Abbas	20	27	176	2514	0.07	Arid
Jask	8.1	28	200	2423	0.09	Arid
Zanjan	1638	11	298	625	0.32	Semi Arid
Garmab	1604	13	301	563	0.21	Semi Arid
Semnan	1130	17.6	140	1659	0.05	Arid
Garmsar	843	18.7	163	1536	0.09	Arid
Kermanshah	1374	14	456	1256	0.49	Semi Arid
Ravansar	1354.9	16	472	2563	0.32	Semi Arid
Yasuj	1816	14	865	859	0.12	Arid
Dogonbadan	1313.2	12	845	785	0.08	Arid
Gorgan	174	13	754	2156	0.26	Semi Arid
Rasht	7	15.9	1359	2563	0.49	Wet
Bandar-e Anzali	22.2	16	1850	1865	0.38	Wet
Babolsar	21	18	791	2368	0.23	Wet
Ramsar	3.3	21	1200	1638	0.3	Wet
Saveh	998	20	175	723	0.15	Arid
Hamadan	1741	12	253	365	0.09	Arid
Malayer	1764	11.28	300	342	0.04	Arid
Yazd	1230	19	62	956	0.16	Arid
Bafgh	1263	21	58	1452	0.1	Arid

Table 3- Shapiro-Wilk Test and Run- Test on precipitation and temperature in case study (* 0.5% significant level)

جدول ۳- آماره‌های آزمون‌های شاپیرو- ویلکس و ران داده‌های بارندگی و دما ایستگاه‌های مورد مطالعه (* معنی‌داری در سطح ۰/۰۵)

Station Name	Run-Test		Shapiro-Wilk	
	Temperature	Rainfall	Temperature	Rainfall
Sanandaj	0.52*	-4.3*	0.702*	0.28*
Saqqez	0.63*	-3.6*	0.736*	0.32*
Qazvin	0.725*	0.03	0.22*	0.48*
Qom	0.624*	-0.71*	0.681*	0.76*
Ahvaz	0.65*	0.787*	0.341*	0.78*
Dezful	0.715*	-0.45	0.586*	0.72*
Shahr-e kord	0.682*	1.3*	0.759*	0.54*
Bushehr	0.543*	-0.2*	0.564*	0.33*
Deylam	0.629*	0.87*	0.61*	0.221*
oromiye	0.756*	0.89*	0.534*	0.676*
Khoy	0.67*	-1.04*	0.756*	0.81*
Ilam	0.453*	0.696*	0.365*	0.436*
Dehloran	0.604*	0.825*	0.672*	0.96*
Ardabil	0.86*	0.468*	0.359*	0.71*
Khalkhal	0.469*	0.658*	0.563*	0.54*
Esfahan	0.546*	0.563*	0.7*	0.68*
Kashan	0.771*	0.729*	0.543*	0.39*
Tabriz	0.84*	0.78*	0.641*	0.878*
Jolfa	0.637*	0.441*	0.681*	0.56*
Tehran	0.87*	0.801*	0.797*	0.222*
Khorramadad	0.131*	0.78*	0.507*	0.396*
Aligoodarz	0.216*	0.283*	0.622*	0.367*
Zahedan	0.76*	0.425*	0.689*	0.773*
Iranshahr	0.65*	0.256*	0.715*	0.62*
Shiraz	0.45*	0.855*	0.391*	0.56*
Fasa	0.93*	0.65*	0.702*	0.726*
Karaj	0.67*	1.06*	0.736*	0.79*
Kerman	0.058*	0.419*	0.051*	0.453*
Kahnuj	0.22*	0.659*	0.975*	0.068*
Mashhad	0.054*	0.591*	0.588	0.328*

Table 3- Continued
ادامه جدول ۳

Station Name	Run-Test		Shapiro-Wilk	
	Temperature	Rainfall	Temperature	Rainfall
Sabzevar	0.96*	1.1*	-1.3*	0.6*
Birjand	0.64*	1.01*	0.52*	0.52*
Nehbandan	0.762*	-1.7*	0.65*	0.53*
Bojnourd	0.625*	0.528*	0.29*	0.59*
Bandar Abbas	0.76*	0.469*	0.65*	0.78*
Jask	0.98*	0.276*	0.78*	0.7*
Zanjan	0.695*	-8.4*	0.56*	0.95*
Garmab	0.68*	1.01*	0.38*	0.06*
Semnan	0.3*	0.25*	0.54*	0.85*
Garmsar	3.01*	0.29*	0.26*	0.93*
Kermanshah	0.58*	0.3	0.24*	0.76*
Ravansar	0.43*	-0.94*	0.86*	0.83*
Yasuj	0.67*	0.77*	0.32*	0.43*
Dogonbadan	0.52*	0.67*	0.76*	0.96*
Gorgan	0.58*	0.45*	0.54*	0.25*
Rasht	0.8*	-2.98*	0.49*	0.50*
Bandar-e Anzali	0.95*	0.21*	0.528*	0.78*
Babolsar	0.76*	-1.09*	0.653*	0.54*
Ramsar	0.99*	0.76*	0.38*	0.72*
Saveh	0.63*	1.3*	0.426*	0.35*
Hamadan	0.625*	0.2*	0.762*	0.93*
Malayer	0.28*	0.23*	0.597*	0.28*
Yazd	0.46*	0.1*	0.345*	0.95*
Bafgh	0.36*	1.3*	0.49*	0.65*
Sanandaj	0.75*	0.82*	0.756*	0.76*

مذکور به صورت معادله ۲ بیان شده است.

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \right]^{-2} \quad (2)$$

که در آن α , β و γ به ترتیب پارامترهای مقیاس، شکل و مبدأ و x سری تجمعی مقادیر D در پنجره زمانی معین است. طبقه‌بندی SPEI همانند SPI است و برای طبقه‌بندی مقادیر آن می‌توان از آستانه‌های مندرج در جدول ۴ استفاده کرد.

Tab 4- Classification of SPI and SPEI (McKee et al, 1993; Vicente-Serrano et al, 2011)

جدول ۴- طبقه‌بندی SPI و SPEI (McKee et al, 1993; Vicente-Serrano et al, 2011)

SPI & SPEI	Class
More than 2	Extremely wet
1.5 to 1.99	Very wet
1 to 1.49	Moderate wet
-0.99 to 0.99	Near Normal
-1 to -1.49	Moderate dry
-1.49 to -1.99	Severly dry
-2 and less	Extremely dry

آزمون تحلیل روند من - کندال (MKT)

(Kendall, 1975) متغیر τ (tau) را جهت اندازه‌گیری رابطه همبستگی بین x و y ارائه کرد و (Mann, 1945) با استفاده از آزمون کندال یکی از متغیرها را مؤلفه زمانی در

محاسبه SPEI

شاخص بارش - تبخیر تعرق پتانسیل استاندارد (SPEI) توسط (Vicente-Serrano et al., 2010) به عنوان یک شاخص خشکسالی اقلیمی معرفی شد. این شاخص مبتنی بر محاسبه ترازمندی آب اقلیمی^۱ است و برای محاسبه به داده‌های ماهانه بارندگی و دمای هوا نیاز دارد. معادله ترازمندی آب اقلیمی به صورت معادله ۱ تعریف شده است.

$$D_i = P_i - PET_i \quad (1)$$

که P و PET به ترتیب بارندگی و تبخیر تعرق پتانسیل، D اختلاف آن‌ها و i شماره ماه مورد نظر است. پس از محاسبه مقادیر D ، از رهیافتی همانند شاخص بارش استاندارد (SPI) برای محاسبه SPEI استفاده می‌شود. برای این منظور، ابتدا مجموع مقادیر متوالی سری D در پنجره‌های زمانی مختلف محاسبه می‌شود. اگر x سری تجمعی D در پنجره زمانی معین باشد، در مرحله بعد یک توزیع احتمال مناسب بر سری x برازش می‌یابد. طبق بررسی‌های محققین (Vicente-Serrano et al., 2010)، توزیع لوگ-لجستیک^۲ سه پارامتری کارایی مناسبی در مدل‌سازی سری x دارد. فرم تابع چگالی احتمال توزیع

¹ Climatic Water Balance

² Log-Logistic

خشکسالی متوسط تا شدید هستند. در این بین بخش‌هایی از نیمه شمالی کشور در استان‌های سمنان، مرکزی، آذربایجان غربی و در جنوب شرق، استان‌های خراسان جنوبی و کرمان شرایط خشکسالی شدید و خیلی شدید را تجربه نمودند. در مقیاس ۲۴ ماهه خشکسالی متوسط و شدید فراگیرتر شده و از وسعت وضعیت نرمال کاسته می‌شود، به طوری که بخش‌های وسیعی از کشور در جنوب شرق و شمال غرب دارای خشکسالی شدید و خیلی شدید است. در مقیاس ۴۸ ماهه حرکت خشکسالی خیلی شدید به طور فراگیری از بخش‌های غربی و شمال غربی حرکت کرده و به بخش‌های غربی و شمالی کشور می‌رسد و بخش‌های وسیعی از کشور در وضعیت خشکسالی شدید است. این در حالیست که بخش‌های جنوبی کشور و استان کرمان در شرایط نرمالی قرار دارند. در مجموع گستره خشکسالی از غرب و جنوب غربی به سمت شمال کشور گسترش می‌یابد. در مورد پایش خشکسالی در سال ۲۰۱۴؛ در مقیاس ۱۲ ماهه خشکسالی شمال و شمال شرق کشور دارای شرایط خشکسالی شدید، بخش‌های وسیعی از قسمت میانی دارای شرایط خشکسالی متوسط و بخش کوچکی در جنوب غرب در استان خوزستان دارای شرایط نرمال است. در مقیاس ۲۴ ماهه به تدریج شمال کشور دارای شرایط خشکسالی خیلی شدید شده و سایر مناطق نیز از نظر نسبت به مقیاس ۱۲ ماهه درجه خشکسالی با درجه بالاتری را تجربه می‌نمایند. در مقیاس ۴۸ ماهه نیز گستره وسیعی از کشور با تغییرات جزئی مکانی خشکسالی از نظر شدت برخوردار هستند. در واقع در این سال اکثر ایستگاه‌ها در کشور خشکسالی را تجربه نموده‌اند که اثرات خشکسالی تنها در شمال کشور از مقیاس ۱۲ تا ۴۸ ماهه کاهش یافته است. در این سال خشکسالی در کشور از شمال و شمال غرب وارد شده و به جنوب غرب انتقال می‌یابد.

تحلیل روند مقادیر SPEI، دما و بارش در ایران

بر اساس شکل ۳ روند مقادیر SPEI در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه نشان می‌دهد، بخش‌های شمالی، شمال شرقی و شرق کشور دارای روند افزایشی در سطح اعتماد ۹۹ و ۹۵ درصد است، اما بخش عظیمی از کشور از شمال غرب گرفته تا جنوب شرق فاقد روند خاصی بوده و تنها پهنه جزئی در جنوب کشور (بوشهر) ترسالی دارای روند

نظر گرفت تا وجود روند را در سری داده‌ها مورد آزمون قرار دهد. مراحل محاسبه شامل محاسبه اختلاف بین تک تک مشاهدات با همدیگر و اعمال تابع علامت و استخراج پارامتر S به صورت معادله ۳، محاسبه واریانس توسط معادله ۵ و محاسبه آماره Z با استفاده از معادله ۶ می‌باشد.

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sign}(x_i - x_j) \quad (3)$$

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} -1 & \text{if } (x_i - x_j) < 0 \\ 0 & \text{if } (x_i - x_j) = 0 \\ +1 & \text{if } (x_i - x_j) > 0 \end{cases} \quad (4)$$

$$\text{Var } f(x_i - x_j) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (5)$$

$$Z = f(x) = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

N تعداد داده‌ها، x_i و x_j داده‌ها در سری زمانی و Z آماره تست استاندارد است (Kisi, 2015). با توجه به آزمون آماری دو طرفه کای مربع (Ki-Square)، اگر $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$ در سطح معنی‌داری معین α باشد، فرض صفر پذیرفته شده و روند وجود ندارد. به ترتیب مقادیر Z بزرگتر از ۲/۶۲، ۱/۹۶ و ۱/۶۲ نشان‌گر روند مثبت در سطح خطای ۱، ۵ و ۱۰ درصد و مقادیر UF کوچک‌تر از -۲/۶۲، -۱/۹۶ و -۱/۶۲ به ترتیب نشان‌گر روند منفی در سطح معنی‌داری ۹۹، ۹۵ و ۹۰ درصد می‌باشند (Hamed and Rao, 1998).

نتایج و بحث

پایش و پهنه‌بندی خشکسالی با استفاده از SPEI در مقیاس‌های مختلف زمانی

مقدار شاخص SPEI به ازای تک تک ایستگاه‌ها در مقیاس زمانی میان مدت (۱۲ ماهه) و بلند مدت (۲۴ و ۴۸ ماهه) محاسبه شد. در بین سال‌های مورد بررسی مشخص گردید سال ۲۰۰۰ و ۲۰۱۴ به طور فراگیری در کل کشور خشکسالی حکم‌فرما بوده لذا مقدار شاخص SPEI در مقیاس‌های زمانی مذکور پهنه‌بندی شد (شکل ۲). نتایج نشان داد که در سال ۲۰۰۰ در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه بخش‌های زیادی از غرب و جنوب غرب کشور دارای حالت نرمال و سایر نقاط کشور دارای وضعیت

و سایر نقاط کشور از جمله استان‌های سیستان و بلوچستان، هرمزگان و بخش‌هایی از خوزستان دارای وضعیت بدون روند (مشابه ۱۲ ماهه) هستند. در مقیاس زمانی ۴۸ ماهه، مجدداً روند خشکسالی تکرار شده و به ۲۴ ماهه مشابهت دارد و عموماً تغییرات در نقاط مختلف کشور یکسان است.

افزایشی است. در مقیاس ۲۴ ماهه روند افزایش ترسالی در جنوب کشور به نقاط میانی کشور سرایت کرده و روند افزایشی خشکسالی از بخش‌های شمالی و مرکزی کشور به بخش‌های غربی انتقال می‌یابد. جالب توجه است که در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه استان‌های گلستان و خراسان همچنان در وضعیت روند افزایشی خشکسالی بسر می‌برند

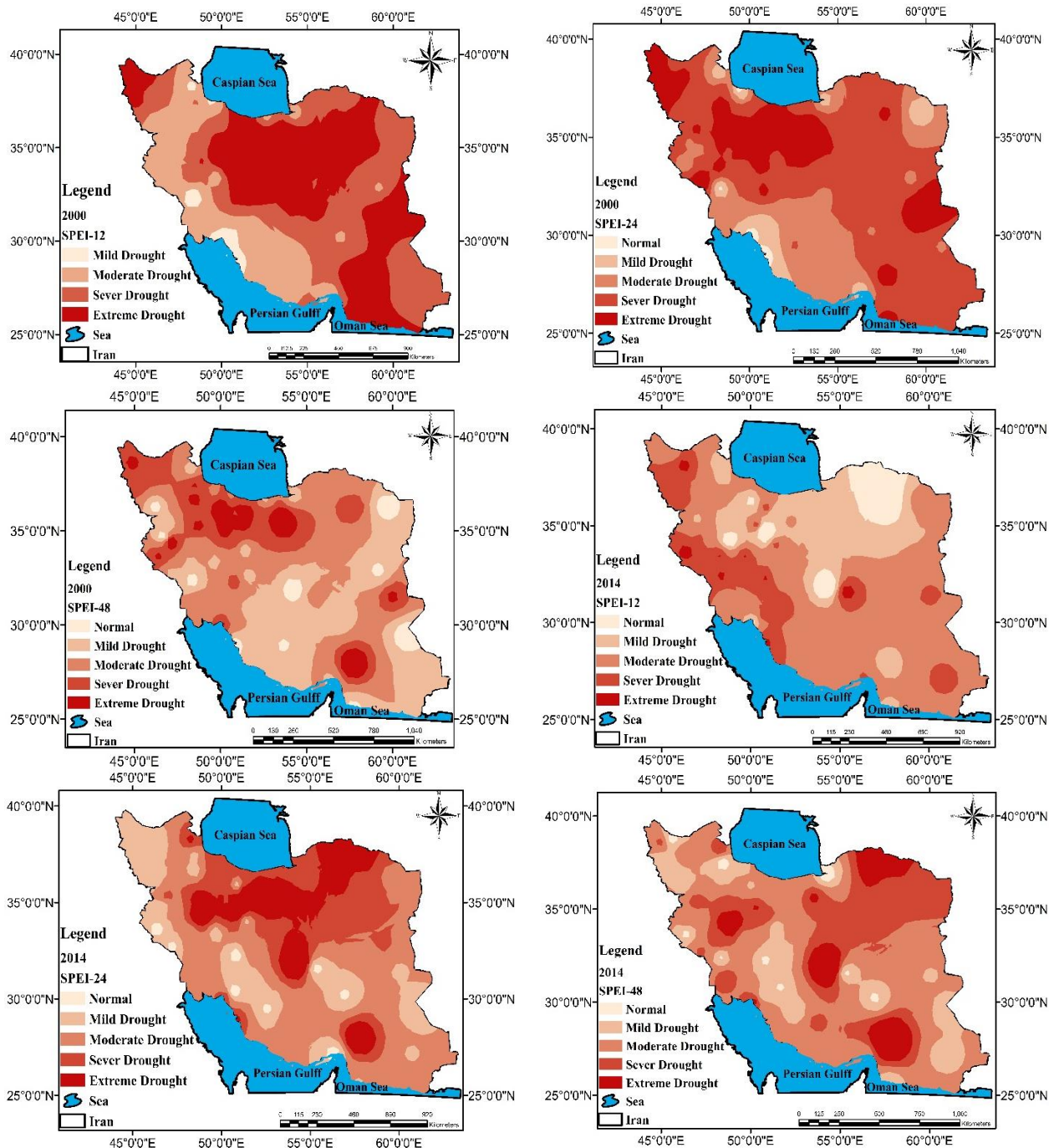


Figure 2- Zoning map of SPEI in 12, 24 and 48 month time scales at 2000 and 2014 in Iran

شکل ۲- پهنه‌بندی سری زمانی SPEI در مقیاس ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه در سال ۲۰۰۰ و ۲۰۱۴ در ایران

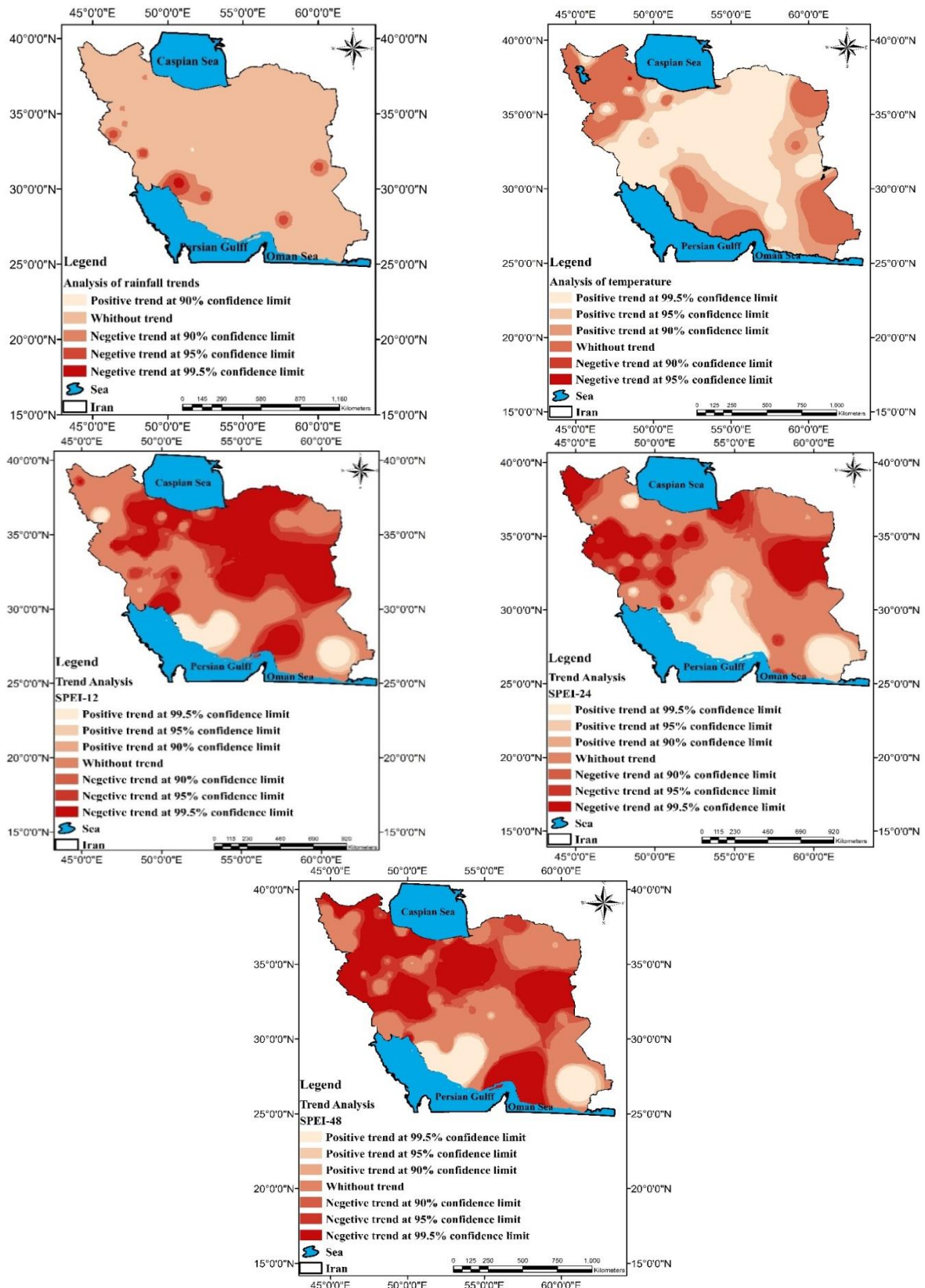


Figure 3- SPEI trend analysis in 12, 24 and 48 month time scales on precipitation and temperature in Iran

شکل ۳- روند سری زمانی SPEI در مقیاس ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه و روند دما و باران در ایران

بود، مقادیر روند مقیاس‌های فوق با استفاده از آزمون من‌کنندال نیز در سطح کشور پهنه‌بندی گردید. نتایج پایش SPEI در مقیاس‌های زمانی مورد مطالعه نشان دادند که در سال ۲۰۰۰ در مقیاس ۱۲ ماهه، بخش‌های وسیعی از کشور دارای وضعیت خشکسالی متوسط تا نرمال بوده و در مقیاس ۲۴ ماهه بر شدت خشکسالی در جنوب‌شرق و شمال‌غرب افزوده می‌شود و در مقیاس ۴۸ ماهه از بخش‌های جنوب‌شرق خارج شده و عمدتاً در بخش‌های وسیعی از کشور وضعیت نرمال حکم‌فرماست، اما در شمال و شمال‌غرب، خشکسالی شدید سرایت می‌نماید. لذا در این سال خشکسالی وارده بر کشور دارای منشأ داخلی بوده و از داخل کشور به سایر نقاط سرایت نموده است. نتایج پایش خشکسالی در سال ۲۰۱۴ نشان‌گر خشکسالی همه‌گیر در کل کشور است که شدیدترین آن از شمال و شمال‌شرق به تمام نقاط ایران توسعه می‌یابد. در مقیاس ۲۴ و ۴۸ ماهه از شدت خشکسالی کاسته شده و به عرض‌های پایینی انتقال می‌یابد. لذا خشکسالی در این سال از عرض‌های بالایی به ایران سرایت نموده است. نتایج تحلیل روند مقایر SPEI در مقیاس‌های زمانی مورد مطالعه نشان می‌دهد، روند خشکسالی در شمال کشور رو به افزایش و در جنوب و خصوصاً جنوب‌غرب رو به کاهش است. از طرفی روند دما (به‌جز شمال‌غرب و جنوب‌شرق) در بخش‌های وسیعی از شمال گرفته تا مرکز و جنوب کشور رو به افزایش و روند بارش دارای روند منفی و کاهشی بوده است. نتایج این تحقیق نشان دادند که اگرچه بارندگی نقش اصلی در تغییرات زمانی و مکانی خشکسالی ایفا می‌نماید اما تأثیر نوسانات دمایی بسیار بااهمیت بوده و موجب تشدید پدیده خشکسالی می‌گردد، از طرفی افزایش دما در اقلیم آتی کره زمین امری اثبات شده است. لذا شاخص خشکسالی SPEI با در نظر گرفتن اثرات ترکیبی بارندگی و تبخیرتعرق قادر است تغییرات رطوبت خاک را در مقیاسه با شاخص‌هایی (مانند SPI) که تنها از بارندگی استفاده می‌نمایند توجیه نماید که از محاسن این شاخص محسوب می‌گردد.

منابع

Abrahams, A. D., Parsons, A. J. 1991. Resistance to overland flow on desert pavement and its

در بررسی روند دما و بارش، طی دوره آماری مورد بررسی نشان می‌دهد، بخش‌های زیادی از کشور در شمال، شرق، بخش‌های میانی، جنوب و جنوب‌غرب کشور دما در سطوح اعتماد مورد بررسی دارای روند افزایشی است. این در حالی است که تنها بخش شمال‌غرب در استان آذربایجان غربی - شرقی و کردستان و جنوب شرق کشور فاقد روند معنی‌دار است. نتایج محققینی چون (Shirgholami and Ghahraman, 2006; Alijani et al., 2012) نیز روند افزایشی دما در کشور را تأیید می‌نماید. روند بارش در کشور نشان می‌دهد که در سطح کوچکی در جنوب‌غرب کشور (دوگنبدان، بوشهر، بندر دیلم، دزفول، شیراز و یاسوج) روند منفی در سطح خطای یک درصد (کوچک‌تر از ۲/۶۱-) معنی‌دار است. در جنوب‌شرق (ایران‌شهر) نیز روند فزاینده بارش با پذیرش خطای ۱۰ درصد مورد تأیید است و سایر نقاط کشور بارش دارای روند کاهشی است اما از نظر آماری معنی‌دار نیست. نتایج Razie et al, 2006; Askari and Rahimzadeh, 2007; Azarkhoshi et al 2014; Moradi, 2017) نیز مؤید این مطلب است.

نتیجه گیری

با توجه به افزایش دمای هوا طی ۱۵۰ سال گذشته و این که مدل‌های تغییر اقلیم افزایش مشخصی را برای قرن ۲۱ پیش‌بینی می‌کنند، می‌توان تصور کرد که افزایش دمای هوا نتایج برجسته‌ای را برای شرایط خشکسالی خواهد داشت. در مناطق خشک و نیمه خشک که دو عامل کمبود بارندگی و افزایش تبخیرتعرق بیشترین تأثیر را در ایجاد خشکسالی دارد، ارائه یک شاخص جدید پایش خشکسالی به نام شاخص SPEI الزامی است. به طور کلی نیازمند به داده‌های کم در SPEI امکانات و انعطاف‌پذیری محاسباتش و در نظر گرفتن دو عامل اصلی تعیین‌کننده شدت خشکسالی (بارش و نیاز تبخیری جو) دلایل اصلی هستند که توصیه می‌شود نسبت به دیگر شاخص‌های خشکسالی مورد استفاده قرار گیرد. در این تحقیق به منظور تحلیل خشکسالی از شاخص بارندگی و تبخیرتعرق استاندارد شده (SEPI) استفاده گردید. جهت تحلیل و پایش زمانی خشکسالی سری‌های زمانی ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه در نظر گرفته شد و علاوه بر پهنه‌بندی مقادیر فوق در دو سال ۲۰۰۰ و ۲۰۱۴ که خشکسالی در کشور فراگیر

- DuPisani, L. G., Fouche, H. J., Venter, J. C. 1998. Assessing rangeland drought in South Africa. *Agricultural Systems*, 57(3): 367-380.
- Ebrahimpour, M., Rahimi, J., Nikkhah, A., Bazrafshan, J. 2015. Monitoring Agricultural Drought Using the Standardized Effective Precipitation Index. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 141(1), 04014044.
- Feng, J., Yan, D., Li, C., Yu, F., Zhang, C. 2014. Assessing the impact of climatic factors on potential evapotranspiration in droughts in North China. *Quaternary International*, 336: 6-12.
- González, J., Valdés, J. B. 2006. New drought frequency index: definition and comparative performance analysis. *Water Resources Research*, 42, W11421, doi:10.1029/2005WR004308.
- Guiney, R. 2012. Farming suicides during the Victorian drought: 2001-2007. *The Australian Journal of Rural health*, 20(1): 11-15.
- Hamed, K. H., Rao, A. R. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1):182-196.
- Heim, R. R., 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bulletin of American Meteorological Society*, 83(8): 1149-1165.
- Hu, Q. S., Willson, G. D. 2000. Effect of temperature anomalies on the Palmer drought severity index in the central United States. *International Journal of Climatology*, 20: 1899-1911.
- Jones, P. D., Moberg, A. 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climatology*, 16: 206-223.
- Kendall, M. G. 1975. Rank correlation methods. Charles Griffin Book Series, London, 202 pages.
- Keyantash, J. A., Dracup, J. A. 2002. The quantification of drought: an evaluation of drought indices. *Bulletin of American Meteorological Society*, 83:1167-1180.
- Keyantash, J. A., Dracup, J. A. 2004. An aggregate drought index: assessing drought severity based on fluctuations in the hydrologic cycle and surface water storage. *Water Resources Research*, 40 (9): DOI: 10.1029/2003WR002610.
- Khan, S., Gabriel, H. F., Rana, T. 2008. Standardized precipitation index to track drought and assess impact of rainfall on watertables in irrigation areas. *Irrigation and Drainage Systems*, 22: 159-177.
- Khazanedari, L., Zabol Abasi, A. F., Ghandhari, S., Kouhi, M., Malbousi, S. 2010. Drought conditions in the next thirty years in Iran. *Journal of Geography and Regional Development*, 12: 83-98. (In Farsi)
- implications for sediment transport modeling. *Water Resources Research*, 27(8): 1827-1836.
- Abramopoulos, F., Rosenzweig, C., Choudhury, B. 1988. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): soil water movement and evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1(9): 921-941.
- Ahmadi, M., Nosrati, K., Selki, H. 2014. Drought and its relation with soil moisture. Case Study: Kabootar Abad, Isfahan. *International Journal of Geographical Society Quarterly Journal*, 66(11): 77-91. (In Farsi)
- Alijani, B., Mahmoudi, P., Salighe, M., Rigchahi, A. 2012. Study of changes in the annual minimum and maximum temperatures in Iran. *Quarterly journal of geographic research*, 26 (3): 102-119. (In Farsi)
- Askari, A., Rahimzadeh, F. 2007. Study of the variability of rainfall in recent decades of Iran. *Geographical research*, 9 (58): 67-80. (In Farsi)
- Azarkhoshi, M., Farzadmehr, J., Eslah, M., Sahabi, H. 2014. Study of annual and seasonal changes in precipitation and temperature parameters in different climate zones of Iran. *Irrigation and Watershed Journal, Iranian Journal of Natural Resources*, 66(1): 1-16. (In Farsi)
- Beguieria, S., Vicente-Serrano, S. M., Reig, F., Latorre, B. 2014. Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *International Journal of Climatology*, 34(10): 3001-3023.
- Brazdil, R., Trnka, M., Dobrovolny, P., Chroma, K., Hlavinka, P., Zalud, Z. 2009. Variability of droughts in the Czech Republic, 1881-2006. *Theoretical and Applied Climatology*, 97(3-4): 297-315.
- Bryant, E. A. 1991. *Natural Hazards*. Cambridge, New York and Melbourne: Cambridge University Press: 681-689.
- Chang, T. J., Cleopa, X. A. 1998. A proposed method for drought monitoring. *Water Resources Bulletin*, 27: 275-281.
- Das, P. K., Dutta, D., Sharmab, J. R., Dadhwalb, V. K. 2015. Trends and behaviour of meteorological drought 1901-2008 over Indian region using standardized precipitation-evapotranspiration index. *International Journal of Climatology*, 6(2): 909-916.
- Dubrovsky, M., Svoboda, M. D., Trnka, M., Hayes, M. J., Wilhite, D. A., Zalud, Z., Hlavinka, P. 2008. Application of relative drought indices in assessing climate-change impacts on drought conditions in Czechia. *Theoretical and Application Climatology*, 96: 155-171.

- Sobhani, B., Ghafari Gilandeh, A., Goldost, A. 2016. Drought monitoring in Ardabil province using the developed SEPI fuzzy index based on fuzzy logic. *Journal of Applied Geosciences Research*, 15(36): 72-51. (In Farsi)
- Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Gudmundsson, L., Van Loon, A. F., Stahl, K. 2015. Candidate distributions for climatological drought indices (SPI and SPEI). *International Journal of Climatology*, 35(13): 4040-4027.
- Szalai, S., Szinell, Cs., Zoboki, J. 2000. Drought monitoring in Hungary, early warning systems for drought preparedness and drought management. *World Meteorological Organization Republic WMO/TD 1037*: 199-182.
- Tsakiris, G., Pangalou, D., Vangelis, H. 2007. Regional drought assessment based on the reconnaissance drought index (RDI). *Water Resources Management*, 21(5): 821-833.
- Vicente-Serrano, S. M. 2007. Evaluating the impact of drought using remote sensing in a Mediterranean, semi-arid region. *Natural Hazards*, 40(1): 173-208.
- Vicente-Serrano, S. M., Begueria, S., Lopez-moreno, J. L. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 23(7): 1696-1718.
- Vicente-Serrano, S. M., Lopez-Moreno, J. I. 2005. Hydrological Response to Different Time Scales of Climatological Drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a Mountainous Mediterranean basin. *Hydrological Earth System Science*, 9: 523-533.
- Wald, A., Wolfowitz, J. 1951. Characterization of the minimal complete class of decision functions when the number of distributions and decision is finite. In *Proceedings of the Second Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, 149-158.
- Wheaton, E., Kulshreshtha, S., Wtrock, V., Koshida, G. 2008. Dry times: hard lessons from the Canadian drought of 2001 and 2002. *Canadian Geographer*, 52: 262-241.
- Wilhite, D. A. 2000. Drought as a natural hazard: concepts and definitions. In *Drought: A Global Assessment*. Routledge Publishers, London, 16: 18-3.
- Zare Abyaneh, H., Ghabaei Souq, M., Mosaedi, A. 2016. Drought monitoring based on the Standardized Evapotranspiration (SPEI) Index of Climate Change Impact. *Water and Soil Journal (Agricultural Science and Technology)*, 29 (2): 374-392. (In Farsi)
- Kisi, O. 2015. An innovative method for trend analysis of monthly pan evaporations. *Journal of Hydrology*, 527: 1123-1129.
- Mann, H. B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica, Journal of Econometric Society*, 13(3): 259-245.
- Martinez, J., Lopez, B. C., Adell, N., Badiella, L., Ninyerola, M. 2008. Twentieth century increase of Scots pine radial growth in NE Spain shows strong climate interactions. *Global Change Biology*, 14: 2881-2868.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 17:184-179, Boston.
- Moradi, M. 2017. An Investigation of Factors Affecting Surface Runoff Changes in the Watershed of South Coast of Iran with Emphasis on Climate Parameters, Master's Degree Program in Watershed Management, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Hormozgan University. (In Farsi)
- Nosrati, K., Mohseni Saravi, M., Shahbazi, R. 2015. Comparison and Application of Two Standardized Precipitation Indexes and Standardized Evapotranspiration for Meteorological Drought Assessment in Tehran Province. *Desert Management Journal*, 2(3): 77-90. (In Farsi)
- Patel, N. R., Chopra, P., Dadhwal, V. K. 2007. Analyzing spatial patterns of meteorological drought using standardized precipitation index. *Meteorological Applications*, 14: 336-329.
- Razie, T., Kararaste, P., Saghafian, B. 2006. Annual rainfall survey in arid and semi arid regions of central and eastern Iran. *Isfahan Water and Sewage Journal*, 16 (54): 73-81. (In Farsi)
- Rebetez, M., Mayer, H., Dupont, O., Schindler, D., Gartner, K., Kropp, J., Menzel, A. 2006. Heat and drought 2003 in Europe: a climate synthesis. *Annals of Forest Science*, 63(6): 569-577.
- Sheffield, J., Wood, E. F. 2008. Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario. IPCC AR4 simulations. *Climate dynamics*, 31(1): 79-105.
- Shirgholami, H., Ghahraman, B. 2006. Review of the trend of annual average temperature variation in Iran. *Science and Technology of Agriculture and Natural Resources*, 9 (1): 9-24. (In Farsi)
- Sims, A. P., Dutta, D., Nigoyi, S., Raman, S. 2002. Adopting drought indices for estimating soil moisture: a North Carolina case study. *Geophysical Research Letters*, 29(8): 24-1-24-4.



اندازه‌گیری تبخیر تعرق و ضریب گیاهی پسته در منطقه رفسنجان

منصور مؤذن پور کرمانی^۱، اکبر محمدی محمد آبادی^۱، علیرضا بادیه‌نشین^۲، حمیده نوری^{۳*}

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۰۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۱۳

چکیده

با توجه به رشد چشمگیر سطح زیر کشت پسته در ایران و به منظور استفاده بهینه از منابع آب، اطلاع دقیق از نیاز آبی این گیاه ضروری است. آبیاری در سنین ابتدایی رشد (تا ده سال) در استقرار درخت پسته و محصول دهی آن تأثیر به‌سزایی دارد. هدف اصلی اجرای طرح، تعیین میزان تبخیر تعرق درختان پسته از چهار سالگی هم‌زمان با پیوندزنی تا سن نه سالگی هم‌زمان با سن محصول دهی اقتصادی بوده است. این طرح در رفسنجان و در ایستگاه شماره دو مؤسسه تحقیقات پسته کشور، با استفاده از یک لایسیمتر بتنی زهکش‌دار با ابعاد ۹×۶ متر و عمق متوسط ۳/۴ متر انجام شده است. در لایسیمتر و اطراف آن نهال‌های یک‌ساله پسته از رقم بادامی ریز Pistacia vera L کشت شد. مقدار تبخیر تعرق و ضریب گیاهی در هر دور آبیاری ۲۰ روزه در دوره رشد ۸ ماهه پسته با استفاده از اطلاعات لایسیمتری تعیین گردید. تبخیر تعرق نهال پسته در چهار، پنج، شش، هفت، هشت و نه سالگی به ترتیب ۲۲۹۱/۲، ۲۵۰۷/۸، ۲۷۳۹/۴، ۴۵۱۶/۰، ۴۶۰۴/۰ و ۵۶۲۱/۰ مترمکعب در هکتار با مقادیر متوسط K_c برابر با ۰/۱۰۸، ۰/۱۰۴، ۰/۱۱۵، ۰/۱۲۱، ۰/۱۲۸ و ۰/۳۳ به دست آمد. در این تحقیق مقدار متوسط ضریب گیاهی K_c در مراحل پنج‌گانه رشد پسته به ترتیب برابر ۰/۲، ۰/۱۷، ۰/۲۲، ۰/۱۶ و ۰/۱۹ محاسبه شد.

واژه‌های کلیدی: آبیاری، پسته، ضریب گیاهی، لایسیمتر

مقدمه

نشست خاک، از بین رفتن اراضی زراعی و خرابی مناطق مسکونی شده است. اقتصاد این منطقه به طور شدید به کشاورزی تک محصولی پسته وابسته است، از طرفی مقاوم بودن درختان پسته به شرایط نامساعد طبیعی، آبی و خاکی باعث توسعه کشت پسته در منطقه شده است. با توجه به روند توسعه باغات پسته در استان‌های کشور و به ویژه در مناطق جدید، یکی از مهم‌ترین موضوعات مورد توجه باغ‌داران بایستی انجام آبیاری متناسب با تبخیر تعرق گیاه و اجتناب از آبیاری اضافی باشد. از طرفی باید توجه داشت که کاهش در مقدار آبیاری منجر به ضعیف شدن گیاه و کاهش محصول نگردد. بسیاری از باغداران به علت عدم اطلاع از مدیریت صحیح و یا کمبود آب آبیاری، به آبیاری کافی در سنین اولیه رشد چندان اهمیت نداده و آب کمی از را به درختان فاقد محصول و کم سن و سال اختصاص می‌دهند. اما باید یادآور شد که به طور کلی نهال سالم و قوی که در نونهالی با تنش‌های مختلف روبرو نشده باشد، می‌تواند در زمان بلوغ و رسیدن به سن محصول دهی، محصولی مناسب و تقریباً هر ساله داشته باشد. در کشور ایران، استان کرمان با متوسط بارش سالانه ۱۲۹ میلی‌متر با دارا بودن بیش از ۲۱۲ هزار هکتار باغ

افت سطح ایستابی در منابع آب زیرزمینی و تبعات آن یکی از مهم‌ترین موضوعات مورد بحث است. به منظور حفظ این منابع نیاز به مدیریت در برداشت از آن‌ها و حفظ بیلان مثبت (ورودی بیشتر از خروجی) است. افزایش برداشت از منابع آب زیرزمینی و بروز خشکسالی مداوم، امکان تغذیه کافی این منابع را سلب کرده و منجر به کاهش سطح آب در آن‌ها شده است. یکی از مناطق دارای این مشکل، محدوده مطالعاتی رفسنجان است. این منطقه از سال ۱۳۵۳ به عنوان منطقه ممنوعه اعلام شده است ولی برداشت نامناسب از منابع آن باعث افت سالانه ۸۰ سانتی‌متر در سطح آب زیرزمینی این منطقه شده است. در این منطقه کاهش سطح آب زیرزمینی منجر به

^۱ هیئت علمی پژوهشکده پسته، مؤسسه تحقیقات علوم باغبانی، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، رفسنجان

^۲ دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی و فناوری کشاورزی، گروه آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران

^۳ استادیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشکده مهندسی و فناوری کشاورزی، گروه آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران

*نویسنده مسئول: hnoory@ut.ac.ir

DOI: 10.22125/agmj.2018.59723

به منظور اجتناب از تنش گیاهی است. میزان تبخیر تعرق معمولاً به صورت میلی‌متر در واحد زمان نشان داده می‌شود و بیان‌کننده مقدار آب از دست رفته از یک سطح کاشته شده بر حسب واحدهای عمق آب است. واحد زمان می‌تواند یک ساعت، یک روز، یک دهه، یک ماه و یا حتی یک دوره کامل رشد یا یک سال باشد (Doorenbos and Pruit, 1977). اندازه‌گیری دو جزء تبخیر تعرق به صورت جداگانه به آسانی امکان‌پذیر نیست و به وسایل خاص و دقیق جهت اندازه‌گیری پارامترهای گوناگون فیزیکی نیاز دارد. یک روش ساده برای تعیین نیاز آبی تعیین ضریب معین براساس تبخیر از تشت تبخیر است. در ایالت کالیفرنیا مقدار ضرایب تشت تبخیر (K_p) جهت تعیین تبخیر - تعرق پسته محاسبه گردید و میزان تبخیر تعرق پسته معادل ۱۰۱۸ میلی‌متر گزارش شد (Goldhamer et al., 1985). در تحقیق مشابه انجام شده در ایران ضریب ۰/۲ را به عنوان ضریب تشت تبخیر در نظر گرفته شد و سازگاری درختان پسته با لوله‌های مختلف آبیاری زیرسطحی با این مقدار آب مصرفی بررسی گردید (Koohestani, 1996). نتایج این تحقیق نشان داد که امکان استفاده از روش آبیاری زیرسطحی برای آبیاری درختان پسته منطقی است ولی به لحاظ مصرف آب آبیاری مقدار آب آبیاری ۲۰ درصد تبخیر از تشت کلاس الف در مقایسه با روش سطحی، سبب افت شدید محصول گردید. در تحقیقی دیگر در مدت پنج سال (۱۳۷۴-۱۳۷۹) مناسب‌ترین میزان آب مصرفی و امکان جایگزینی روش آبیاری غرقابی با آبیاری قطره‌ای مورد بررسی قرار گرفت (Moazenpour et al., 2007). در تحقیق آن‌ها دو روش آبیاری سطحی و قطره‌ای با سه مقدار آب آبیاری متناسب با ضرایب تشت تبخیر (K_p) برابر ۰/۲، ۰/۴ و ۰/۶ از تشت تبخیر کلاس الف و معادل ۲۵۵۰، ۵۱۱۲ و ۷۸۰۰ مترمکعب در هکتار در سال بررسی شد. نتایج تحقیق آن‌ها نشان داد که برای آبیاری قطره‌ای استفاده از اطلاعات تشت تبخیر با ضریب تشت تبخیر ۰/۴ تا ۰/۶ می‌تواند برای تعیین تبخیر تعرق استفاده شود. از طرفی عوامل زیادی برای تعیین نیاز آبی وجود دارد که فقط میزان تبخیر از تشت بیان‌گر آن نیست. از این رو در سایر تحقیقات از روش‌هایی با پارامترهای ورودی زیادتر نسبت به تشت تبخیر استفاده شده است. برای اندازه‌گیری تبخیر تعرق در شرایط مزرعه‌ای، دو روش اصلی وجود دارد.

پسته، بیش‌ترین سطح کشت پسته را در خود جای داده است (Iran agricultural statistics, 2015). تولید پسته در این استان یکی از منابع مهم ایجاد درآمد کشاورزان منطقه و اقتصاد ملی محسوب می‌شود و خانوارهای بسیاری به طور مستقیم و غیرمستقیم از طریق تولید پسته امرار معاش می‌کنند. آبیاری باغات پسته در استان کرمان اغلب به صورت سطحی است و نتایج حاصل از تحقیقات نشان می‌دهد که میانگین راندمان آبیاری سطحی در استان کرمان در یک دوره زمانی ده ساله (۱۳۷۰ تا ۱۳۸۰) ۴۷/۷ درصد بوده است (Ashrafi et al., 2006). راندمان آبیاری پایین و تلاش برای تولید بیشتر محصول باعث برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی و افت زیاد سطح آب زیرزمینی در این منطقه شده است (Mohammadi Mohamad Abadi et al., 2008). به منظور تعیین وضع موجود آبیاری در ۲۸۶ باغ پسته در شهرستان‌های انار و رفسنجان در استان کرمان، میزان آب مصرفی برای این گیاه را تعیین گردید (Abdollahi Ezzatabadi and Mohammadi Mohammad Abadi, 2014). این تحقیق نشان داد که میزان آب مصرفی این باغ‌ها در یک سال دارای دامنه وسیعی از ۹۷۳ تا ۲۷۰۰۰ مترمکعب در هکتار بوده است و متوسط این مقدار ۹۷۳۱ مترمکعب تعیین شده است. بررسی فراوانی مصرف آب در هر هکتار باغ پسته نشان داد، بسیاری از باغ‌ها مقدار مصرف آب کم‌تر و بسیاری از باغ‌ها مقدار مصرف آب بیشتر از اندازه بهینه دارند. در تحقیق دیگری به ارزیابی سامانه‌های زیرسطحی اجرا شده در باغات پسته استان کرمان (مطالعه موردی شهرستان سیرجان) پرداخته شد (Koochi, 2015). در مزارع مورد بررسی میزان آب مصرفی طیف وسیعی داشته که حدود ۴۶۰۰ تا ۱۰۵۰۰ مترمکعب در هکتار برای یک سال بوده است. نتایج این تحقیق نیز نشان داد که در هر باغ پسته مقادیر کاملاً متفاوتی آب در هکتار مصرف می‌شود که بعضی بسیار زیاد و بعضی بسیار کم است. در این زمینه عوامل زیادی تأثیرگذار است ولی اطلاع از مقدار نیاز آبی تأثیر بسزایی در استفاده از مقدار بهینه آب خواهد داشت. از این‌رو به منظور استفاده بهینه از منابع آب زیرزمینی در مناطق تحت کشت پسته، نیاز به اطلاع دقیق از نیاز آبی پسته است که این امر مستلزم انجام تحقیق دقیق در این رابطه است. مقدار نیاز آبی گیاهان برابر با مقدار آب در دسترس گیاه برای تبخیر تعرق

با استفاده از تصویر سنجنده MODIS (دقت ۲۵۰ متر در ۲۵۰ متر) در منطقه اردکان استان یزد پرداختند و میزان تبخیرتغرق گیاه پسته طبق ضرایب پیشنهادی فائو ۱۳۰۰ تا ۱۶۰۰ میلی‌متر و مقدار تبخیرتغرق واقعی پسته با روش سبال ۱۱۳۳ میلی‌متر به دست آمد. مقایسه دو روش نشان از تفاوت معنی‌دار بین میزان برآورد ضرایب فائو و عمق آب آبیاری پسته در منطقه اردکان است. این محققین در این زمینه شرایط اقلیمی حاکم بر هر منطقه، عوامل دیگر نظیر سن درختان، نحوه آرایش آن‌ها، مدیریت باغات و برنامه آبیاری آن‌ها را مؤثر در تفاوت دانستند. ضرایب گیاهی در هر منطقه و براساس شرایط اقلیمی متفاوت هستند، در ایران مقدار ضریب گیاهی پسته را از ۰/۴ تا ۰/۶ تعیین شده است (Farshi et al., 1997). این در حالی است که ضرایب ارائه شده فائو دارای محدوده عددی ۰/۰۷ تا ۱/۱۹ می‌باشند. این ضرایب بسیار کم‌تر از ضرایب ارائه شده توسط فائو بوده و از این رو استفاده از ضرایب فائو در ایران باعث خطا و بیش برآورد تبخیرتغرق می‌گردد. مهم‌ترین موضوع در این زمینه محاسبه دقیق ضرایب گیاهی در طول دوره رشد پسته شامل مراحل و سنین مختلف رشد آن است. همان‌گونه که بیان گردید کشت پسته به عنوان یک محصول اقتصادی و مقرون به صرفه در مناطق جدید در ایران در حال توسعه است. طبق نظر محققین درختان جوان نباید دچار کمبود آب شوند و از طرفی درخت پسته تحمل غرقاب را ندارد (Kirnak et al., 2001). از این‌رو انجام یک پژوهش به منظور تعیین دقیق تبخیرتغرق گیاه پسته در طول رشد آن و با در نظر گرفتن K_c ضرورت دارد. هدف از این تحقیق تعیین تبخیرتغرق گیاه پسته به صورت لایسیمیتری در مراحل مختلف رشد از چهار تا نه سالگی در منطقه رفسنجان به عنوان نماینده منطقه کشت پسته در استان کرمان است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

این طرح در ایستگاه شماره دو مؤسسه تحقیقات پسته کشور واقع در شمال غربی رفسنجان، با طول جغرافیایی ۵۶ درجه و یک دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰ درجه و ۳۲ دقیقه شمالی اجرا گردید. ارتفاع متوسط منطقه مورد مطالعه از سطح دریا ۱۴۴۰ متر است که موقعیت آن در شکل ۱ نشان داده شده است.

روش اول روش بیلان آب خاک است؛ در این روش تمام ورودی‌ها و خروجی‌های آب به خاک اندازه‌گیری می‌شود که به عنوان یک روش استاندارد و متداول محسوب می‌شود. اما، در مورد درختان و باغات میوه با برخی مشکلات همراه است. اول اینکه تفاوت در سیستم ریشه در نقاط مختلف یک باغ سبب می‌شود تا الگوی جذب آب توسط گیاه نیز متفاوت شود (Dastorani et al. 2012). دوم اینکه توزیع مکانی متغیر آب، باعث می‌شود تا نتوان با تعداد معدودی از نمونه‌برداری دستی به اجزای معادله بیلان آبی دست یافت و نیاز به استفاده از فناوری‌های جدید و صرف هزینه باشد. از این‌رو این روش به نیروی کارگری زیادی احتیاج دارد و با تغییرات مکانی و زمانی خصوصیات خاک به ویژه در اعماق پایینی ریشه خطاهای نمونه‌برداری زیادی را ایجاد می‌کند. روش دوم روش لایسیمیتری بوده که گران قیمت اما دارای دقت بیشتر است (Kirnak et al., 2001). در لایسیمتر پس از رسیدن به تعادل آبی در خاک می‌توان تبخیرتغرق گیاه (ET_c) را تعیین نمود. پس از مقایسه این مقدار با تبخیرتغرق مرجع (اغلب چمن) (ET_o) می‌توان نسبت ET_c به ET_o را که ضریب گیاهی (K_c) نامیده می‌شود به دست آورد. سپس در زمان مورد نیاز با تعیین تبخیرتغرق گیاه مرجع و ضرب در مقدار ضریب گیاهی می‌توان به میزان تبخیرتغرق گیاه مورد نظر در منطقه دست یافت. پس از ایران ایالت کالیفرنیا با دارا بودن ۱۱۹ هزار هکتار سطح کشت پسته (USDA, 2015) بزرگ‌ترین تولید کننده پسته است و در زمینه آبیاری پسته تحقیق‌های متعددی انجام داده است. در ایالت کالیفرنیا ضرایب گیاهی در مراحل مختلف رشد گیاه پسته را به دست آورد که دارای محدوده عددی ۰/۰۷ تا ۱/۱۹ است و مبنای ضرایب ارائه شده توسط فائو است (Goldhamer, 1995). در این کشور تحقیق‌های دیگری برای پیشنهاد کم آبیاری برای پسته و اثر آن انجام شده است. در تمام این تحقیق‌ها نتیجه گرفته شد که تبخیرتغرق به دست آمده براساس ضرایب گیاهی ارائه شده در فائو بالا بوده و می‌توان بدون تأثیر قابل توجه بر عملکرد گیاه در مراحل از رشد پسته کم آبیاری اعمال کرد (Goldhamer, 2005; Guerrero et al. 2005; Iniesta et al. 2008; Testi et al. 2008; Dastorani et al. 2012). در ایران (Dastorani et al., 2012) به برآورد میزان تبخیرتغرق واقعی پسته با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور (الگوریتم سبال) و

قلوه سنگ، شن بادامی و سنگریزه به ضخامت ۷۰ سانتی‌متر جهت زهکشی بهتر قرار داده شد و سپس به صورت مرحله‌ای مطابق پروفیل خاک اطراف، به عمق ۲/۷ متر از خاک پر شد. جهت کنترل فشردگی لایه‌های خاک، در زمان خاک‌برداری و خاک‌ریزی مجدد، وزن مخصوص ظاهری خاک اندازه‌گیری و پس از قرار گرفتن هر لایه در محل خود، در صورت لزوم خاک کوبیده شد. به منظور نشست کامل خاک داخل لایسیمتر، قبل از کاشت، دو نوبت به صورت سنگین آبیاری شد. به منظور از بین بردن شرایط واحه‌ای در اراضی اطراف لایسیمتر هم‌زمان با کاشت درختان درون لایسیمتر، یک هکتار باغ پسته همگون با شرایط مشابه آن‌ها در بیرون لایسیمتر نیز ایجاد گردید. عملیات کوددهی درختان با توجه به آزمایشات خاک در زمستان در شیارهای کودی به فاصله و عمق ۵۰ سانتی‌متر در یک طرف ردیف درختان، کود حیوانی (هر اصله حدود ۱۰ کیلوگرم) و کود فسفات آمونیوم با استفاده از فرمول (N-P-K) به درختان داخل و خارج لایسیمتر داده شد. آبیاری‌های سنگین زمستانه نیز هر ساله پس از کوددهی انجام گردید. در اوایل و اواسط فصل رشد در سال‌های اجرای طرح پس از استقرار کامل نهال‌ها، از کود سولفات آمونیوم به عنوان سرک (در دو نوبت) قبل از آبیاری استفاده شد. در طول سال‌های اجرای طرح سایر عملیات داشت از قبیل هرس پاجوش‌ها، شخم و تیلر کردن و حذف علف‌های هرز در صورت لزوم در کلیه ردیف‌ها به صورت یکنواخت انجام گردید. نهال‌ها از پایه اهلی (بادامی ریز) و پیوندک‌ها در طول چهار سالگی از وارپته فندقی انتخاب و هم‌زمان روی پایه‌های داخل و خارج لایسیمتر پس از سربرداری پیوند شد.

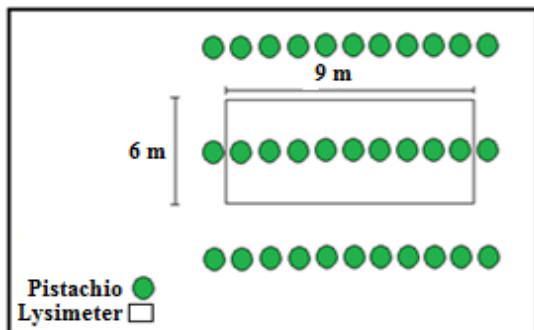


Figure 2- Location of trees in lysimeter

شکل ۲- کروکی قطعه آزمایشی و نحوه‌ی قرار گرفتن درختان در لایسیمتر

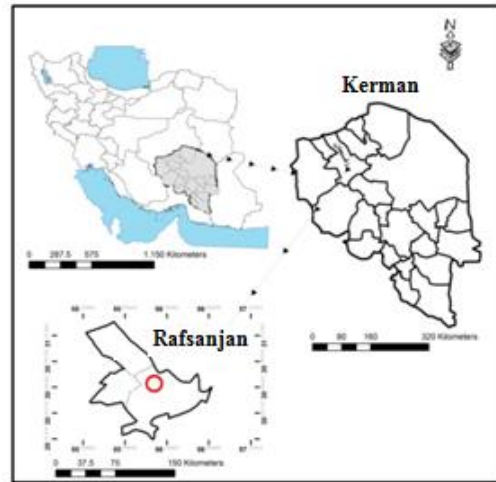


Figure 1- Rafsanjan city and study area

شکل ۱- موقعیت شهرستان رفسنجان و منطقه مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی رفسنجان دارای اقلیم خشک با میانگین بارش سالانه ۹۰ میلی‌متر و متوسط تبخیر سالانه ۳۴۳۶ میلی‌متر است. به منظور بررسی تغییرات اطلاعات هواشناسی در دوره پژوهش، پارامترهای هواشناسی شامل متوسط دمای هوای سالانه، مجموع بارش سالانه و متوسط سرعت باد سالانه در جدول ۱ آورده شده است.

Table 1- Meteorological parameters during the research period

Year of growth	Annual precipitation (mm)	Annual temperature (°C)	Wind speed (Knots)
4	102.8	17.8	7.4
5	115.3	18.3	7.4
6	54.8	19.2	7.7
7	116	19	7.4
8	52.5	18.9	9.1
9	86.4	19.3	10
Average	88	18.7	8.2

روش کار

همان‌طور که قبلاً ذکر شد آزمایش با هدف تعیین تبخیر تعرق گیاه پسته با روش لایسیمتری انجام گردید. این آزمایش با استفاده از یک دستگاه لایسیمتر بتونی زهکش‌دار با ابعاد ۹×۶ متر (سطح مقطع ۵۴ مترمربع)، عمق متوسط ۳/۴ متر و با شیب دو درصد پیاده شد. اطراف لایسیمتر یک هکتار باغ پسته کشت گردید، به نحوی که یک ردیف درخت پسته به تعداد نه درخت درون لایسیمتر قرار گرفت (شکل ۲ و ۳). بافت خاک محل اجرای طرح، متوسط (لومی شنی) و به صورت مطابق بوده است. در کف لایسیمتر، زهکش‌های افقی و نیز لایه‌ای از

داخل لایسیمتر به دست آمد. مقدار زه‌آب (آب خروجی از ناحیه توسعه ریشه‌ها) روزانه با ظروف مدرج در محفظه زیرزمینی کنار لایسیمتر اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری تبخیرتغرق مرجع از لایسیمترهای فلزی چمن در مجاورت لایسیمتر پسته استفاده و آبیاری در آن‌ها به صورت روزانه و سطحی انجام گردید (شکل ۳). تبخیرتغرق مرجع ET_0 با استفاده از آب مصرفی در لایسیمترهای چمن تعیین و طبق آن ضریب گیاهی پسته (K_c) از معادله ۱ در هر دور آبیاری محاسبه شد.

$$ET_c = K_c \times ET_0 \quad (1)$$

K_c مربوط به هر دور آبیاری در دوره رشد محاسبه گردید. مدت آبیاری پسته ۲۴۰ روز و شامل پنج مرحله اصلی رشد در نظر گرفته شد (جدول ۲). مقدار تبخیرتغرق در هر دور آبیاری ۲۰ روزه اندازه‌گیری شد و میزان تبخیرتغرق در یک دوره ۸ ماهه (از ابتدای سال با جمع مقادیر تبخیرتغرق درختان در ۱۲ دور آبیاری) به دست آمد. این مقادیر برای سال چهارم رشد (اولین سال پس از اتمام پیوند زنی) تا سال نهم رشد (شروع بارآوری اقتصادی پسته) به تفکیک محاسبه گردید.

Table 2- Growing stage of pistachio in 20 day periods

جدول ۲- مراحل رشد و مراحل رشد گیاه پسته در دوره‌های ۲۰ روزه آبیاری

Growing Stage	Approximate Phonology	Start day	Growing day
Stage 1	Bloom	Mar 20	20
	Leaf out	Apr 10	40
	Shell Expansion	May 1	60
Stage 2	Shell Hardening	May 20	80
	Shell Hardening	June 10	100
Stage 3	Nut Filling	July 1	120
	Nut Filling	July 20	140
	Shell Splitting	Aug 10	160
Stage 4	Hull Slip	Sept 1	180
	Harvest	Sept 20	200
Stage 5	Postharvest	Oct 10	220
	Postharvest	Nov 1	240

نتایج و بحث

اندازه‌گیری تبخیرتغرق و تعیین ضریب گیاهی برای سال چهارم رشد (اولین سال پس از اتمام پیوند زنی) تا سال نهم رشد (شروع بارآوری اقتصادی پسته) انجام گردید. نتایج به دست آمده به صورت نمونه برای نهال چهار ساله و سربرداری و پیوند شده در جدول ۳ و برای نهال نه ساله استقرار یافته و بارور در جدول ۴ آورده شده است. در



Figure 3- Location of grass and pistachio lysimeters
شکل ۳- موقعیت قرارگیری لایسیمتر چمن در کنار باغ پسته و لایسیمتر پسته

از این رو شروع محاسبات تعیین تبخیرتغرق گیاه پسته از سال چهارم به بعد شروع شد و تا سال نهم کشت که هم‌زمان با شروع محصول بیشینه است ادامه داشت. مقدار تبخیرتغرق گیاه برابر با تفاضل آب ورودی و خروجی از لایسیمتر به اضافه میزان تفاوت رطوبت خاک در بازه اندازه‌گیری (تغییرات رطوبت ضرب در عمق ریشه) در نظر گرفته می‌شود. به طور معمول، در زمان‌های آبیاری رطوبت خاک در اعماق و در محل‌های مختلف لایسیمتر اندازه‌گیری می‌شود. انجام نمونه برداری دستی برای تعیین رطوبت خاک به دلیل خشکی زیاد خاک بسیار دشوار است و موجب تغییر رژیم جریان آب در لایسیمتر می‌شود. به علت عدم دسترسی به دستگاه‌های اندازه‌گیری رطوبت خاک در محل و همچنین با توجه به اینکه با طولانی بودن دور آبیاری، رطوبت خاک در انتهای دوره‌های آبیاری به صورت تقریباً یکسان پایین است، از تغییرات رطوبت خاک در دوره‌های آبیاری چشم‌پوشی شده است. دور آبیاری در طرح فوق مشابه با مناطق کشت پسته (متوسط ۲۰ تا ۴۰ روز) ۲۰ روزه در نظر گرفته شده است. مقدار آب داده شده به لایسیمتر در هر دور آبیاری (۲۰ روزه) با کنتور حجمی اندازه‌گیری گردید. آبیاری به صورت سطحی و یکباره بر روی لایسیمتر انجام گردید. از این رو مقدار آبیاری در تمام زمان‌های آبیاری به صورت تقریباً یکسان و برابر با گنجایش حداکثری خاک (تفاوت رطوبت اشباع و خاک خشک) در نظر گرفته شد تا کم‌ترین اثر تنش خشکی بر درخت وارد شود. با محاسبه تفاوت ما بین مقدار آب داده شده به لایسیمتر (اعم از آبیاری و یا بارندگی مؤثر) و آب خروجی (آب اندازه‌گیری شده از زهکش)، در هر دور آبیاری، مقدار تبخیرتغرق درختان

ساله نشان می‌دهد که میزان تبخیر تعرق از ابتدای رشد تا دوره ۲۰ روزه ششم (۱۰ تیر تا ۳۱ تیر) افزایش می‌یابد و پس از آن کاهش نسبتاً زیادی پیدا می‌کند که این کاهش پس از پر شدن مغز پسته رخ می‌دهد (جدول ۳ و ۴).

جدول‌های ۳ و ۴ براساس میزان تبخیر تعرق گیاه پسته و تبخیر تعرق مرجع، میزان ضریب گیاهی پسته و میزان تبخیر تعرق برای دوره‌های ۲۰ روزه تعیین شده است. روند تغییرات زمانی تبخیر تعرق درختان پسته چهار ساله تا نه

Table 3- References and crop evapotranspiration for fourth growing year
جدول ۳- میزان تبخیر تعرق گیاه مرجع و پسته و ضریب گیاهی در دوره های مختلف در طول سال چهارم

Irrigation number	Phonological Stage	Growing day	K _c	ET _o	ET _c (daily) (mm day ⁻¹)	ET _c (mm 20 day ⁻¹)
1	Bloom	20	0.12	7.6	0.92	18.4
2	Leaf out	40	0.09	8.3	0.78	15.6
3	Shell Expansion	60	0.08	7.5	0.59	11.8
4	Shell Hardening	80	0.07	14.5	1.03	20.6
5	Shell Hardening	100	0.109	8.9	0.97	19.4
6	Nut Filling	120	0.148	15.1	2.24	44.8
7	Nut Filling	140	0.137	11.05	1.52	30.4
8	Shell Splitting	160	0.105	11.05	1.27	25.4
9	Hull Slip	180	0.075	8.3	0.622	12.44
10	Harvest	200	0.061	7.8	0.475	0.5
11	Postharvest	220	0.113	4.25	0.480	9.6
12	Postharvest	240	0.186	3.0	0.559	11.18

Table 4- References and crop evapotranspiration for ninth growing year
جدول ۴- میزان تبخیر تعرق گیاه مرجع و پسته و ضریب گیاهی در دوره های مختلف در طول سال نهم

Irrigation number	Phonological Stage	Growing day	K _c	ET _o	ET _c (daily) (mm day ⁻¹)	ET _c (mm 20 day ⁻¹)
1	Bloom	20	0.35	6.1	2.13	42.6
2	Leaf out	40	0.32	7.25	2.32	46.4
3	Shell Expansion	60	0.32	8.5	2.72	54.4
4	Shell Hardening	80	0.31	9.05	2.8	56
5	Shell Hardening	100	0.29	9.55	2.77	55.4
6	Nut Filling	120	0.39	10.25	4	80
7	Nut Filling	140	0.36	8.15	2.93	58.6
8	Shell Splitting	160	0.35	6.55	2.29	45.8
9	Hull Slip	180	0.31	6.05	1.87	37.4
10	Harvest	200	0.30	6.35	1.9	38
11	Postharvest	220	0.30	5.3	1.59	31.8
12	Postharvest	240	0.30	2.65	0.795	15.9

خاتمه خواب زمستانه و افزایش ناگهانی مصرف آب مورد نیاز، آب مصرفی و ضریب گیاهی افزایش می‌یابد. تغییرات K_c برای دوره رشد نهال پسته چهارساله تا نه ساله در جدول ۵ ارائه شده است. بررسی نتایج نشان داد که کم‌ترین مقدار K_c نهال پسته برای نهال چهار ساله و سربرداری و پیوند شده برابر با مقدار ۰/۰۶۱ در دوره ۲۰ روزه دهم به دست آمد (جدول ۵). K_c متوسط سالیانه نیز در سال‌های چهارم، پنجم، ششم، هفتم و هشتم رشد به ترتیب مقادیر ۰/۱۰۷، (با مقدار حداکثر ۰/۱۴۸)، ۰/۱۰۴، (با مقدار حداکثر ۰/۱۵۷)، ۰/۱۵۴، (با مقدار حداکثری معادل ۰/۲۱)، ۰/۲۱، (با حداکثر مقدار ۰/۲۷) و ۰/۲۷ (با مقدار حداکثر ۰/۳۳) محاسبه گردید.

دوره ۲۰ روزه ششم علاوه بر مرحله پر شدن مغز پسته مصادف با گرمای شدید هوا در این زمان است. از این رو نتیجه می‌شود مهم‌ترین مرحله از نظر آبیاری این مرحله است. در تحقیق Goldhamer (2005) نیز اهمیت آبیاری و حساسیت پسته به کم آبیاری در مرحله پر شدن مغز پسته بیان شده است و پیشنهاد کم آبیاری در مرحله برداشت و پس از برداشت بیان شده است. نتایج جدول ۳ و ۴ نیز کاهش مصرف آب در مراحل بعد از برداشت را نشان می‌دهد؛ در نتیجه پس از برداشت محصول می‌توان مقدار عمق آبیاری را کاهش داد. از آن‌جا که مقدار آبیاری در اکثر مناطق ثابت است می‌توان فاصله آبیاری را افزایش داد. در دوره ۲۰ روزه اول (مرحله گلدهی) نیز به دلیل

و ۲۷۳۹/۴ متر مکعب در هکتار در سال و تبخیرتغرق در سنین هفت، هشت و نه سالگی به ترتیب معادل ۴۵۱۶/۰، ۴۶۰۴/۰ و ۵۶۲۱/۰ متر مکعب در هکتار در سال به دست آمد. تفاوت زیاد این مقادیر با مقادیر پیشنهادی تحقیق مشابه این مورد را تأکید می‌کند که نمی‌توان برای تعیین آب مورد نیاز درختان زیر ده سال از درصد خاصی از نیاز آبی گیاه بالغ استفاده کرد. از این رو باید میزان آن طبق سن درخت با استفاده از ضرایب گیاهی ارائه شده در هر سن و هر دوره آبیاری تعیین گردد. به منظور بررسی ضرایب گیاهی پسته در مراحل مختلف رشد، متوسط مقدار این ضریب برای مراحل پنج‌گانه در مدت شش سال پژوهش محاسبه و در جدول ۶ آورده شده است.

Table 6- Crop coefficient of pistachio in 20 day periods and growing stages

جدول ۶- ضرایب گیاهی پسته بر اساس مراحل پنج‌گانه رشد

Irrigation number	Approximate Phenology	Growing day	20 day periods	Growing Stage
1	Bloom	20	0.22	
2	Leaf out	40	0.19	0.2
3	Shell Expansion	60	0.18	
4	Shell Hardening	80	0.17	0.17
5	Shell Hardening	100	0.17	
6	Nut Filling	120	0.25	
7	Nut Filling	140	0.22	0.22
8	Shell Splitting	160	0.22	
9	Hull Slip	180	0.18	
10	Harvest	200	0.16	0.16
11	Postharvest	220	0.19	0.19
12	Postharvest	240	0.19	

جدول ۶ نشان می‌دهد که بیشترین میزان ضریب گیاهی در مرحله سوم رشد (پر شدن و خندان شدن مغز پسته) برابر ۰/۲۲ به دست آمد. کمترین ضریب گیاهی در دو مرحله دوم (استخوانی شدن پوست) برابر ۰/۱۷ و مرحله چهارم (برداشت) برابر ۰/۱۶ به دست آمده است. Goldhamer (2005) بیان کردند که امکان کاهش ضریب گیاهی فائو در این دو مرحله بدون اثر بر عملکرد محصول وجود دارد که تأییدی بر نتایج این تحقیق است.

نتیجه‌گیری

مقدار بیشینه مصرف آب مشابه با سایر تحقیقات مربوط به دوره ۲۰ روزه ششم (۱۰ تیر تا ۳۰ تیر) به دلیل گرمای شدید هوا در این زمان و شروع مرحله پر شدن مغز پسته است. از این رو نتیجه می‌گیریم مهم‌ترین مرحله از نظر آبیاری مرحله پر شدن مغز پسته (مرحله سوم رشد) است. کم‌ترین ضریب گیاهی در دو مرحله دوم (استخوانی شدن

Table 5- Crop coefficient of pistachio in forth to ninth year

جدول ۵- تغییرات K_c برای دوره رشد نهال چهار تا نه ساله

Irrigation Number	Growing Day	Forth Year	Fifth Year	Sixth Year	Seventh Year	Eighth Year	Ninth Year
1	20	0.12	0.13	0.18	0.24	0.298	0.35
2	40	0.09	0.104	0.16	0.21	0.27	0.32
3	60	0.08	0.09	0.14	0.2	0.26	0.32
4	80	0.07	0.08	0.13	0.19	0.25	0.31
5	100	0.109	0.119	0.11	0.17	0.23	0.29
6	120	0.148	0.157	0.21	0.27	0.33	0.39
7	140	0.137	0.118	0.19	0.24	0.3	0.36
8	160	0.105	0.135	0.18	0.24	0.3	0.35
9	180	0.075	0.092	0.14	0.2	0.26	0.31
10	200	0.061	0.062	0.12	0.18	0.24	0.30
11	220	0.113	0.088	0.16	0.2	0.26	0.30
12	240	0.186	0.07	0.13	0.19	0.25	0.30

حداکثر مقدار K_c مربوط به سال نهم برای نهال استقرار یافته و بارور و معادل متوسط ۰/۳۲۵ (با حداکثر مقدار ۰/۳۹ مربوط دوره ۲۰ روزه ششم) به دست آمد (جدول ۵). مقدار حداکثر ضریب گیاهی در دو تحقیق در مرحله رشد مشابه با تحقیق حاضر به دست آمده است که نشان می‌دهد روند زمانی مصرف آب در این تحقیق‌ها یکی بوده است. این مقدار در تحقیق (Farshi et al., 1997) و فائو (Goldhamer, 1995) متفاوت به ترتیب برابر با ۰/۶ و ۱/۱۹ به دست آمده است. مقدار حداکثری این تحقیق و تحقیق اول نزدیک به هم بوده است و تفاوت اندک در مقدار آن به دلیل تفاوت در سن گیاهان مورد بررسی در این تحقیق است. به گونه‌ای که گیاهان مورد بررسی در این تحقیق زیر ده سال سن دارند و در تحقیق (Farshi et al., 1997) بالای ده سال سن دارند. دلیل اختلاف زیاد در مقدار ضریب حداکثری فائو با این تحقیق تفاوت در اقلیم، خاک، رقم گیاه و نوع مدیریت آبیاری است. با افزایش سن درخت، افزایش ضریب گیاهی خطی نبوده و تغییرات آن در هر دوره آبیاری متفاوت است. در بعضی از دوره‌های آبیاری، تفاوت مقدار ضریب گیاهی در سنین مختلف با نه سالگی کم و بعضی دوره‌ها زیاد بوده است. در نتیجه نمی‌توان تبخیرتغرق برای سنین اولیه رشد را با توجه به اهمیت ویژه آن، برابر ضریب خاصی نسبت به سال نهم در نظر گرفت. در تحقیق مشابه تبخیرتغرق در بازه‌های سه ساله سنین ۳-۶ و ۶-۹ سال برابر ۶۲۶۳ و ۸۱۰۴ مترمکعب در هکتار به دست آمده است (Farshi et al., 1997). در تحقیق حاضر متوسط تبخیرتغرق نهال پسته در چهار، پنج و شش سالگی به ترتیب ۲۲۹۱/۲، ۲۵۰۷/۸

sensing. Journal of Water Research in Agriculture, 26(1): 1-12. (In Farsi)

Doorenbos, J., Pruitt, W. O. 1977. Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, No. 24. Rome Italy.

Farshi, A., Shariati, M., Jarallahi, R., Ghaemi, M., Shahabi, F., Tolayi, M. 1997. Estimated Water Requirements for Major Crop and Garden Plants, Volume II - Garden Plants. Soil and water research institute, Agricultural education publication, 630 Pages. (In Farsi).

Goldhamer, D. A., Kjelgren, R. K., Williams, L., Beede, R. 1985. Water use requirements of pistachio trees and response to water stress. In National conference on advances in evapotranspiration, Hyatt Regency Chicago, Ill. (USA), 16-17 Dec 1985. American Society of Agricultural Engineers, p: 85- 92.

Goldhamer, D. A. 1995. Irrigation management. In Pistachio Production. Ed. L. Ferguson. Center for fruit and nut research and information, Davis, CA: 71-81.

Goldhamer, D. A. 2005. Tree water requirements and regulated deficit irrigation. Pistachio Production Manual. 4th Ed. Ferguson L. University of California, Davis.

Guerrero, J., Moriana, A., Perez-Lopez, D., Couceiro, J. F., Olemedilla, N., Gijon, M. C. 2005. Regulated deficit irrigation and the recovery of water relations in pistachio trees. Tree physiology, 26(1): 87-92.

Iniesta, F., Testi, L., Goldhamer, D. A., Fereres, E. 2008. Quantifying reductions in consumptive water use under regulated deficit irrigation in pistachio (*Pistacia vera* L.). Agricultural Water Management, 95(7): 877- 886.

Kirnak, H. B., Ak. E., Acar, I. 2001. Irrigation and Irrigation Management Strategies of Pistachio Orchards, XI GREMPA Seminar on Pistachios and Almonds. Zaragoza: CIHEAM: 271-278.

Koohestani, S. 1996. Investigating the possibility of underground irrigation on pistachio trees. Irrigation and drainage, University of Tehran. (In Farsi).

Koohi, N. 2015. Evaluation of subsurface systems implemented in pistachio gardens in Kerman province (Sirjan region). Final report project, Agricultural and Natural Resources Research Center of Kerman Province, Project number: 94/340, 91 pages. (In Farsi)

Moazenpour Kermani, M., Mohammadi Mohammad Abadi, A., Azad, A., Mehdizadeh S., Mohammadi, N. 2007. Investigating the effect of irrigation system changes from surface to droplet on pistachio trees .Final report project, Iran's pistachio research institute, Rafsanjan, Project number: 0-06-06-90001, 42 page. (In Farsi)

پوست) و مرحله چهارم (برداشت) به دست آمده است که با تحقیق‌های مشابه تطابق دارد. نتایج نشان داد که تغییرات K_c در طول زمان کاملاً غیر خطی است و به سن گیاه بستگی دارد. از این رو نمی‌توان برای تعیین آب مورد نیاز درختان زیر ده سال از درصد خاصی از نیاز آبی گیاه بالغ استفاده کرد و باید میزان آن با استفاده از ضرایب گیاهی ارائه شده در هر سن و هر دوره آبیاری تعیین گردد. تبخیر تعرق نهال پسته در چهار، پنج، شش، هفت و هشت سالگی به ترتیب $۰/۲۸$ ، $۰/۲۱$ ، $۰/۱۵$ ، $۰/۱۰۴$ ، $۰/۱۰۸$ و $۰/۱۰۸$ مترمکعب در هکتار با K_c های متوسط $۴۶۰۴/۰$ و $۴۵۱۶/۰$ حداکثر مقدار مربوط به درخت نه ساله و معادل ۵۶۲۱ متر مکعب در هکتار با K_c متوسط $۰/۳۳$ در همان سال تعیین گردید. نتایج این تحقیق در عرصه‌های نهال کاری هم قابل استفاده است تا ضمن صرفه‌جویی در مصرف آب از بروز تنش به نهال تا رسیدن به سن تولید اقتصادی احتراز شود.

سیاسگزاری

این طرح در بخش تحقیقات آبیاری و تغذیه پژوهشکده پسته رفسنجان با حمایت موسسه تحقیقات علوم باغبانی، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی با شماره مصوب پروژه ۷۱۹۱-۰۰۰-۰۰۰-۰۰۰-۲۲۰۰۰-۱۱۵-۲ انجام شده است. در اینجا لازم است از تمامی کسانی که در ارتباط با این پژوهش به نحوی همکاری داشته‌اند صمیمانه تشکر گردد.

منابع

Abdollahi Ezzatabadi, M., Mohammadi Mohammad Abadi, A. 2014. Investigation of optimal economic water/land ratio in pistachio production areas in Anar and Rafsanjan townships. Final report project, Iran's pistachio research institute, Rafsanjan, Project number: 0-06-06-90001, 42 pages. (In Farsi)

Ashrafi, S., Afshar, H., Tajik, F., Heydari, N., Abbasi, F., Naderi, N., Niknejhad, D., Yargholi, B. 2006. A decade of effort by the Agricultural engineering research institute. Publication of agricultural engineering research institute, Karaj. 420 p. (In Farsi)

Iran agricultural statistics. 2015. Ministry of agriculture - Jahad. (In Farsi)

Dastorani, M. T., Mohammadi, S., Rahimian, M. 2012. Estimation of evapotranspiration of pistachio gardens in Ardakan region by remote

Testi, L., Goldhamer, D. A., Iniesta, F., Salinas, M. 2008. Crop water stress index is a sensitive water stress indicator in pistachio trees. *Irrigation science*, 26(5): 395–405.

USDA. 2015. crop year. United States Department of Agriculture National Agricultural Statistics Service. 15 p.

Mohammadi Mohammad Abadi, A., Hosseinifard, S.J., Sedaghati, N. 2008. Comparing effects of surface and subsurface drip irrigation system on growth and yield on mature pistachio trees. *Journal of Water and Soil (Agricultural science and technology)*, 26(3): 575 - 585. (In Farsi)

تعیین میزان همبستگی بین شاخص‌های پوشش گیاهی NDVI و EVI با شاخص خشکسالی هواشناسی SPI (مطالعه موردی: مراتع دشتی استان گلستان)

بهنوش فرخزاده^{۱*}، شهروز منصوری^۲، عادل سپهری^۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۲۳

چکیده

در این تحقیق ارتباط بین شاخص بارش استاندارد (SPI) سالانه با شاخص پوشش گیاهی بارزسازی شده (EVI) و شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی (NDVI) و نیز میزان تشخیص تغییرات پوشش گیاهی توسط دو شاخص NDVI و EVI با روش تفریق تصویر مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور داده‌های بارندگی ایستگاه‌های موجود در ۵ ایستگاه در مراتع دشتی استان گلستان از آغاز تاسیس تا سال ۱۳۹۳ و تصاویر سنجنده MODIS در طول سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ در فصل رویش پوشش گیاهی مراتع استان گلستان جمع آوری گردید. جهت تعیین میزان همبستگی بین شاخص خشکسالی و شاخص‌های سنجش از دور از ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد. نتایج نشان داد که میزان همبستگی بین شاخص خشکسالی SPI با EVI و NDVI به ترتیب برابر با ۰/۷۵ و ۰/۷۸ و میزان همبستگی در تشخیص تغییرات پوشش گیاهی دو شاخص NDVI و EVI برابر با ۰/۹۸ است که در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار می‌باشد. به طور کلی نتایج این تحقیق نشان داد که در مناطقی با داده‌های باران سنجی ناکافی و پراکنش نامناسب برای پایش خشکسالی می‌توان از داده‌های سنجش از دور. همچنین شاخص‌های پوشش گیاهی NDVI و EVI برای تشخیص تغییرات پوشش گیاهی مناسب می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: خشکسالی، سنجش از دور، گلستان، پوشش گیاهی

مقدمه

خشکی تفاوت دارد چرا که خشکی صرفاً محدود به مناطقی با بارندگی اندک است. خشکسالی یک پدیده گذرا، موقت و یک بلای طبیعی خزنده است که تا مراحل نهایی خطرات آن آشکار نمی‌شود. این پدیده موجب کمبود آب برای برخی فعالیت‌ها، گروه‌ها و محیط زیست می‌شود. طبق آمار سازمان خواروبار و کشاورزی^۴، حدود ۱۳۳/۲ میلیارد هکتار مرتع در دنیا وجود دارد. مساحت ایران ۱۶۴ میلیون هکتار است که از این میزان ۱۲/۴ میلیون هکتار اراضی جنگلی، ۹۰ میلیون هکتار مرتع، ۴۳/۲ میلیون هکتار بیابان و کویر و حدود ۱۸/۴ میلیون هکتار اراضی زراعی و باغ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند، لذا اثر خشکسالی بر پوشش گیاهی مراتع و علوفه دامی تأثیر خود را بر زندگی خانوارهای بهره‌بردار از مراتع می‌گذارد. پدیده خشکسالی دربرگیرنده مجموعه‌ای پیچیده و درهم تنیده از تأثیرات منفی است که بر ابعاد مختلف فعالیت‌های اقتصادی و اجتماعی منطقه تأثیر می‌گذارد و هم چنین به دلیل قرارگیری ایران در کمربند خشکسالی و سیستم

بیش از ۱۵۰ تعریف از خشکسالی ارائه شده است (Baren, 1985). اما به طور کلی خشکسالی شامل یک دوره پیوسته و پایدار (از چند ماه تا چندین سال) است که در این دوره مقدار آب موجود در منابع آبی منطقه به حد قابل توجهی کاهش می‌یابد و دچار کمبود می‌شود. خشکسالی حالتی نرمال و مستمر از اقلیم است. گرچه بسیاری به اشتباه آن را واقعه‌ای تصادفی و نادر می‌پندارند. این پدیده تقریباً در تمامی مناطق اقلیمی رخ می‌دهد، گرچه مشخصات آن از یک منطقه به منطقه دیگر کاملاً متفاوت است. خشکسالی یک اختلال موقتی است و با

^۱ استادیار گروه مرتع و آب‌خیزداری، دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه ملایر

(*نویسنده مسئول: Be_farokhzadeh@yahoo.com)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59724

^۲ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد منابع طبیعی - مرتعداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

^۳ استاد گروه مرتع و آب‌خیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

^۴ Food and Agriculture Organization (FAO)

تفکیک زمانی بالاتر و هزینه کم‌تر اشاره کرد (Alavipanah, 2014; Wilhite, 2000). تاکنون مطالعات زیادی در رابطه با استخراج شاخص‌های خشکسالی از تصاویر ماهواره‌ای انجام شده که در تمامی آن‌ها، عدم قطعیت مشاهده می‌شود که گاهی سبب عدم کارایی مدل‌های پیش‌بینی خشکسالی می‌شود. دقت بیشتر در انتخاب و پردازش تصاویر برای استخراج شاخص‌ها، می‌تواند کیفیت آن‌ها را بالا برده و در نهایت سبب کارایی بیشتر در مدل‌های پیش‌بینی خشکسالی شود (Rhee et al., 2010). از جمله این تحقیقات می‌توان به تحقیق (Ebrahimzadeh et al., 2013) در استان کرمانشاه اشاره کرد که به امکان‌سنجی تشخیص تغییرات پوشش گیاهی مبتنی بر شاخص‌های زمینی و ماهواره‌ای خشکسالی با استفاده از داده‌های سنجنده AVHRR ماهواره NOAA با هدف تعیین میزان ضریب همبستگی بین شاخص‌های ماهواره‌ای NDVI^۵، VCI، NDVI، CTVI، با شاخص زمینی SPI پرداختند. آن‌ها نشان دادند که شاخص‌های ماهواره‌ای از نظر تشخیص اندازه تغییر، همبستگی خوبی با یکدیگر دارند و هم‌چنین بین شاخص‌های ماهواره‌ای با شاخص‌های زمینی بیش‌ترین همبستگی مربوط به شاخص SPI-NDVI و کم‌ترین همبستگی مربوط به شاخص VCI-NDVI بود. لذا شاخص NDVI را برای پایش خشکسالی هواشناسی به دلیل انطباق بیشتر معرفی کردند. (Mirmousavi and Karimi, 2014) در مطالعه‌ای به بررسی اثر خشکسالی بر روی پوشش گیاهی با استفاده از شاخص SPI و شاخص NDVI با بهره‌گیری از تصاویر سنجنده MODIS در استان کردستان پرداختند. نتایج نشان داد بین شاخص SPI و NDVI در سطح خطای ۰/۰۱ به میزان ۷۷٪ همبستگی وجود دارد به طوری که با کاهش ۲۰٪- از شاخص SPI، به طور متوسط ۱/۲٪ سطح پوشش گیاهی ضعیف افزایش می‌یابد که معادل ۱/۲٪ برای شاخص NDVI می‌باشد و به خوبی نشان دهنده اثر خشکسالی بر روی پوشش گیاهی است. در همین راستا (Ji and Peters, 2003) از میان SPI‌های یک، سه، شش، نه و دوازده ماهه بالاترین ضریب همبستگی میان NDVI و SPI سه ماهه را گزارش دادند. (Li et al., 2009) در تحقیقی با مقایسه شاخص‌های گیاهی NDVI و EVI به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS و

پرفشار جنب حاره‌ای، لزوم تحقیق و مطالعه درباره این پدیده در کشور اهمیت بسزایی دارد. به منظور بررسی خشکسالی از ابعاد و دیدگاه‌های مختلف، شاخص‌های متنوعی ابداع شده‌اند که اساس این شاخص‌ها اغلب بر مبنای سنجش انحراف مقادیر بارندگی از میانگین درازمدت طی یک دوره زمانی معین استوار است. یکی از کارآمدترین نمایه‌ها، شاخص بارش استاندارد (SPI)^۱ است که اولین بار توسط (McKee et al., 1993) استفاده شد، ویژگی SPI این امکان را به تحلیل‌گر می‌دهد تا پدیده خشکسالی و هم‌چنین ترسالی را در یک مقیاس زمانی معین و برای هر نقطه‌ای از دنیا تعیین کند. در این زمینه تا کنون مطالعات زیادی صورت گرفته است. (Piri et al., 2014) در مطالعه‌ای با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای به ارزیابی تطبیقی چهار نمایه خشکسالی هواشناسی، درصد از بهنجار^۲، بارش معیار شده^۳، دهک‌ها و شاخص ناهنجاری‌های بارش^۴ در استان سیستان و بلوچستان پرداختند و به این نتیجه رسیدند که نمایه‌های PN و RAI از نظر آماری مشابه هم بوده و در ارزیابی خشکسالی در اقلیم گرم و خشک منطقه سیستان و بلوچستان نتایج نسبتاً مشابهی دارند. در هند مطالعه‌ای دیگر صورت گرفت که با استفاده از شاخص بارش استاندارد در ارزیابی اثر خشکسالی بر پوشش گیاهی به این نتیجه رسیدند، همیشه مقادیر منفی این شاخص بیان‌گر وضعیت خشکسالی نیست (Bhuiyn et al., 2006). بیشتر شاخص‌هایی که در پایش خشکسالی به کار می‌روند، بر پایه معیارهای هواشناسی بوده و متغیرهایی مانند، میزان رطوبت خاک، دما یا به ویژه، میزان بارش را مورد بررسی قرار می‌دهند، با فراهم شدن داده‌های ماهواره‌ای متفاوت و فراگیر شدن استفاده از آن‌ها، امکان مطالعه خشکسالی با استفاده از این روش میسر شده است. با استفاده از شاخص‌های سنجش از دور می‌توان خشکسالی را از طریق آثاری که بر گیاهان و کشاورزی دارد، مطالعه کرد و در نتیجه به نتایج دقیق‌تر و مؤثرتری برای مدل‌سازی خشکسالی دست یافت (Heim, 2002). از مزایای کاربرد تکنیک سنجش از دور نسبت به روش‌های هواشناسی، می‌توان به گستردگی و یکپارچه بودن داده‌ها، سطح پوشش وسیع‌تر، قدرت

^۱ Standardized Precipitation Index

^۲ Percent of Normal

^۳ Standard Index of Annual Precipitation

^۴ Rainfall Anomaly Index

^۵ Normalized Difference Vegetation Index

دقیقه شمالی و طول‌های ۳۰ درجه و ۵۳ دقیقه تا ۱۰ درجه و ۵۶ دقیقه شرقی واقع شده است. حوضه‌های آبریز اصلی استان شامل گرگانرود، قره‌سو، اترک، نکارود علیا و حوضه خلیج گرگان می‌باشند. موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی این استان باعث شده که تحت تأثیر عوامل مختلف آب و هوایی باشد و اقلیم‌های متفاوت در آن مشاهده شود. در نتیجه در این استان از اقلیم نیمه‌خشک در نوار مرزی و حوضه آبخیز اترک تا معتدل و نیمه‌مرطوب در مناطق جنوبی و غربی و تا اقلیم سرد کوهستان در مناطق مرتفع و کوهستانی آن قابل مشاهده است. میانگین بارش سالانه درازمدت استان ۴۶۳ میلی‌متر است که این مقدار بارش از ۳۳۰ میلی‌متر در مناطق جنوبی تا ۲۳۳ میلی‌متر در مناطق شمالی متغیر است. میانگین سالانه دمای روزانه از ۷ درجه سانتی‌گراد در ارتفاعات ۲۰۰۰ متری تا ۱۹ درجه سانتی‌گراد در منطقه گنبد متغیر است. متوسط تبخیر از ۸۰۰ میلی‌متر در نواحی جنوبی و ارتفاعات استان ۲۰۰۰ میلی‌متر در نواحی مرزی در شمال استان تغییر می‌کند (Mosaedi et al., 2008). استان گلستان به طور کلی دارای دو نوع مراتع کوهستانی و دشتی است. مراتع دشتی در امتداد شمال و شمال شرقی و مراتع کوهستانی در امتداد جنوب غربی تا جنوب شرقی قرار گرفته‌اند. فصل رویش در هر کدام از مراتع متفاوت است. به طوری که در مراتع کوهستانی آغاز فصل رویش از اواسط خرداد ماه شروع می‌شود و تا پایان شهریور ماه ادامه دارد. اما در مراتع دشتی فصل رویش برای گونه‌های یک‌ساله از اوسط اسفند ماه تا پایان تیرماه و برای گونه‌های چندساله از اوسط تیرماه تا پایان مهرماه است. منطقه مطالعاتی در این تحقیق مراتع دشتی استان می‌باشد که دارای مساحتی در حدود ۶۹۵۶۲۸/۲۶ هکتار می‌باشند. شکل ۱ منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد.

داده و اطلاعات مورد استفاده

داده‌های بارندگی: در این تحقیق داده‌های بارندگی کلیه ایستگاه‌های باران‌سنجی واقع در مراتع دشتی استان گلستان از سازمان‌های مربوطه دریافت شد. مختصات ایستگاه‌های باران‌سنجی منطقه در جدول ۱ نشان داده شده است.

پوشش گیاهی اندازه‌گیری شده از سه منطقه شامل مراتع، بوته‌زار و مناطق جنگلی نشان دادند که شاخص NDVI در مقایسه با شاخص EVI از نظر ضریب همبستگی و میزان خطا در معادلات رگرسیونی برقرار شده برتری دارد. (Rahimzadeh-Bajgiran et al., 2012) شاخص‌های NDVI و VCI را در دوره آماری ۲۰۰۱-۱۹۹۷ با داده‌های بارش ۱۹ ایستگاه سینوپتیک در شمال غرب ایران بررسی نمودند و نشان دادند که این دو شاخص می‌توانند برای پایش خشکسالی در مقیاس منطقه‌ای مورد استفاده قرار گیرند. در تحقیق Khosravi et al., (2017) در دشت اردکان یزد ارتباط بین میانگین SPI و درصد کلاس‌های پوشش گیاهی نشان داد که مراتع نسبت به تغییرات SPI بسیار حساس هستند، با این حال، زمین‌های کشاورزی به دلیل استفاده از چاه‌های عمیق در کوتاه‌مدت حساسیت کم‌تری نشان دادند. نتایج تحقیق (Safari Shad et al., 2017) در مراتع اصفهان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS و شاخص SPI نشان داد در سال‌های ۲۰۰۰، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۸ در آن منطقه خشکسالی رخ داده است. بر اساس برقراری همبستگی پیرسون بین شاخص SPI و شاخص‌های پوشش گیاهی مشخص شد بیش‌ترین همبستگی مربوط به شاخص VCI و کم‌ترین همبستگی مربوط به شاخص TCI بوده است و علاوه بر آن پوشش گیاهی ضعیف در سال‌های مذکور افزایش پیدا کرده است. بنابراین ابزار سنجش از دور و شاخص‌های پوشش گیاهی حاصل از آن به دلایل در دسترس بودن، دقت مکانی، گستره وسیع و پایش زمانی منظم می‌توانند در زمینه مطالعات خشکسالی هواشناسی، مبتنی بر پوشش گیاهی به کار روند. هدف پژوهش حاضر بررسی میزان همبستگی بین شاخص SPI و شاخص‌های NDVI و EVI حاصل از تصاویر MODIS در طول سال‌های ۲۰۱۲-۲۰۰۰ به منظور پایش خشکسالی در مراتع دشتی استان گلستان و نیز تعیین میزان همبستگی در تشخیص تغییرات پوشش گیاهی بین شاخص NDVI و EVI می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

استان گلستان با حدود ۲۲۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت بین عرض‌های ۴۷ درجه و ۳۵ دقیقه تا ۸ درجه و ۲۸

شاخص‌های مورد بررسی

شاخص بارش استاندارد (SPI)

شاخص خشکسالی SPI به صورت معادله ۱ تعریف می‌شود و جدول ۲ طبقات این شاخص را نشان می‌دهد (McKee et al., 1993).

$$SPI = \frac{P_i - \bar{P}}{S_D} \quad (1)$$

که در آن P_i مقدار بارندگی در هر مقیاس زمانی، \bar{P} میانگین بارندگی و S_D انحراف معیار بارندگی می‌باشد. از مزایای این شاخص نسبت به دیگر شاخص‌های خشکسالی هواشناسی این است که بر مبنای سنجش انحراف مقادیر بارندگی از میانگین درازمدت طی یک دوره زمانی معین استوار است (McKee et al., 1993). ویژگی دیگر شاخص SPI این است که می‌توان آستانه خشکسالی را برای هر دوره زمانی تعیین کرد و علاوه بر محاسبه شدت خشکسالی، مدت آن را نیز می‌توان تعیین کرد.

شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی (NDVI)

شاخص NDVI، شاخصی پایه جهت تعیین سایر متغیرهای پوشش گیاهی می‌باشد که مزایای آن نسبت به سایر شاخص‌ها این است که شاخص تفاضل بین بیشینه جذب در ناحیه قرمز ناشی از رنگدانه‌های کلروفیل و حداکثر بازتاب در ناحیه مادون قرمز ناشی از ساختار سلولی برگ را مشخص می‌کند (Alavipanah, 2012). شاخص NDVI بیشترین حساسیت را به تغییرات پوشش گیاهی داشته و در مقابل اثرات جوی و زمینه خاک، به جز در مواردی که پوشش گیاهی کم باشد، حساسیت کم‌تری دارد (Kogan, 1993). این شاخص بر اساس معادله ۲ محاسبه می‌شود.

$$NDVI = \frac{R_{NIR} - R_{RED}}{R_{NIR} + R_{RED}} \quad (2)$$

که در این معادله R_{NIR} بازتاب در ناحیه مادون قرمز نزدیک و R_{RED} بازتاب در ناحیه قرمز است. اگرچه از دیدگاه نظری مقدار این شاخص در محدوده -۱ و +۱ است ولی در عمل کم‌تر از ۱ و بیش‌تر از -۱ است. مقادیر این شاخص برای پوشش گیاهی متراکم به سوی عدد یک میل می‌کند ولی ابرها، برف و آب با مقادیر منفی مشخص می‌شوند. سنگ‌ها و خاک‌های بایر که واکنش‌های طیفی مشابه در دو باند مورد استفاده دارند با مقادیر نزدیک به صفر دیده می‌شوند (Allison, 1989). مقادیر بالای این

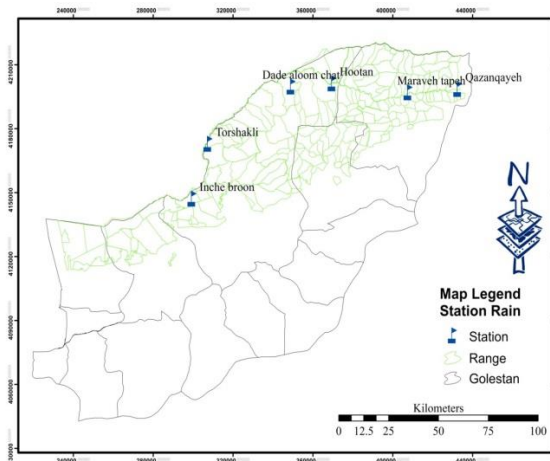


Figure 1- Distribution of Golestan province rangelands and forests

شکل ۱- پراکنش مراتع و جنگل‌های استان گلستان

Table 1- Location of rainguages across Golestan province rangelands

جدول ۱- مختصات ایستگاه‌های باران سنجی در مراتع استان گلستان

station	Altitude (m)	latitude (UTM)	Longitude (UTM)
Inche broon	10	4147207	299501
Gazanghayeh	220	4198695	432627
Marave Tapeh	190	4197089	407707
Torshakli	25	4172924	307475
Hootan	100	4201305	369675

داده‌های ماهواره‌ای: به منظور تعیین شاخص‌های پوشش گیاهی از محصول MOD13Q1^۱ داده‌های سنجنده MODIS مستقر بر سکوی ماهواره TERRA با دقت مکانی ۲۵۰ متر استفاده شدند. این تصاویر که از روش الگوریتم ماکزیمم بهینه شاخص پوشش گیاهی^۲ تهیه شده‌اند بر اساس فصل رویش مراتع منطقه که برای گونه‌های یک‌ساله از اواسط اسفندماه تا اواسط خردادماه و برای گونه‌های چندساله از آغاز تیرماه تا پایان شهریور ماه می‌باشد در یک دوره زمانی ۱۶ روزه از شماره تصویر ۰۶۵ به تاریخ ۶ مارس سال ۲۰۰۰ (۱۳۷۸/۱۲/۱۶) تا شماره تصویر ۲۷۳ به تاریخ ۳۰ سپتامبر ۲۰۱۲ (۱۳۹۲/۰۷/۰۹) تهیه شد. برای استفاده از این باندها نیاز به اعمال ضریب فاکتور تصحیح می‌باشد. در این نوع محصول ضریب فاکتور تصحیح برای دو شاخص NDVI و EVI طبق نظر سازمان فضایی ملی ایالات متحده آمریکا^۳، برابر با ۱۰^{-۴} در نظر گرفته شد.

¹ MOD13Q1.A2000065.h22v05.005.2008238052820.hdf

² Maximum Optimal Vegetation Index Algorithm

³ National Aeronautics and Space Agency (Administration)

زمانی در فصل رویش استفاده شد و تغییرات و عدم تغییرات پوشش گیاهی مشخص شد (Thenkabail, 2004).

$$CPV_{IJ}K = DN_{IJ}K(1) - DN_{IJ}K(2) + C \quad (۴)$$

که در آن $CPV_{IJ}K$ تفریق تصاویر، $DN_{IJ}(1)$ و $DN_{IJ}(2)$ ارزش روشنایی پیکسل I.J در باند k در تاریخ اول و دوم و C مقدار ثابت می‌باشد. در تصاویر تفریقی، هیستوگرام درجات روشنایی معمولاً به صورت توزیع نرمال با میانگین نزدیک به صفر است و ارزش درجات روشنایی پیکسل‌های بدون تغییر، نزدیک به میانگین و پیکسل‌های مربوط به تغییرات دور از میانگین در دنباله‌های مثبت و منفی به شکل توزیع نرمال قرار دارند. ماتریس تغییرات که بر اساس جداول حاصل از این تصاویر تهیه می‌شود، تغییر هر پیکسل در ماه یا سال مورد نظر را، نسبت به همان ماه یا سال بعد مقایسه می‌کند. در این تحقیق از ماتریس تغییرات سالیانه برای طبقه‌بندی پوشش گیاهی در پنج طبقه فاقد پوشش گیاهی، پوشش گیاهی ضعیف، متوسط، خوب و خیلی خوب استفاده شد. تغییرات به صورت مقادیر پیکسل‌های تغییر کرده در هر طبقه پوشش گیاهی در یک سال نسبت به سال ماقبل خود در نظر گرفته شد.

بررسی روابط آماری بین خشکسالی هواشناسی و پوشش گیاهی

جهت تعیین ارتباط منطقی بین متغیرهای مختلف، از تحلیل همبستگی استفاده می‌شود. در این تحقیق از ضریب همبستگی پیرسون که از ضرایب مهم برای تعیین همبستگی بین دو متغیر با مقیاس‌های فاصله‌ای و توزیع نرمال است و مقدار آن بین +۱ و -۱ متغیر است استفاده شد. شاخص‌های NDVI و EVI به عنوان متغیر مستقل و شاخص SPI به عنوان متغیر وابسته در نظر گرفته شد.

نرم افزارهای مورد استفاده

در این تحقیق از نرم‌افزار SPI_sl6.exe برای محاسبه شاخص SPI از اکستنشن MCTK^۲ در محیط ENVI، برای ژئورفرنس کردن تصاویر MODIS، از الحاقیه HawthTools در محیط ArcGIS برای استخراج مقادیر ارزش پیکسلی میان شاخص‌ها، از نرم‌افزار MRT Modis Tool، برای استفاده از فرمت HDF رایج تصاویر MODIS در زبان برنامه‌نویسی تحت Java و از نرم‌افزار Idrisi Kilimanjaro

شاخص نشان‌گر افزایش تراکم پوشش گیاهی است (Allen et al., 2002).

Table 2- Drought classifications based on standardized precipitation index (SPI) (Makcee et al., 1993)
جدول ۲- رده بندی شدت خشکسالی بر اساس شاخص SPI (Makcee et al., 1993)

Index values	Class
More than 2	Extremely wet
1.5 to 1.99	Very wet
1 to 1.49	Moderate wet
-0.99 to 0.99	Near Normal
-1 to -1.49	Moderate dry
-1.49 to -1.99	Severly dry
-2 and less	Extremely dry

شاخص پوشش گیاهی بارزسازی شده (EVI)

در مناطق خشک و نیمه خشک، ترکیب پیچیده نوع خاک، آثار جوی و پوشش گیاهی تنک، امکان استخراج اطلاعات قابل اعتماد را از داده‌های ماهواره‌ای کاهش داده و از تشخیص پوشش‌های گیاهی کم‌تر از ۳۰٪ جلوگیری می‌کند. بنابراین همواره تلاش شده تا شاخص‌های پوشش گیاهی که قادرند آثار ناخواسته عواملی مانند خاک زمینه را کاهش دهند، ارائه شود. اخیراً گروهی از محققان، شاخص پوشش گیاهی EVI را برای استفاده در داده‌های MODIS طبق معادله ۳ پیشنهاد کرده‌اند.

$$EVI = \left(\frac{P_{NIR}^* - P_{RED}^*}{P_{NIR}^* + C_1 P_{RED}^* - C_2 P_{BLUE}^* + 1} \right)_{1+L} \quad (۳)$$

که در آن EVI شاخص پوشش گیاهی بارزسازی شده^۱، R_{NIR} بازتاب در ناحیه مادون قرمز نزدیک، R_{RED} بازتاب در ناحیه قرمز، R_{BLUE} باند آبی و مقادیر ضرایب L ، C_1 و C_2 به ترتیب ۱-، ۶- و ۷/۵- می‌باشند. این شاخص در بازه ۱- تا ۱+ قرار دارد. از مزایای این شاخص این است که از اثرات اتمسفر و پخش آبروسل می‌کاهد (Li et al., 2009). در واقع EVI یک NDVI تغییر یافته است که در آن فاکتور تنظیم خاک (L) و دو ضریب C_1 و C_2 لحاظ می‌گردد (Alavipanah, 2014).

تفریق تصویر و ماتریس تغییرات

از جمله استفاده‌هایی که می‌توان از تصاویر شاخص پوشش گیاهی داشت تهیه تصاویر تغییرات و عدم تغییرات بر اساس روش تفریق تصویر است، که در این روش می‌توان تغییرات مربوط به پوشش گیاهی را نشان داد. در این تحقیق تفریق تصاویر با استفاده از معادله ۴ در دو بازه

^۲ MODIS Conversion Toolkit

^۱ Enhanced Vegetation Index

Table 3- values of SPI, NDVI and EVI in rangelands
جدول ۳- مقادیر شاخص سالانه SPI، شاخص NDVI و شاخص
EVI در فصل رویشی مراتع

Station	Inche Broon	Turshakli	Maraveh Tapeh	Qazanqayeh	Dade Allom Chad	Hootan
Index	SPI					
2000	0.8	-0.1	0.9	0.5	-1	-1.1
2001	-0.4	-1.5	-2.5	-0.4	-2.1	-1.8
2002	0.4	0.8	-0.4	0.9	0	0.7
2003	1.1	1.1	0.5	1.8	0.7	1.1
2004	1.9	0.8	0.3	0.8	0.5	0.8
2005	1.1	0.7	1.4	1.2	0.2	1
2006	-0.2	0.3	-0.5	0.2	-1.2	-0.6
2007	1	-0.1	0.4	0.7	-1.6	-0.4
2008	-0.2	-1.4	0.3	0.2	-0.8	-0.8
2009	0.4	-0.1	-0.4	0.1	-1	-0.9
2010	2	1	-0.3	0.8	2	0.2
2011	0.7	-0.1	-0.5	-0.4	0.6	-0.1
2012	2	1.5	0.8	1.3	2.3	0.9
Index	NDVI					
2000	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
2001	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
2002	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
2003	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3
2004	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3
2005	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3
2006	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3
2007	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	0.3
2008	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3
2009	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
2010	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3
2011	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
2012	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2
Index	EVI					
2000	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
2001	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
2002	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
2003	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2
2004	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2
2005	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2
2006	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
2007	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2
2008	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
2009	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
2010	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2
2011	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
2012	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2

همچنین تفریق تصویر با شاخص EVI برای رخداد خشکسالی شدید و متوسط سال ۲۰۰۱ نشان می‌دهد که طبقه فاقد پوشش گیاهی در سال ۲۰۰۱ نسبت به سال ۲۰۰۰ از افزایش ۲۶/۱۹ درصدی برخوردار بوده و در سال مرطوب و کاملاً مرطوب ۲۰۱۲ طبقه پوشش گیاهی متوسط ۰/۱ درصد و طبقه پوشش گیاهی ضعیف ۱۲/۵۵ درصد نسبت به سال ۲۰۱۱ افزایش داشته است. نتایج تفریق تصویر و ماتریس تغییرات شاخص‌های NDVI و EVI فصل رویش مراتع مورد مطالعه در جدول ۴ و درصد تغییرات سالانه طبقات مختلف پوشش گیاهی مبتنی بر شاخص‌های NDVI و EVI در شکل‌های ۲ و ۳ آورده

برای تفریق تصویر و تعیین ماتریس تغییرات و از نرم‌افزار SPSS برای تحلیل‌های آماری استفاده شد.

نتایج و بحث

نتایج تعیین شاخص‌های SPI، EVI و NDVI

با توجه به نتایج حاصل از شاخص SPI سالانه در همه ایستگاه‌ها سال ۲۰۰۱ خشکسالی شدید و بسیار شدید رخ داده است. همچنین در همه ایستگاه‌ها سال ۲۰۱۲ سالی مرطوب و کاملاً مرطوب بوده است. که متناظر با آن مقادیر ماکزیمم شاخص‌های پوشش گیاهی NDVI و EVI در سال ۲۰۰۱ نسبت به سال ۲۰۰۰ کاهش یافته است. از یک سو در سال ۲۰۱۲ نسبت به سال ۲۰۱۱ مقادیر ماکزیمم شاخص‌های NDVI و EVI افزایش یافته است که نشان‌گر افزایش بارندگی در سال ۲۰۱۲ است. با توجه به مقادیر به دست آمده از شاخص SPI سالانه، تداوم خشکسالی ملایم و خشکسالی متوسط در تمام ایستگاه‌ها از سال ۲۰۰۶ تا پایان سال ۲۰۱۱ ادامه داشته است. نتایج محاسبات شاخص SPI و شاخص‌های NDVI و EVI سالانه در فصل رشد برای ایستگاه‌های اینچه‌برون، قازانقایه، مراوه‌تپه، ترشکلی، هوتن و دده‌لوم‌چات واقع در مناطق مراتع دشتی استان گلستان طی دوره آماری از سال ۲۰۰۰ تا سال ۲۰۱۲ در جدول ۳ آورده شده است.

نتایج تفریق تصویر

با توجه به نتایج حاصل در تفریق تصویر و ماتریس تغییرات مساحت طبقات پوشش گیاهی مبتنی بر شاخص NDVI در سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۱ میلادی که خشکسالی شدید و خشکسالی بسیار شدید رخ داده است طبقه فاقد پوشش گیاهی در سال ۲۰۰۱ نسبت به سال ۲۰۰۰ از ۴/۵۸ درصد به ۱۲/۹۰ درصد افزایش یافته است. در مقابل در سال ۲۰۰۱ طبقه پوشش گیاهی متوسط و ضعیف ۴ درصد نسبت به سال ۲۰۰۰ کاسته شده است. در سال‌های ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۲ که تمامی ایستگاه‌ها سالی مرطوب و خیلی مرطوب بوده، در شاخص NDVI طبقه پوشش گیاهی متوسط در سال ۲۰۱۲ نسبت به سال ۲۰۱۱ از ۴۲۷/۶۰ هکتار به ۱۶۱۱/۱۲ هکتار و طبقه پوشش گیاهی خوب از ۰/۰۵ هکتار به ۲/۳۱ هکتار نسبت افزایش داشته است که به خوبی نشان‌گر تغییرات رطوبتی در سال ۲۰۱۲ نسبت به سال ۲۰۱۱ می‌باشد.

Table 4- Changes in vegetation classes base on NDVI and EVI index in Golestan province rangelands (Km²)

جدول ۴- تغییرات طبقات پوشش گیاهی بر اساس شاخص NDVI و EVI در مراتع استان گلستان حسب کیلومتر مربع

Vegetation type	No Vegetation cover	Poor	Moderate	Good	Very good
NDVI					
Index					
2000	318.6	6325.0	312.8	0	0
2001	897.2	5995.8	63.2	0.1	0
2002	605.0	5891.7	459.6	0	0
2003	105.1	4222.8	2626.1	2.3	0
2004	62.4	4941.1	1949.2	3.3	0.3
2005	136.7	5050.5	1765.2	3.6	0.2
2006	122.9	6053.3	779.1	1.0	0
2007	64.1	5226.2	1663.0	3.0	0
2008	402.3	6432.8	121.1	0	0
2009	292.8	5448.4	1214.5	0.6	0
2010	57.2	4684.1	2213.1	1.9	0
2011	161.4	6367.3	427.6	0.1	0
2012	114.6	5228.2	1611.1	2.3	0
EVI					
Index					
2000	1737.2	5218.5	0.6	0	0
2001	3558.7	3397.0	0.5	0	0
2002	2064.9	4885.9	5.5	0	0
2003	444.1	6452.2	59.9	0	0
2004	503.1	6438.4	14.9	0	0
2005	700.8	6242.2	13.3	0	0
2006	1192.3	5762.0	2.0	0	0
2007	722.8	6186.1	47.4	0	0
2008	2156.0	4799.4	0.8	0	0
2009	1702.8	5250.3	3.2	0	0
2010	427.7	6432.6	96.0	0	0
2011	1472.2	5483.9	0.2	0	0
2012	604.5	6345.1	6.6	0	0

Table 5- Correlation Coefficients between SPI, NDVI and VEI

جدول ۵- مقادیر ضریب همبستگی بین شاخص‌های SPI،

EVI و NDVI

Correlation	NDVI	EVI	SPI
SPI			1.00
EVI		1.00	0.75**
NDVI	1.00	0.98**	0.78**

**Significant level 5%

Table 6- Average annual values of SPI, NDVI and EVI indices

جدول ۶- میانگین مقادیر سالانه شاخص‌های SPI، NDVI و EVI

year	Drought classes	SPI	EVI	NDVI
2000	Moderate dry	-0.02	0.13	0.16
2001	Sever dry	-1.43	0.11	0.14
2002	Moderate dry	0.40	0.12	0.15
2003	Normal	1.03	0.19	0.26
2004	Moderate dry	0.85	0.15	0.23
2005	Moderate dry	0.94	0.16	0.23
2006	Moderate dry	-0.32	0.13	0.19
2007	Moderate dry	0.00	0.15	0.22
2008	Moderate dry	-0.46	0.12	0.16
2009	Moderate dry	-0.33	0.11	0.15
2010	Moderate dry	0.96	0.16	0.22
2011	Moderate dry	0.06	0.12	0.16
2012	Normal	1.45	0.15	0.22

نتایج نشان دادند که در سال‌های ۲۰۰۰ و ۲۰۰۱ خشکسالی از طبقه متوسط به طبقه شدید گسترش یافته

شده است و چون تغییرات ملموسی در طبقه پوشش گیاهی خیلی خوب مشاهده نشده است جز در یک سال، برای همسان‌سازی واحدها و تمایز بهتر در نمودار، تغییرات این بخش در نمودار آورده نشده است.

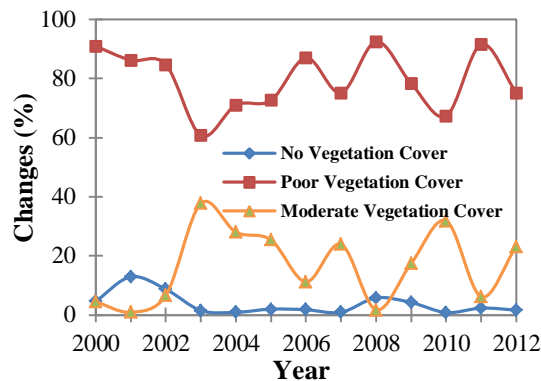


Figure 2- Percentage of total vegetation cover changes based on the NDVI index

شکل ۲- درصد کل تغییرات مساحت طبقات پوشش گیاهی

مبتنی بر شاخص NDVI

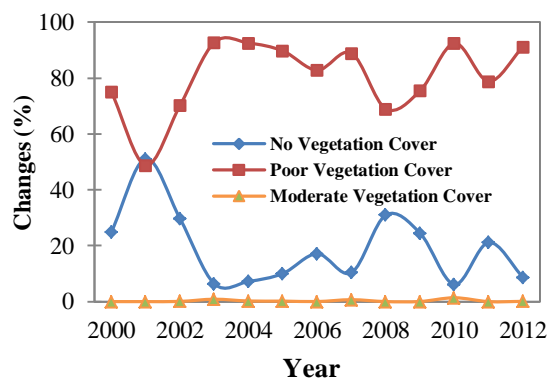


Figure 3- Percentage of total vegetation cover changes based on the EVI index

شکل ۳- درصد کل تغییرات مساحت طبقات پوشش گیاهی

مبتنی بر شاخص EVI

نتایج حاصل از همبستگی بین شاخص‌ها

نتایج بررسی میزان ضرایب همبستگی بین شاخص‌های NDVI و EVI با شاخص SPI نشان داد که شاخص NDVI با ضریب همبستگی ۰/۷۸ در سطح ۰/۰۵ درصد با شاخص SPI معنی‌دار است. همچنین شاخص EVI با مقدار ضریب همبستگی ۰/۷۵ در سطح ۰/۰۵ درصد با شاخص هواشناسی SPI معنی‌دار است. میزان ضریب همبستگی تشخیص تغییرات در شاخص‌های NDVI و EVI، ۰/۹۸ می‌باشد، که در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است (جدول ۵). میانگین مقادیر سالانه پوشش گیاهی در فصل رویش برای هر یک از شاخص‌های NDVI، EVI و شاخص SPI در جدول ۶ آورده شده است.

حداقل ۳ وضعیت رطوبتی در سطح استان مشاهده شد که با مطالعات (Mosaedi et al., 2007) همخوانی داشت. در این تحقیق به دلیل آنکه شاخص SPI گستره خشکی را به طور دقیق نشان دهد از بازه زمانی سالانه استفاده شد که با مطالعات (Bazrafshan et al., 2011) همخوانی دارد. نتایج این تحقیق بیانگر دقت بالای روش تفریق تصویر در تشخیص و تعیین تغییرات در تصاویر ماهواره‌ای و نیز دقت بیشتر شاخص‌های پوشش گیاهی در برآورد خشکسالی در مراتع دشتی استان می‌باشد که با مطالعه (Mirmosavi and Karimi, 2014) مطابقت دارد. پایش خشکسالی نقشی کلیدی در کاهش خسارات ناشی از آن دارد. کمبود ایستگاه‌های باران‌سنجی و نقص داده‌های آماری همواره دقت ارزیابی خشکسالی‌های هواشناسی را در مناطق فاقد آمار تحت تأثیر قرار می‌دهد. داده‌های بارش وضعیت خشکسالی مرتعی را به دلیل توزیع زمانی و مکانی آن به خوبی نشان نمی‌دهند. لذا نمایه‌های خشکسالی هواشناسی بارش برای ارزیابی خشکی به تنهایی دقت چندانی ندارند بلکه همراه با داده‌های ماهواره‌ای ارزیابی و دقت آن‌ها بیشتر شده و خشکسالی‌های رخ داده در مناطق مرتعی را نیز برآورد می‌کنند. با استفاده از شاخص‌های سنجش از دور می‌توان خشکسالی را از طریق آثاری که بر گیاهان و بخش کشاورزی دارد، مطالعه کرد و در نتیجه به نتایج دقیق‌تر و مؤثرتری برای مدل‌سازی خشکسالی دست یافت. در این تحقیق تحلیل خشکسالی نشان داد بین شاخص‌های ماهواره‌ای با شاخص‌های زمینی بیش‌ترین همبستگی مربوط به شاخص NDVI-SPI با همبستگی مثبت می‌باشد به طوری که با افزایش مقادیر SPI، مقادیر شاخص NDVI نیز افزایش می‌یابد این مسأله با نتایج تحقیقات (Mirmosavi and Karimi, 2014; Ebrahimzadeh et al., 2013; Li et al., 2009) مطابقت دارد. میزان همبستگی بین دو شاخص NDVI و SPI در فصل‌های با بارندگی کم کم‌تر و پس از شروع بارندگی‌ها و دوره شروع رویش گیاهی مقادیر همبستگی افزایش می‌یابد. در تحقیق حاضر شاخص EVI دارای ضریب همبستگی کم‌تری نسبت به شاخص NDVI بود علت این امر می‌تواند به دلیل بازتاب بیش از حد خاک زمینی در منطقه مطالعاتی باشد (Ji and Peters, 2003). همچنین در محاسبه شاخص‌های فوق، ضرایب ثابت متعددی استفاده می‌شود که ممکن است این ضرایب برای

و هم‌زمان مقادیر NDVI و EVI نیز از سال ۲۰۰۰ به سال ۲۰۰۱ کاهش یافته، در حالی که در سال ۲۰۰۲ از شدت خشکسالی کاسته شده و خشکسالی ملایم بر منطقه حاکم شده و میزان شاخص‌ها نسبت به سال ۲۰۰۱ افزایش داشته است که تداوم افزایش مقادیر شاخص‌ها و کاهش شدت خشکسالی تا سال ۲۰۰۳ امتداد داشته و شدت آن بیشتر شده است، به طوری که نسبت به سال ۲۰۰۲ از طبقه خشکسالی ملایم به مرطوب ملایم رسیده است. سپس در سال ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۱ به طور متناوب خشکسالی امتداد داشته و شدت آن در محدوده طبقات ملایم و متوسط بوده که در سال ۲۰۱۲ شدت خشکسالی کاهش یافته و به طبقه مرطوب ملایم وارد شده است. در شکل ۴، نمودار تغییرات میانگین سالانه شاخص‌های NDVI، EVI و SPI آورده شده است.

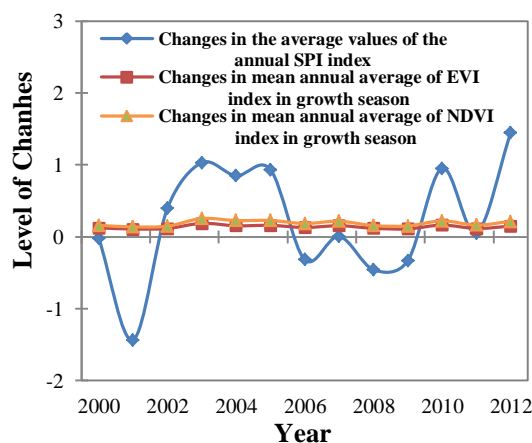


Figure 4- Chart of the annual mean values of the NDVI, EVI and SPI indices

شکل ۴- نمودار تغییرات مقادیر میانگین سالانه شاخص‌های NDVI، EVI و SPI

نتیجه‌گیری

نتایج نشان دادند به طور کلی نوسانات وضعیت رطوبتی در سطح استان بسیار زیاد است، در سال ۲۰۰۶ تا پایان سال ۲۰۱۱ خشکسالی‌های ملایم و متوسط با فواصل زمانی حدود ۷ سال به وقوع پیوسته‌اند. ضمن آن که در فاصله سال‌های مذکور به دفعات شرایط رطوبتی تغییر نموده است. همچنین با توجه به نقشه‌های گستره خشکسالی در استان گلستان، دامنه نوسانات و فراوانی خشکسالی در مناطق مرزی و نوار ساحلی دریای خزر که در وضعیت اقلیمی خشک و نیمه خشک قرار دارند، شدید می‌باشد. علاوه بر آن زمان شروع و خاتمه خشکسالی در مناطق مختلف استان متفاوت بوده و در هر سال آبی

Standardized Precipitation Index (SPI). Iranian journal of Range and Desert Research, 18(3): 395-407. (in Farsi)

Bhuiyn, C., Singh, R. P., Kogan, F. N. 2006. Monitoring drought dynamics in the Aravali region (India). International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 8(4): 289-302.

Darvishzadeh, R., Matkan, A., Hosseiniasl, A., Ebrahimi Khusefi, M. 2012. Estimation of vegetation fraction in the Central arid region of Iran using satellite images (Case study: Sheitoor basin, Bafgh). Arid Biome Scientific and Research Journal, 2(1): 25-38. (In Farsi)

Ebrahimpzadeh, S., Bazrafshan J., Ghorbani, Kh. 2013. Comparative Study Between Satellite and Ground-based Drought Indices Using Change Vector Analysis Technique (Case Study of Kermanshah Province). Journal of Water and Soil, 27(5): 1034-1045. (in Farsi)

Heim, R. R. 2002. A Review of Twentieth-century Drought Indices Used in United States. Bulletin of the American Meteorological Society, 84: 1149-1165.

Ji, L., Peters, A. J. 2003. Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices. Remote Sensing of Environment, 87: 85-98.

Kogan, F. 1993. United states droughts of late 1980's as seen by NOAA polar orbiting satellites. Paper presented at the Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1993. IGARSS'93. Better Understanding of Earth Environment., International.

Khosravi, H., Haydari, E., Shekoohizadegan, S., Zareie, S. 2017. Assessment the Effect of Drought on Vegetation in Desert Area using Landsat Data. The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science, 20: S3-S12.

Li B., Tang H., Chen D. 2009. Drought Monitoring Using the Modified Temperature/Vegetation Dryness Index, 2nd International Congress on Image and Signal Processing, 17-19 October, China.

McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Eighth conference on applied climatology, 17-22 January, Anaheim, CA: 179- 184.

Mirmosavi, S. H., Karimi, H. 2014. Investigation of drought effect on vegetation cover using MODIS satellite images (case study: Kordestan province). Geography and Development Iranian Journal, 11(31): 57-76. (In Farsi)

Mosaedi, A., Khalili Zade, M., Mohammadi, A. 2008. Drought monitoring in Golestan Province. Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources, 15(2): 176-182. (In Farsi).

Mosaedi, A., Sharifan, H., Shahabi, M. 2007. Risk Management by identification of microclimates

منطقه مطالعاتی بهینه نبوده و باعث به وجود آمدن چنین خطایی گردد (Darvishzadeh et al., 2012). شاخص NDVI و EVI پارامترهایی هستند که خشکسالی پس از وقوع با تأخیر زمانی روی آنها تأثیر می‌گذارد و این مانع پایش لحظه‌ای خشکسالی می‌شود که این مسأله به کمک شاخص خشکسالی هواشناسی جبران می‌شود. خصوصیات پوشش گیاهی، دوره زمانی مورد مطالعه، خصوصیات مربوط به خاک و چگونگی توزیع و شدت بارندگی عوامل مهمی هستند که بر وقوع بالاترین ضریب همبستگی میان NDVI و دروه تأخیری SPI تأثیرگذار است. با توجه به اینکه تصاویر ماهواره‌ای نسبت به روش‌های هواشناسی نقطه‌ای (ایستگاه‌های ثبت بارش) دارای مزایایی همچون تعداد نقاط نمونه‌برداری بیشتر، سطح پوشش وسیع‌تر، قدرت تفکیک زمانی بالاتر و هزینه کم‌تر هستند، استفاده از تکنیک سنجش از دور برای پایش خشکسالی پیشنهاد می‌شود. علاوه بر این با توجه به این که هر کدام از شاخص‌های مورد مطالعه برای تصویر دارای معایب و مزایای خاصی هستند، بنابراین مناسب‌ترین روش، نوع سنجنده، خصوصیات و شرایط منطقه مورد مطالعه، آگاهی از نوع و میزان پوشش گیاهی و هم چنین نوع کاربری‌های منطقه باید مورد توجه قرار گیرد، همچنین کاربرد همزمان چندین شاخص نتایج بهتری در تشخیص و تفکیک میزان پوشش گیاهی ارائه می‌دهند.

منابع

Alavipanah, S. K. 2012. Fundamental of modern remote sensing and interpretation of satellite images and aerial photos. University of Tehran press. 3th edition, 783 Pages. (In Farsi).

Alavipanah, S. K. 2014. Application of remote sensing in the earth sciences (soil). University of Tehran press. 4th edition, 479 Pages. (In Farsi).

Allen, R. G., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., Bastiaanssen, W. 2002. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). Advance Training and Users Manual-Idaho Implementation, version, 1.

Allison, E. W. 1989. Monitoring drought affected vegetation with AVHRR Digest. International geoscience and remote sensing symposium, 4: 1965-1967.

Baren, M. A. 1985. Hydrological aspects of droughts. UNESCO/WMO, London.

Bazrafshan, O., Mohseni Saravi, M., Malekian, A. Moeini, A. 2011. A study on drought characteristics of Golestan Province using

- Rhee, J., Im, J., Carbone, G. J. 2010. Monitoring agricultural drought for arid and humid regions using multi-sensor remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 114(12): 2875-2887.
- Safari Shad, M., Ildoromi, A. R., Akhzari., D. 2017. Drought Monitoring Using Vegetation Indices and MODIS Data (Case Study: Isfahan Province, Iran). *Journal of Rangeland Science*, 7(2): 148-159.
- Thenkabail, P. S. 2004. The use of remote sensing data for drought assessment and monitoring in Southwest Asia (Vol. 85). International Water Management Institute (IWMI), Colombo, Sri Lanka.
- Wilhite, D. A. 2000. Drought as a natural hazard. In: Wilhite, D. A (Editor), *Drought: A Global Assessment*, Routledge, London.
- in Golestan province, Applied research report, Iran Meteorological Organization, 171 Pages.
- Piri, H., Rahdari, V., Maleki, S. 2014. Study and compare performance of four meteorological drought index in the risk management droughts in Sistan and Baluchestan province. *Journal of Irrigation and Water Engineering*, 3(11): 96-114. (In Farsi).
- Rahimzadeh-Bajgiran, P., Omasa, K., Shimizu, Y. 2012. Comparative evaluation of the Vegetation Dryness) Index (VDI), the Temperature Vegetation Dryness Index (TVDI) and the improved TVDI (iTVDI) for water stress detection in semi-arid regions of Iran. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68: 1-12.



Investigating the role of meteorological variables and excessive groundwater withdrawal on reduction of the Lake Maharloo water level

M. Kazemi¹, S. Feiznia², H. Khosravi^{3*}, H. Mesbah⁴

Received: 30/09/2015

Accepted: 20/01/2018

Abstract

Over the last few decades, the water level appears to have declined for most of the Lakes as a consequence of global warming. Besides, in addition to climatic factors, human activities have had profound impact on lowering lakes water level and ecosystem changes. The aim of this study was trend analysis of climatic factors (rainfall and evapotranspiration) and water balance (flow and underground water withdrawal) in Maharloo Lake region during last five decades using Man Kendall and Petit Tests. The results showed a %82 decrease of Lake water level. Rainfall did not show a significant trend at %1 significance level, but there exist a significant trend for evapotranspiration which might be a major cause for observed reduction of water level. Human activities and increased consumption and withdrawal in Maharloo basin may be considered as the other major affecting factors. Such that the discharge of Khoshkrood river which flows into the lake has significantly decreased since 2006.

Keywords: Maharloo, Water management, Man-Kendall, Trend, Rainfall, Evapotranspiration



¹ M. Sc. Student, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran

² Professor, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran

³ Associate Professor, Department of Arid and Mountainous Regions Reclamation, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran

(*Corresponding Author Email Address: hakhosravi@ut.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59704

⁴ Management Coach, Fars, Research Center for Agriculture and Natural Resources



The effect of climate change on wet and dry spells' characteristics (Case study: Arazkuse and Tamar stations in Golestan Province)

M. Bahlake¹, A .Fathabadi^{2*}, H. Rouhani³, S. M. Seyedian⁴

Received: 26/06/2016

Accepted: 03/10/2017

Abstract

As a result of global warming a significant change in wet and dry spells pattern is expected. These variations would be more significant in regions with diverse climates like Golestan province, Iran. In this research, the impact of climate change on the frequency and intensity of droughts are assessed using Standardized Precipitation Indices (SPI) in two raingauges stations namely Arazkuse and Tamar. The rainfall data for baseline period (1986-2005) for both stations were collected and examined. The projections of rainfall amount for two future periods, 2031–2050 and 2051–2070, obtained from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) outputs were downscaled under three representative concentration pathway (RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5), using the statistical downscaling model (SDSM). After evaluation of skill of WG model in simulation of historical rainfall data, SPI and relative SPI values in different time steps were calculated. Then by using first-order Markov chains drought characteristics during baseline and future period were compared. The results showed that probability of droughts in the future in both Tamar and Arazkuse stations, would increase. With increasing SPI time scale, duration of all drought classes is projected to decrease in the future under all three RCP scenarios.

Keywords: Climate change, Downscaling, SDSM, Markov chain, SPI Indices, Drought



¹ M. Sc. Student of Watershed Management, Gonbad Kavouse University, Gonbad Kavouse, Iran

² Assistant Professor, Department of Range and Watershed Management, Gonbad Kavouse University, Gonbad Kavouse, Iran

(*Corresponding Author Email Address: fathbabadi@ut.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59710

The effect of revised topography dataset on improvement of RegCM4 model results (Case study: northern of Iran)

F. Hosseini¹, A. Faridhosseini^{2*}, S. M. Hashemini³, A. Zarrin⁴

Received: 05/03/2017

Accepted: 07/09/2017

Abstract

Lack of regional climatic data is great challenge for agroclimatic studies. In this research, the influence topography on RegCM4 model results was investigated. In order of determine the role of topography on improving the results of RegCM model, two topographic datasets (GTOPO, GMTED) were used for a specific period of time and similar conditions to run the model. The experiments were done with lateral boundary conditions obtained from The NCEP-DOE Reanalysis 2 (NNRP2) dataset at $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ latitude-longitude horizontal resolution. The sea surface temperature (SST) for the corresponding regional climate simulations were prescribed from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Optimum Interpolation SST (OISST) dataset with a weekly temporal resolution and $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ spatial resolution. The topographical output of the model showed an increase of elevation in the Caspian sea coast [max (GMTED-GTOPO) = 254 m], while in some areas of Alborz mountains a decrease in elevation [max (GMTED-GTOPO) = -400 m] was observed. Due to higher elevation of GTOPO in the Alborz Mountains, the derived speed of this simulation is relatively higher than GMTED, which could reach as high as 1.6 m/s during winter season. The highest precipitation difference occurred during spring season in the vicinity of the area where 400 m of decreased elevation was observed, with amounts as high as 16 mm/day (80% increase in precipitation). The temperature differences followed closely the topographical differences. In the seashore areas, where there was increased elevation, temperature decreased correspondingly (max. of -2.4°), whereas in mountainous areas with decrease in elevation, the temperature increase was observed (max. of 1.2°). The findings from this research identified, the modified data (GMTED) is improving the results of the model and should be replace the old data (GTOPO) in future research.

Key words: Topography, Iran, RegCM4, GMTED, GTOPO



¹ M. Sc. Student of Water Resources Engineering, Department of Water Sciences and Engineering, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Associate Professor of Water Sciences and Engineering Dep., Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

(*Corresponding author's Email Address: farid-h@um.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59715

³ Lecturer of Water Sciences and Engineering Dep., Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

⁴ Assistant professor of Geography Dep., Faculty of Humanities, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran



Spatio-temporal variations of meteorological drought using Standardized Precipitation Evapotranspiration Index in Iran

M. Eghtedar Nezhad¹, O Bazrafshan^{*2}, J Bazrafshan³

Received: 26/09/2016

Accepted: 05/10/2017

Abstract

Drought is one of the most damaging natural hazards that it is placed in the first order in terms of both the frequency of occurrence and the magnitude of created damages. In this study, we used the standardized precipitation - evapotranspiration drought index (SPEI) for analysis of drought in the 54 synoptic stations for a 64 years (1951- 2014) period. For drought monitoring and regionalization, the SEPI values were calculated in 12, 24 and 48 months timescales. The trend of rainfall, temperature and SEPI was investigated using Mann-Kendall test during the study period. The results showed that an increasing trend for drought and temperature and decreasing trend for rainfall. Considering the correlation of drought and temperature, the findings of study confirmed that SEPI had a good performance for monitoring drought across Iran.

Keywords: Drought monitoring, SPEI, Trend analysis, Iran



¹ M. Sc. Graduate of Natural Resources Engineering department, Faculty of Agriculture and natural Resources, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

² Assistant Professor of Natural Resources Engineering department, Faculty of Agriculture and Natural Resources, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

(* Corresponding Author Email: O.Bazrafshan@hormozgan.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59719

³ Associate Professor, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, University of Tehran, Karaj, Iran



Measurement of evapotranspiration and crop coefficient of pistachio trees in Rafsanjan region

M. Moazenpour Kermani¹, A. Mohammadi Mohammad Abadi¹, A. Badiheshin², H. Noory^{3*}

Received: 27/12/2016

Accepted: 05/10/2017

Abstract

Considering the significant increase of pistachio cultivation area in Iran and lack of water resources, accurate determination its water requirement is necessary. Since irrigation in the initial stages of pistachio is essential for adequate tree establishment, the main objective of this study was to measure the evapotranspiration of pistachio trees (ET_c) between four to nine years of age, when the economical yields is achieved. This study was conducted in Rafsanjan Pistachio Research Institute station using a cubic concrete drainage lysimeter with a 54 m^2 surface area ($6 \text{ m} \times 9 \text{ m}$) and a depth of 3.4 m. One-year old seedlings of *Pistacia vera* L. were cultivated inside and surrounding of the lysimeter. The amount of evapotranspiration and crop coefficient (K_c) was measured every 20-days during the eight-month growing season of pistachio using lysimetric data. For the young trees For the young trees from four to nine years of age, the amount of seasonal evapotranspiration was 2291.2, 2507.8, 2739.4, 4516.0, 4604.0 and 5621.0 cubic meters per hectare with the mean K_c values of 0.108, 0.104, 0.15, 0.21, 0.28 and 0.33, respectively. The mean K_c coefficients of pistachio in five growth stages were determined as 0.2, 0.17, 0.22, 0.16 and 0.19, respectively.

Keywords: Crop coefficient, Irrigation, lysimeter, Pistachio, Iran



¹ Members of Pistachio Research Institute, Horticultural Science Research Institute (HSRI), Agricultural Research Organizations, Education and Extension Organization (AREEO), Rafsanjan, Iran

² Ph. D. Student of Irrigation and Drainage engineering, Irrigation & Reclamation Dept. Faculty of Agriculture Engineering and Technology, University of Tehran, Karaj, Iran

³ Assistant Professor of Irrigation and Reclamation Department, Faculty of Agriculture Engineering and Technology, University of Tehran, Karaj, Iran

(*Corresponding author email address: hnoory@ut.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2018.59723

Determining the correlation between NDVI and EVI vegetation indices and SPI drought index (Case Study: Golestan rangelands)

B. Farrokhzadeh^{*1}, S. Mansouri², A. Sepehri³

Received: 23/12/2016

Accepted: 15/10/2017

Abstract

In this study the relationship between annual Standard Precipitation Index (SPI) and, remotely sensed indices of Enhanced Vegetation Index (EVI) and Normalized Differencing Vegetation Index (NDVI) have been studied. MODIS images of Terra satellites for the period of 2000 to 2012, during the growing season of pastures across Golestan province along with rainfall data of five meteorological stations in Golestan rangelands from their establishment till 1993 were collected. Pearson correlation coefficient was used to assess the relationship between rainfall data and vegetations indices. Correlation coefficient between (SPI) drought index and EVI and NDVI indices was 0.75 and 0.78 respectively at 5% level of significance. Besides, correlation between the NDVI and EVI indices in detection of the vegetation changes were 0.98. In general, the results of this study showed that in regions with inadequate rainfall data, remote sensing products can be used for drought and vegetation cover dynamic monitoring.

Keywords: Drought, Standard Precipitation Index, MODIS, Golestan Province



¹ Assistant Professor, Department of Range and watershed management, Malayer University
(*Corresponding Author's Email Address: be_farokhzadeh@yahoo.com)
DOI: 10.22125/agmj.2018.59724

² M. Sc. Graduate of Watershed Management, Gorgan University

³ Assistant Professor, Department of Range and watershed management, Gorgan University

بسمه تعالی

راهنمای تهیه مقاله

نشریه هواشناسی کشاورزی نشریه علمی- پژوهشی انجمن مهندسی آبیاری و آب ایران است که دو شماره در سال منتشر می‌شود. مقاله‌های پژوهشی در زمینه‌های رابطه گیاه و محیط، کمی‌سازی تأثیر پدیده‌های زیان‌بخش بر کشاورزی، مدل‌سازی و پیش‌بینی‌های هواشناسی کشاورزی، جفت‌سازی مدل‌های جوی- اقیانوسی و مدل‌های زراعی، ارتباط آفات و بیماری‌های گیاهی و دامی با عوامل هواشناسی، کاربرد ابزارها و تکنیک‌های نوین در اندازه‌گیری‌های میدانی هواشناسی کشاورزی، هواشناسی کشاورزی محصولات خاص، برهمکنش گیاه و فرایندهای هیدرومتئورولوژیک، مدیریت ریسک در هواشناسی کشاورزی، هواشناسی کشاورزی و امنیت غذایی، اقلیم‌شناسی کشاورزی، اثر تغییر اقلیم بر فرآیندهای فنولوژیک و تولیدات دامی و گیاهی، کاربرد GIS و RS در پایش و مدیریت تولیدات زراعی، فرآیندهای خرد اقلیمی گیاه و محیط و سایر مباحث مرتبط که به زبان فارسی نگاشته شده باشند، قابل ارائه در این نشریه می‌باشند. این مقالات باید نتیجه تحقیقات شخصی نویسنده(گان) بوده و پیش‌تر در مجلات داخلی و خارجی به چاپ نرسیده باشند.

روش نگارش

مقاله لازم است به صورت Word 2007 و روی صفحات سفید بدون آرم در ابعاد A4 با حفظ ۲/۵ سانتی‌متر حاشیه از هر چهار طرف (به صورت دو ستونه و فاصله سطور یک سانتی‌متر) و با درج شماره صفحه (با فونت نازنین ۱۲ و عناوین اصلی به صورت Bold) و حداکثر در ۱۵ صفحه تنظیم شود و از طریق سامانه نشریه به آدرس (<http://agrimet.ir>) ارسال شود. چکیده در یک ستون و بقیه مقاله در دو ستون نگارش گردند. متن اصلی مقالات باید با فونت (B Nazanin 12) و فاصله سطور یک سانتی‌متر و کلیه عبارات انگلیسی با قلم (Times New Roman 10) به صورت غیر ایتالیک تایپ شوند. در متن مقاله تا حد امکان از معادل فارسی واژه‌های تخصصی لاتین، مصوب فرهنگستان زبان و ادب فارسی استفاده شود. چنانچه معادل فارسی به اندازه کافی رسا نباشد، عین کلمه لاتین بلافاصله در کمانک (پرانتزها) آورده شود.

ترتیب بخش‌ها

بخش‌های مختلف مقاله به ترتیب عبارتند از: عنوان، نویسنده(گان)، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی فارسی، مقدمه، مواد و روش‌ها، نتایج و بحث، نتیجه‌گیری، تشکر و قدردانی، منابع، پیوست‌ها، عنوان انگلیسی، نگارنده(گان)، چکیده انگلیسی، واژه‌های کلیدی انگلیسی.

عنوان

عنوان کوتاه، جامع و بیانگر موضوع اصلی مقاله باشد (با فونت B Nazanin 14 Bold).

نگارنده(گان)

نام و نام خانوادگی نگارندگان در پایین عنوان مقاله ذکر شود و پس از آن مرتبه علمی، محل اشتغال، آدرس ایمیل نگارنده(گان) آورده شود (با فونت B Nazanin 11 Bold).

*** نویسنده مسئول یکی از نویسندگان حائز رتبه دانشگاهی (مربی، استادیار، دانشیار یا استاد) باشد که تمامی مکاتبات با ایشان انجام خواهد شد.

چکیده

چکیده باید مجموعه فشرده و گویایی از اهمیت موضوع، روش کار و نتایج تا حداکثر ۲۰۰ کلمه باشد.

واژه‌های کلیدی فارسی

حداکثر شش واژه کلیدی مربوط به موضوع تحقیق مقاله آورده شود (کلمات فارسی با فونت (B Nazanin 12) و کلمات انگلیسی با فونت (Times New Roman 10).

مقدمه

مقدمه باید شامل معرفی و توجیه موضوع مورد بررسی باشد. در مقدمه باید به تحقیقات انجام یافته در زمینه مورد نظر با ذکر منابع از قدیم به جدید به اندازه کافی توجه و ارجاع شود و هدف بررسی و پژوهش نیز روشن گردد (کلمات فارسی با فونت B Nazanin 12 و کلمات انگلیسی با فونت Times New Roman 10).

مواد و روش‌ها

در این بخش باید چگونگی انجام کار (مواد مورد استفاده و شرح روش‌های جدید به کار رفته، داده‌ها و وسایل به کار رفته، الگوریتم استفاده شده، روش‌های محاسبه و ارزیابی و ...) بیان گردد. همچنین ذکر مأخذ روش‌های متداول و شناخته شده در این قسمت مورد توجه قرار گیرد.

نتایج و بحث

دربگیرنده نتایج حاصل از پژوهش به صورت متن، جدول، نمودار و تصویر است. علل و روابط بین نتایج حاصل، با استفاده از منابع علمی دیگر مورد بحث قرار می‌گیرد.

نتیجه‌گیری

این بخش باید دربرگیرنده یک استنتاج نهایی از پژوهش و ذکر کاربردهای احتمالی آن باشد.

سپاسگزاری (در صورت نیاز)

این بخش قبل از فهرست منابع حداکثر در ۵۰ کلمه آورده شود.

منابع

کلید منابع مورد استفاده اعم از فارسی و انگلیسی در پایان مقاله به زبان انگلیسی برگردانده و به ترتیب حروف الفبای نام خانوادگی اولین نگارنده مرتب می‌شوند. در انتهای منابع فارسی عبارت (In Farsi) قید می‌شود. در برگردان منابع فارسی نام منابع و نام نویسندگان باید از خود مجلات اخذ شود و به صورت ترجمه دلخواه انجام نشود. در ارجاع به منابع باید تا جای ممکن از نام بردن افراد در شروع جمله خودداری و منابع در انتهای جمله و در پرانتز ارائه شوند مانند (Keller, 1982). برای جداسازی منابع در انتهای جمله از نقطه ویرگول ";" استفاده می‌شود مانند (Keller, 1982; Hargreaves and Samani, 1982; Ghamghami et al., 2017).

چنانچه منبعی در شروع جمله استناد شود به صورت نام (سال) انجام می‌گیرد و اسامی فارسی نیز باید به لاتین و سال شمسی به میلادی برگردان شوند.

نحوه ارجاع مقاله‌ها نام خانوادگی نگارنده (گان)، حرف اول نام آن‌ها، سال انتشار مقاله، عنوان مقاله، عنوان کامل نشریه، شماره جلد، شماره نشریه) در داخل کمانک بلافاصله بعد از شماره مجلد قرار بگیرد) و در انتها شماره اولین و آخرین صفحات مقاله (مثال زیر). شماره ردیف برای منابع نیاز نمی‌باشد.

Ghamghami, M., Ghahreman, N., Irannejad, P., Pezeshk, H. 2017. Assessment of Bayesian structure of hidden Markov model for real time prediction of maize phenology. *Journal of Agricultural Meteorology*, 5(1): 1-14. (In Farsi)

He, B., Wu, J., Lu, A., Cui, X., Zhou, L., Liu, M., Zhao, L. 2013. Quantitative assessment and spatial characteristic analysis of agricultural drought risk in China. *Natural Hazards*, 66(2):155-166.

در مورد کتاب‌ها نام خانوادگی نگارنده (گان)، حرف اول نام آن‌ها، سال انتشار، عنوان و ناشر، تعداد صفحات کتاب.

در مورد پایان نامه‌ها و رساله‌ها نام خانوادگی و حرف اول نام دانشجو، سال دفاع، عنوان، نوع رشته و محل اجرا.

عنوان انگلیسی

عنوان مقاله به زبان انگلیسی، باید متناظر با عنوان فارسی باشد و پس از آن مرتبه علمی، محل اشتغال، آدرس ایمیل نگارنده (گان) تمامی به لاتین آورده شود (با فونت Times New Roman 10).

چکیده انگلیسی

چکیده انگلیسی باید عیناً منطبق با چکیده فارسی باشد.

واژه‌های کلیدی انگلیسی

حداکثر شش واژه کلیدی انگلیسی مربوط به موضوع تحقیق مقاله ذکر گردد و باید ترجمه واژه‌های کلیدی فارسی باشد.

جدول‌ها

جدول‌ها لازم است دارای بالانویس جامع و با کیفیت بالا به انگلیسی و فارسی (با فونت B nazanin 10 Bold به صورت وسط‌چین به فارسی و Times New Roman 9 Bold به انگلیسی) باشند. تا آنجا که امکان دارد تعداد جدول‌ها به حداقل ممکن برسد. عنوان جداول در بالا و وسط‌چین و گویای نتایج مندرج در آن باشد. اعداد و عبارات داخل جدول حتماً انگلیسی و با فونت Times New Roman 9 Bold باشد. هر جدول با یک خط افقی از عنوان آن و با یک خط افقی از متن جدول جدا و زیر متن جدول نیز خطی کشیده شود. از کشیدن هر گونه خط عمودی در جدول خودداری شود (مانند جدول ۱). محل جدول‌ها در متن مقاله باشد. ضروری است فرمت جداول انگلیسی باشد به گونه‌ای که مطالب جدول از چپ به راست خوانده شود. واحدهای فیزیکی استفاده شده در سیستم متریک (SI) باشند.

Table 1- Mean hourly meteorological variables in studied station

جدول ۱- میانگین متغیرهای هواشناسی ساعتی اندازه‌گیری شده در ایستگاه مطالعاتی

Time (hr)	6	9
Temperature (°C)	12.5	15.1
Relative Humidity (%)	35	33
Wind Speed (m s ⁻¹)	1.2	0.3

شکل‌ها

شکل‌ها لازم است با کیفیت بالا و زیرنویس به انگلیسی و فارسی (با فونت B nazanin 10 Bold به صورت وسط‌چین به فارسی و Times New Roman 9 Bold به انگلیسی) ارائه شوند. اعداد و عبارات داخل شکل‌ها حتماً انگلیسی و با فونت Times New Roman 9 Bold باشد. شکل بلافاصله پس از ارجاع شماره شکل در متن، ارائه شود. نمودارها به گونه‌ای تهیه شوند که در چاپ سیاه و سفید قابل تشخیص از یکدیگر باشند. محل شکل‌ها در متن مقاله باشد. نقشه‌ها باید دارای فرمت استاندارد (جهت شمال، مختصات، راهنمای نقشه و مقیاس) باشند.

معادله‌ها

معادله‌ها باید به ترتیب با اعداد فارسی داخل پرانتز در انتهای سمت راست متن شماره‌گذاری شده و اشاره به آن‌ها با ذکر فقط واژه معادله (نه رابطه و فرمول) در متن با آوردن شماره آن معادله داخل کمانک ضروری است. کلیه متغیرها و پارامترها در متن تعریف شده باشند. کلیه معادلات و پارامترهای آن‌ها باید به صورت فرمول تایپ شوند و غیرایتالیک باشند و مشابه متغیرهای ارائه شده در معادلات باشند. اندازه قلم برای کلیه روابط و متغیرهای ریاضی ۱۰ است.

***** تذکر مهم:**

نویسندگان موظف به رعایت کلیه موارد مندرج در این دستورالعمل در هنگام ارسال بوده و در صورت عدم رعایت نکات فوق مرحله داوری به تعویق افتاده و مقاله جهت تصحیح عودت داده خواهد شد. همچنین نویسندگان موظف به اعمال نظرات داوران در متن، نمودارها، عکس‌ها و جداول هستند. چنانچه پس از پذیرش در مرحله بازبینی نهایی و صفحه آرایی موارد مورد درخواست نشریه رعایت نگردد، چاپ مقاله و پذیرش آن منتفی خواهد شد.

نشریه هواشناسی کشاورزی

فرم اشتراک نشریه

اینجانب با مشخصات ذیل تقاضای اشتراک یکساله (دو شماره) نشریه هواشناسی کشاورزی را دارم.

- نام شرکت/ سازمان متقاضی:
آدرس شرکت/ سازمان متقاضی:
تلفن:
فکس:
شماره و تاریخ فیش / حواله بانکی:

- نام و نام خانوادگی شخص متقاضی:
آدرس محل کار متقاضی:
آدرس منزل متقاضی:
شماره تلفن منزل:
تلفن محل کار:
شماره و تاریخ فیش / حواله بانکی:
تلفن همراه:
مبلغ پرداختی:

Email:

مبلغ اشتراک یکساله ۵۰۰/۰۰۰ ریال می باشد که بایستی به شماره حساب ۲۲۵۱۱۱۹۷۲۷ به نام بهرام بختیاری، محمد جواد خانجانی و نوذر قهرمان نزد بانک تجارت شعبه دانشگاه شهید باهنر کرمان واریز و تصویر فیش واریزی به دفتر نشریه ارسال گردد. شروع اشتراک بر حسب تاریخ دریافت یا درخواست مشترک از همان شماره یا ابتدای سال خواهد بود. لازم به توضیح است در صورت نیاز به شماره‌های قبلی مراتب را ذیلاً اعلام فرمایید. بهای دو جلد قبلی نیز به شرح فوق می-باشد.

هر گونه تغییر احتمالی قیمت‌ها در ذخیره اشتراک شما اعمال خواهد شد.

** در صورت تغییر آدرس مراتب را اعلام فرمائید. امضاء:

In The Name of God

Contents

Investigating the role of meteorological variables and excessive groundwater withdrawal on reduction of the Lak Maharloo water level M. Kazemi, S. Feiznia, H. Khosravi, H. Mesbah	1
The effect of climate change on wet and dry spells' characteristics (Case study: Arazkuse and Tamar stations in Golestan Province) M. Bahlake, A. Fathabadi, H. Rouhani, S. M. Seyedian	11
The effect of revised topography dataset on improvement of RegCM4 model results (Case study: northern of Iran) F. Hosseini, A. Faridhosseini, S. M. Hasheminia, A. Zarrin	24
Spatio-temporal variations of meteorological drought using Standardized Precipitation Evapotranspiration Index in Iran M. Eghtedar Nezhad, O. Bazrafshan, J. Bazrafshan	35
Measurement of evapotranspiration and crop coefficient of pistachio trees in Rafsanjan region M. Moazenpour Kermani, A. Mohammadi Mohammad Abadi, A. Badiheshin, H. Noory	47
Determining the correlation between NDVI and EVI vegetation indices and SPI drought index (Case Study: Golestan rangelands) B. Farrokhzadeh, S. Mansouri, A. Sepehri	56

Reviewer and Associate Editors of this Issue

Dr. Sh. Araghinejad	University of Tehran
Dr. I. Babaeian	Climatological Research Institute
Dr. B. Bakhtiari	Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. M. Banayan Aval	Ferdowsi University of Mashhad
Dr. S. Bazgeer	University of Tehran
Dr. J. Bazrafshan	University of Tehran
Dr. B. Ghahraman	Ferdowsi University of Mashhad
Dr. N. Ghahreman	University of Tehran
Dr. Y. Ghavidel Rahimi	Tarbiat Modares University
Dr. Kh. Gorbani	Gorgan Agricultural Sciences and Natural Resources University
Dr. S. Golestani	Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. A. Khalili	University of Tehran
Dr. H. Khosravi	University of Tehran
Dr. Y. Khoskhoo	University of Kurdistan
Dr. A. A. Sabziparvar	Bu-Ali Sina University
Dr. N. Sayari	Shahid Bahonar University of Kerman

In the Name of God

JOURNAL OF AGRUCULTURAL METEOROLOGY

Research & Scientific Journal

Vol. 5 No. 2 Autumn & Winter, 2016

Published by: Iranian Society of Irrigation and Water Engineering
Executive Director: B. Bakhtiari Shahid Bahonar University of Kerman
Editor- in-Chief: A. Khalili University of Tehran
Internal Manager: N. Ghahreman University of Tehran

Editorial board:

Bakhtiari, B.	Assis., Prof., Shahid Bahonar University of Kerman	Irannejad, P.	Asso., Prof., University of Tehran
Barani, Gh. A.	Prof., Shahid Bahonar University of Kerman	Kamali, Gh. A.	Asso., Prof., Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran
Bolouri zadeh, M.	Asso., Prof., Graduate University of Advance Technology	Khalili, A.	Prof., University of Tehran
Ghahreman, N.	Asso., Prof., University of Tehran	Khanjani, M. J.	Prof., Shahid Bahonar University of Kerman
Hajjam, S.	Asso., Prof., Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran	Raeini, M.	Prof., Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University

English Text Editor: N. Ghahreman
Technical Editors: B. Bakhtiari, N. Ghahreman
Graphist: M. Ganjalikhani **Page Setting:** Z. Afzali Gorouh
Office-in-Charge: Z. Afzali Gorouh
Publisher: Iranian Society of Irrigation and Water Engineering

The papers of journal of agricultural meteorology are indexed by:

ISC, SID, Magiran

Address: Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.
Postal code: 76169-14111 Tel./Fax. : +983433257190

E-mail: Agromet_journal@yahoo.com Website: <http://agrimet.ir>

