



مدل‌سازی تغییرات مکانی-زمانی تبخیر با استفاده از داده‌های تشک تبخیر کلاس A (پیشنهاد رویکردی نوین به منظور استفاده در مدل‌های پویایی و توزیعی بارش-رواناب)

امیرحسین پارسامهر^۱، علی سلاجقه^{۲*}، شهرام خلیقی سیگارودی^۳، خالد احمدآلی^۴

۱- دانشجوی دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری، گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی،

دانشگاه تهران، تهران، ایران

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

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

۴- استادیار گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده مبسوط

مقدمه و هدف

تبخیر یکی از سنجه‌های مهم آب‌شناسی است که در چرخه آب نقش مهمی دارد. این سنجه افزون بر توزیع مکانی گوناگون، با داشتن توزیع بلندی سبب پیچیدگی مدل‌سازی‌های تبخیر شده است. هدف از این پژوهش، پیشنهاد یک رویکرد جدید برای مدل‌سازی تغییرات مکانی-زمانی تبخیر است تا بر اساس ویژگی پویایی و توزیعی آن بتوان در مدل‌های بارش-رواناب، استفاده شود.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های ماهانه تبخیر (۱۴۰۰-۱۳۸۱) ایستگاه پایش تبخیر مارون که در آبخیز پسکوهک، در ۲۷ کیلومتری غرب شیراز است، استفاده شد. همچنین از داده‌های سه ایستگاه پیرامون حوزه آبخیز پسکوهک، شامل ایستگاه‌های شیراز، قلات و دشت ارژن، استفاده شد. در ابتدا با استفاده از مدل وایازی و تعیین ارتباط میان تبخیر و بلندی از سطح دریا، نقشه‌های رستری تبخیر ماهانه منطقه مطالعه شده رسم شد. سپس، با استفاده از

نوع مقاله: پژوهشی

*مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: salajegh@ut.ac.ir

استناد: پارسامهر، ا.ج.، سلاجقه، ع.، خلیقی سیگارودی، ش.، احمدآلی، خ. ۱۴۰۳. مدل‌سازی تغییرات مکانی-زمانی تبخیر با استفاده از داده‌های تشک تبخیر کلاس A (پیشنهاد رویکردی نوین به منظور استفاده در مدل‌های پویایی و توزیعی بارش-رواناب). پژوهش‌های آبخیزداری، ۳۷ (۳): ۹۴-۱۱۰.

شناسه دیجیتال: 10.22092/WMRJ.2023.362586.1544

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۲۳، تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۵/۲۷، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۳۰، تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۷/۰۱

پژوهش‌های آبخیزداری، سال ۱۴۰۳، دوره ۳۷، شماره ۳، شماره پیاپی ۱۴۴، پاییز ۱۴۰۳، صفحه‌های ۹۴ تا ۱۱۰.

ناشر: مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان فارس

© نویسندگان



رویکرد پیشنهادی (استفاده از روش نسبت معادله‌ها)، مدل اولیه تغییرات مکانی-زمانی تبخیر تهیه شد. با توجه به ویژگی پویایی و تأثیرپذیری سنجۀ تبخیر، تأثیر عامل‌های مختلف بر شدت تبخیر، شبیه‌سازی و نقشه‌های رستری اولیه اصلاح شد. برای این منظور از ضریب‌های تصحیح که به‌شکل نقشه‌های رستری یا ضریب‌های عددی به‌دست آمده بود، استفاده شد. این ضریب‌ها شامل ضریب اصلاح شدت تبخیر ناشی از نسبت ژرفای آب در سطح هدف به ژرفای آب در تشتک تبخیر، تأثیر روزهای گوناگون سال در ضریب تبدیل تشتک و ضریب تصحیح تغییرات بلندی از سطح زمین بود. تمام مراحل کار، با کدنویسی در محیط SNAP و MATLAB انجام شد. سرانجام نتیجۀ نهایی در محیط ArcGIS به‌دست آمد.

نتایج و بحث

نتایج این پژوهش نشان داد که با استفاده از مدل وایازی خطی و سنجۀ بلندی از سطح دریا، می‌توان با دقت زیاد ($R^2 = 0/81$ در دی ماه تا $R^2 = 0/99$ در آبان و فروردین ماه)، توزیع مکانی تبخیر را به‌شکل یک شبکه‌ی منظم پیکسلی (۱۰۰ متر مربعی) به‌دست آورد. همچنین، مدل نهایی توزیع مکانی-زمانی تبخیر نشان داد که در برخی نقاط مطالعه‌شده (پیکسل‌ها)، میان نتایج مدل اولیه و مدل نهایی تبخیر تفاوت قابل توجهی وجود داشت. این موضوع لزوم استفاده از ضریب‌های اصلاحی را بیشتر آشکار کرد.

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در این پژوهش با استفاده از رویکرد پیشنهادشده می‌توان در منطقه‌ی مزبور، توزیع مکانی-زمانی تبخیر را در گام‌های زمانی متناظر با گروه زمانی داده‌های موجود در ایستگاه‌های پایش تبخیر، مدل کرد. پیشنهاد می‌شود در شرایط گوناگون اقلیمی و پستی‌بلندی از این مدل استفاده شود و نتایج آن بررسی شود.

واژگان کلیدی: آبخیز پسکوهک، تشتک تبخیر کلاس A، ضریب اصلاحی، مدل‌سازی تبخیر

مقدمه

بارش-رواناب، بارش به‌عنوان ورودی و تبخیر به‌عنوان تلفات مدل در نظر گرفته می‌شود. از این رو، اندازه‌ی تبخیر بعد از بارش، اصلی‌ترین جزء مدل به‌شمار می‌آید (لیوو و همکاران ۲۰۰۴).

تشت‌های تبخیرسنجی از جمله تجهیزاتی هستند که به‌شکل مستقیم و با هزینه‌ی کم برای اندازه‌گیری تبخیر استفاده می‌شوند و نتایج به‌دست آمده از آن قابل تعمیم به تبخیر از سطوح گوناگون است (ملیک و همکاران ۲۰۱۷). آنچه که به‌عنوان اندازه‌ی تبخیر از ایستگاه‌های تبخیرسنجی، اقلیم‌شناسی یا همدید گزارش می‌شود، عموماً داده‌هایی است که از تشتک تبخیرسنجی کلاس A گزارش می‌شود (عقیلی و همکاران ۲۰۱۷). یکی از مشکلات استفاده از داده‌های اقلیمی که داده‌های تبخیر نیز از آن مستثنی نیست، این است که اغلب داده‌ها به‌شکل نقطه‌ای گزارش می‌شود و باید به کل سطح تعمیم داده شود. در این راستا می‌توان به نتایج پژوهش‌های ستاری و همکاران (۲۰۲۱)، جعفری و دین‌پژوه (۲۰۱۹) و ژایونگ و همکاران (۲۰۱۸) اشاره کرد. از سوی دیگر، در مواجهه با مدل‌های توزیعی، ناگزیر هستیم از شبکه‌ی منظمی از داده‌های توزیعی (رستری) به‌عنوان ورودی مدل استفاده کرد تا تطابق در مقیاس مکانی مدل رعایت شود.

یکی از مهم‌ترین چالش‌های پیش رو در پژوهش‌های محیطی، به‌ویژه پژوهش‌های آب‌شناسی، نبودن داده‌های مناسب یا کافی نبودن داده‌ها است (امین و غفوری‌روزبهانی ۲۰۰۲). به‌علت تغییرات مکانی و زمانی که در بسیاری از پدیده‌های آب‌شناختی وجود دارد، شناخت همه آن‌ها با استفاده از روش‌های تحلیلی یا نظری غالباً وقت‌گیر و یا ناممکن است. برای کمک به حل این مسئله، مدل‌های آب‌شناختی به وجود آمدند (ویلگوس ۱۹۹۴). با وجود پیچیدگی و ابهام زیاد در فرآیند رفتار پدیده‌های طبیعی، برنامه‌های شبیه‌سازی و مدل‌های پیشنهادشده، تا حد زیادی توانستند رفتار پدیده‌های طبیعی و تغییرات مکانی و زمانی آن‌ها را به‌شکل ساده‌تری نمایش دهند که امروزه در سطح بسیاری از آبخیزها استفاده می‌شوند (وود و سادرلند ۱۹۷۱؛ ویتز و همکاران ۱۹۹۳).

یکی از مؤلفه‌های اصلی چرخه‌ی آب در طبیعت، پدیده‌ی تبخیر است (علی‌زاده ۲۰۱۴). بعد از رخداد باران، آب باقی‌مانده روی سطوح گوناگون (تاج پوشش گیاهی، سطح خاک و سطوح آزاد آب و...) تبخیر می‌شود. بنابراین، در نظر گرفتن نقش تبخیر در مدل‌سازی‌های آب‌شناختی بسیار مهم است. در بسیاری از مدل‌های آب‌شناختی از جمله مدل‌های گیرش گیاهی و یا

پایش تبخیر وجود دارد، ممکن است آبخیز هدف فاقد ایستگاه پایش تبخیر باشد یا تعداد ایستگاه‌ها به اندازه کافی نباشد که در این شرایط به ناچار باید از ایستگاه‌های پایش پیرامون آبخیز استفاده کرد (بایازیت و همکاران ۲۰۱۶). بر اساس تفاوت ویژگی‌های محیطی آبخیز هدف با ایستگاه‌های پیرامون، احتمال بروز خطا، اجتناب‌ناپذیر است. بنابراین، باید تا حد امکان از روش‌ها یا مدل‌هایی استفاده کرد که خطا را به کمترین اندازه می‌رسانند.

بر اساس تغییرات مکانی و زمانی داده‌ها، در مدل‌سازی به اندازه‌های تبخیر در آبخیزها نیاز است تا بتوان داده‌های گسسته و نقطه‌ای را به داده‌های پیوسته (رستری) تبدیل کرد. (ژیانگویی و همکاران ۲۰۱۸) که در این میان باید به شکل هم‌زمان از ضریب‌های تصحیح نیز استفاده کرد. در این پژوهش ضریب‌های تصحیح استفاده‌شده برای تبدیل داده‌های نقطه‌ای تبخیر به داده‌های پیوسته مکانی (داده‌های رستری)، شامل ضریب تصحیح بر اساس تغییرات بلندی از سطح دریا (ستاری و همکاران ۲۰۲۱)، ضریب تصحیح بر اساس تغییرات بلندی از سطح زمین و ضریب تصحیح بر اساس نسبت تبخیر از ژرفای سطح هدف (مثلاً سطح برگ) به اندازه تبخیر از سطح تشتک در روزهای گوناگون سال (به منظور بررسی تغییرات دمایی) بود (عبدالحمید و همکاران ۲۰۲۱).

در بسیاری از مدل‌های آب‌شناختی، سنجۀ تبخیر که به‌عنوان یکی از ورودی‌های مدل استفاده می‌شود، ثابت فرض شده که در حقیقت همان اندازه گزارش‌شده از تشتک تبخیر است. با توجه به اینکه تبخیر، سنجه‌ای است که هم در بعد مکان و هم در بعد زمان تغییر می‌کند، بدون شک استفاده از داده‌های ثابت تشتک تبخیر برای کل محدوده مطالعه‌شده و در طول فرآیند مدل‌سازی، باعث ایجاد خطا خواهد شد. بنابراین، باید به این موضوع توجه شود و با اعمال ضریب‌های اصلاحی، داده‌های برآوردی را تا حد امکان به داده‌های واقعی نزدیک کرد. همچنین، استفاده از روش پیشنهادی نسبت معادله‌ها، امکان استفاده از داده‌های پویا با هر مقیاس زمانی (بدون توجه به سرشت داده‌ها) و با به‌کارگیری معادله‌های وایازی مجدد، امکان فراهم می‌سازد. بنابراین، هدف از این پژوهش، پیشنهاد رویکردی برای مدل‌سازی تغییرات مکانی و زمانی تبخیر بود تا با استفاده از داده‌های موجود در ایستگاه پایش تبخیر آبخیز هدف یا آبخیزهای پیرامون، داده‌های توزیعی (رستری) مناسب که قابلیت استفاده در مدل‌های توزیعی و پویایی بارش - رواناب را داشته باشند، تهیه کرد.

عامل‌های پرشماری شامل دما، رطوبت نسبی، فشار هوا، سرعت باد و ... روی تبخیر تأثیر دارند. همچنین، تغییرات این عامل‌ها سبب می‌شود با فاصله گرفتن از ایستگاه پایش تبخیر، اندازه‌های تبخیر تغییر کنند. اندازه این تغییرات بسته به اندازه تغییر است که در عامل‌های مؤثر بر تبخیر اتفاق می‌افتد (پتل و همکاران ۲۰۲۰). بنابراین لازم است اندازه‌های گزارش‌شده از تشتک تبخیر برای هر واحد مکانی (پیکسل) اصلاح شود. از سوی دیگر، سنجۀ تبخیر جزء سنجه‌هایی است که توزیع مکانی آن نه تنها در سطح زمین نسبت به بلندی از سطح دریا تغییر می‌کند، بلکه توزیع بلندی آن نیز متغیر است و با بلندی از سطح زمین، اندازه تبخیر نسبت به سطح زمین تغییر می‌کند. این موضوع در بررسی تبخیر از سطوح تاج پوشش درختان که چند متر بالاتر از سطح زمین هستند، اهمیت بیشتری دارد (کلاسن ۲۰۰۱). از این رو، برای استفاده از داده‌های تشتک تبخیر در مدل‌سازی‌های آب‌شناختی، لازم است که اندازه‌های نقطه‌ای تبخیر گزارش‌شده از تشتک تبخیر، از لحاظ توزیع مکانی و بلندی نیز اصلاح شود.

یکی از مهم‌ترین چالش‌های پیش رو در پژوهش‌های آب‌شناسی، کمبود ایستگاه‌های پایش اقلیمی یا آب‌شناسی است. بنابراین، اولین گام در انجام این پژوهش‌ها، تلاش برای حل این مشکل است. در این راستا یکی از راه‌حل‌های متداول، استفاده از داده‌های ایستگاه‌های پیرامون آبخیز است. بدون شک هرچه تعداد ایستگاه‌های مطالعه‌شده بیشتر باشد، نتایج اطمینان بیشتری خواهند داشت. اما نکته مهم و قابل توجه این است که در بسیاری از شرایط با آبخیزهایی روبرو هستیم که شمار ایستگاه‌های پیرامون آنها، کم است (ژایونگ و همکاران ۲۰۱۸).

یکی از روش‌های تعیین رابطه میان ایستگاه‌های درون آبخیز و ایستگاه‌های پیرامون آن، استفاده از معادله‌های وایازی است. برآورد کردن با استفاده از روش وایازی، دست‌کم با ۲ ایستگاه شروع‌شده (معادله خط) و با افزایش تعداد ایستگاه‌ها، بر اندازه دقت مدل‌سازی افزوده می‌شود.

از آنجایی که هر چه تعداد ایستگاه کمتر باشد دقت نیز کمتر است، استفاده از داده‌های چند ایستگاه به‌مراتب نتایج بهتر و دقیق‌تری در مقایسه با نتایج به‌دست آمده فقط از داده‌های یک ایستگاه خواهد داشت. این مسئله زمانی که محدوده‌ی بررسی‌شده شمار ایستگاه‌های پیرامون کم است و امکان تغییر شرایط نیز به هیچ وجه امکان‌پذیر نیست، اهمیت ویژه‌ای دارد.

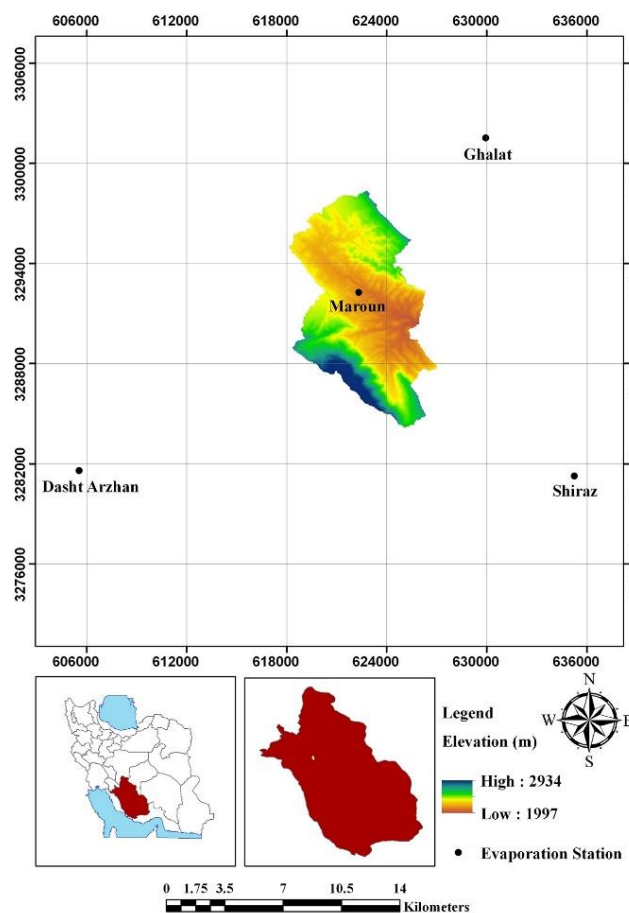
با توجه به فاصله زیادی که عموماً میان ایستگاه‌های

مواد و روش‌ها

معرفی منطقه مطالعه شده

آبخیز پسکوهک، یکی از آبخیزهای معرف استان فارس است که مساحت آن ۷۳/۱۳ کیلومتر مربع، در ۲۷ کیلومتری غرب شیراز است. این آبخیز در موقعیت جغرافیایی ۵۲° ۱۲' ۵۲" تا ۵۲° ۱۸' ۵۳" طول شرقی و ۲۹° ۵' ۱۰" تا ۲۹° ۴۸' ۳۲" عرض شمالی است و شامل بخشی از زاگرس چین خورده است (شکل ۱). میانگین بارش سالانه منطقه مطالعه شده ۵۴۰ میلی‌متر

است و بارش‌ها عمدتاً از اواسط آبان شروع و تا اواخر اردیبهشت ادامه دارد. میانگین دما در گرمترین و سردترین ماه سال به ترتیب ۳۴ و ۸°C گزارش شده است. اندازه میانگین سالانه تبخیر ۲۴۰۰ میلی‌متر است. کمترین و بیشترین تبخیر ماهانه به ترتیب ۶۰ میلی‌متر (دی‌ماه) و ۳۶۰ میلی‌متر (تیرماه) است. گونه گیاهی غالب منطقه *Crataegus azarolus* است (سبزواری و رضائیان ۲۰۱۲).



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعه شده و ایستگاه‌های پایش تبخیر.

Figure 1- Position of study area and evaporation monitoring stations.

روش پژوهش

به منظور مدل‌سازی تغییرات مکانی-زمانی تبخیر، از داده‌های آماری ماهانه تبخیر چهار ایستگاه تبخیرسنجی مارون، قلات، شیراز و دشت ارژن، در یک دوره آماری مشترک ۲۰ ساله (۱۴۰۰-۱۳۸۱) که در بایگانی سازمان آب منطقه‌ای فارس موجود بود، استفاده شد. موقعیت مکانی ایستگاه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. در میان ایستگاه‌های پایش تبخیر، ایستگاه مارون، درون آبخیز بود

و به عنوان ایستگاه اصلی پایش تبخیر، در نظر گرفته شد. از سه ایستگاه دیگر برای تعیین مدل وایزری و تعیین رابطه میان اندازه‌های تبخیر و بلندی از سطح دریا استفاده شد. بر پایه بررسی‌های انجام شده، فقط امکان استفاده از داده‌های چهار ایستگاه تبخیرسنجی (مارون، قلات، شیراز و دشت ارژن) میسر بود و امکان استفاده از ایستگاه جدیدی وجود نداشت. اولین ایستگاهی که امکان اضافه شدن به مجموعه ایستگاه‌های پژوهشی را داشت، حدود ۱۸۰ کیلومتر

ایستگاه مرجع (ایستگاهی که درون آبخیز یا نزدیک آبخیز است)، می‌توان نقشه‌های رستری با پایه زمانی مشابه در مقیاس گروه زمانی داده‌های ایستگاه مرجع تهیه کرد. هر چه اندازه فاصله زمانی میان گروه داده‌ها کمتر باشد، دقت مدل افزایش خواهد یافت. با این روش ویژگی‌های پویایی تبخیر نیز حفظ خواهد شد. در این پژوهش، بر اساس اهداف مدل‌سازی، پیکسل‌های 10×10 متر مقیاس مکانی داده‌های تبخیر بود. تمام مراحل مدل‌سازی در محیط برنامه نویسی متلب و نمایش گرافیکی آن در محیط ArcGIS انجام شد.

در گام بعد با توجه به اینکه شدت تبخیر نسبت به دما و ژرفاهای گوناگون آب، تغییر می‌کند، لازم بود تا اندازه‌های تبخیر از سطح تشتک برای تعمیم به شرایط جدیدی مثل تبخیر از سطح برگ، اصلاح شود (لاوریمور و پیترسون ۲۰۰۰). برای این منظور میانگین دمای ماهانه برای هریک از ماه‌های سال تعیین شد. سپس، درون هفت ظرف شیشه‌ای استوانه‌ای هم شکل، تا بلندی ۲۰، ۱۵، ۱۰، ۵، ۲، ۱ و $0/5$ سانتی‌متر از کف ظرف آب ریخته شد. در ادامه، شدت تبخیر در شرایط دمایی گوناگون (۱۲ دما) که هر یک بیان‌گر میانگین دمای ماهانه در منطقه مطالعه شده بود، تکرار و اندازه‌گیری شد. پس از اتمام آزمایش، معادله‌های مربوط به رابطه میان شدت تبخیر و تغییرات دما و ژرفای آب به دست آمد (عبدالحمید و همکاران ۲۰۲۱). هدف از این آزمایش بررسی نسبت اندازه تبخیر از بارش موجود در سطح پوشش گیاهی (ژرفای میانگین $0/16$ میلی‌متر (ماگلیانی و همکاران ۲۰۲۲)) به اندازه تبخیر از سطح تشتک (ژرفای میانگین ۲۰ سانتی‌متر) در روزهای گوناگون سال (تأثیر دما بر شدت تبخیر) بود. سپس، تغییرات شدت تبخیر در بلندی‌های گوناگون از سطح زمین بررسی شد. این موضوع در برآورد اندازه تبخیر از سطوح پوشش گیاهی، به‌ویژه تاج پوشش درختان که در بلندی‌های گوناگون بودند، اهمیت ویژه‌ای داشت (کلاسن ۲۰۰۱). از این رو، نقشه کاربری زمین با تأکید بر تغییرات بلندی پوشش گیاهی تهیه شد. برای تهیه این نقشه از گروه زمانی باندهای طیفی تصویرهای ماهواره‌ای Sentinel-2A مربوط به ماه‌های گوناگون سال‌های ۲۰۲۲-۲۰۲۱ استفاده شد. اساس کار در تشخیص عارضه‌های زمینی، تفاوت در اندازه‌های بازتاب‌شده از یک عارضه خاص در باندهای طیفی گوناگون است. با توجه به اینکه عارضه‌های گوناگونی مانند آب، خاک، پوشش گیاهی و ... در باندهای گوناگون اندازه‌های جذب و بازتاب متفاوتی دارند، بنابراین با استفاده از شاخص‌های گیاهی، از یکدیگر قابل تشخیص هستند (دریایی و همکاران ۲۰۲۱). برای دستیابی به این طبقه‌بندی، از روش

با آبخیز فاصله داشت. بر اساس بررسی‌های انجام شده چون ایستگاه پیشنهادی در محدوده دشت بود و آبخیز مطالعه شده تقریباً در بخش نیمه کوهستانی بود، استفاده از این ایستگاه نه تنها نتوانست دقت را افزایش دهد، بلکه موجب خطای بسیار زیادی شد.

داده‌ها پس از آماده‌سازی، از لحاظ بهنجار بودن و همگنی بررسی شدند. برای تهیه لایه بلندی آبخیز پسکوهک، از نقشه رستری مدل رقومی ارتفاعی (DEM) با اندازه سلولی $12/5$ متر ماهواره ALOS استفاده شد. با توجه به اهداف مدل‌سازی و رسیدن به تفکیک مکانی ۱۰ متر، باز نمونه‌برداری DEM در نرم‌افزار SNAP انجام شد. سپس، در محیط GISArc، نقشه رستری مدل رقومی ارتفاعی برای منطقه مطالعه شده تهیه شد.

پس از آماده‌سازی داده‌ها، اولین گام در مدل‌سازی تغییرات مکانی و زمانی تبخیر، تهیه نقشه رستری تبخیر یا به عبارت دیگر تعمیم اندازه‌های نقطه‌ای (ایستگاه‌های پایش تبخیر) به سطح، در منطقه مطالعه شده بود. روش‌های گوناگونی برای انجام این کار بسته به هدف و شرایط محیطی منطقه، وجود دارد. یکی از مهمترین این روش‌ها که قابلیت و دقت زیادی داشته باشد، استفاده از معادله‌های وایزی است. معادله وایزی تابعی است که رابطه میان اندازه‌های ورودی و خروجی را نشان می‌دهد (ملیک و کومار ۲۰۱۵). بررسی اولیه داده‌های تبخیر نشان داد که اندازه‌های تبخیر در طول سال تغییرات زیادی دارد. دامنه تغییرات داده‌های ماهانه تبخیرسنجی ایستگاه مارون ۳۰۱ میلی‌متر و ضریب تغییرات ۵۹٪ بود که صحت این یافته را تأیید کرد. از این رو، به منظور افزایش دقت برآورد اندازه‌های تبخیر، معادله‌های وایزی برای استخراج رابطه تبخیر و بلندی از سطح دریا برای هر ماه به شکل جداگانه محاسبه شد (خوشحال‌چهرمی و زندپارسا ۲۰۱۵).

به دلیل تغییرات شدت تبخیر در روزهای گوناگون سال و حتی در ساعت گوناگون شبانه‌روز (احمدی و همکاران ۲۰۱۶)، برای تهیه نقشه‌های رستری تبخیر به شکل پویا و در مقیاس زمانی بسیار کوتاه (بسته به مقیاس گروه زمانی داده‌های ایستگاه پایش تبخیر)، از رویکرد جدیدی به نام نسبت معادله‌ها استفاده شد. بررسی نتایج معادله‌های وایزی تبخیر در ماه‌های گوناگون سال نشان داد که شیب در سال‌های گوناگون یک ماه مشخص تفاوت زیادی نداشت و تقریباً ثابت بود. از این رو، انتظار می‌رود اندازه عددی نسبت تبخیر در مکان‌های مشابه، تقریباً ثابت باشد. بنابراین، با داشتن یک معادله وایزی دقیق از یک منطقه و داده‌های آماری تبخیر دست‌کم یک ایستگاه، می‌توان اندازه‌های تبخیر به شکل یک شبکه منظم برآورد کرد. همچنین، بر اساس مقیاس زمانی گروه داده‌های تبخیر

که با ساده‌سازی معادله ۴، معادله ۵ به‌دست آمد.

(۵)

$$\gamma = 0.105 Z^{0.28} + 0.0942 Z^{0.14} + 0.8556$$

$$z > 0.4$$

در این پژوهش، بر اساس تغییرات پوشش گیاهی در سطح و بلندی، نیاز بود تا لایه رستری بلندی پوشش گیاهی از سطح زمین، هر چند وقت یک‌بار به‌روزرسانی شود.

پس از اینکه ضریب‌های اصلاحی (عددی یا رستری) به‌دست آمد، با استفاده از معادله ۶، با ضرب آن‌ها در اندازه تبخیر گزارش شده از ایستگاه تبخیرسنجی مارون، نقشه رستری اندازه تغییرات مکانی تبخیر در آبخیز مطالعه‌شده به‌دست آمد. گام زمانی نقشه یا تغییرات گروه زمانی نقشه بستگی به گروه زمانی داده‌های تبخیر ایستگاه مرجع دارد که در این پژوهش هر ۱۲ ساعت یک‌بار گزارش شد.

$$E_{correctij} = E_{pan} \cdot \alpha_{ij} \cdot \beta_{ij} \cdot \gamma_{ij} \quad (۶)$$

$$\alpha_{ij} = \frac{f(x)_{ij}}{f(x)_s} \quad (۷)$$

$$\beta_{ij} = c_{ij} \cdot d_{ij} \quad (۸)$$

$$\gamma_{ij} = 0.105 Z_{ij}^{0.28} + 0.0942 Z_{ij}^{0.14} + 0.8556 \quad (۹)$$

$$z > 0.4$$

$E_{correctij}$: اندازه تبخیر اصلاح‌شده برای پیکسل ij ، E_{pan} : اندازه تبخیر گزارش شده از ایستگاه پایش تبخیر (ایستگاه مارون)، α_{ij} : نسبت معادله‌ها یا ضریب تبدیل تبخیر نقطه‌ای به سطح در پیکسل ij ، $f(x)_{ij}$: اندازه تبخیر به‌دست آمده در پیکسل ij بر اساس معادله وایزی و بلندی پیکسل ij از سطح دریا، $f(x)_s$: اندازه تبخیر به‌دست آمده در پیکسل ایستگاه مرجع بر اساس معادله وایزی و بلندی پیکسل ایستگاه مرجع از سطح دریا، β_{ij} : ضریب به‌دست آمده از تصحیح مرتبط با C_{ij} یا نسبت تبخیر از سطح مد نظر به تشتک تبخیر با توجه به تغییرات دمایی در پیکسل ij و d_{ij} : یا نسبت تبخیر از آبی به ژرفای h_{ij} به ژرفای آب تشتک تبخیر در پیکسل ij ، γ_{ij} : ضریب افزایش تبخیر نسبت به افزایش بلندی از سطح زمین در پیکسل ij که بر اساس Z_{ij} یا بلندی از سطح تشتک تبخیر در پیکسل ij است.

نتایج

در این پژوهش، برای مدل‌سازی و تهیه نقشه رستری تبخیر با استفاده از اندازه‌های نقطه‌ای (ایستگاه‌های

طبقه‌بندی نظارت‌شده و برنامه نویسی در محیط متلب (دستورالعمل چند شرطی) استفاده شد. پس از مشخص شدن کاربری زمین، در هر یک از کاربری‌های مربوط به پوشش گیاهی، بلندی مرکز حجم تاج پوشش گیاهی از سطح زمین با استفاده از نمونه‌برداری مشخص شد. سرعت یا شدت باد یکی از سنج‌های مهمی است که روی شدت تبخیر تأثیرگذار است. بنابراین، به‌دلیل این تأثیر آگاهی از نسبت سرعت باد در بلندی مد نظر (محل استقرار تاج پوشش گیاهی) به سرعت باد در نزدیکی سطح زمین (محل استقرار تشتک تبخیر)، بسیار ضروری است. حتی سرعت باد آرام، در بلندی‌های گوناگون به اندازه زیادی تغییر می‌کند که این تغییر می‌تواند روی شدت تبخیر تأثیرگذار باشد (چو و همکاران ۲۰۱۰). بنابراین، در این پژوهش برای تعیین اندازه سرعت باد در یک بلندی معین نسبت به سرعت باد در نزدیکی سطح زمین از معادله ۱ استفاده شد (رفاهی ۲۰۰۲):

$$\frac{U}{U_0} = \left(\frac{Z}{Z_0}\right)^{0.14} \quad (۱)$$

U : سرعت باد در بلندی Z از سطح زمین، U_0 : سرعت باد در بلندی Z_0 از سطح زمین، Z : بلندی مدنظر، Z_0 : بلندی اولیه است.

با توجه به سمت راست تساوی معادله ۱، اینگونه استنباط شد که نسبت سرعت باد در هر بلندی از سطح زمین به سرعت باد در بلندی اولیه، صرف نظر از اندازه سرعت باد، ثابت بود. بنابراین، با توجه به اینکه گزارش تبخیر از سطح تشتک تبخیر، تقریباً در بلندی ۴۰ سانتی‌متری از سطح زمین اتفاق می‌افتد، شکل کلی معادله ۱ به شکل معادله ۲ تغییر یافت. در این پژوهش با استفاده از معادله ۲ نسبت سرعت باد در هر بلندی نسبت به سطح تشتک تبخیر محاسبه شد.

$$\frac{U}{U_0} = \left(\frac{Z}{0.4}\right)^{0.14} \quad (۲)$$

پس از مشخص شدن تغییرات سرعت باد نسبت به تغییرات بلندی، افزایش شدت تبخیر نسبت به افزایش سرعت باد با استفاده از معادله ۳ به‌دست آمد (چو و همکاران ۲۰۱۲).

$$\gamma = 0.0813x^2 + 0.0829x + .8556 \quad (۳)$$

γ : ضریب افزایش تبخیر نسبت به افزایش سرعت باد و x : تغییرات سرعت باد نسبت به تغییرات بلندی از سطح زمین است. با تلفیق معادله‌های ۲ و ۳، شکل کلی معادله کاربردی به شکل معادله ۴ به‌دست آمد.

(۴)

$$\gamma = 0.0813 \left(\frac{Z}{0.4}\right)^{0.28} + 0.0829 \left(\frac{Z}{0.4}\right)^{0.14} + .8556$$

$$z > 0.4$$

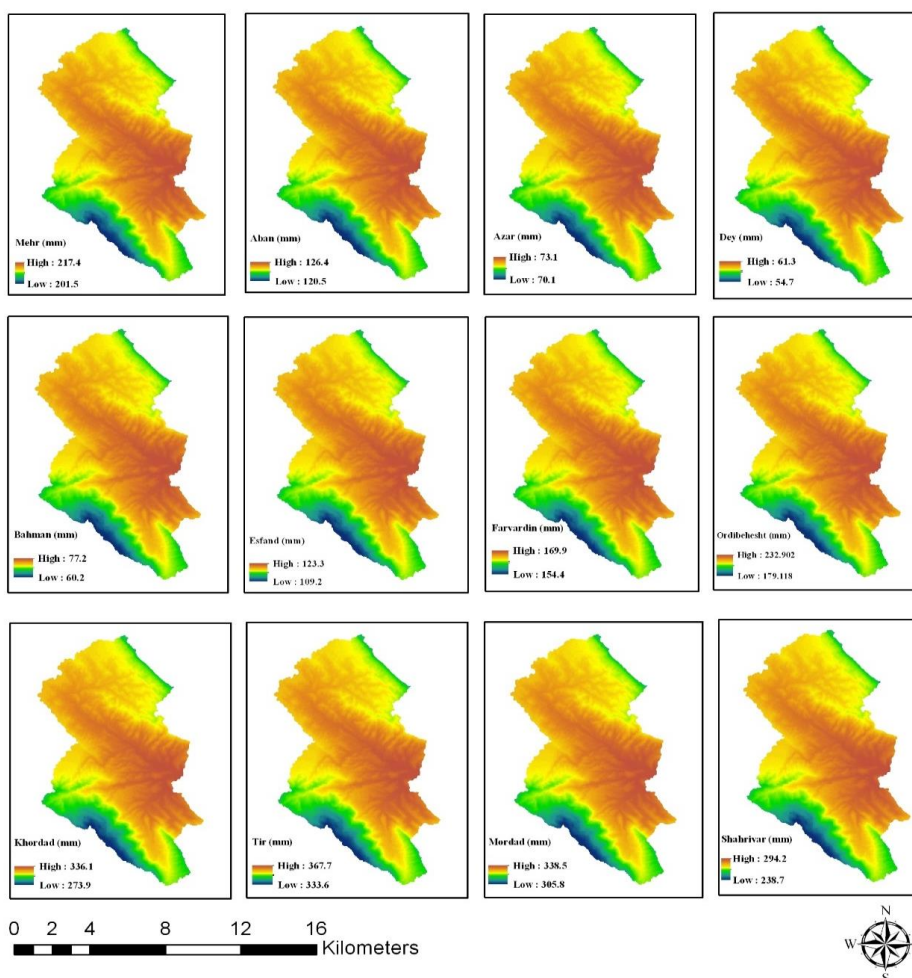
معادله‌های وایازی تبخیر به تفکیک هر ماه، در جدول ۱ نشان‌دهنده شده است. همچنین، نتایج مدل‌سازی توزیع مکانی تبخیر در هر یک از ماه‌های سال در شکل ۲ نشان‌دهنده شده است. با توجه به این شکل، بیشترین و کمترین اندازه تبخیر ماهانه به ترتیب مربوط به ماه‌های تیر و دی بود.

پایه تبخیر) و ایجاد یک شبکه منظم توزیع مکانی تبخیر، از روش معادله‌های وایازی استفاده شد. با برآزش مدل‌های گوناگون وایازی خطی و ناخطی بر داده‌های موجود، تفاوت قابل توجهی در دقت مدل‌های خطی و ناخطی مشاهده نشد. از این رو، به دلیل ساده‌سازی مدل و آسانی بیشتر، از مدل‌های خطی استفاده شد.

جدول ۱- معادله‌های تبخیر به تفکیک هر ماه در منطقه مطالعه‌شده.

Table 1- Regression equations of evaporation to each month in the study area.

| No | Month (In Persian) | Month | Regression equation | R ² |
|----|--------------------|-----------|-------------------------|----------------|
| 1 | Mehr | September | $y = -0.0169x + 251.16$ | 0.915 |
| 2 | Aban | October | $y = -0.0063x + 139.05$ | 0.998 |
| 3 | Azar | November | $y = -0.0031x + 79.29$ | 0.948 |
| 4 | Dey | December | $y = -0.0071x + 75.545$ | 0.819 |
| 5 | Bahman | January | $y = -0.0181x + 113.38$ | 0.875 |
| 6 | Esfand | February | $y = -0.0151x + 153.51$ | 0.922 |
| 7 | Farvardin | March | $y = -0.0166x + 203.13$ | 0.996 |
| 8 | Ordibehesht | April | $y = -0.0574x + 347.53$ | 0.969 |
| 9 | Khordad | May | $y = -0.0663x + 468.48$ | 0.996 |
| 10 | Tir | June | $y = -0.0364x + 440.41$ | 0.943 |
| 11 | Moradd | July | $y = -0.0349x + 408.24$ | 0.891 |
| 12 | Shahrivar | August | $y = -0.0593x + 412.71$ | 0.959 |

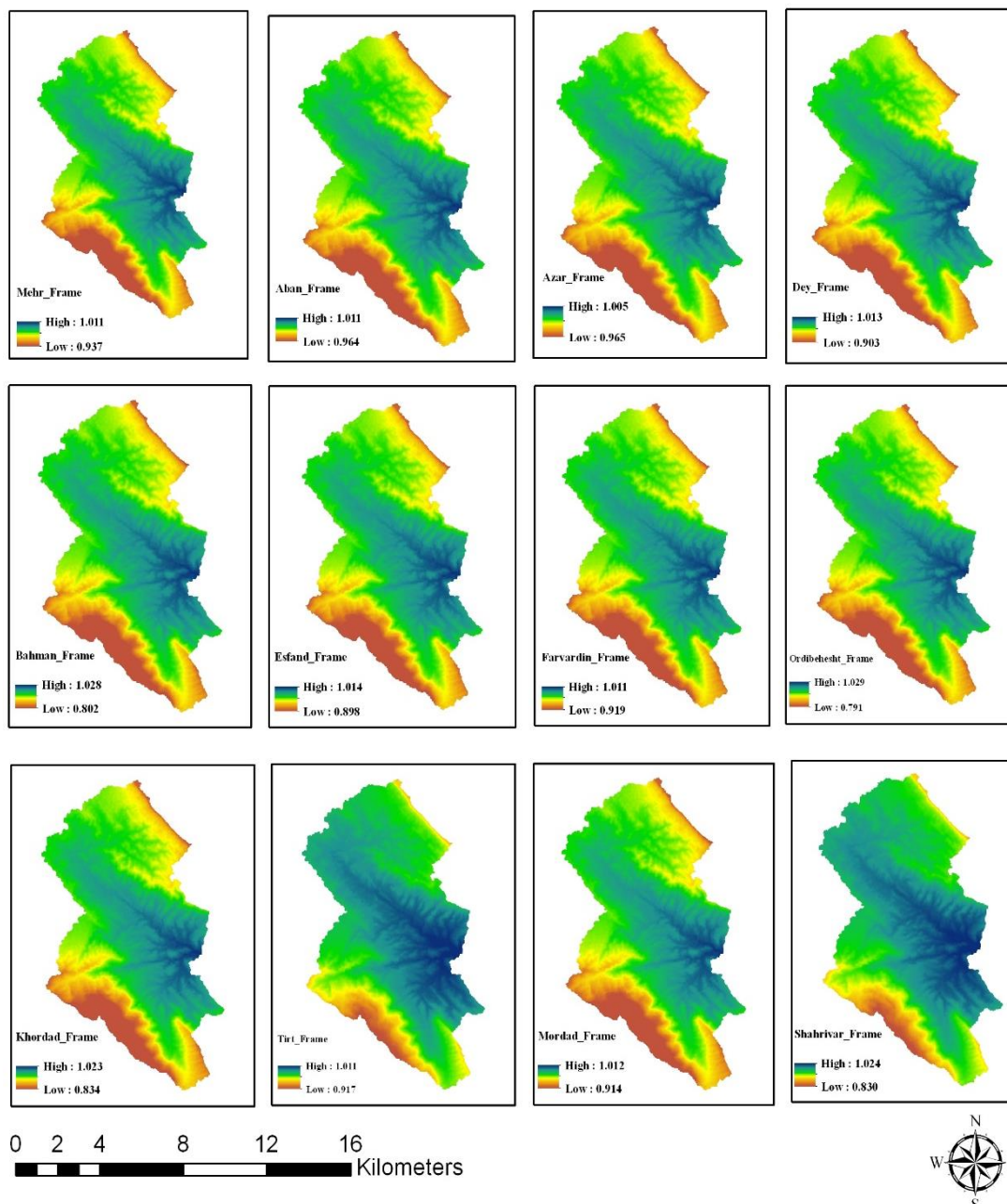


شکل ۲- نقشه رستری میانگین ماهانه تبخیر در منطقه مطالعه‌شده.

Figure 2- A raster map of Monthly average evaporation in study area.

مقیاس زمانی تبدیل کرد (شکل ۳). بنابراین، با داشتن گروه زمانی داده‌های آماری تبخیر دست‌کم یک ایستگاه، می‌توان گروه زمانی اندازه‌های پویای تبخیر به‌شکل یک شبکه منظم (توزیع مکانی و زمانی) را ایجاد کرد. همچنین، مقیاس زمانی نقشه رستری تبخیر ایجاد شده، متناسب با داده‌های تبخیر ایستگاه مرجع (ایستگاه پایش تبخیر درون آبخیز یا نزدیک آبخیز) بود.

با توجه به لزوم تهیه نقشه‌های رستری تبخیر به‌شکل پویا و در مقیاس‌های زمانی متغیر (با توجه به مقیاس گروه زمانی داده‌های ایستگاه پایش تبخیر)، از رویکرد جدیدی به نام نسبت معادله‌ها استفاده شد. نتایج این رویکرد که به‌شکل یک نقشه رستری پیشنهاد شده است، در واقع شبکه منظمی از ضریب‌های تبدیل است که اندازه تبخیر یک ایستگاه پایش تبخیر با هر مقیاس زمانی را به یک نقشه رستری تبخیر برای منطقه مطالعه شده و با همان

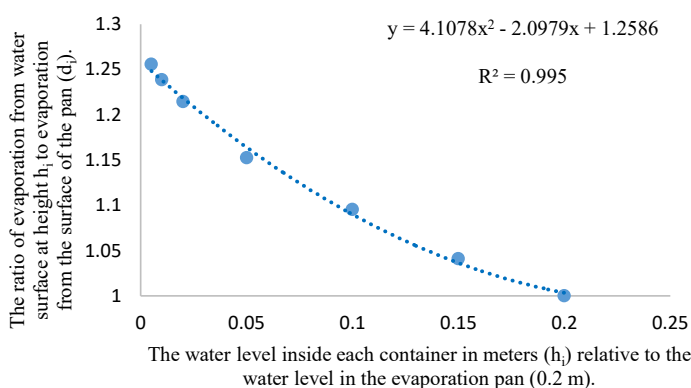


شکل ۳- نقشه رستری نسبت معادله‌ها (ضریب‌های تبدیل) برای هر یک از ماه‌های سال در منطقه مطالعه شده (بدون بعد).

Figure 3- The Raster map of the relative equation (conversion coefficients) for each month of the year in study area (dimensionless).

۰/۰۵ در محور Xها بیانگر نسبت آبی با ژرفای ۰/۰۵ متر به ژرفای آب در تشتک تبخیر (۰/۲ متر) است. محور Yها نیز شدت تبخیر نسبت به تشتک تبخیر را نشان می‌دهد. براساس شکل ۴، با افزایش ژرفای آب نسبت به ژرفای آب در تشتک تبخیر در شرایط مشابه، شدت تبخیر نسبت به شدت تبخیر از تشتک کاهش یافت. بنابراین با توجه به شکل ۴ و معادله مرتبط با آن، شدت تبخیر نسبت به شدت تبخیر از سطح تشتک، در هر ژرفایی قابل محاسبه بود.

به‌منظور بررسی تأثیر تغییرات دما و ژرفای لایه آب بر شدت تبخیر، با هدف تعیین نسبت اندازه تبخیر از لایه‌های کم ژرفای آب مانند سطح پوشش گیاهی (میانگین ژرفا ۰/۱۶ میلی‌متر) به اندازه تبخیر از سطح تشتک (۲۰ سانتی‌متر) در دماهای گوناگون، آزمایشی انجام شد که نتایج آن به‌شکل جداگانه در شکل‌های ۴ و ۵ نشان داده شده است. در شکل ۴، محور Xها ژرفای‌های گوناگون آب نسبت به ژرفای آب در تشتک تبخیر که معادل ۰/۲ متر است را نشان می‌دهد. به‌طور مثال عدد

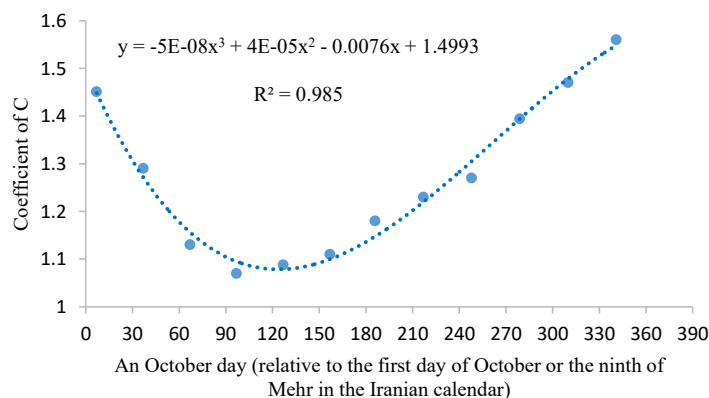


شکل ۴- رابطه میان ژرفای آب نسبت به تشتک تبخیر و شدت تبخیر نسبت به شدت تبخیر از تشتک.

Figure 4- The plot of the relationship between water depth relative to evaporation pan and the rate of evaporation relative to the rate of evaporation from the pan.

زمانی این بود که برای استفاده در مدل‌های بارش-رواناب، تقریباً تمام بارش‌های پاییزه بعد از این تاریخ بودند و قبل از آن جز در موارد نادر که قابل چشم‌پوشی بود، تقریباً بارشی گزارش نشده بود. در این پژوهش، به‌منظور استفاده از مدل تبخیر پیشنهادشده در مدل‌های بارش-رواناب، با دانستن روز رخداد بارش و تبدیل آن به روز اکتبری، ضریب تصحیح تغییرات دمایی به‌دست آمد. همچنین، برنامه‌نویسی انجام این دستور در محیط متلب متلب انجام شد.

ضریب تغییرات دمایی یا ضریب شدت تبخیر از تشتک در شکل ۵ نشان داده شده است. در شرایط گوناگون دمایی که منتسب به ماه‌های گوناگون سال بود، شدت تبخیر بررسی شد. به‌منظور پیوسته‌سازی تغییرات دمایی (تغییر از مقیاس ماهانه به مقیاس روزانه)، از سنججه پیشنهادی به نام روز اکتبری استفاده شد. روز اکتبری مشابه روز ژولیوسی است با این تفاوت که مبنای شروع گروه زمانی داده‌ها، روز اول اکتبر، معادل نهم مهرماه است. علت استفاده از این مبداء

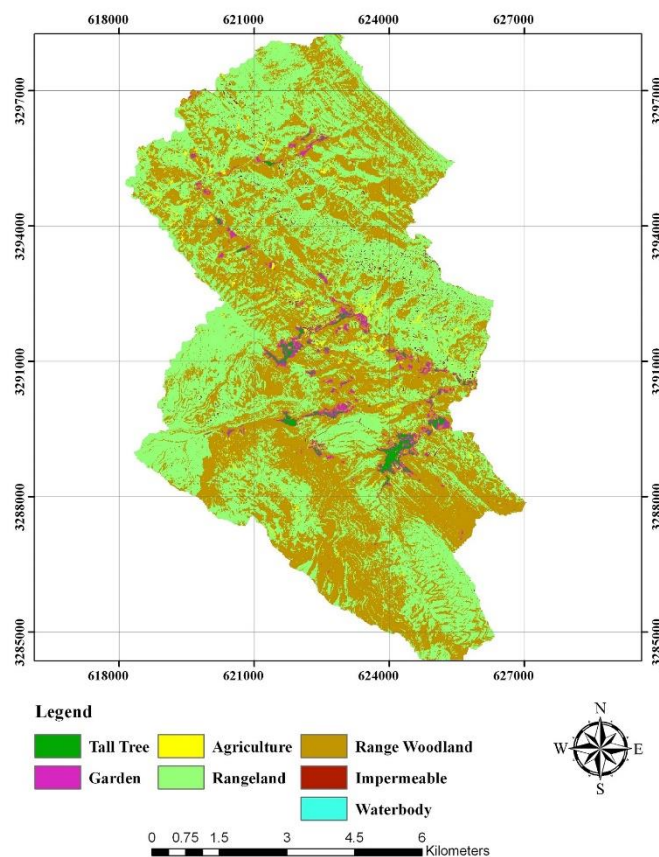


شکل ۵- تغییرات ضریب دمایی نسبت به روز اول اکتبر (نهم مهر).

Figure 5- The plot of variations in temperature coefficient relative to the first day of October (ninth of Mehr in the Iranian calendar).

در این پژوهش، تأثیر تغییرات بلندی از سطح زمین و تغییرات احتمالی سرعت باد روی شدت تبخیر بررسی شد. افزون بر این، تغییرات عمودی اندازه‌ی شدت تبخیر در سطوح گوناگون از سطح زمین نیز بررسی شد. زیرا، تغییرات شدت تبخیر از سطح تاج پوشش گیاهان بسیار اهمیت دارد. از این رو، ابتدا نقشه‌ی کاربری زمین تهیه شد و میانگین بلندی مرکز حجم تاج پوشش گیاهی از

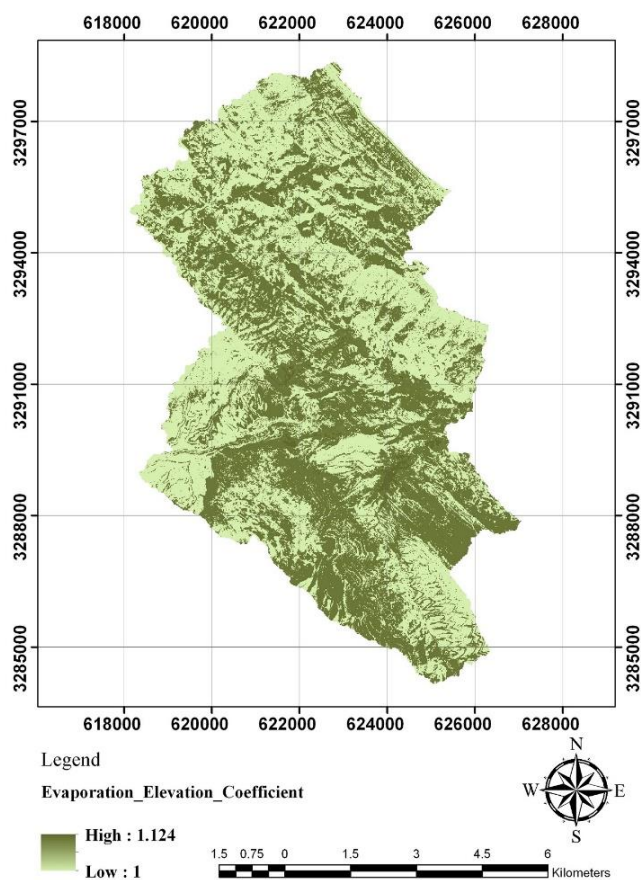
سطح زمین در هر یک از لایه‌های کاربری که پوشش گیاهی داشت، تعیین شد. نقشه‌ی کاربری زمین در شکل ۶ نشان داده شده است. این نقشه از هفت لایه شامل درختان بلند، زمین‌های کشاورزی، باغ، مرتع، مراتع درختکاری شده، زمین‌های نفوذناپذیر و مجموعه‌های آبی تشکیل شده است.



شکل ۶- نقشه‌ی کاربری زمین در منطقه‌ی مطالعه شده.
Figure 6- A map of land use in study area.

کاربری‌های کشاورزی و مرتع ۰/۴ متر، زمین با درختان بلند ۴ متر، باغ ۲/۷ متر و مراتع درختکاری شده ۳/۲ محاسبه شد.

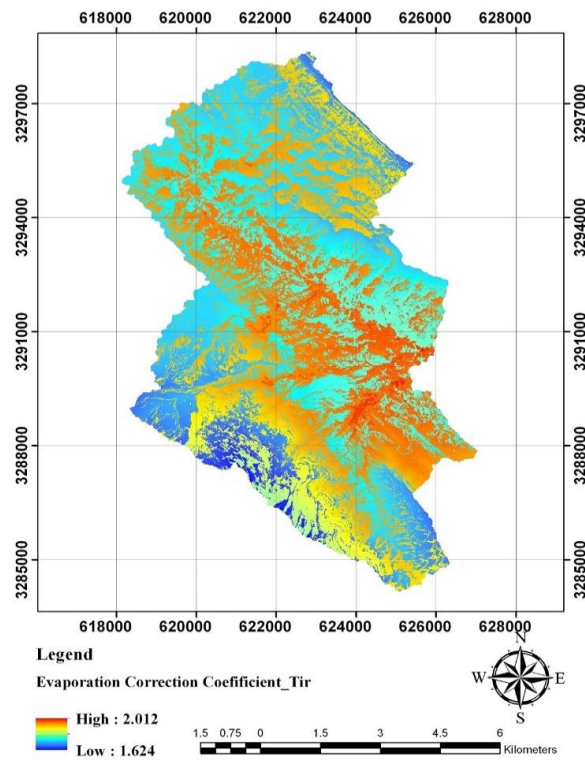
سپس با استفاده از معادله‌ی ۵ نقشه‌ی رستری ضریب افزایش تبخیر نسبت به افزایش بلندی از سطح زمین در منطقه‌ی مطالعه شده به دست آمد (شکل ۷). همچنین، میانگین بلندی مرکز ثقل تاج پوشش گیاهان از سطح زمین در



شکل ۷- نقشه رستری ضریب افزایش تبخیر نسبت به افزایش بلندی از سطح زمین.
Figure 7- A Raster map of the coefficient of increase in evaporation relative to the increase in height from ground level.

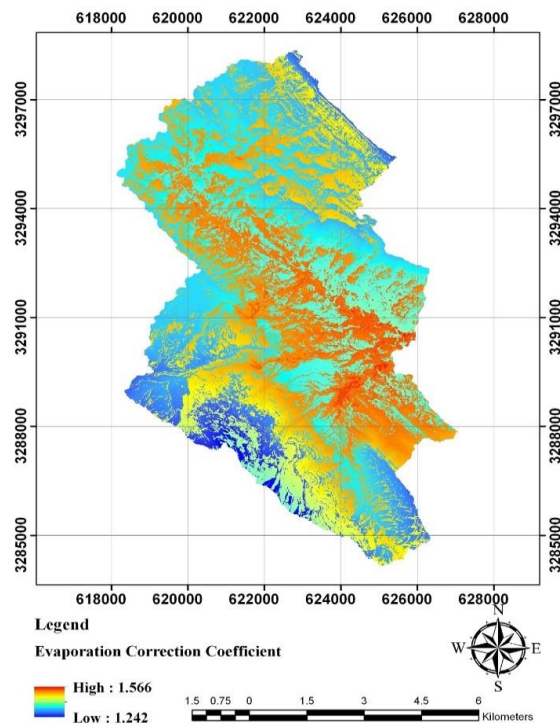
درک بهتر مسئله، نقشه رستری ضریب تصحیح کلی شدت تبخیر برای روزهای ۱۵ تیر و ۱۵ دی به ترتیب به‌عنوان نماد بیشترین و کمترین شدت تبخیر در منطقه مطالعه شده رسم شد (شکل ۸ و ۹).

در پایان پس از تهیه ضریب‌های تصحیح (عددی یا نقشه‌های رستری)، با استفاده از معادله ۶، نقشه رستری ضریب تصحیح کلی شدت تبخیر در منطقه مطالعه شده به‌دست آمد. همچنین، نقشه رستری تولیدشده در این مرحله برای روزهای گوناگون سال متفاوت بود. برای



شکل ۸- نقشه رستری ضریب تصحیح کلی شدت تبخیر در منطقه مطالعه شده برای روز ۱۵ تیر.

Figure 8- A Raster map of the overall correction coefficient of evaporation rate in the study area for July 6th.



شکل ۹- نقشه رستری ضریب تصحیح کلی شدت تبخیر در منطقه مطالعه شده برای روز ۱۵ دی.

Figure 9- A Raster map of the overall correction coefficient of evaporation rate in the study area for December 6th.

وایازی خطی استفاده کرد و در مقایسه با دیگر مدل‌ها، نتایج خوبی را به دست آورد. جعفری و دین‌پژوه (۲۰۱۹) و یاشی‌بویو و همکاران (۲۰۲۱) نیز در پژوهش‌های مشابهی، از معادله‌های وایازی خطی استفاده کردند. در این پژوهش، معادله وایازی تبخیر برای هر ماه، فقط برای تعیین نقشه رستری تبخیر در منطقه مطالعه شده در همان ماه کاربرد داشت. بنابراین، اگر هدف تهیه نقشه رستری تبخیر روزانه در منطقه باشد، باید مسیر قبلی برای تعیین رابطه جدید وایازی به‌طور کامل تکرار شود. از این رو، برای تهیه نقشه رستری با هر مقیاس زمانی، نیاز است تا تمام مراحل اجرایی قبلی، با گروه داده‌های جدید تکرار شود که این کار بسیار وقت‌گیر است. افزون بر این، ممکن است هدف تهیه نقشه رستری با مقیاسی باشد که همه ایستگاه‌های استفاده شده در محاسبات، گروه زمانی با مقیاس مد نظر را نداشته باشند. در این شرایط استفاده از معادله‌های وایازی یا هر روش دیگری که نیازمند مقیاس زمانی مشترک است، امکان‌پذیر نخواهد بود. بنابراین، رویکرد جدیدی به نام استفاده از نسبت معادله‌ها پیشنهاد شد تا توانایی حل مشکلات مزبور را داشته باشد.

با توجه به ویژگی پویایی و تغییرپذیری سنجه تبخیر، لازم بود تا تأثیر عامل‌های گوناگون بر شدت تبخیر، تا حد زیادی شبیه‌سازی شود. از ایستگاه‌های پیش تبخیر، اندازه تبخیر از تشتک کلاس A در شرایطی که سطح آب در آن در بلندی ۰/۴ متری از سطح زمین (۰/۱۵ تا ۰/۲ متر بلندی شاسی و ۰/۲ متر بلندی آب درون تشتک) بود، گزارش شد. تبخیر در این شرایط نسبت به تبخیر از رطوبت ناشی از بارش روی سطح برگی که در بلندی ۴ متری سطح زمین بود، کاملاً تفاوت داشت. از این رو، لازم بود تا اندازه تبخیر با توجه به شرایط واقعی اصلاح شود. برای این کار از ضریب‌های تصحیح که به شکل رستری یا عددی به دست آمده بود، استفاده شد. این ضریب‌ها شامل ضریب اصلاح شدت تبخیر ناشی از نسبت ژرفای آب در سطح هدف به ژرفای آب در تشتک تبخیر، تأثیر دما در روزهای گوناگون سال و ضریب تصحیح بر اساس تغییرات بلندی از سطح زمین بود. می‌توان نتیجه گرفت که استفاده از مدل پیشنهادشده تغییرات مکانی و زمانی تبخیر در این پژوهش که مهم‌ترین ویژگی تبخیر یعنی پویا بودن فرآیند تبخیر را مدل‌سازی کرد، می‌تواند شرایط جدیدی را برای استفاده از مدل‌های آب‌شناختی که نیازمند داده‌های پویای تبخیر هستند، فراهم سازد. پیشنهاد می‌شود در مناطق گوناگون ایران از مدل پیشنهادشده در این پژوهش استفاده شود و نتایج آن بررسی شود.

با ضرب گروه زمانی تبخیر ایستگاه پایش تبخیر (ایستگاه تبخیرسنجی مارون) در نقشه رستری ضریب تصحیح کلی، گروه زمانی نقشه‌های رستری تبخیر (مشابه گروه زمانی ایستگاه پایش تبخیر) را در مقیاس مکانی و زمانی تهیه شد.

بحث و نتیجه‌گیری

تبخیر یکی از مهم‌ترین سنجه‌های آب‌شناختی است که در بسیاری از مدل‌های آب‌شناختی، به‌ویژه مدل‌های بارش - رواناب استفاده می‌شود. به دلیل فقدان یا کمبود شبکه منظم ایستگاه‌های پایش تبخیر، بسیاری از پژوهشگران ناگزیر به استفاده از معادله‌های تجربی یا مدل‌های گوناگونی هستند. تبخیر ویژگی‌های منحصر به فردی دارد و آن را از بسیاری از پدیده‌های آب‌شناختی نظیر بارش متمایز می‌کند. رخداد تبخیر به شکل پیوسته و از تمام سطوح از یک سو و تغییرات آن در سه بعد، یعنی طول، عرض (تغییرات مکانی) و بلندی از سطح زمین از سوی دیگر، سبب شده است که مدل‌سازی آن با پیچیدگی‌های زیادی همراه باشد (ایرماک ۲۰۰۲؛ لدلانی ۲۰۱۳).

هدف این پژوهش، مدل‌سازی تغییرات مکانی-زمانی تبخیر بود تا با استفاده از داده‌های واقعی ایستگاه پایش تبخیر، بتوان تبخیر را برای دیگر نقاط مطالعه شده، به‌طور دقیق و قابل قبول برآورد کرد. از این رو، انتظار می‌رود نتایج مدل پیشنهادی (خروجی مدل) بتواند به‌عنوان ورودی در مدل‌های آب‌شناختی دیگر استفاده شود.

برای فرآیند مدل‌سازی، از معادله‌های وایازی خطی میان اندازه‌های تبخیر و بلندی از سطح دریا در ایستگاه‌های پایش تبخیر استفاده شد. علت استفاده از سنجه بلندی از سطح دریا برای برآورد تبخیر، افزون بر تأثیرگذاری زیاد این سنجه در شدت تبخیر، در دسترس بودن داده‌های پیوسته تغییرات بلندی مانند مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEM) بود. میکلائک (۱۹۹۶) و پورمحمدی و همکاران (۲۰۱۰) ضمن معرفی سنجه بلندی از سطح دریا به‌عنوان مؤثرترین سنجه تأثیرگذار بر شدت تبخیر، از رابطه‌های خطی میان بلندی از سطح دریا و اندازه تبخیر، برای مدل‌سازی استفاده کردند. در این پژوهش، به دلیل دقت زیاد و آسانی استفاده از مدل‌های وایازی خطی استفاده شد. اگرچه به دلیل ماهیت و سرشت متفاوت داده‌ها نمی‌توان یک نوع تابع خاص را برای حتی موارد مشابه توصیه کرد، اما پژوهش‌های مشابه بسیاری بر استفاده موفق از معادله‌های وایازی خطی تأکید دارند. در کشور کویت جابر‌المدیج (۲۰۱۲) در مدل‌سازی اندازه تبخیر روزانه و ماهانه، از معادله‌های

- Abd-Elhamid HF, Ahmed A, Zeleňáková M, Vranayová Z, Fathy I. 2021. Reservoir management by reducing evaporation using floating photovoltaic system: A case study of Lake Nasser. Egypt. Water, 13(6): 769-787. -<https://doi.org/10.3390/w13060769>
- Aghili S.R, Boroomand Nasab S, Kaheh M. 2012. Application of fuzzy modeling based on clustering via c-mean for estimation of pan evaporation (Case study: Khuzeestan Province). Journal of Water and Soil Conservation (Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources), 19(2): 81-98. (In Persian).
- Ahmadi H, Fallahghalhari Q, Shaemi A. 2016. Estimating and evaluating the trends of annual reference evapotranspiration based on influential climatic parameters in the North East of Iran. Water and Soil Science, 26(3-2): 257-269.
- Alizadeh A. 2014. Water, soil and plant, relationship. 14th publication, Imam Reza Publication, Mashhad, Iran, 470 p. (In Persian).
- Almedeij J. 2012. Modeling pan evaporation for Kuwait by multiple linear regressions. The Scientific World Journal, pp. 1-9. doi:10.1100/2012/574742
- Amin S, Ghafari Roozbahani AM. 2002. Roodzard representative watershed surface runoff and evapotranspiration simulation using Stanford-IV Model. Journal of Water and Soil Science, 6 (3):1-13. (In Persian).
- Bayazit Y, Bakış R, Koç C. 2016. Mapping distribution of precipitation, temperature and evaporation in Seydisuyu Basin with the help of distance related estimation methods. Journal of Geographic Information System, 8(2): 224-237. doi:10.4236/jgis.2016.82020
- Chu CR, Li MH, Chang YF, Liu TC, Chen YY. 2012. Wind-induced splash in class A evaporation pan. Journal of Geophysical Research, 117(D11): 1-7. <https://doi.org/10.1029/2011JD016848>
- Chu CR, Li MH, Chen YY, Kuo YH. 2010. A wind tunnel experiment on the evaporation rate of class A evaporation pan. Journal of Hydrology, 381(3-4): 221-224. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.044>
- Daryaei A, Sohrabi H, Atzberger C, Immitzer M. 2021. Mapping vegetation in riparian areas using pixel-based and object-based classification of Sentinel-2 multi-temporal imagery. Iranian Journal of Remote Sensing and GIS, 13(3): 19-32. Doi: 10.52547/GISJ.13.3.19
- Hu Z, Wang G, Sun X, Zhu M, Song C, Huang K, Chen X. 2018. Spatial-temporal patterns of evapotranspiration along an elevation gradient on Mount Gongga, Southwest China. Water Resources Research. 54(6):4180-4192.
- Irmak S, Haman DZ, Jones JW. 2002. Evaluation of class A pan coefficients for estimating reference evapotranspiration in humid location. Journal of Irrigation Drainage Engineering, 128(3): 153-159. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2002\)128:3\(153\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2002)128:3(153))
- Jafari M, Dinpashoh Y. 2019. Derivation of regression models for pan evaporation estimation, Environmental Resources Research, 7(1): 29-42. (In Persian).
- Khoshhal Jahromi F, Zand Parsa Sh. 2015. Monthly evaporation zoning of pan evaporation in Fars Province using inverse distance weighting method (Idw) and regression based on digital elevation model (Dem). 3th National Conference on Agriculture and Sustainable Natural Resources, 14 June, Tehran.
- Klaassen W, 2001. Evaporation from rain-wetted forest in relation to canopy wetness, canopy cover, and net radiation. Water Resources Research, 37(12):3227-3236. <https://doi.org/10.1029/2001WR000480>

- Ladlani I, Hauichi L, Dhemili L, Heddem S, Blouze Kh. 2013. Estimation of daily reference evapotranspiration in the north of Algeria using adaptive neuro-fuzzy inference system (ANFIS) and multiple linear regression (MLR) models: A comparative study. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 39(3): 5959–5969.
- Lawrimore JH, Peterson TC. 2000. Pan evaporation trends in dry and humid regions of the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 1(6): 543–546. DOI: [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2000\)001<0543:PE TIDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2000)001<0543:PE TIDA>2.0.CO;2)
- Liu B, Xu M, Henderson M, Gong W. 2004. A spatial analysis of pan evaporation trends in China, 1955–2000. *Journal of Geophysical Research*, 109, (D15102):1–9.
- Lu X, Ju Y, Wu L, Fan J, Zhang F, Li Z. Daily pan evaporation modeling from local and cross-station data using three tree-based machine learning models. *Journal of Hydrology*. 2018 Nov 1;566:668-84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.09.055>
- Magliano PN, Whitworth-Hulse JI, Cid FD, Leporati JL, Van Stan JT, Jobbágy EG. 2022. Global rainfall partitioning by dry land vegetation: Developing general empirical models. *Journal of Hydrology*, 607, 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127540>
- Malik A, Kumar A, Kisi O. 2017. Monthly pan-evaporation estimation in Indian central Himalayas using different heuristic approaches and climate based models. *Computers and Electronics in Agriculture*, 143: 302–313. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2017.11.008>
- Malik A, Kumar A. 2015. Pan evaporation simulation based on daily meteorological data using soft computing techniques and multiple linear regression. *Water Resources Management*, 29: 1859–1872. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-0915-0>
- MiKlanek P. 1996. Estimation of mean evaporation patterns with respect to elevation. *International Conference on Ecohydrology of High Mountain Area*, pp. 285–290.
- Patle GT, Chettri M, Jhajharia D. 2020. Monthly pan evaporation modeling using multiple linear regression and artificial neural network techniques. *Water Supply*, 20 (3): 800–808. doi: 10.2166/ws.2019.189
- Poormohammadi S, Malekinezhad H, Rahimian M. 2010. Investigating the role of physiographical factors on temperature-related parameters affecting evapotranspiration (Case study: Yazd Province). *Journal of Arid Biome*, -1(2): 9–19. (In Persian).
- Rafahi HGh. 2001. Wind erosion and conservation. 2th Publication, Tehran University Publication, Tehran, Iran, 320 p. (In Persian).
- Sabzevari T, Rezaeian MR. 2012. Final report on: Estimation of ungagged watershed flood by using geomorphologic instantaneous unit hydrograph method. *Fars Regional Water Authority*, pp. 1-92. (In Persian).
- Sattari MT, Ahmadifar V, Delirhasannia R, Apaydın H. 2021. Estimation of the pan evaporation coefficient in cold and dry climate conditions via the M5 regression tree model. *Atmosfera*, 34(3): 289-300. <https://doi.org/10.20937/atm.52777>
- Wheater HS, Jakeman AJ, Beven KJ. 1993. Progress and direction in rainfall-runoff modeling, proceeding of international congress on modeling and simulation, December 6-10, University of Western Australia.
- Willgoose GR. 1994. A physical explanation for an observed area sleep-evaluation relationship for catchments with declining relief. *Water Resource Research*, 30(2): 151–159. DOI:10.1029/93WR01810
- Wood MJ, Sutherland AJ. 1971. Evaluation of digital catchment model on New Zealand Catchment. *Journal of Hydrology*, 9(2): 325–335.
- Yaxshiboyev RE, Gaybullayev EE, Husanov UA, Ochilov TD. 2021. Forecasting ground-water evaporation using multiple linear regression. *Galaxy International Interdisciplinary Research Journal*, 9(12): 1101–1107.



Modeling Spatio-Temporal Changes in Evaporation using Class a Pan Evaporation Data: Presenting a Novel Approach for Use in Dynamic and Distributed Models of Rainfall-Runoff

Amir Hossein Parsamehr¹, Ali Salajegheh², Shahram Khalighi Sigaroodi³, Khaled Ahmadaali⁴

1- Ph.D., Student of Watershed Science and engineering, Department of Reclamation of Arid and Mountainous Region, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran

2- Professor, Department of Reclamation of Arid and Mountainous Region, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran

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

4- Assistant Professor, Department of Reclamation of Arid and Mountainous Region, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran

Extended Abstract

Introduction and Goal

Evaporation is one of the important parameters in hydrology that plays a significant role in the water cycle. This parameter, in addition to various spatial distributions, with having altitude distribution causes the complexity of evaporation modeling. The aim of this research is to present a new approach for spatio-temporal modeling of evaporation changes, which can be used in rain-runoff models.

Materials and Methods

In order to carry out this research, monthly evaporation data over a 20-years period (2002-2021) were used from the Maroun evaporation monitoring station located in the Paskouhak catchment, 27 km west of Shiraz, as well as three stations surrounding Paskouhak catchment including Shiraz, Ghalat, and Dasht Arjan stations. Initially, by using regression modeling and determining the relationship between evaporation and elevation above sea level for each month, monthly evaporation raster maps were drawn for the study area. Then, using the proposed approach of using the ratio equations method, the initial spatio-temporal model of evaporation changes was prepared. Due to the dynamic

Article Type: Research Article

*Corresponding Author E-mail: salajegh@ut.ac.ir

Citation: Parsamehr, A.H., Salajegheh, A., Khalighi Sigaroodi, Sh., Ahmadaali, Kh. 2024. Modeling Spatio-Temporal Changes in Evaporation Using Class A Pan Evaporation Data: Presenting a Novel Approach for Use in Dynamic and Distributed Models of Rainfall-Runoff. *Watershed Management Research*. 37(3):94-110.

DOI: 10.22092/WMRJ.2023.362586.1544

Received: 09 December 2023, **Received in revised form:** 23 January 2024, **Accepted:** 18 March 2024

Published online: 22 September 2024

Watershed Management Research, VOL. 37, No.3, Ser. No: 144, Autumn 2024, pp. 94-110.

Publisher: Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center ©Author(s)



nature and sensitivity of the evaporation parameter, the impact of various factors on the intensity of evaporation was simulated and the initial raster maps were corrected to a large extent. For this purpose, correction coefficients obtained in the form of raster maps or numerical coefficients were used. These coefficients included the correction coefficient of evaporation intensity due to the ratio of water depth at the target surface to the water depth in the evaporation pan, the effect of different days of the year on the conversion coefficient of the evaporation pan, and the correction coefficient based on changes in elevation from the ground surface. All stages of the research were performed in the SNAP and MATLAB software. Finally, the final result was obtained in the ArcGIS software.

Results and Discussion

The results showed that using the linear regression model and elevation parameters above sea level, it is possible to obtain the spatial distribution of evaporation with high accuracy ($R^2=0.81$ in December and $R^2=0.99$ in March and October) in the form of a regular pixel grid (in this study 100 m²). In addition, the final spatio-temporal distribution model of evaporation showed that there is a noticeable difference between the results of the initial and the final evaporation models in some areas of the study region (pixels). This highlights the need for more corrective coefficients.

Conclusion and Suggestions

In this study, using the proposed approach, it is possible to model the spatiotemporal distribution of evaporation in the study area at time steps corresponding to the time series of data available at the evaporation monitoring stations. It is recommended to apply this model under various climatic and topographic conditions and to evaluate its results.

Keywords: Class A Pan Evaporation, Correction Coefficient, Evaporation modelling, Paskouhak catchment