

ارزیابی دو روش تهیه نقشه‌های تغییرات مکانی تبخیر-تعرق مرجع

محمد اسماعیل کمالی پاشاکلایی^{۱*}، علیرضا فرید حسینی^۲، حسین انصاری^۳، محمد علی غلامی سفیدکوهی^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۸/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱/۲۶

چکیده

تبخیر-تعرق مرجع (ET₀) پارامتری اساسی در تعیین برنامه آبیاری است که به دلیل تغییرات مکانی آن، باید از روش‌های درون‌یابی برای تخمین آن در سطح وسیع استفاده نمود. فاکتوری که می‌تواند نتایج درون‌یابی را تحت تأثیر قرار دهد، ترتیب مراحل درون‌یابی است. در این تحقیق مقایسه دو روش تهیه نقشه‌های ET₀ مدنظر قرار گرفت. در روش اول مقدار ET₀ در موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی به روش هارگریوز-سامانی محاسبه شده و درون‌یابی گردید. در روش دوم ابتدا اجزای معادله هارگریوز-سامانی درون‌یابی شده و سپس با اعمال فرمول هارگریوز-سامانی در محیط GIS، نقشه‌های ET₀ تهیه شد. لذا داده‌های اقلیمی ۱۰ ساله (۱۳۸۹-۱۳۸۰) ۴۶ ایستگاه هواشناسی برای تهیه نقشه و ۵ ایستگاه هواشناسی به‌عنوان ایستگاه شاهد در استان مازندران جمع‌آوری گردید. درون‌یابی داده‌ها به روش کریجینگ معمولی انجام شد و خطای درون‌یابی بر اساس شاخص ریشه میانگین مربع خطای استاندارد شده (RMSSE) مقایسه گردید. نتایج نشان داد که داده‌های دما دارای همبستگی مکانی بیش‌تر و خطای درون‌یابی کم‌تری بودند. اما برای صحت‌سنجی تخمین، مقادیر ET₀ حاصل از هر دو روش با مقادیر محاسبه شده آن در موقعیت ایستگاه‌های شاهد مقایسه شد و نشان داد که اختلاف این دو روش معنی‌دار نبوده است. لذا استفاده از هر کدام از دو روش مذکور، تغییری در دقت نقشه‌های ET₀ ایجاد نمی‌نماید.

واژه‌های کلیدی: تبخیر-تعرق مرجع، تغییرات مکانی، درون‌یابی، سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS)، کریجینگ معمولی

مقدمه

به نوع محصول بستگی دارد. ولی ET₀ بر اساس داده‌های اقلیمی منطقه به‌دست می‌آید. این داده‌های اقلیمی در ایستگاه‌های هواشناسی اندازه‌گیری می‌شوند. لذا فقط در موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی قابل قبول هستند و با فاصله گرفتن از ایستگاه‌ها از میزان دقت آن‌ها کاسته می‌شود. در نتیجه جهت برآورد میزان ET₀ در نقاط فاقد داده، باید از روش‌های درون‌یابی استفاده نمود. درون‌یابی در گذشته به روش‌های آمار کلاسیک، میانگین حسابی و رگرسیونی انجام می‌گرفت که این روش‌ها سریع و آسان بودند؛ ولی در نظر نگرفتن موقعیت داده‌ها و همبستگی مکانی آن‌ها باعث ایجاد خطا در انجام درون‌یابی می‌شد. از اینرو دانشمندان، درون‌یابی بر اساس آنالیز مکانی داده‌ها را پیشنهاد داده‌اند. آنالیز مکانی به دو صورت روش‌های قطعی و روش‌های زمین آماری می‌باشد. روش‌های قطعی بر اساس تعیین سطح از نقاط نمونه‌گیری شده و بر پایه شباهت‌ها (مانند روش وزن-دهی عکس فاصله) یا درجه هموارسازی (توابع پایه شعاعی) انجام می‌شود. این روش‌ها مدل فرایندهای مکانی تصادفی را مورد استفاده قرار نمی‌دهند. اما روش‌های زمین آماری مانند انواع کریجینگ، خواص آماری نقاط نمونه‌گیری شده را در نظر گرفته و با استفاده از فرایندهای تصادفی با همبستگی مکانی، آن‌ها را به صورت مدل در می‌آورند (عیوضی و مساعدی، ۱۳۹۰).

در روش‌های معمول تهیه نقشه‌های ET₀، مقادیر ET₀ با

بیش از ۸۰ درصد از منابع آبی جهان در بخش کشاورزی مصرف می‌شود (El-magd and Tanton, 2003). از این‌رو جهت صرفه‌جویی در مصرف آب و مدیریت بهینه منابع آبی به خصوص در سطح کلان، نیاز به برنامه‌ریزی صحیح آبیاری می‌باشد. در برنامه‌ریزی آبیاری نیز تعیین نیاز آبی گیاهان امری ضروری است. نیاز آبی به دو روش مستقیم و غیر مستقیم برآورد می‌گردد. با توجه به زمان‌بر بودن و نقطه‌ای بودن روش مستقیم، اصولاً از روش غیر مستقیم جهت محاسبه نیاز آبی در برنامه‌ریزی‌های آبیاری استفاده می‌شود (شریفان و قهرمان، ۱۳۸۵). در روش غیر مستقیم نیز نیاز آبی از روش دو مرحله‌ای فائو به‌دست می‌آید که حاصل ضرب ضریب گیاهی محصول (Kc) در تبخیر-تعرق مرجع (ET₀) می‌باشد (Allen et. al, 1990). ضریب گیاهی بر اساس فاکتورهای گیاهی به‌دست می‌آید و

۱- دانشجوی دکترای علوم و مهندسی آب- آبیاری و زهکشی، دانشگاه فردوسی مشهد، کارشناس محقق، بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی مازندران

۲- استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۴- استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

* - نویسنده مسئول: (Email: kamalipasha@yahoo.com)

استفاده از داده‌های هواشناسی در موقعیت ایستگاه‌ها محاسبه شده و سپس درون‌یابی می‌شوند. از آن جمله می‌توان تهیه نقشه تبخیر-تعرق مرجع در استان گلستان با استفاده از روش‌های زمین‌آماری و انتخاب روش کریجینگ به عنوان بهترین روش (گنجی زاده و همکاران، ۱۳۹۲)، تهیه نقشه تبخیر-تعرق پتانسیل در استان کرمان (کریمی جعفری و اسلامیان، ۱۳۹۰)، مقایسه روش‌های مختلف زمین‌آماری در برآورد تبخیر-تعرق پتانسیل در حوزه آبخیز دریاچه نمک (وفاخواه و همکاران، ۱۳۸۸)، برآورد منطقه‌ای تبخیر-تعرق مرجع در استان خوزستان با استفاده از روش کریجینگ (جامعی و حجام، ۱۳۸۷)، تهیه نقشه‌های تبخیر-تعرق برای تولید محصول Quinoa در آلتیپلانو در بولیوی (Greets et al., 2006) و آنالیز مکانی تبخیر-تعرق در سراسر یونان با استفاده از روش کریجینگ (Dalezios, et al., 2002) را نام برد.

اما موضوعی که در درون‌یابی می‌تواند نتایج درون‌یابی را تحت تأثیر قرار دهد، ترتیب و توالی مراحل درون‌یابی است (Mardikis et al., 2005). هم‌چنین پارامترهای هواشناسی دارای همبستگی مکانی متفاوتی می‌باشند که این امر می‌تواند دقت نقشه‌های ET0 را تحت تأثیر قرار دهد. دو شیوه درون‌یابی توسط بسیاری از دانشمندان جهت تهیه نقشه‌های ET0 مورد بررسی قرار گرفت. شیوه درون‌یابی-سپس-محاسبه ("IC", Interpolate-then-Calculate) و شیوه محاسبه-سپس-درون‌یابی ("CI", Calculate-then-Interpolate).

ژائو و همکاران (۲۰۰۵) روش IC را برای تهیه نقشه توزیع مکانی ET0 استفاده کردند (Zhao et al., 2005). ژانگ و همکاران در تحقیق خود به این نتیجه رسیدند که برای مناطقی با ایستگاه‌های هواشناسی مجزا و جدا (Isolated)، روش IC با استفاده از اطلاعات توپوگرافی و جغرافیایی به‌طور مناسبی می‌تواند توزیع مکانی ET0 را مدل‌سازی نماید (Zhang et al., 2010). از طرفی دیگر ماردیکس و همکاران (۲۰۰۵) و اشرف و همکاران اختلاف ناچیزی را بین این دو روش جهت تهیه نقشه‌های ET0 گزارش کردند (Mardikis et al., 1997, Ashraf et al., 2005). هم‌چنین فیلیپس و مارکس (۱۹۹۶) و بچینی و همکاران (۲۰۰۰) بیان کردند که انتظار می‌رود خطای روش IC بیش‌تر باشد. زیرا در این روش خطای درون‌یابی همه داده‌های ورودی بر روی درون‌یابی تأثیر می‌گذارد (Piliips and Marks, 1996, Bechini et al., 2000) در تمام مطالعات ذکر شده، جهت محاسبه ET0 از روش فائو-پنمن-مانتیت استفاده شده است و محققان نگران تعداد داده‌های ورودی زیاد آن بودند. لذا در این تحقیق از روش هارگریوز-سامانی جهت انجام درون‌یابی استفاده شده است. هم‌چنین افزایش تعداد داده‌ها بر دقت درون‌یابی تأثیر به‌سزایی می‌گذارد. برای مناطقی که پارامترهای هواشناسی اندکی در اختیار است نیز روش هارگریوز-سامانی روشی مناسب جهت تعیین ET0 است (Allen et. al, 1990). لذا از آن جایی که تعداد

مواد و روش‌ها

خصوصیات و ویژگی‌های منطقه مطالعاتی

محدوده مورد مطالعه، استان مازندران در شمال ایران و بین مختصات جغرافیایی ۵۰ درجه و ۳۴ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۱۰ دقیقه شرقی و ۳۵ درجه و ۴۷ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۵ دقیقه شمالی قرار گرفته است. این استان دارای ۱۹ شهرستان و در مجموع به مساحت ۲۳۷۵۶/۴ کیلومتر مربع می‌باشد که آب و هوای آن نیز معتدل و مرطوب است.

تشکیل پایگاه داده مورد نیاز

در این تحقیق مقایسه دو روش درون‌یابی جهت تهیه نقشه‌های تغییرات مکانی تبخیر-تعرق مرجع (ET0) در استان مازندران مدنظر قرار گرفته است. در روش اول مقدار ET0 در محل ایستگاه‌ها با استفاده از داده‌های اقلیمی آن ایستگاه‌ها به روش هارگریوز-سامانی محاسبه شده و سپس این داده‌ها درون‌یابی می‌شوند (روش مستقیم=Direct). در روش دوم ابتدا اجزای معادله هارگریوز-سامانی که شامل داده‌های دمای بیشینه، دمای کمینه و تابش برون زمینی می‌باشد، درون‌یابی شده و سپس با استفاده از نقشه‌های آن‌ها، نقشه-های ET0 با اجرای فرمان مناسب در محیط GIS تهیه شد (روش محاسباتی=Calculated). لذا برای این منظور داده‌های اقلیمی ۱۰ ساله (۱۳۸۹-۱۳۸۰) ۵۱ ایستگاه هواشناسی در استان (شامل ۱۱ ایستگاه سینوپتیک، ۱۱ ایستگاه کلیماتولوژی و ۲۹ ایستگاه تبخیرسنجی) جمع‌آوری شد. از این ایستگاه‌ها، ۴۶ ایستگاه برای تهیه نقشه مورد استفاده قرار گرفتند و ۵ ایستگاه به عنوان ایستگاه شاهد در نظر گرفته شد که موقعیت ایستگاه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. این ایستگاه‌ها از نظر نوع ایستگاه هواشناسی، ارتفاع قرارگیری ایستگاه و پراکندگی به صورتی انتخاب شده‌اند که تمام شرایط موجود

ژانویه با دی ماه شمسی، بقیه ماه‌ها نیز به این ترتیب قابل استفاده می‌باشند.

آنالیز زمین آماری

از آنجایی که در مطالعات انجام شده، روش کریجینگ معمولی نتایج خوبی را در تهیه نقشه‌های ET0 حاصل نموده است (Zhao et al, 2005, Dalezios et al, 2002, Ashraf et al, 1997 and Cuenca and Ameggee, 1987)، لذا در این تحقیق از این روش جهت درون‌یابی داده‌های ET0 استفاده شد. روش کریجینگ بهترین تخمین‌گر خطی نااریب با کم‌ترین واریانس است. لازم به توضیح است که برای استفاده از روش کریجینگ معمولی باید داده‌ها دارای توزیع نرمال باشند. در غیر این صورت باید از کریجینگ غیر خطی استفاده کرد و یا ابتدا با تبدیلی توزیع متغیر را به توزیع نرمال تبدیل نموده و سپس از کریجینگ خطی استفاده نمود (Webster and Oliver, 2001). لذا برای استفاده از داده‌ها باید ابتدا تابع توزیع داده‌ها بررسی گردد که در این تحقیق از نرم افزار SPSS استفاده شده است. از طرفی دیگر در زمین آمار، ابزاری که همبستگی مکانی داده‌ها را بررسی می‌کند، نیم تغییرنماست که فرمول آن به صورت فرمول ۹ می‌باشد (حسنی پاک، ۱۳۷۷):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (9)$$

- $Z(x_i)$ = مقدار متغیر مکانی در نقطه x_i
- $Z(x_i+h)$ = مقدار متغیر مکانی در نقطه x_i+h
- $N(h)$ = تعداد زوج نقاط به فاصله h
- γ = مقدار نیم تغییرنما

را در برگیرند. به طوری که همان‌طور در شکل ۱ مشاهده می‌شود، پراکندگی ایستگاه‌های شاهد طوری انتخاب شده است که تقریباً در نقاط مختلف استان قرار گیرند. از نظر ارتفاعی هم در بالادست، هم میان دست و هم در پایین دست قرار گرفته‌اند و از هر سه نوع ایستگاه سینوپتیک، کلیماتولوژی و تبخیرسنجی انتخاب شده‌اند. ET0 نیز به روش هارگریوز-سامانی (فرمول ۱، ۲ و ۳) برای هر ماه محاسبه شد:

$$ET0 = 0.0023 Ra(T + 17.8) TD^{0.5} \quad (1)$$

$$TD = T \max - T \min \quad (2)$$

$$T = (T \max + T \min) / 2 \quad (3)$$

که در آن Ra به صورت معادله ۴، ۵، ۶ و ۷ محاسبه شد:

$$Ra = 37.586 dr (Ws \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin Ws) \quad (4)$$

$$Ws = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \quad (5)$$

$$Dr = 1 + 0.033 \cos(0.0172 J) \quad (6)$$

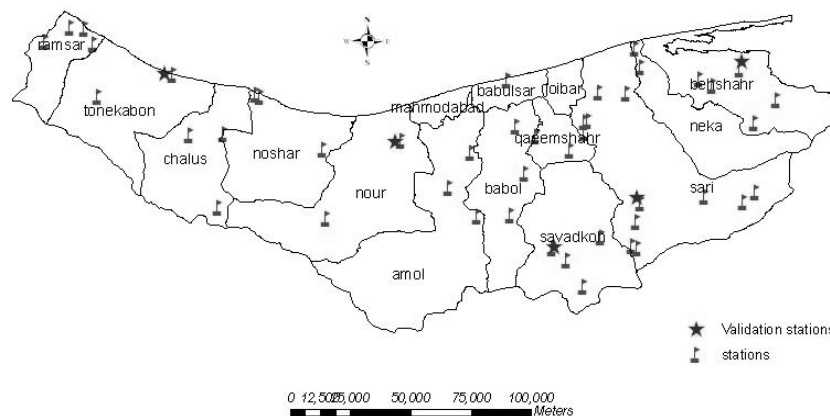
$$\delta = 0.409 \sin(0.0172 J - 1.39) \quad (7)$$

$$J = \text{Integer}(30.5M - 14.6) \quad (8)$$

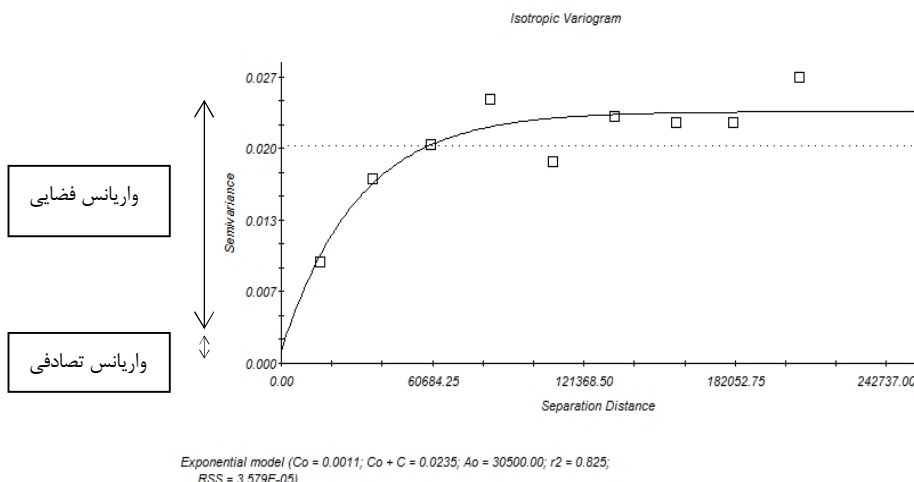
در این روابط Ra تابش برون زمینی، T دمای میانگین (درجه سانتی‌گراد)، Tmax دمای بیشینه (درجه سانتی‌گراد)، Tmin دمای کمینه (درجه سانتی‌گراد)، TD اختلاف دمای بیشینه و کمینه، dr فاصله نسبی زمین تا خورشید، Ws زاویه ساعتی غروب خورشید (رادیان)، ϕ عرض جغرافیایی (رادیان)، δ زاویه میل خورشید (رادیان)، M شماره ماه میلادی سال و J شماره روز ژولیوسی است.

سپس یک بانک اطلاعاتی در محیط GIS ایجاد و اطلاعات مورد نیاز به آن منتقل شد. توضیح اینکه با توجه به فرمت داده‌های موجود در ایستگاه‌ها، محاسبات بر اساس ماه‌های میلادی انجام گرفته است که در صورت نیاز به تطبیق با ماه‌های شمسی، با فرض تطابق ماه

Weather stations



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد استفاده در تهیه نقشه (Stations) و ایستگاه‌های شاهد (Validation stations)



شکل ۲- نیم تغییرنمای تجربی و مدل برازش شده بر آن (مدل نمایی) برای داده‌های تبخیر- تعرق مرجع در ماه دسامبر (آذر)

λ_i = وزن نسبت داده شده به متغیر Z در نقطه x_i برای تعیین میزان خطای درون‌یابی، از تکنیک ارزیابی متقابل^۱ استفاده شد. در این تکنیک ابتدا مقدار متغیر در یک نقطه از n نقطه معلوم از مسیر محاسبات تخمین حذف شده و سپس مقدار آن با استفاده از روش درون‌یابی مورد نظر تخمین زده می‌شود (نمونه‌ای از آن در شکل ۳ مشاهده می‌شود). اختلاف بین آن‌ها نیز به عنوان خطا در نظر گرفته می‌شود که در این تحقیق از شاخص ریشه میانگین مربع خطا (Root Mean Squared Error, RMSE) (فرمول ۱۲) استفاده شده است:

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{Z^*(x_i) - Z(x_i)}{\sigma(x_i)} \right\}^2 \right]^{0.5} \quad (12)$$

که در آن: $Z^*(x_i)$ مقدار پیش‌بینی شده برای داده $Z(x_i)$ با انحراف معیار $\sigma(x_i)$ می‌باشد. از آنجایی که در این تحقیق باید مقدار RMSE برای پارامترهایی که ماهیت متفاوت با یکدیگر دارند مقایسه شوند، جهت یکسان‌سازی واحد شاخص مورد مقایسه، از مقادیر استاندارد شده RMSE جهت مقایسه داده‌ها استفاده شده است.

جهت صحت‌سنجی درون‌یابی، مقادیر ET0 حاصل از درون‌یابی در هر دو روش با مقادیر ET0 محاسبه شده در موقعیت ایستگاه‌های شاهد با یکدیگر مقایسه شدند و مقدار خطای آن‌ها بر اساس درصد میزان خطا و میانگین خطای مطلق (MAE) (فرمول‌های ۱۳ و ۱۴) محاسبه شد:

$$Error = \{Z(x_i) - Z^*(x_i)\} / Z(x_i) \times 100 \quad (13)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Z(x_i) - Z^*(x_i)| \quad (14)$$

که در آن $Z^*(x_i)$ مقدار پیش‌بینی شده با استفاده از هر کدام از

لذا برای انجام آنالیزهای زمین آماری و بررسی همبستگی مکانی داده‌ها، مقادیر نیم تغییرنمای تجربی داده‌ها محاسبه شد و بر آن‌ها، مدل‌های تئوری مختلف نیم تغییرنما برازش گردید که نمونه‌ای از آن در شکل ۲ نشان داده شده است. از بین مدل‌های برازش شده، بهترین مدل که بهترین تخمین را برای تابع رفتاری داده‌ها دارا بود، بر اساس کم‌ترین شاخص باقیمانده مجموع خطا (Residual Sums of squares, RSS)

هم‌چنین همانطور که در شکل ۲ نشان داده شده است اثر قطعه-ای همان واریانس تصادفی متغیر می‌باشد که در نظر گرفتن آن در محاسبات درون‌یابی روش‌های زمین آماری، مزیت این روش‌ها بر روش‌های قطعی درون‌یابی است. برای تعیین میزان همبستگی داده‌ها نیز از شاخص N/S استفاده می‌شود که فرمول آن به صورت فرمول ۱۰ می‌باشد:

$$N/S = \text{آستانه} / \text{اثر قطعه‌ای} = C0 / (C + C0) \quad (10)$$

چنانچه مقدار این شاخص کمتر از ۰/۲۵ باشد، همبستگی مکانی داده‌ها قوی است و اگر بین ۰/۲۵ و ۰/۷۵ باشد، همبستگی متوسط و بالاتر از ۰/۷۵ باشد، همبستگی ضعیف است (Cambardella et al., 1994).

در برازش مدل‌ها، ناهمسانگردی داده‌ها نیز مورد بررسی قرار گرفته است. برای بررسی وجود ناهمسانگردی در داده‌ها، نمودار نیم تغییرنما در جهات مختلف رسم و بررسی گردید. سپس جهت درون-یابی داده‌ها از روش کریجینگ معمولی (فرمول ۱۱) استفاده شده است.

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (11)$$

$Z^*(x)$ = مقدار تخمین زده شده متغیر Z در نقطه‌ای به مختصات x

$Z(x_i)$ = مقدار مشاهده شده متغیر Z در نقطه‌ای به مختصات x_i

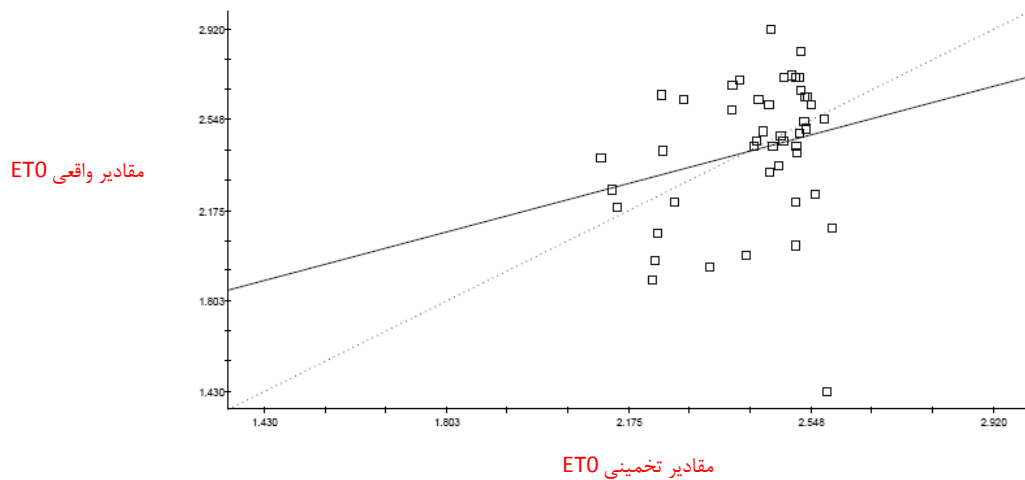
اساس شاخص RSS تعیین شد که نتایج آن در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ بیان شده است. همچنین با بررسی مدل‌های نیم تغییرنمای برازش شده مشخص شد که داده‌های مورد نظر دارای ناهمسانگردی نبوده و هیچ روندی نیز در آن‌ها مشاهده نشد.

میزان همبستگی داده‌ها با توجه به شاخص نسبت اثر قطعه‌ای به سقف (N/S) بررسی و نتایج نشان داده شد که به‌جز ماه‌های مارس (اسفند) و جولای (تیر) در بقیه ماه‌ها همبستگی مکانی داده‌های دما بیش‌تر از داده‌های تبخیر-تعرق مرجع است (جدول ۴).

روش‌های مستقیم و محاسباتی و مقدار $Z(x_i)$ محاسبه شده در موقعیت ایستگاه‌های شاهد می‌باشد.

نتایج

در این تحقیق پس از بررسی تابع توزیع داده‌ها مشخص شد که تمامی داده‌ها دارای تابع توزیع نرمال در سطح احتمال ۹۵٪ و به روش Kolmogorov-Smirnov می‌باشند. سپس مقادیر نیم تغییرنمای تجربی داده‌ها محاسبه شد و بهترین مدل نیم تغییرنما بر



شکل ۳- نمودار ارزیابی متقابل برای داده‌های تبخیر-تعرق مرجع در ماه مارس (اسفند)

جدول ۱- بهترین مدل نیم تغییرنمای برازش شده و پارامترهای آن بر داده‌های ET0 در ماه‌های مختلف

Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	ماه
آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	
نمایی	نمایی	کروی	نمایی	نمایی	نمایی	نمایی	کروی	کروی	کروی	نمایی	نمایی	مدل
۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۶	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰۱	اثر قطعه‌ای (mm^2)
۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۰	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۲	سقف (mm^2)
۳۰/۵	۴۷/۳	۴۰۹/۴	۵۱۱	۱۰/۵	۱۱/۱	۳۳۸/۷	۵۱۱	۵۱۱	۴۰۰/۹	۱۹۸/۶	۲۹/۹	شعاع تأثیر (km)

جدول ۲- بهترین مدل نیم تغییرنمای برازش شده و پارامترهای آن بر داده‌های Tmax در ماه‌های مختلف

Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	ماه
آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	
کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	نمایی	نمایی	کروی	کروی	مدل
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۲۸	۰/۰۹	۱/۱۱	۲/۰۲	۱/۱۵	۲/۳۸	۲/۴۲	۳/۰۴	۰/۵	۰/۰۱	اثر قطعه‌ای ($^0C^2$)
۸/۳۶	۷/۹۲	۷/۳۱	۷/۷۱	۹/۱۲	۸/۹۴	۷/۲۰	۸/۶۳	۱۰/۸۴	۷/۸۲	۶/۴۰	۷/۹۳	سقف ($^0C^2$)
۷۳/۳	۷۳/۸	۷۱/۴	۶۶/۴	۶۴/۶	۶۷/۳	۶۶/۶	۵۱۱	۳۳۶/۸	۱۶۱/۸	۶۸	۷۱	شعاع تأثیر (km)

جدول ۳- بهترین مدل نیم تغییرنمای برازش شده و پارامترهای آن بر داده‌های Tmin در ماه‌های مختلف

Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	ماه
آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	
کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	کروی	مدل
۰/۳	۰/۰۱	۰/۴۵	۰/۷۹	۱/۰۵	۰/۹۸	۰/۶۷	۱/۱۶	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۳۸	۰/۱۷	اثر قطعه‌ای (°C ²)
۱۵/۴۸	۱۲/۹۶	۱۴/۷۸	۱۵/۲۷	۱۸/۳۲	۱۹/۳۷	۱۶/۷۷	۱۲/۴۵	۹/۵۸	۱۱/۱۱	۱۴/۰۶	۱۴/۹۵	سقف (°C ²)
۸۸/۹	۸۶/۷	۸۴/۴	۷۶/۱	۸۴/۸	۸۹/۷	۸۳/۹	۸۱/۲	۷۶/۱	۸۵/۳	۸۹/۶	۸۸/۳	شعاع تأثیر (km)

دمای کمینه، تابش فرا زمینی و معادله هارگریوز- سامانی به دست آمده است. سپس، برای درون‌یابی انجام شده، نمودار ارزیابی متقابل ترسیم شد و میزان خطای درون‌یابی در ماه‌های مختلف بر اساس شاخص ریشه میانگین مربع خطای استاندارد شده (RMSE) محاسبه شد که به جز ماه‌های مارس (اسفند) و اکتبر (مهر) در بقیه ماه‌ها میزان خطای درون‌یابی داده‌های دمای بیشینه و کمینه کم‌تر از داده‌های ET0 بوده است (جدول ۵).

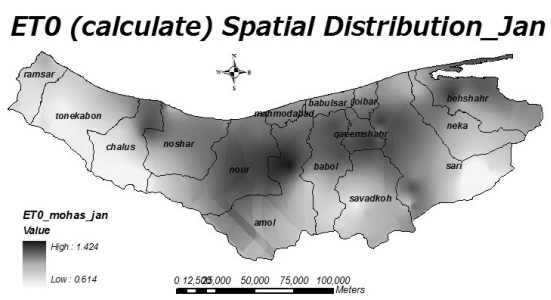
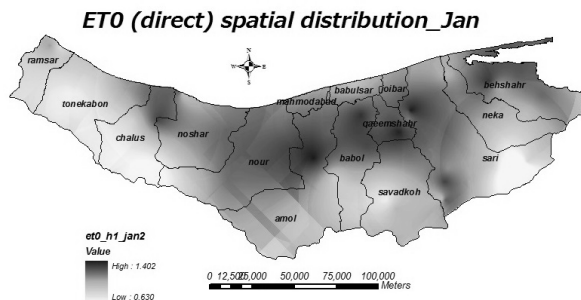
سپس درون‌یابی داده‌ها به روش کریجینگ معمولی انجام شده و نقشه‌های تغییرات مکانی تبخیر- تعرق مرجع به هر دو روش در ماه‌های مختلف در کل استان تهیه شد (شکل ۴). برای انجام درون‌یابی و تخمین مقادیر ET0 در نقاط فاقد داده نیز از ۱۶ داده واقعی اندازه‌گیری شده در مجاور آن نقاط استفاده شد. لازم به ذکر است که برای تهیه نقشه‌های ET0 در روش محاسباتی با استفاده از ابزار Spatial Analyst در محیط GIS و با استفاده از نقشه‌های دمای بیشینه،

جدول ۴- مقایسه همبستگی مکانی داده‌های ET0 و داده‌های دما

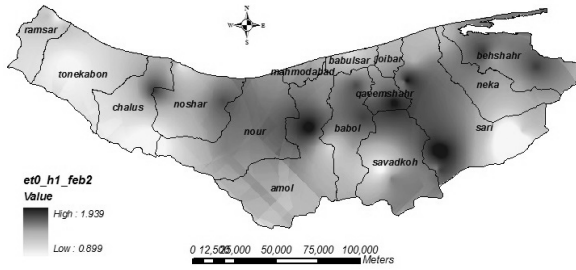
Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	ماه
آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	
۰/۰۵	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۴۳	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۳۸	۰/۴۰	۰/۰۶	ET0 برای داده N/s
۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۲۳	۰/۰۰۸	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۳۹	۰/۰۸	۰/۰۰۱	Tmax برای داده N/s
۰/۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۱	Tmin برای داده N/s

جدول ۵- مقادیر RMSE در درون‌یابی داده‌های ET0 و دما در ماه‌های مختلف

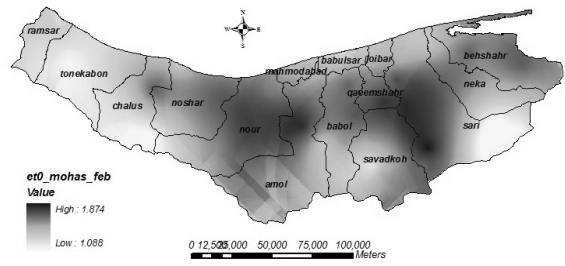
Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	ماه
آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	
۱/۵۶۱	۱/۲۵۱	۱/۱۲۶	۱/۱۱۴	۱/۰۵۶	۱/۰۹۹	۱/۱۳۷	۱/۱۷	۱/۱۴	۱/۱۰۸	۱/۵	۱/۸	ET0
۱/۳۹۶	۱/۳۳۵	۱/۱۵۲	۱/۰۶۲	۱/۰۱۳	۰/۹۸	۱/۰۴۸	۰/۹۸۶	۱/۱۲	۱/۴	۱/۱۶۴	۱/۴۴	Tmax
۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۸	۱/۰۰۴	۱/۰۱۷	۱/۰۰۱	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۹۵	Tmin



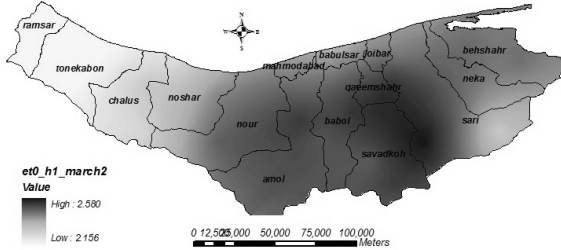
ET0 (direct) Spatial Distribution_Feb



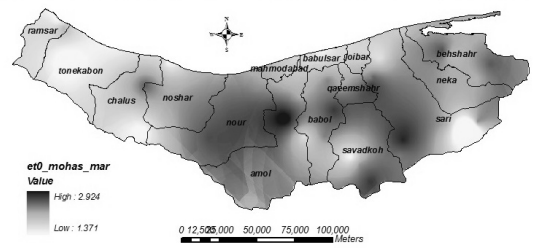
ET0 (calculate) Spatial Distribution_Feb



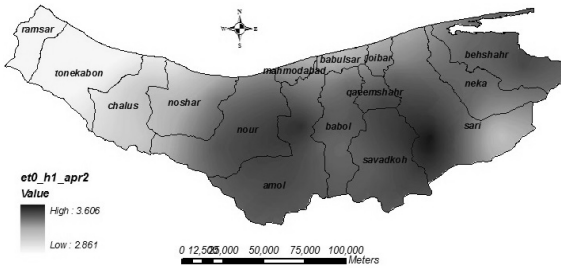
ET0 (direct) Spatial Distribution_March



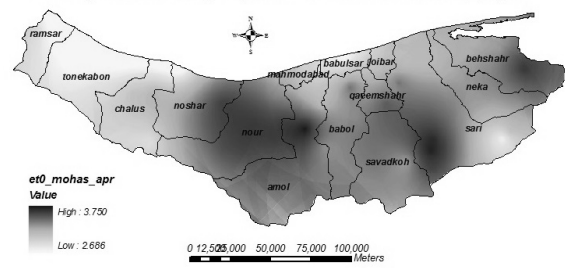
ET0 (calculate) Spatial Distribution_March



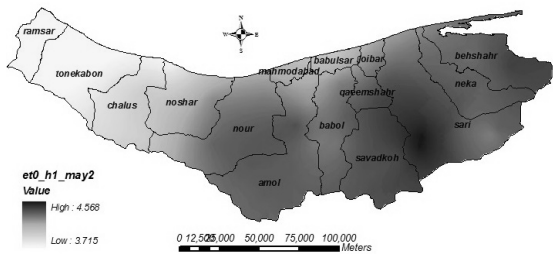
ET0 (direct) Spatial Distribution_Apr



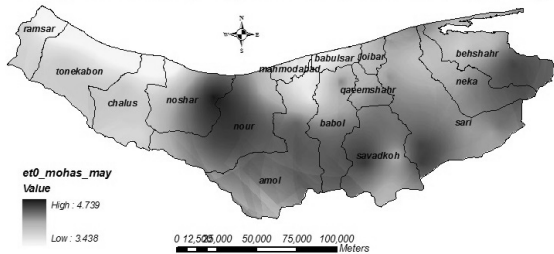
ET0 (calculate) Spatial Distribution_Apr



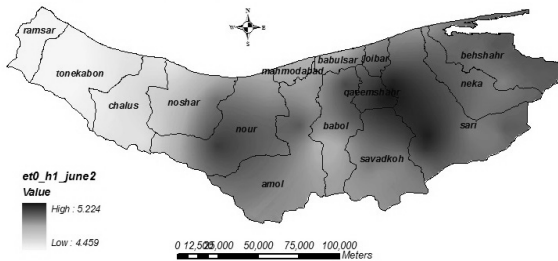
ET0 (direct) Spatial Distribution_May



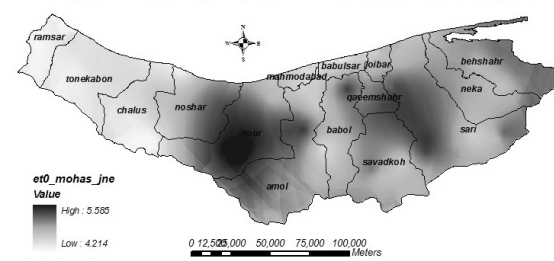
ET0 (calculate) Spatial Distribution_May



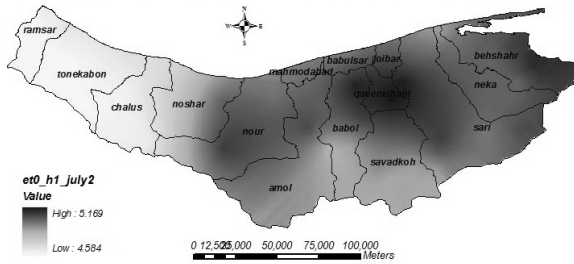
ET0 (direct) Spatial Distribution_June



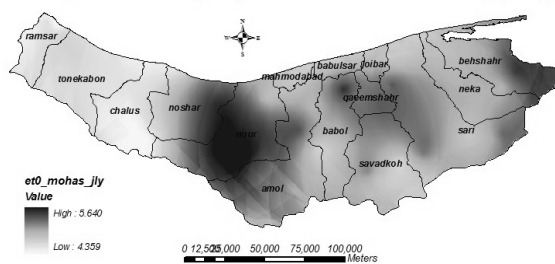
ET0 (calculate) Spatial Distribution_June



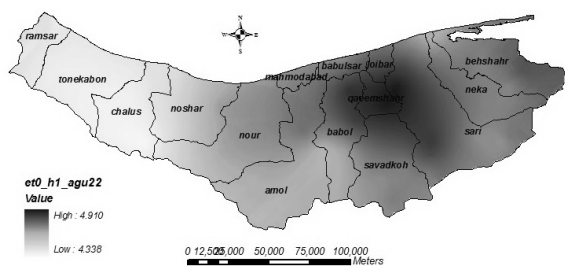
ET0 (direct) Spatial Distribution_July



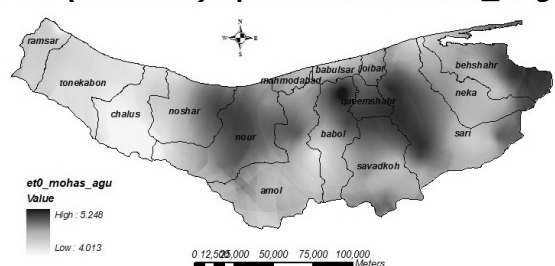
ET0 (calculate) Spatial Distribution_July



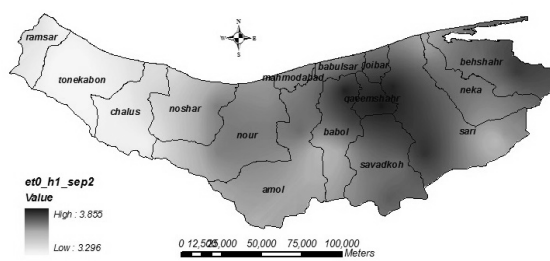
ET0 (direct) Spatial Distribution_Aug



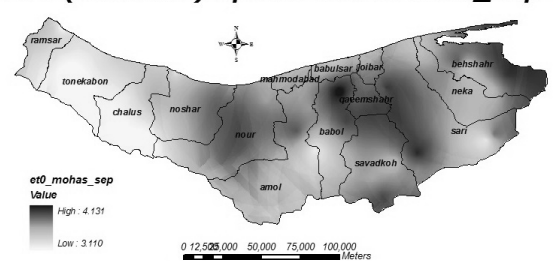
ET0 (calculate) Spatial Distribution_Aug



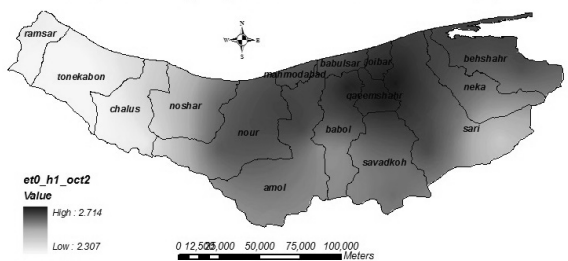
ET0 (direct) Spatial Distribution_Sep



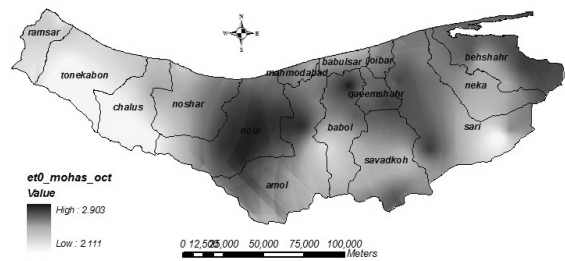
ET0 (calculate) Spatial Distribution_Sep



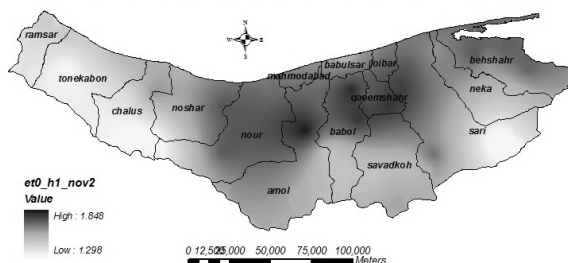
ET0 (direct) Spatial Distribution_Oct



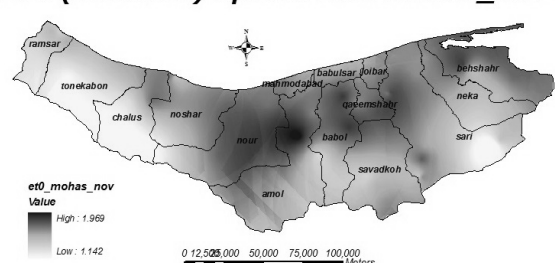
ET0 (calculate) Spatial Distribution_Oct

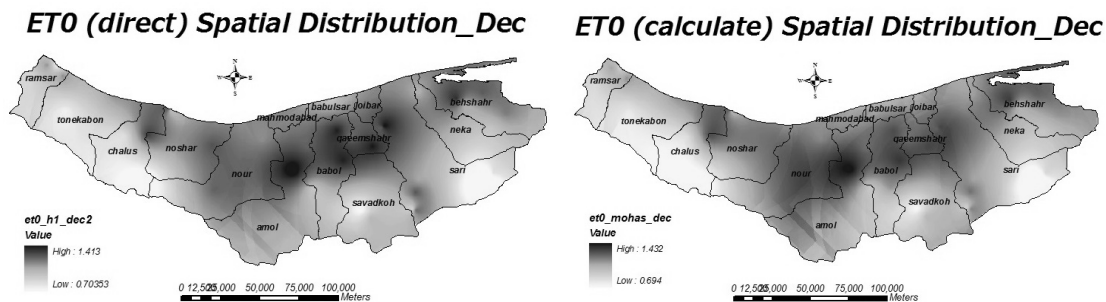


ET0 (direct) Spatial Distribution_Nov



ET0 (calculate) Spatial Distribution_Nov





شکل ۴- نقشه‌های تغییرات مکانی ET0 حاصل از درون‌یابی داده‌های ET0 (Direct) و دما (Calculated) در استان مازندران به روش کریجینگ معمولی در ماه‌های مختلف

جدول ۶- مقادیر درصد خطا برای داده‌های تبخیر-تعرق مرجع در کل ایستگاه‌های شاهد (ET0_{dir} = مقدار ET0 پیش‌بینی شده در ایستگاه شاهد با استفاده از درون‌یابی داده‌های ET0، ET0_{cal} = مقدار ET0 پیش‌بینی شده در ایستگاه شاهد با استفاده از درون‌یابی اجزای معادله هارگریوز-سامانی)

Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	ماه	پارامتر
آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی		
۰/۰۵۰	۰/۱۰۴	۰/۱۰۸	۰/۱۰۱	۰/۱۲۱	۰/۱۲۰	۰/۱۱۷	۰/۰۸۹	۰/۰۸۶	۰/۱۰۸	۰/۰۵۱	۰/۰۵۶	ET0 _{dir} یا ET0	اختلاف
۰/۰۵۰	۰/۰۹۴	۰/۱۰۶	۰/۰۹۲	۰/۱۱۹	۰/۱۲۶	۰/۱۱۴	۰/۱۱۵	۰/۰۹۴	۰/۰۷۶	۰/۰۶۰	۰/۰۵۵	ET0 _{cal} یا ET0	اختلاف

جدول ۷- مقادیر MAE برای داده‌های تبخیر-تعرق مرجع در کل ایستگاه‌های شاهد

Dec	Nov	Oct	Sep	Aug	Jul	Jun	May	Apr	Mar	Feb	Jan	ماه	پارامتر
آذر	آبان	مهر	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی		
۰/۰۶	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۱۰	۰/۰۷	ET0 _{dir} یا ET0	اختلاف
۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۲۹	۰/۲۰	۰/۱۱	۰/۰۷	ET0 _{cal} یا ET0	اختلاف

معنی‌دار نبوده است.

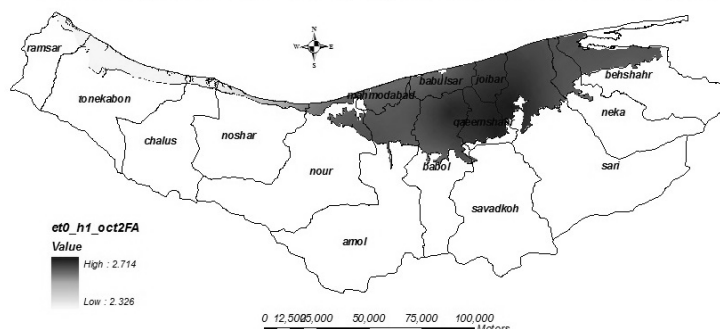
این نتیجه نشان می‌دهد که روش درون‌یابی-سپس-محاسبه (IC) هنگامی که از معادله هارگریوز-سامانی برای محاسبه ET0 استفاده می‌شود، اثر معنی‌داری بر دقت درون‌یابی ندارد. در نتیجه از آن جایی که این روش پیچیده‌تر و زمان‌برتر از روش محاسبه-سپس-درون‌یابی است، استفاده از این روش قابل توجیه نیست. این نتیجه با نتایج تحقیقات ماردیکیس و همکاران (۲۰۰۵) و اشرف و همکاران (۱۹۹۷) مطابقت دارد. همچنین احتمالی که فیلیپس و مارکس (۱۹۹۶) و بچینی و همکاران (۲۰۰۰) بیان کردند که خطای روش درون‌یابی-سپس-محاسبه (IC) ممکن است بیش‌تر از روش محاسبه-سپس-درون‌یابی (CI) باشد (به دلیل آنکه خطای چندین درون‌یابی بر دقت نقشه‌ها اثر می‌گذارد) را رد می‌کند. می‌توان اینطور نیز نتیجه‌گیری کرد که دقت نقشه‌های ET0 بیش‌تر وابسته به روش محاسبه ET0 است. هرچند پیشنهاد می‌گردد روش‌های دیگر محاسبه ET0 نیز مورد بررسی قرار گرفته و با نتایج این تحقیق مقایسه گردند.

هم‌چنین جهت ارزیابی دقت پیش‌بینی‌ها، مقادیر ET0 حاصل از دو روش درون‌یابی با مقادیر ET0 برآورد شده در موقعیت ایستگاه-های شاهد با یکدیگر مقایسه شدند که مقدار خطای آن‌ها بر اساس درصد میزان خطا و میانگین خطای مطلق (MAE) در جدول‌های ۶ و ۷ ارائه شده است.

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این تحقیق نشان داد که داده‌های دمای بیشینه و دمای کمینه دارای همبستگی مکانی بهتر و خطای درون‌یابی کم‌تری نسبت به داده‌های ET0 می‌باشند. اما ملاک مقایسه دو روش، نتایج پیش‌بینی مقدار ET0 حاصل از این دو روش با مقادیر ET0 برآورد شده در ایستگاه‌های شاهد می‌باشد که نشان داد خطای روش درون-یابی داده‌های دما (روش درون‌یابی-سپس-محاسبه یا IC) در اکثر ماه‌ها کم‌تر بوده است. اما این اختلاف‌ها ناچیز بود. لذا معنی‌دار بودن این اختلاف‌ها با استفاده از آزمون t-test مورد بررسی قرار گرفت و نشان داده است که در هیچ یک از ماه‌ها، اختلاف نتایج این دو روش

Farming ET0 (direct) spatial distribution_Oct



شکل ۵- نقشه ET0 حاصل از درونیابی داده های ET0 در اراضی کشاورزی استان مازندران به روش کریجینگ معمولی در ماه اکتبر (مهر)

تحقیق مقایسه گردند.

منابع

جامعی، م و حجام، س. ۱۳۸۷. ارزیابی روش های زمین آماری در برآورد منطقه ای تبخیر و تعرق مرجع - مطالعه موردی استان خوزستان، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، تبریز.

حسینی پاک، ع. ا. ۱۳۷۷. زمین آمار (ژئواستاتستیک). انتشارات موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، چاپ اول، ۳۱۴ ص.

رحیم زاده، ف و خوشکام، م. ۱۳۸۲. تغییرات سری های رطوبت در ایستگاه های سینوپتیک کشور، سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان.

شریفان، ح و قهرمان، ب. ۱۳۸۵. بررسی روند تغییرات مکانی و زمانی تبخیر-تعرق در استان گلستان با استفاده از سیستم GIS. دومین کنفرانس مدیریت منابع آب. اصفهان.

عیوضی، م و مساعدی، ا. ۱۳۹۰. بررسی الگوی گسترش مکانی بارش در سطح استان گلستان با استفاده از مدل های قطعی و زمین آماری، نشریه آب و خاک، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد. ۲۶: ۱-۶۴-۵۳.

کریمی جعفری، م و اسلامیان، س. ۱۳۹۰. ارزیابی روش های زمین آمار در تخمین تبخیر و تعرق پتانسیل، اولین کنفرانس ملی هواشناسی و مدیریت آب کشاورزی، تهران.

گنجی زاده، ر، برومندنسب، س، سلطانی محمدی، ا و گنجی زاده، ح. ۱۳۹۲. تعیین تبخیر و تعرق مرجع با استفاده از روش های درون-یابی و مقایسه آن با روش های تجربی (مطالعه موردی: استان گلستان)، اولین همایش ملی بحران آب، اصفهان.

وفاخواه، م، محسنی ساروی، م، اونق، م. ۱۳۸۸. مقایسه روش های زمین آمار در برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل (مطالعه موردی: حوزه آبخیز دریاچه نمک)، مجله پژوهش های آبخیزداری. ۸۳: ۳۰-۳۹.

همچنین نقشه های بدست آمده، تغییرات مکانی و زمانی ET0 را نشان می دهد. از نظر زمانی بیشترین مقدار ET0 در ماه های June (خرداد) و July (تیر) رخ داده است و کمترین مقدار آن در ماه های December (آذر) و January (دی) اتفاق افتاده است. از نظر مکانی تقریباً در تمامی ماه ها قسمت های غربی استان مقادیر ET0 کمتری را نسبت به بقیه قسمت ها دارا هستند که با توجه به باریک شدگی جلگه و نزدیک شدن کوه به دریا در قسمت های غربی استان و در نتیجه رطوبت بالا و تبخیر خواهی کم تر اتمسفر در این مناطق، این موضوع قابل توجیه است که با نتایج رحیم زاده و خوشکام (۱۳۸۲) مطابقت دارد. در این تحقیق کل مساحت استان جهت انجام محاسبات و مقایسه دو روش مدنظر قرار گرفته است. اما توجه شود که بخشی از استان را رشته کوه های البرز در بر می گیرد. لذا مطمئناً این مناطق زیر کشت محصولات نخواهند بود. در نتیجه جهت استفاده از نتایج حاصله در برنامه ریزی آبیاری، بهتر است نقشه های ET0 مربوط به اراضی کشاورزی استان از نقشه مربوط به کل استان جدا شوند که این امر نیز انجام شد که به عنوان نمونه نقشه ET0 در ماه اکتبر (مهر) در شکل ۵ نشان داده شده است. اما از آنجایی که در این تحقیق قیاس دو روش تهیه ET0 مدنظر بوده است و ملاک، مقدار ET0 در ایستگاه های شاهد بوده است، نقشه های مربوط به کل استان نشان داده شده است. شایان ذکر است با توجه به نتایج این تحقیق و اینکه اختلاف بین روش های درونیابی بیش تر به طبیعت متغیر مورد مطالعه، مقادیر متغیرها و معیارهای انتخاب شده برای درونیابی داده ها بستگی دارد تا به روش مورد استفاده جهت درون-یابی (Creutin and Oblad, 1982, Isaaks and Srivastava, 1989, Weber and England, 1994, Martinez-Cob, 1996, Caruso and Quarta 1998 and Nalder and Wein, 1998) و نیز روش های مختلف زمین آماری بسته به نوع متغیر، دقت متفاوتی را ارائه می کنند (وفاخواه و همکاران، ۱۳۸۸)، پیشنهاد می گردد روش های دیگر زمین آماری نیز مورد بررسی قرار گرفته و با نتایج این

- Forest Meteorology 139 : 399-412.
- Isaaks,E.H and Srivastava.R.M. 1989. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press. NewYork. 561
- Mardikis,M.G., Kalivas,D.P., Kollias,V.J. 2005. Comparison of interpolation methods for the prediction of reference evapotranspiration—an application in Greece. Water Resources Management. 19:251–278
- Martinez-Cob,A. 1996. Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountain terrain. Journal of. Hydrology. 174: 19–35.
- Nalder,I.A and Wein, R.W. 1998. Spatial interpolation of climatic normals: Test of a new method in the Canadian boreal forest. Agricultural. Forest Meteorology. 92: 211–225.
- Phillips,D.L and Marks,D. 1996. Spatial uncertainty analysis: Propagation of interpolation errors in spatially distributed models, Ecology. Model. 91: 213–229.
- Weber,D and England,E. 1994. Evaluation and comparison of spatial interpolators II. Math. Geol. 26, 589-603.
- Webster,R and Oliver,M.A. 2001. Geostatistics for environmental scientists. John Wiley & Sons, Chichester, England. 271.
- Zhang,X., Kang,S., Zhang,L and Liu,J. 2010. Spatial variation of climatology monthly crop reference evapotranspiration and sensitivity coefficients in Shiyang river basin of northwest china. Agricultural Water Management journal, 97:1506–1516.
- Zhao,C., Nan,Z and Cheng,G. 2005. Methods for estimating irrigation needs of spring wheat in the middle Heihe basin, China. Agricultural Water Management 75:54–70.
- Ashraf,M., Loftis,J.C., Hubbard,K.G.1997. Application of geostatistics to evaluate partial weather station networks. Agricultural and Forest Meteorology. 84. 255–271
- Allen,R.G., Pereira,L.S., Raes,D., Smith,M. 1990. Crop evapotranspiration. Irrigation and Drainage Paper No.56. F.A.O. Rome. Italy.
- Bechini,L., Ducco,G., Donatelli,M., Stein,A. 2000. Modelling, interpolation and stochastic simulation in space and time of global solar radiation. Agriculture, Ecosystems and Environment 81. 29–42.
- Cambardella,C.A., Moorman,T.B., Novak,J.M., Parkin,T.B., Karlen,D.L., Turco,R.F and Konopka,A.E. 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils, Soil science. Society. American. Journal. 58:1501-1511.
- Caruso,C and Quarta,F. 1998. Interpolation methods comparison, Computers & Mathematics with Applications journal. 35(12), 109–126.
- Creutin,J.D. and Obled,C. 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective
- Cuenca,R.H., Amegee,K.Y. 1987. Analysis of evapotranspiration as a regionalized variable. In: Hillel,D. Advances in Irrigation. 4:181±220.
- Dalezios,N. R., Loukas,A and Bampzelis,D. 2002. Spatial Variability of Reference Evapotranspiration in Greece, Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 27(23-24):1031-1038.
- El-magd,I and Tanton,T. 2003. GIS Modeling for irrigation water scheduling. Proceeding of the GIS Research UK 11th Annual conference GISRUK.
- Greets,S., Raes,D., Garcia,M., Del Castillo,C and Buytaert, W. 2006. Agro-climatic suitability mapping for crop production in the Bolivian Altiplano: A case study for quinoa. Agricultural and

The Evaluation of Two Ways for Preparation Spatial Distribution Maps of Reference Evapotranspiration

M.I. Kamali Pashakolaei^{1*}, A. Faridhosseini², H. Ansari³, M. A. Gholami Sefidkouhi⁴

Received: Nov.5, 2014

Accepted: Apr.15, 2015

Abstract

Evapotranspiration (ET₀) is a basic parameter for determination irrigation program which has to be estimated using interpolation methods due to its spatial variation. A factor which can affect interpolation results is interpolation stages sequence. Current study was conducted to compare two ways for preparation of spatial distribution maps of ET₀. In the first way, ET₀ was calculated using climatic data and Hargreaves-Samani method in weather stations positions and then were interpolated. In the second way, the Hargreaves-Samani equation components are firstly interpolated and then ET₀ maps were produced by proper commands in GIS. So, 10-year climatic data (2001-2010) of 46 stations for preparation the maps and 5 stations as validation stations in Mazandaran province were gathered. The data were interpolated using Ordinary Kriging method and the interpolation error was compared using Root Mean Squared Standardized Error (RMSSE). The results showed that the temperature data has better spatial correlation and lower interpolation error. But for estimation verification, ET₀ amounts derived from the two ways were compared to the computed ET₀ in validation stations positions and showed that the two ways difference was not significant. So, these two ways have not differences for producing ET₀ maps.

Key words: GIS, Interpolation, Ordinary Kriging, Reference evapotranspiration, Spatial distribution

1- PhD student, Water Engineering-Irrigation and Drainage, Ferdowsi University of Mashhad- Researcher, Soil and Water department, Mazandaran Agricultural and Natural Resources Research Center
2- Assistant professor, Water Engineering Department, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad
3- Associate professor, Water Engineering Department, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad
4- Assistant professor, Water Engineering Department, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University
(* - Corresponding Author Email: kamalipasha@yahoo.com)