نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، سال ۱۹، شماره ۵۳، پاییز ۱۳۹٤، صفحات ۳۸۲-۳۵۳

تاریخ پذیرش نهایی: ۱۳۹۳/۰۲/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۰۲

برآورد تبخیر- تعرق واقعی بهروش سبال کوهستانی در منطقه مشگینشهر

خليل وليزاده كامران (

چکیدہ

با توجه به نقش اساسی تبخیر – تعرق در بیلان آب، برآورد دقیق آن در بسیاری از پروژهها و مطالعات علمی در زمینه هیدرولوژی، کشاورزی، صنعت، مهندسی آب و سایر علوم وابسته، برای مدیریت کارآمد منابع آبی و طراحی سازههای هیدرولیکی مورد نیاز است. روشهای سنتی برآورد تبخیر – تعرق واقعی که عمدتاً متکی بر لایسیمترها میباشد علاوه بر مشکلات خاص نگهداری و ثبت دادهها، فقط به صورت نقطه ای استخراج می گردند و با توجه به نیاز مبرم برای محاسبات در سطح، تعمیم دادن آن به ویژه در مناطق کوهستانی نادرست است. روشهایی ابداع شده است که از جمله آنها میتوان به روش سبال^۲ اشاره نمود. در تحقیق روشهایی ابداع شده است که از جمله آنها میتوان به روش سبال^۲ اشاره نمود. در تحقیق مشگین شهر) انتخاب گردید. این مدل در بسیاری از کشورها اجرا شده و نتایج قابل قبولی از آن به دست آمده است. این مدل در بسیاری از کشورها اجرا شده و نتایج قابل قبولی از ارتفاع، شیب و جهت شیب در محاسبه نادیده گرفته شده است. در این تحقیق با دخالت دادن عوامل مذکور در مدل، نوع جدیدی از این مدل به نام «سبال کوهستانی» معرفی گردیده است.

Email:valizadeh@tabrizu.ac.ir ۱- استادیار گروه آب و هواشناسی دانشکده جغرافیا و برنامهریزی دانشگاه تبریز. 2- SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳		۳۵۴
--	--	-----

منطقه مشگین شهر در شمال غربی ایران با توجه به داشتن خصوصیات مناسب برای اجرای این مدل، انتخاب و با انجام محاسبات بر روی ورودیهای این مدل که عبارتند از: لایه DEM، شیب، جهت شیب، کسینوس زاویه فرودی خورشید، رادیانس طیفی، انعکاس طیفی، آلبیدوی سطحی، تابش فرودی، شاخص پوشش گیاهی به هنجار شده، گسیلمندی سطحی، دمای سطح، تابش موج بلند خروجی، تابش موج بلند فرودی، شار گرمای خاک، شار گرمای محسوس و شار گرما نهان موفق به محاسبه تبخیر – تعرق واقعی لحظهای در منطقه مورد مطالعه شده ایم.

با مقایسه دمای سطح و شاخص پوشش گیاهی به هنجار شده (NDVI) همبستگی ۹۹/۰۰-بین آنها مشاهده گردید. همچنین مقایسه بین تبخیر-تعرق واقعی محاسبه شده و شاخص پوشش گیاهی، نشانگر انطباق این دو عامل با یکدیگر بوده است (همبستگی مثبت ۰/۸۱) بهطوری که مناطق با تراکم پوشش گیاهی با مناطق با تبخیر- تعرق واقعی بالا منطبق هستند. از طرف دیگر مقایسه تصاویر دمای سطح و تبخیر- تعرق واقعی نیز عدم انطباق آنها را تأئید می کند بهطوری که مناطق با دمای سطح بالا از میزان تبخیر- تعرق پائین برخوردار هستند.

واژگان كليدى: تبخير – تعرق، سبال كوهستانى، دماى سطح، شاخص پوشش گياهى، مشگين شهر.

مقدمه

ایران کشوری است که بهلحاظ اقلیمی جزو کشورهای خشک و نیمهخشک جهان محسوب شده، بهطوری که از یک سو متوسط بارندگی سالانه آن حدود یک سوم متوسط بارندگی خشکیها و کمتر از یک سوم بارندگی متوسط کره زمین و از سوی دیگر میزان تبخیر آن محدود سه برابر تبخیر خشکیهای زمین میباشد (جهانبخش، ۱۳۸۰). همچنین در کشور ما بخش کشاورزی حدود ۹۴ درصد کل آب مصرفی را بهخود اختصاص میدهد (زاهدی، ۱۳۸۷) تبخیر-تعرق یکی از مولفههای اصلی بیلان آبی هر منطقه و همچنین یکی از عوامل کلیدی برای برنامهریزی درست و مناسب آبیاری برای بهبود راندمان آب مصرفی در منطقه میباشد (Inder 1999). از طرف دیگر تبخیر-تعرق نقش قابل ملاحظهای در اقلیم جهانی از طریق چرخه هیدرولوژی ایفا کرده و تخمین آن کاربردهای مهمی در پیشبینی رواناب، پیشبینی عملکرد محصول و طراحی کاربری اراضی، طراحی کانالهای آبیاری و

برآورد تبخیر– تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر 🛛 📖 ۳۵۵

ابنیه تقسیم آب داشته و همچنین بر روی بلایای طبیعی نظیر خشکسالی موثر است (مباشری و همکاران، ۱۳۸۴) بنابراین با توجه به اهمیت عامل تبخیر-تعرق لازم است این پارامتر حتی الامکان بهطور دقیق برآورد شود. بهطور متوسط ۷۰ درصد بارانی که به سطح زمین میرسد مجدداً توسط فرآیند تبخیر- تعرق به آتمسفر باز می گردد (رحیمپور، ۱۳۸۷) که این میزان در مناطق خشک که اکثر مناطق کشورمان را تـشکیل مـیدهد به ۹۰ درصد میرسد (دینپژوه و جهانبخش، ۱۳۸۷). اما در عمل بهدلیل آن که تبخیر-تعرق بهطور مستقیم اندازه گیری نمیشود و تنوع فضائی و زمانی زیادی دارد برآورد آن بسیار مشکل است (Caselles, 1998).

روشهای تجربی زیادی در طی ۵۰ سال گذشته برای برآورد تبخیر–تعرق با استفاده از متغیرهای هواشناسی و اقلیمشناسی بهوجود آمده است. اما مشکل اساسی همه آنها در آن بوده است که با استفاده از این روشها فقط می توان مناطق همگن اطراف ایستگاهها هواشناسی را محاسبه نموده و تعمیم دادن آنها به سایر مناطق نادرست است. در سالهای اخیر با استفاده از تکنولوژی سنجش از دور میتوان نسبت به برآورد تبخیر–تعرق اقدام نمود که این روشها بهدلایل تکنولوژیکی و اقتصادی مورد توجه قرار گرفتهاند. روشهای زیادی برای ارزیابی تبخیر- تعرق در مقیاسهای متنوع زمانی و مکانی ارائه شده است. اکثر این روشها دارای پیچیدگیهای خاص بودهاند که بر مبنای دیدگاههای آماری و تجربی استوار بوده و دارای مفاهیم فیزیکی میباشند. این روشها شار دما و أب را در خاک، أب، گیاهان و اتمسفر شبیهسازی مینمایند. تلاش برای محاسبه تبخیر-تعرق واقعی با استفاده از دادههای دورسنجی دارای قدمت چندانی نیست و این روشها در حال تکوین خود هستند. یکی از روشهایی که امروزه دارای اعتبار و اهمیت جهانی شده است و مورد قبول محققان است، روش سبال است. این روش به معنای الگوریتم بیلان انرژی برای سطح زمین است و برای اولین بار توسط Wim Bastiaanssen در کشور هلند ابداع شده است. این روش تاکنون در بیش ا ز۱۵ کشور در پنج قاره جهان مورد أزمون واقع شده و نتایج مطلوبی را داشته است (Bastiaanssen, 2001) الگوریتم توازن انرژی برای سطح زمین (سبال)، شار گرمای سطحی را بهصورت لحظهای و هم بهصورت ۲۴ ساعته محاسبه می کند. شار گرمای نهان،

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳		۳۵۶
--	--	-----

انرژی مورد نیاز برای تبخیر-تعرق را نشان میدهد و به صورت باقیمانده معادله توازن انرژی سطحی محاسبه می شود (مباشری، ۱۳۸۴). در تحقیقی که مباشری و همکارانشان انجام دادهاند، با استفاده از تصاویر MODIS و الگوریتم سبال مقدار تبخیر و تعرق واقعی برای ناحیه مزرعه نمونه ارتش واقع در استان گلستان در تاریخ ۵ مه و ۷ ژوئن سال ۲۰۰۳ میلادی را برآورد کردند. از آنجا که امکان انجام اندازه گیریهای میدانی به دلیل در اختیار نداشتن وسایل مورد نیاز از قبیل لایسیمتر وزنی، Leaf Area Meter برای محققان وجود نداشته است نتایج حاصله با مقادیر موجود در متون مختلف مقایسه گردیده است که نسبتاً رضایتخش بوده است لذا این الگوریتم را جهت مطالعات تفصیلی بعدی به عنوان یک الگوریتم کاملاً مؤثر توصیه می نمایند (مباشری و همکاران ۱۳۸۴). مولفان مدعی هستند که برای اولین بار چنین روشی در کشور اجرا می گردد.

تیکسیریا و همکاران در حوضه رود سانفرانسیسکو با استفاده از این روش اقدام به برآورد تبخیر-تعرق واقعی مینمایند (Teixeria, 2008). راموس نیز با استفاده از روش سبال اقدام به برآورد تبخیر-تعرق واقعی در منطقه Ebro valley اسپانیا نموده است. نتایج حاصل از تحقیقات ایشان نیز مؤید برآورد دقیق تبخیر-تعرق واقعی روزانه در مقایسه اندازه گیریهای تبخیر-تعرق روزانه با استفاده از لایسیمتر و برای دونوع گیاه چمن و ذرت بوده است (Ramos et al, 2008).

ناحیه آذربایجان که منطقه مورد مطالعه جزئی از آن محسوب می شود، بخش نسبتاً وسیعی از شمال غرب کشور را در برگرفته است. از آنجائی که بیشتر جبهههای بارانزا و رطوبتی تأثیر گذار در اقلیم ایران عمدتاً از این ناحیه وارد کشور می شوند (ساری صراف، ۱۳۸۷) لذا مطالعه در این ناحیه از کشور از اهمیت خاص برخوردار است.

بر اساس تحقیق در پیشینه موضوع میتوان نتیجه گرفت که از سبال برای برآورد تبخیر-تعرق در مناطق مسطح و مناطق کشاورزی استفاده شده و نتایج با صحت و اطمینان بالائی کسب شده که اکثر این تحقیقات در منابع خارجی بوده و در داخل کشور در این زمینه کمتر کارشده و در منطقه مورد مطالعه نیز هیچ گزارشی داده نشده است. در این پژهش سعی شده است تا بهدلیل کوهستانی بودن منطقه مورد مطالعه با دخالت دادن عوامل برآورد تبخیر– تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر 🛛 📖 ۳۵۷

ارتفاع، شیب و جهت شیب که در میزان تبخیر-تعرق تأثیرگذارند، مدل جدیدی بهنام «سبال کوهستانی» ارائه گردد.

معرفي منطقه مورد مطالعه

شهرستان مشکین شهر در شمال غربی ایران و فاصله ۸۳۹ کیلومتری تهران واقع شده است. آبوهوای این شهرستان معتدل کوهستانی است و دمای هوا در طول سال بین ۳۰- و ۳۰+ درجه سانتی گراد متغیر است. کوه معروف سبلان در ۲۵ کیلومتری این شهر واقع شده است.

این شهرستان دومین شهر استان اردبیل بعد از مرکز استان میباشد. این شهرستان بر روی مختصات جغرافیایی ۳۸/۲ تا ۳۹ درجه عرض شمالی و ۴۷/۳ تا ۴۸/۳ درجه طول شرقی واقع شده است.

ارتفاع متوسط این شهرستان ۱۸۳۰ متر و بلندترین نقطه آن قله سبلان با ارتفاع ۴۸۱۱ متر از سطح آبهای آزاد است مشگینشهر از طرف شمال با مغان (شهرستان گرمی) از طرف جنوب با کوه سبلان و شهرستان سراب (آذربایجانشرقی) و از طرف غرب با شهرستانهای اهر و هریس (آذربایجانشرقی) و از مشرق با شهرستان اردبیل و از طرف شمال شرقی به طول ۵۶ کیلومتر با کشور جمهوری آذربایجان هم مرز است.



شکل (۱) منطقه مورد مطالعه در کشور و استان اردبیل (در تصویر سمت چپ مختصات فریم ماهوارهای منطقه نیز نشان داده شده است)

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳		۳۵۸
--	--	-----

مواد و روشها

معرفي مدل سبال

در مدل سبال تبخیر – تعرق از طریق تصاویر ماهوارهای و دادههای هواشناسی با استفاده از بیلان انرژی سطح محاسبه می شود. با توجه به این که تصویر ماهوارهای اطلاعاتی را برای زمان عبور خود فراهم می کند، می توان با استفاده از سبال شار تبخیر – تعرق لحظه ای را برای آن زمان محاسبه کرد. شار تبخیر – تعرق برای هر پیکسل در یک تصویر به عنوان «باقیمانده» معادله بیلان انرژی سطح محاسبه می شود (Allen et al., 2005):

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

شار تابش خالص در سطح (Rn) انرژی رادیانس واقعی موجود در سطح را نشان میدهد و از طریق کسر تـمام شارهای رادیانسی خروجی از شـارهای رادیانسی ورودی محاسبه میشود.

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon o) R_{L\downarrow}$$
 (۲)
در این رابطه:
 $R_{S\downarrow}$ تابش فرودی موج کوتاه (W/m²)
 $R_{S\downarrow}$: تابش فرودی موج کوتاه (W/m²)
 $R_{S\downarrow}$: تابش فرودی موج بلند (W/m²)
 $R_{L\downarrow}$: تابش خروجی موج بلند (W/m²)

۳۵۹ 🛄

برآورد تبخیر– تعرق واقعی بهروش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر

(بی بعد) عسیل حرارتی سطح ($1-arepsilon O)R_{L\downarrow}$

در این معادله مقادیر تابش موج کوتاه (Rs_t) که در سطح باقی میماند تابعی از آلبیدوی سطح (α) است. آلبیدوی سطح ضریب انعکاسی است که از نسبت شار رادیانسی انعکاسی به شار رادیانسی ورودی در طیف الکترومغناطیس بهدست میآید و از طریق تصاویر ماهوارهای در رادیانس طیفی برای هر باند قابل محاسبه است.

تابش فرودی موج کوتاه (Rs₁) از طریق استفاده از ثابت خورشیدی، زاویه برخورد خورشید، موج کوتاه (Rs₁) خورشید، فاصله نسبی زمین و خورشید و ضریب انتقال پذیری اتمسفری محاسبه می شود.

تابش فرودی موج بلند (^{RL}) از طریق معادله استفان– بولتزمن تعدیل شده با ضریب انتقالپذیری (شفافیت) اتمسفری و دمای سطح مرجع محاسبه می شود.

تابش خروجی موج بلند (^{RL}) از طریق معادله استفان بولتزمن با بهدست آوردن ضریب گسیل سطح و دمای سطح محاسبه میشود. دمای سطح از طریق تصاویر ماهوارهای در رادیانسهای حرارتی محاسبه میشود و ضریب گسیل سطحی نسبت تابش واقعی ساطع شده از سطح به تابش ساطع شده توسط یک جسم سیاه در همان دمای سطح است. در سبال ضریب گسیل بهعنوان تابعی از شاخص پوشش گیاهی محاسبه می گردد.

د. کسر تابش موج بلند فرودی است که بهدلیل انعکاس از بین میرود. $R_{L\downarrow}$ روند انجام محاسبات برای حل معادله شار تابش خالص در شکل ۲ ارائه شده است.



(Rn) شکل (۲) شکل (۲) روند انجام محاسبات برای حل معادله شار تابش خالص (R) شکل (۲) شکل (۲) شکل ($l-{\cal E}O$

در معادله (۱) شار گرمای خاک (G) و شار گرمای محسوس (H) از شار تابش خالص در سطح (Rn) کم می شود و به این ترتیب انرژی «باقیمانده» در دسترس برای تبخیر-تعرق (AET) محاسبه می شود. شار گرمای خاک به صورت تجربی توسط شاخصهای پوشش گیاهی، دمای سطح و آلبیدوی سطح محاسبه می گردد. شار گرمای محسوس با استفاده از مشاهدات سرعت باد، برآورد زبری سطح و اختلاف دمای سطح به دمای هوا محاسبه می گردد.

برآورد تبخیر– تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر 🛛 🖾 ۳۶۱

شار گرمای نهان (λET) به عنوان مقادیر تبخیر – تعرق واقعی (ET) لحظه ای (mm/hr) برای هر پیکسل از طریق تقسیم آن بر دمای نهان تبخیر λ محاسبه می شود.

این مقادیر را می توان با استفاده از نسبت تبخیر-تعرق به تبخیر-تعرق گیاه مرجع برای به بدی ای بودن تبخیر-تعرق روزانه یا فصلی تعمیم داد.

برای برآورد تبخیر-تعرق واقعی در منطقه مورد مطالعه مراحل زیر انجام شده است: الف) آماده سازی تصویر

با توجه به این که تنها از تصاویری میتوان برای برآورد تبخیر – تعرق واقعی استفاده نمود که دارای باندهای حراراتی و مرئی باشند. لذا در این پژوهش از تصاویر ماهواره لندست با سنجنده +ETM استفاده گردید. منطقه مورد مطالعه بخشی از فریم ۳۳ – ۱۶۷ بوده و تاریخ تصویر برداری آن ۵ ژوئن ۲۰۰۰ (۱۵ خرداد ۱۳۷۹) است. دلایل انتخاب منطقه عبارتند از: ۱- کوهستانی بودن منطقه و امکان عملی کردن پژوهش ۲ – وجود پوششهای گیاهی متنوع ۳ – وجود حداکثر سبزینگی در گیاهان با توجه به تاریخ تصویربرداری.

پس از انتخاب تصویر مورد نظر، عملیات زیر بر روی تصویر انجام پذیرفت:

تصحیحات هندسی: هرچندکه تصویر مورد نظر در فرمت GEOTIFF ارائه شده بود ولی برای اطمینان از صحت هندسی تصویر با استفاده از نقاط GPS و همچنین سایر تصاویر با صحت هندسی در محیط نرمافزار ERDAS بهروش تصویر به تصویر تصحیح هندسی به عمل آمد.

Subset: با توجه به این که منطقه مورد مطالعه بخشی از فریم کامل است، لذا در این مرحله، در تمام باندها، منطقه مورد مطالعه جدا شده و ذخیره گردید. برای این مرحله لایه شهرستان مشگین شهر به صورت فرمت و کتوری وارد شده و مبنای Subset انتخاب گردید.

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳		388
--	--	-----

تصحیحات آتمسفری: تصحیح آتمسفری مورد استفاده، تصحیح کلی⁷ جهت باندهای انعکاسی با استفاده از گزینه Dark subtract میباشد. با استفاده از نرمافزار ENVI4.5 و گزینه Thermal Atm Correction، تصحیح آتمسفری باند حرارتی انجام شد.

ب) محاسبه پارامترهای موجود در الگوریتم سبال کوهستانی

ایجادلایه DEM: جهت ایجاد لایه DEM منطقه از تصاویر DEMSRTM استفاده گردید. این تصاویر پس از انطباق با منطقه مورد مطالعه، مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به اینکه ابعاد پیکسلهای این تصویر ۹۰ در ۹۰ متر میباشد. برای منطبق کردن آن با ابعاد پیکسل باند حرارتی سنجنده +ETM که ۵۷ در ۵۷ متر است در محیط نرمافزار ENVI با استفاده از دستور Resize Data این عملیات صورت گرفت.

ایجاد لایه شیب و جهت شیب

در محیط نرمافزار ERDAS و با استفاده از منوی تحلیلهای توپوگرافی بر روی لایه DEM لایههای شیب و جهت شیب استخراج و ذخیره گردید.

 $(\cos \Theta)$ محاسبه کسینوس زاویه فرودی خورشید ($\Theta \cos \Theta$)

زاویه فرودی خورشید زاویه ای است بین اشعه خورشید و خط فرضی عمودی بر سطح زمین. در مدل سبال مسطح فرض بر این است که زمین مسطح بوده و بنابراین مقدار این زاویه همواره برابر با عدد ثابتی برای تمام مناطق است، اما در مدل سبال کوهستانی Θ COS Θ برای هر پیکسل وابسته به شیب و جهت شیب زمین بوده و متغیر است. برای محاسبه این پارامتر به صورت زیر عمل می گردد: 2005 Allen et al., 2005):

 $\begin{aligned} \cos\theta &= \sin(\delta)\sin(\phi)\cos(s) - \sin(\delta)\cos(\phi)\sin(s)\cos(\gamma) \\ &+ \cos(\delta)\cos(\phi)\cos(s)\cos(\omega) \\ &+ \cos(\delta)\sin(\phi)\sin(s)\cos(\gamma)\cos(\omega) \\ &+ \cos(\delta)\sin(\phi)\sin(s)\sin(\omega)\sin(\omega) \end{aligned}$

3- Bulk correction

7757 🛄

برآورد تبخیر– تعرق واقعی بهروش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر

تمایل زمین (برحسب رادیان، مقدار مثبت در تابستان در نیمکره شمالی) : عرض جغرافیائی پیکسل (برحسب رادیان، مقدار مثبت در نیمکره شمالی) : شیب (بر حسب رادیان، ۰= ۲ در حال افقی و **2/π**= ۶ در عمودی) : زاویه سطح جهت شیب (بر حسب رادیان) و مقدار آن به شرح جدول ۱ می باشد:

	جدول (۱) مقادیر زاویه سطح جهت شیب				
جنوب	غرب	شرق	شمال		
صفر	₊ π/2	_π/2	±π		

زاویه ساعتی که مقدار آن در ظهر خورشیدی برابر صفر ، قبل از ظهر منفی و بعداز ظهر مثبت است.

بهمنظور حل این معادله مراحل زیر انجام می گیرد.

سینوس و کسینوس شیب (\mathbf{x}) و جهات شیب (γ) محاسبه می شوند. این عمل با استفاده از تصاویر شیب و جهت شیب که قبلاً محاسبه شده است انجام می گیرد. تصاویر شیب و جهات شیب وارد شده و سینوس و کسینوس آن ها محاسبه شده و به همراه مدل ذخیره می شوند.

> زاویه تمایل (δ)، عرض جغرافیایی (ϕ) و زاویه ساعتی (∞) محاسبه می شوند. - زاویه تمایل (δ) برحسب رادیان به صورت زیر محاسبه می شود: =.409 sin { $2\pi/365 \times DOY$ }-1.39 (۴)

Year بر حسب روز از سال میلادی

www.SID.ir

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳	384

 $\varpi = \pi/12 \{(t+0.06667(L_z-L_m)+S_c)-12\}$ (۶) t: زمان ساعتی استاندارد برای زمان عبور ماهواره (مثلاً ۱۴:۳۰ تبدیل به ۱۴/۵) Lz : طول جغرافیائی مرکز قاچ زمان محلی (بر حسب درجه از گرینویچ) Lm: عرض جغرافیائی مرکز تصویر ماهوارهای (بر حسب درجه) Sc: تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی (بر حسب ساعت) که بهصورت زیر محاسبه می شود:

Sc= $0.1645 \sin(2b)-0.1255 \cos(b)-0.025 \sin(b)$ (Y)

b=2π(DOY-81)/364

 Θ COS با استفاده از ورودی های سینوس، کسینوس، شیب و جهت شیب، زاویه میل، عرض جغرافیائی و زاویه ساعتی با استفاده از تابع Model Maker نرمافزار ERDAS ساخته می شود.

رادیانس طیفی، انرژی تابشی طیفی در هر باند است که توسط ماهواره از بالای اتمسفر در واحد فضائی مشاهده می شود و واحد آن W/m²/sr/µm می باشد و از رابطه زیر محاسبه می گردد (Allen et al., 2005).

$$L\lambda = \left(\frac{LMAX - LMIN}{QCALMAX - QCALMIN}\right) \times (DN - QCALMIN) + LMIN$$
 (۸)
در این رابطه DN، ارزش عددی هر پیکسل
Lmax, Lmin مقادیر ثابت کالیبره شده
در مقیاس ارزش عددی (۰–۲۵۵) در مقیاس ارزش عددی (۲۵۵–۲۵)
این مقادیر برای تحقیق حاضر بهصورت زیر بوده است:

برآورد تبخیر– تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر 🛛 🖾 ۳۶۵

جدول (۲) مقادیر استخراج شده از هدر فایل تصویر ماهوارهای

Qcalmax	Qcal min	Lmin	Lmax
۲۵	١	+	١٧

با انجام عملیات فوق در محیط نرمافزار ERDAS و تابع Model Maker رادیانس طیفی برای باند حرارتی سنجنده +ETM محاسبه گردید.

 (ρ_{λ}) محاسبه انعکاس طیفی یا بازتابندگی^[†] نیمکرهای (

بازتابندگی سطح به صورت نسبت شار طیفی بازتاب یافته به شار طیفی فرودی تعریف می-شود. میزان بازتاب با استفاده از رابطه شماره ۹ در هر باند محاسبه می شود (Allen et al.,) 2005:

$$\rho\lambda = \frac{\pi L\lambda}{ESUN\lambda \times COS\theta \times d_r} \tag{9}$$

در رابطه فوق ρ_{λ} باز تابندگی طیفی نیمکرهای برای هر باند میباشد. ESUN_{λ} عبارت است از میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اتمسفر برای هر باند با واحد W/m²/µm. مقادیر ESUN_{λ} برای سنجنده ⁺ETM در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول (۳) میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اَتمسفر برای هر باند

۷	٦	٥	٤	٣	٢	١	باند
۸۲/۰۷	-	220.7	1.44	1001	1860	1959	ESUN_{λ}

زاویه فرودی خورشید (θ) از طریق کسینوس زاویه فرودی که قبلاً محاسبه شده است جایگزین می گردد.

d_r عبارت است از معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید، که با استفاده از رابطه Allen) که توسط Beckman و Beckman)، بهدست آمده قابل محاسبه است (۱۹۸۰) (et al., 2005):

4- Reflectivity

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳

$$d_r = 1 + 0.033\cos(DOY\frac{2\pi}{365})$$
(1.)

در رابطه فوق DOY عبارت است از Sequential day که مقدار آن با توجه به تاریخ تصویر مورد استفاده در این پژوهش ۱۵۶ می باشد.

آلبيدوي سطحي (α)

آلبیدو بهصورت نسبت تابش الکترومغناطیسی انعکاسیافته از سطح خاک و گیاه به تابش فرودی نورخورشید به آن سطح تعریف می شود. میزان آلبیدوی سطحی را میتوان از رابطه ۱۱محاسبه نمود (Allen et al., 2005):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path} _ radiance}{\tau^2 sw}$$
(11)

در رابطه فوق α_{toa} آلبیدوی بالای آتمسفر، $\alpha_{path-radiance}$ آلبیدوی ناشی از رادیانس مسیر و τ_{SW} قابلیت عبورآتمسفری است.

 $\alpha_{path-radiance}$ عبارت است از میانگین بخشی از رادیانس فرودی خورشیدی برای radiance تمام باندها، که قبل از رسیدن به سطح زمین به سمت سنجنده پراکنده شده است. مقادیر $\alpha_{path-radiance}$ در محدود ۲۰۲۵ تا ۲۰/۰۴ میباشد که در مدل سبال مقدار آن $\alpha_{path-radiance}$ پیشنهاد شده است (Allen et al., 2005).

قابلیت عبور آتمسفری بهعنوان بخشی از رادیانس فرودی که توسط آتمسفر انتقال داده می شود، تعریف می شود و نشان دهنده تأثیرات جذب و پراکنش اتفاق افتاده در آتمسفر می باشد. از آن جا که این اثر هم برای تابش فرودی و هم تابش خروجی وجود دارد، بنابراین در محاسبه آلبیدوی سطحی توان دو قابلیت انتقال عبور آتمسفری وارد می شود.

با فرض صاف بودن آسمان و بهتبع آن در شرایط خشک با استفاده از رابطه زیر $au_{
m SW}$ محاسبه میشود:

⁵⁻ Surface Albedo

برآورد تبخیر– تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر 🛛 🖾 ۳۶۷

 $0.75 + 2*10^{-5} z = \tau_{SW}$ (17)

در رابطه فوق Z ارتفاع از سطح دریا برحسب جمتر است. این ارتفاع باید به خوبی نشان دهنده ارتفاع منطقه مورد نظر باشد؛ مثل ارتفاع ایستگاه هواشناسی منطقه (Allen et al, 2005). ارتفاع ایستگاه هواشناسی مشگین شهر ۱۵۶۸/۵ متر می باشد و در مختصات ۳۸ درجه و ۲۳ دقیقه شمالی – ۴۷ درجه و ۴۰ دقیقه شرقی واقع شده است.

عبارت است از آلبیدوی بالای آتمسفر که از رابطه (۱۳) قابل محاسبه است α_{toa} (Allen et al., 2005)

$$\alpha_{toa} = \sum \left(\omega \lambda \times \rho \lambda \right) \tag{17}$$

که ρ_{λ} انعکاس طیفی در باند ای مختلف و ω_{λ} ضرایب وزندار برای باندهای غیر رارتی ρ_{λ} (Allen et al., 2005) میباشند که از رابطه (۱۴) $\omega_{\lambda} = \frac{ESUN}{\sum ESUN} \frac{\lambda}{\lambda}$

برای باندهای غیرحرارتی لندست ETM^+ مقادیر ω_λ در جدول ۴ ارائه شده است.

جدول (۴) ضرایب وزندار برای باندهای غیرحرارتی

▶	۵	۴	٣	٢	١	باند
•/١٧١	•/•7٨	•/١٣١	•/194	۰/۲۳	•/749	ω_{λ}

تابش فرودي موج كوتاه

تابش فرودی موج کوتاه، شار تابش خورشیدی مستقیم و پراکنده است که واقعاً به زمین میرسد. با فرض شرایط آسمان صاف میتوان آن را بهصورت زیر برای زمان تصویر محاسبه کرد:

$$R_{S\downarrow} = G_{SC} \times COS \ \theta \times d_r \times \Gamma_{SW} \tag{10}$$

دراین معادله Gsc ثابت خورشیدی و معادل ۱۳۶۷ وات بر مترمربع

کسینوس زاویه فرودی خورشید COS Θ

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳		368
--	--	-----

d_r: عبارت است از معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید τ_{SW} : ضریب شفافیت اتمسفری استخراج شاخص پوشش گیاهی بهنجار شده (NDVI) شاخص پوشش گیاهی به هنجار شده (NDVI) نسبت تفریق باند مادون قرمز نزدیک از

ساخص پوسس دیاهی به هنجار شده (۱۹۵۷) نسبت تفریق باند مادون قرمر تردیک « باند قرمز به مجموع آنهاست.

NDVI=(NIR-R)/(NIR+R) $(1\mathcal{F})$

در این پژوهش باند سه (قرمز) و چهار (مادون قرمز نزدیک) سنجنده +ETM انتخاب شد و در محیط نرمافزار ERDAS مدل آن ایجاد گردید. مقادیر NDVI مابین ۱+ و ۱- قرار دارد. سطوح دارای پوشش گیاهی مقادیر بین صفر تا ۱ و آب و ابر نیز مقادیر کمتر از صفر را خواهند داشت. در شکل ۳ مقادیر حاصل از NDVI در منطقه مورد مطالعه ارائه شده است.



شکل (۳) مقادیر شاخص پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه

برآورد تبخیر– تعرق واقعی بهروش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر

 $(T_s)^{2}$ دمای سطحی

بهطور معمول دمای هوا در شرایطی که هوا پایدار باشد به ازای یک کیلومتر افزایش ارتفاع، ۶/۵ درجه سانتی گراد کاهش مییابد. در صورتی که دمای سطح زمین دارای تعادل قوی با دمای هوا باشد، این کاهش در دمای سطح زمین نیز در اثر افزایش ارتفاع، قابل مشاهده خواهد بود.

دمای سطح زمین باید با افزایش ارتفاع تعدیل شود زیرا در غیر این صورت ارتفاعات بالا که بهنظر سرد می رسند به اشتباه با مناطقی که دارای تبخیر – تعرق بالائی هستند یکسان به نظر خواهند رسید. در سبال کوهستانی فرض بر این است که میزان دمای سطح همانند توده هوا با افزایش ارتفاع کاهش می یابد.

دادههای ارتفاعی از طریق DEM حاصل شده و برای تعدیل با ارتفاع برای دمای سطح (Ts-dem) از طریق معادله زیر محاسبه می شود (Allen et al., 2005):

$$Ts-dem = Ts + 0.0065 \Delta Z \tag{1Y}$$

در این رابطه ΔZ کسر ارتفاع هر پیکسل از ارتفاع مبنا است. معمولاً سطح مبنای تصویر ارتفاع ایستگاه هواشناسی مربوطه در نظر گرفته می شود. Ts نیز با استفاده از فرمول زیر قابل محاسبه است (Allen et al., 2005).

$$T_{\mathcal{S}} = \frac{k_2}{L_R(\frac{\mathcal{S}}{\frac{NR \times K_1}{R_c} + 1)}} \tag{1A}$$

در رابطه فوق مقادیر k2, k1 مقادیر ثابت و بهترتیب برابر ۶۶۶/۰۹ و ۱۲۸۲/۷۱ در می باشند. تمام مراحل محاسباتی دمای سطح زمین با استفاده از گزینه Band Math در نرمافزار ENVI4.5 انجام شد. مرحله نهایی محاسبه دمای سطحی، در نرمافزار ArcGIS9.3 انجام شد. نتیجه نهائی در شکل شماره ۴ ارائه گردیده است.

۳۶۹ 🛄

⁶⁻ Surface Temperature





شکل (۴) مقادیر دمای سطح زمین در منطقه مورد مطالعه

 (ϵ) گسیل مندی سطحی (ع)

گسیل مندی سطحی به صورت نسبت انرژی گرمایی تابش شده به وسیله سطح به انرژی گرمایی تابش شده به وسیله سطح به انرژی گرمایی تابش شده به وسیله حسم سیاه در همان دما تعریف می شود. در سبال از دو گسیل مندی سطحی استفاده می شود. اولین گسیل مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در باند حرارتی تصویر ماهواره ای می باشد که با علامت \mathbb{R}_{NB} نشان داده می شود (۲۰/۴ تا باند حرارتی تصویر ماهواره ای می باشد که با علامت \mathbb{R}_{NB} نشان داده می شود (۲۰/۴ تا مالا می کرون). دومین گسیل مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در محدوده از ۲۰/۴ میکرون). دومین گسیل مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در محدوده وسیع حرارتی از ۶ تا ۱۴ میکرون می باشد که با علامت \mathbb{R}_{NB} نشان داده می شود. برای محدوده می مواد از ۶ تا ۱۴ میکرون می باشد که با علامت از ۲۰ تولیم داده می شود. برای روایع حرارتی از ۶ تا ۱۴ میکرون می باشد که با علامت از ۲۰ تولیم داده می شود. برای روایع محرارتی زیر به دست می آیند (Allen et al., 2005):

زمانیکه NDVI>0 داریم:

7- Surface Emissivity

برآورد تبخیر– تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر

LAI<3 برای 3 $\epsilon_{\rm NB} = 0.97 + 0.0033 * \text{LAI}$ (۱۹) $\epsilon_0 = 0.95 + 0.01 * \text{LAI}$ (۲۰) LAI ≥ 3 برای 3 $\epsilon_{\rm NB} = 0.98, \epsilon_0 = 0.98$ (۲۱) $\epsilon_{\rm NB} = 0.98, \epsilon_0 = 0.98$ (۲۱) $\epsilon_{\rm C} \ 100 \text{ cm}^2, \epsilon_{\rm OB} \ 10$

در روابط بالا NDVI شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی، LAI^{*} شاخص سطح برگ و lpha آلبیدوی سطحی است.

$$NDVI = \frac{B4 - B1}{B4 + B1} \tag{14}$$

$$LAI = 0.57.exp(2.33.NDVI)$$
 (Ya)

انتخاب پیکسلهای سرد و گرم

از دمای سطح تصحیح شده (Ts-dem) برای انتخاب دو پیکسل سرد و گرم استفاده می شود. استفاده از آن باعث می شود تا پیکسل های واقعاً مرطوب و واقعاً خشک پیدا شوند و پیکسل های سرد به جای پیکسل های مرطوب و یا پیکسل های گرم به جای پیکسل های خشک معرفی نشوند.

8- Leaf Area Index

۳۷۱ 🛄

🛽 نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳	۲ 🗓	۳۷۲
--	-----	-----

تابش موج بلند فرودی ($R_{L\downarrow}$) تابش موج بلند فرودی، شار تابش حرارتی از آسمان به سمت پائین است و واحد آن وات بر مترمربع میباشد. این پارامتر در روش سبال کوهستانی با دخالت دادن میزان ضریب انتقالپذیری (شفافیت) در معادله زیر محاسبه میشود. در این معادله حرارت مرجع (Tcold) با تأثیر دادن افت دما در اثر ارتفاع تعدیل میشود (2005, Allen et al.):

T cold (each pixel) = T cold + 0.0065
$$\Delta Z$$
 (YF)

در این رابطه ΔZ کسر ارتفاع پیکسل سرد از ارتفاع هر پیکسل است. ارتفاع پیکسل سرد از طریق لایه DEM و وارد کردن مختصات آن پیکسل بهدست میآید.

تابش موج بلند خروجي

این پارامتر با استفاده از مفاهیم مدل سبال مسطح و با استفاده از فرمول زیر محاسبه می گردد. در این معادله به جای دمای تصحیح شده از دمای تصحیح نشده (Ts) استفاده می شود.

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon o \times \sigma \times T_S^{4} \tag{YY}$$

با توجه به این که کلیه پارامترهای مجهول معادله (Rn) حاصل شده است، در این مرحله با دخالت دادن مدلهای ایجاد شده این معادله حل شده و تصویر آن ایجاد می گردد. این عمل در محیط نرمافزار ERDAS و تابع Model Maker انجام می گیرد.

شار گرمای خاک (G)

شار گرمای خاک، میزان انتقال گرما در داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی

۳۷۳ 🛄

برآورد تبخیر– تعرق واقعی بهروش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر

می باشد. برای محاسبه مقدار آن می توان از رابطه زیر که ارتباطی بین مقدار شار گرمای (Bastiaanssen, خاک، شاخص پوشش گیاهی و تابش سطحی خالص است استفاده نمود (2000:

$$G/R_n = T_s/\alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2)(1 - .98NDVI^4)$$
 (YA)

در این رابطه Ts دمای سطح بر حسب درجه سانتی گراد و α آلبیدوی سطح است. در این فرمول دادههای دمای سطح و آلبیدوی سطحی از طریق دادههای محاسبه شده برای سبال کوهستانی جایگزین می گردد.

شار گرمای محسوس انتقال گرما به هوا در اثر همرفت و هدایت مولکولی بهدلیل وجود اختلاف دما میباشد و از طریق رابطه زیر محاسبه می شود (Bastiaanssen, 2000):

$$H = (\rho \times C_p \times dT) / r_{ah}$$
 (Y9)

dT ،(1004J/Kg/K) ویژه هوا (Kg/m³)، Cp گرمای ویژه هوا (T-1004J/Kg/K)، dt اختلاف دمای T1-T2 در ارتفاع Z1-Z2 بر حسب درجه کلوین و r_{ah} مقاومت آئرودینامیکی برای انتقال گرماست (m/s). هریک از پارامترهای این فرمول که تابعی از گرادیان دما، زبری سطح و سرعت باد است دارای فرمول های فرعی است که در اینجا بهدلیل رعایت اختصار از ذکر آنها خودداری می شود. در این فرمول برای محاسبه TT از دمای سطح تصحیح شده (Ts-dem) استفاده شده است.

محاسبه شار گرمای نهان (λET)

شار گرما نهان، میزان تلفات گرما از سطح در اثر تبخیر- تعرق را نشان میدهد. این مقدار با توجه به رابطه (۱) محاسبه گردید. در رابطه مذکور λET مقدار لحظهای برای زمان گذر ماهواره میباشد. مقدار ET لحظهای از رابطه زیر محاسبه می گردد (Allen et al, 2005).

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda}$$

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳	Ŋ	۳۷۴
--	---	-----

در این رابطه ETinst تبخیر-تعرق لحظهای برای زمان گذر ماهواره (W/m²) بر λ گرمای نهان تبخیر (گرمای جذب شده زمانی که یک کیلوگرم آب بخار شود) بر حسب (J/Kg) عدد ۳۶۰۰ نیز به منظور تبدیل ثانیه به ساعت میباشد.

کسر تبخیر- تعرق مرجع (ETrF)

کسر تبخیر- تعرق مرجع بهصورت نسبت ET لحظهای (ETinst) محاسبه شده برای هر پیکسل (mm/h) به ET مرجع (ETr) محاسبه شده از دادههای هواشناسی برای زمان تصویر تعریف می شود.

ETrF= ETinst/ ETr

از ETrF برای محاسبه ET ۲۴ ساعته استفاده می شود. و مقدار آن بین صفر تا یک می است. می باشد که در پیسکل گرم برابر صفر و در پیکسل سرد برابر یک است.

تبخير- تعرق ۲۴ ساعته

غالبا مقادير روزانه ET يعنى ET24

يافتهها و بحث

بررسی ارتباط بین دمای سطح زمین و شاخص پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه نشانگر یک همبستگی منفی بالا بین این دو پارامتر است (۲۹۶۹-). این همبستگی که از طریق نرمافزار Minitab حاصل شده است نشانگر این واقعیت است که در مناطق با پوششهای گیاهی متراکم مانند آنچه که در دامنههای کوه سبلان مشاهده میشود دمای سطح زمین پائین است و بالعکس در مناطق با پوششهای گیاهی ضعیف مانند آنچه که در دامنهها جنوبی ارتفاعات منطقه مشاهده میشود دمای سطح زمین بالاست. در جدول ۴ مقادیر این همبستگی و در شکل شماره ۵ منحنی این همبستگینشان داده شده است.

جدول (۴) تحلیل همبستگی دمای سطح و شاخص پوشش گیاهی

Regression Equation	R	R ²
LST = 821739 - 0.3484 NDVI	-0.969	0.9389



شکل (۵) همبستگی بین LST و NDVI

پس از آن که تمام پارامترهای مؤثر در محاسبه تبخیر- تعرق لحظهای واقعی مهیا شد در محیط نرمافزار ERDAS و تابع Model Maker با اجرا کردن تمام مدلهای قبلی به محاسبه آن اقدام می گردد. این تصویر در شکل شماره ۶ ارائه شده است.

```
نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳
```



شکل (۶) مقادیر تبخیر- تعرق واقعی در منطقه مورد مطالعه بر حسب میلیمتر در روز

توزیع ارتفاعی مقادیر تبخیر-تعرق واقعی لحظهای نیز در شکل شماره (۷) ارائه شده است. این شکل از چرخاندن تصویر قبلی و نمایش سه بعدی اَن حاصل شده است.



شکل (۶) مقادیر تبخیر – تعرق واقعی در منطقه مورد مطالعه بر اساس توزیع ارتفاعی (سبال کوهستانی)

برآورد تبخیر– تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر 🛛 📖 ۳۷۷

بررسی ارتباط بین مقادیر تبخیر-تعرق لحظه ای واقعی و NDVI، در منطقه مورد مطالعه نشاندهنده یک همبستگی قوی و مثبت بین آنهاست. در جدول شماره ۵ مقادیر این همبستگی نشان داده شده است. همان گونه که مشاهده می شود این مقدار برابر با ۰/۸۱+ است.

جدول (۵) تحلیل همبستگی تبخیر - تعرق واقعی لحظهای و شاخص پوشش گیاهی

Regression Equation	R	R ²
ET = -0.25 + 0.0088 NDVI	+ 0.81	0.6561

به این ترتیب بدیهی است که با توجه به همبستگی قوی و منفی بین دمای سطح و NDVI، همبستگی منفی بین دمای سطح و تبخیر – تعرق لحظهای واقعی برقرار خواهد شد و میتوان چنین استنباط نمود که در منطقه مورد مطالعه با افزایش تراکم پوشش گیاهی، به همراه کاهش دمای سطح، مزان تبخیر – تعرق لحظهای واقعی افزایش خواهدیافت.

نتيجه گيري

مدل سبال مسطح برای ارزیابی تبخیر – تعرق واقعی برای مناطق نسبتاً مسطح کشاورزی نتایج دقیقی بههمراه داشته است. اما بهدلیل تأثیر عواملی مانند ارتفاع، شیب و جهت شیب بر روی میزان تبخیر – تعرق واقعی که در مدل مذکور به دلیل پیچیدگی موضوع نادیده گرفته میشد، مدل جدیدی از سبال تحت عنوان سبال کوهستانی معرفی گردیده است. این مدل عوامل مذکور را در نتایج دخالت داده و در نتیجه، میزان تبخیر – تعرق واقعی با توجه به عوامل مذکور تصحیح می شود. تابش خورشیدی در دامنههای جنوبی نسبت به دامنههای شمالی در نیمکره شمالی بیش تر است و اگر چنانچه ارتفاع، شیب و جهت شیب در محاسبات تبخیر – تعرق واقعی در دامنههای شمالی و ارتفاعات بالا نادیده گرفته شوند مقدار آن بیش از مقدار واقعی خواهد بود. دلیل این امر آن است که در مدل سبال مسطح مناطق با دمای سطح پائین با مناطق با رطوبت زیاد اشتباه تفسیر می شوند. همان طور که می دانیم در دامنههای شمالی دمای پائین سطح بهدلیل برخورداری کم تر این دامنههای مرطوب اشتباه می شوند. می شوند، در حالی که در مدل سبال مسطح مناطق با دمای مودن

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳		ፖህአ
--	--	-----

با توجه به نقشه دمای سطح منطقه (شکل ۳) میتوان به وضوح تأثیر عامل ارتفاع و جهت شیب را بر دمای سطح مشاهده نمود بهطوری که با افزایش ارتفاع عموما دمای سطح کاهش یافته و همچنین دامنههای جنوبی نسبت به دامنههای شمالی دمای سطح بیشتری نشان میدهند. میزان تبخیر – تعرق واقعی لحظهای محاسبه شده (شکل ۵) نشاندهنده این واقعیت است که مناطق با تبخیر – تعرق واقعی بالا منطبق بر مناطق با پوششهای گیاهی متراکم و دمای سطح پائین است. در شکل ۶ نیز این تغییرات به صورت سه بعدی که نتیجه نهائی سبال کوهستانی است نشان داده شده است.

نتایج اجرای این مدل بر روی چند منطقه دیگر نشان داد که هرقدر میزان سطح حوضه کوچکتر باشد، نتایج این مدل با خطای کمتری روبهرو میشود زیرا در مناطق بزرگتر تأثیر عوامل ناشناخته بهویژه سرعت و جهت باد بر روی این مدل بیشتر میگردد.

نتایج این تحقیق نشاندهنده کاربرد تصاویر ماهوارهای در محاسبات تبخیر – تعرق واقعی است. محاسبه تبخیر – تعرق واقعی در ایستگاههای هواشناسی ضمن این که مستلزم داشتن دستگاههای پیچیدهای مانند لایسیمتر است که خود به کاربر و نگهداری خاصی نیاز دارد، تنها نشاندهنده تبخیر – تعرق واقعی در آن نقطه است و تعمیم دادن آن به صورت درونیابیهای متداول به سطح، از نظر علمی از اعتبار چندانی برخوردار نیست. حتی تصاویر ماهوارهای قادرند اطلاعاتی مانند تبخیر – تعرق واقعی لحظه ای فراهم نمایند که امکان ثبت آن در ایستگاههای زمینی وجود ندارد.

بر اساس تحقیق در زمینه پیشینه این موضوع مشخص گردید که تاکنون تحقیقات زیادی بر روی اجرای این مدل بهویژه در مناطق کوهستانی و بهخصوص در ایران انجام نشده است. این تحقیق نیز جزو اولین مطالعات در این زمینه محسوب می شود و بدیهی است که با توجه به طیف گستردهای از اطلاعات و دانش فنی برای اجرای این مدل، نیاز به تحقیقات و مطالعات آتی بیش تری است. ۳۷۹ 🛄

برآورد تبخیر– تعرق واقعی بهروش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر

منابع

- آخوندزاده، مهدی؛ سراجیان، محمدرضا (۱۳۸۵)، «تهیه نقشه ضریب گسیل ایران با استفاده از تصاویر ماهوارهای سنجنده MODIS» همایش ژئوماتیک۸۵، تهران.
- اسمعیل پور، مرضیه (۱۳۸۶)، «ارزیابی بیلان آب برای استفاده کشاورزی درحوضه جنوبی رود ارس»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.
- ـ جهانبخش اصل، سعید؛ موحد دانش، علی اصغر؛ مولوی، احد (۱۳۸۰)، «تحلیل مدل های بر آورد تبخیر– تعرق برای ایستگاه هواشناسی تبریز»، *دانش کشاورزی*، شماره ۲ جلد ۱۱، ۵۱– ۶۵
- دین پژوه، یعقوب؛ جهانبخش، سعید (۱۳۸۷)، «بررسی تبخیر تعرق گیاه مرجع در ایران با استفاده
 از روش هار گریوز»، مجموعه مقالات سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه
 تبریز.
- رحیم پور، الهام؛ بشارت، سینا؛ رضایی، حسین (۱۳۸۷)، «استفاده از GIS در برآورد تبخیر و تعرق بروش پرایسلی-تیلور در حوضه نازلوچای»، مجموعه مقالات سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه تبریز.
- رحیمی خوب، علی؛ کوچکزاده، مهدی؛ محمدولی سامانی، جمال؛ شریفی، فرود (۱۳۸۴)، «ارزیابی چند روش برآورد دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره NOAA در حوزه آبریز دریاچه ارومیه»، پژوهش و سازندگی در زراعت و باغبانی، شماره ۶۸ پائیز.
 - _زاهدی، مجید؛ بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۷)، «*هیدرولوژی*»، انتشارات سمت.
- ـ ساریصراف، بهروز؛ محمدی، غ. (۱۳۸۷)، «بررسی پراکنش خردهاقلیمها در شمال غرب». *نشیریه* د*انشکده علوم انسانی و اجتماعی*. ص ۱۵.
- ـ شفیعی فسقندیس، ابراهیم. ساری صراف، بهروز. جهانی،مقصود. مولوی، احد (۱۳۸۶) «ارزیابی مدلهای برآورد تبخیر– تعرق بالقوه برای منطقه اهر»، *فضای جغرافیائی*، شماره ۲۰ زمستان.

_ علیزاده ربیعی، حسن (۱۳۷۲)، «سنجش از دور (اصول و کاربرد) »، انتشارات سمت.

Archive of SID

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳		ሻለ
--	--	----

- علیزاده، امین؛ کمالی، غلامعلی؛ خانجانی، محمدجواد؛ رهنورد، محمدرضا، «ارزیابی روشهای برآورد تبخیر – تعرق در مناطق خشک ایران». فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۲۳، ۹۷ – ۹۷.
- _ علیزاده، امین (۱۳۸۷)، «*صول هیدرولوژی کاربردی*»، چاپ هفدهم، انتشارات استان قدس رضوی.
 - _ لو، ژان (۱۳۷۸)، «*هیدرولوژی آب های سطحی*»، ترجمه مجید زاهدی، انتشارات آناس.
- ـ لیلسند، تامس؛ کیفر، رالف؛ (۱۳۸۰)، «پردازش رقومی تصاویر ماهوارهای»، ترجمه حمید مالمیریان؛ انتشارات سازمان جغرافیائی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح.
- ـ مباشری، محمدرضا (۱۳۸۶)، «ارائه روشی جهت معتبرسازی دادههای لندست ETM+7 برای برآورد تبخیر- تعرق پس از معیوب شدن تصحیحکننده خط اسکن SLC» ، *پژوهش های* جعرافیایی، شماره ۶۰ تابستان ۱۳۸۶ ، ۸۵– ۹۵.
- ـ مباشری، محمدرضا (۱۳۸۵)، «مبانی فیزیک در سنجش از دور و فناوری ماهواره»، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی.
- ـ مباشری، محمدرضا، خاوریان،حسن، ضیائیان،پرویز، کمالی، غلامعلی (۱۳۸۴)، «برآورد تبخیر و تعرق واقعی با استفاده تصاویر MODIS و الگوریتم سبال»، همایش ژئوماتیک ۸۴.
- ـ میذر، پل ام. (۱۳۷۷)، «*پردازش کامپیوتری تصاویر سنجش از دور*»، ترجمه محمد نجفی دیسفانی، انتشارات سمت.
- Alavipanah1, S.K. Saradjian, M., Savaghebi ,Gh. R. Komaki1, Ch. B. Moghimi, E. Karimpour Reyhan, M., (2007), "Land Surface Temperature in the Yardang Region of Lut Desert (Iran) Based on Field Measurements and Landsat Thermal Data", *J. Agric. Sci. Technol.* (2007) Vol. 9: 287-303.
- Allen, R.G., M. Tasumi, A. Morse. (2005), "Satellite-based Evapotranspiration by METRIC and Landsat for western estates water management", <u>US Bureau Reclamation Evapotranspiration</u> <u>workshop.</u>

برآورد تبخیر– تعرق واقعی بهروش سبال کوهستانی در منطقه مشگین شهر 🛛 📖 ۳۸۱

- Bastiaanssen, W.G.M., (2000), "Sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin", Western Turkey, *J. of Hydr*. 229: 87-100.
- Caselles. V, M.Artigoa M, (1998), "<u>Mapping Actual Evapotranspiration</u> by Combining Landsat TM and Engeman".
- E.T, Gurney. R.J, (1991), "*Remote Sensing in Hydrology*", Chapman and Hall, 85-99.
- Granger, R.J, (1999), "Satellite-derived estimation of evapotranspiration in Gediz basin", *Journal of Hydrology*, 229, 70-76.
- Loukas, Athanasios Vasiliades, Lampros, Domenikiotis, Christos .R. Dalezios, Nicolas, (2005), "Basin-wide actual evapotranspiration estimation using NOAA/AVHRR satellite data", *Physics and Chemistry of the Earth*, 30 (2005) 6979.
- Ramos, J.G. Cratchley, C.R. Kay, J.A. Casterad, M.A. Martı'nez-Cob, A. Domi'nguez, R. (2008), "Evaluation of satellite evapotranspiration estimates using ground-meteorological data available for the Flumen District into the Ebro Valley of N.E. Spain", *Agricultural Water Mmanagement*, AGWAT-2701
- Rossato, L. (2005), "Evapotranspiration estimation in the Brazil using NDVI data", *INPE Eprint*, Vol. 2005-09-17.
- Sa'nchez, J.M. Scavone, G. Caselles, V. Valor, E. Copertino, V.A.Telesca, V. (2008), "Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region", *Journal of Hydrology* (2008) 351, 58-70.
- Schuurmans, J.M., P.A. Troch, A.A. Veldhuizen, W.G.M. Bastiaanssen and M.F.P. Bierkens, (2003), "Assimilation of remotely sensed latent heat fluxes in a distributed hydrological model", *Adv. in Water Resources*, Vol. 26(2): 151-159.
- Scott, C.A., W.G.M. Bastiaanssen and M.D. ud-Din Ahmad, (2003), "Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery", *ASCE Irrigation and Drainage Engineering*, 129(5): 326-335.

Archive of SID

نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامهریزی، شماره ۵۳	۳۸۱ 🛄
--	-------

- Sobrino, J.A. (2004), "Single-channel and two- channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site". Int. J. Remotete Sensing, Vol 25, No. 1, 215-230.
- Teixeira, A.H. de C, Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M.D., Bos, M.G., (2008), "Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Sa^oo Francisco River basin", Brazil Part B: Application to the regional scale, agricultural and forest meteorology, *AGMET*, 3974, P 14.
- Tsouni, A., Kontoes, Ch., Koutsoyiannis, D., Mamasis. N., (2008), "Estimation of Actual Evapotranspiration by Remote Sensing: Application in Thessaly Greece". *Sensors*, 8, 3586-3600.