



مقاله پژوهشی

کاربرد مدل متریک برای برآورد تبخیر-تعرق واقعی ماهانه حوزه آبخیز ونک با

استفاده از تصاویر سنجنده مودیس

مریم رضائی، هدی قاسمیه، خدایار عبدالهی

دریافت: ۲۶ دی ۱۳۹۸ / پذیرش: ۱۰ تیر ۱۳۹۹

دسترسی اینترنتی: ۳ شهریور ۱۳۹۹

چکیده

مواد و روش‌ها روش‌های زیادی برای تخمین دقیق تبخیر-تعرق نقطه‌ای وجود دارد، از جمله لایسیمترهای وزنی (Weighing lysimeter)، روش نسبت بون (Bowen ratio technique) و روش ادی کوواریانس (Eddy covariance). نقطه ضعف روش‌های ذکر شده این است که، این روش‌ها فقط تبخیر-تعرق را برای یک مکان خاص برآورد می‌کنند و قادر به برآورد تبخیر-تعرق منطقه‌ای نیستند. مدل متریک توسط آلن و همکاران در سال ۲۰۰۷ بر اساس مدل شناخته شده سبال (باستیانسن، ۱۹۹۸)، ارائه گردیده است. مدل متریک، یک روش مبتنی بر سنجش از دور است که تبخیر-تعرق واقعی را به‌عنوان باقیمانده معادله بیلان انرژی سطح برآورد می‌کند. در پژوهش حاضر، توزیع مکانی و زمانی تبخیر-تعرق واقعی حوزه ونک از آوریل تا نوامبر ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴، با استفاده از مدل متریک برآورد شد و با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس، امکان استفاده از متریک، مورد بررسی قرار گرفت. حوزه آبخیز ونک در قسمت جنوب شرقی حوزه کارون شمالی قرار گرفته است و از لحاظ جغرافیایی بین استان‌های چهارمحال و بختیاری و اصفهان قرار گرفته است.

پیشینه و هدف امروزه به‌منظور استفاده منطقی آب برای محصولات کشاورزی نیاز به درک و شناخت دقیق فرآیند تبخیر-تعرق وجود دارد. تبخیر-تعرق یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های بیلان آب است و از این رو یک متغیر کلیدی برای مدیریت بهینه منابع آب به شمار می‌آید. هدف از انجام پژوهش حاضر برآورد و تجزیه و تحلیل توزیع مکانی و زمانی تبخیر-تعرق واقعی در مقیاس زمانی ماهانه با استفاده از مدل متریک و مشاهدات ماهواره مودیس در حوزه آبخیز ونک و بررسی صحت نتایج متریک با الگوریتم بیلان انرژی سطحی برای زمین، سبال (SEBAL) است.

مریم رضائی^۱، هدی قاسمیه^۲، خدایار عبدالهی^۳

۱. دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه کاشان، ایران

۲. دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه کاشان، ایران

۳. استادیار گروه مهندسی طبیعت، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، ایران

پست الکترونیکی مسئول مکاتبات: h.ghasemieh@kashanu.ac.ir

سبال، (به‌عنوان روش استاندارد) است، که رویکردی است که به‌طور گسترده برای مقابله با چنین محدودیت‌هایی استفاده می‌شود. در گام دوم تجزیه و تحلیل، در پژوهش حاضر، مقادیر برآوردی تبخیر-تعرق ماهانه با استفاده از معادلات متریک در مقابل سبال برای حوزه ونک در سال ۲۰۱۴، مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج مدل سبال به‌عنوان مرجعی برای مقایسه نتایج به‌دست‌آمده از مدل متریک مورد استفاده قرار گرفت. بررسی آماری به‌منظور تعیین اختلاف بین تبخیر-تعرق ماهانه استخراج‌شده از متریک در مقابل تبخیر-تعرق ماهانه استخراج‌شده از سبال صورت گرفت. از معیارهای ارزیابی ضریب نش-ساتکلیف (NS; Nash-Sutcliffe coefficient)، ضریب تبیین Coefficient of Determination و میانگین خطای مطلق (MAE; Mean Absolute Error)، استفاده شد. مقادیر بالای ضرایب R^2 و نش-ساتکلیف و مقادیر پایین MAE نشان داد که مدل متریک در بیشتر ماه‌ها با مدل سبال، ارتباط نزدیکی دارد. مقادیر تبخیر-تعرق ماهانه برآورد شده توسط مدل متریک در مقابل مقادیر تبخیر-تعرق ماهانه تخمین زده‌شده از مدل سبال، از آوریل تا نوامبر ۲۰۱۴ برای حوزه ونک ارزیابی و مقایسه گردید. نتایج کلی نشان می‌دهد که پراکندگی برآوردها در یک حد قابل قبول است. در سال ۲۰۱۴، توافق خوبی بین مدل‌های متریک و سبال وجود داشت ($R^2 = 0.96 - 0.99$ ، $NSE = 0.93 - 0.99$ و $MAE = 1.3 - 7.53$). در سال ۲۰۱۴، نتایج دیگر نشان داد که در هر دو مدل، حد بالایی تبخیر-تعرق، افزایش تدریجی از آوریل تا جولای را نشان داد.

نتیجه‌گیری با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، نواحی دارای شاخص پوشش گیاهی بالا (LAI) و دمای سطح زمین پایین نسبت به سایر نواحی که دارای شاخص پوشش گیاهی پایین و دمای سطح زمین بالا هستند از میزان تبخیر-تعرق بیشتری برخوردارند. روند تغییرات سری زمانی شاخص LAI و تبخیر-تعرق در این پژوهش، با روند تغییرات پارامترهای مذکور در تحقیقی که توسط ریزگونزالس و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از مدل متریک در داکوتا بررسی شده بود، مطابقت داشت.

واژه‌های کلیدی: تبخیر-تعرق واقعی، تغییرات زمانی-مکانی، سنجش‌ازدور، بیلان انرژی، حوزه آبخیز ونک

۶۰ تصویر سنجنده مودیس مربوط به شاخص سطح برگ (MOD15A2)، دمای سطح زمین (MOD11A2) و بازتاب سطحی (MOD09A1)، با فواصل زمانی هشت‌روزه استخراج گردید. تصاویر ذکرشده از وبسایت USGS دانلود گردید و سیستم مختصات تصاویر از حالت سینوسی به متریک (UTM) تبدیل شدند. فاکتور مقیاس مربوط به تصاویر LAI و LST و بازتاب سطحی به ترتیب ۰/۱، ۰/۰۲ و ۰/۰۰۱ است. شروع تخمین تبخیر-تعرق در مدل متریک با معادله بیلان انرژی، است. مجموعه داده‌ها شامل مشاهدات مودیس و داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های موجود در حوزه و اطراف آن به‌منظور محاسبه شارهای انرژی سطحی لحظه‌ای شامل؛ شار تابش خالص، شار گرمای خاک و شار گرمای محسوس در فن پردازش است. تبخیر-تعرق، در لحظه تصویر برای هر پیکسل، از تقسیم مقادیر شار گرمای نهان (LE) بر گرمای نهان تبخیر و چگالی آب، محاسبه شد.

نتایج و بحث در طول این تحقیق، حد بالایی تبخیر-تعرق، افزایش تدریجی از آوریل تا جولای را در هر دو سال ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ نشان داد. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، حداکثر میزان تبخیر-تعرق واقعی در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ برای ماه جولای به ترتیب ۲۴۴ و ۲۶۳ میلی‌متر در ماه به‌دست‌آمد. به‌طورکلی نتایج به‌دست‌آمده از این مقاله می‌تواند به شناخت بهتر تغییرات تبخیر-تعرق منطقه‌ای کمک کند. مقایسه توزیع‌های مکانی AET، LAI و LST، در منطقه مطالعاتی نتایج نشان داد که توزیع مکانی AET تحت تأثیر دو عامل LAI و LST، قرار گرفته است که از آزمون همبستگی پیرسون برای بررسی رابطه دو متغیر LAI و LST با تبخیر-تعرق واقعی استفاده شد. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، نواحی با پوشش گیاهی متراکم و دمای سطح زمین پایین دارای مقادیر بالای تبخیر-تعرق بوده و مناطق دارای دمای سطح بالا و پوشش گیاهی پراکنده و کم از مقدار تبخیر-تعرق کمی برخوردارند. نتایج نشان داد که روند تغییرات میانگین دمای ماهانه، همسو با تبخیر-تعرق واقعی است، در مورد میانگین آلبیدو و شار تابش خالص نیز روند مشابهی دیده شد. لازم به ذکر است که عدم وجود اندازه‌گیری‌های زمینی برای مقایسه آن‌ها با مقادیر تبخیر-تعرق مدل، یک محدودیت بالقوه از پژوهش حاضر است. با این حال، رویکرد پیشنهادی، ارزیابی برآوردهای تبخیر-تعرق به‌دست‌آمده از مدل متریک با برآوردهای تبخیر-تعرق حاصل از مدل

مقدمه

به دلیل اینکه تصاویر سنجش از دور مورد استفاده در مدل‌های برآورد تبخیر- تعرق، قادر به برآورد توزیع مکانی تبخیر- تعرق در سطوح وسیع و در مدت‌زمانی کوتاه هستند و همچنین توانایی ارائه پیش‌بینی‌های دوره‌ای و قابل اعتماد منطقه‌ای را دارند و هزینه آن‌ها از روش‌های مرسوم کمتر است، اخیراً توجه گسترده‌ای را به خود جلب نموده‌اند (۳۰).

تلاش‌های زیادی توسط محققان (۱ و ۳) برای گسترش مدل‌هایی با ترکیب از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های آب و هوایی برای مناطق وسیع صورت گرفته است و الگوریتم‌های بسیاری برای ارتباط دادن AET به شاخص‌های پوشش گیاهی سنجش از دور و داده‌های آب و هوایی ایجاد شده‌اند (۸ و ۱۲). روش‌های برآورد تبخیر- تعرق مبتنی بر سنجش از دور شامل رویکردهای ساده تجربی یا رویکردهای آماری مبتنی بر شاخص پوشش گیاهی و یا مدل‌های نسبتاً پیچیده‌تر بر اساس معادله بیلان انرژی سطح (SEB; Surface Energy Balance) هستند. رویکردهای ساده تجربی می‌تواند تخمین‌های دقیقی از ET در مناطق همگن با پوشش گیاهی یکنواخت ارائه دهد، اما برآورد دقیق ET در مقیاس وسیع و در مناطق ناهمگن با استفاده از رویکردهای تجربی چالش‌برانگیز است. در نتیجه، در دو دهه گذشته مدل‌های متعدد برآورد ET مبتنی بر سنجش از دور برای برآورد تبخیر- تعرق از مناطق وسیع بر اساس معادله SEB تهیه شده است (۲۳). با توجه به دسترسی به داده‌های ماهواره‌ای، برآوردهای تبخیر- تعرق مبتنی بر سنجش از دور همراه با مدل‌های بیلان انرژی، به‌ویژه به این دلیل که فقط به چند متغیر هواشناسی (به‌عنوان مثال، دمای هوا، سرعت باد، تابش خورشیدی) نیاز دارند که به‌طور مرتب در ایستگاه‌های هواشناسی اندازه‌گیری می‌شود، جذابیت بیشتری پیدا کردند (۱۱)، از جمله الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL; Surface Energy Balance Algorithm for Land) توسط باستیانس و همکاران (۳)، سیستم بیلان انرژی سطحی (SEBS; Surface Energy Balance System) به‌وسیله سو (۱۹) و در نهایت الگوریتمی برای به دست آوردن تبخیر- تعرق

بحران آب یکی از بزرگ‌ترین نگرانی‌های جهانی و از بزرگ‌ترین مشکلات منابع طبیعی و زیست‌محیطی در قرن بیست و یک به شمار می‌آید و در نتیجه ارائه راهکارهایی به منظور بهبود مدیریت منابع آب، بسیار ضروری به نظر می‌رسد (۲۸). یکی از فاکتورهای اساسی که می‌تواند در روش‌های بهبود مدیریت منابع آب و افزایش کارایی مصرف آب مؤثر باشد، برآورد دقیق تبخیر- تعرق (ET; Evapotranspiration) یا میزان آب مصرفی گیاهان است (۱۴). اساساً درک بیلان آب به‌وسیله افزایش دانش و شناخت در مورد تبخیر- تعرق حاصل می‌گردد (۱۶). تبخیر- تعرق به دو صورت پتانسیل (PET; Potential Evapotranspiration) و واقعی (AET; Actual Evapotranspiration) می‌تواند محاسبه و برآورد شود. هر تخمین واقع‌بینانه از (AET) نقش مهمی در زندگی انسان دارد، در اکوسیستم‌های مختلف زمینی به شناخت بهتر اکوسیستم‌ها، کمک می‌کند و به همین ترتیب، هنگام مطالعه تغییرات اقلیمی می‌تواند مفید باشد. همچنین به برآورد بیلان آب جهانی و مدیریت و تخصیص منابع آب مورد نیاز اراضی کشاورزی کمک می‌کند (۱۶).

روش‌های زیادی برای تخمین دقیق تبخیر- تعرق نقطه‌ای وجود دارد، از جمله لایسیمترهای وزنی (Weighing lysimeter)، روش نسبت بوون (Bowen ratio technique) و روش ادی کوواریانس (Eddy covariance). متأسفانه، این روش‌ها فقط تبخیر- تعرق را برای یک مکان خاص برآورد می‌کنند و قادر به برآورد تبخیر- تعرق منطقه‌ای با هزینه‌ای مناسب نیستند (۲۹). به‌کارگیری این فن‌ها دشوار، هزینه‌بر و نصب، نگهداری و بهره‌برداری از آن‌ها وقت‌گیر است و به دلیل تغییرات پویا و منطقه‌ای تبخیر- تعرق قابل تعمیم در سطوح وسیع نیستند؛ بنابراین با توجه به تغییرات مکانی عوامل دخیل در تبخیر- تعرق، این روش‌ها برای اندازه‌گیری‌های معمول چندان مناسب نیستند (۷)، و این محدودیت باعث ایجاد انگیزه در استفاده از داده‌های سنجش از دور شده است.

برآورد تبخیر- تعرق ماهانه و سالانه برآوردهای قابل قبولی را ارائه دادند. همچنین آن‌ها ذکر نمودند که تصاویر مودیس یک منبع مفید برای برآورد تبخیر- تعرق در مقیاس‌های وسیع در زمانی که وضوح مکانی بالا نیاز نیست، است و یکی دیگر از مزایای ماهواره مودیس این است که با توجه به اینکه زاویه دید تصاویر کمتر از ۱۵ درجه است، هر چهار تا پنج روز در دسترس هستند. همچنین پژوهش‌هایی توسط کاریلوروجاس و همکاران (۵) و سنای و همکاران (۱۸) برای برآورد تبخیر- تعرق با استفاده از مدل متریک در مناطق کوهستانی صورت گرفته است. سنای و همکاران (۱۸) تبخیر و تعرق واقعی را در آیداهو با استفاده از مدل (SSEB; Simplified Surface Energy Balance) برآورد نمودند و برای ارزیابی عملکرد نتایج از مدل متریک استفاده کردند. نتایج حاکی از عملکرد رضایت‌بخش مدل SSEB با $R^2=0.83-0.9$ بود. هدف از تحقیق حاضر، برآورد تبخیر- تعرق واقعی در حوزه آبخیز ونک با استفاده از مدل متریک است که یکی از الگوریتم‌های مبتنی بر سنجش‌ازدور هست. از آنجاکه در محاسبه بیلان آب که غالباً به صورت ماهانه و سالانه برآورد می‌شود، به یک سری زمانی- مکانی از AET، که مؤلفه مهمی در بیلان است، نیاز است، لذا از داده‌های سنجنده مودیس با قدرت تفکیک زمانی بالا (سه تا چهار بار در ماه) برای برآورد تبخیر- تعرق ماهانه استفاده شد. لازم به ذکر است که در این پژوهش، داده‌های سنجنده مودیس هر ۸ روز یکبار (نسبت به تصاویر لندست و استر که هر ۱۶ روز یکبار در دسترس هستند) استفاده شدند.

روش تحقیق

منطقه مورد مطالعه

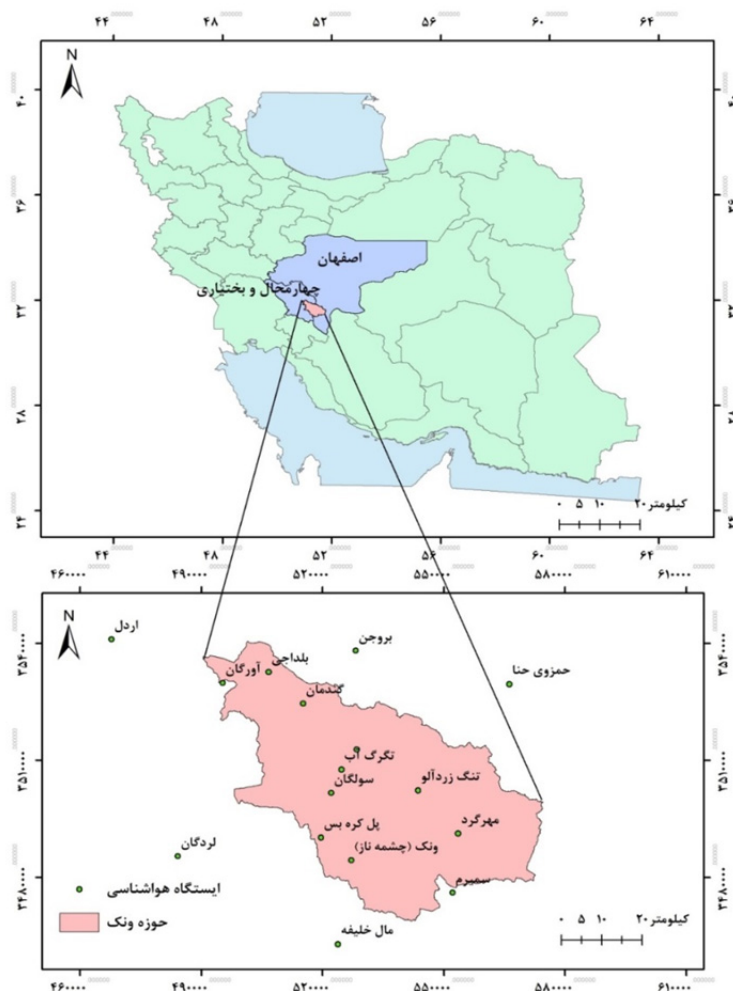
حوزه آبخیز ونک در قسمت جنوب شرقی حوزه کارون شمالی قرار گرفته است و از لحاظ جغرافیایی بین استان‌های چهارمحال و بختیاری و اصفهان قرار گرفته است (شکل ۱). اقلیم حوزه، نیمه‌خشک و سرد است. قسمت غربی حوزه متأثر

در وضوح بالا با کالیبراسیون داخلی (METRIC M; Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration) توسط آلن و همکاران (۱) که در سطح دنیا بسیار شناخته شده هستند و به عنوان عملی‌ترین روش‌ها برای برآورد تبخیر- تعرق واقعی در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی در نظر گرفته می‌شوند (۱۴). مدل متریک، یکی از الگوریتم‌های پردازش تصویر است که در این مدل برای برآورد تبخیر- تعرق واقعی از معادله بیلان انرژی سطحی ایجاد شده است (۹ و ۱۳). یکی از مزایای مدل متریک این است که برای برآورد تبخیر- تعرق واقعی نیازی به دانستن نوع و مراحل توسعه محصول ندارد (۱). در سال‌های اخیر برآورد تبخیر- تعرق با استفاده از تصاویر مودیس و مدل متریک توجه بسیاری از دانشمندان را به خود جلب نموده است، از جمله اسماعیلی و همکاران (۶) برای برآورد تبخیر- تعرق محصول برنج در شهرستان رشت، از تصاویر مودیس و داده‌های لایسیمیتری استفاده کردند و با به کارگیری مدل متریک، مقدار تبخیر- تعرق روزانه محصول برنج را برای ۸ روز بدون ابر در مردادماه ۱۳۹۳، برآورد نمودند. نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد که با پیاده‌سازی متریک با استفاده از تصاویر مودیس می‌توان مقدار تبخیر- تعرق واقعی محصول برنج را در مقیاس روزانه با دقت قابل قبولی (RMSE و MAE به ترتیب برابر با ۱/۲۱ و ۱/۴۱ میلی‌متر در روز) برآورد نمود. همچنین در این پژوهش از میان سنجنده‌های مختلف موجود، انتخاب تصاویر سنجنده مودیس که دارای قدرت تفکیک زمانی روزانه هستند بر این مبنای بوده است که از یک سو بازه زمانی داده‌های لایسیمیتری بازه نسبتاً کوتاهی بوده (۹۳/۴/۳ تا ۹۳/۵/۲۵) و از سوی دیگر تحت شرایط اقلیم منطقه رشت در فصل تابستان، تعداد روزهای ابری نسبتاً زیاد است؛ به گونه‌ای که در بازه زمانی موردنظر، فقط ۸ روز دارای تصویر بدون ابر و مناسب برای انجام پژوهش بودند.

ترزا و همکاران (۲۱) تبخیر-تعرق را برای منطقه ریو گرانده آمریکا با استفاده از تصاویر مودیس و لندست و مدل متریک به دست آوردند. نتایج نشان داد تصاویر مودیس در

کوهستانی بودن منطقه، این انتظار می‌رود که در زمستان، بارش بیشتر به صورت جامد باشد. پوشش غالب حوزه نیز مراتع نیمه‌استپی و از جنس گون دافنه است (۴).

از جریان‌های مدیریت‌شده است و این موضوع باعث می‌شود که میزان بارندگی در این بخش، از قسمت شرقی حوزه، بیشتر باشد. حوزه ونک، منطقه‌ای نسبتاً کوهستانی است. با توجه به



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

Fig. 1. Location of the study area

ساختار مدل متریک

الگوریتم بیلان انرژی متریک در سال ۲۰۰۷، توسط آلن و همکاران (۱) ارائه گردیده است. مدل متریک، مقدار تبخیر-تعرق واقعی را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی موردنیاز و بر اساس معادله بیلان انرژی سطحی، محاسبه می‌نماید. در این پژوهش، داده‌های ماهواره‌ای شامل تصاویر شاخص سطح برگ (Leaf Area Index)

(MOD15A2)، از ماهواره مودیس با دقت مکانی ۵۰۰ متری و به ازای هر هشت روز یکبار وجود دارند. همچنین تصویر تولیدات ماهواره‌ای مودیس مربوط به دمای سطح زمین (LST; MOD11A2) با دقت مکانی ۱۰۰۰ متری و بازتاب سطحی زمین (Surface Reflectance) (MOD09A1) با دقت مکانی ۵۰۰ متری و با فواصل زمانی هشت‌روزه استخراج گردید که به صورت آماده و حاصل از

الگوریتم بیلان انرژی متریک در سال ۲۰۰۷، توسط آلن و همکاران (۱) ارائه گردیده است. مدل متریک، مقدار تبخیر-تعرق واقعی را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی موردنیاز و بر اساس معادله بیلان انرژی سطحی، محاسبه می‌نماید. در این پژوهش، داده‌های ماهواره‌ای شامل تصاویر شاخص سطح برگ (Leaf Area Index)

حاصل از سنجنده مودیس، می‌بایست به حالت استاندارد درآیند. برای این منظور، با استفاده از ضرب فاکتور مقیاس (Scale Factor) مربوط به تصاویر برابر $0/0001$ این تصاویر خام به قالب شاخص استاندارد درآمدند، فاکتور مقیاس مربوط به تصاویر LAI و LST هم $0/1$ و $0/02$ است. مشخصات و تاریخ تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده در پژوهش حاضر در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

اعمال تصحیحات مربوط به شرایط جوی بر روی تصاویر خام می‌باشند (۲). در این پژوهش از مجموعه ۶ مودیس (MODIS collection 6) استفاده شد. محصولات ذکر شده از آوریل تا نوامبر ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴، از سایت USGS دریافت شد. پس از دانلود تصاویر، با توجه به اینکه دارای سیستم مختصات از نوع سینوسی هستند، به سیستم تصویر UTM تبدیل شدند. با این روش مختصات تصاویر ماهواره‌ای حفظ شده و نیاز به تصحیح هندسی مجدد نیست (۲۴). تصاویر سری زمانی بازتاب سطحی

جدول ۱. محصولات مودیس مورد استفاده در این تحقیق

Table 1. MODIS products used in this study

ماهواره	قدرت تفکیک مکانی	قدرت تفکیک زمانی	کاربرد	نام محصول
ترا	۵۰۰ متر	۸ روزه	بازتاب سطحی	MOD09A1 v006
ترا	۵۰۰ متر	۸ روزه	شاخص سطح برگ	MOD15A2H v006
ترا	۱۰۰۰ متر	۸ روزه	دمای سطح زمین	MOD11A2 v006

جدول ۲. تاریخ‌های تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده در این تحقیق

Table 2. The dates of the satellite image used in the study

تاریخ میلادی	تاریخ شمسی	روز جولایانی	تاریخ میلادی	تاریخ شمسی	روز جولایانی	تاریخ میلادی	تاریخ شمسی	روز جولایانی
۲۰۱۳ ۷ آوریل	۱۸ فروردین ۹۲	۹۷	۲۰۱۳ ۱۴ سپتامبر	۲۳ شهریور ۹۲	۲۵۷	۲۰۱۴ ۲۶ ژوئن	۵ تیر ۹۳	۱۷۷
۲۰۱۳ ۱۵ آوریل	۲۶ فروردین ۹۲	۱۰۵	۲۰۱۳ ۲۲ سپتامبر	۳۱ شهریور ۹۲	۲۶۵	۲۰۱۴ ۴ جولای	۱۳ تیر ۹۳	۱۸۵
۲۰۱۳ ۲۳ آوریل	۳ اردیبهشت ۹۲	۱۱۳	۲۰۱۳ ۳۰ سپتامبر	۸ مهر ۹۲	۲۷۳	۲۰۱۴ ۱۲ جولای	۲۱ تیر ۹۳	۱۹۳
۱ می ۲۰۱۳	۱۱ اردیبهشت ۹۲	۱۲۵	۲۰۱۳ ۸ اکتبر	۱۶ مهر ۹۲	۲۸۱	۲۰۱۴ ۲۰ جولای	۲۹ تیر ۹۳	۲۰۱
۹ می ۲۰۱۳	۱۹ اردیبهشت ۹۲	۱۲۹	۲۰۱۳ ۱۶ اکتبر	۲۴ مهر ۹۲	۲۸۹	۲۰۱۴ ۲۸ جولای	۶ مرداد ۹۳	۲۰۹
۱۷ می ۲۰۱۳	۲۷ اردیبهشت ۹۲	۱۳۷	۲۰۱۳ ۲۴ اکتبر	۲ آبان ۹۲	۲۹۷	۲۰۱۴ ۵ آگوست	۱۴ مرداد ۹۳	۲۱۷
۲۵ می ۲۰۱۳	۴ خرداد ۹۲	۱۴۵	۲۰۱۳ ۱ نوامبر	۱۰ آبان ۹۲	۳۰۵	۲۰۱۴ ۱۳ آگوست	۲۲ مرداد ۹۳	۲۲۵
۲ ژوئن ۲۰۱۳	۱۲ خرداد ۹۲	۱۵۳	۲۰۱۳ ۹ نوامبر	۱۸ آبان ۹۲	۳۱۳	۲۰۱۴ ۲۱ آگوست	۳۰ مرداد ۹۳	۲۳۳
۱۰ ژوئن ۲۰۱۳	۲۰ خرداد ۹۲	۱۶۱	۲۰۱۳ ۱۷ نوامبر	۲۶ آبان ۹۲	۳۲۱	۲۰۱۴ ۲۹ آگوست	۷ شهریور ۹۳	۲۴۱
۱۸ ژوئن ۲۰۱۳	۲۸ خرداد ۹۲	۱۶۹	۲۰۱۳ ۲۵ نوامبر	۴ آذر ۹۲	۳۲۹	۲۰۱۴ ۶ سپتامبر	۱۵ شهریور ۹۳	۲۴۹
۲۶ ژوئن ۲۰۱۳	۵ تیر ۹۲	۱۷۷	۲۰۱۴ ۷ آوریل	۱۸ فروردین ۹۳	۹۷	۲۰۱۴ ۱۴ سپتامبر	۲۳ شهریور ۹۳	۲۵۷
۴ جولای ۲۰۱۳	۱۳ تیر ۹۲	۱۸۵	۲۰۱۴ ۱۵ آوریل	۲۶ فروردین ۹۳	۱۰۵	۲۰۱۴ ۲۲ سپتامبر	۳۱ شهریور ۹۳	۲۶۵
۱۲ جولای ۲۰۱۳	۲۱ تیر ۹۲	۱۹۳	۲۰۱۴ ۲۳ آوریل	۳ اردیبهشت ۹۳	۱۱۳	۲۰۱۴ ۳۰ سپتامبر	۸ مهر ۹۳	۲۷۳
۲۰ جولای ۲۰۱۳	۲۹ تیر ۹۲	۲۰۱	۲۰۱۴ ۱ می	۱۱ اردیبهشت ۹۳	۱۲۵	۲۰۱۴ ۸ اکتبر	۱۶ مهر ۹۳	۲۸۱
۲۸ جولای ۲۰۱۳	۶ مرداد ۹۲	۲۰۹	۲۰۱۴ ۹ می	۱۹ اردیبهشت ۹۳	۱۲۹	۲۰۱۴ ۱۶ اکتبر	۲۴ مهر ۹۳	۲۸۹
۵ اوت ۲۰۱۳	۱۴ مرداد ۹۲	۲۱۷	۲۰۱۴ ۱۷ می	۲۷ اردیبهشت ۹۳	۱۳۷	۲۰۱۴ ۲۴ اکتبر	۲ آبان ۹۳	۲۹۷
۱۳ اوت ۲۰۱۳	۲۲ مرداد ۹۲	۲۲۵	۲۰۱۴ ۲۵ می	۴ خرداد ۹۳	۱۴۵	۲۰۱۴ ۱ نوامبر	۱۰ آبان ۹۳	۳۰۵
۲۱ اوت ۲۰۱۳	۳۰ مرداد ۹۲	۲۳۳	۲۰۱۴ ۲ ژوئن	۱۲ خرداد ۹۳	۱۵۳	۲۰۱۴ ۹ نوامبر	۱۸ آبان ۹۳	۳۱۳
۲۹ اوت ۲۰۱۳	۷ شهریور ۹۲	۲۴۱	۲۰۱۴ ۱۰ ژوئن	۲۰ خرداد ۹۳	۱۶۱	۲۰۱۴ ۱۷ نوامبر	۲۶ آبان ۹۳	۳۲۱
۶ سپتامبر ۲۰۱۳	۱۵ شهریور ۹۲	۲۴۹	۲۰۱۴ ۱۸ ژوئن	۲۸ خرداد ۹۳	۱۶۹	۲۰۱۴ ۲۵ نوامبر	۴ آذر ۹۳	۳۲۹

در این رابطه؛ ε_0 گسیل‌مندی سطحی عریض باند (بدون بعد)، σ ثابت استفان-بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$) و T_s دمای سطحی برحسب کلونین (K) است. گسیل‌مندی سطحی با استفاده از یک معادله تجربی که توسط تاسومی (۲۰) بر اساس شاخص سطح برگ ارائه‌شده، از رابطه‌های ۵ و ۶ محاسبه شد.

$$(LAI \leq 3) \varepsilon_0 = 0.95 + 0.01 LAI \quad [5]$$

$$(LAI > 3) \varepsilon_0 = 0.98 \quad [6]$$

در این رابطه؛ LAI شاخص سطح برگ (m^2m^{-2}) است. LAI نیز بر اساس یک معادله تجربی از شاخص گیاهی تعدیل‌شده خاک (SAVI Soil Adjusted Vegetation Index)، از رابطه ۷ محاسبه گردید.

$$LAI = -\frac{\ln\left[\frac{(0.69 - SAVI_{ID})}{0.59}\right]}{0.91} \quad [7]$$

در این رابطه؛ SAVI شاخص پوشش گیاهی تعدیل‌شده نسبت به اثر خاک، شاخصی است که اثر بازتابندگی از سطح خاک در مناطق خاکی و بایر را در نظر گرفته و با استفاده از رابطه ۸ محاسبه شد.

$$LAI = \frac{(1 + L)(NIR - R)}{(NIR + R + L)} \quad [8]$$

در این رابطه؛ NIR و R به ترتیب بازتابندگی طیفی باندهای مادون‌قرمز نزدیک و قرمز هستند. L فاکتور تصحیح اثر خاک است که مقداری بین صفر تا یک دارد. هر چه پوشش گیاهی از تراکم بیشتری برخوردار باشد، فاکتور L مقداری نزدیک‌تر به صفر خواهد داشت و در پوشش‌های کاملاً متراکم برابر با صفر خواهد بود و در پوشش‌های کم تراکم به یک نزدیک می‌شود (۲۷). تابش موج‌بلند ورودی، شار تابش حرارتی از اتمسفر به سمت پایین است که با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن محاسبه می‌گردد.

در مدل متریک، تبخیر-تعرق برای هر پیکسل از تصویر، به‌صورت باقیمانده معادله بیلان انرژی سطحی محاسبه شد (رابطه ۱).

$$LE = R_n - G - H \quad [1]$$

که در این رابطه؛ LE شار گرمای نهان، R_n تابش خالص، G شار گرمای خاک و H شار گرمای محسوس است (واحد همه پارامترها Wm^{-2}) است. اندازه‌گیری میزان LE به‌راحتی امکان‌پذیر نیست، بنابراین؛ به‌عنوان بخش باقی‌مانده از سه عبارت دیگر در رابطه ۱ محاسبه می‌شود (۲۵). مقدار تابش خالص از توازن بین شارهای تابشی موج‌کوتاه و بلند ورودی و خروجی در واحد سطح از رابطه ۲ محاسبه گردید.

[۲]

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} - R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}$$

در این رابطه؛ $R_{s\downarrow}$ معرف تابش طول‌موج کوتاه ورودی برحسب Wm^{-2} ، α آلبیدوی سطحی (بدون بعد)، $R_{L\uparrow}$ تابش طول‌موج بلند خروجی (Wm^{-2})، $R_{L\downarrow}$ تابش طول‌موج بلند ورودی (Wm^{-2}) و ε_0 گسیل‌مندی سطحی عریض باند (بدون بعد) است (۱). $R_{s\downarrow}$ در واقع، تابش طول‌موج کوتاه ورودی است که به‌صورت تابش مستقیم و پراکنده به سطح زمین می‌رسد و به‌صورت رابطه ۳ محاسبه گردید.

$$R_{s\downarrow} = \frac{G_{SC} \cos \theta_{rel} \tau_{SW}}{d^2} \quad [3]$$

در این رابطه؛ G_{SC} ثابت خورشیدی (Wm^{-2}) (۱۳۶۷)، θ_{rel} زاویه تابش خورشیدی نسبت به خط عمود بر شیب زمین (زاویه زینت خورشیدی)، τ_{SW} ضریب شفافیت اتمسفری و d^2 مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید است. تابش طول‌موج بلند خروجی انتشاریافته از سطح، توسط دمای سطحی و گسیل‌مندی سطحی و با استفاده از رابطه ۴ محاسبه می‌گردد.

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad [4]$$

آن‌ها پیکسل‌هایی که دارای ده درصد پایین‌ترین مقدار LST بودند، انتخاب شدند. پس‌از آن میانگین دمای سطح زمین و میانگین LAI برای پیکسل‌های انتخابی محاسبه گردیدند. از بین پیکسل‌های فوق، پیکسلی به‌عنوان پیکسل سرد انتخاب گردید که دمای آن بین ± 0.5 دمای متوسط پیکسل‌های انتخابی برحسب کلون باشد. پیکسل سرد در مزارع کشاورزی آبیاری شده انتخاب شدند. همچنین آلبیدوی پیکسل سرد باید بین 0.22 تا 0.24 باشد. برای انتخاب پیکسل گرم نیز، ابتدا پیکسل‌هایی که دارای ده درصد پایین‌ترین مقدار LAI بودند، انتخاب شدند. سپس از میان آن‌ها پیکسل‌هایی دارای ده درصد بالاترین مقدار LST، مشخص شدند. پس‌از آن میانگین دمای سطح زمین و میانگین LAI برای پیکسل‌های انتخابی محاسبه شدند. درنهایت از بین پیکسل‌های فوق، پیکسلی به‌عنوان پیکسل گرم انتخاب شدند که دمای آن بین ± 0.5 دمای متوسط پیکسل‌های انتخابی برحسب کلون باشد. لازم به ذکر است که پیکسل گرم در زمین‌های بدون پوشش و یا خاک لخت، انتخاب می‌گردد (۱۰).

در مرحله بعد، dT و r_{ah} با استفاده از روش آزمون‌وخطا و در یک فرایند تکرارشونده برآورد شدند. در لحظه تصویر برای هر پیکسل، تبخیر-تعریق واقعی با تقسیم LE از رابطه ۱۴، بر گرمای نهان تبخیر محاسبه شد.

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda_{pw}} \quad [14]$$

در این رابطه، ET_{inst} تبخیر-تعریق لحظه‌ای (mm/hr)، λ گرمای نهان تبخیر (J/kg)، ρ_w چگالی آب (1000 kg/m^3) و عدد 3600 ، ضریب تبدیل زمان از ثانیه به ساعت است. λ گرمای نهان بخار از رابطه ۱۵ به دست آمد.

$$\lambda = (2.501 - 0.00236 (T_s - 273.15)) \times 10^6 \quad [15]$$

کسر تبخیر-تعریق مرجع (ET_r) به‌صورت نسبت تبخیر-تعریق لحظه‌ای (ET_{inst}) محاسبه‌شده از هر پیکسل به تبخیر-تعریق مرجع (ET_r) محاسبه‌شده از اطلاعات هواشناسی

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad [9]$$

در این رابطه؛ ε_a گسیل‌مندی اتمسفری مؤثر (بدون بعد) و T_a دمای نزدیک سطح زمین برحسب کلون (K) است. رابطه تجربی ۱۰ برای محاسبه ε_a ، توسط آلن و همکاران (۱)، توسعه یافت.

$$\varepsilon_a = 0.85 (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad [10]$$

شار گرمای خاک، نرخ ذخیره گرمایی در خاک و پوشش گیاهی به علت هدایت است. تاسومی (۲۰) رابطه‌های را برای محاسبه شار گرمای خاک در مدل متریک پیشنهاد کرد.

$$(LAI \geq 0.5) \frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18 e^{-0.521 LAI} \quad [11]$$

[۱۲]

$$(LAI < 0.5) \frac{G}{R_n} = \frac{1.80 (T_s - 273.15)}{R_n} + 0.084$$

در این رابطه‌ها؛ T_s دمای سطحی برحسب کلون (K) و α آلبیدوی سطحی است. سپس G توسط ضرب کردن R_n در $\frac{G}{R_n}$ محاسبه شد. در مدل متریک، شار گرمای محسوس برحسب Wm^{-2} و از یک تابع آئروودینامیک تخمین زده شد.

$$H = p_{air} C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad [13]$$

در این رابطه؛ p_{air} چگالی هوا (kg/m^3)، C_p گرمای ویژه هوا در فشار ثابت (1004 J/kg/K)، dT اختلاف دمای بین دو ارتفاع Z_1 و Z_2 (K) و r_{ah} مقاومت آئروودینامیکی بین دو ارتفاع سطح نزدیک برای انتقال گرما (s/m) است. با توجه به وجود دو متغیر مجهول در معادله (dT و r_{ah})، به دست آوردن H یک فرایند پیچیده است. برای حل این مشکل، دو پیکسل گرم و سرد مشخص گردید.

پس از ایجاد تصاویر شاخص سطح برگ، دمای سطح زمین و آلبیدو، برای انتخاب پیکسل سرد، ابتدا پیکسل‌هایی با ده درصد بالاترین مقدار LAI انتخاب شدند. سپس از میان

$$ET_{period} = \sum_{i=m}^n [(ET_{r,F_i})(ET_{r,F_{24i}})] \quad [18]$$

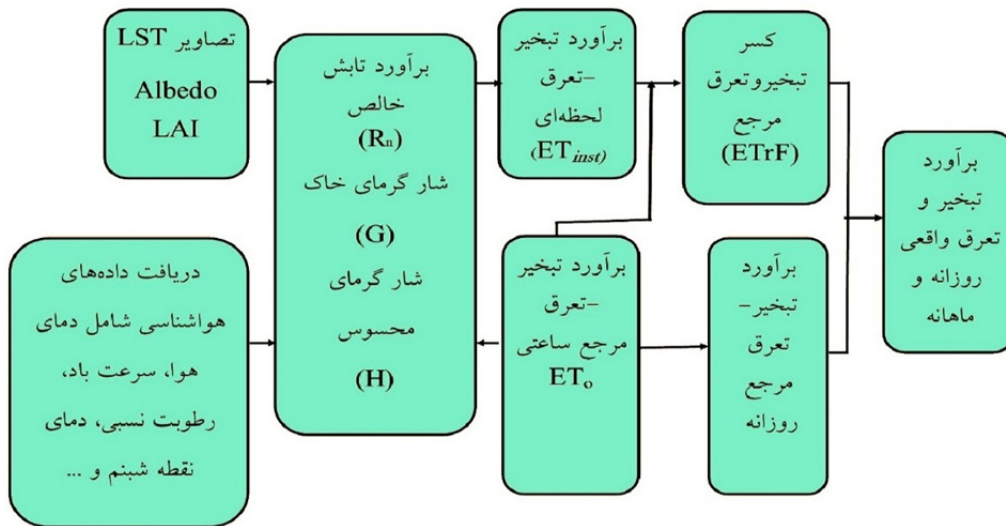
در این رابطه؛ ET_{period} میزان تجمعی ET برای یک دوره است. در شکل ۲ نیز مراحل اجرای مدل متریک به صورت خلاصه ارائه شده است. همان طور که در شکل مشاهده می شود، از جمله داده های هواشناسی مورد نیاز برای اجرای مدل عبارت اند از: دمای هوا، سرعت باد، رطوبت نسبی، دمای نقطه شبنم.

محاسبه شد. در ادامه تبخیر- تعرق روزانه از طریق رابطه ۱۷ تعیین گردید.

$$ET_{r,F} = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad [16]$$

$$ET_{24} = ET_{r,F} \times ET_{r-24} \quad [17]$$

در این رابطه ها؛ ET_{r-24} میزان تجمعی تبخیر- تعرق مرجع در روز است. در انتها تبخیر- تعرق تجمعی برای هر دوره از طریق رابطه ۱۸ تخمین زده شد.



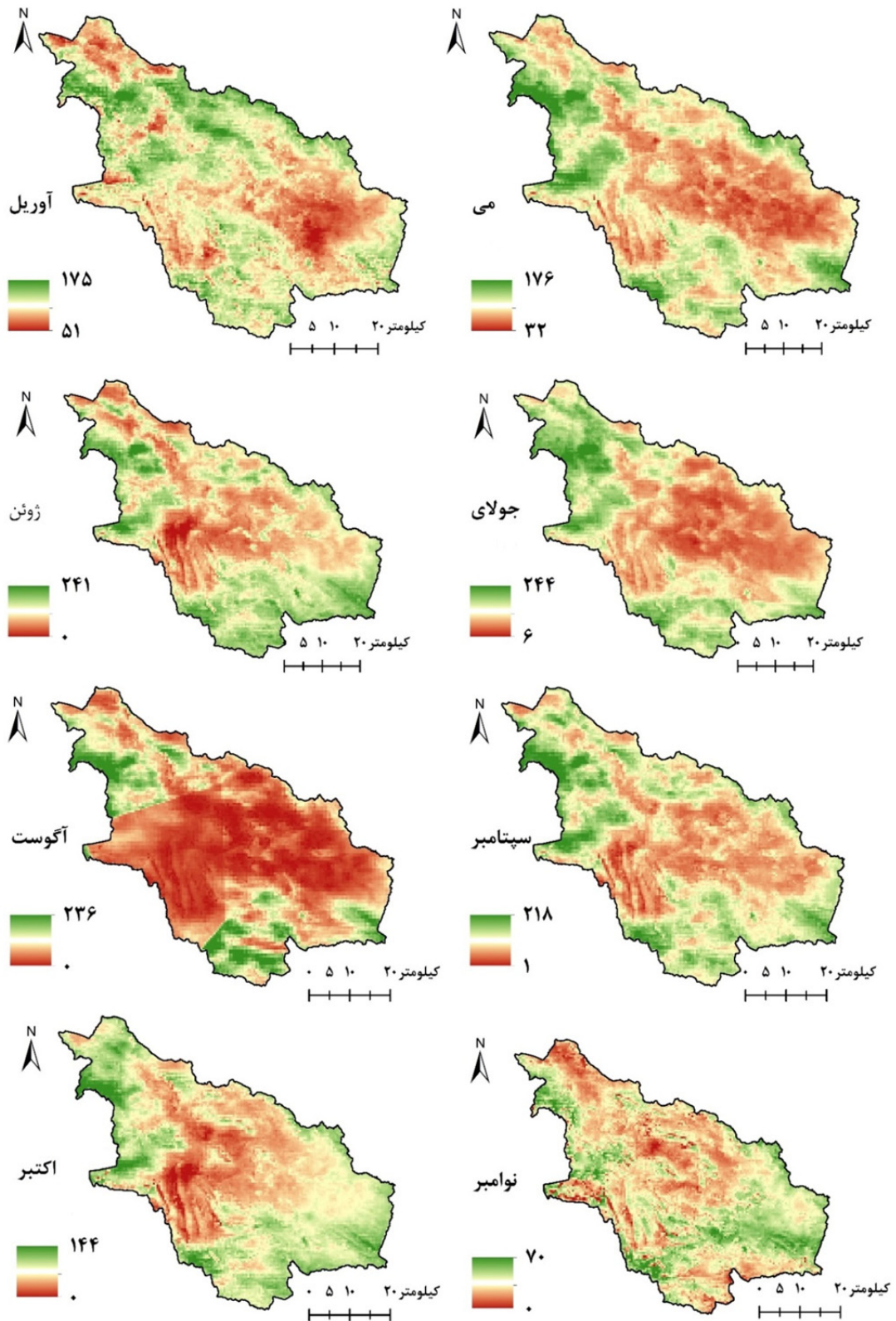
شکل ۲. نمودار جریان مدل متریک

Fig. 2. Flow chart of the METRIC model

نتایج

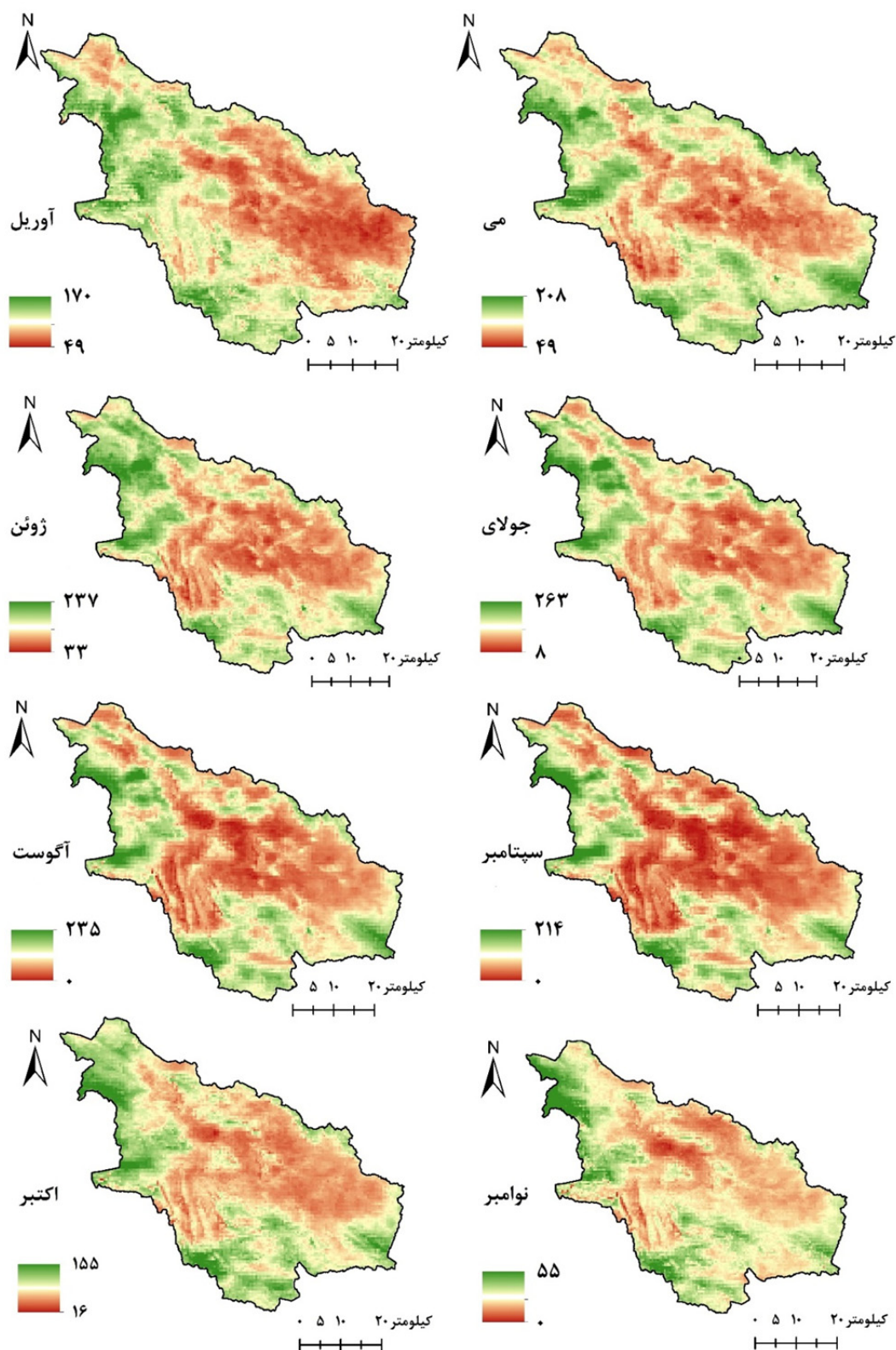
توجه به افزایش میزان پوشش گیاهی، افزایش دما و شدت تابش بالا در حوزه آبخیز ونک، منطقی به نظر می رسد. علت پایین بودن حد بالای دامنه ذکر شده برای تبخیر- تعرق واقعی در ماه آوریل مربوط به عدم رویش کامل گیاهان و در نتیجه کاهش شاخص پوشش گیاهی و همچنین پایین بودن میزان دمای هوا است. سایر یافته ها در منطقه مطالعاتی نیز نشان داد که روند تغییرات LAI، همسو با تغییرات تبخیر- تعرق واقعی است.

تبخیر- تعرق واقعی ماهانه توسط مدل METRIC برای حوزه آبخیز ونک از آوریل ۲۰۱۳ تا نوامبر ۲۰۱۴ برآورد شده است که نتایج مربوط به آن ها در شکل های ۳ و ۴ و در جدول ۳، ارائه شده است. روند زمانی تبخیر- تعرق واقعی ماهانه در سال های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴، نشان داد که با توجه به راهنمای نقشه ها، حد بالای دامنه ذکر شده برای تبخیر- تعرق واقعی از ماه آوریل تا جولای از روند افزایشی برخوردار است که با



شکل ۳. توزیع مکانی تبخیر- تعرق واقعی ماهانه در حوزه آبخیز ونک در سال ۲۰۱۳

Fig. 3. Spatial distribution of the monthly actual evapotranspiration in the Vanak Basin in 2013



شکل ۴. توزیع مکانی تبخیر- تعرق واقعی ماهانه در حوزه آبخیز ونک در سال ۲۰۱۴

Fig. 4. Spatial distribution of the monthly actual evapotranspiration in the Vanak Basin in 2014

به دست آمد. از ماه‌های اوت تا نوامبر نیز حد بالایی میزان تبخیر-تعریق ماهانه روند نزولی داشته است؛ به گونه‌ای که کمترین حد بالای تبخیر-تعریق ماهانه به ترتیب به میزان ۷۰ و ۵۵ میلی‌متر در ماه نوامبر برآورد شد.

نتایج جدول ۳ نیز بیانگر روند افزایشی در حد بالایی تبخیر-تعریق از آوریل تا جولای در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ است، به گونه‌ای که مقدار حد بالایی تبخیر-تعریق ماهانه در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ در ماه آوریل به ترتیب برابر ۱۷۵ و ۱۷۰ و در ماه جولای نیز به ترتیب برابر ۲۴۴ و ۲۶۳ میلی‌متر

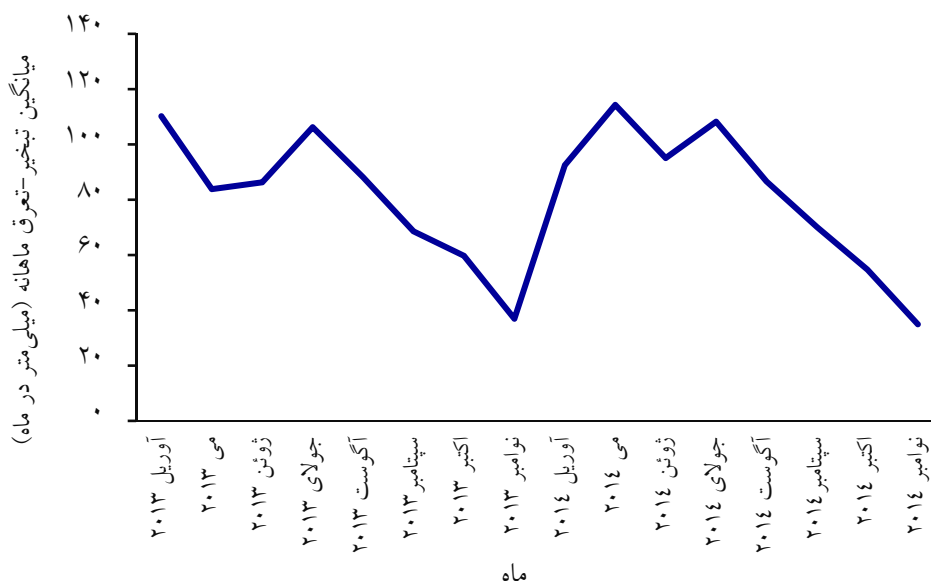
جدول ۳. محدوده تغییرات AET (میلی‌متر در ماه) در حوزه آبخیز ونک در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴

Table 4. The variation limits of AET (mm month^{-1}) in 2013 and 2014

سال	ماه	آوریل	می	ژوئن	جولای	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر
۲۰۱۳	حد بالا	۵۱	۳۲	۰	۶	۰	۱	۰	۰
	حد پایین	۱۷۵	۱۷۶	۲۴۱	۲۴۴	۲۳۶	۲۱۸	۱۴۴	۷۰
۲۰۱۴	حد بالا	۴۹	۴۹	۳۳	۸	۰	۰	۱۶	۰
	حد پایین	۱۷۰	۲۰۸	۲۳۷	۲۶۳	۲۳۵	۲۱۴	۱۵۵	۵۵

نوامبر بود؛ به عبارت دیگر که طی ۱۶ ماه مورد مطالعه، کمترین میزان میانگین تبخیر-تعریق در ماه نوامبر ۲۰۱۳ به میزان ۳۶/۹۴ میلی‌متر و بیشترین میزان میانگین آن در ماه می ۲۰۱۴ به میزان ۱۱۴/۳۱ میلی‌متر برآورد شد (شکل ۵).

در سال ۲۰۱۳، نتایج نشان داد که بیشترین و کمترین میزان میانگین تبخیر-تعریق ماهانه در ماه‌های آوریل و نوامبر مشاهده شده است. علاوه بر این، بیشترین و کمترین میانگین تبخیر-تعریق ماهانه در سال ۲۰۱۴ به ترتیب در ماه‌های می و



شکل ۵. میانگین تبخیر-تعریق واقعی ماهانه در حوزه آبخیز ونک در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴

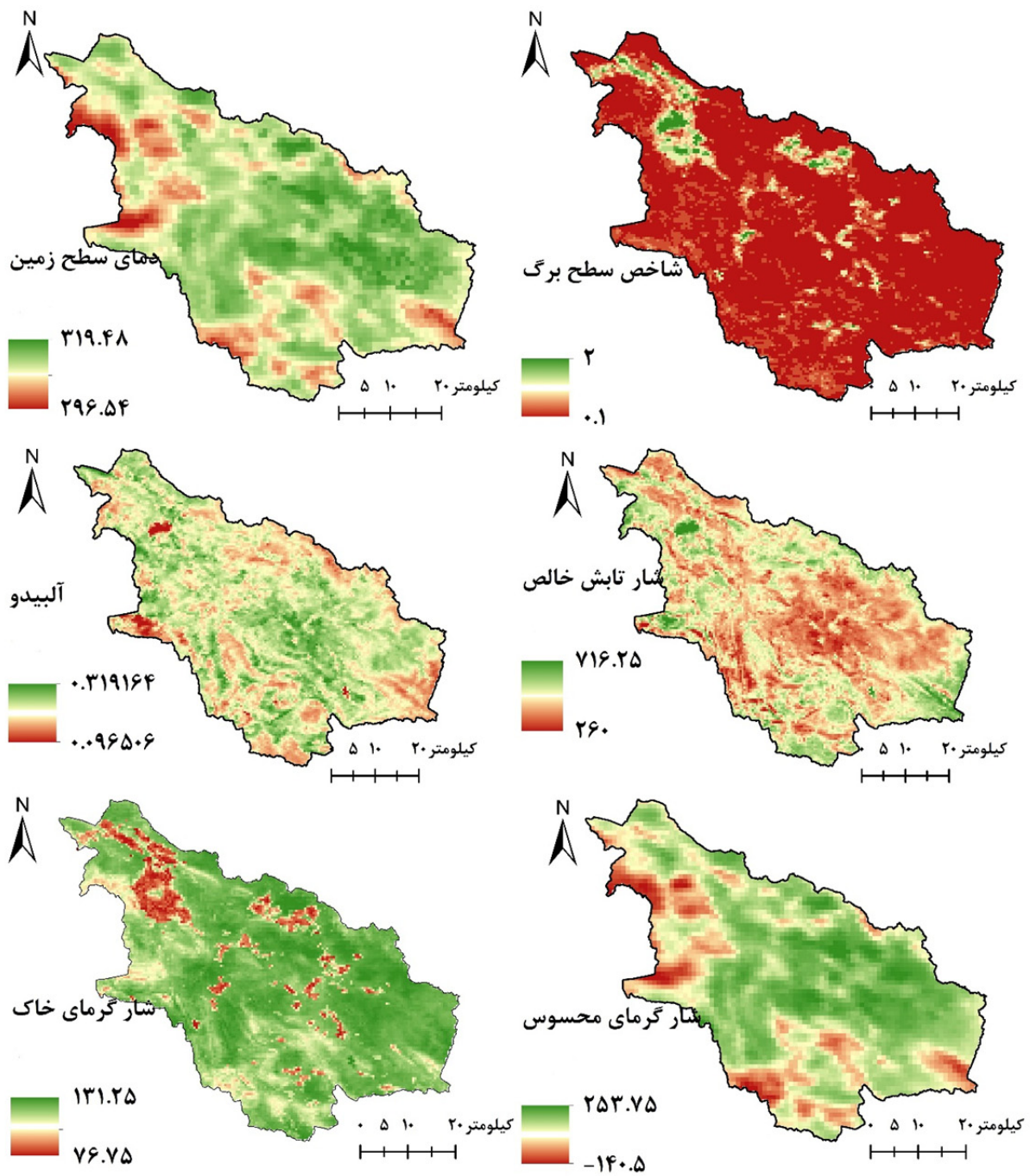
Fig. 5. Mean monthly actual evapotranspiration in the Vanak Basin in 2013 and 2014

در شکل ۶، توزیع مکانی دمای سطح زمین، شاخص سطح برگ، آلبدو، تابش خالص، شار گرمای خاک و شار گرمای محسوس در ماه جولای ۲۰۱۴ (به عنوان نمونه) ارائه شده است. با توجه به شکل مذکور، نقشه (LAI) (که بیانگر میزان تراکم پوشش گیاهی است) در بخشی از مناطق شمالی، قسمت کوچکی از شرق، مرکز و غرب منطقه از مقدار بیشتری برخوردار است؛ ولی در مناطق جنوب شرقی دشت که پوشش گیاهی از تراکم کمتری برخوردار است؛ مقادیر شاخص سطح برگ، کمتر است. دمای سطح زمین نیز در مناطق شمال غربی و پرتراکم دشت از نظر گیاه، از مقدار کمتری برخوردار است. همچنین در مناطق جنوب شرقی دشت که پوشش گیاهی کم است؛ شاخص سطح برگ از مقدار کمتر و دمای سطح زمین از مقدار بیشتری برخوردار است.

مناطق با مقدار شاخص سطح برگ بالاتر دارای مقادیر نسبتاً پایین تر آلبدو می باشند و میزان شار تابش خالص در این مناطق از مقدار بالاتری برخوردار است و نشان دهنده این موضوع است که بیشتر انرژی در دسترس این مناطق صرف فرآیند تبخیر- تعرق شده و در نتیجه کاهش دمای سطح زمین در این مناطق شده است که مقایسه شاخص سطح برگ، دمای سطح زمین، آلبدو و شار تابش خالص در شکل ۶ نیز، بیانگر

همین موضوع است. مقدار شار گرمای خاک تابعی از دمای سطح است و با افزایش دمای سطح زمین، مقدار شار گرمای خاک افزایش می یابد که مقایسه دمای سطح زمین و شار گرمای خاک در شکل ۶ نیز حاکی از همین موضوع است. مناطق دارای شاخص سطح برگ بالاتر، میزان شار گرمای محسوس پایین تری دارند و به عبارتی دیگر با افزایش پوشش گیاهی از میزان شار گرمای محسوس کاسته می شود و همچنین شار گرمای محسوس در مناطقی که دارای دمای سطحی بالاتری هستند از مقدار بیشتری برخوردار است که بیانگر مناطقی با شاخص سطح برگ پایین است.

مقایسه مقادیر شاخص سطح برگ، دمای سطح زمین و شار گرمای محسوس از شکل ۶، بیانگر همین موضوع می باشد. با توجه به توضیحات ذکر شده و نتایج به دست آمده از شکل های ۳ و ۴ (نقشه توزیع مکانی تبخیر- تعرق واقعی برای سال های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴) و شکل ۶، تراکم پوشش گیاهی در مناطق شمالی دشت بالاست و میزان تبخیر- تعرق واقعی در این مناطق به بیشترین مقدار رسیده است. برعکس در مناطق با پوشش گیاهی ناچیز، تبخیر- تعرق واقعی از مقدار کمتری برخوردار است و دمای سطح زمین در این مناطق بالاست.



شکل ۶. نقشه‌های شاخص سطح برگ، دمای سطح زمین، آلبدو، شار تابش خالص، شار گرمای محسوس و شار گرمای خاک در جولای

۲۰۱۴

Fig. 6. Leaf surface index, land surface temperature, albedo, net radiation flux, sensible heat flux and soil heat flux maps in July 2014

آماری دو متغیر LAI و AET با یکدیگر رابطه مثبت معنی دار دارند. همچنین نتایج آزمون همبستگی پیرسون بین میزان LST و AET ماهانه نشان داد که همبستگی معنی دار منفی بین این دو پارامتر در سطح پنج درصد وجود دارد ($P=0/029$ و $r=-0/857$). این بدان معنی است که با افزایش LAI، میزان AET افزایش می یابد و با افزایش LST، میزان AET کاهش یابد (جدول ۵).

برای بررسی رابطه دو متغیر LAI و LST با AET از ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد (۲۲). نتایج مقایسه توزیع های مکانی AET، LAI و LST در منطقه مطالعاتی نشان داد که توزیع مکانی AET تحت تأثیر دو عامل LAI و LST، قرار گرفته است که نتایج مربوط به آن ها در جدول های ۴ و ۵ ارائه شده است. نتایج جدول ۴ نشان داد که بین میزان LAI و تبخیر- تعرق واقعی ماهانه همبستگی معنی داری در سطح پنج درصد وجود دارد ($P=0/040$ و $r=0/831$)، در نتیجه از جنبه

جدول ۴. نتایج همبستگی پیرسون بین شاخص LAI و تبخیر- تعرق واقعی

Table 4. Pearson correlation results between LAI index and actual evapotranspiration

	مدل متریک	LAI
Pearson Correlation	۱	* $0/831$
مدل متریک	Sig. (2-tailed)	$0/040$
Pearson Correlation	$0/831$ *	۱
LAI	Sig. (2-tailed)	$0/040$

*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

جدول ۵. نتایج همبستگی پیرسون بین LST و تبخیر- تعرق واقعی

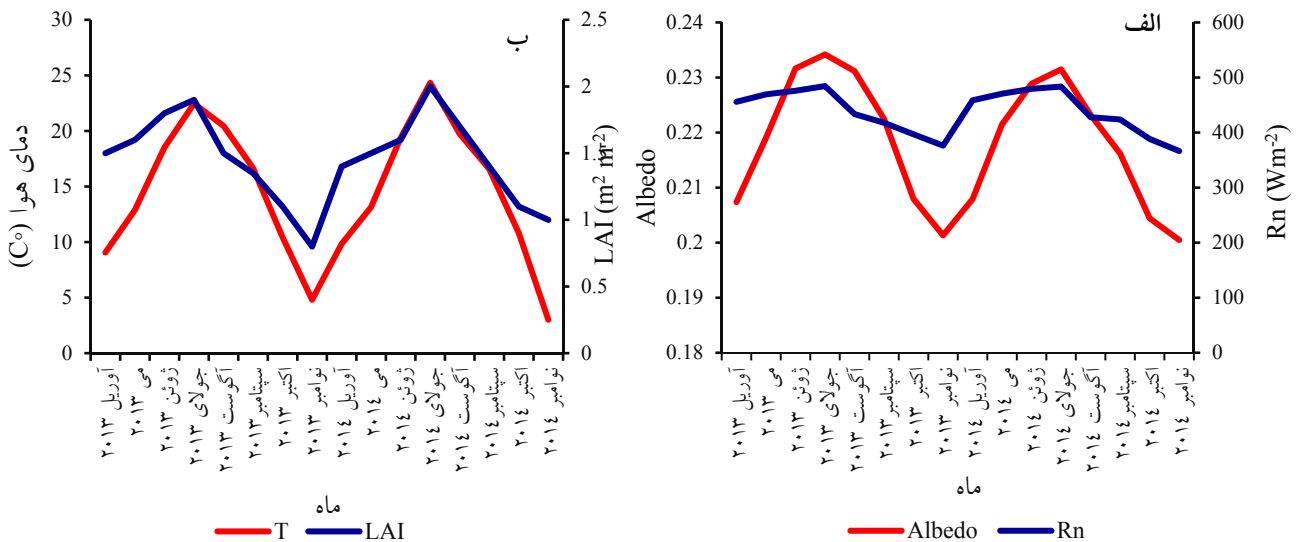
Table 5. Pearson correlation results between LST and actual evapotranspiration

	مدل متریک	LST
Pearson Correlation	۱	* $-0/857$
مدل متریک	Sig. (2-tailed)	$0/029$
Pearson Correlation	$-0/857$ *	۱
LAI	Sig. (2-tailed)	$0/029$

*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

کاهش یافته و به حداقل میزان ممکن رسید. همچنین نتایج نشان داد که روند تغییرات میانگین دمای ماهانه، همسو با تبخیر- تعرق واقعی است، در مورد میانگین آلبیدو و شار تابش خالص نیز روند مشابهی دیده شد (شکل ۷).

مقدار شاخص سطح برگ نیز از آغاز فصل رویش، روند افزایشی داشته و به تدریج با افزایش میزان تراکم پوشش گیاهی، افزایش یافته و تا ماه جولای به بیشترین میزان خود می رسد. از آن پس تا آغاز فصل سرما، میزان LAI روندی

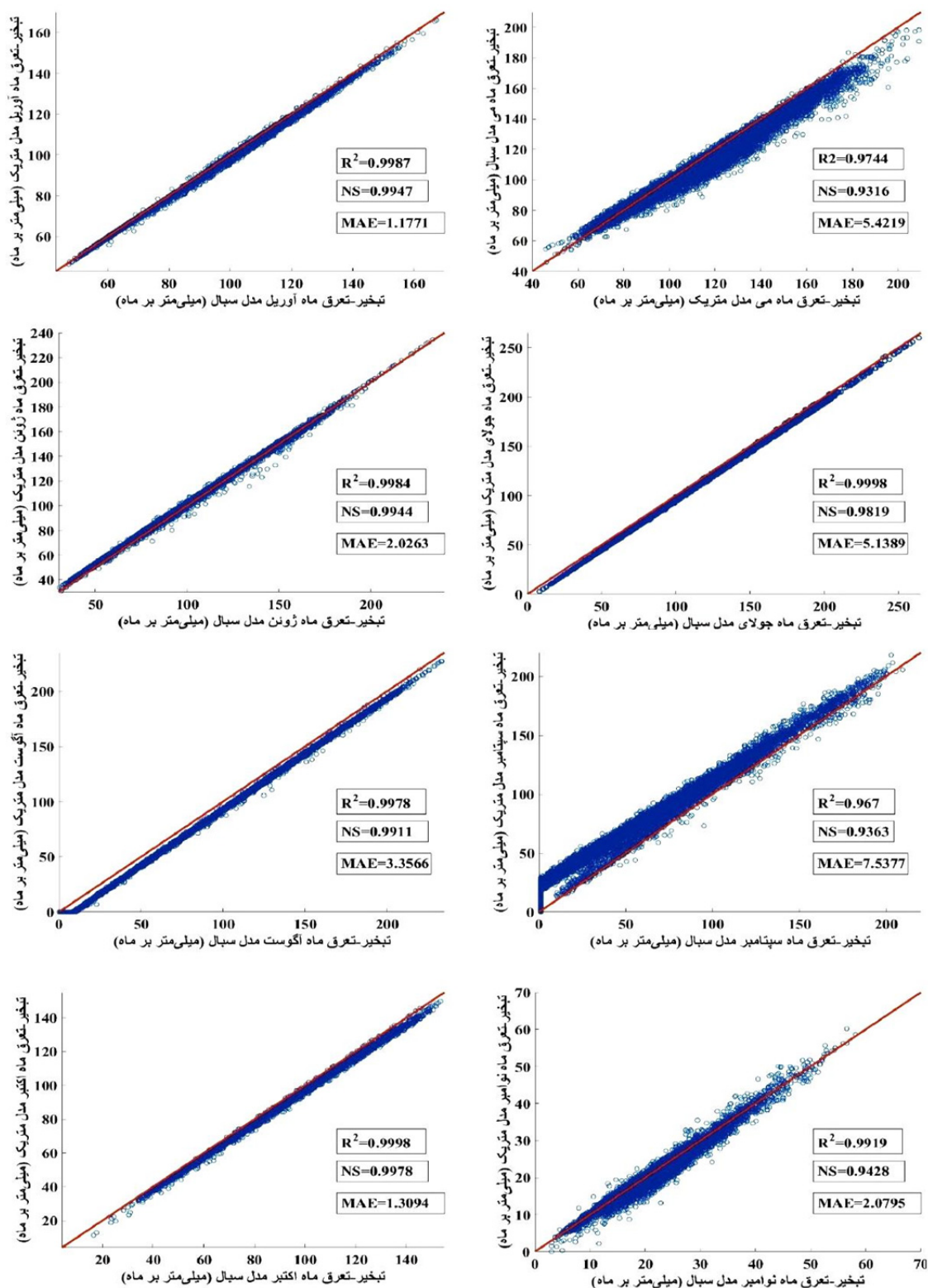


شکل ۷. تغییرات زمانی میانگین آلبدو و شار تابش خالص (الف) و شاخص سطح برگ و دمای هوا (ب)، در حوزه آبخیز ونک

Fig. 7. Temporal changes in the mean albedo and net radiation flux (a) and leaf area index and air temperature (b), in the Vanak Basin

تبخیر-تعرق به دست آمده از روش متریک، مطابقت خوبی با برآوردهای حاصل از تبخیر-تعرق حاصل از روش سبال در تمامی ماه‌های سال ۲۰۱۴، داشته است. هر چه مقادیر ضرایب تبیین و نش-ساتکلیف به عدد یک نزدیک‌تر باشد و هر چه میزان MAE کمتر باشد، نشان‌دهنده صحت بالاتر مدل است. مقادیر R^2 و NS در تمامی ماه‌ها بین ۰/۹۳ تا ۰/۹۹ متغیر بود، همچنین میزان MAE بین ۱/۳ تا ۷/۵۳ میلی‌متر در ماه متغیر بود که نشان‌دهنده کارایی قابل قبول مدل متریک است. سایر یافته‌ها نیز حاکی از این است که با توجه به مقادیر سه معیار R^2 ، NS و MAE بیشترین تطابق بین نتایج دو مدل متریک و سبال، مربوط به ماه آوریل و کمترین تطابق مربوط به ما سپتامبر به دست آمد.

ذکر این نکته نیز ضروری است که به دلیل عدم وجود لایسیمتر در حوزه آبخیز ونک، به منظور ارزیابی مدل برآورد تبخیر-تعرق واقعی متریک، امکان صحت‌سنجی نتایج به دست آمده از مدل متریک میسر نبود و لذا از آنجاکه یکی از اهداف پژوهش، امکان‌سنجی برآورد تبخیر-تعرق با استفاده از مدل متریک در منطقه بود، از مدل بیلان انرژی سبال برای ارزیابی نتایج حاصل از مدل متریک در سال ۲۰۱۴، استفاده گردید. برای این منظور از معیارهای ارزیابی ضریب نش-ساتکلیف (NS; Nash-Sutcliffe coefficient)، ضریب تبیین Coefficient of Determination و میانگین خطای مطلق (MAE; Mean Absolute Error)، استفاده شد که نتایج مربوط به آن‌ها در شکل ۸ ارائه شده است. نتایج شکل ۸، نشان داد که



شکل ۸. مقایسه تبخیر- تعرق ماهانه برآوردی مدل‌های متریک و سبال در حوزه آبخیز ونک در سال ۲۰۱۴

Fig. 8. Comparison of the estimated of monthly actual evapotranspiration of METRIC and SEBAL models in the Vanak Basin in 2014

بحث و نتیجه گیری

امروزه به منظور استفاده منطقی آب برای محصولات کشاورزی نیاز به درک و شناخت دقیق فرآیند تبخیر-تعریق وجود دارد. تبخیر-تعریق یکی از مؤلفه‌های اصلی در معادله بیلان آب و انرژی، برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب و همچنین تعیین نیاز آبیاری گیاهان است. برآورد مناسب تبخیر-تعریق به ارائه استراتژی‌های مدیریتی مناسب در حوزه‌ها کمک می‌کند. الگوریتم متریک در اکثر نقاط دنیا با اقلیم‌های مختلف توسط واگل و همکاران (۲۳) و زمانی و رحیم‌زادگان (۲۷)، به منظور برآورد تبخیر-تعریق و سایر شارهای گرمایی در سطح، با استفاده از داده‌های سنجنش‌ازدور مورد استفاده قرار گرفته و نتایج نسبتاً رضایت‌بخشی را ارائه کرده است. در این پژوهش، به کمک مدل متریک و استفاده از تصاویر مودیس، توزیع مکانی و زمانی تبخیر-تعریق واقعی ماهانه از آوریل تا نوامبر برای سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ در حوزه آبخیز ونک، مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به نتایج به دست آمده، نواحی دارای شاخص پوشش گیاهی بالا و دمای سطح زمین پایین نسبت به سایر نواحی که دارای شاخص پوشش گیاهی پایین و دمای سطح زمین بالا هستند، از میزان تبخیر-تعریق بیشتری برخوردارند. همچنین نتایج بیانگر روند افزایشی در حد بالایی تبخیر-تعریق از آوریل تا جولای در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ بود. روند تغییرات سری زمانی شاخص LAI و تبخیر-تعریق در این پژوهش، با روند تغییرات پارامترهای مذکور در تحقیقی که توسط ریزگونزائلس و همکاران (۱۷) با استفاده از مدل متریک در داکوتا بررسی شده بود، مطابقت داشت. نتایج نشان داد که میزان شاخص LAI از آغاز فصل رشد ۲۰۱۶ روند افزایشی داشت و در روز ۲۰۲ جولای مصادف با ۲۱ جولای ۲۰۱۶ به حداکثر مقدار خود رسید و میزان تبخیر-تعریق هم در روز ۱۹۴ جولای مصادف با ۱۳ جولای ۲۰۱۶ دارای مقدار بیشینه در منطقه داکوتا بود. هانتینگتون (۱۱) نیز، گزارش کرد که با افزایش دما در طول فصل رشد، تبخیر-تعریق هم از روند افزایشی برخوردار خواهد شد. شار تابش خالص در هر دو

سال ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ از آوریل تا جولای، به دلیل افزایش ارتفاع خورشید روند افزایشی داشته و پس از آن روند کاهشی داشته و در ماه نوامبر به دلیل کاهش ارتفاع خورشید به کمترین میزان رسیده است که یافته‌های این بخش از پژوهش حاضر با نتایج یانگ و همکاران (۲۶)، که حاکی از افزایش دمای هوا و تابش خالص از ماه ژانویه تا جولای و پس از آن روند کاهشی در سال‌های ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۷ در شمال غربی چین است، همخوانی دارد. همچنین یافته‌های پژوهش حاضر در خصوص پراکندگی مکانی شاخص گیاهی، تبخیر-تعریق و دیگر پارامترهای معادله بیلان انرژی با یافته‌های مباحثی و همکاران (۱۵)، همخوانی دارد. مباحثی و همکاران (۱۵)، با استفاده از تصاویر مودیس و الگوریتم سبال مقدار تبخیر-تعریق برای ناحیه مزرعه نمونه ارتش واقع در استان گلستان را در دو تاریخ ۵ می و ۷ ژوئن سال ۲۰۰۳ میلادی مصادف با ۱۵ اردیبهشت و ۱۷ خرداد سال ۱۳۸۲ برآورد نمودند. نتایج نشان داد میزان تبخیر-تعریق و پارامترهای بیلان انرژی شامل تابش خالص، شار گرمای خاک و شار گرمای محسوس در تاریخ ۷ ژوئن از ۵ می، بیشتر است.

از آنجایی که نتایج پژوهش حاضر در مقیاس حوزه آبخیز بوده و علاوه بر پراکندگی مکانی، تغییرات زمانی AET نیز برای کل حوزه برآورد شده است، می‌تواند به عنوان ابزار مناسبی در برنامه‌ریزی و مدیریت مکانی منابع آب کشاورزی مورد استفاده قرار گیرد.

تقدیر و تشکر

در اینجا نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از مسئولین محترم سازمان هواشناسی کشور، اداره‌های هواشناسی و شرکت آب منطقه‌ای استان‌های اصفهان و چهارمحال و بختیاری به خاطر مساعدت و فراهم نمودن امکانات مورد نیاز و ارائه داده و اطلاعات این پژوهش تشکر و قدردانی نمایند.

References

- Allen RG, Tasumi M, Trezza R. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 133(4): 380-394. doi:https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380).
- Ashraf Sadreddini A, Hamed Sabzchi Dehkharghani H, Nazemi A, Majnooni Heris A. 2020. Application of SEBAL algorithm in estimating maximum daily demand of rain-fed wheat from green water sources using MODIS images (Case study: Ahar county). *Journal of RS and GIS for Natural Resources*, 11(1): 1-28. (In Persian)
- Bastiaanssen WGM, Menenti M, Feddes RA, Holtslag AAM. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212-213: 198-212. doi:https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4.
- Bayati S, Nasr EMA, Abdollahi K. 2018. Comparing the Response Characteristics and Volumetric Water Balance in Three Unit Hydrograph Methods (A case study: Vanak Basin). *Iranian Journal of Eco Hydrology*, 5(2): 373-385. (In Persian)
- Carrillo-Rojas G, Silva B, Córdova M, Céleri R, Bendix J. 2016. Dynamic mapping of evapotranspiration using an energy balance-based model over an Andean páramo catchment of southern Ecuador. *Remote Sensing*, 8(2): 160. doi:https://doi.org/10.3390/rs8020160.
- Esmaeili S, Khoshkhou Y, Babaei KH, Y AO. 2018. Estimating Rice Actual Evapotranspiration Using METRIC Algorithm in a part of the North of Iran. *Journal of Water and Soil Conservation*, 24(6): 105-122. (In Persian)
- Gebler S, Franssen HH, Pütz T, Post H, Schmidt M, Vereecken H. 2015. Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: a comparison with eddy covariance and tipping bucket. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5): 2145. doi:https://doi.org/10.5194/hess-19-2145-2015.
- Glenn EP, Neale CM, Hunsaker DJ, Nagler PL. 2011. Vegetation index based crop coefficients to estimate evapotranspiration by remote sensing in agricultural and natural ecosystems. *Hydrological Processes*, 25(26): 4050-4062. doi:https://doi.org/10.1002/hyp.8392.
- Häusler M, Conceição N, Tezza L, Sánchez JM, Campagnolo ML, Häusler AJ, Silva JMN, Warneke T, Heygster G, Ferreira MI. 2018. Estimation and partitioning of actual daily evapotranspiration at an intensive olive grove using the STSEB model based on remote sensing. *Agricultural Water Management*, 201: 188-198. doi:https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.01.027.
- He R, Jin Y, Kandelous MM, Zaccaria D, Sanden BL, Snyder RL, Jiang J, Hopmans JW. 2017. Evapotranspiration estimate over an almond orchard using landsat satellite observations. *Remote Sensing*, 9(5): 436. doi:https://doi.org/10.3390/rs9050436.
- Huntington TG. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319(1): 83-95. doi:https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003.
- Johnson LF, Trout TJ. 2012. Satellite NDVI assisted monitoring of vegetable crop evapotranspiration in California's San Joaquin Valley. *Remote Sensing*, 4(2): 439-455. doi:https://doi.org/10.3390/rs4020439.
- Lian J, Huang M. 2016. Comparison of three remote sensing based models to estimate evapotranspiration in an oasis-desert region. *Agricultural Water Management*, 165: 153-162. doi:https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.12.001.
- Liaquat UW, Choi M. 2017. Accuracy comparison of remotely sensed evapotranspiration products and their associated water stress footprints under different land cover types in Korean peninsula. *Journal of Cleaner Production*, 155: 93-104. doi:https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2016.09.022.
- Mobasheri MR, Khavarian H, Zeaiean P, Kamaly G. 2007. Evapo-transpiration assessment using Terra/MODIS images in the Gorgan general district. *The Journal of Spatial Planning*, 11(1): 121-142. (In Persian)
- Rawat KS, Bala A, Singh SK, Pal RK. 2017. Quantification of wheat crop evapotranspiration and mapping: A case study from Bhiwani District of Haryana, India. *Agricultural Water Management*, 187: 200-209. doi:https://doi.org/10.1016/j.agwat.2017.03.015.
- Reyes-González A, Kjaersgaard J, Trooien T, Reta-Sánchez DG, Sánchez-Duarte JI, Preciado-Rangel P, Fortis-Hernández M. 2019. Comparison of Leaf Area Index, Surface Temperature, and Actual Evapotranspiration Estimated Using the METRIC Model and In Situ Measurements. *Sensors*, 19(8): 1857. doi:https://doi.org/10.3390/s19081857.
- Senay GB, Budde ME, Verdin JP. 2011. Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) approach for estimating landscape ET: Validation with the METRIC model. *Agricultural Water Management*, 98(4): 606-618. doi:https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.10.014.
- Su Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and earth system sciences*, 6(1): 85-99. doi:https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002.

20. Tasumi M. 2003. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D. dissertation, Univ. of Idaho, Moscow, Id. 216 p.
21. Trezza R, Allen RG, Tasumi M. 2013. Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and landsat imagery with the METRIC model. *Remote Sensing*, 5(10): 5397-5423. doi:<https://doi.org/10.3390/rs5105397>.
22. Vermote EF, Kotchenova S. 2008. Atmospheric correction for the monitoring of land surfaces. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D23). doi:<https://doi.org/10.1029/2007JD009662>.
23. Wagle P, Bhattarai N, Gowda PH, Kakani VG. 2017. Performance of five surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in high biomass sorghum. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 128: 192-203. doi:<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.03.022>.
24. Wan Z, Zhang Y, Zhang Q, Li Z-l. 2002. Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 83(1): 163-180. doi:[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00093-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00093-7).
25. Waters R, Allen R, Tasumi M, Trezza R, Bastiaanssen W. 2002. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land): advanced training and users manual. Department of Water Resources, University of Idaho, Kimberly, 98p.
26. Yang Y, Chen R, Song Y, Han C, Liu J, Liu Z. 2019. Sensitivity of potential evapotranspiration to meteorological factors and their elevational gradients in the Qilian Mountains, northwestern China. *Journal of Hydrology*, 568: 147-159. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.069>.
27. Zamani Losgedaragh S, Rahimzadegan M. 2018. Evaluation of SEBS, SEBAL, and METRIC models in estimation of the evaporation from the freshwater lakes (Case study: Amirkabir dam, Iran). *Journal of Hydrology*, 561: 523-531. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.025>.
28. Zhang Y, Yang S, Ouyang W, Zeng H, Cai M. 2010. Applying Multi-source Remote Sensing Data on Estimating Ecological Water Requirement of Grassland in Ungauged Region. *Procedia Environmental Sciences*, 2: 953-963. doi:<https://doi.org/10.1016/j.proenv.2010.10.107>.
29. Zhang X-c, Wu J-w, Wu H-y, Li Y. 2011. Simplified SEBAL method for estimating vast areal evapotranspiration with MODIS data. *Water Science and Engineering*, 4(1): 24-35. doi:<https://doi.org/10.3882/j.issn.1674-2370.2011.01.003>.
30. Zhang B, Chen H, Xu D, Li F. 2017. Methods to estimate daily evapotranspiration from hourly evapotranspiration. *Biosystems Engineering*, 153: 129-139. doi:<https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2016.11.008>.



Utility of METRIC model for estimating actual monthly evapotranspiration of Vanak Basin using MODIS sensor images

Maryam Rezaei, Hoda Ghasemieh, Khodayar Abdollahi

Received: 16 January 2020 / Accepted: 30 June 2020
Available online 24 August 2020

Abstract

Background and Objective Nowadays, in order to logical use of water for agricultural products, an accurate understanding of the evapotranspiration process is needed. Evapotranspiration is one of the most significant components of water balance hence it is a key variable for the optimal management of water resources. In this paper, we aim to the analysis of the spatial and temporal distribution of actual evapotranspiration (AET) at monthly time scale using the METRIC approach, driven by MODIS satellite observations over the Vanak Basin and check the accuracy of the METRIC results with (SEBAL, Surface Energy Balance Algorithm for Land).

Materials and Methods There are many methods for correct estimation of point evapotranspiration, such as weighing lysimeters, the Bowen ratio, and the eddy correlation methods. The weakness of the mentioned methods is that these techniques only provide evapotranspiration for a specific site and they can't estimate regional evaporation. The METRIC model was developed by Allen et al., (2007) based on the well-known SEBAL model (Bastiaanssen, 1998).

METRIC model is a remote sensing-based method that estimates actual evapotranspiration as a residual of the surface energy balance. Herein, the spatial and temporal distribution of actual evapotranspiration of the Vanak Basin from April to November 2013–2014 was estimated using the METRIC model and using MODIS satellite data, the feasibility of using METRIC was investigated. Vanak Basin is located in the southeastern part of the Northern Karoon Basin. It is geographically placed between Chaharmahal va Bakhtiari and Isfahan provinces. 60 MODIS products of Leaf Area Index (MOD15A2), land surface temperature LST (MOD11A2) and surface reflectance (MOD09A1) in 8-day time step were extracted. The mentioned images were downloaded from the USGS website and the images were re-projected from the Sinusoidal projection to UTM projection. The scale factor for LAI, LST and Surface Reflectance were 0.1, 0.02 and 0.0001, respectively. Estimation of ET with the METRIC model begins with energy balance. Data sets such as MODIS observations and weather data from the stations in and near the Vanak Basin are used to calculate instantaneous surface energy fluxes including net radiation flux (R_n), soil heat flux (G) and sensible heat flux (H) in the processing technique. ET at the instant of the satellite image is computed for each pixel by dividing LE values by latent heat of vaporization and density of water.

M. Rezaei¹, H. Ghasemieh², Kh. Abdollahi³

1. PhD. of Watershed Management Engineering and Science, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, University of Kashan, Kashan, Iran
2. Associate Professor, Department of Rangeland and Watershed Management, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, University of Kashan, Kashan, Iran
3. Assistant Professor, Department of Natural Engineering, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran
e-mail: h.ghasemieh@kashanu.ac.ir

Results and Discussion Throughout this research, the upper limit of the variation of AET showed a gradual increase from April to July in both 2013 and 2014. According to the results, the maximum amount of actual evapotranspiration in 2013 and 2014 for the July month was obtained 244 and 263 mm per month respectively. In general, the results of this paper will help us better understand the variations of regional AET. Comparison of the spatial distributions of AET, LAI and LST in the study area showed that the spatial distribution of AET was affected by two factors, LAI and LST, that Pearson correlation test was used to assess the relationship between two variables LAI and LST with actual evapotranspiration. Based on the results, the regions which had dense vegetation and low land surface temperatures had high AET rates, while in the regions with sparse vegetation and high land surface temperatures, the AET rate was low. The results showed that the trend of changes in the mean monthly temperature is in line with the monthly actual evapotranspiration; the same trend was observed in the case of albedo and net radiation flux. It should be noted that the absence of ground measurements for comparing them to the modelled AET amounts was a potential limitation of the current study. However, our approach of evaluating AET estimates derived from the METRIC model with the AET estimates derived from SEBAL model is a widely used (as standard approach) approach to tackle such limitations. In the second step of the analysis, this paper compares the estimated monthly AET using the equations of the METRIC versus the SEBAL, for the Vanak Basin in 2014. The outcome of the SEBAL model was used as a reference to compare the results obtained from the

METRIC model. The statistical analysis was performed to determine the differences between monthly AET derived from METRIC vs. monthly AET derived from SEBAL. The Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient (NSE), Coefficient of Determination (R^2) and Mean absolute error (MAE) are used, that the results showed high R^2 values and NS coefficients and low MAE values indicate that METRIC is closely related to SEBAL Model in the most of the months. The monthly AET values estimated by the METRIC model versus the monthly AET values estimated from the SEBAL model were evaluated and compared for the Vanak Basin from April to November 2014. Based on the overall results the scatter of estimations is in an acceptable range. In 2014, there was good agreement between METRIC and SEBAL models ($R^2=0.96-0.99$, $NSE = 0.93-0.99$ and $MAE = 1.3-7.53$ mm month⁻¹). In 2014, other results indicated that in both models, the upper limit of the variation of AET showed a gradual increase from April to July.

Conclusion According to the results, the regions with high leaf area index (LAI) and low land surface temperature have more evapotranspiration than other regions with low leaf area index and high land surface temperature. The trend of the time series of LAI index and evapotranspiration in this study was consistent with the trend of changes in the parameters mentioned in the study, which was described by Reyes-González et al. (2019) that use of the METRIC model in Dacota.

Keywords: Actual evapotranspiration, Spatial-temporal variation, Remote sensing, Energy balance, Vanak Basin