

کاربرد مدل توازن انرژی و داده‌های ماهواره لندست سنجنده TM در تخمین تبخیر و تعرق

ناهید مشتاق، رضا جعفری*، سعید سلطانی و نفیسه رضانی^۱

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۵/۲۰؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۴/۰۶)

چکیده

برآورد توزیع مکانی مقادیر تبخیر و تعرق (ET) برای مدیریت کشاورزی و منابع آب ضروری می‌باشد. مطالعه حاضر با هدف تخمین ET با استفاده از الگوریتم توازن انرژی در سطح زمین (Sebal) و داده‌های ماهواره‌ای سنجنده TM خرداد سال ۱۳۸۸ در منطقه دامنه استان اصفهان صورت گرفته است. به منظور محاسبه ET کلیه اجزاء مدل توازن انرژی و پارامترهای مربوطه شامل تابش خالص آلبیدوی سطحی، تابش امواج کوتاه و بلند ورودی و خروجی، گسیلمندی سطح، شار گرمای خاک، شار گرمای محسوس، شاخص گیاهی NDVI، شاخص سطح برگ و دمای سطحی با استفاده از داده‌های سنجنده TM تصحیح هندسی و رادیومتریک شده، استخراج گردید. نتایج نشان داد که مقادیر ET در اراضی کشاورزی حدود ۷/۲ میلی متر در روز است که تقریباً برابر مقدار ۶/۹۹ میلی متر به دست آمده از روش پنمن - مانیت در ایستگاه هواشناسی سینوپتیک داران می‌باشد. بنابراین پهنه‌بندی‌های ET، که تقریباً معادل نیاز آبی گیاهان می‌باشد، از طریق داده‌های ماهواره‌ای می‌تواند برای انتخاب گیاهان مناسب برای مقاصد کشاورزی و برنامه‌های احیایی در مناطق پهناور خشک و نیمه خشک استان اصفهان که با خشکسالی‌های شدید و کمبود آب مواجه است مورد استفاده قرار گیرد.

کلمات کلیدی: تبخیر و تعرق، مدل توازن انرژی، الگوریتم Sebal، سنجش از دور

۱. دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه صنعتی اصفهان

*مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: reza.jafari@cc.iut.ac.ir

مقدمه

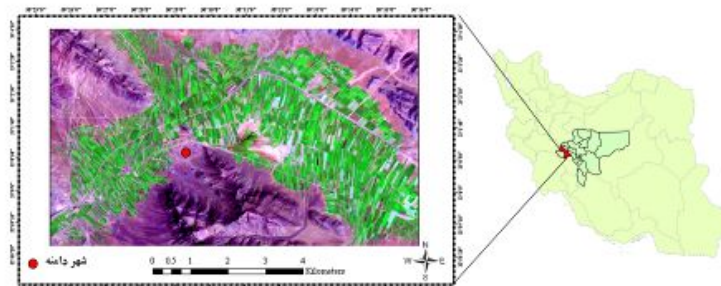
تبخیر و تعرق (Evapotranspiration, ET) فرآیندی است که از انتقال بخشی از انرژی متلاطم سطح ناشی می‌شود، نتیجه آن اتلاف آب از سطح خاک به صورت تبخیر و هم‌زمان با آن از گیاه به صورت تعرق می‌باشد (۷). ۹۹ درصد آب مورد مصرف گیاه صرف فرآیند تبخیر و تعرق می‌گردد، بنابراین، شناخت پدیده ET و برآورد دقیق آن می‌تواند در تعیین نیاز آبی گیاهان نقش مهمی داشته باشد (۴). توجه به معادله کامل بیلان انرژی در سطح مطابق رابطه ۱ می‌تواند در شناسایی فرایند تبخیر و تعرق مؤثر باشد (۱۰).

$$R_n = H + \lambda ET + G + \text{جزء افقی گرمای آشکار و نهان} \quad [1]$$

در رابطه فوق R_n : تابش خالص است که عبارتند از اختلاف بین جریان تابش ورودی و خروجی و معیاری از مقدار انرژی موجود در سطح زمین به‌شمار می‌رود؛ H : شار گرمای محسوس، عبارتست از میزان هدر رفت گرما به هوا به‌وسیله همرفت و هدایت مولکولی به‌علت اختلاف دما؛ λET : شار گرمای نهان که میزان تلفات گرما از سطح به‌علت تبخیر- تعرق را نشان می‌دهد؛ G : شار گرمای خاک یا میزان ذخیره گرما داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی است (واحدها برحسب w/m^2 می‌باشند).

بیشتر گیاهان کمتر از یک درصد تشعشع خورشیدی رسیده به آنها را در طول دوره زندگی خود برای فتوسنتز استفاده می‌کنند. ذخیره حرارت در گیاهان در طول روز قابل اغماض است و تنها در موقع طلوع و غروب خورشید، زمانی که تغییر درجه حرارت سریع بوده و مقادیر R_n ، H و λET کوچک هستند، نسبتاً حائز اهمیت است. بنابراین می‌توان از دو جزء فتوسنتز و ذخیره گرما در گیاه در معادله بیلان انرژی صرف‌نظر کرد. جزء افقی گرما نشان دهنده میزان خالص انرژی است که گیاه در راستای افقی تبادل می‌کند. در آب و هوای خشک این جزء ممکن است مساوی با تابش خالص گردد و به‌رغم اهمیتی که دارد، به‌علت عدم وجود راه ساده‌ای

برای ارزیابی آن، معمولاً حذف می‌شود. بنابراین براساس رابطه ۱ مقدار تبخیر و تعرق از سطح (λET) برابر با تشعشع خالص منهای گرمای وارده به خاک منهای گرمای وارده هوا است. باستانسین و همکاران در سال ۱۹۹۸ با استفاده معادله بیلان انرژی سطح، یک الگوریتم انرژی چند مرحله‌ای مبتنی بر فیزیک به‌نام سبال (SEBAL Surface Energy Balance Algorithm for Land) را ارائه کردند که بتواند توزیع مکانی انرژی سطح با پوشش گوناگون را با استفاده از داده‌های سنجش از دور تخمین بزند؛ این مدل می‌تواند تغییرات مکانی پارامترهای مهم هواشناسی از جمله دما و رطوبت (تبخیر و تعرق) را برآورد کند (۱۰). ارتباط بین انرژی طیف مرئی و اشعه مادون قرمز حرارتی در نواحی با تباین هیدرولوژیکی زیاد، اساس رابطه‌بندی سبال را تشکیل می‌دهد، این مدل با استفاده از دما و بازتابندگی سطحی، شاخص گیاهی و روابط درونی آنها، انرژی از پوشش سطح را محاسبه می‌کند و تصاویر مادون قرمز حرارتی را در قدرت تفکیک مختلف به کار می‌گیرد. همچنین به کمک فن آوری سنجش از دور، ET بدون نیاز به کمی کردن سایر فرآورده‌های پیچیده هیدرولوژیکی نیاز کمتر به داده‌های میدانی برای سطوحی وسیع، در یک لحظه و با هزینه کم محاسبه می‌شود و روابط تجربی برای مناطق جغرافیایی مختلف در زمان تصاویر تنظیم می‌گردد. به‌علاوه الگوریتم سبال داده‌های ماهواره‌ای را به‌صورت واقعی در ضرائب رگرسیون معادلات به کار می‌گیرد. مزایای دیگر مدل سبال مانند قابلیت کاربرد در اقلیم‌های مختلف به‌دلیل مفهوم فیزیکی، عدم نیاز به دخالت نقشه کاربری اراضی در محاسبه تبخیر و تعرق؛ استفاده از این مدل را در بین محققان علوم آب و خاک جهت برآورد تبخیر و تعرق نسبت به سایر روش‌های موجود با استقبال بیشتری مواجه کرد و از سال ۱۹۹۸ تا به امروز در مطالعات مختلف در سطح جهان مورد استفاده قرار گرفته است (۸، ۱۰، ۱۱، ۱۴، ۱۶، ۲۲، ۲۳، ۲۴ و ۲۶). نتایج این مطالعات نشان داده است که تطابق خوبی بین نتایج این مدل و میزان تبخیر و تعرق واقعی



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه داران بر روی تصویر ماهواره لندست

متوسط ارتفاع منطقه ۲۵۴۹ متر، بلندترین نقطه آن ۳۴۷۰ متر و پست‌ترین نقطه منطقه ۲۳۹۰ متر از سطح دریا اختلاف دارد. براساس روش پیشنهادی برای منطقه مرکزی ایران، اقلیم منطقه نیمه خشک معتدل با زمستان‌های سرد گزارش شده است، میانگین بارندگی آن ۴۰۰ میلی‌متر در سال، میانگین درجه حرارت در تیر ماه ۲۳ درجه و در دی ماه ۲/۸- درجه است. در شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.

جمع‌آوری داده و آماده‌سازی تصویر ماهواره‌ای

تصویر سنجنده TM ماهواره لندست ۵ در تاریخ ۱ ژوئن ۲۰۰۹ (۱۱ خرداد ۱۳۸۸) با ۷ باند طیفی (طول موج مرئی تا مادون قرمز میانی) ابتدا از لحاظ هندسی با خطای کمتر از ۰/۳۶ زمین مرجع گردید سپس با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی که از نقشه‌های توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰ منطقه استخراج گردید و اطلاعات زاویه و ارتفاع خورشید در نرم‌افزار Erdas Imagine 9.1 با عملگر Topographic Normalize براساس الگوریتم لامبرت اثر پستی و بلندی‌های منطقه از روی تصویر برداشته شد.

تهیه نقشه تبخیر و تعرق روزانه به روش سبال

برای برآورد تبخیر و تعرق واقعی (λET) با استفاده از الگوریتم سبال مطابق رابطه ۲، اجزای معادله بیلان انرژی در لحظه تصویربرداری برای هر پیکسل محاسبه گردید (۷ و ۱۰).

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad [2]$$

وجود دارد. الگوریتم سبال با محاسبه میزان دقیق تبخیر و تعرق واقعی می‌تواند در تعیین مقدار نیاز آبی گیاهان در مدیریت منابع آب حوزه‌ای مفید و قابل قبول باشد. همچنین در مقیاس منطقه‌ای گامی مهم در مدیریت منابع آب مصرفی به حساب می‌آید. استفاده از مدل سبال به دلیل مزایای فوق‌الذکر در شرایط خشک و نیمه‌خشک حاکم بر بخش اعظم کشورمان که چالش عمده کمبود منابع آب است و از سویی بخش عمده آب در اثر پدیده تبخیر و تعرق از سطح مزارع، باغات و مراتع هدر می‌رود می‌تواند محققان کشور ما را در برآورد دقیق و صحیح مقدار ET و برنامه‌ریزی مدیریت منابع آب در ابعاد وسیع یاری کند با این وجود مطالعات کمبدر این زمینه در ایران صورت گرفته است. اخیراً به صورت موردی میزان تبخیر و تعرق در بعضی از حوزه‌های آبخیز کشور در یزد، مشهد و اصفهان اندازه‌گیری شده است (۱، ۲ و ۵). هدف مطالعه حاضر بررسی پتانسیلو کارایی داده‌های ماهواره‌ای لندست سنجنده TM به منظور برآورد تبخیر و تعرق واقعی در مناطق نیمه‌خشک غرب استان اصفهان با استفاده از الگوریتم سبال می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه سطحی حدود ۱۶۷۰۰ هکتار، شهر دامنه، اراضی کشاورزی و مراتع اطراف آن در شهرستان فریدن استان اصفهان را دربر می‌گیرد. این منطقه در طول شرقی ۵۰ درجه و ۲۵ دقیقه و عرض شمالی ۳۲ درجه و ۵۸ دقیقه قرار دارد.

است که با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن محاسبه گردید:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad [7]$$

که ε_a گسیلمندی جو، σ ثابت استفان-بولتزمن $(5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4)$ و T_a دمای هوای نزدیک سطح (K°)

است. مقادیر $u_{*0} = u_* \frac{\ln\left(\frac{z_{0.05}}{z_{0.10}}\right)}{k}$ بسته به محل و زمان تصویربرداری از ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر مترمربع تغییر می‌کند.

$R_{L\uparrow}$ تابش موج بلند خروجی (W/m^2) : تابش موج بلند خروجی با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن به صورت ذیل محاسبه شد.

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_s \times \sigma \times T_s^4 \quad [8]$$

که T_s گسیلمندی سطحی عریض باند، σ ثابت استفان-بولتزمن $(5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4)$ و T_s دمای سطحی (K) است. مقادیر $R_{L\uparrow}$ بسته به محل و زمان تصویربرداری از ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع می‌تواند متغیر باشد.

T_s گسیلمندی سطحی: گسیلمندی سطحی به صورت نسبت انرژی گرمایی تابیده شده به وسیله سطح به انرژی تابشی تابیده شده به وسیله جسم سیاه در همان دما تعریف می‌شود. در مدل سبال گسیلمندی سطحی براساس پوشش سطح زمین و با استفاده از رابطه ذیل به دست آمد (۲۵). این رابطه برای اراضی دارای پوشش که شاخص سطح برگ (Leaf Area Index = LAI) آن کوچک‌تر از ۳ است صادق می‌باشد (۲۵).

$$\varepsilon_0 = 0.97 + 0.03 \times LAI \quad [9]$$

۲. شار گرمای خاک (G)

شار گرمای خاک میزان ذخیره گرمای داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی می‌باشد. با استفاده از رابطه تجربی ذیل که توسط بستانسنین توسعه یافت، محاسبه گردید (۹).

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} \times \left[0.032 \times \alpha + 0.062 \times \alpha^2 \right] \times \quad [10]$$

$$\left[1 - 0.978 \times NDVI^4 \right]$$

که در آن T_s دمای سطحی (C°) ، α آلبیدوی سطحی، NDVI

سپس مطابق رابطه ۳ و ۴ جزء تبخیری و تبخیر و تعرق واقعی روزانه به دست آمد.

$$U = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad [3]$$

$$U = \frac{R_n - G - H}{R_n - G} \quad [4]$$

در این مطالعه هر یک از فاکتورهای فوق با استفاده از روابط ذیل محاسبه گردید.

۱. تابش خالص (R_n)

شار تابش خالص در سطح زمین با استفاده از تمامی شارهای تابشی ورودی و خروجی از سطح به دست می‌آید. میزان تابش خالص در سطح زمین و اجزای آن از رابطه زیر تعیین می‌گردد (۷ و ۱۰).

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_s)R_{L\downarrow} \quad [5]$$

در این روابط:

۲ آلبیدوی سطحی: نسبت تابش الکترومغناطیسی خورشیدی بازتاب یافته از سطح خاک و گیاه به تابش ورودی است مقدار آن با اختلاط بازتابش‌های طیفی حاصله از شش باند با طول موج کوتاه در ماهواره لندست به دست آمد (۷).

$R_{S\downarrow}$ تابش موج کوتاه $(3/0$ تا 3 میکرومتر) ورودی (W/m^2) : شار تابش خورشیدی مستقیم و پراکنده است که واقعاً به زمین می‌رسد. با فرض شرایط آسمان صاف، می‌توان آن را به صورت زیر برای زمان تصویربرداری محاسبه کرد:

$$R_{S\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad [6]$$

که G_{sc} ثابت خورشیدی (1367 W/m^2) ، $\cos \theta$ زاویه ورودی خورشید، d_r معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید و τ_{sw} شفافیت جوی می‌باشد. مقادیر $R_{S\downarrow}$ بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ وات بر مترمربع بسته به محل و زمان تصویربرداری متغیر است.

$R_{L\downarrow}$ تابش موج بلند $(3$ تا 100 میکرومتر) ورودی (W/m^2) : این تابش شار تابش حرارتی از جو به سمت پایین

نتایج و بحث

در این تحقیق پتانسیل داده‌های ماهواره‌ای لندست سنجنده TM برای برآورد تبخیر و تعرق واقعی در اراضی زراعی و طبیعی مناطق نیمه خشک غرب استان اصفهان با استفاده از الگوریتم سبال مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور پارامترهای مورد نیاز این مدل محاسبه و تبخیر و تعرق روزانه منطقه مطالعاتی به دست آمد.

۱. **تابش خالص (R_n):** شار تابش خالص در سطح زمین با استفاده از تمامی شارهای تابشی ورودی و خروجی از سطح به دست می‌آید. همان طوری که در (شکل ۲- الف) ملاحظه می‌گردد در پیکسل‌های سرد که همان مناطق دارای پوشش و اراضی زراعی است به دلیل این که پوشش گیاهی می‌تواند انرژی تابشی را ذخیره نماید و تلفات کمتری داشته باشد بیشترین مقدار تابش خالص ۳۱۵ وات بر مترمربع مشاهده گردید، کمترین مقدار تابش خالص مربوط به پیکسل‌های دارای خاک خشک و عاری از پوشش گیاهی ۶۱ وات بر مترمربع می‌باشد؛ انتخاب پیکسل‌های گرم و سرد نیاز به دقت زیادی دارد زیرا که در ادامه محاسبات شارهای موردنظر در الگوریتم سبال بسیار تأثیر گذار هستند. بدین منظور سردترین پیکسل از اراضی زراعی کاملاً پوشیده و متراکم و آبیاری شده با NDVI بالا و دمای پایین و پیکسل گرم از اراضی با خاک لخت و خشک که دمای بالا و حداقل NDVI را داشتند، انتخاب گردید مشخصات این پیکسل‌ها در جدول ۱ آمده است.

مقادیر آلبیدو با افزایش رطوبت خاک، کاهش می‌یابد. دامنه آلبیدو به دست آمده از این مطالعه (شکل ۲- ب) با مقادیر سایر مطالعات تطابق و هماهنگی دارد (۱۹). مقدار آن در اراضی زراعی با پوشش کامل (یونجه و گندم) از ۰/۱۵ تا ۰/۲۶، اراضی بایر بین ۰/۳۵ تا ۰/۶۵ و در اراضی مرتعی بوتهدار با گونه غالب *Astragalus Verus* مقدار آن بین ۰/۲۶ تا ۰/۳۵ مشاهده گردید.

شاخص گیاهی می‌باشد که از فرمول ذیل با استفاده از باندهای طیفی قرمز و مادون قرمز نزدیک سنجنده لندست به دست آمد (۹).

$$NDVI = \frac{BandNIR - BandRED}{BandNIR + BandRED} \quad [11]$$

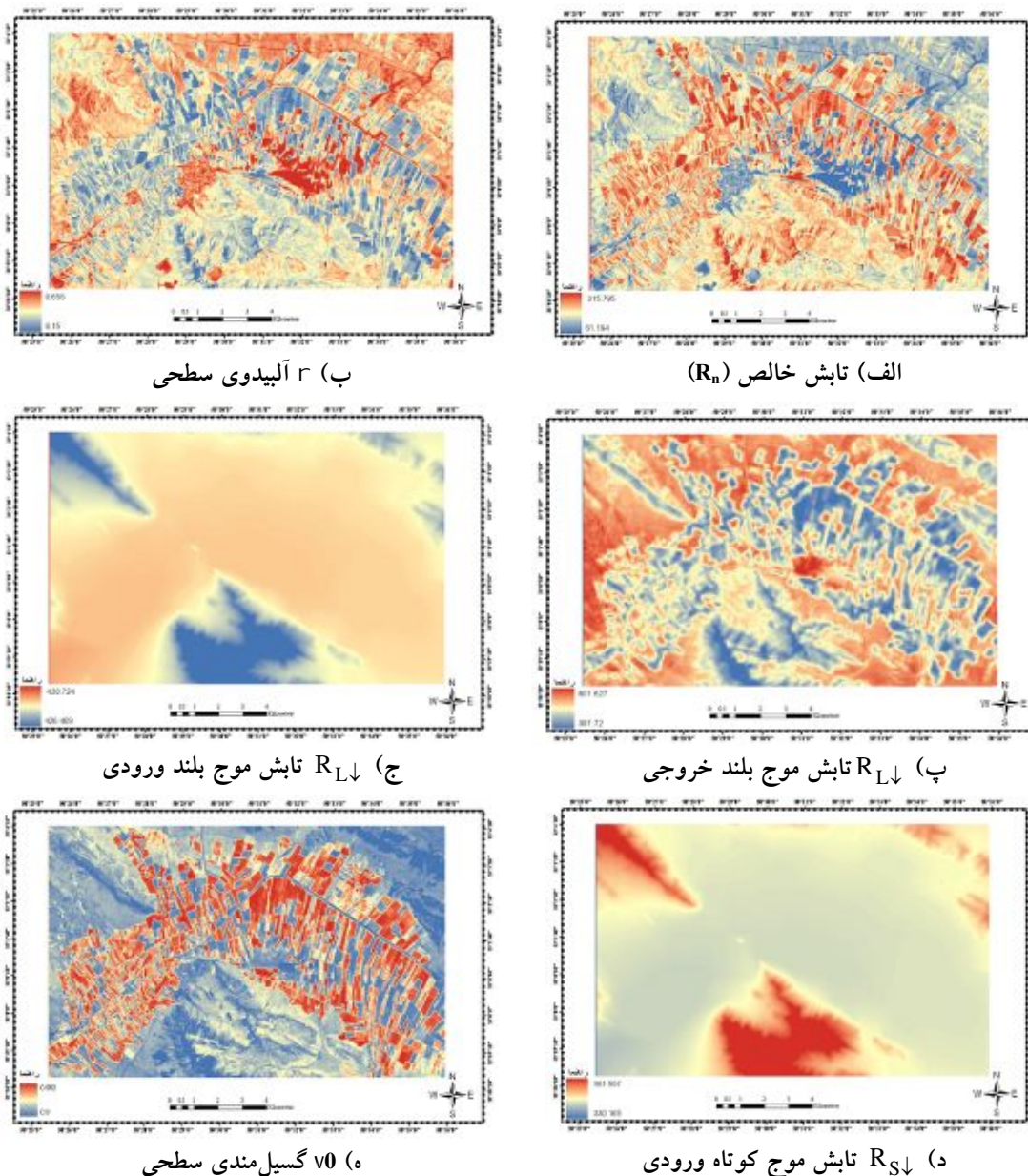
۳. شار گرمای محسوس (H)

شار گرمای محسوس عبارتست از میزان هدر رفت گرما به هوا به وسیله همرفت و هدایت مولکولی به علت اختلاف دما که با استفاده از رابطه ذیل محاسبه گردید (۹):

$$H = \frac{\rho_{air} \times C_p \times dT}{r_{ah}} \quad [12]$$

که در آن ρ_{air} چگالی هوا (kg/m^3)، C_p گرمای ویژه هوا ($J/kg/K$)، dT اختلاف دمای بین دو ارتفاع (K) و r_{ah} مقاومت آیرودینامیکی برای انتقال گرما (s/m) می‌باشد. H ، تابعی از گرادیان دما، زبری سطح و سرعت باد است. در رابطه فوق دو مجهول r_{ah} و dT وجود دارد که حل آنرا دشوار ساخته است. برای ساده‌سازی محاسبات، از سرعت باد در ارتفاع معین همچنین انتخاب دو پیکسل سرد و گرم که می‌توان مقادیر قابل اعتماد برای H را برآورد نمود و با استفاده از آن dT محاسبه شود از پیکسل‌های تصویر منطقه مطالعاتی استفاده شد. پیکسل سرد از مزارع با پوشش گیاهی کامل و کاملاً آبیاری شده که در آن دمای سطحی و دمای هوای نزدیک به سطح تقریباً برابر فرض می‌شوند و پیکسل گرم از اراضی بدون پوشش و خشک انتخاب شدند (۹). دمای سطحی با استفاده از مدل آرتیس و همکاران برای سنجنده TM ماهواره لندست محاسبه گردید (۱۳).

به منظور ارزیابی صحت تبخیر و تعرق حاصله، مقدار آن با مقدار به دست آمده در زمان گذر ماهواره (روش فائو- پنمن - مانیتث) به کمک داده‌های هواشناسی ایستگاه هواشناسی داران به عنوان نزدیکترین ایستگاه هواشناسی به منطقه مطالعاتی و همین طور با نقشه‌های شاخص NDVI و دمای سطحی با استفاده از آنالیز رگرسیون مقایسه گردید.



شکل ۲. نقشه پراکنش مقادیر تابش خالص و پارامترهای مختلف

جدول ۱. مشخصات پیکسل‌های سرد و گرم منطقه مطالعاتی

نوع پیکسل	دمای سطح (کلوین)	NDVI	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
سرد	۲۹۲/۹	۰/۷۷	۵۰° ۳۱'	۳۳° ۰۲'
گرم	۳۲۷/۲	۰/۱۰۸	۵۰° ۲۹'	۳۳° ۰۳'

در نقشه تولید شده (شکل ۲-پ) بیشترین مقدار در اراضی خاک‌های لخت و بایر عدد ۶۰۱ وات بر مترمربع به دست آمده

مقادیر تابش موج بلند خروجی با توجه به محل و زمان تصویر برداری از ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع متغیر می‌باشد.

دمای خاک سطحی و زیر سطحی بیشتر گردد و باعث افزایش شار گرمای خاک در این پیکسل‌ها شود. در نقشه به‌دست آمده در این مطالعه (شکل ۳- الف) به‌ترتیب برای پیکسل گرم ۷۴ و پیکسل سرد ۱۳ وات بر مترمربع است. وجود پوشش گیاهی در پیکسل‌های سرد مانع از هدر رفت انرژی از سطح خاک می‌گردد و شار گرمای خاک کمترین مقدار را در این پیکسل‌ها نشان داده است.

۳. شار محسوس هوا (H)

شار محسوس هوا تابعی از دما، زبری سطح و سرعت باد است. برای هر پیکسل باید اختلاف دمای سطح و دمای هوای نزدیک سطح محاسبه گردد. با استفاده از دو پیکسل سرد و گرم و فرض رابطه خطی بین دمای سطح و دمای هوا، معادله رگرسیونی مربوطه به‌دست آمد (شکل ۳- ب). نقشه به‌دست آمده از شار محسوس هوا (شکل ۳- پ) نشان می‌دهد که کمترین مقدار (۹ وات بر مترمربع) را پیکسل‌های سرد دارند که زمین‌های کشاورزی با پوشش کامل و آبیاری شده است؛ در پیکسل‌های خاک خشک و عاری از پوشش گیاهی اختلاف بین دمای سطحی زمین با دمای هوای بالاتر از سطح موجب می‌شود که شار محسوس بالاتری داشته باشند که در این مطالعه مقدار ۱۴۷ وات بر مترمربع محاسبه گردید.

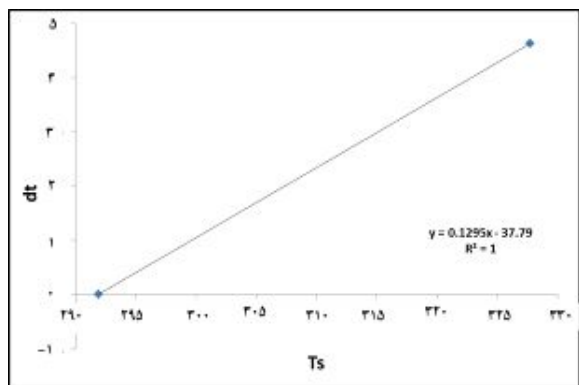
۴. تبخیر و تعرق واقعی روزانه به‌روش سبال

جهت تهیه نقشه تبخیر و تعرق واقعی روزانه ابتدا میزان تلفات گرما از سطح با استفاده از شار گرمای نهان برای هر پیکسل با توجه به رابطه ۲ محاسبه گردید و سپس جزء تبخیری برای لحظه گذر ماهواره از رابطه ۳ به‌دست آمد. همان‌طور که در (شکل ۳- ج) ملاحظه می‌گردد بیشترین جزء تبخیر (حدود ۰/۰۰۲) در اراضی زراعی با پوشش کامل و آبیاری شده است؛ به‌طور کلی هر چه پوشش گیاهی بیشتر و متراکم‌تر باشد جز تبخیری بیشتر می‌گردد. در نهایت با استفاده از مقدار تابش خالص، آلبیدو سطحی، دمای سطح، تابش فرارزمینی، شاخص

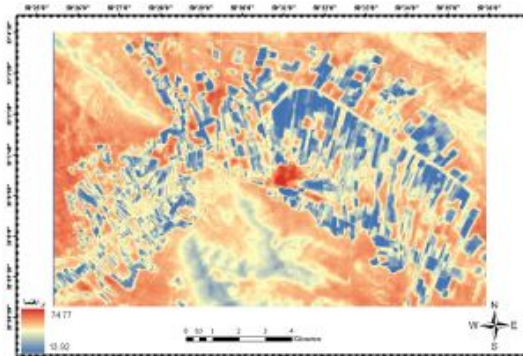
است و در اراضی زراعی که پوشش گیاهی دارد به‌دلیل جذب بیشتر تابش توسط گیاه، کمترین مقدار مشاهده گردید. مقادیر تابش موج بلند ورودی بسته به محل و زمان تصویربرداری از ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر مترمربع تغییر می‌کند و تابع ارتفاع است. در نقشه به‌دست آمده در این مطالعه (شکل ۲- ج) محدوده تغییرات زیاد نمی‌باشد، مناطق با ارتفاع بالاتر مقدار تابش موج بلند کمتری نسبت به مناطق پست‌تر دریافت کرده‌اند که به‌ترتیب ۴۲۶ و ۴۳۰ وات بر مترمربع به‌دست آمد. تابش ورودی موج کوتاه، شار تابش خورشیدی مستقیم و پراکنده است که واقعاً به زمین می‌رسد در شرایط آسمان بدون ابر باید محاسبه شود. مقادیر آن بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ وات بر مترمربع با توجه به مکان و زمان تصویربرداری متفاوت است. در تصویر به‌دست آمده (شکل ۲- د) مقدار حداکثر تابش موج کوتاه ورودی که ۳۶۱/۵ وات بر مترمربع است مربوط به نقاط مرتفع تصویر می‌باشد و اراضی زراعی منطقه که کمترین ارتفاع را دارند حداقل تابش موج کوتاه به مقدار ۳۳۰ وات بر مترمربع را دریافت نموده‌اند. گسیل مندی سطحی مهم‌ترین پارامتر در برآورد دمای سطحی قلمداد می‌شود و خطای کوچک در اندازه‌گیری توان تشعشعی می‌تواند در نقشه دمای به‌دست آمده موجب اختلاف زیادی شود زیرا رابطه بین افزایش توان تشعشعی با دمای سطحی به‌صورت توانی است (۲۱). مقدار این پارامتر بین ۰ تا ۱ متغیر است، مقادیر توان تشعشعی که الگویی از پوشش گیاهی و خاک است می‌تواند با ضریب اطمینان قابل قبولی استفاده شود (۳). گسیل مندی سطحی در این مطالعه بین ۰/۹۹-۰/۹ به‌دست آمد که اراضی کشاورزی بالاترین مقدار و اراضی بایر و بدون پوشش کمترین گسیل مندی را نشان دادند (شکل ۲- ه).

۲. شار گرمای خاک (G)

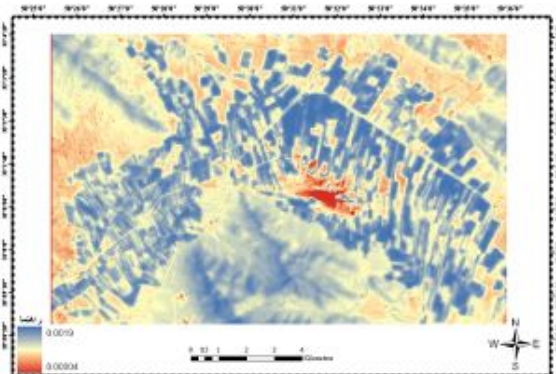
مقدار شار گرمای خاک در پیکسل‌های گرم که خاک لخت و خشک هستند بیشتر از پیکسل‌های سرد می‌باشند و این به‌دلیل افزایش دمای سطح خاک است که موجب می‌شود تفاوت بین



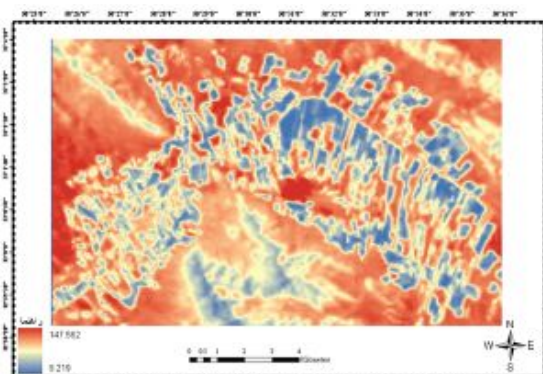
ب) ارتباط دمای سطح و اختلاف دما



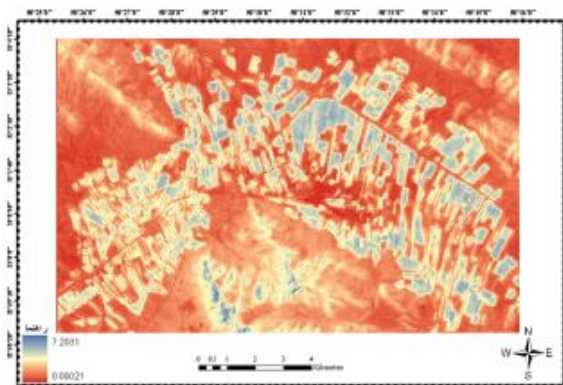
الف) G، شار گرمای خاک



ج) جزء تبخیری در لحظه گذر ماهواره (متر بر ثانیه)



ب) H، شار محسوس هوا



د) پراکنش مقدار تبخیر و تعرق واقعی (میلی متر بر روز)

شکل ۳. توزیع مکانی مقادیر تبخیر و تعرق واقعی به میلی متر در روز و پارامترهای مؤثر در تعیین آن

پیکسل‌های مزارع کشاورزی (کشت غالب گندم و یونجه) است که کاملاً آبیاری شده‌اند و پس از آن مربوط به مناطق مرتعی (گونه‌های غالب گون *Astragalus verus* و گراس چند ساله *Bromus tomentellus*) که در پیکسل‌های جنوب منطقه وجود دارند، مشاهده گردید. مقایسه مقدار تبخیر و تعرق ۷/۲ میلی متر

NDVI، گرمای نهان تبخیر و جزء تبخیری مطابق رابطه ۴، تبخیر و تعرق واقعی روزانه (۲۴ ساعته) محاسبه شد. نقشه پهنه‌بندی تبخیر و تعرق واقعی روزانه در (شکل ۳-د) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، بالاترین مقدار تبخیر و تعرق واقعی روزانه ۷/۲ میلی متر در روز مربوط به

بین تبخیر و تعرق با دمای سطحی و NDVI در دشت بزرگ جنوب شرق آمریکا مشاهده کردند (۱۲). مالیک و همکاران (۱۷) در هندوستان ضریب همبستگی بین رابطه خطی تبخیر و تعرق با دمای سطحی و NDVI را به ترتیب ۰/۷۷ و ۰/۷۴ به دست آوردند (۱۷). نتایج استفاده از داده‌های سنجنش از دور برای تخمین ET واقعی و اختلاف اندک آن با تبخیر و تعرق مشاهده شده از ایستگاه هواشناسی در مطالعات مختلف نشان می‌دهد که الگوریتم سبال می‌تواند در تعیین مقدار نیاز آبی گیاهان در مدیریت منابع آب حوزه‌ای مفید و قابل قبول باشد و نتایج تجزیه و تحلیل برآوردهای سالانه تبخیر و تعرق گامی مهم در مدیریت منابع آب مصرفی در مقیاس منطقه‌ای به حساب می‌آید. به علاوه مطابق نتایج مطالعات باستانسین و همکاران (۸) که داده‌های سه منطقه زراعی در اسپانیا، چین و نیجریه را در الگوریتم سبال به کار بردند، شار تبخیر و تعرق روزانه از سبال قابل استفاده در مقیاس بزرگ است و هر چه مقیاس بزرگتر باشد صحت داده‌های به دست آمده بیشتر می‌گردد زیرا هر چه مقدار پیکسل همگن زیاده‌تر شود مقدار خطا کاهش پیدا می‌کند (۸). آنها به‌طور کلی به این نتیجه رسیدند که تطابق خوبی بین نتایج این مدل و محاسبات مزرعه‌ای وجود دارد (۱۰، ۱۱).

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج پژوهش حاضر میزان تبخیر و تعرق واقعی منطقه دامن‌هواق در غرب استان اصفهان بین ۰/۰۰۰۲ تا ۷/۲ میلی‌متر در روز متغیر است و بیشترین میزان آن مربوط به مزارع می‌باشد. مقایسه مقدار تبخیر و تعرق مذکور با مقدار ۶/۹۹ میلی‌متر در روز مستخرج از روش فائو- پنمن - مانیتش در ایستگاه هواشناسی سینوپتیک داران و همچنین میزان همبستگی بیش از ۹۵ و ۹۳ درصدی آن (RMSE 1) به ترتیب با شاخص NDVI و دمای سطح خاک نشان دهنده صحت نسبتاً بالا پهنه‌بندی تبخیر و تعرق در منطقه مطالعاتی می‌باشد. لذا با توجه به نتایج این پژوهش می‌توان دریافت که با استفاده از الگوریتم سبال و

در روز با مقدار ۶/۹۹ حاصل از روش فائو- پنمن - مانیتش با استفاده از پارامترهای هواشناسی موجود در ایستگاه داران بیانگر آن است که مقدار به دست آمده از مدل سبال بکمک داده‌های سنجنش از دور از صحت بسیار بالایی برخوردار است (۶). ساروار و بیل (۲۰۰۷) مقدار تبخیر و تعرق روزانه منطقه ایندوس پاکستان را با استفاده از تصاویر ماهواره ASTER و مدل توازن انرژی سطح بین ۰ تا ۴/۲۵ میلی‌متر در روز به دست آوردند که بیشترین مقدار آن در اراضی کشاورزی و کمترین مقدار در اراضی بایر بدون پوشش مشاهده گردید؛ این مطالعه همچنین تبخیر و تعرق محاسبه شده را با تبخیر و تعرق به دست آمده از ایستگاه هواشناسی مقایسه کرد، تطابق بین دو مقدار تبخیر و تعرق نشان داد که برآورد ماهواره‌ای تبخیر و تعرق تکنیک مناسبی در برآورد تنش آبی گیاهان است (۲۰)، دیبلا و همکاران (۱۵) همبستگی بین تبخیر و تعرق به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای و مشاهده شده از داده‌های هواشناسی را ۰/۷۹ نشان دادند (۱۵). یومو و همکاران (۲۷) همبستگی ۰/۸۴ را بین مقدار تبخیر و تعرق برآورده شده از تصویر ماهواره NOAA و مقدار مشاهده شده در ایستگاه هواشناسی برای شمال چین به دست آوردند (۲۷).

مانند سایر مطالعات دیگر ملاحظه گردید که مقدار تبخیر و تعرق به دست آمده در این مطالعه به دمای سطح و شاخص گیاهی NDVI مرتبط است که این رابطه با شاخص NDVI خطی مثبت با ضریب تعیین بالاتر از ۰/۹۵ و با دما رابطه خطی منفی بالاتر از ۰/۹۳ در این مطالعه نشان داد. دیبلا و همکاران (۲۰۰۰) ضریب تعیین ۰/۷۵ را در رابطه خطی بین مقدار تبخیر و تعرق با دمای سطحی و NDVI به دست آوردند (۱۵). نورباوا و همکاران (۱۸) در برآورد تبخیر و تعرق روزانه در ژاپن ملاحظه کردند که بالاترین مقدار ET (۴/۵) مربوط به پیکسل‌هایی اراضی کشاورزی است که کمترین دما و بالاترین مقدار NDVI را دارد و بالعکس اراضی بایر کمترین مقدار ET حدود صفر و بالاترین مقدار دمای سطحی را نشان داد (۱۸). باترا و همکاران (۱۲) ضریب همبستگی بالای ۰/۶۰ را در ارتباط

انرژی و مدل سبال از مدل‌های محاسباتی ساده‌تر تبخیر و تعرق مانند روش فائو-۵۶ با استفاده از داده‌های سنجش از دور استفاده شده و نتایج با یکدیگر مقایسه گردند. نتایج به‌طور کلی مؤید این مطلب است که الگوریتم سبال به‌عنوان یک روش مناسب در تعیین ET و محاسبه نیاز آبی گیاهان به حساب می‌آید و به‌عنوان یک ابزار کارا می‌تواند برای مدیریت منابع آب در اراضی زراعی-باغی و یا طرح‌های مرتعکاری، جنگل‌کاری و غیره استفاده شود.

داده‌های ماهواره‌ای سنجنده TM با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر می‌توان میزان تبخیر و تعرق واقعی گیاهان باغی و زراعی و حتی مرتعی را در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ محاسبه و نقشه توزیع مکانی تبخیر و تعرق ارائه نمود. البته به‌منظور برآورد تبخیر و تعرق با صحت بیشتر پیشنهاد می‌شود گسیل مندی انواع پوشش سطح (گیاه، خاک، عوارض مختلف زمین) و همچنین ضرایب گیاهی با استفاده از روش‌های میدانی و آزمایشگاهی تعیین و در مدل سبال مورد استفاده قرار گیرد. همچنین پیشنهاد می‌گردد به‌علت تعدد و پیچیدگی محاسباتی پارامترهای مختلف توازن

منابع مورد استفاده

۱. پورمحمدی، س.، م. ت. دستورانی، م. ح. مختاری و م. ح. رحیمیان. ۱۳۸۹، تعیین و پهنه‌بندی تبخیر و تعرق واقعی توسط تکنیک سنجش از دور و الگوریتم سبال، (مطالعه موردی: حوزه آبخیز منشاد در استان یزد). علوم و مهندسی آبخیزداری ایران ۴(۱۳): ۲۳-۳۲.
۲. ثنایی نژاد، س. ح.، س. نوری و س. م. هاشمی نیا. ۱۳۹۰، برآورد تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در منطقه مشهد. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) ۲۵(۳): ۵۴۷-۵۴۰.
۳. علوی پناه، س. ک. ۱۳۸۷، سنجش از دور حرارتی و کاربرد آن در علوم زمین. انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
۴. علیزاده، ا. ۱۳۸۳، رابطه آب و خاک و گیاه. دانشگاه امام رضا (ع)، انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد.
۵. کشاورز، م. ا.، علیزاده، م. وظیفه دوست، ح. انصاری و ک. داوری. ۱۳۹۱. کاربرد الگوریتم سبالو سنجش از دور در برآورد تبخیر از سطوح پوشش گیاهی (مطالعه موردی: استان اصفهان). مجله مهندسی منابع آب ۴: ۲۲-۱۱.
۶. مشتاق، ن. ۱۳۹۰، بررسی پتانسیل داده‌های ماهواره‌ای به‌منظور برآورد تبخیر و تعرق در مناطق نیمه‌خشک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد بیابان‌زدایی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
7. Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. and Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56 (Rome: Food and Agriculture Organization (FAO) of the United Nations).
8. Almhab, A. and I. Busu, Estimation of Evapotranspiration with modified SEBAL model using Landsat-TM and NOAA-AVHRR images in arid mountains area. 2008, in Second Asia International Conference on Modelling & Simulation Malaysia.
9. Bastiaanssen, W. G. M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey, J. of Hydrology. 229(1-2): 87-100.
10. Bastiaanssen, W. G. M., M. M., R. A. Feddesb and A. A. M. Holtslag. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) Part1. Formulation, J. of Hydrology 212: 198-212.
11. Bastiaanssen, W. G. M., J. Pelgrum, Y. M. Wang, G. J. Moreno, C. Roerink and T. van der Wal, 1998. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 2 validation, J. of Hydrology 212: 213-229.
12. Batra, N., S. Islam, V. Venturini, G. Bisht and L. Jiang. 2006. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains, Remote Sensing of Environment 103(1): 1-15.
13. Becker, F. and L. Li. 1995. Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems, Remote Sensing of Environment 12: 225-253.

14. Chandrapala, r. and M. Wimalasuriya. 2003. Satellite measurements supplemented with meteorological data to operationally estimate actual evapotranspiration over serilanka, *Agricultural Water Management* 58: 159-170.
15. Di Bella, C. M., C. M. Rebella and J. M. Paruelo. 2000. Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of Argentina, *J. of Remote Sens.* 21(4): 791-797.
16. Kongo, V. M. and G. P. W. Jewitte. 2006. Preliminary investigation of catchment hydrology in response to agricultural water use innovation: A case study of the Postshini catchment-South Africa, *Phys. Chem. Earth* 31: 976-987.
17. Mallick, K., B. K. Bhattacharya, S. Chaurasia, S. Dutta, R. Nigam, J. Mukherjee, S. Banerjee, G. Kar, V. U. M. Rao, A. S. Gadgil and J. S. Parihar. 2007. Evapotranspiration using MODIS data and limited ground observations over selected agroecosystems in India, *Int. J. Remote Sens.* 28(10): 2091-2110.
18. Nourbaeva, G., S. Kazama and M. Sawamoto. 2003. Assessment of Daily Evapotranspiration Using Remote Sensing Data, *Environmental Informatics Archives* 1: 421-427.
19. Report, F. 2000. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing.
20. Sarwar, A. and R. Bill. 2007. Mapping evapotranspiration in the Indus Basin using ASTER data, *Int. J. Remote Sens.* 28(22): 5037-5046.
21. Sobrino, J. A., J. C. Jiménez-Mun˜oza and L. Paolini. 2004. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5, *Remote Sensing of Environ.* 90: 434-440.
22. Sun, Z., B. Wei, W. Su, W. Shen, C. Wang, D. You and Z. Liu. 2011. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China, *Mathematical and Computer Modelling* 54(3-4): 1086-1092.
23. Tang, R., Z. L. Li, K. S. Chen, Y. Jia, C. Li and X. Sun. 2013. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data, *Agricultural and Forest Meteorology* 174-175: 28-42.
24. Teixeira, A. H. d. C., W. G. M. Bastiaanssen, M. D. Ahmad and M. G. Bos. 2009. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Sa o Francisco River basin, Brazil: Part A: Calibration and validation, *Agricultural and Forest Meteorology* 149: 462-476.
25. Van de Griend, A. A. and M. Owe. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surface, *Int. J. Remote Sens.* 14(6): 119-131.
26. Wang, X., C. Zhang and J. Wei. 2010. Application of the SEBAL method in water resources management in the Yellow River Delta of China, *Desalination and Water Treatment* 19: 212-218.
27. yunhao, C., L. Xiaobing, L. Jing, S. Peijun and D. Wen. 2005. Estimation of daily evapotranspiration using a two layer remote sensing model, *Int. J. Remote Sens* 26(8): 1755-1762.