



## بررسی قابلیت مدل توازن انرژی سطح (سبال) و متغیرهای بیوفیزیک حاصل از داده‌های ماهواره‌ای در تخمین رطوبت خاک در مناطق خشک

راحله صادق زاده پوده<sup>۱</sup>، محمد زارع<sup>۲\*</sup>، محمدحسین مختاری<sup>۳</sup>، محمداخوان قالیباف<sup>۴</sup>

۱. کارشناس ارشد مدیریت مناطق بیابانی، دانشگاه یزد

۲. استادیار، گروه مدیریت مناطق بیابانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه یزد

۳. استادیار، گروه علوم خاک، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه یزد

\* نویسنده مسئول: [mzernani@yazd.ac.ir](mailto:mzernani@yazd.ac.ir)

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۱/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۱۸

### چکیده

یکی از مولفه‌های کلیدی در مطالعه انرژی و فرآیندهای هیدرولوژیکی رطوبت خاک است که به دلیل سختی اندازه‌گیری مستقیم آن، به روش غیر مستقیم اندازه‌گیری می‌شود. بسیاری از روش‌های موجود مانند اینرسی حرارتی، شاخص‌های پوشش گیاهی، دما و شاخص طیفی نرمال شده آب (NDWI) دارای محدودیت‌های ویژه‌ای از قبیل عدم تصویربرداری در شب و روز و تفاوت در روش محاسبه برای ساعات مختلف شبانه روزی هستند. بنابراین، پیدا کردن روشی جدید برای محاسبه رطوبت خاک که مبتنی بر دمای خاک یا تغییرات طیفی آب و خاک باشد، بسیار ضروری است. اگرچه رطوبت خاک به‌طور مستقیم در خوارزمیک (الگوریتم) توازن انرژی محاسبه نمی‌شود، ولی به دلیل این‌که از تمامی متغیرهای اثرگذار بر تغییرات رطوبت خاک برای محاسبه تبخیر تعرق در مدل توازن انرژی استفاده می‌شود، می‌توان از این مدل برای محاسبه رطوبت خاک استفاده کرد. منطقه خشک جرقویه سفلی به‌عنوان منطقه مورد مطالعه در مجاورت پلایای گاوخونی در استان اصفهان قرار دارد. این منطقه با نوسانات اقلیمی و همچنین خشک شدن تالاب در سال‌های اخیر با کاهش رطوبت خاک روبرو بوده است. هدف از این پژوهش بررسی قابلیت مدل‌های توازن انرژی مبتنی بر تصاویر ماهواره‌ای و ارزیابی متغیرهای بیوفیزیک حاصل از تصاویر ماهواره‌ای در تخمین رطوبت خاک است. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل تصاویر سنجنده مودیس در روزهای تقویم میلادی ۳۲۰ و ۳۲۱ سال ۲۰۱۴ و نتایج اندازه‌گیری زمینی ۳۳ نمونه خاک برداشت شده از عمق ۳۰-۰ سانتیمتر است. با اندازه‌گیری رطوبت خاک به‌صورت نقطه‌ای و محاسبه آن به روش رطوبت حجمی، تبخیر و تعرق با استفاده از خوارزمیک توازن انرژی (سبال) برآورد شد. بر اساس نتایج این پژوهش، همبستگی بین متغیرهای بهره‌گیری شده در خوارزمیک سبال و اندازه‌گیری زمینی رطوبت خاک بالا است. از میان متغیرهای سبال؛ بیشترین همبستگی بین رطوبت خاک و تبخیر تعرق روزانه خوارزمیک سبال به مقدار ۰/۵۱ و ۰/۶۸ برای روزهای ۱۶ و ۲۰۱۴/۱۱/۱۷ مشاهده شد. با وجود همبستگی معنی‌دار به‌دست آمده بین متغیرهای مختلف الگوریتم سبال شامل آلبیدوی سطح، شار گرمایی خاک، شار گرمایی محسوس تابش خالص و دمای سطحی با رطوبت خاک، تبخیر و تعرق حاصل از خوارزمیک سبال متغیر مناسب تری در برآورد رطوبت سطح خاک تشخیص داده شد.

واژگان کلیدی: رطوبت خاک؛ سنجنده مودیس؛ سبال؛ مناطق خشک؛ پلایای گاوخونی

## ■ مقدمه

بسیاری از روش‌های موجود مانند اینرسی حرارتی، شاخص‌های پوشش گیاهی، شاخص‌های دمایی دارای محدودیت‌های ویژه‌ای از قبیل مشکل در دریافت تصاویر در شب و روز و تفاوت در روش محاسبه اینرسی حرارتی برای ساعات مختلف شبانه روز هستند. همچنین شاخص‌های دما و پوشش گیاهی نیازمند وجود مناطق وسیع هستند. به همین دلیل نیاز به کشف روشی جدید برای محاسبه رطوبت خاک که مبتنی بر دمای خاک یا تغییرات طیفی آب و خاک باشد را بیش از پیش نمایان کرد. نتایج پژوهشی که برای بررسی روند تغییرات جهانی تبخیر و تعرق با استفاده از امواج موج کوتاه بر روی رطوبت خاک انجام گرفت، نشان دهنده روند کاهش تبخیر - تعرق جهانی و تاثیر مثبت رطوبت خاک بر تغییرات تبخیر- تعرق است (Gokman et al., 2012).

هرچند رطوبت خاک به‌طور مستقیم در الگوریتم توازن انرژی محاسبه نمی‌شود، ولی به دلیل اینکه از تمامی مولفه‌های اثر گذار بر تغییرات رطوبت خاک برای محاسبه تبخیر- تعرق در این خوارزمیک استفاده می‌شود، می‌توان از این مدل برای محاسبه رطوبت خاک استفاده کرد (Bastiaanssen et al., 1998). خوارزمیک سبال مدل پردازشی تصویر است که تبخیر و تعرق و دیگر تبدیل‌های انرژی در سطح زمین را با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌های سنجنش از دور که تشعشعات مرئی، مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز حرارتی را اندازه می‌گیرند، محاسبه می‌کند. خوارزمیک سبال بیان کاملی از تشعشع و انرژی سطوح، به همراه جریان گرمای محسوس و زبری آئرودینامیک سطوح تهیه می‌کند. تبخیر و تعرق به‌عنوان جزئی از انرژی در هر پیکسل محاسبه می‌شود. این روش نخستین بار به منظور برآورد تبخیر- تعرق در مناطق هموار و نواحی کشاورزی ارائه شد. اما در نسخه ارائه شده در سال ۲۰۰۲، تصحیح‌های لازم برای کاربرد سبال در مناطق ناهموار و کوهستانی نیز به روش اضافه شد (Allen et al., 2002).

تاکنون پژوهش‌های زیادی برای برآورد رطوبت خاک با استفاده از روش‌های مبتنی بر توازن انرژی انجام شده و تمامی آن‌ها نتایج قابل قبولی ارائه داده‌اند.

رطوبت خاک یک متغیر ضروری حاکم بر ارتباط متقابل سطح زمین و جو است (Dong et al., 2015). این متغیر نسبت رواناب به نفوذ را کنترل نمود و بر توسعه پوشش گیاهی، چرخه کربن و بارش تاثیر زیادی دارد (Njoku et al., 1996). اطلاعات مربوط به رطوبت خاک را می‌توان با برداشت زمینی به‌دست آورد، ولی این اطلاعات به چند علت برای یک پژوهش کافی نیست. نخست این‌که برداشت زمینی در مقیاس نقطه‌ای و برای مناطق کوچک صورت می‌گیرد و این اطلاعات جواب‌گوی مناطق وسیع نیست، همچنین برداشت زمینی در مناطق وسیع و ناهموار، نیازمند صرف هزینه و وقت بسیار است. در مقابل، فن‌آوری سنجنش از راه دور فرصتی را برای اندازه‌گیری رطوبت خاک در مقیاس بزرگ فراهم می‌کند. در سال‌های اخیر فنون مختلف سنجنش از راه دور برای برآورد رطوبت خاک در مقیاس‌های فرانقطه‌ای توسعه یافته است (Van et al., 2012). این فن‌آوری‌ها، به‌طور عمده بر امواج مایکروویو و سنجنش از راه دور نوری تمرکز داشته است (احمد و همکاران، ۲۰۱۰؛ Das et al. 2011؛ et al. 2008؛ Ghulam & Njoku, 1996؛ Mallick et al. 2007؛ Entekhabi & Paloscia et al. 2006؛ Pierdicca et al. 2010؛ Zhang & Vivoni et al. 2008؛ Sano et al. 1998؛ al. 2010). سنجنده‌های مبتنی بر امواج مایکروویو قابلیت گسترده‌ای در سنجنش آب‌وهوا در تمامی ساعات شبانه روز را داشته و در نتیجه در مطالعه رطوبت خاک نقش به‌سزایی دارد. با این وجود، سنجنده مایکروویو محدودیت‌هایی را نسبت به سنجنده نوری (اسپکترورادیومتر) دارد (Lu et al., 2012). مایکروویو فعال (رادار)، دارای قدرت تفکیک مکانی بالا، قدرت تفکیک زمانی پایین و جمع‌آوری داده با صرف هزینه زیاد همراه است. در مقابل سنجنده‌های سنجنش از راه دور غیر فعال با قدرت تفکیک زمانی بالا، قدرت تفکیک مکانی پایین در دسترس هستند. استفاده از محدوده پهنای باند باریک‌تر، محدوده اسکن گسترده‌تر، داده‌های رایگان و در دسترس روزانه از قابلیت‌های سنجنده‌های غیر فعال مودیس است.

است که یک برآورد خوب بین اندازه‌گیری‌های زمینی و مدل توازن انرژی وجود دارد.

با استفاده از سنجنده *ASCAT* ماهواره *MetOP* و سنجنده *AMSR-E* ماهواره *Aqua* مقدار رطوبت سطحی خاک را برآورد شد (*Brocca et al., 2011*). نتایج حاصل با نتایج به‌دست آمده از برداشت زمینی در ۱۷ منطقه از چهار کشور اروپایی مقایسه شد. نتایج نشان دهنده دقت بیشتر سنجنده *AMSR* در برآورد رطوبت خاک بود.

هدف از این پژوهش بررسی امکان برآورد رطوبت لایه سطحی خاک با استفاده از پارامترهای خوارزمیک توازن انرژی (*SEBAL*) در مناطق خشک و ایجاد رابطه بین رطوبت خاک به‌دست آمده از اندازه‌گیری زمینی با شیب تبخیر-تعرق به‌دست آمده از خوارزمیک سبال با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس است. نتایج این پژوهش می‌تواند به عنوان روشی کاربردی در مطالعات برآورد رطوبت خاک توسط محققان مختلف استفاده شود.

## ■ مواد و روش‌ها

### معرفی منطقه مورد مطالعه

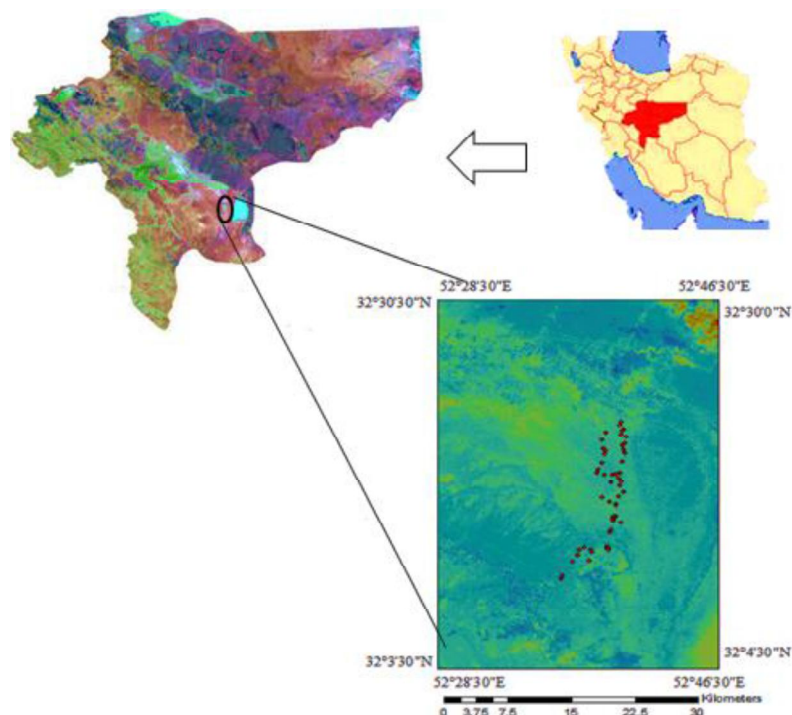
منطقه مورد مطالعه (جرقوبه سفلی) در نزدیکی شهر ورزنه و در مجاورت تالاب گاو خونی واقع در استان اصفهان در طول ۵۲ درجه و ۴۶ دقیقه تا ۵۲ درجه و ۲۸ دقیقه شرقی و عرض ۳۲ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۲ درجه و ۴ دقیقه شمالی واقع شده است. (شکل ۱). شهر ورزنه به علت نزدیکی به پلایا دارای آب و هوای گرم و خشک است. میانگین بارندگی سالانه این منطقه حدود ۸۰ میلی‌متر است. حداکثر سرعت باد در این منطقه، ۳۵ متر در ثانیه و جهت وزش باد از شمال غرب به جنوب شرق است. بیشینه درجه حرارت در تیرماه  $42^{\circ}\text{C}$  و کمینه آن در دی ماه  $5/6^{\circ}\text{C}$  و میانگین درجه حرارت سالانه  $17/2^{\circ}\text{C}$  اندازه‌گیری شده است.

در پژوهشی با استفاده از مدل توازن انرژی مبتنی بر سنجش از دور (*SEBS*)، رطوبت خاک در منطقه قونیه ترکیه برآورد شد (*Gokman et al., 2012*). مقایسه شارمحسوس محاسبه شده از مدل با داده‌های زمینی و داده‌های هواشناسی با استفاده از روش نسبت باوون انجام شد. نتایج نشان دهنده همبستگی بالا بین شارگرمایی محاسبه شده و مقادیر رطوبت خاک و قابلیت روش توازن انرژی در برآورد رطوبت خاک در مقیاس بزرگ است.

در پژوهشی با استفاده از یک روش ترکیبی تبخیر-تعرق و با بهره‌گیری از داده‌های *BEAREX08*<sup>۱</sup>، رطوبت خاک در غرب ایالات متحده محاسبه شد (*Neale et al., 2012*). در این روش، ابتدا اندازه‌گیری رطوبت خاک در منطقه ریشه در اعماق مختلف انجام گرفت. سپس از مدل تعادل انرژی *TSEB* و مدل ضریب گیاهی مبتنی بر بازتاب استفاده شد. مدل *TSEB* تبخیر-تعرق واقعی را نشان می‌دهد، در حالی که مدل ضریب گیاهی برای محاسبه تبخیر-تعرق نیاز به داده زمینی دارد. محاسبه تبخیر-تعرق واقعی با استفاده از مدل *TSEB* در مزرعه پنبه انجام شد. اندازه‌گیری رطوبت خاک در اعماق مختلف انجام و برای تخمین مقدار رطوبت خاک از مدل *TSEB* کمک گرفته شد. نتایج نشان داد که مدل ترکیبی تبخیر-تعرق مبتنی بر سنجش از دور از دقت قابل قبولی برخوردار بوده و همچنین مدل *TSEB* از دقت بالایی برای تخمین رطوبت خاک برخوردار است.

در پژوهش دیگری، برای برآورد رطوبت خاک از سطح دما پایه و ضریب انتقال تبخیر و تعرق استفاده کردند. آزمایش‌های میدانی برای بررسی ارتباط بین این دو روش با استفاده از تصاویر ماهواره مودیس در سال‌های ۲۰۰۶-۲۰۰۵ انجام شد (*Ju et al., 2010*). نتایج نشان دهنده وجود رابطه لگاریتمی بین رطوبت خاک و ضریب تبخیر است. بررسی زمینی و تحلیل داده‌های ایستگاه هواشناسی نشان می‌دهد که روش فوق از ۴۶ درصد اعتبار برخوردار

<sup>1</sup>Bushland Evapotranspiration and Agricultural Remote Sensing Experiment



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه الف) در ایران، ب) استان اصفهان و ج) منطقه نمونه برداری بر روی تصویر ماهواره ای مودیس (جرقویه سفلی)

مجدد نیست. با این وجود برای بررسی صحت مختصات تصاویر از نقشه‌های محدوده اراضی و قطعات زراعی منطقه مورد مطالعه، استفاده شد.

#### داده‌های زمینی

##### داده‌های مربوط به اندازه‌گیری رطوبت خاک:

برای ارزیابی دقت و کارایی مدل سبال برای برآورد رطوبت خاک نیاز به برداشت زمینی رطوبت خاک است. به همین دلیل تعداد ۳۳ نمونه به صورت تصادفی در عمق ۰-۳۰ سانتیمتر خاک برداشت شد. پس از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، رطوبت خاک به روش مستقیم (درصد رطوبت وزنی) اندازه‌گیری شد. (شکل ۱).

##### داده‌های ایستگاه هواشناسی:

برای اجرای کامل مدل سبال به داده‌های هواشناسی شامل ساعت آفتابی، سرعت باد، دمای نقطه شبنم، رطوبت نسبی و دمای هوا نیاز است که از طریق سازمان هواشناسی کشور تهیه شد.

#### داده‌های مورد استفاده

##### تصاویر ماهواره‌ای

در این پژوهش برای برآورد رطوبت خاک از تصاویر سنجنده *MODIS* ماهواره ترا استفاده شد. این تصاویر دارای قدرت تفکیک مکانی متوسط و قدرت تفکیک زمانی بالایی هستند. در نخستین گام برای آماده‌سازی تصاویر، عملیات تبدیل باندهای ۱ تا ۷ سنجنده به بازتابندگی و تبدیل به تابندگی باندهای حرارتی انجام شد. سپس باندهای مورد نیاز از تصاویر با یکدیگر ادغام و محدوده مورد مطالعه برش و برای استفاده در محیط نرم افزار *ILWIS* آماده گردید.

تصاویر ذکر شده از مجموعه محصولات *Level 1B* مودیس بوده که داده‌های آن واسنجی شده و مشخصات جغرافیایی و زمین مرجع شدن به آن‌ها ضمیمه شده است. پس از آنکه تصاویر در قالب *HDF* از سایت مودیس دانلود شد، با استفاده از نرم‌افزار *ENVI 5* به فرمت *Image* و سیستم تصویر *UTM* تبدیل شد. با این روش مختصات تصاویر ماهواره‌ای حفظ شده و نیاز به تصحیح هندسی

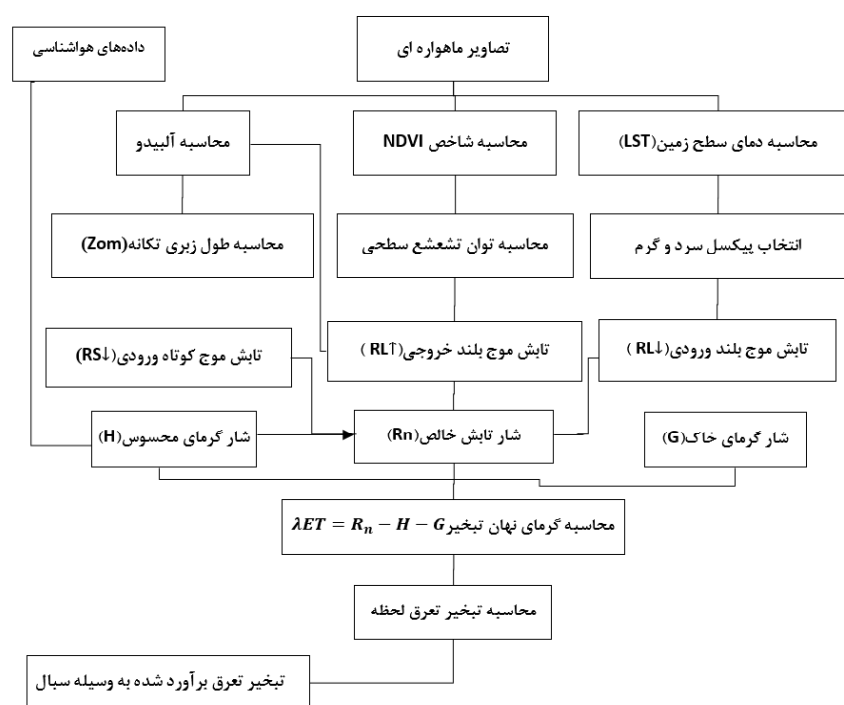
## خوارزمیک سبال

به مصرف تبخیر- تعرق می‌رسد، بر اساس مقدار باقیمانده انرژی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (1)$$

در معادله فوق،  $\lambda ET$  شار گرمای نهان ( $w/m^2$ )،  $R_n$  شار تابش خالص در سطح زمین ( $w/m^2$ )،  $G$  شار گرمای خاک ( $w/m^2$ ) و  $H$  شار گرمای محسوس ( $w/m^2$ ) است. خوارزمیک سبال یکی از خوارزمیک های سنجش از دور است که تبخیر و تعرق گیاه را بر اساس تعادل لحظه ای انرژی در سطح هر پیکسل از یک تصویر ماهواره ای محاسبه می نماید (کریمی و همکاران، ۱۳۸۹). شکل ۲ نمودار جریانی محاسبه مدل سبال را نشان می‌دهد.

روش های مبتنی بر توازن انرژی سطح ( $SEB^1$ ) بر ترکیب مدل های تجربی و فیزیکی با در نظر گرفتن فرضیه های ساده کننده، استوار است. بنابراین، بیشتر مدل های کاربردی (از قبیل  $S-SEBI^2$ ،  $SEBAL^3$ ،  $METRIC^4$ ،  $SEBS^5$ ) با استفاده مستقیم از تصاویر ماهواره ای، میزان اختلاف دمای هوا و زمین را محاسبه و به طور غیر مستقیم تبخیر- تعرق گیاه را برآورد می نمایند. تخمین مقدار تبخیر- تعرق مرجع (متناظر با گرمای نهان تبخیر یا  $LE$ ) از طریق سنجش از دور، بر ارزیابی توازن انرژی خصوصیات سطوح مختلف شامل ضریب آلیبدو، شاخص سطح برگ، پوشش گیاهی و دمای سطح ( $T_s$ ) استوار است. در واقع، در این روش ها شار گرمای نهان که



شکل ۲- نمودار جریانی مراحل انجام مدل *SEBAL*

خروجی است (Allen et al., 2002).

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2)$$

که در آن:

نخستین گام به منظور حل معادله توازن انرژی سطحی در خوارزمیک سبال، محاسبه شار تابش خالص سطحی ( $R_n$ ) با استفاده از شارهای تابش ورودی و

<sup>1</sup>Surface Energy Balance (SEB)

<sup>2</sup>Surface Energy Balance Index

<sup>3</sup>Surface Energy Balance Algorithm for Land

<sup>4</sup>Mapping Evapo Transpiration at high Resolution with Internalized Calibration

<sup>5</sup>Surface Energy Balance System

$$B_i = \frac{2\pi \cdot h \cdot c^2}{\lambda_i^5 \times \left[ \text{Exp} \left( \frac{h \cdot c}{k \cdot \lambda_i \cdot T} \right) - 1 \right]} \quad (8)$$

که در آن:

$H$ : ثابت پلانک ( $6.262 \times 10^{-34} \text{ J.S}^{-1}$ ),  $C$ : سرعت نور  
 $K$ : ثابت بولتزمن ( $1.381 \times 10^{-23} \text{ J/k}$ ),  
 $\lambda_i$ : طول موج هر باند (میکرومتر) و  $T$ : دمای سطحی  
 جسم سیاه (یا دمای روشنایی) به درجه کلوین است.  
 در واقع، تابش موج کوتاه ورودی، شار تابش خورشیدی است که به صورت تابش مستقیم و پراکنده به سطح زمین می‌رسد و مقدار شار تابش خورشیدی برای زمان تصویر و شرایط آسمان صاف و بدون ابر، به صورت زیر محاسبه می‌شود (Liang, 2001).

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (9)$$

که در آن:

$G_{sc}$  ثابت خورشیدی ( $1367 \text{ W/m}^2$ ),  $\cos \theta$  کسینوس زاویه خورشید،  $dr$  معکوس مربع فاصله زمین تا خورشید و  $T_{sw}$ : ضریب شفافیت اتمسفر می‌باشد. مقدار  $R_{s\downarrow}$  بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ ( $\text{W/m}^2$ ) بسته به زمان و مکان تصویر متغیر است.

تابش موج بلند خروجی، شار تابش حرارتی گسیل شده از سطح زمین به اتمسفر است با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Allen et al., 2002).

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (10)$$

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (11)$$

در این رابطه  $\rho_1$  و  $\rho_2$  به ترتیب بازتاب طیفی باندهای قرمز و مادون قرمز نزدیک است.

چنانچه مقادیر  $NDVI$  کمتر از ۰/۲ باشد، پیکسل به عنوان پیکسل فاقد پوشش گیاهی یا با پوشش گیاهی خیلی کم در نظر گرفته می‌شود، و مقدار  $\varepsilon_0$  به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$R_{s\downarrow}$  تابش موج کوتاه ورودی ( $\text{W/m}^2$ )؛  $R_{L\downarrow}$  تابش موج بلند ورودی ( $\text{W/m}^2$ )؛ تابش موج بلند خروجی ( $\text{W/m}^2$ )؛  $\alpha$  نسبت بازتابش (آلبیدوی) سطحی و  $\varepsilon_0$  گسیل مندی (توان تشعشعی سطحی) باندهای حرارتی است.  
 در این مطالعه آلبیدوی سطحی به صورت نسبت تابش الکترومغناطیسی منعکس شده از سطح، به تابش موج کوتاه رسیده از خورشید تعریف می‌شود. آلن و همکاران روابط زیر را برای برآورد مقدار نسبت بازتابش (آلبیدو) در خوارزمیک سبال پیشنهاد دادند (Allen et al., 2002).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path-radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (3)$$

که در آن:

$\alpha_{toa}$  آلبیدوی بالای جو،  $\alpha_{path-radiance}$  آلبیدوی ناشی از رادیانس مسیر، مقدار آن بین ۰/۰۴ تا ۰/۲۵ که در سال ۲۰۰۰ مقدار آن را به صورت کلی ۰/۰۳ بیان شد (Bastiaanssen, 2000)،  $T_{sw}$  شفافیت جوی است. مولفه ضریب شفافیت اتمسفری ( $\tau_{sw}$ ) نیز با فرض وجود آسمان صاف و بدون ابر با استفاده از رابطه مبتنی بر ارتفاع که در نشریه فائو-۵۶ آمده است محاسبه می‌شود.

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times Z \quad (4)$$

$$\alpha_{toa} = \sum (\omega_i \times \rho_i) \quad (5)$$

در رابطه بالا،  $P_i$  بازتابندگی هر باند و  $\Omega_i$  ضریب وزنی برای هر باند است.

$$\omega_i = \frac{ESUN_i}{\sum ESUN_i} \quad (6)$$

$$ESUN_i = \frac{B_i \cdot 4\pi \cdot R_s^2}{4\pi \cdot d_s^2} \quad (7)$$

که در آن:

$Esuni$  میانگین تابش ورودی خورشید در بالای جو برای هر باند،  $Bi$  تابش جسم سیاه در دمای معین ( $\text{W/m}^2$ )،  $Rs$  شعاع کره خورشید ( $0.7 \times 106 \text{ Km}$ ) و  $ds$  فاصله زمین تا خورشید است.

در رابطه فوق،  $T_{31}$  و  $T_{32}$  به ترتیب دمای روشنایی برحسب ( $K$ ) مربوط به باندهای ۳۱ و ۳۲ سنجنده مودیس هستند.

تابش طول موج بلند ورودی، شار تابش حرارتی از اتمسفر به زمین است که با استفاده از رابطه استفان بولتزمن قابل محاسبه است (Allen et al., 2002).

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (17)$$

که در آن:

$\varepsilon_a$ : توان تشعشعی اتمسفر (بدون بعد)،  $\sigma$ : ثابت استفان بولتزمن ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$ ) و  $T_a$ : دمای هوای نزدیک سطح ( $K$ ) است.

گسیل مندی ( $\varepsilon_a$ ) اتمسفر از رابطه ۱۸ به دست می‌آید.

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{SW})^{0.09} \quad (18)$$

شار گرمایی خاک ( $G$ ) انتقال گرما در خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی است. از آن جا که فرآیند محاسبه مستقیم مقدار شار گرمای خاک با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مشکل است، در روش سیال ابتدا نسبت  $G/R_n$  در نیمه روز، با استفاده از معادله تجربی ارائه شده توسط باستیانس (۲۰۰۰) به صورت زیر محاسبه می‌شود (Allen et al., 2002).

$$G = \left( \frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \right) * R_n \quad (19)$$

که در آن:

$T_s$ : دمای سطحی ( $^{\circ}C$ ) و  $\alpha$  آلبدوی سطحی است. مقدار  $G$  با ضرب کردن نسبت فوق در  $R_n$  به دست می‌آید.

$$H = \frac{\rho \cdot C_p \cdot dT}{r_{ah}} \quad (20)$$

که در آن:

$$\varepsilon_0 = 0.9832 - 0.058 \rho_1 \quad (12)$$

اگر مقدار  $NDVI$  بین ۰/۲ تا ۰/۵ باشد، پیکسل به صورت ترکیبی از پوشش گیاهی و خاک در نظر گرفته می‌شود و مقدار  $\varepsilon_0$  برابر است با:

$$\varepsilon_0 = 0.971 + 0.018P_V \quad (13)$$

که در آن:

$P_V$  کسر پوشش گیاهی است که با استفاده از رابطه ارائه شده توسط کارلسون و ریپلی (۱۹۹۷) به صورت زیر قابل محاسبه است (Zhao et al., 2009).

$$P_V = \frac{(NDVI - NDVI_{min})^2}{(NDVI_{max} - NDVI_{min})^2} \quad (14)$$

تاکنون خوارزمیک‌های مختلفی برای محاسبه دمای سطح زمین ( $T_s$ ) توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است. نوری (۱۳۸۸) با مقایسه پنج خوارزمیک روزانه مجزا برای تعیین دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس، دقت بیشتر خوارزمیک کول و کاسیلیس (۱۹۹۷) را اعلام کرد. این خوارزمیک به صورت زیر قابل محاسبه خواهد بود.

$$T_{B-n} = \frac{C_2}{\lambda \ln \left( 1 + \frac{C_1}{\lambda^5 L_{\lambda n}} \right)} \quad (15)$$

که در آن:

$n$ : شماره باند،  $T_{B-n}$ : دمای روشنایی باند  $n$  بر حسب  $(K)$ ،  $L_{\lambda n}$ : تابش طیفی باند  $n$  میانگین طول موج باند  $n$  ( $\mu m$ )،  $C_1 = 1.1191066 \times 10^8$  و  $C_2 = 1.438 \times 10^4$  است.

(۱۶)

$$LST = 0.39T_{31}^2 + 2.34T_{31} - 0.78T_{31}T_{32} - 1.34T_{32} + 0.39T_{32}^2 + 0.56$$

سبال، مقدار  $ET_{24}$  را با فرض اینکه  $ET_f$  لحظه‌ای، مشابه با میانگین  $ET_f$  در طول ۲۴ ساعت است، محاسبه می‌شود. از آنجا که همه داده‌های ساعتی برای ایستگاه ورزش در اختیار نبود، امکان محاسبه  $ET_r$  به روش مذکور فراهم نبود و مقدار ۲۴ ساعته  $ET_r$  برای روزهای مورد مطالعه، با استفاده از روش اولیه سبال انجام شد (Bastiaanssen, 2000).

$$ET_{24} = (\lambda * RN_{day}) / 28,588 \quad (21)$$

$$\lambda = \lambda ET_r / (\lambda ET_r + H) \quad (22)$$

که در آن:

$Rn_{day}$ : عبارت است از شار تابش خالص روزانه،  
 $\lambda ET_r$ : شار گرمای نهان و  $\lambda$ : گرمای نهان تبخیر ( $J/Kg$ ) است.

در این مطالعه خوارزمیک سبال برای دو روز متوالی با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس اجرا شد و با مقادیر رطوبت خاک به دست آمده از اندازه‌گیری زمینی به روش مستقیم مورد مقایسه قرار گرفت.

### ■ نتایج

همان‌گونه که اشاره شد خوارزمیک سبال از لایه‌های مختلفی تشکیل شده است. در این فرآیند شاخص‌هایی از قبیل شاخص گیاهی  $NDVI$ ، آلبیدو سطحی و دمای سطحی و غیره با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای محاسبه می‌شوند. در این بخش پس از بررسی یافته‌های به دست آمده از معادله توازن انرژی (۱) برای تصاویر مورد استفاده از سنجنده مودیس، همبستگی بین محاسبات زمینی رطوبت خاک و پارامترهای اصلی برآورد تبخیر-تعرق از معادله توازن انرژی بررسی شد. در این پژوهش برای هر دو تصویر مقدار آلبیدو سطحی محاسبه گردید جدول ۱ مقدار آلبیدو را برای پیکسل‌های سرد (مناطق با پوشش گیاهی مناسب) و گرم (مناطق خشک) نشان می‌دهد.

$\rho$ : چگالی هوا ( $Kg/m^3$ )؛  $C_p$ : گرمای ویژه هوا (1004  $J/Kg/K$ )؛  $dT$ : اختلاف دما ( $T_1-T_2$ ) بین دو ارتفاع ( $Z_1-Z_2$ ) بر حسب درجه کلوین ( $K$ ) و  $r_{ah}$  مقاومت آیرودینامیکی ( $m/s$ ) در برابر انتقال گرماست.  
 شار گرمای محسوس تابعی از گرادیان دما، زبری سطح و سرعت باد است. چگالی هوا با توجه به نقشه ارتفاعی و دمای سطحی برای هر پیکسل محاسبه می‌شود. این محاسبات بر اساس تابعی از گرادیان دما، زبری سطح و سرعت باد توسعه داده شده است. با این وجود حل معادله ۲۰ به دلیل دو عامل ناشناخته (یعنی  $g_{rah}$  و  $dT$ ) مشکل است. در روش سبال برای برآورد شار گرمای محسوس، ابتدا دو پیکسل آستانه انتخاب می‌شوند یکی از پیکسل‌ها که پیکسل سرد نامیده می‌شود مربوط به منطقه‌ای است که به‌طور کامل پوشیده از پوشش گیاهان آبیاری شده است. دمای سطح زمین در این پیکسل نزدیک دمای هواست و تبخیر و تعرقی معادل تبخیر و تعرق مرجع دارد. پیکسل دوم که پیکسل گرم نامیده می‌شود، زمین کشاورزی و بدون پوشش گیاهی و خشک است. در این پژوهش از  $NDVI$ ، دمای سطحی تصحیح شده و آلبیدوی سطح برای انتخاب پیکسل استفاده شده است، به طوری که نقطه‌ایی با  $NDVI$  حداکثر، دمای سطحی پایین و آلبیدو پایین به عنوان پیکسل سرد انتخاب شد. و برای انتخاب پیکسل گرم، نقطه‌ایی خشک با آلبیدوی سطحی و دمای سطحی بالا انتخاب شد. در مدل سبال برای به دست آوردن اختلاف دمای هوای ( $dT$ ) در هر پیکسل، نخست باید این پارامتر را برای نزدیک سطح پیکسل‌های سرد و گرم به دست آورد سپس با ایجاد رابطه خطی بین این دو پیکسل، مقدار  $dT$  را برای سایر پیکسل‌ها می‌توان به دست آورد. در آخر مقدار شار گرمای محسوس بر اساس شرایط جوی و فرایند تکراری تصحیح می‌گردد (Bastiaanssen et al., 1998).

### تبخیر تعرق روزانه

اغلب مقادیر روزانه تبخیر-تعرق ( $ET_{24}$ ) کاربرد بیشتری نسبت به مقادیر لحظه‌ای دارند. در خوارزمیک

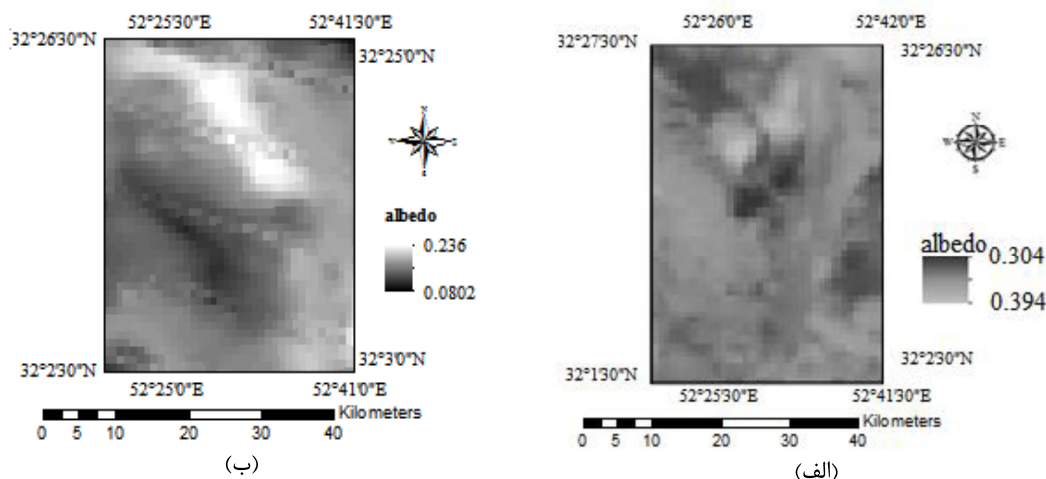


جدول ۱- نتایج برآورد آلبیدوی در پیکسل‌های سرد و گرم

سال	سنجنده	تاریخ	آلبیدو پیکسل سرد	آلبیدو پیکسل گرم
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۰	۰/۱۱	۰/۲۶
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۱	۰/۱۹۹	۰/۲۲

نشان می‌دهد.

شکل ۳ نقشه‌های برآورد آلبیدو سطحی برای منطقه مورد مطالعه در تاریخ‌های ۱۶ و ۱۷ نوامبر سال ۲۰۱۴ را



شکل ۳- نقشه نسبت بازتابش (آلبیدو) سطحی برای منطقه مورد مطالعه در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

کاسیلیس (۲۰۰۲) (رابطه ۱۶) برای برآورد دمای سطح زمین در تصاویر MODIS استفاده شد نتایج دمای سطحی (LST) برآورد شده برای پیکسل‌های سرد و گرم تصاویر در جدول ۲ ارائه شده است. همان‌طور که انتظار می‌رفت دمای سطحی، در پیکسل سرد کمتر از پیکسل گرم است.

### دمای سطح زمین (LST)

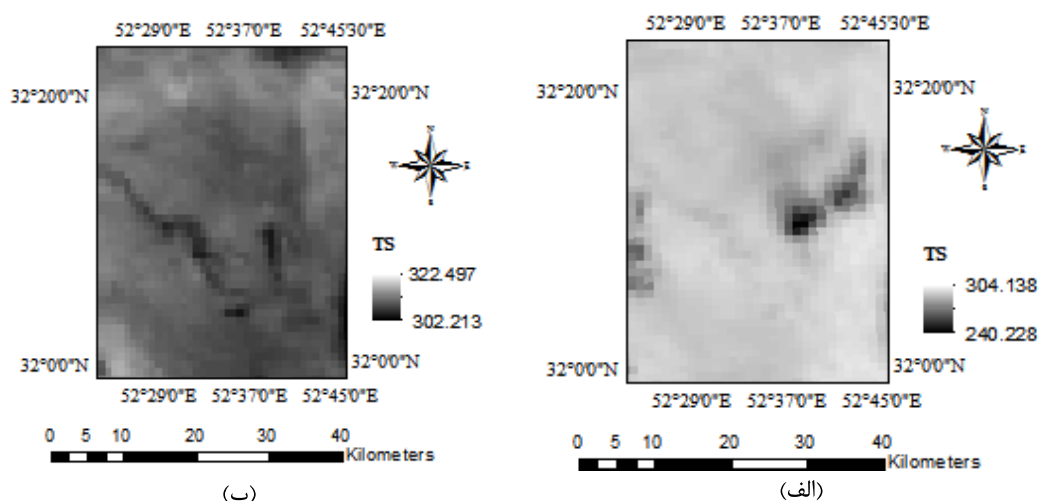
یکی از مولفه‌های مهم در بررسی‌های مربوط به تغییر اقلیم و برآورد بیلان تابش در مطالعات توازن انرژی است. در این پژوهش از خوارزمیک پیشنهادی کول و

جدول ۲- نتایج برآورد LST پیکسل‌های سرد و گرم

سال	سنجنده	تاریخ	LST پیکسل سرد	LST پیکسل گرم
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۰	۲۸۹	۲۹۶
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۱	۲۹۳	۳۰۰

پیکسل‌های دمای کمینه در تصاویر بسیار کم هستند. دمای سطح زمین بسیار به تغییرات پوشش گیاهی و بافت خاک وابسته است.

شکل ۴ مقدار دمای سطحی برای منطقه مورد مطالعه را در فصل پاییز نشان می‌دهد، در هر دو تصویر برای بیشتر مناطق دمای همسانی را دیده می‌شود. همچنین



شکل ۴- نقشه دمای سطحی برای منطقه مورد مطالعه در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

### تابش خالص (RN)

اختلاف بین جریان تابش‌های ورودی و بازتابیده بوده و معیاری از مقدار انرژی موجود در سطح زمین به شمار می‌رود. محاسبه تابش خالص بر اساس رابطه (۲) نیازمند به دست آوردن تابش‌های موج بلند ورودی و خروجی، همچنین تابش موج کوتاه ورودی است. مقادیر

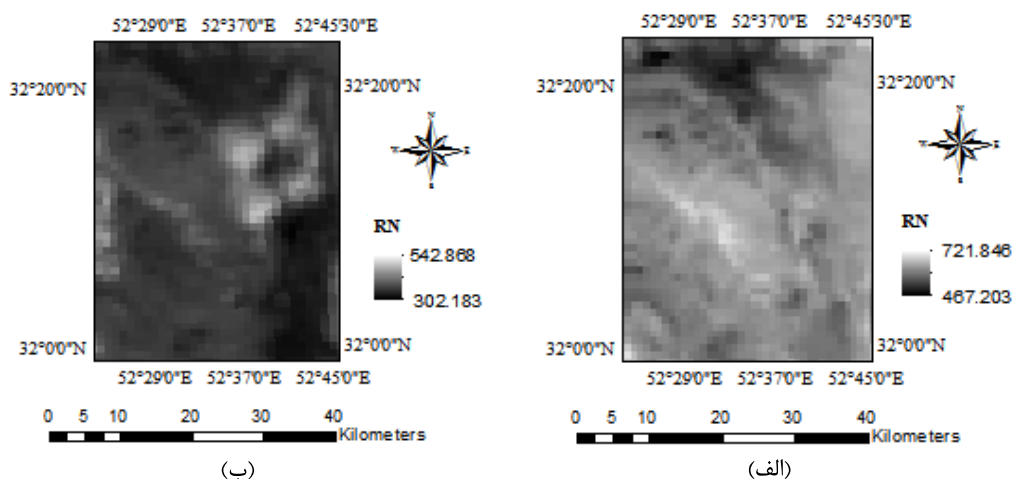
برآورد شده تابش خالص برای پیکسل‌های سرد و گرم در جدول ۳ ارائه شده است. همان‌طور که انتظار می‌رفت مقدار این پارامتر در تمام تصاویر برای پیکسل سرد بیشتر از پیکسل گرم است، که این امر به دلیل ذخیره انرژی در پوشش گیاهی است که اتلاف آن را کاهش می‌دهد.

جدول ۳- مقادیر شار تابش خالص سطحی ( $W/m^2$ ) برای پیکسل‌های سرد و گرم

سال	سنجنده	تاریخ	RN پیکسل سرد	RN پیکسل گرم
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۰	۴۸۲	۳۴۷
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۱	۶۷۸	۵۱۸

شکل ۵ مقدار شار تابش خالص را در تاریخ‌های نمونه برداری (۱۶ و ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴) نشان می‌دهد. بیشتر بودن مقدار شار تابش خالص در تاریخ ۲۰۱۴/۱۱/۱۷

نسبت به روز قبل نشان دهنده رطوبت خاک بیشتر یا فشار رطوبت هوای بالاتر است.



شکل ۵- نقشه شار تابش خالص را برای منطقه مورد مطالعه در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

## شار گرمایی خاک (G)

در طول روز، بخشی از انرژی رسیده به سطح زمین موجب گرم شدن خاک شده و جریان حرارتی در خاک، به وسیله یک گرادیان حرارتی موجب گرم شدن لایه بالایی خاک می‌شود. مقدار گرم شدن، با توجه به مقدار

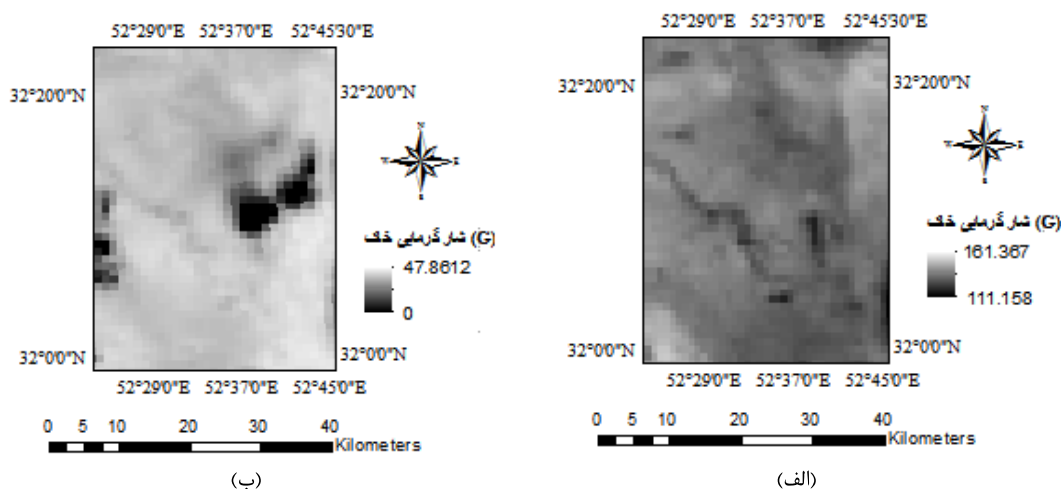
پوشش گیاهی متفاوت است، زیرا وجود پوشش گیاهی مانع رسیدن نور به سطح زمین می‌شود. همچنین شرایط رطوبت سطحی نیز بر مقدار انتقال حرارت خاک موثر است (خاکبازان فرد، ۱۳۹۰). مقادیر برآورد شده شار گرمایی خاک برای پیکسل‌های سرد و گرم تصاویر در جدول ۴ ارائه شده است.

جدول ۴- مقادیر شار گرمایی خاک برای پیکسل‌های سرد و گرم

سال	سنجنده	تاریخ	G پیکسل سرد	G پیکسل گرم
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۰	۲۸	۴۶
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۱	۱۳۱	۱۴۸

افزایش دمای سطح خاک موجب افزایش تفاوت دما بین خاک سطحی و زیرسطحی می‌شود که این امر نیز به نوبه خود موجب افزایش مقدار شار گرمایی خاک خواهد شد. این برهمکنش علت اصلی بیشتر بودن مقدار شار

گرمای خاک در پیکسل گرم نسبت به پیکسل سرد است. شکل ۶ شار گرمایی خاک برآورد شده را برای تصاویر روزهای نمونه برداری نشان می‌دهند.



شکل ۶- نقشه شار گرمایی خاک برای منطقه مورد مطالعه در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

## شار گرمای محسوس (H)

در خوارزمیک سببال شار گرمای محسوس ابتدا برای دو سطح زمین خاص برآورد می‌شود. نخست برای سطحی خشک با دمای سطحی بالا که در آن شار گرمای نهان

بسیار اندک است و پیکسل گرم نامیده می‌شود. دیگری برای سطحی مرطوب با دمای سطحی کم که در آن شار گرمای نهان زیاد است و پیکسل سرد نامیده می‌شود. در جدول ۵ مقادیر برآورد شده این پارامتر برای پیکسل‌های سرد و گرم تصاویر آورده شده است.

جدول ۵- مقادیر شار گرمای محسوس برای پیکسل‌های سرد و گرم

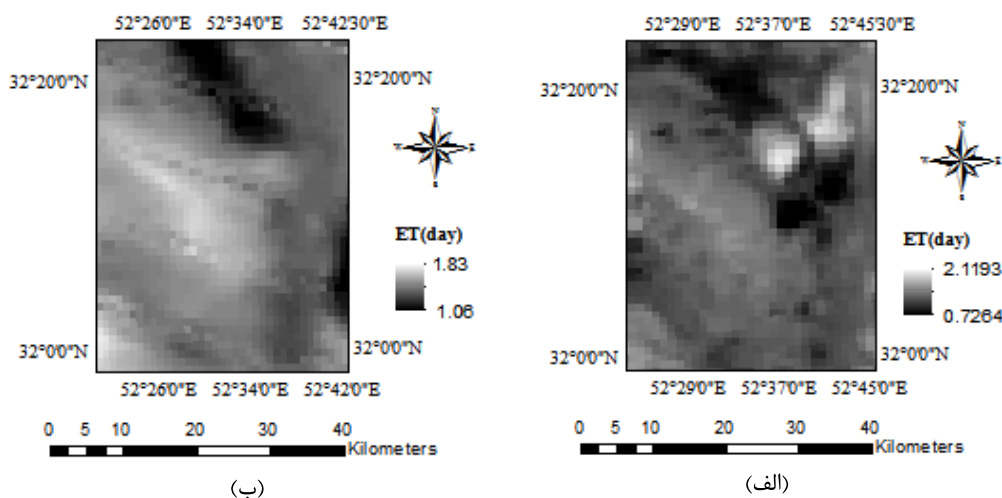
سال	سنجنده	تاریخ	$H$ پیکسل سرد	$H$ پیکسل گرم
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۰	۵۰	۱۵۰
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۱	۴۵	۱۴۸

**تبخیر تعرق روزانه:** پس از محاسبه مقدارهای شار تابش خالص ( $Rn$ )، شار تابش محسوس ( $H$ ) و شار گرمای خاک ( $G$ )، مقدار شار گرمای نهان تبخیر لحظه‌ای بر پایه رابطه (۱) برای هر پیکسل محاسبه شد. سپس با استفاده از رابطه (۲۱) مقدار تبخیر-تعرق واقعی لحظه‌ای ( $ET_{inst}$ ) برآورد شد. در پایان با استفاده از روشی که

توسط (Bastiansen., 2000) ارائه شد، تبخیر تعرق روزانه به دست آمد. نتایج مربوط به تبخیر تعرق روزانه برای هر پیکسل در جدول ۶ نشان داده شده است. شکل ۷ نیز به ترتیب نقشه تبخیر تعرق روزانه برای منطقه مورد مطالعه در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴ را نشان می‌دهد.

جدول ۶- مقادیر تبخیر-تعرق ( $mm/day$ ) برای پیکسل‌های سرد و گرم

سال	سنجنده	تاریخ	$ET$ پیکسل سرد	$ET$ پیکسل گرم
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۱	۱/۵۳	۱/۱۷
۲۰۱۴	MODIS	۳۲۰	۱/۷۴	۱

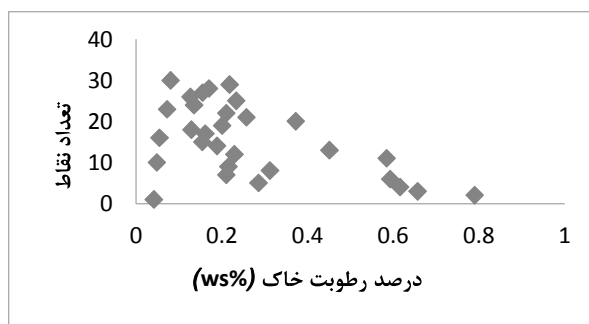


شکل ۷- نقشه تبخیر تعرق روزانه برای منطقه مورد مطالعه در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

### رطوبت خاک:

نتایج مربوط به برداشت ۳۳ نمونه خاک در عمق ۳۰-۰ سانتیمتر در منطقه مورد مطالعه بررسی شد (شکل ۸). در مرحله بعد با محاسبه تبخیر-تعرق روزانه با استفاده از

خوارزمیک سبال، اقدام به برآورد همبستگی بین رطوبت خاک متغیرهای اصلی خوارزمیک سبال شد (شکل‌های ۹ تا ۱۴). نتایج نشان داد که از بین متغیرهای اصلی خوارزمیک سبال، رطوبت خاک بیشترین ضریب همبستگی را با تبخیر تعرق روزانه دارد.

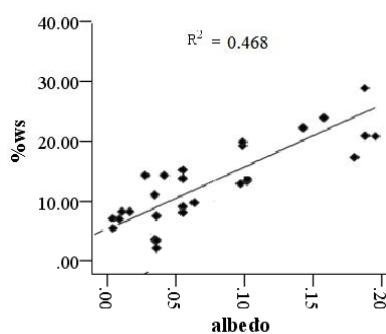


شکل ۸- نتایج مربوط به اندازه گیری رطوبت خاک به روش وزنی

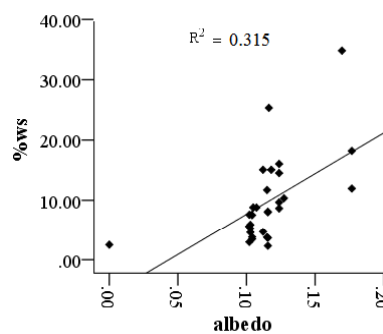
### نتایج همبستگی:

مولفه‌های تبخیر تعرق روزانه، آلبیدوی سطحی و شار گرمایی خاک دیده می‌شود و کمترین مقدار آن در دمایی سطحی خاک وجود دارد. این نتایج بیانگر بیشترین اثر تبخیر تعرق بر تغییرات رطوبت خاک و کمترین تاثیر دمای سطحی بر تغییرات رطوبت خاک است.

نتایج مربوط به بررسی همبستگی بین پارامترهای خوارزمیک سبال و درصد رطوبت خاک در شکل‌های ۹ تا ۱۴ نشان داده شده است، از بین پارامترهای خوارزمیک سبال، بیشترین همبستگی با رطوبت خاک به ترتیب در

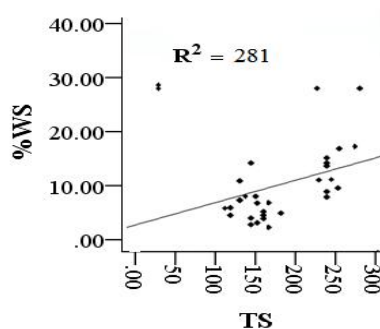


(ب)

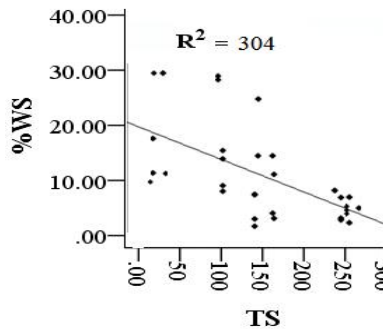


(الف)

شکل ۹- همبستگی بین رطوبت خاک و آلبیدو سطحی را در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

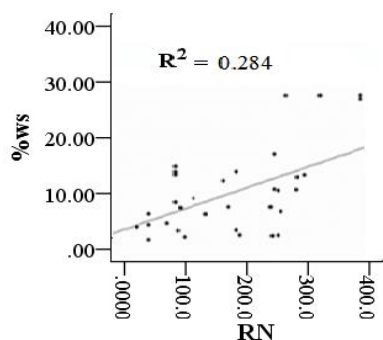


(ب)

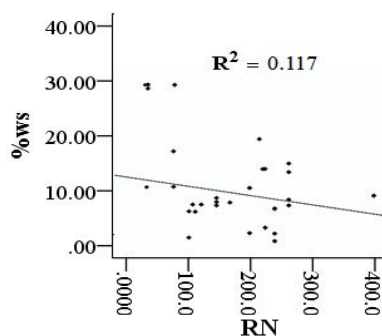


(الف)

شکل ۱۰- همبستگی بین رطوبت خاک و دمای سطحی را در تاریخ‌های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

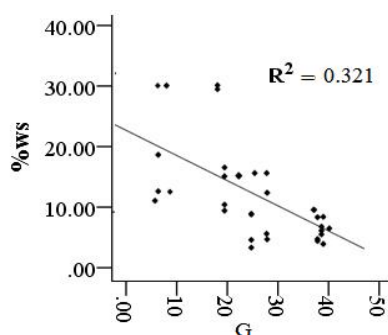


(ب)

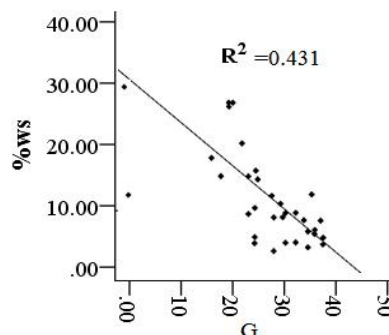


(الف)

شکل ۱۱- همبستگی بین رطوبت خاک و شار تابش خالص را در تاریخ های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

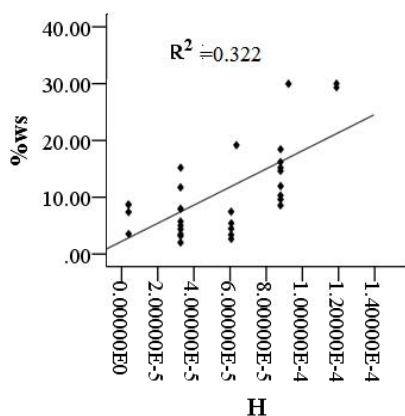


(ب)

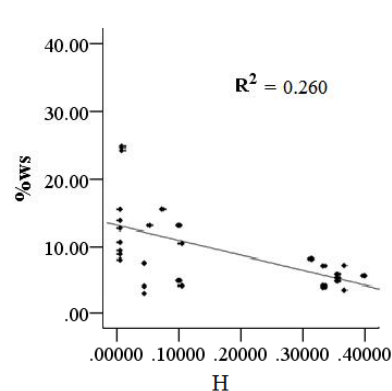


(الف)

شکل ۱۲- همبستگی بین رطوبت خاک و شار تابش گرمایی خاک را در تاریخ های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

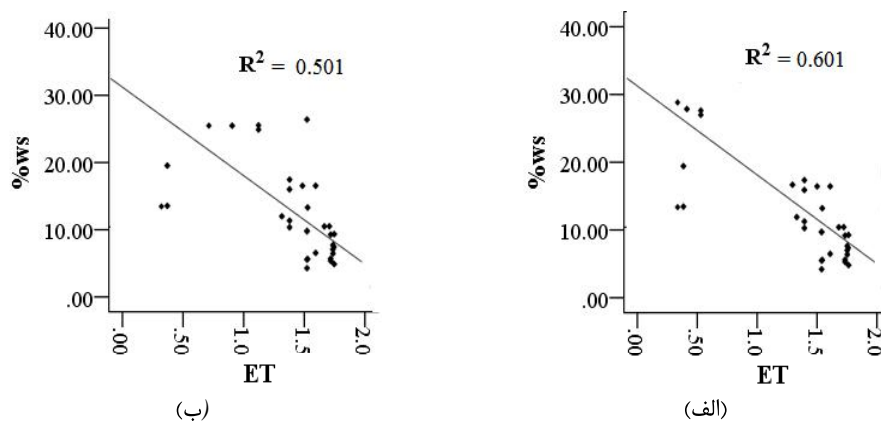


(ب)



(الف)

شکل ۱۳- همبستگی بین رطوبت خاک و شار گرمای محسوس را در تاریخ های (الف) ۱۶ و (ب) ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴



شکل ۱۴- همبستگی بین رطوبت خاک و تبخیر - تعرق روزانه را در تاریخ های ۱۶ و ۱۷ نوامبر ۲۰۱۴

### ■ بحث و نتیجه گیری

روش نسبت باوون، در پژوهش انجام شده برای محاسبه رطوبت خاک در منطقه قونیه ترکیه، نشان دهنده همبستگی خوب ( $r^2=0.57$ ) بین شار گرمایی محاسبه و مقادیر رطوبت خاک است (Gokman et al., 2012). نتایج کلی این پژوهش ثابت کرد که رطوبت خاک در مقیاس بزرگ را می توان با استفاده از روش توازن انرژی سطح محاسبه کرد. نتایج این پژوهش در انطباق با نتایج پژوهش Neale و همکاران (۲۰۱۲) است که با استفاده از یک روش ترکیبی تبخیر-تعرق و با بهره گیری از داده های سنجش از دور هوایی *Bearex08* رطوبت خاک را در غرب ایالات متحده محاسبه کردند. اندازه گیری رطوبت خاک در اعماق مختلف انجام شد و برای تخمین مقدار رطوبت خاک از مدل *TSEB* استفاده شد. نتایج نشان داد که مدل ترکیبی تبخیر تعرق مبتنی بر سنجش از دور دقت قابل توجهی دارد. همچنین مدل *TSEB* از دقت بالایی برای تخمین رطوبت خاک برخوردار است.

بر پایه نتایج کلی این پژوهش، با وجود همبستگی معنی دار به دست آمده بین متغیرهای مختلف الگوریتم سببال شامل آلبیدوی سطح، شار گرمایی خاک، شار گرمایی محسوس تابش خالص و دمای سطحی با رطوبت خاک، تبخیر و تعرق حاصل از خوارزمیک سببال متغیر مناسب تری در برآورد رطوبت سطح خاک تشخیص داده شد.

در این پژوهش قابلیت متغیرهای مدل توازن انرژی سطح مبتنی بر سنجش از دور (شش شاخص دما، آلبیدو، شار گرمایی خاک، تابش خالص، و شار گرمایی محسوس) در مجموعه مدل سببال برای تخمین رطوبت خاک با یکدیگر مقایسه و برای تخمین رطوبت خاک برای منطقه جرقویه سفلی استان اصفهان مورد ارزیابی قرار گرفت. در آخر بیشترین همبستگی را متغیر نهایی مدل سببال (یعنی تبخیر و تعرق) داشت. نتایج به دست آمده نشان دهنده قابلیت خوارزمیک سببال در تخمین رطوبت خاک است.

با توجه به همبستگی بالا و معنی دار به دست آمده بین متغیرهای مختلف خوارزمیک سببال و رطوبت خاک (شکل های ۹ تا ۱۴)، دقت خوارزمیک سببال در محاسبه رطوبت خاک منطقه قابل قبول است. بیشترین همبستگی بین متغیرهای مختلف خوارزمیک سببال و رطوبت خاک به ترتیب مربوط به تبخیر تعرق، آلبیدوی سطح، شار گرمایی خاک، شار گرمایی محسوس تابش خالص و دمای سطحی است. هرچند تعداد پژوهش های مرتبط با این تحقیق اندک است، ولی در همه آنها دقت مدل تعادل انرژی، برای محاسبه رطوبت خاک مورد تایید قرار گرفته است. برای نمونه، مقایسه شار محسوس محاسبه شده از مدل *SEBS* با داده های زمینی و داده های هواشناسی به

## ■ منابع

۱. کریمی، ع.، فرهادی بانسوله، ب.، و حصادی، ه. (۱۳۸۹). برآورد تبخیر و تعرق واقعی در مقیاس منطقه‌ای با استفاده از خوارزمیک سبال و تصاویر لندست. نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۴(۶): ۳۵۳-۳۶۴.
۲. خاکبازان فرد، فائزه. و تجریشی، مسعود. (۱۳۹۰). کاربرد خوارزمیک بیلان انرژی (SUTSEBAL) در تخمین مقدار آب مصرفی در دشت ورامین. ششمین کنگره ملی مهندسی عمران، سمنان.
3. Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., & Bastiaanssen, W.G.M. (2002). *SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). Advanced Training and Users Manual*.
4. Ahmad, S., Kalra, A., Stephen, & Haroon, (2010). *Estimating soil moisture using remote sensing data: a machine learning approach. Advances in Water Resources* 33, 69–80.
5. Bastiaanssen, W. (2000). *SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of Hydrology*, 229(1): 87-100.
6. Brocca, L.S., Hasenauer, T., Lacava, F., Melone, T., Moramarco, W., Wagner, W., Dorigo, P., Matgen, J., Martínez-Fernández, P., Llorens, J., Latron, C. & Martin, M. Bittelli. (2011). *Soil Moisture Estimation through Ascet and Amsr-E Sensors: An Intercomparison and Validation Study Across Europe. Remote Sensing Of Environment J*, 115, 3390–3408
7. Betts, A.K., Ball, J.H., & Beljaars, A.C.M., (1996). *The land surface-atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives. Journal of Geophysical Research* 101, 7209–7225.
8. Coll, C., & Caselles, V. (1997). *A split-window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. Journal of Geophysical Research*, 102(D14): 16697-16616, 16713.
9. Courault, D., Lacarrère, P., Clastre, P., Lecharpentier, P., Jacob, F., & Marloie, O., Et al. (2003). *Estimation of Surface Fluxes in a Small Agricultural Area Using the Three-Dimensional Atmospheric Model Meso-Nh and Remote Sensing Data. Canadian Journal Of Remote Sensing*, 29(6), 741-754
10. Das, N.N., Mohanty, B.P., Cosh, M.H., & Jackson, T.J., (2008). *Modeling and assimilation of root zone soil moisture using remote sensing observations in Walnut Gulch Watershed during SMEX04. Remote Sensing of Environment* 112, 412–429.
11. Dong J, Steele-Dunne SC, Judge J., & van de Giesen N. (2015). *A particle batch smoother for soil moisture estimation using soil temperature observations. Advances in Water Resources* 83: 111-22
12. Ju, W., Gao, P., Zhou, Y., & Zhang, X. (2010). *Combining an Ecological Model With Remote Sensing And Gis Techniques To Monitor Soil Water Content Of Croplands With A Monsoon Climate. Agricultural Water Management*, 97, 1221-1231.
13. Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., & Sheffield, J., & Goulden, M. L., ET Al (2010). *Recent Decline In The Global Land Evapotranspiration Trend Due To Limited moisture Supply. Nature*, 467, 951–954
14. Ghulam, A., Qin, Q., Teyip, T., & Li, Z., (2007). *Modified perpendicular drought index (MPDI): a real-time drought monitoring method. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 62, 150–164.
15. Gokmen, M., Vekerdy, Z., Verhoef, A., Verhoef, W., Batelaan, O., & Van Der Tol, C. (2012). *Integration of Soil Moisture In Sebs For Improving Vapotranspiration Estimation Under Water Stress Conditions. Remote Sensing Of Environment*, 121, 261-274
16. Liang, S. (2001). *Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. Remote Sensing of Environment*, 76(2): 213-238.
17. Lu, H., Koike, T., Yang, K., Hu, Z., Xu, X., Rasmy, M., & Tamagawa, K. (2012). *Improving land surface soil moisture and energy flux simulations over the Tibetan plateau by the assimilation of the microwave*



- remote sensing data and the GCM output into a land surface model. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 17, 43-54.
18. Mallick, K., Bhattacharya, B.K., & Patel, N.K., (2009). Estimating volumetric surface moisture content for cropped soils using a soil wetness index based on surface temperature and NDVI. *Agricultural and Forest Meteorology* 149, 1327-1342.
19. Neale, C. M., Geli, H. M., Kustas, W. P., Alfieri, J. G., Gowda, P. H., Evett, S. R., & Howell, T. A. (2012). Soil water content estimation using a remote sensing based hybrid evapotranspiration modeling approach. *Advances in Water Resources*, 50, 152-161.
20. Njoku, E.G., & Entekhabi, D., (1996). Passive microwave remote sensing of soil moisture. *Journal of Hydrology* 184, 101-129.
21. Paloscia, S., Macelloni, G., & Santi, E., (2006). Soil moisture estimates from AMSR-E brightness temperatures by using a dual-frequency algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44, 3135-3144.
22. Pierdicca, N., Pulvirenti, L., Bignami, C., 2010. Soil moisture estimation over vegetated terrains using multi-temporal remote sensing data. *Remote Sensing of Environment* 114, 440-448.
23. Sano, E.E., Huete, A.R., Troufleau, D., Moran, M.S., & Vidal, A., (1998). Sensitivity analysis of ERS-1 synthetic aperture radar data to the surface moisture content of rocky soils in a semiarid rangeland. *Water Resources Research* 34, 1491-1498.
24. Van der Tol, C. (2012). Validation of remote sensing of bare soil ground heat flux. *Remote Sensing of Environment*, 121, 275-286.
25. Vivoni, E.R., Gebremichael, M., Watts, C.J., Bindlish, R., & Jackson, T.J., (2008). Comparison of ground-based and remotely-sensed surface soil moisture estimates over complex terrain during SMEX04. *Remote Sensing of Environment* 112, 314-325.
26. Wang, K. C., Wang, P., Li, Z. Q., Cribb, M., & Sparrow, M. (2007). A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112, 14.
27. Zhang, Y.Q., & Wegehenkel, M., (2006). Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment* 104, 393-408.
28. Zhao, S., Qin, Q., Yang, Y., Xiong, Y., & Qiu, G. (2009). Comparison of two split-window methods for retrieving land surface temperature from MODIS data. *Journal of Earth System Science*, 118(4): 345-353.
29. Zhao S, Yang Y, Qiu G, Qin Q, Yao Y, et al. (2010). Remote detection of bare soil moisture using a surface-temperature-based soil evaporation transfer coefficient. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*

**Assessment of Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) model and biophysical parameters derived from remotely- sensed data in estimating of soil moisture in arid lands  
(Case study: Jarghoye, Isfahan)**

R. Sadeghzade Poode<sup>1</sup>, M. Zare<sup>2\*</sup>, M. H. Mokhtari<sup>3</sup>, M. Akhavan Ghalibaf<sup>3</sup>

1. MSc of Natural Resources Engineering- Arid Lands Management, Faculty of Natural Resources and Eremology, Yazd University, Iran

2. Assistant Professor, Faculty of Natural Resources and Eremology, Yazd University, Iran

3. Assistant Professor, Faculty of Natural Resources and Eremology, Yazd University, Iran

\*Corresponding Author, E-mail: mzernani@yazd.ac.ir

Received date: 23/01/2016

Accepted date: 08/03/2016

**Abstract**

One of the key components of energy and hydrological processes is soil moisture, which is measured indirectly, because of exiting some problems in measuring directly. Some existing methods such as thermal inertia, vegetation indices, temperature and water indices (e.g. NDWI) has certain limitations such as difficulties in capturing images of day and night times, and differences in method of calculating of thermal inertia for different hours in a day. Therefore, finding a new method for calculating of soil moisture based soil temperature or water and soil spectral changes is very necessary. Although soil moisture is not calculated directly in the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), since all parameters that have effect on soil moisture changes, consider for calculating evapotranspiration in SEBAL, this model can be used to calculate soil moisture. Jarghoye-Sofla, as the study area, is located adjacent to the Gavkhoni playa, Isfahan province. The study area, has faced with declining in soil moisture, as a result of climatic fluctuations, and drying of the wetlands in recent years. The purpose of this research is assessing of the remote sensed based surface energy balance model, and evaluation of biophysical parameters derived from satellite imagery to estimate soil moisture. Data used in this research, consisted of MODIS satellite images and measurements of 33 soil samples taken at depth of 0-30 cm. By measuring point soil moisture, and calculating volumetric soil moisture, the rate of evapotranspiration was estimated using the SEBAL model. Then, correlation between the parameters used in the SEBAL and ground measurements of soil moisture was evaluated. Results show high correlation between parameters of the SEBAL and soil moisture. The highest correlation was determined between the SEBAL algorithm daily evapotranspiration and soil moisture for days of 16 and 17 November, 2014 with values of 0.51 and 0.68, respectively.

**Keywords:** Soil moisture; MODIS; SEBAL; Playa; Arid lands