دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز

تحلیل دقت روش‌های زمین‌آمار در تهیه پراکنش مکانی دمای هوا در مناطق کوهستانی (مطالعه موردی: حوزه آبخیز کارون)

فاطمه کاراندیش[۱] و علی شاهنظری[۲]

۱- استادیار، دانشگاه زابل، (نویسنده مسوول: karandish_h@yahoo.com)
۲- دانشیار، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
تاریخ دریافت: ۹۲/۵/۳ تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۱

چکیده

فقدان ایستگاه‌های هواشناسی در نقاط مرتفع در مناطق کوهستانی، امکان استفاده از روش رگرسیون خطی در پهنه‌بندی دمای هوا در مقیاس‌های زمانی مختلف را با مشکل مواجه ساخته است. لذا در این مطالعه، به بررسی دقت روش‌های کریجینگ، کوکریجینگ و میانگین متحرک وزنی با توان‌های ۲ و ۳ در تهیه توزیع مکانی دمای هوا در مقیاس‌های ماهانه و سالانه در مقایسه با روش رگرسیون خطی پرداخته شده است. بدین منظور از داده‌های یک دوره آماری ۲۵ ساله (۱۳۸۰-۱۳۵۵) استفاده شد. مقایسه نتایج با استفاده از شاخص‌های مجذور مربعات باقیمانده، دقت و انحراف و بررسی مفهوم فیزیکی مقادیر برآورد شده صورت گرفت. نتایج این مطالعه نشان داد استفاده از متغیر کمکی ارتفاع در روش کوکریجینگ میزان شعاع تاثیر را ۲۸٪ افزایش داده است. همچنین، علیرغم بیش‌برآورد مقادیر دمای هوای ماهانه و سالانه با روش کریجینگ، اختلاف معنی‌داری در سطح پنج درصد بین شاخص‌های ارزیابی در دو روش کریجینگ و کوکریجینگ وجود نداشت. بررسی نتایج ارزیابی روش‌های منتخب، قابلیت دو روش مذکور در مقایسه با روش رگرسیون خطی در پهنه‌بندی دمای هوا در منطقه کارون را به اثبات می‌رساند. تحلیل نقشه‌های هم‌دمای ماهانه و سالانه با روش کریجینگ، کاهش مقادیر دمای هوا از نواحی شرقی به غربی را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: توزیع مکانی، شعاع تاثیر، کریجینگ، کوکریجینگ، نقشه‌های هم‌دما

مقدمه

دمای هوا یکی از مهم‌ترین متغیرهای مکانی ورودی به مدل‌های هیدرولوژیکی و اکولوژیکی می‌باشد. در این مدل‌ها، داده‌های دما نقش مهمی را در استخراج مقادیر تبخیر و تعرق، هوازدگی خاک و محصول گیاهان ایفا می‌کند (۴). مقادیر دمای هوا در بسیاری از فرآیندهای بیولوژیکی همچون توسعه فنولوژیکی آفات جنگل (۱۷) و فرآیندهای فیزیکی همچون ذوب برف (۷) از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. لذا کاربرد وسیعی در مدل‌های محیطی دارد (۲۵). هودسون و واکرناگل (۸) بیان داشته‌اند که دمای هوا تاثیر بسزایی روی انتخاب نوع محصولات قابل کشت در یک منطقه داشته و نحوه پراکنش پوشش گیاهی در سطح زمین بسیار متاثر از این پارامتر می‌باشد. لذا از این رهیافت می‌توان ایستگاه‌های متناسب با هر نوع گونه گیاهی را تعیین نمود. همچنین اطلاع از نحوه تغییرات دمای هوا در پیش‌بینی دمای سطح خاک (۵) و مدل‌سازی تابش آفتابی (۲۴) حائز اهمیت بالایی می‌باشد. با این وجود داده‌های هوا اغلب به صورت نقطه‌ای و در ایستگاه‌های هواشناسی وجود دارد، این در حالیست که لازمه استفاده از مدل‌های مذکور، در دست داشتن توزیع مکانی مقادیر دمای هوا در یک سطح معین می‌باشد. لذا همواره تلاش بر این بوده است تا مدل‌هایی برای نحوه تعمیم داده‌های نقطه‌ای به سطح ابداع شود.

مدل‌های درون‌یابی مختلفی برای تعیین توزیع مکانی دمای هوا در مقیاس‌های گوناگون مورد استفاده قرار گرفته است که از جمله پرکاربردترین آنها می‌توان به مدل‌های عکس مجذور فاصله، رگرسیون خطی و روش‌های زمین‌آمار اشاره نمود (۲). نظر به همبستگی بالای مقادیر دمای هوا و ارتفاع از سطح دریا، در بسیاری از مطالعات، تعمیم مقادیر نقطه‌ای دما به سطح، با استفاده از رابطه رگرسیون خطی بین دما و ارتفاع استفاده شده است (۲۵). سانچز و همکاران (۲۳) با استفاده از رگرسیون چندگانه بر اساس متغیرهای مستقل مختصات و ارتفاع به پهنه‌بندی برخی پارامترهای اقلیمی از جمله دمای هوا در مقیاس‌های زمانی مختلف در کشور اسپانیا پرداختند. نای نیرولا و همکاران (۲۰) نحوه توزیع مکانی دما را با استفاده از رابطه رگرسیون خطی بین مقادیر دما و ارتفاع در محیط GIS استخراج نمودند.

اگرچه استفاده از روش رگرسیون خطی ساده بوده و از جنله روش‌های مقبول در اکثر مطالعات گزارش شده است، اما کاربرد این روش در مناطق کوهستانی با دشواری‌های خاص خود همراه می‌باشد (۱۵). یکی از مهم‌ترین معضلات در برآورد دما در مناطق کوهستانی، فقدان ایستگاه‌های هواشناسی با پراکنش مناسب به‌ویژه در نقاط مرتفع ارتفاعی است که به‌دلیل عدم صحت رابطه رگرسیونی بدست آمده بین دما و ارتفاع، امکان

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]

استفاده از آن را در درون‌یابی با اشکال مواجه می‌سازد. این روابط در چنین مناطقی باید قبل از استفاده، اصلاح شود (۲۵). در بسیاری از مطالعات تلاش شده تا با استفاده از تعیین نرخ تغییرات حرارت روزانه و یا ماهانه با ارتفاع، این رابطه را اصلاح نموده و برای درون‌یابی و تعیین مقادیر دمای هوای روزانه و ماهانه مورد استفاده قرار دهند (۲۲،۱۶،۴). لذا، نظر به دشوار بودن تعیین مقادیر نرخ تغییرات حرارت با ارتفاع در مناطق کوهستانی، استفاده از روش مناسب‌تر ضروری به‌نظر می‌رسد.

روش‌های زمین‌آمار به دلیل در نظر گرفتن موقعیت فضایی داده‌ها و ساختار مکانی آنها از اهمیت بالایی در درون‌یابی برخوردار می‌باشد. استفاده از روش‌های زمین‌آمار در تعیین مقادیر بسیاری از داده‌های هواشناسی و اقلیمی همواره مورد توجه بوده است. بناویدس و همکاران (۲) استفاده از روش‌های زمین‌آمار در تخمین مقادیر دما هوا را مناسب دانسته‌اند. هایو و لاپن (۱۴) روش‌های عکس مجذور فاصله و کریجینگ با روند خارجی، کریجینگ معمولی و کوکریجینگ را در تهیه توزیع مکانی فصلی و سالانه دما در کانادا مناسب معرفی نمودند. کوورتس و همکاران (۶) با استفاده از روش‌های عکس مجذور فاصله، تیسن و کریجینگ معمولی به پهنه‌بندی دمای هوای سالانه در منطقه‌ای به وسعت ۵۰۰۰ کیلومتر مربع در کشور پرتغال پرداختند. نتایج مطالعات ایشان بیانگر مناسب بودن روش کریجینگ بوده است. کستون و هاچینسون (۱۲) روش TPSS[1] را برای پهنه‌بندی دمای هوای سالانه در قاره اقیانوسیه و جفری و همکاران (۱۱) این روش را برای پهنه‌بندی دمای روزانه در کشور استرالیا مناسب دانسته‌اند. پریس و همکاران (۲۱) دو روش زمین‌آماری TPSS را برای مقادیر دمای ماهانه و سالانه و بارندگی در مناطق شرقی و غربی کانادا مورد بررسی قرار دادند. نتایج آنها نشان داد که روش TPSS در هر دو منطقه از دقت بالاتری برخوردار بوده است. نتایج مطالعات کارراهرنا و گاسکین (۳) نشان داد که استفاده از روش کریجینگ با روند خارجی[2] از دقت بالایی در تخمین مقادیر دمای ماکزیمم و مینیمم برخوردار می‌باشد.

ایمارک و راناد (۹) روش کریجینگ را بهترین روش برای تخمین مقادیر دما معرفی نموده‌اند. یانگ هونگ و همکاران (۲۸) نشان دادند که مقادیر خطای تخمین در حین استفاده از روش‌های زمین‌آمار برای مقادیر دما بین ۰/۴۲ تا ۰/۸۳ درجه سلسیوس و برای مقادیر بارش ماهانه بین ۸ تا ۱۳ میلی‌متر تغییر می‌کند. جارویس و استوارت (۱۰) مقادیر دمای روزانه در سرتاسر انگلستان را با استفاده از روش‌های عکس مجذور فاصله و کریجینگ استخراج نموده‌اند. کورتزمن و کادمون (۱۳) روش‌های رگرسیون چندگانه، اسپلاین و عکس مجذور فاصله را برای تعیین توزیع مکانی دمای حداقل و حداکثر روزانه پیشنهاد داده‌اند.

بررسی مطالعات گذشته نشان داد که اگرچه در برخی مطالعات، توزیع مکانی نقشه‌های هم دما با استفاده از روش‌های گوناگون مورد بررسی قرار گرفته است، اما تاکنون مقایسه جامعی بین روش رگرسیون خطی به عنوان یک روش ساده و مقبول در برآورد نقشه‌های هم‌دما و روش‌های زمین‌آمار در مناطق کوهستانی و همچنین بررسی امکان جایگزینی این روش با روش‌های زمین‌آمار در هیچ مطالعه‌ای انجام نشده است. لذا در این پژوهش که در حوزه آبخیز کارون، به‌عنوان یکی از حوزه‌های کوهستانی مهم ایران، صورت گرفته است، ضمن ارزیابی روش‌های زمین‌آمار در برآورد مقادیر دمای ماهانه و سالانه در سطح حوزه، امکان جاگزینی روش رگرسیون خطی بین مقادیر دما و ارتفاع، با روش‌های زمین‌آمار مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور، روش‌های میانگین متحرک وزنی با توان‌های ۲ و ۳ و روش کریجینگ با روش رگرسیون خطی مورد مقایسه قرار گرفتند.

مواد و روش‌ها

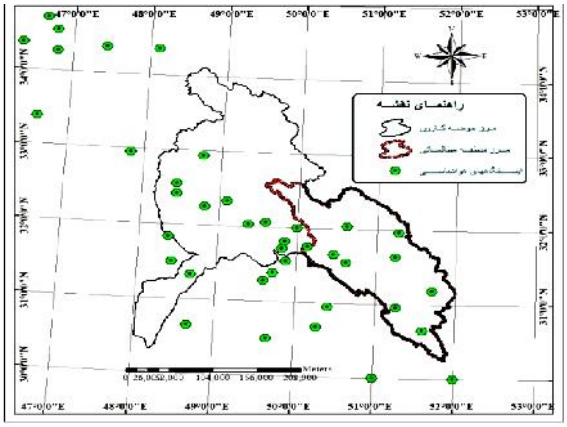
منطقه مطالعاتی و داده‌های مورد استفاده

منطقه مطالعاتی بخش بزرگی از حوزه آبخیز کارون در محدوده ۵۰ درجه و ۲۳ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۵۴ دقیقه طول شرقی و ۳۰ درجه و ۱۶ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۳۲ دقیقه عرض شمالی و با مساحت تقریبی ۲۴۰۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد (شکل ۱). جهت غالب ورود بخش اعظم بارندگی به منطقه مطالعاتی در این پژوهش از سمت جنوب، جنوب غربی و غرب منطقه می‌باشد. محدوده ارتفاعی منطقه بین ۷۰۰ تا ۴۴۰۰ متر در مرتفع‌ترین نقاط می‌باشد (شکل ۲). در این پژوهش از متوسط ۲۵ ساله (۱۳۸۰-۱۳۵۵) مقادیر دمای ماهانه و سالانه ۲۶ ایستگاه سینوپتیک در داخل و پیرامون منطقه مطالعاتی استفاده شد. (شکل ۱) پراکنش ایستگاه‌های منتخب را نشان می‌دهد. همچنین مقادیر متوسط دمای ماهانه در مدت بررسی، میزان خطای استاندارد، ضرایب چولگی و کشیدگی در هر ماه در جدول ۱ ارایه شده است.

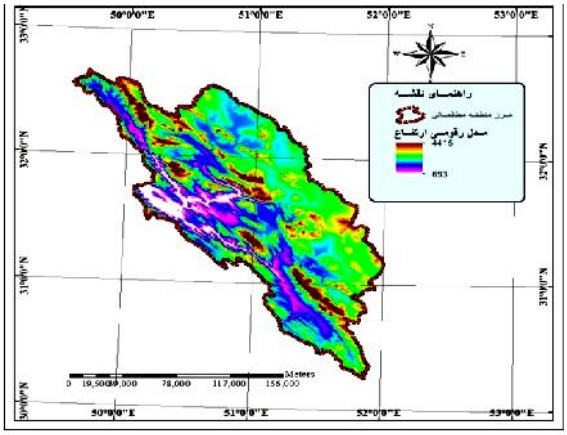
1- Thin Plate Soothing Spline (TPSS)

2- Kriging with external drift, KED

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی در ایران و حوزه آبریز کارون و نحوه پراکنش ایستگاه‌های هواشناسی منتخب



شکل ۲- مدل رقومی ارتفاعی رادار در منطقه مطالعاتی

جدول ۱- مقادیر دمای متوسط ماهانه و سالانه در کل منطقه مطالعاتی و پارامترهای آماری مربوطه

ماه	میانگین (C°)	خطای استاندارد	ضریب کشیدگی	ضریب چولگی	تعداد داده‌ها
فروردین	۱۵/۶۶	۴/۱۱	-۰/۸۲	-۰/۶۵	۲۶
اردیبهشت	۲۱/۳۵	۴/۸۱	-۰/۹۴	-۰/۵۸	۲۶
خرداد	۲۷/۰۷	۵/۳	-۰/۸۳	-۰/۶۶	۲۶
تیر	۳۰/۵۴	۴/۸۹	-۰/۶۷	-۰/۷۱	۲۶
مرداد	۳۱/۱۵	۴/۷۸	-۰/۵۴	-۰/۷۹	۲۶
شهریور	۲۸/۱۱	۴/۹۸	-۰/۶۶	-۰/۶۹	۲۶
مهر	۲۲/۸۲	۵/۱۱	-۰/۶۸	-۰/۷۱	۲۶
آبان	۱۶/۵۷	۴/۶	-۰/۶۸	-۰/۷۸	۲۶
آذر	۱۱/۱۳	۴/۳۲	-۰/۶۳	-۰/۷۹	۲۶
دی	۸/۰۸	۴/۶۴	-۰/۶	-۰/۸۵	۲۶
بهمن	۸/۲۲	۴/۵۳	-۰/۶۴	-۰/۸۶	۲۶
اسفند	۱۱/۲۶	۴/۱۷	-۰/۶۷	-۰/۸۳	۲۶
سالانه	۱۹/۳۳	۴/۶۶	-۰/۷۲	-۰/۷۶	۲۶

تهیه نقشه‌های هم‌دما

پس از جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز، نظر به اهمیت شرط نرمال بودن داده‌ها در استفاده از روش‌های زمین‌آمار، هیستوگرام داده‌های دمای ماهانه و سالانه نمودار Q_Q آنها در محیط برنامه SPSS استخراج و نرمال بوده آنها مورد بررسی قرار گرفت. سپس به پهنه‌بندی میزان دمای ماهانه و سالانه در محدوده منطقه بر اساس روش‌های رگرسیون خطی و روش‌های زمین‌آمار منتخب شامل میانگین متحرک وزنی با توان‌های دو و سه، کریجینگ و کوکریجینگ با متغیر کمکی ارتفاع در محیط نرم افزار ARC-GIS پرداخته شد.

بدین منظور، در روش رگرسیون خطی، ابتدا با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای، رابطه بین مقادیر دما و

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]

ارتفـاع در مقیاس‌هـای ماهانـه و سالانه استخراج شده و سپس نقشه‌های هم‌دما بر اساس روابط استخراج شده در محیط ARC-GIS تهیه شد.

اساس درون‌یابی در روش‌های زمین‌آمار در این پژوهش بر اساس رابطه ۲ بوده و تفاوت بین روش‌های مختلف در نحوه برآورد ضرایب این معادله بوده است (۱۹).

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^{n} a_i Z(x_i) \qquad (۱)$$

که در آن $Z^*(x)$ مقدار تخمین زده شده متغیر در نقطه x، $Z(x_i)$ مقدار مشاهده‌ای متغیر در نقطه x_i، n تعداد نقاط و a وزن می‌باشد که در روش‌های مختلف به صور مختلف تعریف می‌شود.

نظر به اینکه در زمین‌آمار برخلاف آمار کلاسیک، مقادیر نمونه‌ها به موقعیت آنها وابسته می‌باشد، لذا به‌منظور امکان استفـاده از روش‌های زمین‌آمـار وجـود پیوستگـی مـکانی بین داده‌ها مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور، در این پژوهش از معیار نیم تغییر نمای تجربی $(¥)$ به شرح ذیل استفاده شد (۱۹):

$$¥(h) = \frac{1}{2.n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} \left[Z(x_i + h) - Z(x_i)\right]^2 \qquad (۲)$$

که در آن: n(h) زوج نقاط تعیین شده بر اساس فاصله h، $Z(x_i)$ مقدار متغیر اندازه‌گیری شده در موقعیت x_i و $Z(x_i + h)$ مقدار متغیر اندازه‌گیری شده در فاصله h از موقعیت x_i می‌باشد. فاصله‌ای که در آن مقدار نیم تغییر نما به حد ثابتی که همان آستانه نیم تغییر نما می‌باشد، می‌رسد دامنه تاثیر R و مقدار نیم تغییر نما در h=0 اثر قطعه‌ای (C_0) نام دارد.

مقـدار نیـم تـغییر نمـا در روش کـریـجینگ بـرای محاسبه اوزان مورد استفاده قرار می‌گیرد. لذا پس از تعیین واریوگرام‌های تجربی، بهترین مدل واریوگرام تئوری بر آنها بر اساس معیار مجذور ضریب همبستگی بین داده‌های مشاهده‌ای و مقادیر برآوردی به‌وسیله مدل و همچنین مجذور مجموع مربعات باقیمانده برازش داده شد. همچنین به‌منظور ارزیابی روش کوکریجینگ در این پژوهش، از مقادیر ارتفاع به‌عنوان متغیر کمکی استفاده شد. بدین منظور ابتدا با بررسی روابط ارتفاع و دما، مناسب بودن این پارامتر به‌عنوان متغیر کمکی مورد بررسی قرار گرفت.

معیارهای ارزیابی

بـرای بـررسی دقت هـر روش و یـا انتخاب پارامتر مناسب در آنها از روش ارزیابی تقاطعی[1] استفاده شد. در این روش مقایسه‌ای میان نقاط اندازه‌گیری شده و مقادیر تخمینی توسط روش‌های مورد استفاده، صورت می‌گیرد. به این ترتیب که یک نقطه حذف شده و با استفاده از سایر نقاط و اعمال روش میان‌یابی مقداری برای این نقطه تخمین زده می‌شود. سپس این نقطه به محل خود برگردانده شده و نقطه بعدی حذف می‌گردد و به همین ترتیب برای تمام نقاط برآورد صورت می‌گیرد، به طوریکه در پایان، دو ستون شامل مقادیر مشاهده‌ای و مقادیر برآورد شده وجود دارد که می‌توان به مقایسه آنها پرداخت. در این تحقیق از سه معیار میانگین قدر مطلق خطا (دقت)[2]، میانگین خطای انحراف (انحراف)[3] و مجذور مجموع مربعات باقیمانده[4] به شرح روابط زیر استفاده شد.

$$MAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|Z^*(x_i) - Z(x_i)\right| \qquad (۳)$$

$$MBE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(Z^*(x_i) - Z(x_i)\right) \qquad (۴)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(Z^*(x_i) - Z(x_i)\right)^2} \qquad (۵)$$

که در آنها $Z(x_i)$ مقدار بارش مشاهده‌ای و $Z^*(x_i)$: مقدار بارش برآورد شده می‌باشد. هر قدر این دو معیار به صفر نزدیکتر باشند نشان‌دهنده اختلاف کمتر مقادیر برآورده شده نسبت به مقادیر مشاهده‌ای است. علاوه بر استفاده از معیارهای ارزیابی، روند نقشه‌های تولید شده با استفاده از روش‌های مختلف نیز مورد بررسی قرار گرفت تا از صحت مقادیر برآورد شده اطمینان حاصل گردد.

به‌منظور مقایسه آماری میانگین مقادیر شاخص‌های ارزیابی بین روش‌های مختلف درون‌یابی منتخب در این مطالعه، از آنالیز واریانس دانکن در سطح معنی‌داری پنج درصد استفاده شد.

نتایج و بحث

(شکل ۳) هیستوگرام دمای متوسط سالانه و (شکل ۴) نمودار Q-Q مستخرج در محیط SPSS را برای دمای متوسط سالانه و دمای متوسط ماه اسفند به‌عنوان نمونه به تصویر می‌کشد. بررسی این نمودارها برای مقادیر متوسط دما در ماه‌های مختلف و همچنین برای دمـای متوسط سالانـه، دلالـت بر نـرمال بودن داده‌ها در سطح معنی‌داری ۹۵٪ دارد.

پس از اطمینان از نرمال بودن داده‌ها، واریوگرام تجربـی بـرای مقادیـر دمـای متوسط سالانـه و ماهـانـه استخراج شد. بررسی واریوگرام‌های تجربی در راستاهای مختلف حاکی از وجود ناهمسانگردی در داده‌ها می‌باشد. لذا از واریوگرام تجربی همه‌جانبه برای تمامی وقایع استفاده شده و بهترین مدل واریوگرام تئوری به آن برازش داده شد (۱۹). (شکل ۵) واریوگرام تئوری و تجربی مقادیر متوسط دمای سالانه و ماه آذر را به‌عنوان نمونه به تصویر می‌کشد. همچنین خصوصیات مدل‌های

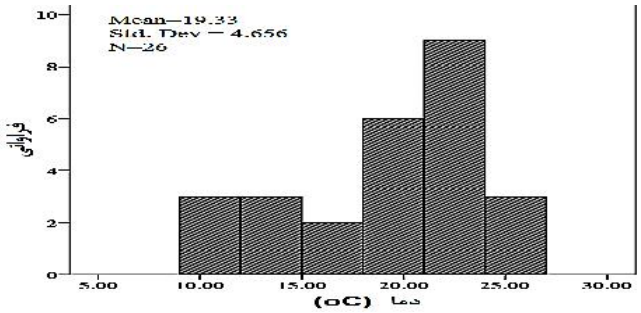
1- Cross Validation
2- Mean Absolute Error (MAE)
3- Mean Bias Error (MBE)
4- Root Mean of Square Error (RMSE)

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]

برازش داده شده به واریوگرام‌های تجربی برای تمام ماه‌های سال و همچنین برای مقادیر متوسط دمای سالانه در (جدول ۲) ارایه شده است.

جدول ۲- خصوصیات واریوگرام‌های تئوری برازش داده شده به مقادیر متوسط ۲۵ ساله دمای ماهانه و سالانه در منطقه مطالعاتی (Sill، آستانه، Co، مولفه تصادفی واریوگرام، R2، ضریب همبستگی و RSS جذر مجموع مربعات می‌باشد)

زمان	مدل	RSS	R^2	$C/(C_0+C)$	C_0 (C^{-2o})	Sill (C^{-2o})	دامنه (کیلومتر)
فروردین	کروی	۳۲	۰/۹۶	۱	۰/۰۱	۲۶/۰	۲۸۷/۵
اردیبهشت	کروی	۵۸	۰/۹۶	۰/۹۹۷	۰/۱۰	۳۵/۸	۲۹۴/۲
خرداد	کروی	۱۰۲	۰/۹۶	۰/۹۹۸	۰/۱۰	۴۳/۹	۲۹۸/۶
تیر	کروی	۸۴	۰/۹۵	۰/۹۹۷	۰/۱۰	۳۷/۳	۲۹۴/۲
مرداد	کروی	۹۰	۰/۹۵	۰/۹۹۷	۰/۱۰	۳۶/۲	۲۹۹/۷
شهریور	کروی	۸۱	۰/۹۵	۰/۹۹۸	۰/۱۰	۴۰/۴	۳۱۷/۵
مهر	کروی	۱۰۳	۰/۹۵	۰/۹۹۷	۰/۱۰	۳۹/۹	۲۸۴/۲
آبان	کروی	۷۰	۰/۹۵	۰/۹۹۷	۰/۱۰	۳۱/۸	۲۷۷/۵
آذر	کروی	۵۷	۰/۹۵	۱	۰/۰۱	۲۷/۴	۲۷۸/۶
دی	کروی	۹۰	۰/۹۴	۱	۰/۰۱	۳۰/۹	۲۵۴/۲
بهمن	کروی	۷۷	۰/۹۴	۱	۰/۰۱	۲۹/۲	۲۵۲/۰
اسفند	کروی	۴۶	۰/۹۵	۱	۰/۰۱	۲۶/۳	۲۷۷/۵
سالانه	کروی	۷۰	۰/۹۵	۰/۹۹۷	۰/۱۰	۳۳/۱	۲۹۵/۳

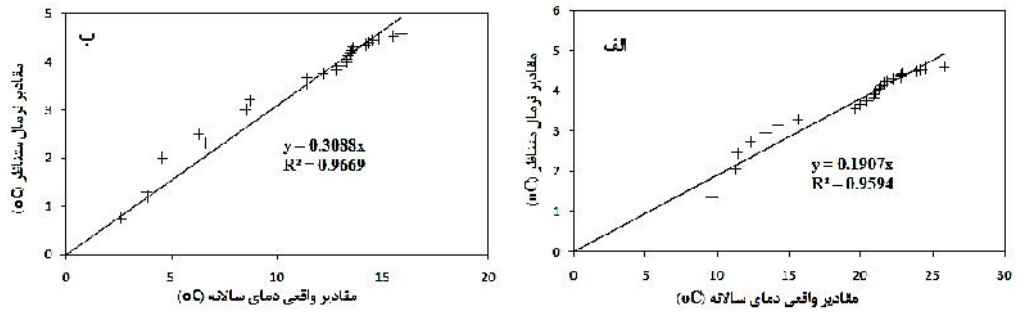


شکل ۳- هیستوگرام دمای متوسط سالانه در منطقه

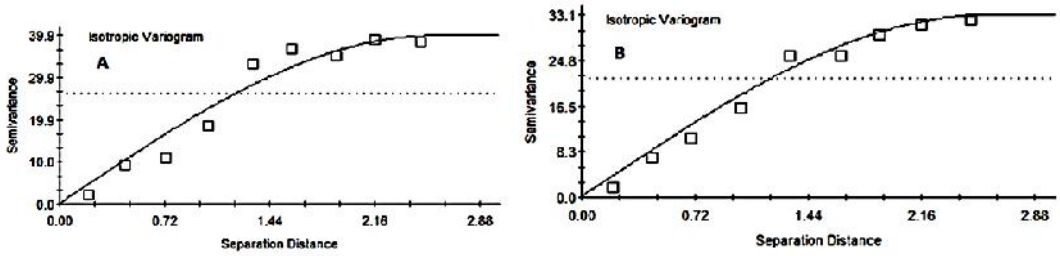
بررسی مدل‌های مختلف واریوگرام نشان داد که تغییرات متوسط دمای ماهانه و سالانه در منطقه مطالعاتی از مدل کروی تبعیت می‌کند (جدول ۲). مهدیان و همکاران (۱۹) نیز در پژوهشی در جنوب شرقی ایران، استفاده از مدل کروی را برای درون‌یابی مقادیر دمای متوسط ماهانه مناسب دانسته‌اند. استفاده از مدل کروی برای مقادیر بارش در مقیاس‌های زمانی مختلف در مطالعات بسیاری گزارش شده است (۲۶،۱۸،۱). دامنه تاثیر واریوگرام‌های برازش داده شده بر مقادیر متوسط دمای ماهانه بین ۲۵۱ تا ۳۱۸ کیلومتر تغییر می‌کند. بیشترین دامنه تاثیر مربوط به ماه شهریور و کمترین مقدار آن مربوط به ماه بهمن می‌باشد. دامنه تاثیر واریوگرام برازش داده شده بر دمای متوسط سالانه برابر ۲۹۵ کیلومتر می‌باشد. مهدیان و همکاران (۱۹) و یان بین (۲۷) نیز دامنه تاثیر حداقل را در ماه بهمن گزارش نموده‌اند. مقدار C_0 در تمام واریوگرام‌ها در مقایسه با مقدار آستانه (Sill) بسیار کوچک است که این مساله نشان‌دهنده کوچک بودن مولفه تصادفی واریوگرام[1] می‌باشد. مقدار C_0 در واریوگرام‌های ماهانه بین ۰/۰۱ تا ۰/۱ درجه سلسیوس قرار دارد که کمترین آن مربوط به ماه‌های آذر، دی، بهمن، اسفند و فروردین و بیشترین آن مربوط به ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور، مهر و آبان می‌باشد. مقدار C_0 در واریوگرام سالانه ۰/۱ درجه سلسیوس می‌باشد. این مقادیر کمتر از مقادیر بدست آمده در تحقیقات یان‌هونگ و همکاران (۲۸) و بناویدس و همکاران (۲) می‌باشد.

1- Deterministic variance

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]



شکل ۴- نمودار Q-Q برای متوسط ۲۵ ساله الف) دمای سالانه و ب) دمای ماه اسفند

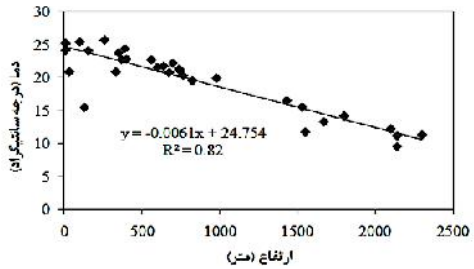


شکل ۵- واریوگرام تجربی و تئوری مقادیر متوسط ۲۵ ساله الف) دمای سالانه و ب) دمای ماه آذر

جدول (۳)، روابط رگرسیون خطی بین مقادیر دما و ارتفاع را نشان می‌دهد. همچنین نمودار همبستگی مقادیر متوسط دمای سالانه و ارتفاع به عنوان نمونه در شکل (۶) ارایه شده است. ضریب همبستگی در تمام روابط از مقدار بالایی برخوردار می‌باشد. بیشترین ضریب همبستگی برابر ۰/۹۴ و مربوط به ماه‌های فروردین و اسفند می‌باشد. همچنین کمترین ضریب همبستگی مربوط به ماه‌های تیر و مرداد بوده و برابر ۰/۸۶ می‌باشد. میزان ضریب همبستگی بین مقادیر متوسط دمای سالانه و ارتفاع برابر ۰/۸۲ بدست آمد. لذا از مقادیر ارتفاع به عنوان متغیر کمکی در روش کوکریجینگ استفاده شد. پس از تعیین متغیرکمکی، واریوگرام متقابل دما و ارتفاع بدست آمد.

جدول ۳- روابط رگرسیون خطی بین مقادیر متوسط دما (T) و ارتفاع (H)

زمان	رابطه	R2	زمان	رابطه	R2	زمان	رابطه	R2
فروردین	T = -0.0057H + 21.09	۰/۹۴	مرداد	T = -0.0064H + 37.196	۰/۸۶	آذر	T = -0.006H + 16.801	۰/۹۳
اردیبهشت	T = -0.0067H + 27.674	۰/۹۳	شهریور	T = -0.0067H + 34.446	۰/۸۷	دی	T = -0.0064H + 14.178	۰/۹۳
خرداد	T = -0.0073H + 33.958	۰/۹۱	مهر	T = -0.007H + 29.449	۰/۹۰	بهمن	T = -0.0063H + 14.171	۰/۹۳
تیر	T = -0.0065H + 36.713	۰/۸۶	آبان	T = -0.0064H + 22.583	۰/۹۲	اسفند	T = -0.0058H + 16.773	۰/۹۴
سالانه	y = -0.0064x + 25.419				۰/۸۲			



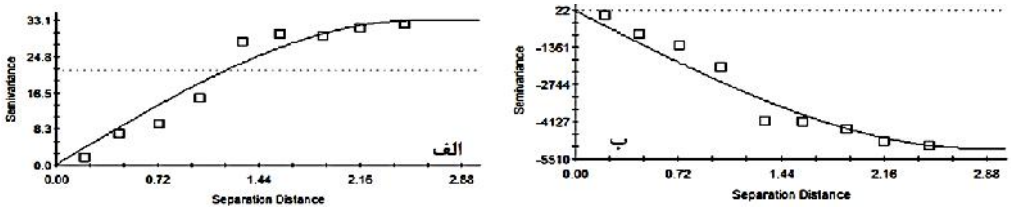
شکل ۶- نمودار همبستگی مقادیر متوسط دمای سالانه و ارتفاع

(شکل ۷) واریوگرام ارتفاع و واریوگرام متقابل ارتفاع و دمای متوسط سالانه را به عنوان نمونه به تصویر می‌کشد. همچنین خصوصیات واریوگرام‌های متقابل دما و ارتفاع در (جدول ۴) خلاصه شده است. (جدول ۴) نشان می‌دهد که مقدار دامنه تاثیر در ماه‌های مختلف بین ۳۰۹ تا ۳۸۰ کیلومتر متغیر است که کمترین و بیشترین آن به ترتیب مربوط به ماه‌های دی و مرداد می‌باشد. همچنین میزان شعاع تاثیر در واریوگرام متقابل دمای متوسط سالانه و ارتفاع برابر ۳۱۵/۲ کیلومتر بدست آمد. میزان شعاع تاثیر واریوگرام‌های

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]

متقابل دمای متوسط سالانه و ماهانه با متغیر کمکی ارتفاع در مجموع بزرگتر از مقادیر متناظر آن در واریوگرام‌های تجربی بدست آمده در (جدول ۲) می‌باشد که دلالت بر تاثیر مثبت ارتفاع در افزایش پیوستگی مکانی بین داده‌ها در منطقه مطالعاتی دارد. تاثیر مثبت لحاظ نمودن ارتفاع به عنوان متغیر کمکی در برآورد دمای هوا در مطالعات دیگری نیز گزارش شده است (۲۵،۲۲،۱۶،۴).

نتایج ارزیابی روش‌های زمین‌آمار و روش رگرسیون خطی در برآورد دمای متوسط سالانه و ماهانه در (جدول ۵) ارایه شده است. بهترین تعداد نقاط همسایگی برای روش میانگین متحرک وزنی بر اساس معیارهای ارزیابی برابر ۹ نقطه بدست آمد که این نتیجه با یافته‌های مهدیان و همکاران (۱۹) مطابقت دارد. همچنین افزایش توان از ۲ به ۳ در روش میانگین متحرک وزنی باعث کاهش خطای تخمین شده است. لذا توان ۳ توانایی بالاتری در برآورد متوسط دمای ماهانه و سالانه دارد.



شکل ۷- الف) واریوگرام تئوری ارتفاع و ب) واریوگرام متقابل دمای متوسط سالانه و ارتفاع

جدول ۴- خصوصیات واریوگرام‌های متقابل دمای متوسط سالانه و ماهانه و ارتفاع

زمان	مدل	RSS ($\times 10^6$)	R^2	$C/(C_0+C)$	C_0 (C^{o-2})	Sill (C^{o-2})	دامنه (درجه)
فروردین	کروی	۱/۲۱	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۴۹۸۲	۳/۲۰
اردیبهشت	کروی	۱/۶۲	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۵۷۷۳	۳/۲۰
خرداد	کروی	۱/۹۱	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۶۱۳۰	۳/۰۸
تیر	کروی	۱/۵۶	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۵۹۶۱	۳/۴۰
مرداد	کروی	۱/۶۳	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۵۸۷۳	۳/۴۲
شهریور	کروی	۱/۶۳	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۶۱۳۰	۳/۴۱
مهر	کروی	۱/۹۰	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۶۱۲۶	۳/۲۳
آبان	کروی	۱/۷۴	۰/۹۶	۰/۹۹۸	-۱۰	-۵۱۳۰	۲/۸۷
آذر	کروی	۱/۵۲	۰/۹۵	۰/۹۹۸	-۱۰	-۵۱۲۶	۳/۱۱
دی	کروی	۱/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۹۸	-۱۰	-۵۱۰۰	۲/۷۹
بهمن	کروی	۱/۷۲	۰/۹۵	۰/۹۹۸	-۱۰	-۵۰۳۸	۲/۸۶
اسفند	کروی	۱/۴۰	۰/۹۵	۰/۹۹۸	-۱۰	-۴۹۷۳	۳/۱۱
سالانه	کروی	۱/۶۳	۰/۹۶	۱	-۱۰	-۵۱۳۰	۲/۸۴

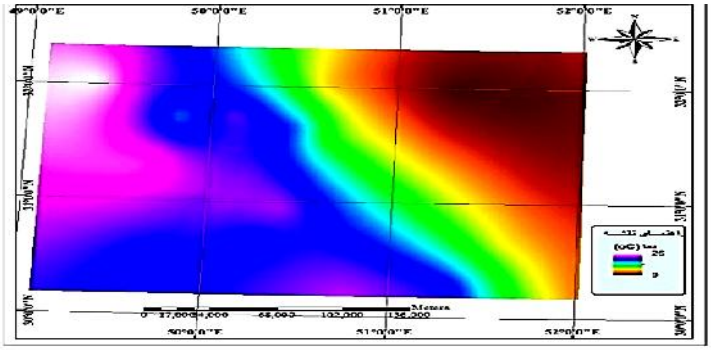
بررسی نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که روش کوکریجینگ در بین روش‌های زمین‌آمار منتخب مقایر RMSE، MAE و MBE کمتری را به خود اختصاص داده است. با این وجود نتایج آنالیز واریانس دانکن در سطح معنی‌داری پنج درصد اختلاف معنی‌داری بین این شاخص‌ها نشان نداد. اختلاف معیارهای ارزیابی در روش کریجینگ و کوکریجینگ در تمام وقایع مورد بررسی کمتر از ۵٪ بوده و می‌توان اذعان داشت که هر دو روش از دقت بالایی در برآورد مقادیر متوسط دمای ماهانه و سالانه برخوردار می‌باشند. نتایج این پژوهش با یافته‌های ایمارک و همکاران (۹)، جارویس و همکاران (۱۰) و کاررا-هرنا و گاسکین (۳) که روش کریجینگ را برای برآورد مقادیر دمای هوا مناسب دانسته‌اند، مطابقت دارد. کمترین و بیشترین مقدار شاخص‌های ارزیابی به ترتیب مربوط به ماه‌های اسفند و تیر بوده است. با این وجود، نقشه‌های تهیه شده با دو روش مذکور حاکی از آن‌ست که روش کریجینگ تا حدودی مقادیر دما را بیشتر از روش کوکریجینگ برآورد می‌کند. شکل‌های (۸) و (۹) نقشه‌های متوسط دمای سالانه تهیه شده با روش کریجینگ و کوکریجینگ در منطقه مطالعاتی را به عنوان نمونه به تصویر می‌کشد. بررسی مقادیر معیارهای ارزیابی ارایه شده در (جدول ۵) حاکی از آنست که اگرچه روش رگرسیون خطی کمترین میزان خطا و انحراف و مجذور مربعات باقیمانده را منتج شده است، اما روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ نیز به خوبی قادر به برآورد مقادیر دمای متوسط ماهانه و سالانه می‌باشند. بررسی نقشه‌های تهیه شده در این پژوهش نشان داد که در مجموع، نواحی غربی منطقه در مقایسه با سایر نواحی در منطقه مطالعاتی از مقادیر دمای ماهانه و سالانه بالاتری برخوردار می‌باشند. همچنین مقایر کمتر در نقاط مرتفع در نقشه‌ها، انطباق آنها با مدل رقومی ارتفاع رادار در منطقه و صحت نتایج بدست آمده را به اثبات می‌رساند.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]

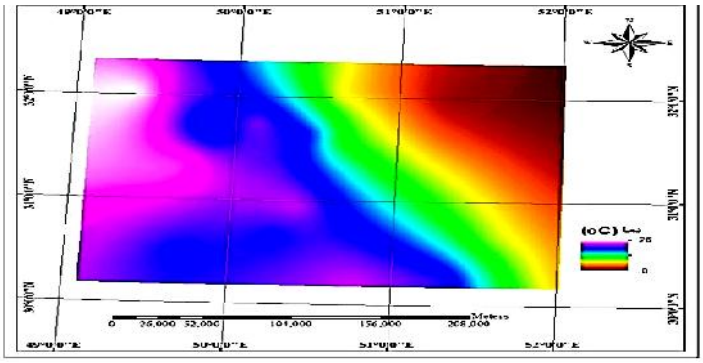
جدول ۵- ارزیابی روش‌های زمین آمار و روش رگرسیون خطی در برآورد دمای متوسط سالانه و ماهانه

روش	Kriging			Co-Kriging		WMA-2			WMA-3			رگرسیون خطی		
زمان	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	RMSE
فروردین	۰/۲۰^{b}	۱/۲۲^{c}	۱/۵۱^{b}	۰/۲۰^{b}	۱/۲۲^{c}	۱/۴۹^{b}	۰/۴۰^{a}	۱/۸۷^{a}	۲/۳۵^{a}	۰/۴۳^{a}	۱/۵۰^{b}	۲/۰۵^{a}	۰/۰۳^{c}	۰/۷۹^{d}	۱/۰۰^{c}
اردیبهشت	۰/۲۴^{b}	۱/۵۴^{c}	۱/۸۸^{b}	۰/۲۵^{b}	۱/۴۶^{c}	۱/۸۵^{b}	۰/۴۵^{a}	۲/۲۳^{a}	۲/۷۷^{a}	۰/۵۲^{a}	۱/۸۲^{b}	۲/۴۰^{a}	-۰/۰۲^{c}	۱/۰۴^{d}	۱/۲۵^{c}
خرداد	۰/۲۴^{b}	۱/۵۸^{c}	۲/۰۴^{c}	۰/۲۵^{b}	۱/۵۶^{c}	۱/۹۹^{c}	۰/۵۴^{a}	۲/۴۷^{a}	۳/۰۱^{a}	۰/۵۸^{a}	۲/۰۵^{b}	۲/۵۸^{b}	-۰/۰۳^{c}	۱/۱۷^{d}	۱/۵۸^{d}
تیر	۰/۲۴^{b}	۱/۶۳^{c}	۱/۹۸^{b}	۰/۲۴^{b}	۱/۵۹^{cd}	۱/۹۳^{b}	۰/۵۹^{a}	۲/۳۷^{a}	۲/۸۷^{a}	۰/۶۲^{a}	۲/۰۷^{b}	۲/۵۴^{a}	۰/۰۲^{c}	۱/۳۱^{d}	۱/۸۳^{b}
مرداد	۰/۲۱^{b}	۱/۵۷^{c}	۱/۹۱^{b}	۰/۲۱^{b}	۱/۵۲^{c}	۱/۸۶^{b}	۰/۵۸^{a}	۲/۲۸^{a}	۲/۷۹^{a}	۰/۵۸^{a}	۱/۹۶^{b}	۲/۴۶^{a}	-۰/۰۲^{c}	۱/۲۳^{d}	۱/۷۶^{b}
شهریور	۰/۲۳^{b}	۱/۵۶^{c}	۱/۹۷^{b}	۰/۲۳^{b}	۱/۵۴^{c}	۱/۹۳^{b}	۰/۵۷^{a}	۲/۴۵^{a}	۲/۹۱^{a}	۰/۵۹^{a}	۲/۰۸^{b}	۲/۵۶^{a}	-۰/۰۱^{c}	۱/۲۱^{d}	۱/۷۴^{b}
مهر	۰/۲۱^{b}	۱/۴۶^{b}	۱/۸۵^{b}	۰/۲۲^{b}	۱/۳۸^{b}	۱/۷۸^{b}	۰/۵۴^{a}	۲/۳۵^{a}	۲/۹۰^{a}	۰/۵۴^{a}	۲/۳۵^{a}	۲/۹۰^{a}	۰/۰^{c}	۰/۹۹^{d}	۱/۵۵^{b}
آبان	۰/۲۱^{b}	۱/۳۷^{c}	۱/۷۴^{b}	۰/۲۲^{b}	۱/۳۷^{c}	۱/۶۹^{b}	۰/۵۳^{a}	۲/۱۳^{a}	۲/۶۷^{a}	۰/۵۴^{a}	۱/۸۱^{b}	۲/۳۷^{a}	-۰/۰۴^{c}	۰/۹۱^{d}	۱/۲۶^{c}
آذر	۰/۲۱^{b}	۱/۲۱^{b}	۱/۵۰^{b}	۰/۲۱^{b}	۱/۲۲^{b}	۱/۴۷^{b}	۰/۵۰^{a}	۱/۸۷^{a}	۲/۴۲^{a}	۰/۵۲^{a}	۱/۵۸^{a}	۲/۱۲^{a}	۰/۰۱^{c}	۰/۷۹^{c}	۱/۱۳^{c}
دی	۰/۲۱^{b}	۱/۳۷^{b}	۱/۶۶^{b}	۰/۲۲^{b}	۱/۴۳^{b}	۱/۶۷^{b}	۰/۵۵^{a}	۲/۰۱^{a}	۲/۶۳^{a}	۰/۵۸^{a}	۱/۷۱^{a}	۲/۳۴^{a}	۰/۰۴^{c}	۰/۸۷^{c}	۱/۱۸^{c}
بهمن	۰/۲۳^{b}	۱/۲۸^{b}	۱/۶۶^{b}	۰/۲۳^{b}	۱/۲۸^{b}	۱/۶۳^{b}	۰/۵۶^{a}	۱/۹۷^{a}	۲/۶۱^{a}	۰/۵۸^{a}	۱/۶۶^{a}	۲/۳۰^{a}	-۰/۰۲^{c}	۰/۹۱^{c}	۱/۲۰^{c}
اسفند	۰/۲۲^{b}	۱/۱۸^{b}	۱/۴۸^{b}	۰/۲۲^{b}	۱/۱۸^{b}	۱/۴۴^{b}	۰/۴۹^{a}	۱/۸۵^{a}	۲/۴۰^{a}	۰/۵۲^{a}	۱/۴۹^{b}	۲/۱۱^{a}	۰/۰۳^{c}	۰/۷۴^{c}	۰/۹۹^{c}
سالانه	۰/۲۲۸^{b}	۱/۳۱^{c}	۱/۶۹^{b}	۰/۲۳^{b}	۱/۲۸^{c}	۱/۶۴^{b}	۰/۵۳^{a}	۲/۱۱^{a}	۲/۶۴^{a}	۰/۵۵^{a}	۱/۷۲^{b}	۲/۳۰^{a}	۰/۰۳^{c}	۰/۸۸^{d}	۱/۲۸^{c}

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]



شکل ۸- نقشه توزیع مکانی دمای متوسط سالانه با استفاده از روش کریجینگ



شکل ۹- نقشه توزیع مکانی دمای متوسط سالانه با استفاده از روش کوکریجینگ

در این پژوهش، به ارزیابی قابلیت روش‌های زمین‌آمار شامل کریجینگ، کوکریجینگ، میانگین متحرک وزنی با توان‌های ۲ و ۳ در پهنه‌بندی مقادیر دمای متوسط سالانه و ماهانه در مقایسه با روش رگرسیون خطی دما و ارتفاع پرداخته شده است. تحلیل واریوگرام‌های تجربی نشان داد که داده‌های دمای متوسط سالانه و ماهانه از ساختار مکانی بالایی برخوردار بوده است. مقادیر C_0 در این پژوهش بین $۰/۰۱C^{o-2}$ تا $۰/۱C^{o-2}$ متغیر بوده که پایین بودن این مقادیر نشان می‌دهد که واریوگرام‌ها از سطح معنی‌داری بالایی برخوردار هستند. بعلاوه نتایج این پژوهش حاکی از وجود یک رابطه قوی با ضریب همبستگی بالای ۸۰٪ بین مقادیر دمای متوسط ماهانه و ارتفاع بوده و استفاده از ارتفاع به‌عنوان متغیر کمکی، مقادیر شعاع تاثیر واریوگرام‌ها را تا ۲۸٪ افزایش داده است. تحلیل واریوگرام‌های متقابل دما و ارتفاع حاکی از وجود یک روند منفی می‌باشد که علت این امر، وجود یک رابطه منفی بین مقادیر دما و ارتفاع در منطقه مطالعاتی می‌باشد. نتایج ارزیابی روش‌های منتخب در این پژوهش نشان داد که اگرچه روش رگرسیون خطی دارای کمترین میزان مجذور مربعات خطا، خطا و انحراف می‌باشند، اما روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ نیز به خوبی قادر به برآورد مقادیر دمای ماهانه و سالانه می‌باشند. همچنین نتایج آنالیز واریانس دانکن اختلاف معنی‌داری بین مقادیر شاخص‌های ارزیابی در دو روش در سطح پنج درصد نشان نداد. لذا هر دو روش تقریبا از دقت یکسانی برخوردارند. با این وجود روش کریجینگ تا حدودی مقادیر دما را بیشتر از روش کوکریجینگ برآورد می‌کند.

منابع

1. Beek, E.G. 1992. Spatial variability and interpolation of daily precipitation amount, Stochastic Hydrology and Hydraulics, 6: 304-320.
2. Benavides, R., F. Montes, A. Rubio and K. Osoro. 2007. Geostatistical modeling of air temperature in a mountainous region of Northern Spain. Agricultural and Forest Meteorology, 146: 173-188.
3. Carrera-Hernandez, J.J. and S.J. Gaskin. 2007. Spatio-temporal analysis of daily precipitation and temperature in the basin of Mexico. Journal of Hydrology, 336: 231-249.
4. Dadson, R. and D. Marks. 1997. Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. Climatic Research, 8: 1-20.
5. George, R.K. 2001. Prediction of soil temperature by using artificial neural networks algorithms. Non linear Analysis, 47: 1737-1748.
6. Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. Journal of Hydrology, 228: 113-129.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]

7. Hock, R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. Journal of Hydrology, 282: 104-115.
8. Hudson, G. and H. Wackernagel. 1994. Mapping temperature using kriging with external drift: theory and example from Scotland. International Journal of Climatology, 14: 77-91.
9. Irmak, A. and P.K. Ranade. 2008. GIS based estimation of spatial distribution of temperature and evapotranspiration in Nebraska. American Society of Agricultural and Biological Engineers. ASABE Paper No. 083873.
10. Jarvis, C.H. and N. Stuart. 2001. A comparison among strategies for interpolating maximum and minimum daily air temperatures. Part II: the interaction between number of guiding variables and the type of interpolation method. Journal Applied meteorological, 40: 1075- 1084.
11. Jeffrey, S.J., J.O. Carter, K.B. Moodie and A.R. Beswivk. 2001. Using spatial interpolation to construct a comprehensive archive of Australian climate data. Environmental Modeling and Software, 16: 309-330.
12. Kestevn, J. and M.F. Hutchinson. 2001. Spatial modeling of climate variable on a continental scale. Center for Resource and Environmental Studies Institute of Advanced Studies. Australian National University. Available at : http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/SANTA_FE_CDROM/sf_papers/kesteven_jennifer/jlkpaper.html
13. Kurtzman, D. and R. Kadmon. 1999. Mapping of temperature variables in Israel: a comparison of different interpolation methods. Climate Research, 13: 33-43.
14. Hayhoe, H.N. and D.R. Lapen. 2001. Spatially modelling temperature normals in the Rocky Mountains with kriging and cokriging estimators using ANN produced secondary information. In: Proceedings II Conference of Artificial Intelligence, AMS, Annual Meeting, Long Beach, CA.
15. Li, X., G. Cheng and L. Lu. 2005. Spatial analysis of air temperature in Qinghai-Tibet Plateau. Arctic Antarctic and Alpine Research, 37: 246-252.
16. Liston, G.E. and K. Elder. 2006. A meteorological distribution system for high-resolution terrestrial modeling (MicroMet). Journal of Hydrometeorology, 7: 217-234.
17. Logan, J.A. and J.A. Powell. 2001. Ghost forests, global warming and the mountain pine beetle (Coleoptera: Scolytidae). Entomological Society of America. 47, 160-173. Journal of Regniere. 1996. A generalized approach to landscape-wide seasonal forecasting in temperature-driven simulation models. Environmental Entomology, 25: 869-881.
18. Ly, S., C. Charles and E.A. Degr. 2011. Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium. Hydrology and Earth System Sciences, 15: 2259-2274.
19. Mahdian, M.H., S. Rahimi Bandarabadi, R. Sokuti and Y. Norouzi Banis. 2009. Appraisal of the geostatistical methods to estimate monthly and annual temperature. Journal of Applied Science, 9: 128-134.
20. Ninyerola, M., X. Pons and J.M. Roure. 2005. Atlas clima´tico digital dela Penı´nsula Ibe´rica. Metodologı´a y Aplicaciones en bioclimatologı´a y geobota´nica (Digital Climatic Atlas of the Iberian Peninsula. Methodology and Implementations in Bioclimatology and Geobotanic) (on line) ISBN 932860-8-7. Universidad Auto´noma of Barcelona. Besllaterra. Available in: http://opengis.uab.es/wms/iberia/mms/index.htm (Consulted: April 2006).
21. Price, D.T., D.W. McKenney, I.A. Nalder, M.F. Hutchinson and J.L. Kesteven. 2000. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. Agricultural and Forest Meteorology, 101: 81-94.
22. Running, S.W., R.R. Nemani, R.D. Hungerford. 1987. Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. Canadian Journal of Forest Research, 17: 472-483.
23. Sanches-Palomares, O., F. Sa´nchez-Serrano and M.P. Carretero. 1999. Modelos y Cartografı´a de estimaciones clima´ticas termopluviome tricas para la Espan˜a peninsular (Models and Maps of the climatic variables estimates in peninsular Spain). Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacio´n. Instituto Nacional de Investigacion y Tecnologı´a Agraria y Alimentaria, Madrid, 192 pp.
24. Soarse, J., A.P. Oliveria, M.Z. Boznar, P. Mlakar, J.F. Escobedo and A.J. Machado. 2003. Modeling hourly diffuse solar radiation in the city of Sao Paulo using a neural network technique. Applied Energy, 79: 201-214.
25. Stahl, K., R.D. Moore, J.A. Floyer, M.G. Asplin and I.G. McKendry. 2006. Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. Agricultural and Forest Meteorology, 139: 224-236.
26. Verworn, A. and U. Haberlandt. 2011. Spatial interpolation of hourly rainfall effect of additional information, variogram inference and storm properties, Hydrology and Earth System Sciences, 15: 569-584.
27. Yan-Bing, T. 2002. Comparison of semi-variogram models for kriging monthly rainfall in eastern China. Journal of Zhejiang University Science, 3: 584-590.
28. Yan-Hong, Y., H.A. Nix, M.F. Hutchinson and T.H. Booth. 2005. Spatial Interpolation of Monthly Mean Climate Data for China. International Journal of Climatology, 25: 1369-1379.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]

Analyzing the Geostatistical Methods Accuracy in Preparing Air Temperature Spatial Distribution in Mountainous Regions (Case Study: Karoun Basin)

Fatemeh Karandish[1] and Ali Shahnazari[2]

1- Assistant Professor, University of Zabol, (Corresponding Author: Karandish_h@yahoo.com)
2- Associate Professor. Sari Agriculture Sciences and Natural Resources University
Received: July 25, 2013 Accepted: October 23, 2013

Abstract

The lack of enough meteorological stations at high elevations in mountainous regions causes a limitation for using regression relations to interpolate air temperatures at different time scales. Therefore, in this study, geostatistical methods include Kriging, Co-Kriging and Weighting moving average has been compared with elevation-temperature relation using a data series of 25 years (1975-2000). Evaluating the selected interpolation methods has been done based on Root Mean Square Error, Mean Absolute Error and Mean Biass Error. Also the physical conception of estimated values has been analyzed based on extracted maps. Results showed that using elevation as a covariate in Cokriging method caused a 28% increase in effective range. Although Kriging method overestimate the monthly and yearly air temperature, no significant difference was observed in evaluating indices between Kriging and Cokriging methods. Results also demonstrated that both Kriging and Cokriging method could be used instead of linear regression to interpolate air temperature in the study area. Analyzing prepared maps showed a decreasing pattern in air temperature from east to west parts.

Keywords: Spatial Distribution, Radius of influence, Kriging, Co-Kriging, Iso-temperature maps

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-06]