

انتخاب بهترین روش میان‌یابی برای پهنه‌بندی متوسط دمای سالانه ایران

محمد گلشن* - کارشناس ارشد آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ساری
پیام ابراهیمی - کارشناس ارشد آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ساری
اباذر اسمعیلی عوری - دانشیار مرتع و آبخیزداری، دانشگاه محقق اردبیلی

پذیرش: ۱۳۹۳/۹/۲۸

وصول: ۱۳۹۳/۶/۱۸

چکیده

این پژوهش در پهنه ایران زمین به منظور بررسی انتخاب بهترین روش درون‌یابی مکانی برای برآورد میزان متوسط دمای سالانه انجام گردید. برای این منظور، از آمار دمای ۱۸۰ ایستگاه سینوپتیک در سطح کشور استفاده شد و با استفاده از روش‌های مختلف درون‌یابی قطعی IDW، GPI، LPI و RBF با توان و مدل‌های مختلف (اسپلاین نواری کاملاً منظم، چنددربعی معکوس، چنددربعی، نواری با کشش و نواری با ضخامت کم) و روش‌های درون‌یابی زمین‌آماري کریجینگ و کوکریجینگ (با مدل‌های دایره‌ای، کروی، کروی چهار وجهی، پنج وجهی، نمایی، گوسین، درجه دوم منطقی، اثر قطعه‌ای، K-bessel، J-bessel و ثابت) به بررسی الگوی توزیع مکانی متوسط دمای سالانه در سطح ایران و شناخت مناسب‌ترین روش میان‌یابی در کشور پرداخته شد. با استفاده از روش ارزیابی متقابل و استفاده از شاخص‌های RMSE، MAPE و MBE مناسب‌ترین روش میان‌یابی انتخاب شد. در نهایت با استفاده از روش‌های مناسب‌تر، نقشه‌های متوسط دمای سالانه در محیط GIS تهیه گردید. نتایج نشان داد برای پهنه‌بندی متوسط دمای سالانه در ایران، روش RBF با مدل چنددربعی نسبت به سایر مدل‌ها دارای کمترین مقدار RMSE و بیشترین مقدار همبستگی است.

واژگان کلیدی: ایران، زمین‌آمار، درون‌یابی، متوسط دمای سالانه، RBF.



مقدمه

متغیرهای هواشناسی مورد نیاز برای برنامه‌های کاربردی در هیدرولوژی و مدیریت منابع آب معمولاً در ایستگاه‌های هواشناسی اندازه‌گیری می‌شوند و داده‌های به دست آمده، برای نقطه‌ای که در آن اندازه‌گیری شده است معتبر هستند. می‌توان از درون‌یابی مکانی برای برآورد متغیرهای هواشناسی در سایر نقاط استفاده کرد (کمپلینگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۱). برای این منظور، از روش‌های مختلف درون‌یابی مکانی^۲ استفاده می‌شود تا از طریق روندی مشخص، مقدار نقطه مجهول با استفاده از نقاط نمونه‌برداری شده محاسبه شود. درون‌یابی مکانی اصولاً بر اساس تشابه نقاط نزدیک به هم استوار است؛ بنابراین نقاط مجاور تأثیر بیشتری در تعیین مقدار نقطه مجهول دارند (عبدالرحمن^۳ و همکاران، ۲۰۰۸: ۵۳). باید توجه داشت که بالا بودن کیفیت مدل رقومی تولیدشده وابستگی زیادی به دقت داده‌های نمونه و مدل درون‌یابی دارد (چاپلت^۴ و همکاران، ۲۰۰۶)؛ بنابراین میان‌یابی به معنای تبدیل داده‌های نقطه‌ای به داده‌های پهنه‌ای است (لی^۵ و همکاران، ۲۰۰۴: ۶۵). نحوه استفاده از روش‌های میان‌یابی با توجه به ویژگی‌های رفتاری عناصر اقلیمی در مکان متفاوت است. این موضوع، به‌ویژه در مورد آن گروه از عناصر اقلیمی مانند دما که تغییرات مکانی بزرگی از خود نشان می‌دهند از اهمیت بیشتری برخوردار است. تا کنون روش‌های متنوعی برای انجام درون‌یابی در مقالات و منابع گوناگون مطرح و ارزیابی شده که از این بین، می‌توان به مواردی مانند وزن‌دهی با معکوس (IDW^۶) (شفرد^۷، ۱۹۶۸) و کریجینگ^۸ (دیوتسچ و جورنل^۹، ۱۹۹۸) اشاره کرد. به علاوه، مقایسه میان دقت روش‌های مختلف نیز صورت گرفته است (کریج^{۱۰}، ۱۹۵۱؛ یو^{۱۱} و همکاران، ۲۰۰۷). اگرچه بسیاری از تحقیقات، تأکید بر برتری روش‌های زمین‌آمار در درون‌یابی، به دلیل در نظر گرفتن ساختار مکانی منطقه دارند (زیمرن^{۱۲} و همکاران، ۱۹۹۹)، اما به استناد برخی از منابع، دقت روش‌های همسایگی همچون وزن‌دهی با معکوس فاصله و تابع شعاع مدار^{۱۳} با آن برابری می‌کند (آگویلر^{۱۴} و همکاران، ۲۰۰۵).

از کاربردهای روش‌های زمین‌آمار، تخمین میانگین دمای منطقه‌ای است. در این ارتباط، پریس^{۱۵} و همکاران (۲۰۰۰: ۸۱) با مقایسه دو روش TPSS و GIDS برای درون‌یابی متوسط دمای ماهانه و سالانه و بارش در دو منطقه غرب و شرق کانادا، به این نتیجه رسیدند که میزان RMSE در روش TPSS در دو ناحیه کمتر است. ایرمک و راناد^{۱۶} (۲۰۰۸) نشان دادند که کریجینگ بهترین روش پهنه‌بندی برای پارامتر دما است

- 1- Campling
- 2- Spatial Interpolation
- 3- Abdul-Rahman
- 4- Chaplot
- 5- Li
- 6- Inverse Distance Weighted
- 7- Shepard
- 8- Kriging
- 9- Deutsch & Journel
- 10- Krige
- 11- Yue
- 12- Zimmerman
- 13- Spline
- 14- Aguilar
- 15- Perice
- 16- Irmak and Ranade

و همچنین نتایج تحقیقات یان هونگ^۱ و همکاران (۲۰۰۵) نشان داد که خطای درون‌یابی متوسط دمای ماهانه در حدود ۰/۴۲ تا ۰/۸۳ درجه سانتی‌گراد است. ایگوکوزیا^۲ (۱۹۹۸) به منظور تخمین میانگین بارش حوزه آبخیز رود گودال هورس در اسپانیای شمالی، از روش‌های کلاسیک (سنّتی) تیسن و کریجینگ معمولی (داده‌های بارش) و از کوکریجینگ و کریجینگ همراه با روند (داده‌های بارش و ارتفاع) استفاده کرد. نتایج نشان داد که کریجینگ همراه با روند به نتیجه‌ای مناسب‌تر می‌رسد. پرودهوم و رد^۳ (۱۹۹۹) در پژوهشی ثابت کردند که استفاده از داده‌های توپوگرافی به دقت پیش‌بینی بارش در روش کریجینگ معمولی کمک می‌کند. دیاداتو و سسرالی^۴ (۲۰۰۵) با کاربرد روش‌های زمین‌آماري چندمتغیره به تهیه نقشه‌های مکانی بارش در کوه‌های سانئو واقع در ایتالیای شمالی پرداختند. هدف از این پژوهش، بررسی نقش شبیه‌رقومی دیجیتالی در بهبود فرایند درون‌یابی در مقیاس‌های زیرحوزه‌ها برای تهیه نقشه‌های میانگین بارش سالانه و ماهانه بارش ۴۰ ساله در منطقه‌ای به وسعت ۱۴۰۰ کیلومتر مربع بود. به این منظور، افزون بر رابطه ساده رگرسیون خطی بین ارتفاع و بارش، روش وزن‌دهی عکس فاصله و کریجینگ معمولی نیز به کار رفت. ارزیابی نشان داد که روش وزن‌دهی عکس فاصله خطایی بیشتر از رگرسیون خطی و کریجینگ معمولی دربر داشت. چنگ^۵ و همکاران (۲۰۰۸) به منظور تخمین میانگین منطقه‌ای بارش و تخمین نقطه‌ای در مناطق بدون ایستگاه، به ارزیابی شبکه باران‌سنجی با کاربرد روش‌های زمین‌آمار پرداختند. تحلیل واریوگرام نشان داد که بارش ساعتی از تغییرات مکانی بالاتری نسبت به بارش‌های سالانه برخوردار است.

در ارتباط با تهیه نقشه‌های مکانی بارش و خشکسالی در ایران، قهرودی تالی (۱۳۸۱) به ارزیابی درون‌یابی به روش کریجینگ و وزن‌دهی عکس فاصله در استان کرمان پرداخت. نتایج نشان دادند که روش کریجینگ وابستگی زیادی به تعداد نقطه نمونه‌برداری و فاصله آنها از یکدیگر دارد، به گونه‌ای که با تغییر آنها الگوی ساختار مکانی تغییر می‌کند. ثقفیان و رحیمی بندرآبادی (۱۳۸۴) قابلیت چند روش درون‌یابی از جمله میانگین متحرک وزنی و کریجینگ برای برآورد توزیع مکانی بارندگی ماهانه و سالانه جنوب غربی ایران را بررسی کردند. مقایسه روش‌ها با کاربرد روش اعتبارسنجی تقاطعی نشان داد که روش کوکریجینگ تغییرات مکانی بارندگی در منطقه را بهتر نشان داده و با توپوگرافی منطقه هماهنگی بیشتری دارد. کاربرد داده‌های بازسازی‌شده نیز دقت برآورد را کاهش می‌دهد. میثاقی و محمدی (۱۳۸۵) به پهنه‌بندی اطلاعات بارندگی حوزه آبخیز مارون با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک (سنّتی) و زمین‌آمار پرداختند و نتایج را با برآورد صورت‌گرفته با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی مقایسه کردند. مقایسه نتایج حاصل از روش‌های مذکور، بیانگر برتری روش‌های زمین‌آمار و تخمین‌گرهای کریجینگ و کوکریجینگ بود. رحیمی بندرآبادی و ثقفیان (۱۳۸۶) به برآورد توزیع مکانی بارندگی با کاربرد نظریه مجموعه‌های فازی پرداختند. در این مطالعه، قابلیت روش فازی کریجینگ ارزیابی و سپس با روش‌هایی از جمله کریجینگ معمولی و کوکریجینگ برای برآورد بارندگی سالانه مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج نشان دادند که روش فازی کریجینگ در هر دو حالت و در برون‌یابی داده‌ها بهتر از سایر روش‌ها عمل می‌کند. ضمن آنکه با افزایش تعداد نقاط کمکی، خطای برآورد

1- Yan Hong

2- Igúzquiza

3- Prudhomme & Redd

4- Diodato and Ceccarelli

5- Cheng

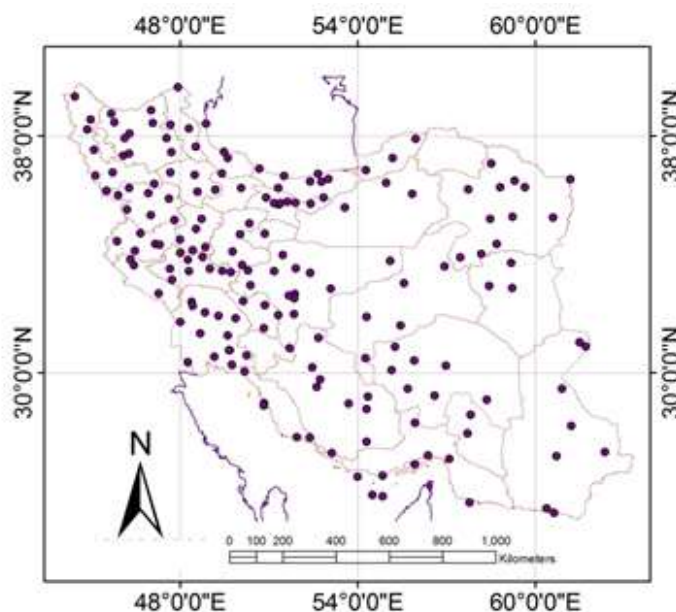
افزایش می‌یابد. عساکره (۱۳۸۷) به کاربرد روش کریجینگ در درون‌یابی بارش برای تهیه نقشه هم‌باران کشور پرداخت. در این پژوهش، ۱۱ روش زمین‌آماری با سه فرض نبود روند در داده‌ها، وجود روند خطی و روند درجه دو بررسی شد و کریجینگ خطی به عنوان روش بهینه انتخاب گردید. عیوضی و مساعدی (۱۳۹۱)، به منظور تعیین بهترین الگوی توزیع مکانی بارندگی سالانه در سطح استان گلستان، از شش روش درون‌یابی مکانی فاصله وزنی معکوس، چندجمله‌ای جهانی، چندجمله‌ای محلی، تابع پایه شعاعی، کریجینگ و کوکریجینگ استفاده کردند. نتایج به دست آمده نشان داد که در بین روش‌های قطعی و زمین‌آماري، به ترتیب روش زمین‌آمار کریجینگ و کوکریجینگ با مدل بیضوی و با میزان خطای $۴۹/۶۰$ و $۴۶/۶۴$ نسبت به روش‌های قطعی برتر بوده است، همچنین در بین روش‌های قطعی دو روش توابع پایه‌ای شعاعی (RBF^1) و IDW با میزان خطای $۶۶/۸۶$ و $۷۷/۲۰$ نتایج نسبتاً دقیقی را در مقایسه با دو روش چندجمله‌ای محلی (LPI^2) و روش چندجمله‌ای جهانی (GPI^3) داشته‌اند.

نتایج مطالعات فوق نشان می‌دهد که رفتار دما با ارتفاعات در هر منطقه متفاوت است که این رفتار یا در شکل روابط رگرسیونی در رابطه با ارتفاع و یا در رابطه با بعد فاصله توضیح داده می‌شود، از طرفی هر منطقه با توجه به ویژگی‌های مکانی (غالباً منحصر به فرد) که دارد به روش خاصی از میان‌یابی برای عناصر اقلیمی مناسب است و نمی‌توان نتایج را به منطقه دیگر نسبت داد، البته میان‌یابی عناصر اقلیمی به نوع متغیر، تعداد ایستگاه‌های هواشناسی، بازه زمانی مورد استفاده، مقیاس منطقه میان‌یابی شده، نحوه الگو و آرایش فضایی نقاط، سیستم تصویر و مختصات مورد استفاده، امکانات نرم‌افزاری مورد استفاده جهت کشف بهتر روابط میان‌یابی و تجربه کاربر بستگی دارد. در این پژوهش، با توجه به اهمیت موضوع برای تهیه نقشه متوسط دمای سالانه در ایران با رویکرد انتخاب بهترین روش میان‌یابی از بین روش‌های درون‌یابی قطعی IDW، GPI و LPI با توان وزن‌دهی یک تا پنج و از روش RBF با مدل‌های توابع نواری کاملاً منظم^۴، چندربعی معکوس^۵، چندربعی^۶، نواری با کشش^۷ و نواری با ضخامت کم^۸ استفاده شده است و از بین روش‌های زمین‌آماري، روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ از سه روش معمولی (OK^9)، ساده (SK^{10}) و عمومی (UK^{11}) با مدل‌های دایره‌ای^{۱۲}، کروی^{۱۳}، چهار وجهی^{۱۴}، پنج وجهی^{۱۵}، نمایی^{۱۶}، گوسین^{۱۷}، درجه دوم منطقی^{۱۸}، اثر قطعه‌ای^{۱۹}، K-bessel، J-bessel و ثابت^{۲۰} استفاده گردید.

- 1- Radial Basis Function
- 2- Local Polynomial Interpolation
- 3- Global Polynomial Interpolation
- 4- Completely Regularized Spline
- 5- Inverse Multiquadric
- 6- Multiquadric
- 7- Spline with Tension
- 8- Thin Plate Spline
- 9- Ordinary
- 10- Simple
- 11- Universal
- 12- Circular
- 13- Spherical
- 14- Tetra Spherical
- 15- Penta Spherical
- 16- Exponential
- 17- Gaussian
- 18- Rational Quadric
- 19- Hole Effect
- 20- Stable

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، از میانگین دمای ۱۸۰ ایستگاه سینوپتیک در سطح کشور با دوره آماری ۲۵ ساله (۲۰۰۵ تا ۱۹۸۰) انتخاب و از این دوره آماری برای محاسبه متوسط دمای سالانه ایستگاه‌ها استفاده گردید. آمار مربوط به متوسط دمای سالانه ایستگاه‌ها از سایت هواشناسی ایران دریافت شد و سپس پایگاه اطلاعاتی مربوط به ۱۸۰ ایستگاه هواشناسی در محیط GIS^۱ تهیه شد و فرمت اطلاعاتی لایه شیپ فایل مربوطه به صورت نقطه ای و در سیستم مختصات جهانی UTM^۲ قرار داده شد. تعداد ایستگاه‌های مورد استفاده در این پژوهش که ۱۸۰ مورد است به پراکنش آنها در کشور در شکل ۱ درج شده است.



شکل ۱. پراکنش ایستگاه‌های هواشناسی مورد بررسی در کشور

پس از انجام آزمون‌های همگنی و تصادفی بودن داده‌ها برای تطویل و تکمیل آنها، ابتدا کل آمار موجود از ابتدای تأسیس ایستگاه‌های مورد مطالعه تا سال پایانی جمع‌آوری و ماتریس همبستگی بین سری‌های زمانی دماهای ایستگاه‌ها محاسبه می‌شود. در این ماتریس، همبستگی بین دماهای ایستگاه‌ها و معنی‌دار بودن آنها دو به دو بررسی می‌شود. با مشخص شدن ضریب همبستگی و استفاده از روش پیشنهادی سازمان جهانی هواشناسی^۳ (رابطه ۱) تعداد سال‌های مجاز برای تطویل آمار تعیین و متعاقب آن با استفاده از روابط رگرسیونی به دست آمده، آمار مربوطه تا سقف مجاز (از بالا یا پایین) گسترش داده می‌شود.

$$N_e = \frac{N_s + N_{ext}}{1 + \left(\frac{N_{ext}}{N_s - 2}\right)(1 - R^2)} \quad \text{رابطه (۱)}$$

N_e : طول سال‌های مجاز برای بازسازی (سال)؛ N_s : طول دوره آماری ایستگاه با آمار کوتاه‌مدت (سال)؛ N_{ext} : تفاوت طول آمار ایستگاه بلندمدت و کوتاه‌مدت (سال)؛ R : ضریب همبستگی اعداد طبیعی یا لگاریتمی (هر کدام بزرگ‌تر بود).

1- Geographic information system

2- Universal Transverse Mercator

3- WMO

درون‌یابی

روش‌های درون‌یابی مورد استفاده در این پژوهش شامل روش‌های درون‌یابی قطعی و زمین‌آماری است. از میان روش‌های درون‌یابی قطعی، روش فاصله وزنی معکوس IDW از توان‌های ۱ تا ۵، روش توابع پایه‌ای شعاعی RBF (آگویلر و همکاران، ۲۰۰۵). با مدل‌های توابع نواری کاملاً منظم^۱، چنددربعی معکوس^۲، چنددربعی^۳، نواری با کشش^۴ و نواری با ضخامت کم^۵، روش چندجمله‌ای جهانی GPI^۶ با توان وزنی از ۱ تا ۵ (اپایدن^۷ و همکاران، ۲۰۰۴) و روش چندجمله‌ای محلی LPI با توان وزنی ۱ تا ۵ (راجاگوپالان و لال^۸، ۱۹۹۸) استفاده شده است. از میان روش‌های درون‌یابی زمین‌آماری نیز در این مقاله از کریجینگ (ویلسون و گالنت^۹، ۲۰۰۰: ۲۲۵) و کوکریجینگ (پرادهوم و رد^{۱۰}، ۱۹۹۹) از سه روش OK، SK و UK با مدل‌های دایره‌ای، کروی، چهار وجهی، پنج وجهی، نمایی، گوسین، درجه دوم منطقی، اثر قطعه‌ای، K-bessel، J-bessel (ابرامویتز و ستگان^{۱۱}، ۱۹۶۵) و ثابت، استفاده گردید.

اساس روش‌های زمین‌آماری بر وجود ساختار فضایی بین داده‌ها است. واریوگرام^{۱۲} مهم‌ترین ابزار برای شناسایی این ساختار و نیز همبستگی فضایی بین داده‌ها است. واریوگرام نمایانگر میانگین مربعات تفاضل دو متغیر ناحیه‌ای با فاصله h می‌باشد (حسینی پاک، ۱۳۷۷).

برای انتخاب روش مناسب میان‌یابی از روش ارزیابی متقابل^{۱۳} استفاده شده است. در این روش، در هر مرحله یک نقطه مشاهده‌ای حذف شده و با استفاده از سایر نقاط مشاهده‌ای، آن نقطه برآورد می‌شود. این کار برای تمامی نقاط مشاهده‌ای تکرار می‌شود، به گونه‌ای که در آخر به تعداد نقاط مشاهده‌ای، برآورد وجود خواهد داشت و در پایان با داشتن مقادیر واقعی و برآورد شده، می‌توان خطا و انحراف روش استفاده‌شده را برآورد نمود. معیارهای مختلفی نیز برای ارزیابی کارایی روش‌های میان‌یابی وجود دارد که می‌توان به میانگین خطای اریب یا انحراف (MBE^{۱۴})، جذر میانگین مربع خطا (RMSE^{۱۵}) و میانگین قدر مطلق درصد خطا^{۱۶} (MAPE) و ضریب همبستگی جزئی^{۱۷} (r) اشاره کرد. معادلات مربوطه به قرار زیر هستند (رابطه‌های ۵-۲):

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^N (E_s - E_o)}{N} \quad \text{رابطه (۲)}$$

- 1- Completely Regularized Spline
- 2- Inverse Multiquadric
- 3- Multiquadric
- 4- Spline with Tension
- 5- Thin Plate Spline
- 6- Global Polynomial Interpolation
- 7- Apaydin
- 8- Rajagopalan & Lall
- 9- Wilson & Gallant
- 10- Prudhomme & Redd
- 11- Abramowitz & Stegun
- 12- Variogram
- 13- Cross validation
- 14- Mean Bias Error
- 15- Root Mean Squared Error
- 16- Mean absolute percentage error
- 17- Partial correlation coefficient

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (E_s - E_o)^2} \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$MAPE = \frac{100}{N} \times \sum_{N=1}^N \left| \frac{E_s - E_o}{E_s} \right| \quad \text{رابطه (۴)}$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad \text{رابطه (۵)}$$

Es: مقادیر تخمینی، Eo: مقادیر مشاهده‌ای، N: تعداد داده‌ها
مقدار مناسب شاخص‌های RMSE، MBE و MAPE برابر صفر بوده در حالی که مقدار بهینه شاخص آماری ضریب همبستگی برابر یک است (رضایی پزند، ۱۳۸۰).

آزمون نرمال بودن داده‌ها

اساس روش‌های زمین‌آماري کريجينگ و کوريجينگ مبتنی بر داده‌های نرمال است. برای این منظور داده‌های متوسط دمای سالانه باید نرمال باشند. برای فهم نرمال بودن یا نبودن داده‌های متوسط دمای سالانه از آزمون آماری کلموگروف - اسمیرنوف (موجود در بسته نرم‌افزاری SPSS) استفاده می‌شود. این آزمون یکی از روش‌های نیکویی برازش است. اساس این روش بر اختلاف بین فراوانی تجمعی نسبی مشاهدات با مقدار مورد انتظار تحت فرض صفر استوار است. فرض صفر می‌گوید که مشاهدات از توزیع نرمال هستند. فرض کنید x_i مشاهده i ام، $F_o(x_i)$ فراوانی تجمعی نسبی مشاهده i ام و $F_e(x_i)$ مقدار تابع توزیع مفروض برای مشاهده i ام باشد. انجام آزمون کولموگروف-اسمیرنوف بدین ترتیب است که نخست برای هر یک از مشاهدات، مقادیر $F_o(x_i)$ و $F_e(x_i)$ محاسبه می‌شود. سپس کمیت‌های زیر محاسبه می‌شوند (رابطه ۶).

$$\left\{ \begin{array}{l} D_n^+ = \text{SUP}_i \{F_o(x_i) - F_e(x_i)\} \\ D_n^- = \text{SUP}_i \{F_e(x_i) - F_o(x_i)\} \\ D_n = \text{Max}\{D_n^+, D_n^-\} \end{array} \right\} \quad \text{رابطه (۶)}$$

حال اگر فرض به صورت $H_0: F_e(x_i) = F_o(x_i)$ باشد فرض مقابل ممکن است به یکی از صورت‌های $H_1: F_e(x_i) \neq F_o(x_i)$ ، $H_2: F_e(x_i) > F_o(x_i)$ و $H_3: F_e(x_i) < F_o(x_i)$ باشد. فرض H_1 برای آزمون دوطرفه و فرض‌های H_2 و H_3 برای آزمون یک‌طرفه هستند. اگر مقدار D_n خیلی بزرگ باشد فرض H_0 را در مقابل فرض H_1 رد می‌کنیم. اگر مقدار D_n^+ خیلی بزرگ باشد فرض H_0 را در مقابل فرض H_2 رد می‌کنیم، اگر مقدار D_n^- خیلی بزرگ باشد فرض H_0 را در مقابل فرض H_3 رد می‌کنیم.

نتایج و بحث

نتایج مربوط به آزمون نرمال بودن داده‌ها در جدول ۲ نشان داد که داده‌های دمای سالانه در سطح معنی‌داری ۰/۰۱ درصد نرمال نبوده و قبل از اعمال محاسبات نیاز به نرمال کردن آنها است. لذا با استفاده از روش تبدیل

داده‌ها (لگاریتم‌گیری) داده‌ها نرمال شد که نتایج تست آزمون آماری کلموگروف - اسمیرنوف برای داده‌های لگاریتم دمای سالانه در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱. آزمون نرمال بودن برای داده‌های دمای سالانه

لگاریتم	اصل داده‌ها	تعداد داده
۱۸۰	۱۸۰	تعداد داده
۱/۲۱	۱۷/۳۰	میانگین
۰/۱۴	۵/۶۲	انحراف از معیار
۰/۹۶	۱/۶۴	Kolmogorov-Smirnov Z
۰/۳۱	۰/۰۰۹	سطح معنی‌داری

نتایج مربوط به روش‌های IDW, GPI, LPI و RBF

در روش فاصله معکوس وزنی (IDW) (جدول ۲) توان یک معادله، بیشترین میزان خطا (RMSE و MAPE) و دارای کمترین میزان همبستگی است و توان سوم (شکل ۲) کمترین خطا و بیشترین همبستگی را داراست. همچنین توان‌های ۵ و ۴ به ترتیب در جایگاه دوم، سوم و چهارم قرار گرفته‌اند. در روش چندجمله‌ای جهانی (GPI) (جدول ۲) توان یک معادله، کمترین میزان MAPE و میزان همبستگی ۰/۷۲ است و توان چهارم (شکل ۲) کمترین مقدار RMSE را داراست. در کل میزان درصد خطا در این روش، نسبتاً بالاست (بیشتر از ۱۵ درصد خطا) که روش مناسبی برای پهنه‌بندی دمای متوسط سالانه در ایران نیست. همچنین در روش چندجمله‌ای محلی (LPI) (شکل ۲) با افزایش توان، میزان خطا افزایش و همبستگی کاهش می‌یابد؛ به طوری که حتی در توان‌های ۵ و ۴، مدل نقاط همسایه خود را از دست داده و قادر به تعیین میزان دما در اکثر نقاط نبوده است (جدول ۲). همچنین نتایج نشان داد که مدل چنددرجی (شکل ۲) در روش تابع پایه‌ای شعاعی (RBF) (جدول ۳) نسبت به سایر مدل‌ها دارای کمترین مقدار RMSE و بیشترین مقدار همبستگی است. ضمن اینکه مدل نواری با ضخامت کم دارای بیشترین مقدار RMSE و MAPE است.

جدول ۲. مقادیر آماره‌های ارزیابی در روش‌های IDW, GPI و LPI

روش	توان	MBE	RMSE	r	MAPE
IDW	۱	-۰/۲۲	۲/۷۷	۰/۸۷۳	۱۲/۶۰
	۲	-۰/۰۹	۲/۵۶	۰/۸۹۱	۱۱/۴۶
	۳	-۰/۰۵	۲/۵۰	۰/۸۹۵	۱۱/۳۳
	۴	-۰/۰۵	۲/۵۳	۰/۸۹۲	۱۱/۵۹
	۵	-۰/۰۷	۲/۵۹	۰/۸۸۷	۱۱/۹۹
GPI	۱	-۰/۰۱	۳/۸۷	۰/۷۲	۱۸/۷۵
	۲	۰/۰۰	۳/۶۷	۰/۷۶	۱۸/۲۷
	۳	-۰/۰۲	۳/۴۳	۰/۷۹	۱۷/۰۰
	۴	۰/۰۰	۳/۳۲	۰/۸۱	۱۵/۲۸
	۵	۰/۰۷	۳/۴۴	۰/۸۰	۱۵/۰۹
LPI	۱	۰/۱۴	۲/۶۸	۰/۸۸	۱۲/۲۸
	۲	-۰/۰۹	۲/۹۹	۰/۸۵	۲۶/۷۱
	۳	۰/۱۸	۵/۶۱	۰/۶۹	۱۷/۹۸
	۴	-	-	-	۱۱۵/۵
	۵	-	-	-	۱۰۰

جدول ۳. مقادیر آماره‌های ارزیابی در روش RBF

روش	MAPE	r	RMSE	MBE
کاملاً منظم	۱۱/۰۸	۰/۹۰	۲/۴۴	-۰/۰۲
نواری با کشش	۱۰/۷۵	۰/۹۱	۲/۳۵	-۰/۰۵
چندربعی	۱۰/۶۹	۰/۹۱	۲/۳۳	-۰/۰۱
چندربعی معکوس	۱۱/۳۲	۰/۹۰	۲/۵۱	-۰/۰۷
نواری با ضخامت کم	۱۱/۷۱	۰/۹۰	۲/۵۰	-۰/۰۳

بر اساس نتایج به دست آمده، از بین چهار روش درون‌یابی قطعی، روش RBF نسبت به سه روش دیگر IDW، GPI و LPI نتایج بهتری را ارائه کرده است؛ به طوری که نتایج ضعیف‌ترین مدل در این روش (مدل نواری با ضخامت کم)، نسبت به بهترین نتایج مدل‌های به کار رفته در سه روش IDW، LPI و GPI برتر بوده است. از آنجایی که این مدل برای حل مسائل پیش‌بینی احتیاج به مجموعه الگوهای ورودی - خروجی دارد، دارای این توانایی است که به عنوان یک میان‌یاب مستقل، متغیر مکانی را در یک منطقه پیش‌بینی نماید. نتایج این بخش از پژوهش با نتایج آپایدین و همکاران (۲۰۰۴)، یان هونگ و همکاران (۲۰۰۵)، میثاقی و محمدی (۱۳۸۵) و عیوضی و مساعدی (۱۳۹۱) که به برتری روش RBF نسبت به سه روش IDW، GPI و LPI در مطالعات خود اشاره کردند مطابقت دارد. همچنین روش IDW نتایج بهتری را نسبت به دو مدل باقیمانده داشته است. از آنجایی که مدل IDW بر مبنای این فرضیه است که در یک سطح، اثر یک پارامتر بر نقاط اطراف یکسان نبوده و نقاط نزدیک، بیشتر و نقاط دور، کمتر تحت تأثیر قرار می‌گیرند و هرچه فاصله از مبدأ افزایش می‌یابد اثر پارامتر کمتر می‌شود، طبق نظر آپایدین و همکاران (۲۰۰۴)، وقتی داده‌ها از تراکم و پراکندگی زیاد برخوردار باشند، نتایج خوبی را با استفاده از این روش نمی‌توان به دست آورد. ولی با توجه به رابطه این روش، با افزایش توان، اثر پارامتر وزن را می‌توان بیشتر نمود؛ بنابراین، در مواردی که تراکم و پراکندگی زیاد می‌باشد و باعث کاهش اثر پارامتر وزن می‌شود، می‌توان با افزایش توان این کاهش اثر پارامتر را تا حدودی از بین برد و نتایج نسبتاً خوبی را به دست آورد که با نتایج دیرکز^۱ و همکاران (۱۹۹۸) مطابقت دارد.

بر اساس نتایج حاصل، دو روش GPI و LPI نتایج مناسبی را ارائه نکرده‌اند. همان‌گونه که بیان شد، مدل‌سازی در این دو روش بر اساس برآزش توابع چندجمله‌ای بر داده‌های مکانی نمونه‌برداری شده است. این دو روش، احتمالاً با توجه به تغییرات شدید توپوگرافی در سطح کشور نتوانسته‌اند نتیجه خوبی را ارائه نمایند. از این رو، شاید بتوان این دو روش را روش‌های مناسب برای مناطق هموار دانست و استفاده از آن را در مناطق ناهموار توصیه ننمود. نتایج این بخش از پژوهش با نتایج آپایدین و همکاران (۲۰۰۴) که این دو روش را به عنوان دو روش غیر دقیق در بررسی تغییرات مکانی بارندگی در مناطق با تغییرات ارتفاعی شدید، معرفی نموده‌اند، مطابقت دارد.

نتایج مربوط به روش کریجینگ و کوکریجینگ

در روش کریجینگ معمولی (جدول ۴)، مدل نمایی (شکل ۲) بهترین نتیجه را داشته است. ضمن اینکه مدل‌های کروی پنج وجهی و کروی چهار وجهی در رده‌های بعدی قرار گرفته‌اند. همچنین در روش کریجینگ ساده (جدول ۴)، مدل نمایی (شکل ۳) کمترین خطا و بیشترین همبستگی را نسبت به سایر مدل‌های این

روش داشته است؛ در روش کریجینگ عمومی (جدول ۴) نیز مدل‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفتند که در این روش، مدل‌های نمایی و کروی چهار وجهی کمترین میزان خطا را دارا هستند (شکل ۳). نتایج حاصل از روش‌های مختلف کریجینگ با نتایج حاصل از تحقیقات اپایدین و همکاران (۲۰۰۴) و کولیبالی^۱ و بکر (۲۰۰۷) مطابقت داد، ولی با نتایج تابیوس و سالاس^۲ (۱۹۸۵)، ایرمک و راناد^۳ (۲۰۰۸) مغایرت داشته است. آنها در تحقیقات خود برتری کریجینگ عمومی را نسبت به کریجینگ معمولی در درون‌یابی پارامتر اقلیمی بارندگی نشان دادند. با توجه به اینکه در روش کریجینگ معمولی مقدار میانگین مجهول در نظر گرفته شده و برای یافتن آن، شرط ناریب بودن و یا عاری بودن از خطای سیستماتیک طوری اعمال می‌شود که میانگین، بخشی از جواب مسأله باشد و با توجه به اینکه در این پژوهش، میانگین دمای سالانه نیز در سطح کشور مجهول می‌باشد، روش کریجینگ ساده نتایج بهتری را نسبت به روش کریجینگ معمولی و عمومی داشته است.

در روش کوکریجینگ (جدول ۴) نیز روش‌ها و مدل‌های مختلف همانند کریجینگ بررسی شد. عامل ثانویه به کار گرفته شده در این بررسی، میانگین رطوبت نسبی سالانه (درصد) ایستگاه‌های هواشناسی مورد بررسی است. نتایج نشان داد که از بین سه روش کوکریجینگ مختلف، در کوکریجینگ‌های معمولی و ساده روش نمایی، در کوکریجینگ عمومی روش درجه دوم منطقی دارای خطای کمتری بودند (شکل ۳). نتایج حاصل با نتایج کولیبالی و بکر^۴ (۲۰۰۷) که روش گوسین را به عنوان برترین مدل معرفی کرده‌اند، مطابقت ندارد که دلیل آن را می‌توان به شرایط محیطی مورد مطالعه آنها و همچنین وسعت محدوده مورد مطالعه دانست. در نهایت، بر اساس نتایج کوکریجینگ، کوکریجینگ ساده با مدل نمایی مناسب‌ترین روش درون‌یابی برای متغیر دما در سطح کشور است.

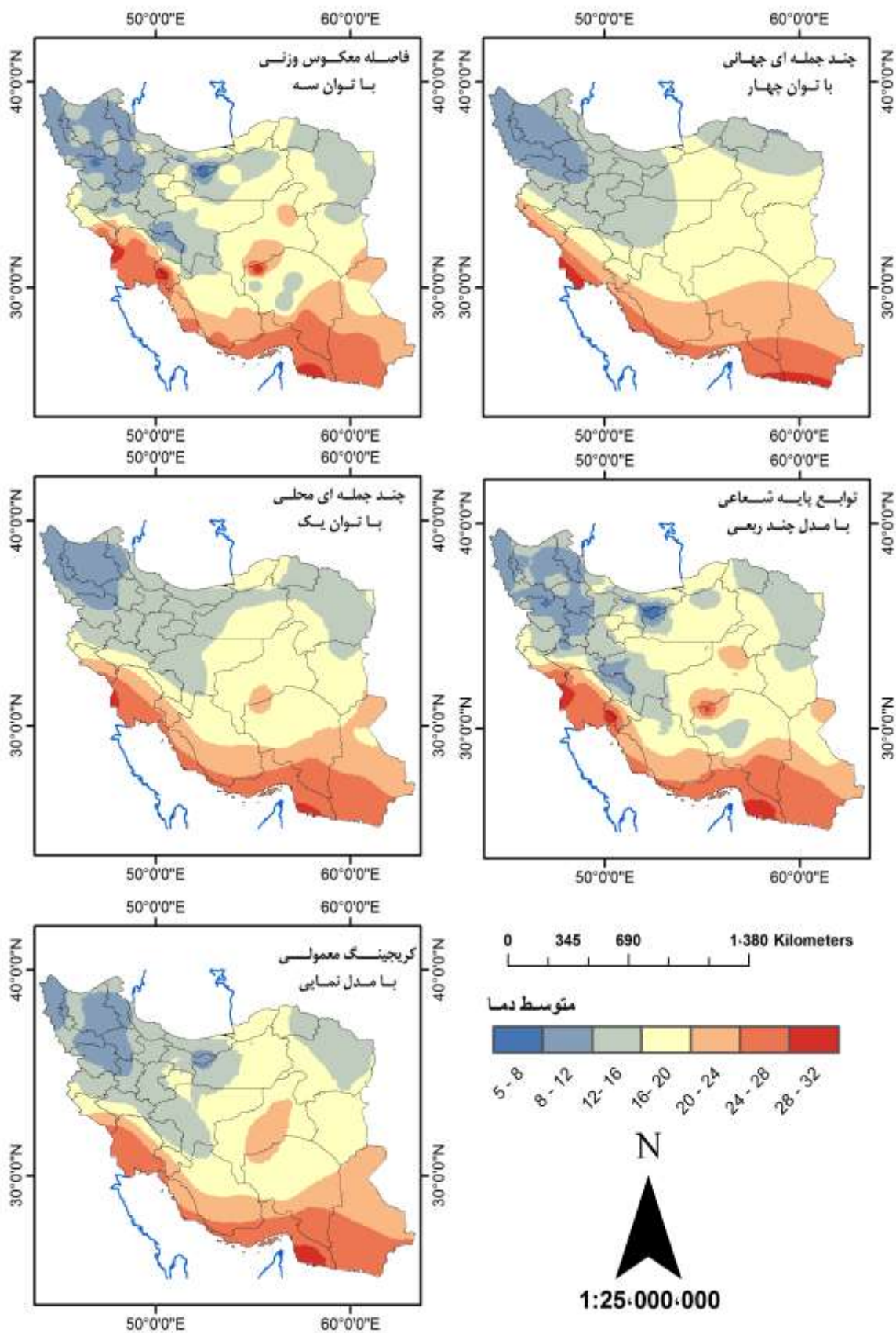
نتیجه‌گیری

با استفاده از روش‌های مختلف درون‌یابی قطعی IDW، GPI، LPI و RBF با توان‌های مختلف (۵، ۴، ۳، ۲، ۱) و مدل‌های مختلف (اسپلاین نواری کاملاً منظم، چندربعی معکوس، چندربعی، نواری با کشش و نواری با ضخامت کم) و روش‌های درون‌یابی زمین‌آماري کریجینگ و کوکریجینگ به بررسی الگوی توزیع مکانی متوسط دمای سالانه در سطح کشور ایران و شناخت مناسب‌ترین روش میان‌یابی در کشور پرداخته شد. همچنین با استفاده از روش ارزیابی متقابل و استفاده از شاخص‌های RMSE، MBE، MAPE و r مناسب‌ترین روش میان‌یابی انتخاب شد. در نهایت با استفاده از روش‌های مناسب‌تر، نقشه‌های متوسط دمای سالانه در محیط GIS تهیه گردید. بر اساس نتایج به دست آمده، از بین روش‌های درون‌یابی مورد بررسی، روش RBF برای پهنه‌بندی متوسط دمای سالانه نسبت به سایر روش‌های مورد بررسی نتایج بهتری را ارائه کرده است (شکل ۲). طبق نتایج به دست آمده از این مطالعه و مطالعات مختلف روش واحدی به عنوان مناسب‌ترین روش نمی‌تواند برای درون‌یابی انتخاب شود و انتخاب مناسب‌ترین روش درون‌یابی برای پارامترهای هواشناسی به خصوصیات منطقه‌ای بستگی دارد. همچنین پیشنهاد می‌گردد برای بررسی رفتار تغییرات متغیرهای نقطه‌ای در یک محدوده جغرافیایی، ابتدا چندین روش درون‌یابی با یکدیگر مقایسه شده و بهترین روش بر اساس خصوصیات همان ناحیه انتخاب گردد.

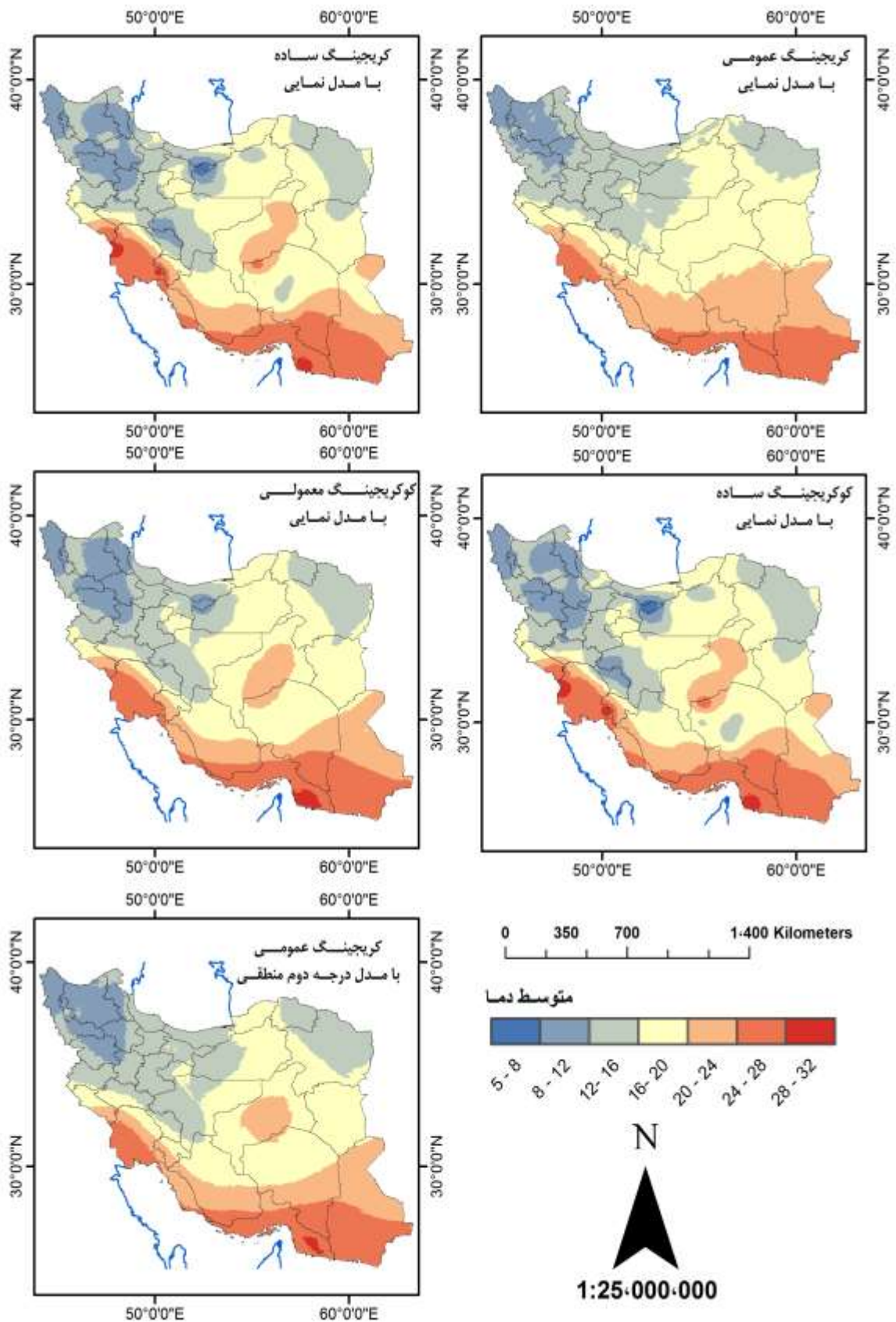
1- Coulibaly
2- Tabios and Salas
3- Irmak & Ranade
4- Coulibaly & Becker

جدول ۴. مقادیر آماره‌های ارزیابی در روش‌های مختلف کریجینگ و کوکریجینگ

روش	MBE	RMSE	R	MAPE	رابطه	روش	MBE	RMSE	R	MAPE
کریجینگ معمولی	۰/۱۷	۲/۷۵	۰/۸۷	۱۲/۷۰	دایره‌ای	کوکریجینگ معمولی	۰/۱۴	۲/۶۸	۰/۸۸	۱۲/۵۸
	۰/۱۶	۲/۷۳	۰/۸۷	۱۲/۶۱	کروی		۰/۱۳	۲/۶۶	۰/۸۸	۱۲/۴۸
	۰/۱۶	۲/۷۳	۰/۸۷	۱۲/۶۱	چهار وجهی		۰/۱۳	۲/۶۵	۰/۸۸	۱۲/۴۳
	۰/۱۶	۲/۶۹	۰/۸۸	۱۲/۴۴	پنج وجهی		۰/۱۳	۲/۶۴	۰/۸۸	۱۲/۳۹
	۰/۱۳	۲/۵۵	۰/۸۹	۱۱/۸۴	نمایی		۰/۱۲	۲/۵۰	۰/۹۰	۱۱/۷۰
	۰/۲۲	۳/۰۶	۰/۸۴	۱۳/۹۰	گوسین		۰/۱۷	۲/۹۶	۰/۸۵	۱۳/۶۸
	۰/۱۶	۲/۷۸	۰/۸۷	۱۲/۸۹	درجه دوم منطقی		۰/۱۴	۲/۸۰	۰/۸۷	۱۳/۰۲
	۰/۲۲	۳/۰۳	۰/۸۴	۱۳/۸۰	اثر قطعه‌ای		۰/۱۷	۳/۰۵	۰/۸۴	۱۴/۰۳
	۰/۲۱	۳/۰۴	۰/۸۴	۱۳/۸۳	K-Bessel		۰/۱۳	۲/۶۵	۰/۸۸	۱۲/۳۹
	۰/۲۲	۳/۰۱	۰/۸۵	۱۳/۷۳	J-Bessel		۰/۱۵	۳/۰۷	۰/۸۴	۱۴/۱۳
۰/۲۲	۳/۰۵	۰/۸۴	۱۳/۸۸	ثابت	۰/۱۳	۲/۵۹	۰/۸۹	۱۲/۱۱		
کریجینگ ساده	۰/۱۲	۲/۷۲	۰/۸۸	۱۲/۵۶	دایره‌ای	کوکریجینگ ساده	۰/۰۲	۲/۸۸	۰/۸۶	۱۳/۵۱
	۰/۱۰	۲/۶۸	۰/۸۸	۱۲/۴۴	کروی		۰/۰۰	۲/۸۳	۰/۸۷	۱۳/۳۲
	۰/۰۹	۲/۶۶	۰/۸۸	۱۲/۳۶	چهار وجهی		-۰/۰۱	۲/۸۰	۰/۸۷	۱۳/۲۱
	۰/۰۸	۲/۶۵	۰/۸۸	۱۲/۳۰	پنج وجهی		-۰/۰۲	۲/۷۸	۰/۸۷	۱۳/۱۲
	-۰/۰۲	۲/۳۷	۰/۹۱	۱۰/۹۶	نمایی		-۰/۰۵	۲/۴۳	۰/۹۰	۱۱/۲۹
	۰/۱۱	۲/۸۹	۰/۸۶	۱۳/۳۴	گوسین		۰/۰۰	۳/۰۳	۰/۸۴	۱۴/۱۸
	-۰/۰۴	۲/۴۸	۰/۹۰	۱۱/۶۱	درجه دوم منطقی		-۰/۰۹	۲/۵۹	۰/۸۹	۱۲/۲۲
	۰/۲۱	۳/۰۹	۰/۸۴	۱۴/۰۳	اثر قطعه‌ای		۰/۱۱	۳/۲۱	۰/۸۲	۱۴/۹۰
	۰/۰۹	۲/۸۶	۰/۸۶	۱۳/۲۲	K-Bessel		-۰/۰۱	۳/۰۲	۰/۸۴	۱۴/۱۵
	۰/۲۴	۳/۰۶	۰/۸۴	۱۳/۸۸	J-Bessel		۰/۱۶	۳/۲۳	۰/۸۲	۱۴/۸۴
۰/۰۹	۲/۸۴	۰/۸۶	۱۳/۱۳	ثابت	۰/۰۲	۳/۰۷	۰/۸۴	۱۴/۳۳		
کریجینگ عمومی	۰/۱۷	۲/۷۵	۰/۸۷	۱۲/۷۰	دایره‌ای	کوکریجینگ عمومی	۰/۰۲	۲/۸۸	۰/۸۶	۱۳/۵۱
	۰/۱۶	۲/۷۳	۰/۸۷	۱۲/۶۱	کروی		۰/۰۰	۲/۸۳	۰/۸۷	۱۳/۳۲
	۰/۱۶	۲/۷۱	۰/۸۸	۱۲/۵۲	چهار وجهی		-۰/۰۱	۲/۸۰	۰/۸۷	۱۳/۲۱
	۰/۱۶	۲/۶۹	۰/۸۸	۱۲/۴۴	پنج وجهی		-۰/۰۲	۲/۷۸	۰/۸۷	۱۳/۱۲
	۰/۱۳	۲/۵۵	۰/۸۹	۱۱/۸۴	نمایی		-۰/۰۲	۲/۷۸	۰/۸۷	۱۳/۱۲
	۰/۲۲	۳/۰۶	۰/۸۴	۱۳/۹۰	گوسین		۰/۰۰	۳/۰۳	۰/۸۴	۱۴/۱۸
	۰/۱۶	۲/۷۸	۰/۸۷	۱۲/۸۹	درجه دوم منطقی		-۰/۰۹	۲/۵۹	۰/۸۹	۱۲/۲۲
	۰/۲۲	۳/۰۳	۰/۸۴	۱۳/۸۰	اثر قطعه‌ای		۰/۱۱	۳/۲۱	۰/۸۲	۱۴/۹۰
	۰/۲۱	۳/۰۴	۰/۸۴	۱۳/۸۳	K-Bessel		-۰/۰۱	۳/۰۲	۰/۸۴	۱۴/۱۵
	۰/۲۲	۳/۰۱	۰/۸۵	۱۳/۷۳	J-Bessel		۰/۱۶	۳/۲۳	۰/۸۲	۱۴/۸۴
۰/۲۲	۳/۰۵	۰/۸۴	۱۳/۸۸	ثابت	۰/۰۲	۳/۰۷	۰/۸۴	۱۴/۳۳		



شکل ۲. نقشه پهنه‌بندی دمای سالانه به روش‌های مختلف



شکل ۳. نقشه پهنه‌بندی دمای سالانه به روش‌های مختلف

منابع

- ثقفیان، بهرام؛ رحیمی بندرآبادی، سیما (۱۳۸۴) مقایسه روش‌های درون‌یابی و برون‌یابی برای برآورد توزیع مکانی مقدار بارندگی سالانه، **تحقیقات منابع آب ایران**، ۲ (۱)، صص. ۷۴-۸۴.
- حسینی پاک، علی‌اصغر (۱۳۷۷) **زمین‌آمار (ژئواستاتیسیتیک)**، تهران، دانشگاه تهران.
- رحیمی بندرآبادی، سیما؛ ثقفیان، بهرام (۱۳۸۶) برآورد توزیع مکانی بارندگی با کمک تئوری مجموعه‌های فازی، **تحقیقات منابع آب ایران**، ۲ (۳)، صص. ۲۶-۳۸.
- رضایی پزند، حجت (۱۳۸۰) **کاربرد آمار و احتمالات در منابع آب**، انتشارات سخن‌گستر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷) کاربرد روش کریجینگ در درون‌یابی دمای، مطالعه موردی، درون‌یابی دمای ۱۳۷۶/۱۴/۲۶ در ایران‌زمین، **جغرافیا و توسعه**، ۱۲، صص. ۲۵-۴۲.
- عیوضی، معصومه؛ مساعدی، ابوالفضل (۱۳۹۱) بررسی الگوی گسترش مکانی دمای در سطح استان گلستان با استفاده از مدل‌های قطعی و زمین‌آمار، **نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)**، ۲۶ (۱)، صص. ۵۳-۶۴.
- قهرودی تالی، منیژه (۱۳۸۱) ارزیابی درون‌یابی به روش کریجینگ، **پژوهش‌های جغرافیایی**، ۴۳، صص. ۹۵-۱۰۸.
- میثاقی، فرهاد؛ محمدی، کوروش (۱۳۸۵) پهنه‌بندی اطلاعات بارندگی با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک و زمین‌آمار و مقایسه با شبکه‌های عصبی مصنوعی، **مجله علمی کشاورزی**، ۲۹، صص. ۱-۱۴.
- Abdul-Rahman, A., Pilouk, M. (2008) **Spatial data modelling for 3D GIS**, Springer. USA.
- Abramowitz, M., Stegun, I. A. (1965) **Handbook of mathematical functions**, Dover, New York.
- Aguilar, F. J., Agüera, F., Aguilar, M. A., Carvajal, F. (2005) Effects of terrain morphology, sampling density, and interpolation methods on grid DEM accuracy, **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, 71, pp. 805-816.
- Apaydin, H., Sonmez, K., Yildirim, E. (2004) Spatial interpolation techniques for climate data in the GAP region in Turkey, **Climate Research**, 28, pp. 31-40.
- Campling, P., Gobin, A., Feyen, J. (2001) Temporal and spatial rainfall analysis across a humid tropical catchment, **Hydrol Process**, 15, pp. 359-375.
- Chaplot, V., Darboux, F., Bourenane, H., Leguédou, S., Silvera, N., Phachomphon, K. (2006) Accuracy of interpolation techniques for the derivation of Digital Elevation Models in relation to landform types and data density, **Geomorphology**, 77, pp. 126-141.
- Cheng, K., Lin, sh., Liou, J. J. (2008) Rain-gauge network evaluation and augmentation using geostatistics, **Hydrol, Proc**, 22, pp. 2554-2564.
- Coulibaly, M., Becker S., (2007) Spatial interpolation of annual precipitation in south Africa-comparison and evaluation of methods, **International Water Resources Association**, 3 (32), pp. 494-502.
- Deutsch, C. V., Journel, A. G. (1998) **GSLIB: Geostatistical software library and user's guide (2nd ed.)**, New York, Oxford University Press.
- Diodato, N., Ceccarelli, M. (2005) Interpolation processes using multivariate geostatistics for mapping of climatological precipitation mean in the Sannio Mountains (southern Italy), **Earth Surface Proc. Landforms**, 30, pp. 259-268.
- Dirks, K. N., Hay J. E., Stow C. D., Harris D. (1998) High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island. Part II: Interpolation of rainfall data, **J Hydrol**, 208, pp. 187-193.
- Igúzquiza, E. P. (1998) Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall mean using data on precipitation and topography, **Inter. J. Climat**, 9 (8), pp. 1031-1047.

- Irmak, A., Ranade, P. K. (2008) **GIS based estimation of spatial distribution of temperature and evapotranspiration in Nebraska**. Published by the American Society of Agricultural and Biological Engineers, St. Joseph, Michigan.
- Krige, D. G. (1951) **A statistical approach to some mine valuations and allied problems at the Witwatersrand**, Master's thesis of the University of Witwatersrand.
- Li, Z., Zhu, Q., Gold, C. (2004) **Digital terrain modeling principles and methodology**, CRC Press.
- Price, D. T., Mckenny, D. W., Nedler, I. A., Hutchinson, M. F., Kesteven, J. K. (2000), **A comparison of two statistical methods for interpolation**, Canadian monthly mean climate data, *Agric. For. Metrol*, 101, pp. 81-94.
- Prudhomme, C., Redd, D. (1999) Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: A Case study in Scotland, **Inter. J. Climat**, 19, pp. 1337-1356.
- Rajagopalan B., Lall U. (1998) Locally weighted polynomial estimation of spatial precipitation, **J Geogr Inf Decision Anal**, 2 (12), pp. 44-51.
- Shepard, D. (1968) A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data, In *Proc, 23rd National Conference ACM*, 517-524.
- Tabios G. Q., Salas J. D. (1985) A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation, **Water Resour Bull**, 3 (21), pp. 365-380.
- Wilson, J. P., Gallant, J. C. (2000) **Terrain analysis principles and applications**, Wiley, New York, 479.
- Yan Hong, H., Nix, A., Mike Hutchinson, F., Trevor Booth, H. (2005) Spatial interpolation of monthly mean climate data for china. **Int.J.Climatol**, 25, pp. 1369-1379.
- Yue, T. X., Du, Z. P., Song, D. J., Gong, Y. (2007) A new method of surface modeling and its application to DEM construction, **Geomorphology**, 91, pp. 161-172.
- Zimmerman, D., Pavlik, C., Ruggles, A., Armstrong, M. (1999) An experimental comparison of ordinary and universal Kriging and Inverse Distance Weighting, **Mathematical Geology**, 31, pp. 375-390.

