

## کاربرد الگوریتم S-SEBI و سنجش از دور در برآورد تبخیر از سطوح پوشش گیاهی (مطالعه موردی: استان اصفهان)

محمد رضا کشاورز<sup>۱\*</sup>، امین علیزاده<sup>۲</sup>، مجید وظیفه‌دوست<sup>۳</sup>، حسین انصاری<sup>۴</sup>، کامران داوری<sup>۵</sup>  
تاریخ دریافت: ۹۰/۰۴/۱۴ تاریخ پذیرش: ۹۱/۰۱/۲۲

### چکیده

برآورد تبخیر- تعرق نیازی اساسی برای پایش آبشناسی و بوم‌شناسی، و مدیریت منابع آب بوده و استفاده از سنجش از دور امکان پایش مداوم این عامل را فراهم می‌کند. جزء تبخیر (EF: Evaporative Fraction)، عاملی است که برای ساده‌سازی استخراج مقادیر تبخیر-تعرق از طریق سنجش از دور با کاربرد روش S-SEBI به وسیله‌ی روترینک و همکاران (۲۰۰۰) استفاده شده است. در این تحقیق با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای حرارتی و انعکاسی از سنجنده‌ی مادیس در سالهای ۲۰۰۱-۲۰۰۰ و ۲۰۰۴-۲۰۰۵ با گامهای زمانی ۸ روزه، بر فراز استان اصفهان، مقادیر جزء تبخیر با ترسیم نمودار پراکنش نقطه‌ای بین مقادیر دمای سطحی زمین و بازتابش سطحی به دست آمد. در این تحقیق همچنین روشی ساده شده برای برآورد بازتابش سطحی معرفی شده است. توزیع جغرافیایی مقادیر جزء تبخیر نشان داد در دوره‌ی تر ۰۵-۲۰۰۴، به خصوص در نواحی غربی و مرکزی استان، جزء تبخیر بطور معنی داری (در سطح ۰.۰۱) از مقادیر متناظر در دوره‌ی خشک بیشتر بود. این مقادیر با مقادیر نمایه‌ی خیسی خاک در زمانهایی مشابه مقایسه گردید، و رابطه‌ی خطی بین مقادیر جزء تبخیر و شاخص خیسی خاک با ضریب همبستگی حداقل ۹۰ درصد مشاهده شد. بنابراین، می‌توان از این روش برای برآورد تبخیر-تعرق با الگوریتم S-SEBI به جای الگوریتم پیچیده‌ی سبال به عنوان نمایه‌ی تعیین تنش کمبود آب استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: تبخیر-تعرق، جزء تبخیر، سبال، سنجش از دور، مادیس.

۱ و ۲ و ۴- به ترتیب دانشجوی دوره کارشناسی ارشد، استاد، استادیار و دانشیار، گروه آبیاری و زهکشی دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد.

۳- استادیار گروه آبیاری و زهکشی دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان.

\*- نویسنده مسئول: mohammadreza.4231@gmail.com

## مقدمه

برآورد تبخیر-تعرق (ET) نیازی اساسی برای مطالعات اقلیمی، پیش بینی وضع هوا، پایش بوم شناسی، بررسی آبشناسی و مدیریت منابع آب است (باستیانسن و همکاران، ۲۰۰۰). با این حال، پایش مداوم تبخیر-تعرق به ندرت ممکن است (فرح و همکاران، ۲۰۰۴). روشهای سنجش از دور امکان برآورد ET حقیقی را در مقیاس وسیع مهیا می کنند که با روشهای نقطه ای موجود ممکن نیست، اما مشکل اساسی آن، استفاده از شار گرمای نهان تبخیر<sup>۱</sup> لحظه ای است (سانتوس و همکاران، ۲۰۰۹). روشهای زیادی برای حل معادله ی توازن کارمایه سطحی<sup>۲</sup> از طریق سنجش از دور طراحی شده است (باستیانسن و همکاران، ۱۹۹۸؛ روئرینک و همکاران، ۱۹۹۸)، اما داده های سنجش از دور لحظه ای بوده و ما نیاز به تعمیم مقادیر برآوردی تبخیر-تعرق برای یک بازه ی زمانی خواهیم داشت. این در حالی است که اجزای معادله ی توازن کارمایه ی تغییرات روزانه ی قابل ملاحظه ای دارند (فرح و همکاران، ۲۰۰۴). اخیراً عاملی بنام جزء تبخیر<sup>۳</sup> (EF) معرفی شده است که تغییرات بسیار کمی در طول روز دارد (نیکلاس و کونکاس، ۱۹۹۳؛ کراگو و پروتزارت، ۱۹۹۶؛ فرانکس و بون، ۱۹۹۷؛ شاتلورث و همکاران، ۱۹۸۹؛ ورسترانن، ۲۰۰۶؛ جنتین و همکاران، ۲۰۰۷). معادله ی توازن کارمایه و جزء تبخیر به ترتیب در معادلات ۱ و ۲ نمایش داده شده اند:

$$R_n = G_0 + \lambda E + H \quad (1)$$

$$EF = \frac{\lambda E}{\lambda E + H} = \frac{\lambda E}{R_n - G_0} \quad (2)$$

که در آنها،  $R_n$  تابش خالص به زمین،  $G_0$  شار گرمایی زمین،  $\lambda E$  شار گرمای نهان تبخیر،  $H$  شار دمای محسوس و  $EF$  جزء تبخیر است. رفتار روزانه ی  $EF$  از رابطه ی آن با شرایط جوی و خصوصیات سطحی قابل استنباط است. روئرینک و مننتی (۱۹۹۹) روشی ساده تر را برای حل معادله ی توازن کارمایه از طریق سنجش از دور در شرایط ارائه کردند<sup>۴</sup> (S-SEBI). سوبرینو و همکاران

(۲۰۰۷) و گومز و همکاران (۲۰۰۵)، شیوه ای را برای برآورد تبخیر-تعرق روزانه با استفاده از مدل S-SEBI ارائه نمودند که روشی ساده را برای برآورد تبخیر-تعرق از طریق جزء تبخیر معرفی می کند. در این تحقیق، مقادیر جزء تبخیر به عنوان بخشی از روش S-SEBI برای برآورد تبخیر-تعرق روزانه استخراج شده است. هدف از این تحقیق بررسی مقادیر جزء تبخیر به دست آمده و مقایسه آنها با تغییرات رطوبتی، و نیز ساده سازی مراحل استخراج آن از طریق فرضهای ساده کننده است.

## مواد و روشها

### الف. منطقه مورد مطالعه

منطقه ی مورد مطالعه استان اصفهان با مساحت تقریبی  $2145.3 \text{ km}^2$  می باشد که در مرکز ایران (از  $30/67$  تا  $34/58$  درجه ی شمالی و از  $49/67$  تا  $55/55$  درجه ی شرقی) واقع گردیده است. اقلیم منطقه نیمه خشک، و بارندگی آن بسیار محدود است (حدود  $130 \text{ mm}$  در سال)، که عموماً از دسامبر تا آوریل رخ می دهد. اراضی تحت کشت در منطقه حدود  $6\%$  (۶۳۸۰۳۷ هکتار) از مساحت استان را شامل می شوند، که از این مقدار، حدود  $95\%$  (۶۰۹۲۵۰ هکتار) به کشت آبی و  $5\%$  (۲۸۷۸۷ هکتار) به کشت دیم اختصاص دارد. میانگین حداکثر دما در تابستان به  $30$  درجه ی سانتیگراد در ماه ژوئیه می رسد؛ حداقل آن در ژانویه بوده و میانگین آن تا  $3$  درجه ی سانتیگراد سقوط می کند (اکبری و همکاران، ۲۰۰۷).

### ب. استخراج، آماده سازی و پردازش تصاویر

در این تحقیق از تولیدات بازتابش سطحی تصحیح شده در دو نوار<sup>۵</sup> مری (نوار ۱ در محدوده ی  $648 \text{ nm}$ ) و مادون قرمز نزدیک (نوار ۲ در محدوده ی  $858 \text{ nm}$ )، که در سطح ۳ تولیدات تحت عنوان MOD09Q1 با تفکیک مکانی  $250$  متر، گامهای زمانی ۸ روز و با سامانه ی تصویر سینوسی ارائه می شوند، برای استخراج بازتابش استفاده گردید. داده های مادیس<sup>۶</sup> برای دوره های ۸ روزه از سپتامبر سال ۲۰۰۰ تا ژوئیه سال ۲۰۰۱، و از سپتامبر سال ۲۰۰۴ تا ژوئیه سال ۲۰۰۵ (کاشی ۲۲ افقی و ۵

1 latent heat flux

2 surface energy balance

3 evaporative fraction

4 Simplified Surface Energy Balance Index

5 Band

6 MODIS: MODerate resolution Imaging

Spectroradiometer

عمودی که اصفهان را پوشش می‌دهد (h22v05) از پایگاه Wist دریافت شد<sup>۱</sup>. مقادیر بازتابش سطحی با استفاده از داده‌های MOD09Q1 با کاربرد روشی خودکار و ساده شده به دست آمد. برای برآورد دمای سطح زمین از داده‌های V005، که در سطح ۳ تولیدات مادیس تحت عنوان MOD11A2 با تفکیک مکانی ۹۲۷ متر، گامهای زمانی ۸ روز و با سامانه‌ی تصویر سینوسی ارائه می‌شود، استفاده گردید. در مسیر اصلاح هندسی، ابتدا تصاویر با روش نزدیکترین همسایه بازسازی شد، سپس به سامانه‌ی تصویر UTM با ژئوئید WGS84 تبدیل گردید. داده‌های دمای سطح زمین به منظور همخوانی با داده‌های بازتابش به صورت شبکه‌های ۲۵۰ متری بازسازی شدند.

### ج. استخراج جزء تبخیر

جزء تبخیر (EF) کارمایه‌ی مورد استفاده برای فرایند تبخیر است تقسیم بر تمام کارمایه‌ی قابل دسترس برای تبخیر (بروترزات و سوگیتا، ۱۹۹۲). رفتار روزانه‌ی EF را می‌توان از رابطه‌ی آن با شرایط نیوار، و خصوصیات سطح درک کرد (سانتوس و همکاران، ۲۰۰۹). مشاهده شده است که دمای سطحی و بازتابش<sup>۲</sup> یک ناحیه با یکدیگر رابطه داشته و از این رابطه می‌توان برای تعیین خصوصیات مؤثر سطح زمین استفاده کرد (باستیانسن و همکاران، ۱۹۹۸). در بازتابش سطحی<sup>۳</sup> پایین، دمای سطحی با افزایش بازتابش، کمابیش ثابت است. این مربوط به سطوح اشباع از آب، مثل زمینهای آبیاری شده است که تمام کارمایه‌ی صرف تبخیر می‌شود. در بازتابشهای بیشتر، دمای سطحی با فزونی گرفتن بازتابش شروع به افزایش می‌کند. در یک نقطه معین دمای خاک می‌تواند بر اثر تبخیر اداره شود، چراکه تغییر دما به سبب کاهش تبخیر در نتیجه‌ی رطوبت قابل دسترس کمتر خاک است. افزایش بازتابش موجب کاهش تابش خالص ( $R_n$ ) گردیده و افزایش شار دمای محسوس بر شدت این کاهش می‌افزاید. پس از یک مقدار آستانه‌ی مشخص بازتابش، دمای سطحی با افزایش بازتابش کاهش می‌یابد. رخدادن پدیده‌ی مزبور به دلیل این واقعیت است که رطوبت خاک به قدری کاهش می‌یابد

می‌توانید به ترتیب در شکل‌های ۲ و ۳ مشاهده کنید. در حالی که دو رابطه‌ی بازتابش - دما برای  $\lambda E_{max}(\alpha)$  و  $H_{max}(\alpha)$  قابل استخراج باشد، الگوریتم S-SEBI مقدار جزء تبخیر را به صورت زیر برآورد می‌زند، دما در ارتباط با رطوبت خاک، و در نتیجه شارهای حرارتی است. اگر  $\alpha$  بازتابش سطحی و  $T_o$  دمای سطحی باشد، با فرض اینکه  $T_{\lambda E}$  دمایی است برای یک بازتابش خاص، که در آن  $\lambda E_{max}(\alpha) = R_n - G_o$  و  $H = 0$  و  $T_H$  دمایی است که در آن  $\lambda E = 0$  و  $H_{max}(\alpha) = R_n - G_o$  بر قرار باشد خواهیم داشت:

$$EF_i = \frac{T_{H(i)} - T_{s(i)}}{T_{H(i)} - T_{\lambda E(i)}} \quad (3)$$

که در آن  $T_{s(i)}$  همان دمای سطح زمین پیکسل  $i$  ام است؛  $T_{\lambda E(i)}$  کمترین دمای مشاهده شده، و  $T_{H(i)}$  بیشترین دمای مشاهده شده متناظر با بازتابش پیکسل مورد نظر است. سادگی روش S-SEBI به این دلیل است که مقادیر  $T_H$  و  $T_{\lambda E}$  از خود تصویر قابل استخراج است. در شرایطی ممکن است که تعداد کافی از پیکسل‌های تر و خشک و تصویر موجود بوده و شرایط جوی در سراسر تصویر ثابت باشد. برای مثال، این روش برای تصویری که سراسر آن در یک منطقه‌ی کاملاً خشک یا کاملاً مرطوب باشد قابل استفاده نیست. برای یافتن مقادیر  $T_H$  و  $T_{\lambda E}$  از روابط زیر استفاده می‌شود:

$$T_{H(i)} = b + a(\alpha_{(i)}) \quad (4)$$

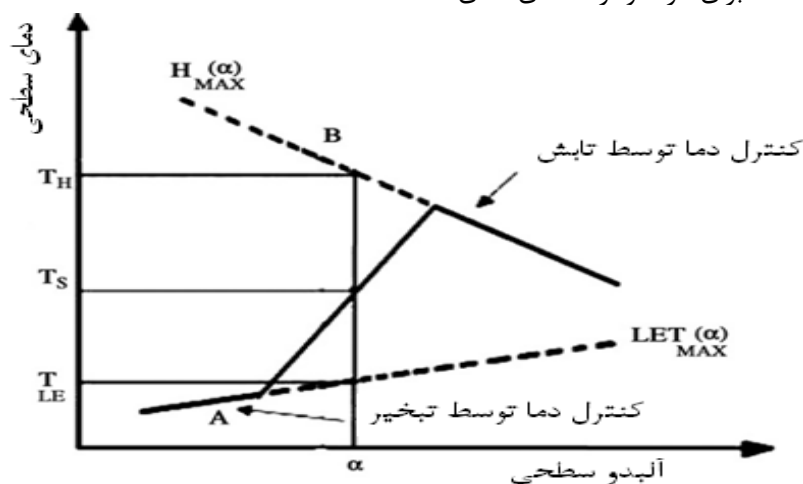
$$T_{\lambda E(i)} = d + c(\alpha_{(i)}) \quad (5)$$

که در آن  $\alpha_{(i)}$  مقدار بازتابشی سطحی در پیکسل مورد نظر؛ و  $a$  و  $b$  به ترتیب شیب و عرض از مبدأ نمودار

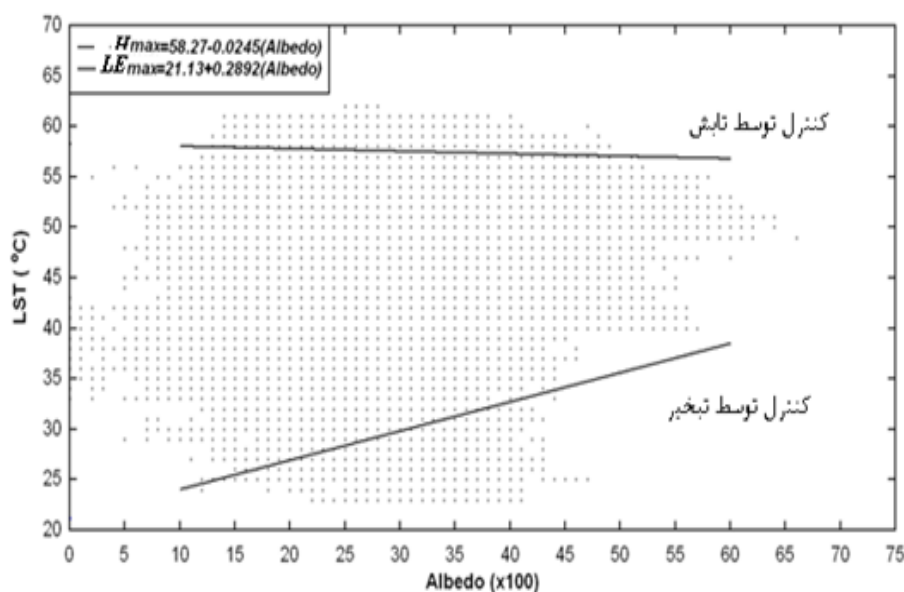
1 <https://wist.echo.nasa.gov>  
2 Reflectance  
3 Surface Albedo

سطح زمین- بازتابش مقادیر ثابتی هستند و با وایازی از مقادیر بیشترین و کمترین دمای سطحی به دست می‌آیند.

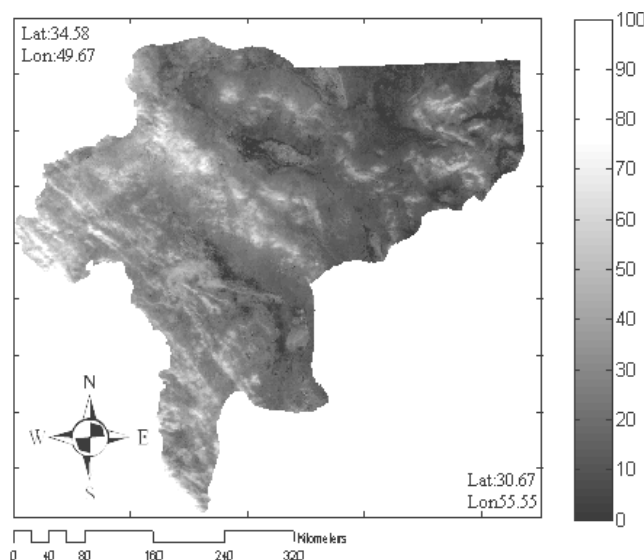
لبه تنظیم دما با تابش  $(H_{max}(\alpha))$  و  $c$  و  $d$  به ترتیب شیب و عرض از مبدأ نمودار لبه‌ی تنظیم دما با تبخیر  $(\lambda E_{max}(\alpha))$  می‌باشند، که برای هر نمودار نقطه‌ای دمای



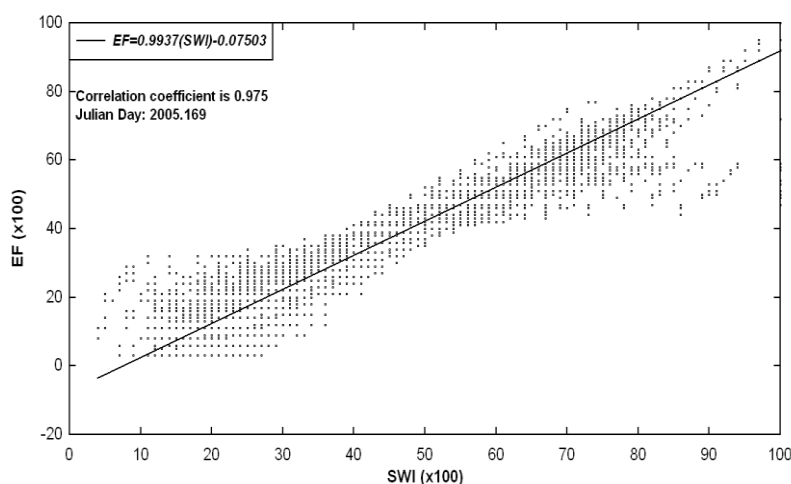
شکل ۱- طرح وارهی تنظیم دما بر اثر بازتابش و تبخیر از سطح خاک.  $H$  شار دمای محسوس،  $LET$  شار گرمای نهان تبخیر و  $\alpha$  بازتابش است (بر اساس Roerink et al., 2000).



شکل ۲ - نمودار پراکنش نقطه‌ای بازتابش - دمای سطح زمین به دست آمده از داده‌های ماهواره‌ای مادیس بر فراز استان اصفهان در یک روز آفتابی (روز گاهشمار قیصری ۲۰۹ سال ۲۰۰۱، برابر با ۳ اوت). محور افقی مقادیر بازتابش سطحی و محور عمودی دمای سطح زمین بر حسب درجه ی سانتیگراد است.



شکل ۳ - توزیع جغرافیایی جزء تبخیر در یک روز آفتابی (گاهشمار قیصری ۳۰۵ سال ۲۰۰۴، برابر با ۶ نوامبر).



شکل ۴ - نمونه‌ای از رابطه‌ی خطی بین SWI (نمایه خیزی خاک) و EF (جزء تبخیر): محور افقی مقادیر درصد خیزی خاک و محور عمودی درصد جزء تبخیر است (گاهشمار قیصری ۱۶۹ سال ۲۰۰۵، برابر با ۲۵ ژوئن).

که در آن  $a = 0.0587$  و  $b = 0.730$ ؛  $\alpha_p$  بازتابش سیاره‌ای و  $\alpha$  بازتابش سطحی است (چن و اوهرینگ ۱۹۸۳). بازتابی سیاره‌ای نیز بر اساس مقاله‌ی والینته و همکاران (۱۹۹۵) به صورت زیر از مقادیر نوار ۱ و ۲ سنجنده‌ی مادیس به دست می‌آید:

$$\alpha_p = 0.035 + 0.545(R_{b1}) + 0.32(R_{b2}) \quad (7)$$

که در آن  $R_{b1}$  و  $R_{b2}$  به ترتیب مقادیر متعلق به نوار ۱ و ۲ مادیس است؛ بنابراین، می‌توان رابطه‌ی زیر را از ترکیب دو معادله‌ی ۶ و ۷ برای استخراج بازتابی سطحی از سنجنده‌ی مادیس به کار برد:

#### د. استخراج بازتابش سطحی

باتوجه به نوع استفاده و سطح دقت مورد نیاز برای داده‌های بازتابش، از روشهای ساده شده‌ای که برای این منظور در مقالات مختلف ارائه گردیده‌اند استفاده شد. بازتابی سطحی، بر اساس رابطه‌ی ساده شده زیر از بازتابی سیاره‌ای<sup>۱</sup>، و با فرض عدم تاثیر عوامل دیگر به دست می‌آید:

$$\alpha_p = b + a(\alpha) \quad (6)$$

همچنین، مقادیر  $EFNDVI$  و دمای سطح زمین ( $LST$ )<sup>۳</sup> در تمام مناطق کشاورزی دیم و آبی در هر دو سال در مقاطع زمانی ۸ روزه میانگین‌گیری شده و در شکل‌های ۵ تا ۸ عرضه گردیده‌اند. محور افقی نشان‌دهنده گاهنمای قیصری است که از روز ۲۷۳ سال ۲۰۰۰ (۲۰۰۴) آغاز شده و تا روز ۲۰۹ سال ۲۰۰۱ (۲۰۰۵) ادامه دارد. برای ارزیابی نتایج، میان مقادیر به‌دست آمده در دو دوره‌ی ۲۰۰۰-۲۰۰۱ و ۲۰۰۴-۲۰۰۵ در مناطق تحت کشت آبی و دیم مقایسه میانگین نیز انجام شد (جدول ۱ و ۲).

$$\alpha = 0.7466(R_{b1}) + 0.4384(R_{b2}) - 0.0325 \quad (۸)$$

توجه داشته باشید که روش مزبور بسیار ساده بوده و برای استخراج بازتابش سطحی است و برای کاربردهای دیگر دقت کافی ندارد.

### ۵. استخراج شاخص خیسی خاک

با توجه به رابطه‌ی تنگاتنگ رطوبت خاک و جزء تبخیر، به‌منظور صحت‌سنجی مقادیر جزء تبخیر به‌دست آمده، شاخص خیسی خاک ( $SWI$ )<sup>۱</sup> به کمک تصاویر ماهواره‌ای استخراج شده و با مقادیر  $EF$  مقایسه انجام گردید. خیسی خاک ( $SWI$ )، یا درصدی از ظرفیت قابل دسترس خاک که از آب پر است، برای دوره‌های ۸ روزه‌ی مشابه استخراج و با مقادیر جزء تبخیر مقایسه شد (کشاورز و همکاران، ۱۳۸۹).

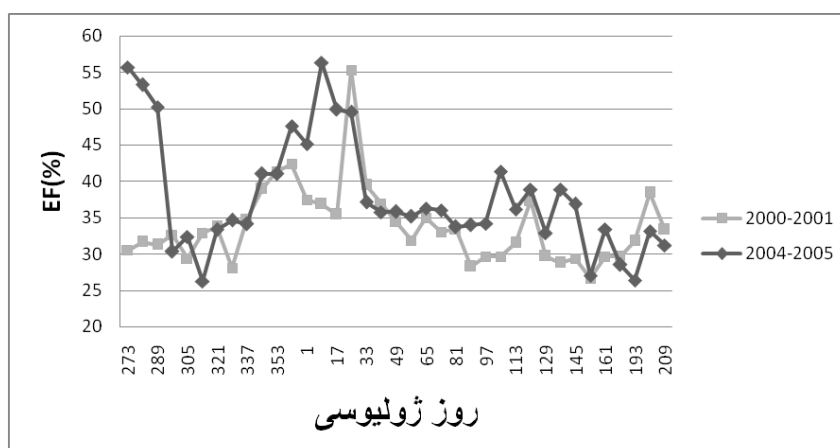
### نتایج و بحث

مقادیر  $EF$  با رسم مثلث‌های بازتابش-دمای سطح زمین با کاربرد رمزی که به همین منظور در برنامه‌ی  $MATLAB$  نوشته شده بود بطور خودکار، و برای هر دوره‌ی ۸ روزه، استخراج شدند. نمونه‌ای از توزیع جغرافیایی مقادیر  $EF$  را در شکل ۳ مشاهده می‌کنید. مقایسه‌ی مقادیر  $EF$  در مقابل شاخص خیسی خاک در همه‌ی دوره‌های ۸ روزه نشان‌دهنده‌ی وجود همبستگی بیش از ۹۰ درصد بین این دو متغیر بوده و این امر تأییدی است بر نظریه استخراج جزء تبخیر و مقادیری که برای آن در این تحقیق به دست آمده است. نمونه‌ای از این مقایسه را نیز می‌توانید در شکل ۴ مشاهده کنید. اگرچه این همبستگی در تمام گام‌های زمانی مشاهده می‌شود، اما پراکنش حول محور رابطه‌ی خطی بین دو متغیر در مقادیر  $NDVI$ <sup>۲</sup> بیش از ۷۰ درصد و یا کمتر از ۳۰ درصد افزایش می‌یابد. رابطه‌ی خوب جزء تبخیر و شاخص خیسی خاک همچنین نشان می‌دهد که رابطه‌ی ساده شده ۸، که در این تحقیق برای کاهش حجم محاسبات مربوط به استخراج بازتابش پیشنهاد شده، توانسته است به خوبی در برآورد مقادیر جزء تبخیر راهگشا باشد.

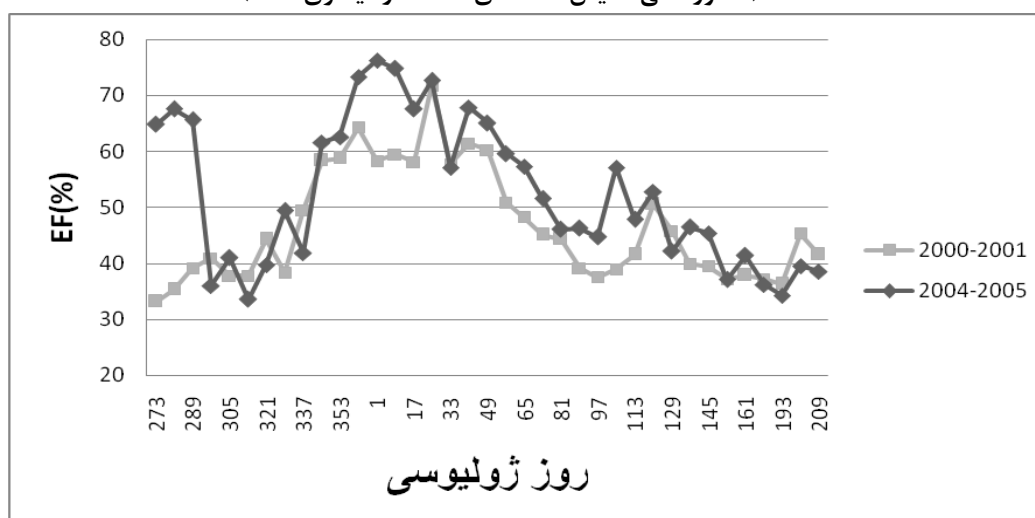
3 Land surface Temperature

1 Soil Wetness Index

2 Normalized Difference Vegetation Index



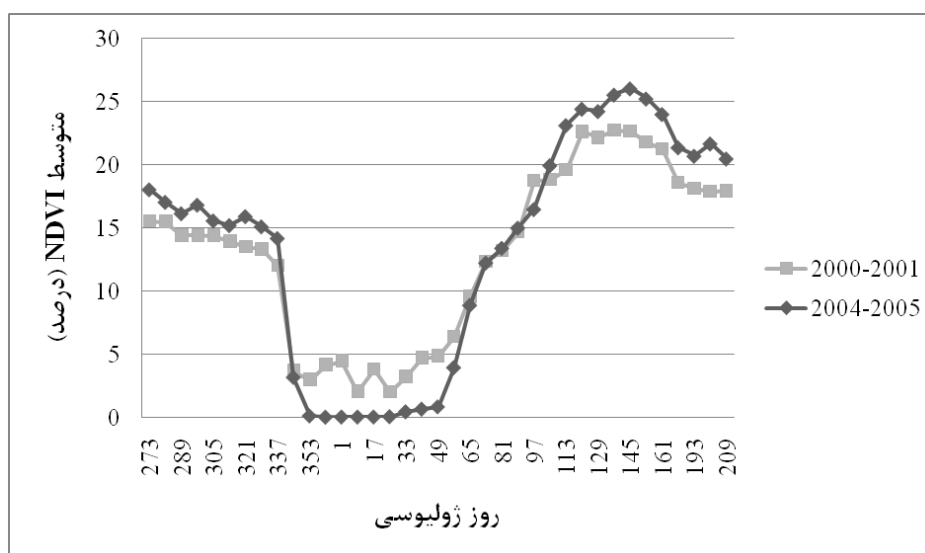
شکل ۵ - مقایسه‌ی متوسط مقادیر EF (جزء تبخیر) در همه‌ی مزارع تحت کشت آبی استان اصفهان در دو سال مورد مطالعه (محور افقی نمایش دهنده‌ی گاهشمار قیصری است).



شکل ۶ - مقایسه‌ی متوسط مقادیر EF (جزء تبخیر) در همه‌ی مزارع تحت کشت دیم استان اصفهان در دو سال مورد مطالعه (محور افقی نمایش دهنده‌ی گاهشمار قیصری است).

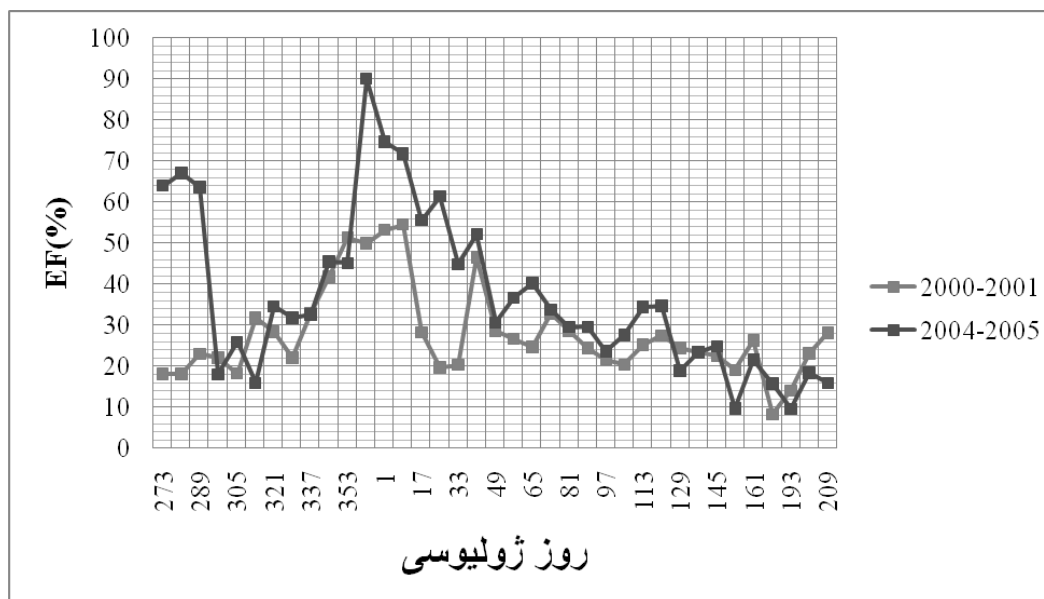


شکل ۷ - مقایسه ی متوسط مقادیر NDVI در همه ی مزارع تحت کشت آبی استان اصفهان در دو سال مورد مطالعه (محور افقی نمایش دهنده ی گاهشمار قیصری است).

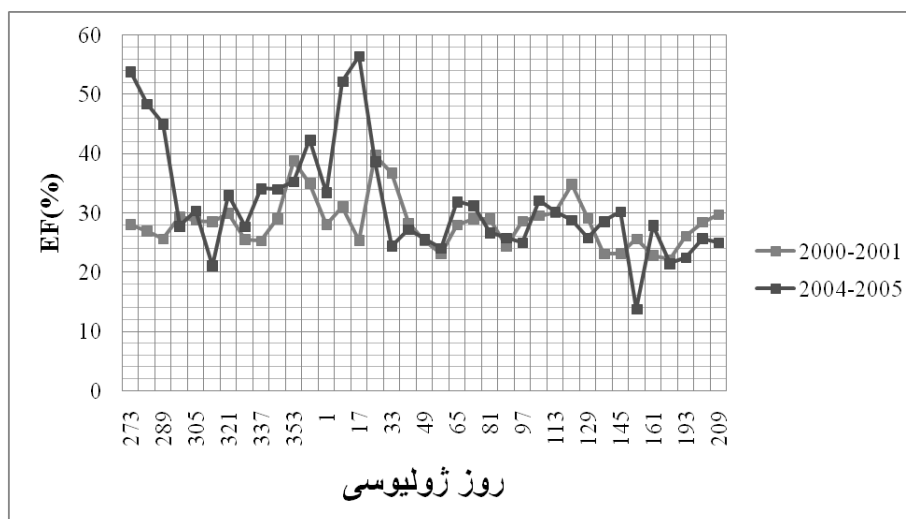


شکل ۸ - مقایسه ی متوسط مقادیر NDVI در همه ی مزارع تحت کشت دیم استان اصفهان در دو سال مورد مطالعه (محور افقی نمایش دهنده گاهشمار قیصری است).





شکل ۹ - مقایسه‌ی متوسط مقادیر  $EF$  (جزء تبخیر) در مزرعه‌ی تحت کشت دیم انتخاب شده در دو سال مورد مطالعه.



شکل ۱۰ - مقایسه‌ی متوسط مقادیر  $EF$  (بازتابش) در مزرعه‌ی تحت کشت آبی انتخاب شده در دو سال مورد مطالعه.

جدول ۱- نتایج مقایسه‌ی میانگین فراسنجه‌ها در مناطق دیم در سطوح ۵ و ۱ درصد (علامت مثبت نشان دهنده‌ی معنی دار بودن اختلاف میانگین است)

| کشت دیم | ۰/۰۵ | ۰/۰۱ | میانگین مشاهدات | میانگین مشاهدات | درجه‌ی آزادی خطا | CV    |
|---------|------|------|-----------------|-----------------|------------------|-------|
|         |      |      | سال ۲۰۰۰-۰۱     | سال ۲۰۰۴-۰۵     |                  |       |
| LST     | +    | +    | ۳۶/۰۳           | ۲۷/۴۱           | ۳۶               | ۶/۸   |
| NDVI    | -    | -    | ۰/۱۳۴           | ۰/۱۳            | ۳۶               | ۱۳/۸۹ |
| EF      | +    | +    | ۰/۴۶            | ۰/۵۳            | ۳۶               | ۱۳/۷  |

جدول ۲- نتایج مقایسه ی میانگین فراسنجها در مناطق آبی در سطوح ۵ و ۱ درصد (علامت مثبت نشان دهنده ی معنی دار بودن اختلاف میانگین است)

| CV | درجه ی آزادی خطا | میانگین مشاهدات سال ۲۰۰۴-۰۵ | میانگین مشاهدات سال ۲۰۰۰-۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۵ | کشت آبی |
|----|------------------|-----------------------------|-----------------------------|------|------|---------|
| ۲۳ | ۳۶               | ۲۱/۷۶                       | ۲۵/۳۴                       | +    | +    | LST     |
| ۸  | ۳۶               | ۰/۱۷۹                       | ۰/۱۶۶                       | +    | +    | NDVI    |
| ۱۵ | ۳۶               | ۰/۳۸                        | ۰/۳۴                        | +    | +    | EF      |

که میانگین مقادیر جزء تبخیر در سالهای ۲۰۰۴-۰۵ بطور معنی داری از میانگین آن در سالهای ۲۰۰۰-۰۱ بیشتر است و همخوانی خوبی با نتیجه ی مقایسه میانگین مقادیر رطوبت دارد. اما در منطقه ی مزرعه تحت کشت آبی (شکل ۱۰) تفاوت معنی داری گزارش نشد. دلیل این امر احتمالاً جبران کمبود آب گیاهان مناطق تحت کشت آبی به وسیله ی زارع است.

### نتیجه گیری

در این تحقیق داده های ماهواره ای حرارتی و انعکاسی از سنجنده ی مادیس در سالهای ۲۰۰۱-۲۰۰۰ و ۲۰۰۵-۲۰۰۴، که به ترتیب معرف دو دوره ی خشک و تر می باشند، با گامهای زمانی ۸ روزه بر فراز استان اصفهان استخراج گردیدند. سپس جزء تبخیر (EF) در دوره های ۸ روزه (متوسط ۸ روزه) که با ترسیم نمودار پراکنش نقطه ای مثلثی بین مقادیر دمای سطح زمین (LST) و بازتابی سطحی به دست آمد، استخراج و پایش شد. سپس برای مطالعه بیشتر مقادیر جزء تبخیر به دست آمده با مقادیر شاخص رطوبت خاک مقایسه گردید. همبستگی خوب جزء تبخیر و شاخص خیزی خاک نشان می دهد رابطه ی ساده شده ۸، که در این تحقیق برای کاهش حجم محاسبات مربوط به استخراج بازتابش پیشنهاد شده است، توانسته به خوبی در برآورد مقادیر جزء تبخیر راهگشا باشد. لازم به ذکر است که در کاربرد روش S-SEBI، یکی از سخت ترین مراحل تولید مقادیر جزء تبخیر محاسبه ی بازتابش است که در این مقاله با فرضیات ساده کننده محاسبه شده و نتایج قابل قبولی ارائه گردیده اند.

در مجموع می توان چنین نتیجه گرفت که از مقادیر EF استخراج شده با روشی که در این مقاله معرفی شد می توان در ساده کردن استخراج تبخیر- تعرق با الگوریتم

برای این منظور، هر مقطع زمانی یک بلوک، و هر یک از دو سال مورد مطالعه یک تیمار در نظر گرفته شد. مقایسه ی میانگین با آزمون دانکن نشان می دهد که میانگین مقادیر به دست آمده برای EF در هر دو منطقه ی دیم و آبی در سطح ۰/۰۱ در سالهای ۲۰۰۰-۰۱ بطور معنی داری کمتر از ۲۰۰۴-۰۵ می باشند (شکل های ۵ و ۶ و جداول ۱ و ۲)، و میانگین مقادیر دمای سطح زمین ۲۰۰۰-۰۱ نیز بطور معنی داری بیشتر از سال ۲۰۰۵-۰۴ می باشد، که نمودار تغییرات آن نمایش داده نشده است. در مورد NDVI، اگرچه در مناطق آبی معنی دار بود (شکل ۷)، ولی اختلاف معنی داری در مناطق دیم (شکل ۸) مشاهده نشد. در خلال فصل سرما (دسامبر تا فوریه)، کاهش مقادیر NDVI (شکل های ۷ و ۸) و دمای سطح زمین به حداقل را شاهد هستیم (خواب زمستانی)، که همراه با افزایش مقادیر جزء تبخیر (شکل های ۵ و ۶) است. به عبارت دیگر، نبودن پوشش گیاهی کاهش تعرق، و در نتیجه کاهش مصرف آب را به همراه داشته است. اگر چه در این زمان تبخیر به علت کاهش دما بطور چشمگیری کاهش می یابد، اما جزء تبخیر یا مقداری از کارمایه ی خالص دریافتی که صرف تبخیر می شود به علت کاهش مصرف آب از طریق گیاه و رخدادهای بارندگی در این فصل افزایش نشان می دهد که خود نشان دهنده ی صحت نتایج حاصله است.

در ادامه، برای کنکاش بیشتر مجدداً مقادیر EF در مقیاس مزرعه ای، و در دو منطقه ی کشاورزی هر کدام به وسعت ۹ هکتار (حدود ۵۶ هکتار)، یکی تحت کشت آبی ( $Lat=32^{\circ} 48'$ ,  $Lon=51^{\circ} 38'$ ) و دیگری کشت دیم ( $Lat=31^{\circ} 14'$ ,  $Lon=51^{\circ} 34'$ ) به ترتیب در شکل های ۹ و ۱۰ مقایسه گردیده اند. مقایسه ی میانگین مقادیر جزء تبخیر در مزرعه ی دیم (شکل ۹) نشان می دهد

جایگزین مناسبی برای آن به شمار آید. البته این که دقت کدام روش بیشتر است نیاز به تحقیق بیشتری دارد.

*S-SEBI* استفاده نمود. این امر با توجه به اینکه الگوریتم *S-SEBI* بسیار ساده‌تر از روش سبال است می‌تواند

### References:

1. Keshavarz, M.R., Vazifedoust, M., and Alizadeh, A., (2011). Development of Soil Wetness Deficit Index (SWDI) using MODIS satellite data. Iranian Journal of Irrigation and drainage No. 3, Vol. 4: 465-477
2. Akbari, M., Toomanian, N., Droogers, P., Bastiaanssen, W., and Gieske, A., (2007), Monitoring irrigation performance in Esfahan, Iran, using NOAA satellite imagery. agricultural water management, 88: 99 – 109.
3. Bastiaanssen, W.G. M., Menenti, M., Feddes, R.A., and Holtslag, A.A., (1998), A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): I. Formulation. Journal of Hydrology, 212-213: 198 – 212.
4. Bastiaanssen, W.G.M., Molden, D.J., and Makin, I.W., (2000), Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. Agricultural Water Management, 46:137-155.
5. Brutsaert, W., and Sugita, M., (1992), Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation. Journal of Geophysical Research, 97: 18377-18382.
6. Chen, T.S., and Ohring, G., (1983), On the Relationship between Clear-Sky Planetary and Surface Albedos. Atmospheric Science, 41:156-158.
7. Crago, R., and Brutsaert, W., (1996), Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. Journal of Hydrology, 178: 241 – 255.
8. Farah, H.O., Bastiaanssen, W.G.M., and Feddes, R.A., (2004), Evaluation of the temporal variability of the evaporative fraction in a tropical watershed. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 5:129 – 140.
9. Franks, S.W., and Beven, K.J., (1997), Estimation of evapotranspiration at the landscape scale: A Fuzzy disaggregation approach. Water Resources Research, 33: 2929-2938.
10. Gentine, P., Entekhabi, D., Chehbouni, A., Boulet, G., and Duchemin, B., (2007), Analysis of evaporative fraction diurnal behavior. Agricultural and Forest Meteorology, 143: 13 – 29.
11. Gómez, M., Sobrino, J.A., Olioso, A., and Jacob, F., (2005), Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and Thermal Camera. Remote Sensing of Environment, 96(3-4):399-408.
12. Hoedjes, J.C.B., Chehbouni, A., Jacob, F., Ezzahar, J., and Boulet, G., (2008), Deriving daily evapotranspiration from remotely sensed instantaneous evaporative fraction over olive orchard in semi, arid Morocco. Journal of Hydrology, 354: 53 – 64.
13. Nichols, W.E. and Cuenca, R.H., (1993), Evaluation of the evaporative fraction for parameterization of the surface energy balance. Water Resources Research, 29: 3681-3690.
14. Roerink, G.J., Su, Z., and Menenti, M., (2000), S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. Physics and Chemistry of the Earth. Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 25(2): 147-157.
15. Santos, C.A.C., Silva, B.B., and Usher Neale, C.M., (2009), Analyses of the evaporative fraction using eddy

- covariance and remote sensing techniques. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE:451-458.
16. Shuttleworth, W.J., Gurney, R.J., Hsu, A.Y., and Ormsby, J.P., (1989), FIFE: The variation in energy partitioning at surface flux sites. In: Rango A. (Ed.), Remote Sensing and Large-Scale Global Processes, IAHS Publication, 186, International Association of Hydrologic Science, Wallingford, Oxfordshire, England, 67-74.
  17. Sobrino, J.A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J.C., Olioso, A., and Chehbouni, G., (2005), A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX Campaigns. Journal of Hydrology, 315:117-125.
  18. Sobrino, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J.C., and Olioso, A., (2007), Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. Remote Sensing of Environment, 110: 139-148
  19. Verstraeten, W.W., (2006), INTEGRATION OF REMOTELY SENSED HYDROLOGICAL DATA INTO AN ECOSYSTEM CARBON FLUX MODEL. PhD thesis .Katholieke university the LEUVEN.
  20. Verstraeten, W.W., Veroustraete, F., and Feyen, J., (2008), Assessment of Evapotranspiration and Soil Moisture Content Across Different Scales of Observation. Sensors 8:70-117.