تجزِیه و تحلیل روش‌های استفاده از ماهواره در تعیین میزان تبخیر و تعرق

محمدرضا مباشری
استادیار دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
حسن خاوریان
کارشناس ارشد سنجش از دور دانشگاه تربیت مدرس

چکیده

تعیین میزان تبخیر و تعرق در پهنه‌های وسیع و با فاصله زمانی مناسب، ابزاری کارا در امر مدیریت بهینه منابع آب، مدیریت کشاورزی در تعیین کشت بهینه برای مناطق مختلف و مطالعات اقلیم است . برآورد میزان تبخیر و تعرق (Evapo-Transpiration ET) با استفاده از لایسیمتر برای مناطق وسیع، بسیارپرهزینه و وقت‌گیر است. از طرف دیگر، تعیین نظری (ET) با استفاده از روش‌هائی همچون همبستگی ادی (Eddy Correlation) و نسبت باون (Bowen Ratio) خطاهائی اجتناب ناپذیر ناشی از به کارگیری پارامترهای هواشناسی را به همراه دارد. این محدودیت‌ها باعث توسعه استفاده از داده‌های سنجش از دور جهت برآورد میزان تبخیر و تعرق در نواحی وسیع و با قدرت تفکیک زمانی مطلوبی شده است . تاکنون در ایران مطالعه جامعی در رابطه با استفاده از سنجش از دور برای برآورد (ET) انجام نشده و یا حداقل کارهای احتمالی انجام شده، چاپ و منتشر نشده است. البته، درحد ارتباط تبخیر وتعرق با NDVI یا نظایر آن مطالعاتی صورت گرفته که اندازه‌گیری‌های همزمان میدانی را برای تائید به همراه نداشته است . در این پژوهش سعی شده است که علاوه بر معرفی چندین روش جهت برآورد تبخیر و تعرق با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، مشکلات اصلی الگوریتم‌های موجود برای استفاده در ایران را تبیین نموده و راهکارهای رفع و یا کاهش آن‌ها را موردبحث و بررسی قرار دهیم .

واژگان کلیدی: تبخیر و تعرق، سنجش از دور، مدیریت آب، مدیریت کشاورزی، منابع آب

Archive of SID

www.SID.ir

۱- مقدمه

بنا به تعریف مجموع تبخیر از کلیه سطوح و تعرق حاصله از گیاه را، تبخیر و تعرق گویند. صرف‌نظر از مقدار جزئی آب که در فعالیت‌های متابولیسمی گیاهان به کار می‌رود، می‌توان تبخیر و تعرق را برابر با مقدار آب مصرفی گیاه دانست .

تبخیر و تعرق فرایندی ناشی از شکل انتقال متلاطم انرژی است. معادله کامل توازن شار انرژی ($Watt/m^2$) را می‌توان به صورت زیر بیان کرد.

جزء افقی گرمای آشکار و نهان + فتوسنتز + ذخیره گرما در گیاه +

$$Q^* = G_0 + H + \lambda E$$

که Q^* تابش خالص، G_0 شار گرمای خاک، H شارگرمای محسوس و λE شارگرمای نهان است.

بیشتر گیاهان کمتر از یک درصد از تشعشع خورشیدی را در طول دوره زندگی خود برای فتوسنتز استفاده می‌کنند. ذخیره حرارت در گیاهان در طول روز قابل اغماض است و تنها در موقع طلوع و غروب خورشید، زمانی که تغییر درجه حرارت سریع بوده و مقادیر λE و H و Q^* کوچک هستند، نسبتاً حائز اهمیت است .

(Taconet et al., 1986) تاکونت و همکاران دریافتند که حتی در مورد مزرعه ذرت با ارتفاع سه متر (که محصول آن به ۱۷ تن در هکتار می‌رسد) میزان ذخیره انرژی حداکثر یک درصد کل بیلان حرارتی می‌باشد. بنابراین در کلیه کارهای عملی می‌توان هم فتوسنتز و هم ذخیره حرارت گیاه را در معادله توازن انرژی نادیده گرفت .

Archive of SID

www.SID.ir

جزء افقی نشان‌دهنده میزان خالص انرژی افقی است که گیاه کسب می‌کند در آب و هوای خشک این جزء ممکن است مساوی با تابش خالص باشد. که گاهی نیز به دلیل عدم دسترسی به آن حذف می‌گردد .

با چشم‌پوشی از انرژی افقی، فتوسنتز و ذخیره حرارت در گیاه، معادله توان انرژی به صورتی کاهش می‌یابد که فقط تبادل انرژی در راستای قائم به حساب آورده شود .

داده‌ها توسط ماهواره، اطلاعات پیوسته و دائمی از بازتاب طیفی و گسیل و تابش از سطح زمین را درمقیاس‌های کوچک (میکرو) و بزرگ (ماکرو) تهیه می کنند. الگوریتم‌های کلاسیک سنجش از دور شار انرژی نورانی براساس اندازه‌گیری‌های دمای سطحی همراه با پارامترهای دیگر هواشناسی که از لحاظ مکانی ثابت هستند، ممکن است برای ارزیابی شارهای سطحی در مقیاس میکرو مناسب باشد، اما برای مقیاس‌های متوسط و ماکرو مناسب نیستند. در نتیجه باید الگوریتم‌های پیشرفته‌تری برای نواحی وسیع و ناهمگن با چشم‌اندازهای مختلف از لحاظ فیزیوگرافی طراحی شوند. اکثر الگوریتم‌های متداول سنجش از دور شار، جهت مطالعات عملی هیدرولوژی در حوزه های آب‌خیز ناهمگن، به علت مسائل ذیل رضایت‌بخش نیستند :

- به علت وجود تغییرات مکانی در کاربری اراضی، پوشش زمین، خواص فیزیکی خاک و جریانات سطحی اکثر پارامترهای هیدرومتئورولوژی تغییر مکان‌هایی را نشان می‌دهند که نمی‌توان با تعداد محدودی از مشاهدات سینوپتیکی آن‌ها را به دست آورد .
- دسترسی به داده‌هایی چون میزان تابش خورشیدی، اندازه دمای هوا، رطوبت نسبی و سرعت باد، به زمان عبور ماهواره محدود می‌شود. همچنین بعضی از

Archive of SID

www.SID.ir

الگوریتم‌های سنجش از دور به شارهای سطحی مرجع نیاز دارند که تنها در طی مطالعات میدانی خاص قابل اندازه‌گیری هستند .

- کمی‌کردن قدرت عمل الگوریتم‌های سنجش از دور شار در مناطق ناهمگن مشکل است. مطالعات انجام شده در مقیاس‌های بزرگ برای محاسبه انرژی مؤثر سطحی حتی با به کارگیری ۲۰ ایستگاه، نشان داده است که برای اندازه‌گیری شار از اعتبار لازم برخوردار نیست (Bastiaanssen and Pelgrum, 1997) .
- اساساً مشاهدات سنجش از دور یک دید لحظه‌ای از خواص تابشی سطح زمین را تهیه می‌کنند و چارچوبی جهت به دست‌آوردن شارهای سطحی روزانه با استفاده از مشاهدات لحظه‌ای وجود ندارد .
- دقت موردنیاز دمای سطحی آئرودینامیکی ($-/+0.5K$) برای محاسبه شار گرمای محسوس به ندرت از تلفیق دمای سطحی را دیومتریک سنجش شده با ماهواره و دمای هوای ایستگاه‌های سینوپتیکی به دست می‌آید (Brutsaert et al., 1993).
- کمّی‌سازی مناسبی از زبری سطح برای محاسبه گرمای ناشی از انتقال تکانه حاصله، زبری سطح تنها در صورتی عملی به نظر می‌رسد که در محل کالیبراسیون انجام شود (Blyth and Dolman, 1995) . انجام این تصحیح برای تبدیل دمای سطحی را دیومتریک سنجش شده از دور به دمای آئرودینامیکی مورد نیاز است (Norman and Becker, 1995)
- اندازه‌گیری‌های سنجش از دور با مقیاس‌های فضایی ماهواره ضرورتاً با آنهایی که از فرایندهای شارهای سطحی حاصل می‌شوند متناسب نیستند (Moran et al., 1997) .

Archive of SID

www.SID.ir

- از آنجا که شارهای سطحی به صورت عمودی بررسی می‌شوند جریان وزشی داخل مزرعه نمی‌تواند در نظر گرفته شود .
- اغلب از چندین الگوریتم سنجش از دور در ارتباط با تأمین داده‌های مورد نیاز هیدرولوژیکی در مدل‌های لایه مرزی سیاره‌ای استفاده می‌شود که کاربرد عملیاتی در مقیاس‌های منطقه‌ای را مشکل می‌سازد .

(Taconet et al.,1986;Choudhury and DiGirolamo, 1998)

- گاهی اوقات اطلاع ازنوع کاربری زمین‌برای‌تبدیل دمای سطحی به معادله‌ای برای محاسبه گرمای نهان یا برای توصیف پارامترهای هیدورمتئورولوژی ضروری است. این روش‌ها برای نواحی با پوشش‌های تنک و چشم‌اندازهای با هندسه نامنظم و ساختار پیچیده، کمتر مناسب هستند .
- تبخیر و تعرق یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های بیلان مصرف آب و در عین حال یکی از مشکل ترین مؤلفه‌ها برای اندازه‌گیری است. تکنیک‌های میدانی مانند توازن آب- خاک، نسبت باون و یا تکنیک ادی کواریانس، محلی بوده و از مقیاس نقطه‌ای تا میدانی تغییر می‌کنند .

روش‌های سنجش از دور ET به علت این‌که سطوح وسیعی را با قدرت تفکیک فضائی نسبتا خوب پوشش می‌دهد دارای جاذبه خوبی هستند. در این روش‌ها عملیات پایش میدانی زیادی نیز موردنیاز نمی‌باشد، گرچه اندازه‌گیری همزمان با عبور ماهواره می‌تواند در تفسیر تصاویر ماهواره‌ای مفید باشد. در این رابطه سه روش که تفاوت آنها در قدرت تفکیک و درجه واقع‌بینی فیزیکی آن‌ها است موردبحث قرار می‌گیرند.

Archive of SID

www.SID.ir

۲- تکنیک مکانیزم بازخورد داده‌های ماهواره‌ای

در اغلب روش‌ها برای برآورد ET از انرژی تابشی خالص به عنوان پارامتر اصلی و نقصان فشار جزئی بخار آب برای شناسائی میزان انتقال بخار آب استفاده می‌شود. روشی در سنجش از دور گسترش یافته است که در آن آلبیدوی سطحی که از داده‌های باندهای مرئی ماهواره استخراج می‌شود، برای محاسبه انرژی تابشی خالص به کار می‌رود. همچنین با استفاده از یک رابطه بازخورد، دمای سطح با استفاده از باندهای فروسرخ استخراج و برای محاسبه نقصان فشار جزئی بخار آب در لایه هوای مجاور مورداستفاده قرار می‌گیرد (Granger, 1997) .

رابطه بازخورد بر این حقیقت مبتنی است که دما و رطوبت مشاهده شده در هوا، بازتاب‌کننده انرژی سطحی بوده و بر عکس انرژی سطحی می‌تواند بر دما و رطوبت تاثیرگذار باشد. این روابط نشان داده است که می‌تواند در محدوده وسیعی از سطوح طبیعی از زمین‌های بدون پوشش گیاهی سطوح با پوشش کامل گیاهی کاربرد داشته باشد. این تکنیک در مقایسه با روش‌های قراردادی دارای مزایای بیشتری است زیرا که در آن از دما به عنوان شاخص انتقال انرژی حساس استفاده شده و ET از طریق عکس معادله (۱) محاسبه می‌شود. این روش، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای را در مدل‌های قراردادی تبخیر و تعرق مجاز می‌داند. همچنین در این روش از یافته‌های منطقه‌ای ET توسط ماهواره در مدل‌های هیدرولوژیکی استفاده می‌شودبدون این‌که نیاز به جمع‌آوری پارامترهای هواشناسی در ایستگاه‌های زمینی وجود داشته باشد. مراحل انجام کار در این روش به شرح ذیل برای سنجنده AVHRR به عنوان نمونه خلاصه می‌شود .

- بر روی داده‌های خام تصحیحات هندسی صورت می‌پذیرد .
- آلبیدو و بازتابندگی در کانال‌های مرئی محاسبه می‌شود .

Archive of SID

www.SID.ir

- دمای درخشندگی از کانال‌های فروسرخ حرارتی محاسبه می‌شود .
- موقعیت ماهواره و زاویه دید آن محاسبه می‌شود .
- با استفاده از دماهای درخشندگی استخراج شده ار کانال‌های ۴ و ۵ و زاویه دیدسنجنده، دمای سطح برای هرپیکسل در تصویر محاسبه می‌شود
- از مقادیر میانگین دمائی درازمدت، مقدار تابش جهانی آسمان صاف، بیشینه و کمینه دمای روزانه استفاده می‌شود .
- دمای سطحی استخراجی از داده‌های ماهواره‌ای به دمای میانگین روزانه تبدیل می‌شود .
- نقصان فشار جزئی بخار آب در هر پیکسل با استفاده از دمای هوا و فشار بخار آب اشباع تخمین زده می‌شود .
- از بازتابندگی کانال ۲ به عنوان آلبیدو برای برآورد تابش خالص از انرژی موج کوتاه فرودی استفاده می‌شود .
- از آن‌جا که پوشش گیاهی کاملاً از نقطه‌ای به نقطه دیگر متفاوت است، شاخص NDVI از داده‌های خام استخراج و برای تخمین میزان زبری پوشش گیاهی و ضریب انتقال بخار آب مورداستفاده قرار می‌گیرد .
- بالاخره ET با استفاده از مدل Granger (1989) برای هر پیکسل محاسبه می‌شود .

علاوه بر موارد فوق بایستی با استفاده از ایستگاه‌های زمینی و تعریف آتمسفری استانداردبرای منطقه موردنظر، نسبت به تصحیح آتمسفری اقدام شود .

Archive of SID

www.SID.ir

ارزیابی تکنیک اول

در این تکنیک از تقریب‌های زیادی استفاده می‌شود که با توجه به این‌که هیچ‌گونه اندازه‌گیری میدانی همزمان برای کنترل صحت داده‌ها و ارتقاء کیفیت آن‌ها دیده نشده است، میزان اعتماد به نتایج تا حد زیادی کاهش می‌یابد. بیشترین عدم قطعیت و خطا را می‌توان ناشی از موارد زیر دانست .

- محاسبه دمای سطح بدون در نظر گرفتن گسیل‌مندی و تغییرات آن، خطای بسیاری را خصوصاً در مواردی که بافت پوششی یکنواخت نیست، می‌تواند به همراه داشته باشد. این خطا می‌تواند با استفاده از نقشه کاربری زمین و دانش قبلی از نوع پوشش و گسیل‌مندی طیفی آن تا حدود زیادی کاهش یابد .
- استفاده بیش از حد از مقادیر میانگین روزانه می‌تواند نتیجه را تا حد زیادی تحت تأثیر قرار دهد. کوتاه‌کردن مدت میانگین‌گیری با استفاده از داده‌های ماهواره‌های زمین آهنگ می‌تواند تا حدود زیادی کیفیت داده‌ها را بهبود بخشد .
- به علت ناشناخته‌بودن آتمسفر و پروفایل چگالی مواد موجود در آن، استخراج دمای هوا از داده‌های ماهواره‌ای همراه با خطائی است که تا حدود زیادی غیر قابل محاسبه می‌باشد. عدم دقت در این محاسبه، می‌تواند حتی جهت گرمای حساس را تغییر داده و خطائی دو چندان را در محاسبه ET باعث شود. برای کاهش این خطا می‌توان با استفاده از باندهای حرارتی ماهواره‌های زمین آهنگ ELR آتمسفر را محاسبه و از طریق برون‌یابی، دمای هوا را در نزدیکی سطح محاسبه نمود .

Archive of SID

www.SID.ir

- استفاده از بازتابندگی کانال ۲ به عنوان آلبیدو برای برآورد تابش خالص انرژی موج کوتاه فرودی برای سطوح نامشخص و غیره، تقریبی دارای خطای بسیار است. نتیجه این محاسبه اثری مستقیم بر مقدار ET شده خواهدداشت. برای رفع این نقیصه، استفاده از روابط تجربی در برآورد تابش موج کوتاه فرودی توصیه می شود. البته تأثیر ضریب اصلاح آتمسفر می‌تواند این نتیجه را بهبود بخشد .

در مجموع با توجه به پیشرفت‌های ایجادشده سال‌های اخیر در سنجش از دور، یک بازنگری کلی در روش فوق ضروری به نظر می‌رسد .

۳- تکنیک استفاده از فرآیندهای بیوفیزیکی

تبخیـر و تعـرق کل با مقدار آب و سایر مؤلفه‌های انرژی از طریق معادله (۱)، معادله توازن انرژی درارتباط است، درحالی‌که تعرق قویاًبه آهنگ‌جذب کربن بستگی دارد (Choudhury, 1997) .

در مدل بیوفیزیکی (Choudhury and DiGirolamo 1998) بین آب، انرژی، و فرآیند کربن با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های کمکی برای کمی‌کردن مقدار کل تبخیر، تعرق و میزان تولید بیوماس، ارتباط برقرار می‌شود. تعرق با استفاده از معادله پنمن- مونتیه و از طریق آهنگ جذب کربن، محاسبه می‌شود. میزان تبخیر خاک با استفاده از معادله پریستلی - تایلور و معادله فیلیپس در دو مرحله محاسبه می‌شود. برآورد آهنگ جذب کربن به همراه میزان تعرق و میزان تنش آب موجود در خاک، باعث تعیین میزان تولید بیوماس می‌شود. در این تکنیک از داده‌های ماهواره‌ای برای تعیین کسر پوشش گیاهی،

Archive of SID

www.SID.ir

آلبیدوی سطح، انرژی فرودی خورشیدی و تابش فعال فتوسنتز، کسر پوشش ابر، دمای هوا و فشار جزئی بخار آب استفاده می‌شود. میزان بارش با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و مشاهدات ایستگاهی برآورد می‌شود. پارامترهای فیزیکی مدل (به عنوان مثال رفتار هیدرولوژیکی خاک و یا آهنگ جذب کربن توسط برگ) با استفاده از جداول چاپ شده و نوع پوشش سطحی به دست می‌آیند.

ارزیابی تکنیک دوم

برخلاف تکنیک قبلی، این تکنیک به داده‌ها و مشاهدات ایستگاهی و زمینی بسیار وابسته است ولی تعیین پارامترهایی همچون کسر پوشش گیاهی، آلبیدوی سطح، انرژی فرودی خورشیدی و تابش فعال فتوسنتز، کسر پوشش ابر، دمای هوا و فشار جزئی بخار آب با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و به همان روش قبلی به دست می‌آیند و در نتیجه همان ایرادات قبلی و همان عدم‌قطعیت‌ها بر نتایج حاکم می‌باشد. در مجموع گرچه در این تکنیک وابستگی زمینی زیاد است ولی دقت در نتایج تا حد زیادی بهبود می‌یابد. با تمهیداتی که از چند سال قبل در کلیه کشورهای عضو WMO در جهت توسعه ایستگاه‌های خودکار جمع آوری داده‌های هواشناسی صورت پذیرفته است، به نظر می‌رسد که یک بازنگری در این تکنیک می‌تواند آن را با کیفیتی بهتر عملیاتی سازد .

۴- تکنیک سِبال

الگوریتم‌توازن انرژی سطحی‌برای خشکی (SEBAL) از ۲۵ مدل تشکیل یافته‌که توسط آن‌ها ET و سایرمؤلفه‌های لازم برای معادله توازن انرژی

Archive of SID

www.SID.ir

محاسبه می‌شوند. درالگوریتم SEBAL ازداده‌های تصاویرماهواره‌ای دربانده‌ای مرئی، فروسرخ نزدیک وحرارتی‌برای برآوردانرژی تابشی خالص، شارحرارتی خاک، شارگرمای‌محسوس وشارگرمای نهان تبخیربرای هرپیکسل دریک تصویر، استفاده می‌شود (Bastiaanssen et al.,1998a,b,and 2000;Allen and Fisher,2001).

در این روش مقادیر لحظه‌ای تابش خالص با استفاده از اندازه‌گیری تابش فرودی خورشید در دو ایستگاه زمینی و تابش حرارتی خروجی با استفاده از دو تصویر بدون ابر و به کارگیری آلبیدوی سطحی، گسیل‌مندی سطحی و دمای سطح، به دست می‌آید .

آلبیدوی سطحی با استفاده از آلبیدوی بالای آتمسفر در باند پهن و اعمال تصحیحات آتمسفری بر روی آن قابل محاسبه می‌شود. شار حرارتی با استفاده از دمای سطح، آلبیدوی سطحی، شاخص پوشش گیاهی (NDVI) و طول زبری که با استفاده از شاخص پوشش گیاهی تنظیم شده برای خاک (SAVI) به دست می‌آید، محاسبه می‌شود. شار گرمای حساس از طریق حل گردشی (Iteration) معادلات استاندارد انتقال حرارت و تکانه بر مبنای اصلاح پایداری مونین - ابوخوف برای هر پیکسل محاسبه می‌گردد .

به طور خلاصه سبال از دمای سطحی T_0، بازتابندگی سطحی r_0 و شاخص پوشش گیاهی NDVI و روابط بین آن‌ها جهت برآورد شارهای سطحی برای انواع پوششهای سطحی زمین استفاده می‌کند .

ارتباط بین انرژی طیف مرئی و اشعه مادون قرمز حرارتی در نواحی با تباین هیدرولوژیکی زیاد (سطوح زمین خشک و مرطوب، وجود پوشش گیاهی ضروری نیست) اساس فرمول‌بندی سبال را تشکیل می‌دهد. این الگوریتم :

Archive of SID

www.SID.ir

۱) تغییرات مکانی ضروری‌ترین پارامترهای هیدرومتئورولوژی را به صورت تجربی برآورد می‌کند .
۲) تنها به اطلاعات میدانی شفافیت آتمسفری برای امواج کوتاه، دمای سطحی و ارتفاع پوشش گیاهی نیاز دارد .
۳) خود را درگیر مدل‌های شبیه‌سازی رقومی نمی‌کند .
۴) شارها را مستقل از پوشش زمین محاسبه می‌کند .
۵) می‌تواند در تصاویر مادون قرمز حرارتی با قدرت تفکیک‌های بین چند متر تا چند کیلومتر اعمال شود .

(در سبال، λE به عنوان باقیمانده از معادله توازن انرژی سطحی لحظه‌ای معرفی می‌شود) .

ارزیابی تکنیک سوم

مزایای این الگوریتم عبارتند از:

۱- داده‌های میدانی کمی نیاز دارد
۲- مفهوم فیزیکی داشته و بنابراین قابل کاربردبرای اقلیم‌های مختلف است.
۳- نیازی به نقشه کاربری زمین ندارد .
۴- نیازی به داده‌های موردنیاز مدل‌های هیدروژلوژی و هیدرومتئورولوژی ندارد .
۵- اگر از داده‌های با قدرت تفکیک مکانی بالا استفاده شود، امکان به دست آوردن واریوگرام و توابع چگالی برای ضروری‌ترین پارامترهای هیدرومتئورولوژی، وجود دارد .

Archive of SID

www.SID.ir

۶- روش برای تمامی طیف‌های مرئی، مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز حرارتی مناسب است ولی می‌تواند در قدرت تفکیک‌های مختلف مکانی و زمانی به کار برده شود (این بدان معنی نیست که برای همه ترکیبات مقیاس و قدرت تفکیک، دقت بالایی به دست می‌آید)

۷- برای تصاویر با قدرت تفکیک بالا، نتایج می‌تواند با اندازه‌گیری‌های همزمان شار و رطوبت خاک اصلاح شوند .

۸- شیوه مرحله‌بندی شده است .

معایبی را که می‌توان بر این الگوریتم مترتب دانست عبارتند از :

۱- شرایط بدون ابر موردنیاز است. این مسئله کاربرد مدل را در بسیاری از مواقع غیرممکن می‌سازد .

۲- وجود زمین‌های خشک و زمین های مرطوب در دید ماهواره موردنیاز است. این مسئله استفاده از مدل را منوط به اطلاع قبلی از برنامه آبیاری زمین می‌سازد و این نقیصه بزرگی به حساب می‌آید .

۳- زبری سطح خیلی ضعیف توصیف می‌شود بدین‌معنی که زبری سطح را به صورت مضربی از گیاه مرجع می‌دهد .

۴- تنها برای نواحی هموار مناسب است. از آنجا که درصد بالایی از زمین‌های کشاورزی در شیب‌های طبیعی قرار دارند، استفاده از این مدل محدود می‌شود .

۵- بسیاری از پارامترها به صورت تجربی و از معادلاتی تجربی به دست می‌آیند که صحت عمل آن‌ها نیاز به آزمودن بیشتری دارد .

Archive of SID

www.SID.ir

۵- نتیجه‌گیری

استخراج میزان تبخیر و تعرق از داده‌های ماهواره‌ای راهکاری بسیار مناسب برای ارتقاء مدیریت منابع آب است. مدل‌ها و آلگوریتم‌های موجود نیازمند بازنگری و ارتقاء دایم می‌باشند. مدل‌های موجود، بدون وابستگی به داده‌های زمینی قابل استفاده نیستند. در این میان مدل سبال کمترین وابستگی را به داده‌های زمینی دارد. این مدل هم اکنون توسط سازمان ملل پذیرفته شده و در بسیاری از نقاط دنیا مورداستفاده قرار می‌گیرد. برای استفاده از این مدل، انجام کارهای میدانی شامل اندازه‌گیری‌های همزمان، تعیین ضرایب مناسب منطقه برای روابط تجربی، تعیین ماهواره مناسب، تعیین قدرت تفکیک‌های مکانی، زمانی، طیفی و رادیومتری مناسب (حسب اهمیت پروژه)، تعیین گیاه مرجع مناسب برای هر منطقه در فصول مختلف و بسیاری از پارامترهای دیگر الزامی است. بدون انجام این عملیات، امکان برآورد صحیح و قابل اعتماد برای پروژه‌های مدیریتی منابع آب و پروژه‌های کشاورزی وجود نخواهد داشت. تکنیک‌های مکانیزم بازخورد داده‌های ماهواره‌ای و استفاده از فرآیندهای بیوفیزیکی نیز نیاز به بازبینی مجدد دارند .

Archive of SID

www.SID.ir

منابع و ماخذ

1. Allen, R.G. and D.K. Fisher. 2001. Low-Cost Electronic Lysimeters.*Trans. ASAE*, Vol 33(6):1823- 1833.

2. Bastiaanssen, W.G.M., H. Pelgrum, P. Droogers, H.A.R. de Bruin and M. Menenti, 1997. Area-average estimates of evaporation, wetness

3. indicators and top soil moisture during two golden days in EFEDA, Agr. and Forest Met. 87: 119-137

4. Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes and A.A.M. Holtslag, 1998a. The Surface Energy Balance Algorithm for Land

5. (SEBAL): Part 1 formulation, J. of Hydr. 212-213: 198-212

6. Bastiaanssen, W.G.M., H. Pelgrum, J. Wang, Y. Ma, J. Moreno, G.J. Roerink and T. van der Wal, 1998b. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 2 validation, J. Of Hydr. 212-213: 213-229

7. Bastiaanssen, W. G. M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology* 229(1-2): 87-100.

8. Blyth, E. M., Dolman, A. J., 1995. The roughness length for heat of sparse vegetation. J. of Applied Met. 34, 583-585.

9. Brutsaert, W., Hsu, A. Y., Schmugge, T. J., 1993. Parametrization of surface heat fluxes above forest with satellite thermal sensing and boundary layer soundings. J. of Applied Met. 32(5), 909-917.

10. Choudhury, B. J. 1997. Estimating land surfac evaporation using multispectral satellite and ancillary data. In *Applications of remote sensing in hydrology, Proc. Symp. No 17, NHRI, Saskatoon, Canada*, eds. G.W. Kite, A. Pietroniro, and T. Pultz. Canada: National Hydrology Research Institute (NHRI).

11. Choudhury, B. J.; and N. E. DiGirolamo. 1998. A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data. I. Model description and comparison with observations. *Journal of Hydrology* 205: 164-185.

Archive of SID

www.SID.ir

12. Granger, R. J. 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology* 111: 21-29.
13. Granger, R. J. 1997. Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm. In *14. Applications of Remote Sensing in Hydrology, Proc. Symp. No 17, NHRI, Saskatoon, pp. 71-81,* eds. G.W. Kite, A. Pietroniro, and T. Pultz. Canada: National Hydrology Research Institute (NHRI).
15. Moran, M. S., Humes, K. S., Pinter, P. J., 1997. The scaling characteristics of remotely-sensed variables for sparsely-vegetated heterogeneous landscapes. J. of Hydr. 190, 337-362.
16. Norman, J. M., Becker, F., 1995. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. Agr. And forest Meteorology 77, 153-166.
17. Taconet, O., Bernard, R., Vidal-Madjar, O., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux temperature model based on NOAA-AVHRR data. J. of climate and applied Met. 25, 284-307.

Archive of SID

www.SID.ir