

تحلیل مکانی تغییرات بارش با در نظر گرفتن متغیرهای ارتفاع و فاصله تا دریا (مورد مطالعه: استان سیستان و بلوچستان)

ام‌البنین پودینه- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل
معصومه دلبری* - دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل
پرویز حقیقت‌جو- استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل
میثم امیری- کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، گروه پژوهشی مدیریت منابع آب، پژوهشکده تالاب بین‌المللی هامون، دانشگاه زابل

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۰/۰۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۰۴/۳۰

چکیده

هدف از این پژوهش، بررسی تغییرات مکانی و میان‌یابی بارندگی ماهانه و سالانه در استان سیستان و بلوچستان با استفاده از روش‌های تک‌متغیره و چندمتغیره زمین‌آماری (OK, SK, SKlm, KED, UK و COK)، روش‌های قطعی (IDW, LPI, GPI و RBF) و رگرسیون خطی است. اطلاعات اولیه شامل داده‌های بارندگی پنجاه ایستگاه با طول دوره آماری مشترک ۲۵ سال (۱۳۹۱-۱۳۶۷) و اطلاعات ثانویه (کمکی) مورد استفاده در روش‌های چندمتغیره شامل الگوی رقمی ارتفاع (DEM)، فاصله تا دریا، طول و عرض جغرافیایی بود. برای ارزیابی عملکرد روش‌ها از فن اعتبارسنجی متقابل و معیارهای جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین انحراف خطا (MBE) استفاده شد. نتایج تحلیل نیم‌تغییرنا حاکمی از همبستگی زیاد مکانی بارندگی در بیشتر دوره‌ها با ساختار کروی است. بیشترین آستانه نیم‌تغییرنا مربوط به ماه‌های دی، بهمن و اسفند (با بیشترین مقدار بارندگی) و بیشترین شعاع تأثیر مربوط به بهمن و اردیبهشت است. نتایج اعتبارسنجی متقابل حاکمی از دقت بیشتر رابطه رگرسیونی بارش-ارتفاع برای فروردین، KED برای اردیبهشت، UK برای خرداد و شهریور، RBF برای تیر، مرداد، مهر، آذر، دی، بهمن و بارندگی سالانه و SK برای آبان و اسفند است. به‌طور کلی، نتایج حاکمی از برتری روش قطعی RBF و روش‌های زمین‌آماری در بیشتر دوره‌ها بود.

کلیدواژه‌ها: بارندگی، تغییرات مکانی، رگرسیون، زمین‌آمار، متغیر کمکی.

مقدمه

بررسی توزیع مکانی بارش، اغلب در پژوهش‌های مدیریت منابع آب، الگوسازی بوم‌شناختی و هیدرولوژی، ارزیابی تغذیه آب‌های زیرزمینی و برنامه‌ریزی آبیاری حائز اهمیت است (مایر و فاریس، ۲۰۱۰). اندازه‌گیری شاخص‌های هواشناسی به روش سنتی، نیازمند ایجاد شبکه متراکم سینوپتیکی و باران‌سنجی است که علاوه بر هزینه‌بر بودن، به دلیل وضعیت نامناسب توپوگرافی در برخی مناطق، ممکن نیست. پیشرفت فناوری و انواع نرم‌افزارها به‌مثابه ابزار مؤثر، موجب گسترش روش‌های مختلف میان‌یابی به‌منظور استفاده در پیش‌بینی‌های مکانی شده است. میان‌یابی فرایندی است که طی آن،

* E- mail: mas_delbari@yahoo.com

مقادیر یک خصوصیت برای نقاط فاقد داده، به وسیله مقادیر مجاور و معلوم برآورد می‌شود. میان‌یابی ممکن است تنها براساس اطلاعات مربوط به متغیر اصلی (روش‌های یک‌متغیره) یا براساس اطلاعات مربوط به متغیرهای اصلی و کمکی (روش‌های چندمتغیره) انجام پذیرد. روش‌های میان‌یابی مبتنی بر آمار کلاسیک، مانند میان‌گیری حسابی و رگرسیون خطی (LR)^۱، از ارتباط مکانی بین مشاهدات مستقل است؛ درحالی‌که روش‌های مبتنی بر زمین‌آمار^۲ (کریجینگ) از پیوستگی مکانی بین مشاهدات در تخمین مقادیر مجهول بهره می‌جوید (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹). همبستگی مکانی یکی از ویژگی‌های بسیار معمول برای متغیرهای جغرافیایی است و به آن معناست که احتمال شباهت مقادیر مشاهدات نزدیک‌به‌هم بیشتر از مقادیر مشاهدات دورتر از هم است (لیگیندری، ۱۹۹۳). از مزایای اصلی روش کریجینگ نسبت به روش‌های غیرزمین‌آمار می‌توان به ایجاد نقشه‌های هموار^۳ و برآورد عدم قطعیت^۴ مقادیر پیش‌بینی‌شده اشاره کرد (والتر و همکاران، ۲۰۰۱). نتایج برخی پژوهش‌ها نشان داده که روش‌های زمین‌آمار به‌نحو بهتری بارش را تخمین زده است (میثاقی و محمدی، ۱۳۸۵؛ شمس‌نیا و پیرمردیان، ۱۳۸۷؛ معروفی و همکاران، ۱۳۸۸؛ شعبانی، ۱۳۸۹؛ ذبیحی و همکاران، ۱۳۹۰؛ گوورت، ۲۰۰۰؛ کویالی و بکر، ۲۰۰۷؛ هاو و چانگ، ۲۰۱۳). یکی دیگر از مزیت‌های روش‌های زمین‌آمار، به کارگیری اطلاعات ثانویه با تراکم زیاد (مانند الگوی رقومی ارتفاع (DEM)^۵) به‌منظور بهبود تخمین متغیر اولیه با تراکم کم (مقدار بارندگی) است (سارانگی و همکاران، ۲۰۰۵؛ کاریا هیماندیز و گاسکین، ۲۰۰۷). از طرفی، رگرسیون تک یا چندمتغیره با ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی از روش‌های متداول در تخمین بارندگی است. محققان زیادی روش رگرسیون خطی بارش درمقابل ارتفاع (مستخرج از DEM) را ارزیابی کرده‌اند (دالی و همکاران، ۱۹۹۴؛ گوورت، ۲۰۰۰؛ دایوداتو و سیساریلی، ۲۰۰۵؛ مایر و فاریس، ۲۰۱۰).

از طرفی، روش‌های میان‌یابی ممکن است قطعی^۶ یا تصادفی^۷ باشد. روش‌های قطعی به ایجاد سطوحی از نقاط اندازه‌گیری براساس مقدار شباهت بین نقاط (مانند وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)^۸) یا براساس درجه هموارسازی معینی (مانند اسپلاین صفحه نازک هموار (TPSS)^۹) می‌پردازد؛ درحالی‌که روش‌های تصادفی (مانند انواع کریجینگ) به تخمین متغیر براساس میانگین‌گیری احتمالاتی از مقادیر معلوم می‌پردازد (بارو و مک‌دائل، ۱۹۹۸). پژوهش‌های متعددی درزمینه مقایسه روش‌های میان‌یابی قطعی و تصادفی در برآورد مقدار بارندگی انجام گرفته است. نتایج مقایسه روش‌های زمین‌آمار کریجینگ معمولی (OK)^{۱۰} و کوکریجینگ (COK)^{۱۱} با روش‌های میانگین متحرک وزن‌دار و TPSS در

1. Linear regression
2. Geostatistics
3. Smooth
4. Uncertainty
5. Digital elevation model
6. Deterministic
7. Stochastic
8. Inverse distance weighting
9. Thin plate smoothing spline
10. Ordinary kriging
11. Cokriging

برآورد توزیع مکانی بارش سالانه در مناطق خشک و نیمه‌خشک جنوب شرقی ایران حاکی از دقت بیشتر روش TPSS با متغیر کمکی ارتفاع بوده است (مهدوی و همکاران، ۱۳۸۳). تعیین توزیع مکانی بارش سالانه استان اصفهان با روش‌های کریجینگ ساده (SK)^۱، OK و LR بر پایه DEM حاکی از برتری تابع رگرسیونی کسینوسی بوده است (مهرشاهی و خسروی، ۱۳۸۹). بررسی توزیع بارش با استفاده از روش‌های قطعی میان‌یابی در حوضه آبریز مرک استان کرمانشاه حاکی از دقت بیشتر روش‌های IDW، اسپلاین کششی (SWT)^۲ و اسپلاین کاملاً منظم (CRS)^۳ بوده است (بیات و همکاران، ۱۳۸۹). بررسی تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی از راه الگوی رگرسیونی بین بارندگی (به‌مثابه متغیر وابسته) و ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی، فاصله از خط مبنای غربی و فاصله از خط‌الرأس به‌مثابه متغیرهای مستقل نشان داده است که رابطه معناداری بین فاصله از خط‌الرأس و بارش وجود دارد؛ درحالی‌که بین بارندگی و فاصله از خط مبنای غربی رابطه معناداری وجود ندارد (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۹). بررسی الگوی مکانی بارش استان گلستان با استفاده از روش‌های IDW، چندجمله‌ای جهانی (GPI)^۴، چندجمله‌ای محلی (LPI)^۵ و توابع پایه شعاعی (RBF)^۶ و روش‌های زمین‌آماری (OK و COK) نشان داده که روش‌های زمین‌آماری از دقت بیشتری برخوردار است (عیوضی و مساعدی، ۱۳۹۰). نتایج ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی شامل OK، اسپلاین، IDW و روش‌های رگرسیونی بارش-ارتفاع، بارش-طول جغرافیایی، بارش-طول جغرافیایی به‌منظور تعیین بهترین روش در تهیه نقشه هم‌بارش سالانه استان اصفهان حاکی از دقت روش بارش-ارتفاع-طول جغرافیایی بوده است (فاطمی‌قیری و یزدان‌پناه، ۱۳۹۱). به‌منظور ارزیابی اثر DEM بر تخمین بارش ماهانه و سالانه استان گلستان، به مقایسه روش‌های تک‌متغیره (IDW و OK) و چندمتغیره COK، کریجینگ با روند خارجی (KED)^۷، کریجینگ با میانگین موضعی متغیر (SkIm)^۸ پرداخته شد (دلبری و جهانی، ۱۳۹۱). نتایج این پژوهش حاکی از دقت بیشتر روش‌های COK و KED برای اردیبهشت تا مهر و روش OK برای دیگر ماه‌ها و بارندگی سالانه بوده است. تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی با روش‌های زمین‌آماری SK، OK و COK نشان داده است که به‌ترتیب روش‌های کریجینگ معمولی با متغیر کمکی عرض جغرافیایی و کریجینگ معمولی با متغیر کمکی فاصله از خط‌الرأس، تحلیل مکانی بارش را بهتر انجام می‌دهد (صفرراد و همکاران، ۱۳۹۲). بررسی رابطه بین بارش، ارتفاع و فاصله از دریا در شبه جزیره فریتاون نشان داده که مقدار بارش در ماه‌های تحت تأثیر جریان‌های موسمی، با افزایش ارتفاع بیشتر بوده است؛ اما رابطه بین بارش ماهانه و ارتفاع نسبت به رابطه بین بارش و فاصله از دریا بیشتر بوده است (هیوارد و کلارک، ۱۹۹۶). بررسی متوسط بارش

1. Simple kriging
2. Spline with tension
3. Completely regularized spline
4. Global polynomial interpolation
5. Local polynomial interpolation
6. Radial basis function
7. Kriging with an external drift
8. Simple kriging with varying local means

سالانه اسکاتلند به وسیله روش‌های OK، کریجینگ باقی‌مانده اصلاح‌شده و روش رگرسیون (براساس معادله پارامتری شامل متوسط فاصله تا دریا، متوسط زاویه تا بلندترین مانع در مرکز هر بخش و زبری در مرکز هر بخش) حاکی از دقت کریجینگ باقی‌مانده اصلاح‌شده بوده است (پرودهوم و ریید، ۱۹۹۹). به‌منظور ارزیابی توزیع مکانی شاخص‌های آب‌وهواشناسی مختلف، از جمله بارندگی در منطقه‌ای از جنوب شرقی آناتولیای ترکیه، روش‌های IDW، GPI، LPI، CRS، OK و COK استفاده شده و در این بررسی، روش CRS با داشتن کمترین مقدار خطا، بهترین روش میان‌یابی بارندگی معرفی شده است (آپادین و همکاران، ۲۰۰۴). بررسی اثر ارتفاع بر بارش ماهانه بریتانیا از راه روش‌های رگرسیون متحرک، IDW، SK، Sklm و KED حاکی از عملکرد بهتر روش KED برای ماه‌های مارس تا دسامبر و روش OK برای ماه‌های ژانویه و فوریه بوده است (لیلود، ۲۰۰۵). ارزیابی روش‌های LR، IDW و COK برای تهیه نقشه‌های آب‌وهوایی جنوبی‌ترین بخش ایتالیا نشان داده است که روش‌های LR و COK دقت بیشتری داشته‌اند (دایوداتو و سیساریلی، ۲۰۰۵). مقایسه روش‌های میان‌یابی IDW، GPI، RBF، OK و کریجینگ عام (UK)^۱ برای بررسی توزیع مکانی بارش ایالت اوتاراخاند هند حاکی از دقت بیشتر روش UK بوده است (باسیستا و همکاران، ۲۰۰۸). بررسی تأثیر کوه‌های زاگرس بر توزیع مکانی بارش بین شاخص‌های بارندگی و شاخص‌های توپوگرافی نشان داده که در فصل سرد بیشینه بارش در حد بالایی شیب غربی منطقه رخ داده است؛ درحالی‌که در فصل گرم، در همه منطقه گسترش داشته است. همبستگی بین بارش و ارتفاع در ایستگاه‌های واقع در شمال منطقه، مثبت و در ایستگاه‌های جنوبی، منفی بوده است (علیجانی، ۲۰۰۸). به‌منظور تخمین بارندگی ماهانه و سالانه در منطقه‌ای از جنوب غربی اسپانیا (اکسترمادورا) روش‌های OK، SK، COK، رگرسیون کریجینگ (RK)^۲ و Sklm استفاده شده و نتایج آن حاکی از کمترین مقدار خطای روش‌های چندمتغیره RK و Sklm بوده است (مورال، ۲۰۱۰). روش‌های تیسن، IDW، LR، OK و Sklm به‌منظور تخمین بارندگی در فصل‌های تر و خشک در منطقه کوهستانی ایسلند استفاده شده (مایر و فاریس، ۲۰۱۰) و اطلاعات ثانویه به‌کارگرفته‌شده در آن شامل ارتفاع و فاصله تا بیشینه بارش منطقه‌ای بوده و نتایج، حاکی از عملکرد بهتر روش OK نسبت به دیگر روش‌ها بوده است. بررسی بارش روزانه حوضه‌های عورده و آمبلیو به کمک روش‌های TP، IDW، KED، COK، OK و UK نشان داده که روش OK دقت بیشتری داشته است؛ ضمن اینکه روش‌های چندمتغیره نتایج ضعیفی به‌همراه داشته است (لی و همکاران، 2011).

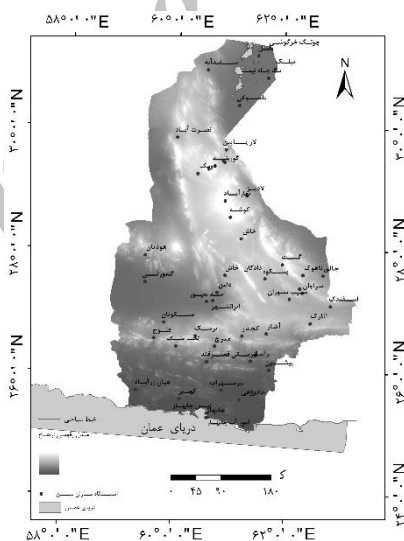
بررسی و مقایسه پژوهش‌های گذشته نشان می‌دهد که انتخاب روش مناسب میان‌یابی بستگی به نوع داده‌ها، دقت، تعداد و تراکم نقاط، توان محاسبه‌ها، بعد مکانی و دیگر شرایط منطقه پژوهش دارد. از این‌رو، در این پژوهش به مقایسه تعداد زیادی از روش‌های میان‌یابی قطعی و زمین‌آماری (شامل روش‌های یک‌متغیره و چندمتغیره) برای پیش‌بینی الگوی توزیع مکانی بارندگی ماهانه و سالانه در استان سیستان و بلوچستان پرداخته خواهد شد.

1. Universal kriging
2. Regression kriging

مواد و روش‌ها

منطقه پژوهش

محدوده بررسی شده در این پژوهش، استان سیستان و بلوچستان با مساحتی حدود ۱۸۱۴۷۱ کیلومتر مربع (اندکی بیش از ۱۱/۴ درصد مساحت کشور) واقع در حد فاصل $۲۵^{\circ} ۰۳'$ و $۳۱^{\circ} ۲۷'$ عرض شمالی و $۵۸^{\circ} ۵۰'$ و $۶۳^{\circ} ۲۱'$ طول شرقی است. این استان در جنوب شرقی کشور و در همسایگی پاکستان و افغانستان قرار داشته، دارای ۳۰۰ کیلومتر مرز آبی با دریای عمان در جنوب و ۱۸۰۰ کیلومتر مرز خاکی با کشورهای افغانستان و پاکستان (در شرق) و نیز استان‌های خراسان (در شمال)، کرمان و هرمزگان (در غرب) است (خاک‌سفیدی و همکاران، ۱۳۸۹). در این پژوهش، به‌منظور استخراج الگوی توزیع مکانی بارش ماهانه و سالانه، از داده‌های بارندگی مربوط به پنجاه ایستگاه با طول دوره آماری مشترک ۲۵ سال (۱۳۹۱-۱۳۶۷) به‌مثابه متغیر اصلی و الگوی رقومی ارتفاع (DEM) استان سیستان و بلوچستان و فاصله تا خط ساحلی به‌مثابه متغیرهای کمکی در الگوهای زمین‌آماری و متغیرهای ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی به‌مثابه متغیر کمکی در روش‌های رگرسیونی استفاده شد. متغیر فاصله تا ساحل با هدف بررسی تأثیر رطوبت و توده‌های پرفشار واردشده از دریا بر بارش بررسی شد. در شکل ۱، الگوی رقومی ارتفاع (با قدرت تفکیک ۹۰×۹۰ متر)، موقعیت ایستگاه‌های بررسی‌شده استان و خط ساحلی نشان داده شده است.



شکل ۱. الگوی رقومی ارتفاع، موقعیت ایستگاه‌های بررسی‌شده و خط ساحلی

بارش‌های ناچیز جنوب شرق کشور متأثر از سه سامانه مجزای همیدی است. نخستین سامانه (بادهای غربی)، سیکلون‌هایی است که به‌همراه بادهای غربی منطقه معتدل از سمت غرب وارد استان می‌شود و ۵/۵۷ درصد از بارش‌های آن را به‌وجود می‌آورد. این بارش‌ها در فصل سرد اتفاق افتاده، ریزش‌های مداوم و ریز را موجب می‌شود (نجمار سلیقه، ۱۳۸۵). پیشروی بادهای غربی از ابتدای پاییز آغاز شده، تا شروع زمستان ادامه دارد و بر همه جای ایران استقرار می‌یابد. این سیکلون‌ها موجب بارش‌های اواخر زمستان در نواحی جنوبی و شرقی کشور می‌شود (علیجانی، ۱۳۷۴). دومین سامانه (سامانه باران‌زای جنوبی) به‌وسیله موج‌های کوتاه بادهای غربی، هنگامی که تراف آنها عمیق‌تر می‌شود،

به وجود می‌آید که رطوبت را از راه دریا‌های جنوب (خلیج فارس، دریای عمان و دریای سرخ) به منطقه می‌رساند. این سامانه ۳۳/۶۸ درصد بارش‌های منطقه را ایجاد می‌کند. سومین سامانه، سامانه مونسونی هند است که در چرخش وسیعی، رطوبت اقیانوس هند را در دوره گرم سال به منطقه رسانده، ۸/۸۲ درصد از بارش‌های منطقه را به وجود می‌آورد (نجار سلیقه، ۱۳۸۵). سامانه‌های نوع دوم و سوم رگباری است و اگرچه طی سال به دفعات رطوبت را به منطقه انتقال می‌دهد، احتمال ریزش‌های جوی در آنها کمتر است (نجار سلیقه، ۱۳۸۵).

روش‌های میان‌یابی

روش‌های میان‌یابی زمین‌آماري

روش‌های میان‌یابی زمین‌آماري با بهره‌گیری از ارتباط مکانی مشاهدات، نقشه‌های پیوسته را به کمک داده‌های نقطه‌ای تهیه می‌کند (آلتو و همکاران، ۲۰۱۳). نیم‌تغییرنما از مهم‌ترین ابزار تشخیص و الگوسازی همبستگی مکانی بین مشاهدات تابع است. نیم‌تغییرنمای تجربی با رابطه ۱ محاسبه می‌شود (گوورت، ۱۹۹۷):

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

در این رابطه، $\hat{\gamma}(h)$ نیم‌تغییرنمای تجربی و $N(h)$ تعداد جفت مشاهداتی است که به فاصله h از یکدیگر قرار دارند. $Z(u_i + h)$ و $Z(u_i)$ به ترتیب مقادیر مشاهده‌شده متغیر در نقاط $u_i + h$ و u_i هستند. پس از محاسبه نیم‌تغییرنمای تجربی، مناسب‌ترین الگوی نظری برای استفاده در نظام معادلات کریجینگ باید بر داده‌ها برازش شود. از معمول‌ترین الگوهای نیم‌تغییرنما، الگوی کروی، دایره‌ای، گوسی و نمایی است که توصیف آنها در منابع مختلف از جمله ایساک و سریواستوا (۱۹۸۹) آمده است.

روش‌های زمین‌آماري استفاده‌شده در این پژوهش، شامل OK، UK، SK، SKlm، KED و COK است که در ادامه به اختصار به آنها پرداخته می‌شود.

کریجینگ معمولی

کریجینگ معمولی (OK) از متداول‌ترین روش‌های میان‌یابی زمین‌آماري است که در آن فرض می‌شود میانگین داده‌ها مجهول ولی مستقل از مختصات (ایستا) است. تخمین‌زننده OK، تخمین‌زننده خطی وزنی نارایی است که با رابطه ۲ تعریف می‌شود (ایساک و سریواستوا، ۱۹۸۹):

$$\hat{Z}_{OK}(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{OK} \cdot Z(u_i), \quad \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{OK} = 1 \quad (2)$$

که در آن، $\hat{Z}(u)$ مقدار تخمین‌زده‌شده متغیر مورد نظر (در این جا بارندگی) در موقعیت u ، λ_i^{OK} وزن نسبت‌داده‌شده به مقدار متغیر در نقطه u_i ، $Z(u_i)$ مقدار مشاهده‌شده متغیر مورد نظر در نقطه u_i و $n(u)$ تعداد نقاط همسایگی است. وزن‌های λ_i^{OK} با حل دستگاه $(n+1)$ رابطه خطی ۳ به دست می‌آید:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{OK} \gamma(u_i, u_j) + \mu = \gamma(u_i, u), & i = 1, \dots, n(u) \\ \sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{OK} = 1 \end{cases} \quad (3)$$

که در آن، $\gamma(u_i, u_j)$ مقدار نیم‌تغییرنما بین تمام جفت مقادیر معلوم، μ ضریب لاگرانژ برای کمینه کردن واریانس کریجینگ و $\gamma(u_i, u)$ مقدار نیم‌تغییرنما بین موقعیت u و آمین نقطه نمونه برداری شده است.

کریجینگ عام

روش کریجینگ عام (UK) را نخستین بار ماترون (۱۹۶۹) به‌مثابه نوع خاصی از روش کریجینگ معرفی کرد که روند را به‌صورت تابعی از مختصات الگوسازی می‌کند. تابع تصادفی $Z(u)$ در کریجینگ عام براساس رابطه ۴ تعریف می‌شود (جانستون و همکاران، ۲۰۰۱).

$$Z(u) = m(u) + \varepsilon(u) \quad (4)$$

در این رابطه، $m(u)$ تابع روند قطعی برحسب مختصات نقاط است که از کل داده‌ها باید کم شود و $\varepsilon(u)$ خطای تصادفی هر داده در نقطه مورد نظر بوده که تابع ساختار فضایی متغیر ناحیه‌ای است. رابطه ریاضی $m(u)$ رابطه‌ای چندجمله‌ای است:

$$m(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \mu_i f_i(u) \quad (5)$$

که در آن، $f_i(u)$ را تابع بنیادی می‌نامند که برحسب ماهیت روند تعیین می‌شود؛ بنابراین ممکن است روندی درجه دوم در یک، دو یا سه جهت باشد یا اینکه هر روند دیگر با درجات مختلف باشد (حسنی‌پاک، ۱۳۸۰). در این پژوهش، در به‌کارگیری روش کریجینگ عام از الگوهای نیم‌تغییرنمای دایره‌ای^۱، کروی^۲، کروی چهارعاملی^۳، کروی پنج‌عاملی^۴، نمایی^۵، گوسی^۶، گویای درجه دوم^۷، حفره‌ای^۸، کا-بسل^۹، جی-بسل^{۱۰} و پایدار^{۱۱} استفاده شد.

1. Circular
2. Spherical
3. Tetraspherical
4. Pentaspherical
5. Exponential
6. Gaussian
7. Rational Quadratic
8. Hole Effect
9. K-Bessel
10. J-bessel
11. Stable

کریجینگ ساده

در روش کریجینگ ساده (SK) فرض می‌شود میانگین داده‌ها معلوم و مستقل از مختصات است. تخمین زنده کریجینگ ساده با رابطه ۶ محاسبه می‌شود (گوورت، ۱۹۹۷):

$$\hat{Z}_{SK}(u) = m + \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i(u) [Z(u_i) - m(u_i)] \quad (6)$$

که در آن، $\hat{Z}_{SK}(u)$ مقدار برآورد شده متغیر در نقطه u ، $Z(u_i)$ مقدار مشاهده شده متغیر در نقطه u_i ، λ_i مقدار وزن نسبت داده شده به مقدار متغیر در نقطه u_i و $n(u)$ تعداد نقاط همسایگی است.

کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر

روش کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر (SkIm) نوعی کریجینگ ساده است که در آن، میانگین داده‌ها معلوم ولی غیرایستاست؛ به عبارت دیگر، این روش میانگین‌های متفاوتی را (براساس متغیر کمکی) در همسایگی‌های مختلف در فرایند تخمین در نظر می‌گیرد (گوورت، ۱۹۹۷):

$$\hat{Z}_{SKIm}(u) - \hat{m}_{SK}(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{SK}(u) [z(u_i) - \hat{m}_{SK}(u_i)] \quad (7)$$

میانگین‌های موضعی $m_{SK}(u)$ براساس رابطه خطی بین متغیر اصلی و کمکی محاسبه می‌شود:

$$\hat{m}_{SK}(u) = f(e(u)) = \hat{a} + \hat{a}e(u) \quad (8)$$

که در آن، دو ضریب رگرسیون \hat{a} و \hat{a}_1 از راه برازش بهترین خط رگرسیونی عبوری از بین مجموعه داده‌های اصلی و کمکی تعیین می‌شود؛ در این صورت مقدار تخمین زده شده در یک نقطه مجهول ممکن است به صورت مجموع تخمین رگرسیونی و تخمین کریجینگ ساده مقدار باقی مانده در نقطه u و $r(u)$ بیان شود:

$$\hat{Z}_{SKIm}(u) = f(e(u)) + \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{SK}(u) r(u_i) \quad (9)$$

که در آن، $r(u_i)$ مقدار باقی مانده در نقطه u_i و $\lambda_i^{SK}(u)$ وزن‌های اختصاص یافته به مقادیر باقی مانده است که با حل دستگاه معادله‌های کریجینگ ساده محاسبه می‌شود (گوورت، ۱۹۹۷):

$$\sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{SK}(u) C_R(u_i - u_j) = C_R(u_i - u) \quad i = 1, \dots, n(u) \quad (10)$$

که در آن، $C_R(h)$ تابع کوواریانس باقی مانده‌ها از میانگین موضعی $R(u) = Z(u) - m(u)$ است.

کریجینگ با روند خارجی

چنانچه متغیر کمکی در تمام نقاط شبکه موجود باشد، روش کریجینگ با روند خارجی روش مناسبی است. این روش مانند SkIm، از اطلاعات کمکی برای محاسبه میانگین موضعی متغیر اولیه استفاده می‌کند؛ سپس کریجینگ ساده روی

داده‌های باقی‌مانده حاصل انجام می‌گیرد:

$$\hat{z}_{\text{KED}}(\mathbf{u}) - \hat{m}_{\text{KED}}(\mathbf{u}) = \sum_{i=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_i^{\text{SK}}(\mathbf{u}) [z(\mathbf{u}_i) - \hat{m}_{\text{KED}}(\mathbf{u}_i)] \quad (11)$$

$$\hat{m}_{\text{KED}}(\mathbf{u}) = \hat{a}(\mathbf{u}) + \hat{a}_1(\mathbf{u})e(\mathbf{u}), \text{ که در آن،}$$

تفاوت اصلی این روش با SKlm در این است که در دومی ضرایب \hat{a}_1 و \hat{a} تنها یک‌بار و مستقل از نظام کربجینگ به دست می‌آید؛ در حالی که در روش KED ضرایب رگرسیون $\hat{a}(\mathbf{u})$ و $\hat{a}_1(\mathbf{u})$ از راه حل دستگاه معادله‌های کربجینگ در داخل هر شعاع همسایگی محاسبه می‌شود؛ به عبارت دیگر، رابطه بین متغیر کمکی و متغیر اصلی به صورت موضعی ارزیابی می‌شود (گوروت، ۱۹۹۷). تخمین‌زننده KED با رابطه ۱۲ بیان می‌شود (واکرنجل، ۲۰۰۳):

$$\hat{z}_{\text{KED}}(\mathbf{u}) = \sum_{i=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_i^{\text{KED}}(\mathbf{u}) z(\mathbf{u}_i) \quad (12)$$

در این رابطه، $\lambda_i^{\text{KED}}(\mathbf{u})$ از حل دستگاه $(n+2)$ رابطه خطی ۱۳ محاسبه می‌شود:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_j^{\text{KED}}(\mathbf{u}) \gamma(\mathbf{u}) \gamma_R(\mathbf{u}_i - \mathbf{u}_j) + \mu_i^{\text{KED}}(\mathbf{u}) + \mu_1^{\text{KED}}(\mathbf{u}) y(\mathbf{u}_i) = \gamma_R(\mathbf{u}_i - \mathbf{u}) \\ \sum_{j=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_j^{\text{KED}}(\mathbf{u}) = 1 \\ \sum_{j=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_j^{\text{KED}}(\mathbf{u}) e(\mathbf{u}_j) = e(\mathbf{u}) \end{cases} \quad i = 1, \dots, n(\mathbf{u}) \quad (13)$$

که در آن، μ_i^{KED} و μ_1^{KED} دو شاخص لاگرانژین‌اند (واکرنجل، ۲۰۰۳). در صورتی که روند متغیر اصلی در معادله‌های UK از راه متغیرهای کمکی (مانند ارتفاع) تعریف شود، روش UK و روش KED معادل یکدیگر خواهند بود (واکرنجل، ۱۹۹۸؛ چالیس و دلفینر، ۱۹۹۹؛ هنجل و همکاران، ۲۰۰۳).

روش کوکربجینگ

این روش نوعی کربجینگ چندمتغیره است که در آن از اطلاعات کمکی (براساس همبستگی بین متغیر اصلی و کمکی)، برای تخمین بهتر استفاده می‌شود. تخمین‌زننده کوکربجینگ با رابطه ۱۴ تعریف می‌شود (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹):

$$\hat{z}_{\text{COK}}(\mathbf{u}) = \sum_{i=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_i^{\text{COK}} Z(\mathbf{u}_i) + \sum_{j=1}^{m(\mathbf{u})} w_j^{\text{COK}} e(\mathbf{u}_j) \quad (14)$$

در این رابطه، λ_i و w_j به ترتیب وزن‌های نسبت‌داده‌شده به مقادیر مشاهده‌ای متغیرهای اصلی و کمکی در نقاط \mathbf{u}_i

و \mathbf{u}_j هستند.

روش‌های میان‌یابی قطعی

روش‌های قطعی میان‌یابی استفاده‌شده در این پژوهش، شامل روش‌های IDW، GPI، LPI و RBF است که در ادامه، به‌اختصار به تشریح آنها پرداخته خواهد شد.

وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)

در این روش، رابطه اصلی تخمین، همان تخمین‌زننده کریجینگ است؛ اما وزن‌ها تنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به نحوه پراکندگی نقاط حول نقطه تخمین‌زده شده تعیین می‌شود (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹). مقدار وزن (λ_i) در روش IDW با رابطه ۱۵ محاسبه می‌شود:

$$\lambda_i = \frac{1}{d_i^p} \quad (15)$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p}$$

در این رابطه، d_i فاصله آمین نقطه مشاهده‌شده تا نقطه تخمین‌زده‌شده، p توان وزن‌دهی فاصله و n تعداد نقاط مجاور است. هرچه فاصله داده معلوم از نقطه مجهول افزایش یابد، وزن‌ها براساس فاصله کاهش می‌یابد. هنگامی که توان صفر است ($p=0$)، تأثیر فاصله از بین می‌رود و مقدار نامعلوم از میانگین مقادیر نقاط همسایه به‌دست می‌آید و اگر توان افزایش یابد، تأثیر فاصله زیاد می‌شود و فاصله‌های نزدیک‌تر، وزن بیشتری می‌یابد (قهرودی‌تالی، ۱۳۸۴).

چندجمله‌ای عام (GPI)

این روش، سطح پیوسته‌ای را که به‌وسیله تابعی ریاضی (چندجمله‌ای) تعریف شده است، به نقاط برازش می‌دهد. سطح چندجمله‌ای به تدریج تغییر می‌کند و بخش اعظمی از داده‌ها را دربر می‌گیرد (جانستون و همکاران، ۲۰۰۱). روش‌های برازش جهانی، از تمام مشاهدات مربوط به ارزش مورد نظر استفاده کرده، بر تحلیل سطح روند متکی است (قهرودی‌تالی، ۱۳۸۴). الگوسازی سطوح روند، به مقیاس پدیده‌ها وابسته است. پدیده‌های بزرگ باید با سطوح روند درجه اول الگوسازی شود. در این پژوهش، روش GPI با توان‌های یک تا چهار اجرا شد.

چندجمله‌ای محلی (LPI)

در این روش از توابع چندجمله‌ای برای میان‌یابی استفاده می‌شود. تعداد زیادی چندجمله‌ای بر داده‌های محدود در یک همسایگی معین برازش داده می‌شود؛ به طوری که دست‌کم مجذورهای متناسب را بین نقاط شناسایی‌شده در محدوده بیضوی، به‌مثابه وزن نقطه در نظر می‌گیرد. در این روش، با به‌دست آوردن تابع درجه اول، دوم یا سوم بین مقادیر متغیر در نقاط همسایگی، میان‌یابی انجام می‌پذیرد (رپرت، ۱۹۹۷). روش LPI شامل توابع نمایی (Exp)، گوسی (Gau)،

سهمی ناپیوسته (Epa)، ثابت (Con)، چندجمله‌ای مرتبه چهارم (Qua) و چندجمله‌ای مرتبه پنجم (Poly) است. این روش با توان‌های یک تا سه بررسی شد.

توابع پایه شعاعی (RBF)

در این روش، سطح برازش شده مقید به گذشتن از همه نقاط اندازه‌گیری شده است. مقادیر تخمین زده شده با این روش، براساس توابع ریاضی است که با کاهش انحنای کلی سطح، نقشه‌های همواری را ایجاد می‌کند (زانندی و همکاران، ۲۰۱۱). رابطه ریاضی توابع شعاع محور به شکل عمومی زیر است (ثقفیان، ۱۳۹۱):

$$f(x, y) = \sum_{i=1}^n a_i E(x - x_i, y - y_i) + b_0 + b_1 x + b_2 y \quad (16)$$

که در آن، $\| \cdot \|$ بیان کننده طول بردار، x و y متغیرهای مکانی، (x_i, y_i) مختصات مکانی آمین نقطه مشاهده‌ای شاخص Z_i و E یک RBF است. b_0, b_1, b_2 و a_i ضرایبی هستند که باید تعیین شوند تا تابع f به طور صریح مشخص شود. تفاوت روش‌های مختلف RBF در چگونگی تعریف تابع E در رابطه ۱۶ است. RBF شامل توابع اسپلاین کاملاً منظم (CRS)، اسپلاین کششی (SWT)، چندریعی (Mq)، عکس چندریعی (IMq) و اسپلاین صفحه نازک (TPS) است. برای نمونه، توابع TPS، Mq و IMq به ترتیب در رابطه‌های ۱۷، ۱۸ و ۱۹ معرفی شده‌اند:

$$TPS = \left[(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + \lambda \right] \log \left[(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + \lambda \right] \quad (17)$$

$$\text{Multiquadric} = \sqrt{\left[(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 \right] + \lambda} \quad (18)$$

$$\text{Inverse Multiquadric} = \frac{1}{\sqrt{\left[(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 \right] + \lambda}} \quad (19)$$

رگرسیون خطی (LR)

در این روش، تغییرات متغیر وابسته از راه متغیرهای مستقل بررسی و سهم هر کدام در تبیین متغیر وابسته تعیین می‌شود (کلانتری، ۱۳۸۵). در این پژوهش، تأثیر متغیرهای ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی برای بررسی توزیع مکانی بارندگی ارزیابی شد. شکل کلی معادله‌های رگرسیونی خطی چندمتغیره به صورت رابطه ۲۰ است:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \dots + \beta_n x_n \quad (20)$$

که در آن، y متغیر وابسته، x_1 تا x_n متغیرهای مستقل، β_0 عرض از مبدأ و β_1 تا β_n ضرایب متغیرهای مستقل است.

1. Epanechnikov
2. Constant
3. Quartic
4. PolynomialOrder5
5. Completely Regularized Spline
6. Spline With Tension
7. Multiquadric
8. Inverse Multiquadric
9. Thin Plate Spline

روش و معیارهای ارزیابی

در این پژوهش، از روش اعتبارسنجی متقابل^۱ (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹)، معیارهای جذر میانگین مربع خطا (RMSE)^۲ و میانگین انحراف خطا (MBE)^۳ برای ارزیابی عملکرد روش‌های مختلف میان‌یابی استفاده شد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{z}(u_i) - z(u_i))^2} \quad (21)$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{z}(u_i) - z(u_i)) \quad (22)$$

که در آن، $\hat{z}(u_i)$ مقدار برآوردشده در نقطه u_i ، $z(u_i)$ مقدار مشاهده‌شده در نقطه u_i و n تعداد مشاهدات است. براساس این معیارها بهترین روش، آن است که دست کم RMSE را داشته باشد. MBE نشان‌دهنده میانگین انحراف معیار مقدار برآوردی از مقدار مشاهده‌ای است و در حالت آرمانی باید مساوی صفر باشد. مقادیر مثبت یا منفی به ترتیب نشان‌دهنده برآورد بیشتر یا کمتر از مقدار واقعی است (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹). در عمل، مقدار این آماره صفر نخواهد شد (قالیچند و مارکوتی، ۱۹۹۲). در روش رگرسیون خطی، مقدار RMSE و MBE باتوجه به مقدار واقعی بارش و مقدار برآوردشده از الگوی رگرسیون خطی برازش‌شده به دست می‌آید و به همین دلیل، مقدار ME برای این روش تمایل به کم‌برآورد شدن دارد (دلبری، ۲۰۱۳).

باتوجه به اهمیت گروه آماری کامل و بدون نقص داده‌های هیدرولوژیکی، جبران کمبودهای آماری و تخمین داده‌ها ضروری به نظر می‌رسد. در این پژوهش، از روش رگرسیون خطی برای بازسازی کمبودهای آماری استفاده شد.

یافته‌های پژوهش

تحلیل آماری

نتایج تحلیل آماری در جدول ۱ ارائه شده است. باتوجه به این جدول، ضریب تغییرات میانگین بارندگی ماه‌های شهریور، مرداد و تیر بیشترین و بهمن کمترین مقدار است. افزایش ضریب تغییرات در ماه‌های خرداد تا شهریور ممکن است به دلیل تغییرات مکانی زیاد بارش در این ماه‌ها باشد. هرچند در این ماه‌ها مقدار بارش در مناطق شمالی استان ناچیز است، در مناطق جنوبی (بلوچستان) عمق بارش به دلیل تأثیر سامانه موسمی هند چندین برابر است. ضرایب همبستگی بین بارندگی و متغیرهای کمکی ارتفاع و فاصله تا خط ساحلی به ترتیب در ستون‌های ۱۰ و ۱۱ جدول ۱ بیان شده است. براساس نتایج، بارندگی با ارتفاع در ماه‌های فروردین، اردیبهشت و آبان و با فاصله تا خط ساحلی در ماه‌های خرداد، مرداد، آبان، آذر و بارندگی سالانه همبستگی داشته است. از طرفی، آزمون کولموگروف-اسمیرنوف^۴ به منظور بررسی نرمال بودن توزیع داده‌ها استفاده شد. نتایج این آزمون حاکی از نرمال بودن توزیع داده‌ها بوده است.

1. Cross Validation
2. Root Mean Square Error
3. Mean Bias Error
4. Kolmogorov- Smirnov

جدول ۱. خلاصه آماری داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه استان سیستان و بلوچستان

ماه	میانگین (mm)	انحراف معیار (mm)	واریانس (mm ²)	کمینه (mm)	بیشینه (mm)	ضریب تغییرات	R ₁	R ₂
فروردین	۸/۹۰	۴/۳۷	۱۹/۱۴	۲/۵۴	۲۲/۱۵	۰/۴۹	۰/۵۸	۰/۱۲
اردیبهشت	۳/۲۴	۲/۳۲	۵/۴۰	۰	۸/۰۹	۰/۷۱	۰/۵۷	۰/۰۵
خرداد	۵/۶۸	۴/۸۵	۲۳/۶۰	۰/۰۰۱	۱۸/۸۸	۰/۸۵	۰/۱۸	۰/۶۶
تیر	۴/۹۸	۵/۴۳	۲۹/۵۲	۰/۰۰۱	۲۴/۸۳	۱/۰۹	۰/۱۰	۰/۳۹
مرداد	۴	۴/۶۴	۲۱/۵۷	۰	۲۱/۹۲	۱/۱۶	۰/۰۲	۰/۴۱
شهریور	۱/۰۸	۱/۴۹	۲/۲۴	۰/۰۰۱	۵/۴۳	۱/۳۷	۰/۱۳	۰/۲۸
مهر	۱/۹۸	۱/۷۷	۳/۱۴	۰/۰۱	۸	۰/۸۹	۰/۱۴	۰/۳۹
آبان	۳/۹۴	۲/۷۶	۷/۶۶	۰/۴۳	۱۳/۰۶	۰/۷۰	۰/۴۸	۰/۶۷
آذر	۱۴/۴۱	۶/۹۵	۴۸/۳۲	۳/۸۰	۳۰/۲۴	۰/۴۸	۰/۲۸	۰/۷۳
دی	۱۹/۰۸	۷/۵۹	۵۷/۶۷	۸/۹۲	۴۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۱۳	۰/۳۵
بهمن	۲۵/۳۷	۹/۱۸	۸۴/۳۴	۱۰/۷۷	۵۲/۲۱	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۰
اسفند	۱۹/۷۸	۷/۶۵	۵۸/۵۳	۸/۶۸	۴۰/۶۲	۰/۳۸	۰/۲۳	۰/۲۷
سالانه	۱۱۶/۱۳	۴۹/۰۲	۲۴۰۳/۷۳	۴۰/۷۰	۲۵۸/۹۰	۰/۴۲	۰/۱۲	۰/۵۲

R₁ ضریب همبستگی بارندگی و ارتفاعR₂ ضریب همبستگی بارندگی و فاصله تا خط ساحلی

تحلیل نیم تغییر نما

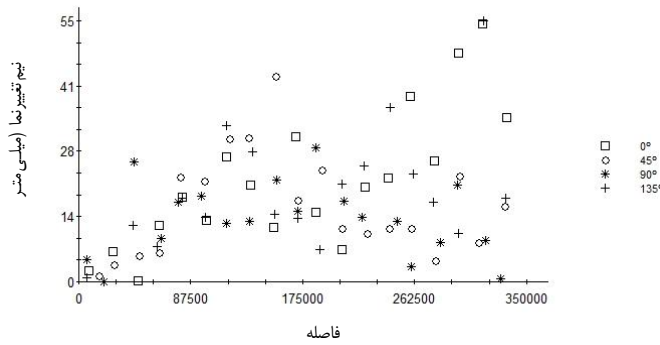
به منظور ترسیم نیم تغییرنمای تجربی، مقادیر تغییرنما بر اساس مقادیر مختلف h (طول گام) باید محاسبه شود. این فاصله باید به گونه‌ای باشد که علاوه بر اینکه بتواند شعاع تأثیر را به وضوح مشخص کند، از تعداد زوج نقاط بهینه برای تخمین نیز برخوردار باشد. در این پژوهش، تعداد گام‌ها ۱۲ و طول گام ۲۰ کیلومتر به مثابه بهترین گام انتخاب شد که ساختار مکانی بارندگی را بهتر مطرح کرده است.

بررسی همسان‌گردی بارندگی ماهانه و سالانه استان، از راه ترسیم نیم تغییرنمای جهت‌دار (برای چهار جهت ۰، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ درجه با انحراف زاویه ۲۲/۵ درجه) با استفاده از نرم‌افزار GS⁺ انجام پذیرفت. نتایج نشان داد که برای برخی دوره‌ها، در بعضی جهات، روندی مشاهده می‌شود. برای نمونه، نیم تغییرنمای جهت‌دار بارندگی خرداد که از جمله ماه‌هایی بود که در برخی جهات (جهت صفر درجه یا راستای شمال - جنوب) روند مشاهده می‌شد، در شکل ۲ ارائه شده است. با این حال، در بیشتر ماه‌ها و در مقیاس سالانه، تغییرات محسوسی در جهت‌های یادشده تشخیص داده نشد. بنابراین، نیم تغییرنمای همسان‌گرد بارندگی محاسبه و الگو شد. جدول ۲ مشخصات الگوی نظری برآزش شده به نیم تغییرنمای

تجربی بارندگی ماهانه و سالانه را نشان می‌دهد. برای نمونه، نیم‌تغییرنمای بارندگی آبان و بارندگی سالانه در شکل ۳ ارائه شده است. بهترین الگوی نظری باتوجه به رفتار نیم‌تغییرنما در نزدیکی مبدأ مختصات، کمترین مجموع مربعات باقی‌مانده (RSS)^۱، بیشترین ضریب همبستگی (R^2)، بیشترین تناسب ساختار مکانی $(C/(C_0+C))^2$ و نتایج اعتبارسنجی متقابل تعیین شد. تناسب ساختار مکانی، بیان‌کننده نسبت بخش ساختاردار واریانس (C) به کل واریانس (C_0+C) است که هر اندازه به یک نزدیک باشد، مطلوب‌تر است (دیتسچ و جورنل، ۱۹۹۸). براین اساس، بارندگی ماهانه و سالانه استان اغلب همبستگی مکانی زیادی دارد (جدول ۲). کمترین تناسب ساختار مکانی که بیان‌کننده بزرگی نسبی اثر قطعه‌ای است، در ماه‌های سرد سال (فصل زمستان) و بیشترین آن (کمترین اثر قطعه‌ای) در فصل تابستان مشاهده شد. منشأ اثر قطعه‌ای ممکن است ناشی از خطاهای مربوط به ثبت داده‌ها یا تغییرات مکانی موجود در فاصله‌های کوچک‌تر از نقاط اندازه‌گیری باشد (لیلود، ۲۰۰۵). نیم‌تغییرنمای تجربی بارش در همه دوره‌ها از الگوی کروی تبعیت کرد که با نتایج برخی محققان مطابقت داشت (فرجی سبکبار و عزیزی، ۱۳۸۵؛ دلبری و جهانی، ۱۳۹۱؛ لیلود، ۲۰۰۵؛ هبرلنت، ۲۰۰۷؛ مایر و فاریس، ۲۰۱۰)؛ درحالی‌که ساختار نیم‌تغییرنمای بارش در پژوهش ذبیحی و همکاران (۱۳۹۰) و لی و همکاران (۲۰۱۱) از الگوی گوسی تبعیت کرده است. بیشترین آستانه نیم‌تغییرنما مربوط به ماه‌های دی، بهمن و اسفند بوده که نشان‌دهنده فزونی واریانس داده‌های بارندگی و همچنین بیشترین مقدار بارندگی در این ماه‌هاست. بیشترین و کمترین شعاع تأثیر به ترتیب در بهمن (۵۱۱ کیلومتر) و فروردین (۱۱۰ کیلومتر) مشاهده شد. در مجموع، ماه‌های فصل‌های بهار و تابستان دارای شعاع تأثیر کوچک‌تری نسبت به ماه‌های فصل‌های پاییز و زمستان بودند. کمتر بودن فاصله خودهمبستگی مکانی بارش در ماه‌های گرم سال ممکن است به دلیل متأثر بودن بارش‌های بخش‌های جنوبی استان از بادهای موسمی هند باشد.

در این پژوهش، باتوجه به وجود روند در برخی از دوره‌ها، کارایی روش میان‌یابی کریجینگ عام (با درجه روند ۱ و ۲) نیز ارزیابی شد. نتایج حاکی از دقت بیشتر این روش با روند درجه ۱ بود. مشخصات نیم‌تغییرنمای نظریه برآزش شده به نیم‌تغییرنمای روش کریجینگ عام برای بارندگی ماهانه و سالانه در جدول ۳ ارائه شده است. مشاهده می‌شود که ساختار نیم‌تغییرنما در هر دوره، از الگوی منحصر به فردی تبعیت کرده است. ساختار نیم‌تغییرنمای روش UK در پژوهش کویالی و بکر (۲۰۰۷) الگوی دایره‌ای و در پژوهش لی و همکاران (۲۰۱۱) الگوی گوسی بوده است.

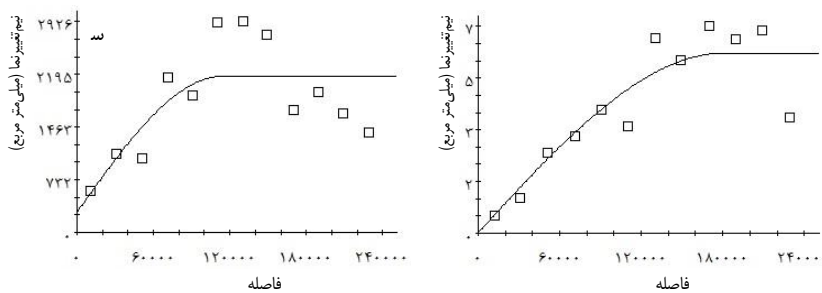
1. Residual Sum of Squared
2. Proportion of Spatial Structure



شکل ۲. نیم تغییرنمای جهت‌دار بارندگی خرداد

جدول ۲. مشخصات الگوهای برازش شده به نیم تغییرنمای تجربی بارندگی ماهانه و سالانه (اثر قطعه‌ای و آستانه برحسب میلی‌متر مربع و شعاع تأثیر برحسب متر است)

ماه	الگوی ساختار مکانی	اثر قطعه‌ای (C_0)	آستانه ($C+C_0$)	شعاع تأثیر	$\frac{C}{C+C_0}$	ضریب همبستگی (R^2)	RSS
فروردین	کروی	۵/۱۶	۲۰/۶۹	۱۱۰۰۰۰	۰/۷۵	۰/۵۲	۲۰۴
اردیبهشت	کروی	۱/۳۶	۵/۵۳	۲۰۵۰۰۰	۰/۷۵	۰/۶۳	۱۱/۳
خرداد	کروی	۰/۰۱	۱۸/۸۳	۱۳۲۰۰۰	۰/۹۹	۰/۸۲	۸۸/۵
تیر	کروی	۰/۰۱	۲۷/۹۸	۱۲۰۰۰۰	۱	۰/۵۸	۷۷۰
مرداد	کروی	۰/۰۱	۲۲/۷۷	۱۲۳۰۰۰	۱	۰/۶۱	۵۶۷
شهریور	کروی	۰/۰۰۱	۲/۵۵	۱۲۶۰۰۰	۱	۰/۶۴	۵/۳۳
مهر	کروی	۰/۴۵	۳/۲۹	۱۱۲۰۰۰	۰/۸۶	۰/۶۱	۴/۸۰
آبان	کروی	۰/۰۱	۵/۹۵	۱۸۱۰۰۰	۰/۹۹	۰/۸۲	۹/۱۷
آذر	کروی	۵/۴۲	۳۱/۹۷	۱۵۴۰۰۰	۰/۸۳	۰/۶۹	۳۴۴
دی	کروی	۱۸/۷۰	۵۵/۳۴	۱۷۴۰۰۰	۰/۶۶	۰/۶۲	۹۰۴
بهمن	کروی	۵۱/۷۰	۱۰۳/۴۱	۵۱۱۰۰۰	۰/۵۰	۰/۱۷	۲۰۰۷
اسفند	کروی	۱۷/۴۰	۶۱/۰۳	۱۳۲۰۰۰	۰/۷۱	۰/۵۷	۱۴۶۴
سالانه	کروی	۲۷۶	۲۱۶۷	۱۱۴۰۰۰	۰/۸۷	۰/۵۳	۲/۹۵E+۶



شکل ۳. نیم تغییرنمای تجربی (مربع توخالی) و الگوی برازش شده (خط ممتد) برای بارندگی آبان و سالانه

جدول ۴ مشخصات نیم‌تغییرنمای تجربی متغیرهای کمکی (ارتفاع و فاصله تا خط ساحلی) و نیم‌تغییرنمای متقابل تجربی بین بارندگی و متغیرهای کمکی را نشان می‌دهد. براساس نتایج، همبستگی مکانی متغیرهای کمکی و همبستگی مکانی متقابل بارندگی (ماهانه و سالانه) و متغیرهای کمکی زیاد ($(C/C_0) > 0.75$) است. ساختار مکانی نیم‌تغییرنمای هر دو متغیر کمکی از الگوی گوسی تبعیت کرده است. شکل ۴ نیم‌تغییرنمای ارتفاع و فاصله تا ساحل را نشان می‌دهد. به‌منظور برآورد بارندگی ماهانه و سالانه از راه روش‌های KED و Sklm، نیم‌تغییرنمای تجربی باقی‌مانده‌ها از الگوی رگرسیون خطی (ارتفاع-بارندگی و فاصله تا ساحل-بارندگی) نیز محاسبه شد. مشخصات بهترین الگوی نیم‌تغییرنمای تجربی باقی‌مانده‌ها در جدول ۵ ارائه شده است. باتوجه به این جدول، همبستگی مکانی در همه دوره‌ها متوسط تا خوب بوده و ساختار آنها از الگوی کروی تبعیت کرده است.

جدول ۳. مشخصات الگوهای برازش شده به نیم‌تغییرنمای تجربی روش کریجینگ عام برای بارندگی ماهانه و سالانه استان (اثر قطعه‌ای و آستانه برحسب میلی‌متر مربع و شعاع تأثیر برحسب متر است)

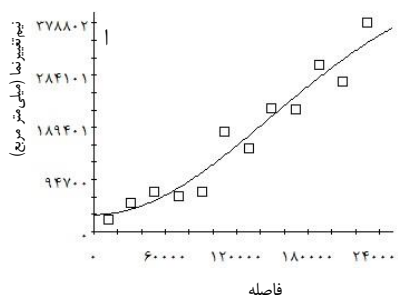
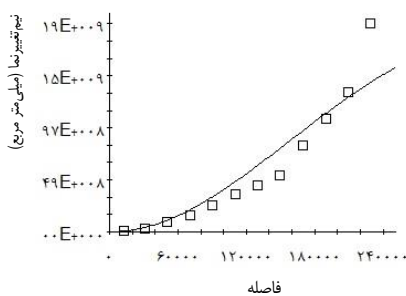
دوره	درجه تابع روند	الگوی ساختار مکانی	اثر قطعه‌ای (C_0)	آستانه ($C+C_0$)	$\frac{C}{C+C_0}$	شعاع تأثیر	R^2
فروردین	۱	نمایی	۰	۲۰/۱۱	۱	۹۶۴۹۵	۰/۰۹
	۲	پایدار	۰	۱۷/۲	۱	۲۰۰۰۰۰	۰/۰۴
اردیبهشت	۱	گویای درجه دوم	۰/۸۱	۳/۶۱	۰/۷۷	۱۵۱۷۲۲	۰/۴۹
	۲	نمایی	۱	۲/۵۵	۰/۶۰	۲۰۰۰۰۰	۰/۰۴
خرداد	۱	کروی چهارعاملی	۴/۴۸	۱۰/۶۶	۰/۵۷	۱۶۳۱۱۵	۰/۶۳
	۲	نمایی	۳/۶۹	۱۱/۲۲	۰/۶۷	۲۰۰۰۰۰	۰/۳۷
تیر	۱	گویای درجه دوم	۰/۳	۲۷/۱۴	۰/۹۸	۱۸۱۰۰۰	۰/۵۱
	۲	دایره‌ای	۵	۲۳/۲۸	۰/۷۸	۲۰۰۰۰۰	۰/۲۷
مرداد	۱	گویای درجه دوم	۰/۰۲	۲۳/۹۷	۰/۹۹	۲۱۵۰۰۰	۰/۷
	۲	گویای درجه دوم	۰/۰۲	۲۲/۷۹	۰/۹۹	۲۱۲۰۰۰	۰/۵
شهریور	۱	حفره‌ای	۰/۰۵	۲/۴۶	۰/۹۷	۱۸۵۰۰۰	۰/۸۱
	۲	کا-بسل	۰	۲/۴۷	۱	۲۰۰۰۰۰	۰/۴۸
مهر	۱	گویای درجه دوم	۰/۲۴	۲/۸۴	۰/۹۱	۱۰۲۰۰۰	۰/۱۷
	۲	دایره‌ای	۱	۲/۴۸	۰/۵۹	۲۰۰۰۰۰	۰/۰۲
آبان	۱	دایره‌ای	۰/۲	۳/۵۱	۰/۹۴	۱۰۱۰۰۰	۰/۸۳
	۲	نمایی	۰/۸	۱/۸۴	۰/۵۶	۲۰۰۰۰۰	۰/۵۶
آذر	۱	دایره‌ای	۱/۳	۲۰/۰۲	۰/۹۳	۶۶۰۰۰	۰/۶۲
	۲	نمایی	۷	۱۲/۷۳	۰/۴۵	۲۰۰۰۰۰	۰/۴۶
دی	۱	کا-بسل	۰	۴۴/۸۷	۱	۸۲۰۰۰	۰/۲۷
	۲	کروی	۱۰	۳۹/۱۳	۰/۷۴	۲۰۰۰۰۰	۰/۱۱

ادامه جدول ۳. مشخصات الگوهای برازش شده به نیم تغییرنمای تجربی روش کریجینگ عام برای بارندگی ماهانه و سالانه استان (اثر قطعه‌ای و آستانه برحسب میلی متر مربع و شعاع تأثیر برحسب متر است)

دوره	درجه تابع روند	الگوی ساختار مکانی	اثر قطعه‌ای (C ₀)	آستانه (C+C ₀)	$\frac{C}{C+C_0}$	شعاع تأثیر	R ²
بهمن	1	کروی چهارعاملی	۵/۳	۷۰/۳۲	۰/۹۲	۹۵۲۰۰	۰/۳
	۲	گوسی	۱۰/۰۲	۷۷/۱۸	۰/۸۷	۲۰۰۰۰۰	۰/۱۱
اسفند	1	حفره‌ای	۹/۶۲	۵۰/۲۲	۰/۸۰	۱۷۳۲۶۱	۰/۳۳
	۲	کروی	۱۰/۳	۴۸/۷۶	۰/۷۸	۲۰۰۰۰۰	۰/۱۱
سالانه	1	گویای درجه دوم	۱۹/۶۸	۲۰۹۴/۳۲	۰/۹۹	۱۲۷۰۰۰	۰/۴۴
	۲	کا- بسل	۶۴۶/۲۸	۱۲۴۵/۴۲	۰/۴۸	۲۰۰۰۰۰	۰/۲۱

جدول ۴. مشخصات الگوهای برازش شده به نیم تغییرنمای متغیرهای کمکی و نیم تغییرنمای متقابل بارندگی ماهانه و سالانه و متغیرهای کمکی (اثر قطعه‌ای و آستانه برحسب میلی متر مربع و شعاع تأثیر برحسب متر است)

ماه	الگوی ساختار مکانی	اثر قطعه‌ای (C ₀)	آستانه (C+C ₀)	شعاع تأثیر	$\frac{C}{C+C_0}$	ضریب همبستگی (R ²)	RSS
ارتفاع	گوسی	۲۹۰۰۰	۴۶۹۰۰۰	۲۰۵۲۰۰	۰/۹۳	۰/۹۳	۸/۹۴E+۹
فاصله تا ساحل	گوسی	۱۰۰۰۰۰۰	۲۱۱۲۰۰۰۰۰	۲۱۹۰۰۰	۱	۰/۹۰	۴/۳۹E+۱۹
فروردین- ارتفاع	کروی	۳۶	۱۲۷۵	۱۶۷۰۰۰	۰/۹۷	۰/۵۷	۱/۲۶E+۶
اردیبهشت- ارتفاع	کروی	۱	۹۱۲/۹۰	۳۰۵۰۰۰	۰/۹۹	۰/۸۵	۲۰۸۴۵۲
خرداد- فاصله تا ساحل	گوسی	-۱۰۰۰	-۴۱۳۰۰۰	۲۶۵۲۰۰	۰/۹۹	۰/۸۶	۲/۰۲E+۱۰
مرداد- فاصله تا ساحل	گوسی	-۱۰۰	-۳۱۱۲۰۰	۳۱۷۰۰۰	۱	۰/۵۴	۴/۲۲E+۱۰
آبان- ارتفاع	گوسی	-۱	-۵۲۵/۸۰	۱۴۸۶۰۰	۰/۹۹	۰/۸۱	۲۱۶۴۶۲
آبان- فاصله تا ساحل	گوسی	-۱۰۰	-۲۱۱۲۰۰	۱۷۷۲۰۰	۱	۰/۹۳	۴/۱۹E+۹
آذر- فاصله تا ساحل	گوسی	-۱۰۰۰	-۵۱۳۰۰۰	۱۸۹۶۰۰	۰/۹۹	۰/۹۴	۲/۴۳E+۱۰
سالانه- فاصله تا ساحل	گوسی	-۱۰۰۰	-۳۱۱۲۰۰۰	۳۰۶۰۰۰	۱	۰/۶۴	۲/۷۶E+۱۲



شکل ۴. نیم تغییرنمای تجربی (مربع توخالی) و بهترین الگوی برازش شده (خط ممتد) مربوط به متغیرهای کمکی ارتفاع (الف) و فاصله تا خط ساحلی (ب)

جدول ۵. مشخصات الگوهای برازش داده‌شده به ساختار نیم‌تغییرنمای باقی‌مانده‌ها از الگوی رگرسیون خطی برای بارندگی ماهانه و سالانه، (اثر قطعه‌ای و آستانه برحسب میلی‌متر مربع و شعاع تأثیر برحسب متر است)

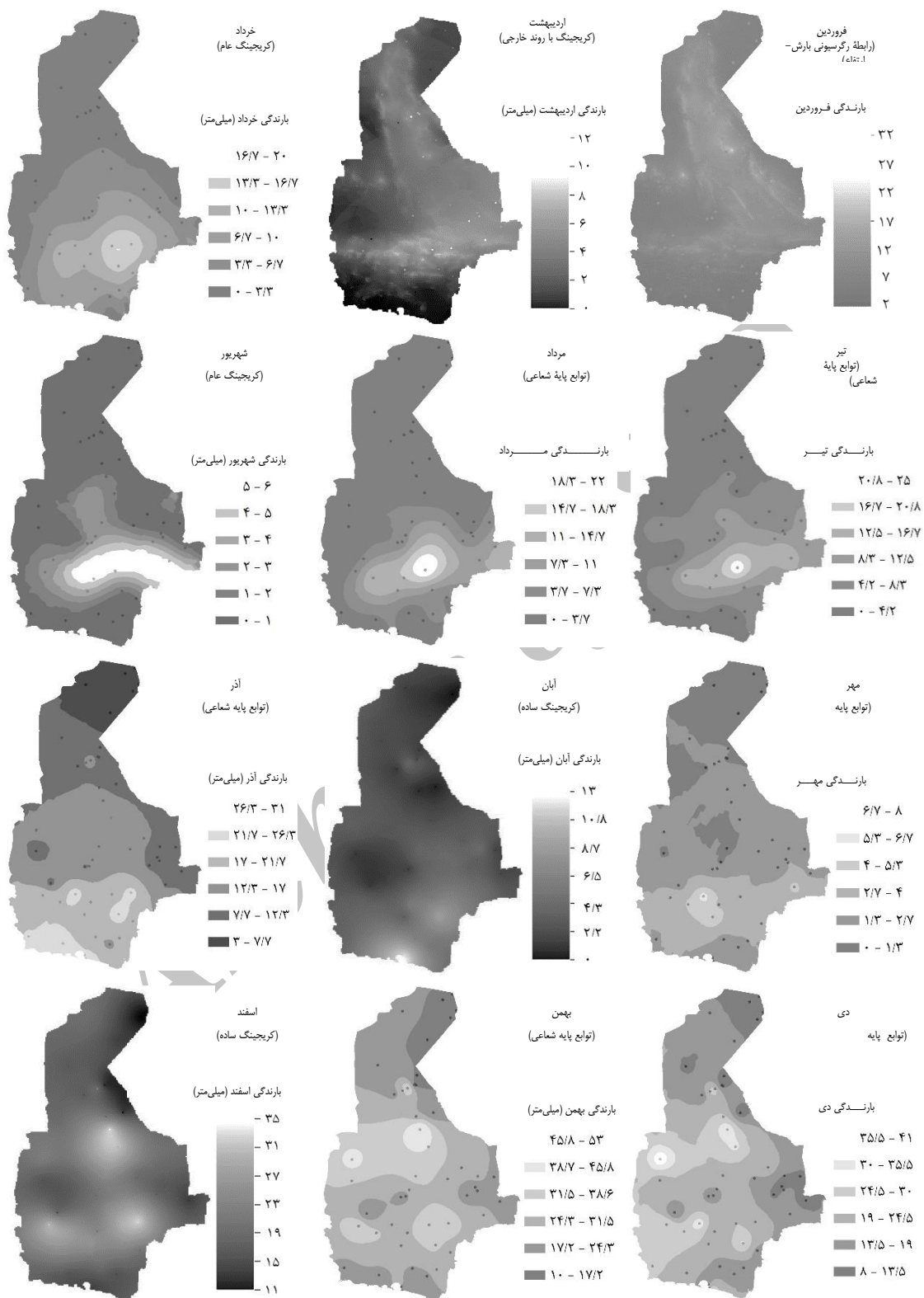
ماه	الگوی ساختار مکانی	اثر قطعه‌ای (C_0)	آستانه ($C+C_0$)	شعاع تأثیر	$\frac{C}{C+C_0}$	ضریب همبستگی (R^2)	RSS
فروردین- ارتفاع	کروی	۴/۹۱	۱۹/۶۴	۱۷۰۰۰۰	۰/۷۵	۰/۷۱	۹۳/۹
اردیبهشت- ارتفاع	کروی	۲/۰۱	۴/۲۳	۴۴۹۷۰۰	۰/۵۲	۰/۴۱	۳/۶۱
خرداد- فاصله تا ساحل	کروی	۰/۰۱	۱۶/۹۰	۱۱۴۹۰۰	۰/۹۹	۰/۶۴	۱۶۲
مرداد- فاصله تا ساحل	کروی	۰/۰۱	۲۲/۴۳	۱۲۱۶۰۰	۱	۰/۵۵	۶۸۷
آبان- ارتفاع	کروی	۰/۸۷	۵/۳۵	۱۶۲۸۰۰	۰/۸۳	۰/۸۰	۵/۳۱
آبان- فاصله تا ساحل	کروی	۰/۱۶	۴/۱۵	۱۳۸۷۰۰	۰/۹۶	۰/۷۸	۴/۵۶
آذر- فاصله تا ساحل	کروی	۲/۹۱	۲۲/۹۳	۷۷۲۰۰	۰/۸۷	۰/۴۶	۳۳۴
سالانه- فاصله تا ساحل	کروی	۳۰۲	۲۱۲۰	۱۱۲۰۰۰	۰/۸۵	۰/۴۴	۳/۸۵E+۶

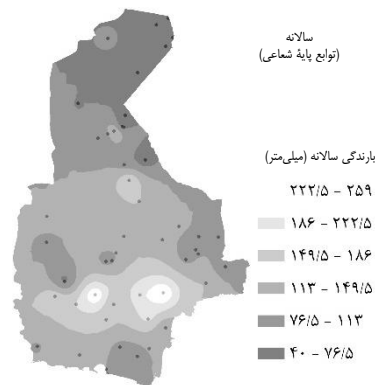
به‌منظور تعیین توزیع مکانی بارندگی ماهانه و سالانه استان سیستان و بلوچستان، روش‌های مختلف میان‌یابی شامل روش‌های زمین‌آماری، قطعی و رگرسیون خطی ارزیابی شد. نتایج اعتبارسنجی متقابل (جدول ۶) نشان داد که از بین روش‌های مختلف میان‌یابی، روش رگرسیونی بارش- ارتفاع دارای کمترین مقدار خطا و در نتیجه بیشترین دقت تخمین بارندگی فروردین بوده که نشان‌دهنده تأثیر متغیر ارتفاع بر بهبود تخمین بارندگی این ماه است. روش KED (با بهره‌گیری از متغیر کمکی ارتفاع) با داشتن کمترین مقدار خطا، به‌مثابه بهترین روش میان‌یابی اردیبهشت تعیین شد. روش کریجینگ عام (UK)، بیشترین دقت تخمین بارندگی ماه‌های خرداد و شهریور را داشته، روش RBF بهترین روش میان‌یابی ماه‌های تیر، مرداد، مهر، آذر، دی، بهمن و بارندگی سالانه بوده است. روش کریجینگ ساده (SK) با داشتن کمترین مقدار RMSE، بیشترین دقت تخمین بارندگی ماه‌های آبان و اسفند را داشته است. یکی از دلایل دقت بیشتر روش‌های زمین‌آماری نسبت به اغلب روش‌های قطعی در حدود نیمی از دوره‌ها ممکن است تراکم کم ایستگاه‌های باران‌سنجی باشد؛ به‌طوری‌که پژوهش‌های برخی از محققان نشان‌دهنده این مطلب است (دلبری و جهانی، ۱۳۹۱؛ سرتین و ابلید، ۱۹۸۲؛ گوورت، ۲۰۰۰). روش‌های LPI و GPI در بیشتر دوره‌ها نتایج مناسبی به‌دست ندادند. آپادین و همکاران (۲۰۰۴) این دو روش را به‌مثابه دو روش غیردقیق برای بررسی توزیع مکانی بارندگی در مناطق با تغییرات ارتفاعی زیاد معرفی کرده‌اند. از این‌رو، تغییرات توپوگرافی در سطح استان ممکن است یکی از دلایل عملکرد نامناسب این روش‌ها باشد.

نتایج اغلب پژوهش‌ها در نقاط مختلف ایران و جهان به‌منظور انتخاب بهترین روش میان‌یابی بارندگی، حاکی از نتایج منحصربه‌فرد این روش‌ها با توجه به شرایط هر منطقه بوده است. در پژوهش عیوضی و مساعدی (۱۳۹۰)، دقت روش‌های OK و COK نسبت به روش‌های قطعی بیشتر بوده و از طرفی، روش RBF بهترین نتیجه را در بین روش‌های قطعی داشته است. در پژوهش بیات و همکاران (۱۳۸۹) و نالدیر و وین (۱۹۹۸)، روش IDW نسبت به دیگر روش‌ها دقت بیشتری داشته است.

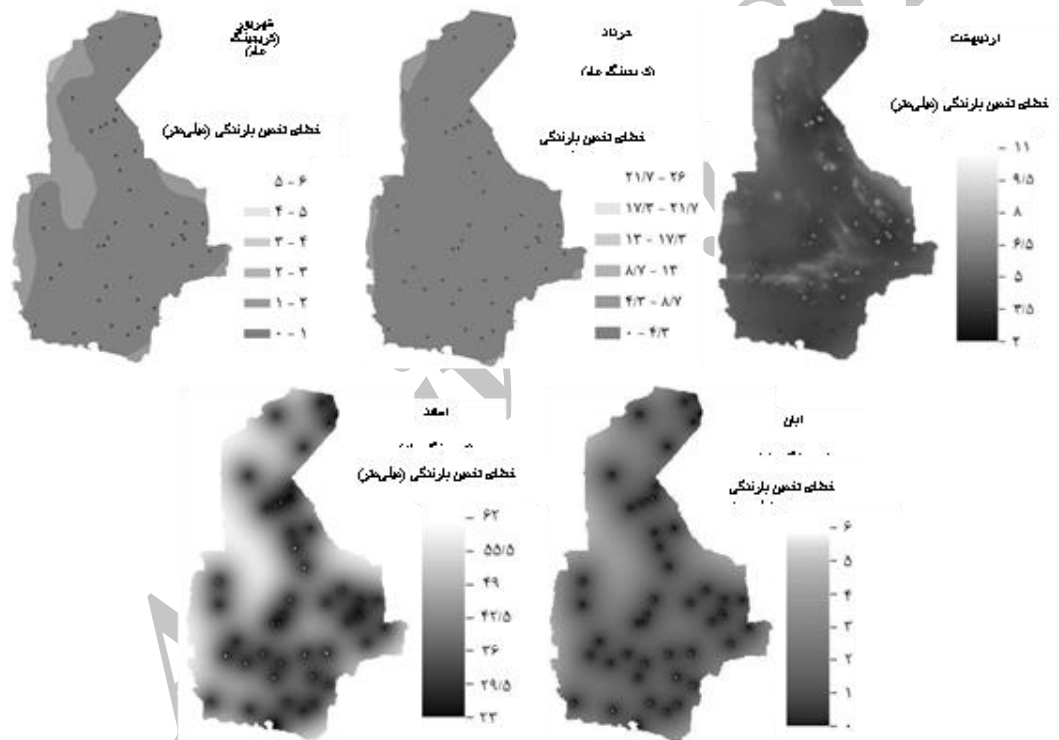
در شکل ۵، نقشه پهنه‌بندی بارندگی برای همه دوره‌ها ارائه شده است. باتوجه به نقشه توزیع مکانی بارندگی فروردین با روش رگرسیون خطی بارش- ارتفاع ملاحظه می‌شود که این نقشه تغییرات توپوگرافی را که در فرایند تخمین به کار گرفته است، به وضوح و تغییرات مکانی بارش را با جزئیات نشان می‌دهد. براین اساس، کمترین مقدار بارندگی فروردین در نواحی شمالی، غربی و جنوبی استان روی داده است. براساس نقشه پهنه‌بندی بارندگی اردیبهشت با روش KED نیز مانند فروردین، کمترین مقدار بارندگی در نواحی جنوبی، شمالی و غربی استان روی داده است. ارائه نقشه‌ای واقعی‌تر از توزیع مکانی بارندگی، از ویژگی‌های روش KED است. بیشترین مقدار بارندگی خرداد، تیر، مرداد و شهریور مربوط به نواحی جنوب شرقی و کمترین مقدار آن مربوط به نواحی شمالی استان است؛ به طوری که اختلاف مقدار بارندگی نواحی شمالی و جنوبی در این ماه‌ها زیاد است. بارش‌هایی که در ماه‌های گرم سال روی می‌دهد، ناشی از سامانه بارشی مونسون هند است که با کمک چرخند کم فشار پاکستان به منطقه می‌رسد. در این مسیر، $8/82$ درصد رطوبت حاصل می‌شود. اگرچه در فصل گرم سال، رطوبت از سمت شرق نفوذ می‌کند، به دلیل دمای زیاد منطقه، احتمال وقوع این ریزش‌ها کاهش می‌یابد و بیشتر به نواحی‌ای که همرفت‌های حرارتی فعال‌اند و نواحی مرتفع محدود می‌شود (نجم سلیقه، ۱۳۸۵). باتوجه به نقشه‌های تهیه شده برای بارندگی ماه‌های مهر، آبان و آذر ملاحظه می‌شود که بیشترین مقدار بارندگی در نواحی جنوبی استان روی داده است و از جنوب به سمت شمال، مقدار بارندگی کاهش یافته است. نقشه‌های بارندگی ماه‌های دی و بهمن نشان دهنده بیشترین مقادیر بارندگی برای نواحی مرکزی و غربی استان است. نقشه بارندگی اسفند، نشان دهنده بیشترین مقدار بارندگی برای نواحی مرکزی استان است. بارش در ماه‌های سرد سال در استان، تحت تأثیر سامانه‌های بارشی دوم و سوم قرار دارد که پیش‌تر درباره آنها توضیح داده شد. نقشه بارندگی سالانه نشان دهنده بیشترین مقادیر بارشی برای نواحی جنوب شرقی استان است. نقشه خطای تخمین تولیدشده با استفاده از روش‌های زمین‌آماری، برای دوره‌هایی که این روش‌ها بیشترین دقت را داشته، در شکل ۶ ارائه شده است. این نقشه‌ها، زیاد بودن مقدار خطای تخمین در نواحی مرزی استان و نواحی با تراکم کم ایستگاه باران‌سنجی (نواحی غربی و شمال غربی) نشان می‌دهند.

استفاده از متغیر کمکی ارتفاع، فقط در ماه‌های فروردین و اردیبهشت موجب بهبود تخمین بارندگی شده است؛ درحالی که متغیر کمکی فاصله تا خط ساحلی، تأثیر چندانی بر بهبود نتایج نداشته است. از جمله دلایل بهبود نیافتن دقت تخمین بارندگی (برای دیگر دوره‌ها) با وجود به کارگیری متغیرهای کمکی، وضعیت پیچیده توپوگرافی استان، تراکم کم ایستگاه‌های باران‌سنجی، دوری و نزدیکی به دریای عمان و خلیج فارس است که موجب شده عوامل دیگری به غیر از ارتفاع و فاصله تا دریا، بر تغییرپذیری بارندگی در سطح استان تأثیر بگذارد. از طرفی، نتایج تحقیقات مختلف نشان داده است که استفاده از متغیرهای کمکی، به طور معمول در صورتی که ضریب همبستگی بین بارندگی و متغیر کمکی بیش از $0/75$ باشد، موجب کاهش خطای پیش‌بینی می‌شود (گوورت، ۲۰۰۰؛ لی و همکاران، ۲۰۱۱). متأسفانه، همبستگی بین بارش و متغیرهای کمکی در بسیاری از موارد به نسبت کوچک (کمتر از $0/75$) بوده است. از طرف دیگر، شکل همبستگی مکانی متغیرهای کمکی نیز تأثیر بسزایی بر بهبود نتایج تخمین می‌گذارد (گوورت، ۲۰۰۰). این عوامل سبب شده است که نتایج روش‌های چندمتغیره برتری چندانی بر روش‌های تک‌متغیره نداشته باشد.





شکل ۵. نقشه پهنه‌بندی بارندگی‌های ماهانه و سالانه



شکل ۶. نقشه‌های خطای تخمین بارندگی (برای دوره‌هایی که روش‌های زمین‌آماری دقت بیشتری داشته است)

یکی از دلایل بهبود نیافتن دقت تخمین روش‌های میان‌یابی با در نظر گرفتن متغیر کمکی فاصله تا خط ساحلی ممکن است تأثیر رشته کوه‌های بشاگرد باشد. در جنوب شرقی کشور، ارتفاعات بشاگرد جلو رطوبت دریای عمان را گرفته است و از این رو، بارندگی در دامنه‌های جنوبی بشاگرد به ۱۵۰ میلی‌متر می‌رسد (علی‌جانی، ۱۳۷۴)؛ ولی به‌طرف چاله جازموریان از مقدار آن کاسته می‌شود. این جریان‌های مرطوب هنگامی که از دریای عمان وارد این منطقه می‌شود، با برخورد به ناهمواری‌ها صعود کرده، ریزش‌های به‌نسبت خوبی را برجای می‌گذارد. اگرچه این سامانه (سامانه باران‌زای جنوبی) رطوبت فراوانی با خود حمل می‌کند، به‌دلیل جبهه گرم همراه این رطوبت، کمتر به بارندگی تبدیل می‌شود (نجار سلیقه، ۱۳۸۵).

بهره‌گیری از متغیرهای کمکی در روش‌های میان‌یابی ممکن است نتایج متفاوتی را به‌دست دهد. برای نمونه، در پژوهش عزیززی و همکاران (۱۳۸۹) رابطه معناداری بین فاصله از خط‌الرأس و بارش مشاهده شده است؛ درحالی‌که بارندگی با متغیر فاصله از خط مبنای غربی رابطه معناداری نداشته است. در پژوهش صفرراد و همکاران (۱۳۹۲) متغیرهای کمکی عرض جغرافیایی، فاصله از خط‌الرأس و شیب برای تشریح تغییرپذیری مکانی بارش در زاگرس میانی پیشنهاد شده است؛ درحالی‌که متغیر کمکی طول جغرافیایی، مقدار دقت روش‌های زمین‌آماری را کاهش داده است. نتایج بررسی‌های لیلود (۲۰۰۵)، دایوداتو و سیساریلی (۲۰۰۵)، هبرلنت (۲۰۰۷) و مورال (۲۰۱۰) حاکی از افزایش دقت تخمین در به‌کارگیری متغیرهای کمکی بوده است. نتایج بررسی مایر و فاریس (۲۰۱۰) که اطلاعات ثانویه (شامل ارتفاع استخراج‌شده از الگوی رقومی ارتفاع و فاصله تا بیشینه بارش منطقه‌ای) را به‌کار گرفتند، نشان‌دهنده دقت بیشتر روش‌های تک‌متغیره بوده که مؤید نتایج پژوهش پیش‌روست. متغیرهای کمکی به‌کارگرفته‌شده در پژوهش لی و همکاران (۲۰۱۱) و بر و آبایه (۲۰۰۷) نیز تأثیر چندانی بر بهبود نتایج نگذاشته است.

جدول ۶. نتایج اعتبارسنجی متقابل روش‌های مختلف میان‌یابی بارندگی (واحد RMSE و MBE برحسب میلی‌متر است)

فروردین										
رتبه	R	MBE	RMSE	توان	روش	رتبه	R	MBE	RMSE	روش
۴	۰/۴	-۰/۱۹	۳/۹۸	۱/۲۱	IDW	۹	۰/۳۳	-۰/۱۲	۴/۲۱	OK
۸	۰/۳۳	-۰/۰۲	۴/۱۷	۲	GPI	۷	۰/۳۶	-۰/۰۷	۴/۰۶	SK
۱۰	۰/۳۱	-۰/۴۷	۴/۲۴	۱	LPI (Constant)	۶	۰/۴۲	-۰/۱۳	۴	SkIm (Elevation)
۵	۰/۳۸	-۰/۱۱	۳/۹۸	-	RBF (IMq)	۲	۰/۵۷	-۰/۳۹	۳/۶۳	KED (Elevation)
۱	۰/۵۷	۰/۰۰	۳/۵۲	-	رابطه بارش-ارتفاع	۳	۰/۴۴	-۰/۰۲	۳/۹۲	COK (Elevation)
						۱۱	۰/۳	-۰/۰۸	۴/۴۸	UK
اردیبهشت										
۸	۰/۶۹	۰/۱۱	۱/۶۶	۲/۷۳	IDW	۴	۰/۷۲	-۰/۰۵	۱/۵۹	OK
۱۱	۰/۶	-۰/۰۲	۱/۸۵	۲	GPI	۵	۰/۷۱	-۰/۰۹	۱/۶۰	SK
۱۰	۰/۶۵	-۰/۲۰	۱/۷۴	۱	LPI (Exponential)	۶	۰/۷	-۰/۰۴	۱/۶۴	SkIm (Elevation)
۲	۰/۷۶	۰/۰۱	۱/۴۶	-	RBF (IMq)	۱	۰/۷۸	-۰/۰۰۸	۱/۴۳	KED (Elevation)
۹	۰/۷۱	۰/۰۰	۱/۶۷	-	رابطه بارش-	۳	۰/۷۴	-۰/۰۴	۱/۵۵	COK (Elevation)
						۷	۰/۷	-۰/۰۵	۱/۶۶	UK
خرداد										
۸	۰/۷۵	-۰/۰۰۴	۳/۱۴	۲/۴۹	IDW	۷	۰/۷۶	-۰/۲۴	۳/۱۴	OK
۱۰	۰/۷۰	۰/۱۰	۳/۴۵	۳	GPI	۹	۰/۷۳	-۰/۲۴	۳/۲۳	SK
۴	۰/۷۸	-۰/۳۹	۳/۰۲	۱	LPI (Exponential)	۶	۰/۷۶	-۱E-۴	۳/۱۳	SkIm (Elevation)
۳	۰/۷۸	۰/۰۲	۲/۹۶	-	RBF (Mq)	۵	۰/۷۶	-۰/۲۵	۳/۱۲	KED (Elevation)
۱۱	۰/۲۲	۰/۰۰	۳/۵۲	-	رابطه رگرسیونی بارش-عرض	۲	۰/۷۸	-۰/۰۷	۲/۹۶	COK (Elevation)
						۱	۰/۷۹	-۰/۲۴	۲/۹۱	UK

ادامه جدول ۶. نتایج اعتبارسنجی متقابل روش‌های مختلف میان‌یابی بارندگی (واحد RMSE و MBE برحسب میلی‌متر است)

تبر										
۳	۰/۷۰	-۰/۳۱	۳/۷۹	۳/۴۸	IDW	۲	۰/۷۰	-۰/۰۳	۳/۷۷	OK
۷	۰/۶۱	۰/۰۴	۴/۳۱	۳	GPI	۵	۰/۶۴	-۰/۱۰	۴/۱۱	SK
۶	۰/۶۴	-۰/۷۴	۴/۱۴	۱	LPI (Exponential)	-	-	-	-	Skln (Elevation)
۱	۰/۷۲	-۰/۰۸	۳/۶۹	-	RBF (SwT)	-	-	-	-	KED (Elevation)
۸	۰/۴۵	۰/۰۰	۷/۰۰	-	رابطه رگرسیونی بارش - عرض	-	-	-	-	COK (Elevation)
						۴	۰/۷۱	-۰/۵۵	۳/۸	UK
مرداد										
۷	۰/۷۸	-۰/۴۷	۲/۸۸	۵/۷۷	IDW	۵	۰/۸۱	۰/۰۰۷	۲/۶۶	OK
۱۰	۰/۶۹	-۰/۰۰۰۲	۳/۴۱	۴	GPI	۸	۰/۷۸	-۰/۰۹	۲/۹۱	SK
۹	۰/۷۵	-۰/۵۰	۳/۰۴	۱	LPI (Exponential)	۶	۰/۷۹	-۰/۱۲	۲/۸۵	Skln (Elevation)
۱	۰/۸۴	-۰/۱۷	۲/۴۸	-	RBF (SwT)	۴	۰/۸۱	-۰/۰۷	۲/۶۲	KED (Elevation)
۱۱	۰/۴۵	۰/۰۰	۵/۵۴	-	رابطه رگرسیونی بارش - عرض	۳	۰/۸۲	-۰/۱۰	۲/۵۹	COK (Elevation)
						۲	۰/۸۳	-۰/۳۴	۲/۵۴	UK
شهریور										
۱	۰/۹	۰/۰۳	۰/۶۳	-	UK	۳	۰/۸۲	-۰/۰۴	۰/۸۴	OK
۵	۰/۷۶	-۰/۰۳	۰/۹۴	۴/۲	IDW	۴	۰/۸۱	-۰/۰۱	۰/۸۸	SK
۷	۰/۵۵	۰/۰۳	۱/۳۰	۳	GPI	-	-	-	-	Skln (Elevation)
۶	۰/۷۵	-۰/۱۰	۰/۹۶	۱	LPI (Exponential)	-	-	-	-	KED (Elevation)
۲	۰/۸۵	-۰/۰۲	۰/۷۶	-	RBF (SwT)	-	-	-	-	COK (Elevation)
مهر										
۲	۰/۵۱	-۰/۰۲	۱/۴۹	۱/۳۴	IDW	۶	۰/۴۳	۰/۰۳	۱/۶۷	OK
۷	۰/۳	۰/۰۰۳	۱/۶۸	۱	GPI	۵	۰/۴	۰/۰۰۹	۱/۶۴	SK
۳	۰/۴۵	-۰/۱۴	۱/۵۸	۱	LPI (Exponential)	-	-	-	-	Skln (Elevation)
۱	۰/۵۲	۰/۰۱	۱/۴۸	-	RBF (CRS)	-	-	-	-	KED (Elevation)
۴	۰/۴۲	۰/۰۰	۱/۵۸	-	رابطه رگرسیونی بارش - عرض	-	-	-	-	COK (Elevation)
						۸	۰/۴۱	۰/۰۰۰۰۴	۱/۷	UK
آبان										
۸	۰/۸۹	۰/۱۰	۱/۲۱	-	COK (Elevation)	۳	۰/۹۱	۰/۰۸	۱/۰۸	OK
۶	۰/۹۱	۰/۱۱	۱/۱۳	-	UK	۱	۰/۹۲	۰/۱۲	۱/۰۵	SK
۴	۰/۹۱	۰/۱۴	۱/۱۰	۲/۷۸	IDW	۵	۰/۹۱	۰/۰۹	۱/۱۱	Skln (Distance Sea)
۱۳	۰/۷۸	۰/۰۱	۱/۶۹	۲	GPI	۱۰	۰/۸۸	۰/۱۹	۱/۲۶	KED (Distance Sea)
۱۱	۰/۸۸	۰/۱۷	۱/۲۶	۱	LPI (Exponential)	۱۲	۰/۸۹	۰/۱۹	۱/۳۲	COK (Distance Sea)
۲	۰/۹۱	۰/۰۸	۱/۰۷	-	RBF (SwT)	۷	۰/۹۰	۰/۱۳	۱/۱۸	Skln (Elevation)
						۹	۰/۸۸	۰/۱۱	۱/۲۳	KED (Elevation)

ادامه جدول ۶. نتایج اعتبارسنجی متقابل روش‌های مختلف میان‌یابی بارندگی (واحد RMSE و MBE برحسب میلی‌متر است)

آذر										
۴	۰/۸۰	۰/۲۹	۴/۰۵	۱/۵۴	IDW	۳	۰/۸۰	۰/۱۸	۴/۰۵	OK
۸	۰/۷۸	-۰/۰۲	۴/۲۴	۲	GPI	۷	۰/۷۸	۰/۲۳	۴/۲۴	SK
۹	۰/۷۸	-۰/۳۲	۴/۲۸	۱	LPI (Exponential)	۲	۰/۸۱	-۰/۳۰	۴/۰۱	SkIm (Distance Sea)
۱	۰/۸۱	۰/۱۵	۳/۸۹	-	RBF (IMq)	۶	۰/۷۹	۰/۴۸	۴/۲۱	KED (Distance Sea)
۱۱	۰/۷۳	۰/۰۰	۴/۶۰	-	رابطه رگرسیونی بارش - عرض	۵	۰/۷۹	۰/۱۲	۴/۱۶	COK (Distance Sea)
						۱۰	۰/۷۸	۰/۰۴	۴/۳۱	UK
دی										
۴	۰/۵۴	-۰/۵۵	۶/۳۰	۱/۹	IDW	۵	۰/۵۰	-۰/۱۱	۶/۴۸	OK
۷	۰/۴۷	۰/۰۴	۶/۵۸	۱	GPI	۳	۰/۵۳	-۰/۱۴	۶/۳۰	SK
۲	۰/۵۸	۰/۱۵	۶/۱۸	۱	LPI (Polynomialorder5)	-	-	-	-	SkIm (Elevation)
۱	۰/۵۹	-۰/۱۵	۶/۰۵	-	RBF (IMq)	-	-	-	-	KED (Elevation)
۶	۰/۴۷	۰/۰۰	۶/۵۷	-	رابطه رگرسیونی بارش - طول	-	-	-	-	COK (Elevation)
						۸	۰/۵۱	-۰/۵	۶/۶۴	UK
بهمن										
۳	۰/۵۴	-۰/۲۹	۷/۶	-	UK	۶	۰/۴۶	-۰/۰۳	۸/۰۱	OK
۲	۰/۵۵	-۰/۷۴	۷/۵۴	۲/۰۴	IDW	۵	۰/۴۶	-۰/۱۶	۷/۹۹	SK
۷	۰/۴۲	-۰/۰۴	۸/۳۵	۲	GPI	-	-	-	-	SkIm (Elevation)
۴	۰/۵۶	۰/۲۷	۷/۶۴	۱	LPI (Polynomialorder5)	-	-	-	-	KED (Elevation)
۱	۰/۶	-۰/۲۰	۷/۳۰	-	RBF (SwT)	-	-	-	-	COK (Elevation)
اسفند										
۲	۰/۵۷	۰/۵۵	۶/۴	-	UK	۴	۰/۵۰	۰/۱۲	۶/۵۳	OK
۶	۰/۴۸	-۰/۵۵	۶/۶۵	۱/۸۱	IDW	۱	۰/۵۶	-۰/۱۱	۶/۲۴	SK
۷	۰/۴۸	۰/۰۰۹	۶/۷۲	۳	GPI	-	-	-	-	SkIm (Elevation)
۵	۰/۵	۰/۰۶	۶/۶۲	۱	LPI (Polynomialorder5)	-	-	-	-	KED (Elevation)
۳	۰/۵۵	۰/۰۰	۶/۴۱	-	RBF (Mq)	-	-	-	-	COK (Elevation)
سالانه										
۲	۰/۶۶	-۲/۵۲	۳۶/۳۴	۲/۴۴	IDW	۷	۰/۶۳	۱/۷۳	۳۷/۸۰	OK
۱۰	۰/۵۶	۰/۲۵	۴۰/۷۱	۳	GPI	۵	۰/۶۲	۰/۵۷	۳۷/۷۳	SK
۸	۰/۶۱	-۱/۵۴	۳۸/۰۸	۱	LPI (Polynomialorder5)	۴	۰/۶۵	۲/۹۳	۳۶/۶۹	SkIm (Distance Sea)
۱	۰/۶۸	-۱/۱۱	۳۵/۰۴	-	RBF (IMq)	۶	۰/۶۳	۱/۲۱	۳۷/۷۹	KED (Distance Sea)
۱۱	۰/۵۲	۰/۰۰	۴۱/۱۶	-	رابطه رگرسیونی بارش - عرض	۹	۰/۶۱	۰/۵۷	۳۸/۴۰	COK (Distance Sea)
						۳	۰/۶۶	-۳/۹۹	۳۶/۴۹	UK

نتیجه گیری

این پژوهش با هدف تعیین توزیع مکانی بارندگی ماهانه و سالانه استان سیستان و بلوچستان با ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی شامل روش‌های زمین‌آماری، قطعی و رگرسیون خطی انجام گرفت. نتایج اعتبارسنجی متقابل نشان داد که از بین روش‌های مختلف میان‌یابی، روش رگرسیونی بارش - ارتفاع دارای کمترین مقدار خطا و در نتیجه بیشترین دقت تخمین بارندگی فروردین بوده است. بهترین روش میان‌یابی بارندگی اردیبهشت، روش KED با بهره‌گیری از متغیر کمکی ارتفاع بوده است. روش UK بیشترین دقت تخمین بارندگی ماه‌های خرداد و شهریور را در بین روش‌های مختلف داشته که ممکن است به دلیل برقرار نبودن فرضیه ایستایی و وجود روند در این ماه‌ها باشد. بهترین روش میان‌یابی ماه‌های تیر، مرداد، مهر، آذر، دی، بهمن و بارندگی سالانه، روش RBF بوده است. روش SK با داشتن کمترین مقدار RMSE، بیشترین دقت تخمین بارندگی ماه‌های آبان و اسفند را داشته است. یکی از دلایل دقت بیشتر روش‌های زمین‌آماری نسبت به اغلب روش‌های قطعی در حدود نیمی از دوره‌ها ممکن است تراکم اندک ایستگاه‌های باران‌سنجی باشد. روش‌های LPI و GPI در غالب دوره‌ها نتایج مناسبی به دست نداده است. استفاده از متغیر کمکی ارتفاع، فقط در ماه‌های فروردین و اردیبهشت موجب بهبود تخمین بارندگی شده است؛ در حالی که متغیر کمکی فاصله تا خط ساحلی تأثیر چندانی بر بهبود نتایج نداشته است. از جمله دلایل بهبود نیافتن دقت تخمین بارندگی (برای دیگر دوره‌ها) با وجود به‌کارگیری متغیرهای کمکی، اندک بودن ضریب همبستگی بین بارندگی و متغیرهای کمکی، وضعیت پیچیده توپوگرافی استان، تراکم کم ایستگاه‌های باران‌سنجی، دوری و نزدیکی به دریای عمان و خلیج فارس است. نقشه‌های خطای تخمین به دست آمده از روش‌های زمین‌آماری حاکی از بیشترین مقدار خطا در نواحی با تراکم اندک ایستگاه‌های باران‌سنجی (نواحی غربی و شمال غربی) و حاشیه‌های استان بوده است. بنابراین توصیه می‌شود برای افزایش دقت پیش‌بینی الگوی پراکنش مکانی بارندگی در استان، شبکه باران‌سنجی در مناطق دارای بیشترین عدم قطعیت تخمین توسعه داده شود.

سپاسگزاری

از مدیران و کارمندان محترم شرکت آب منطقه‌ای و اداره کل هواشناسی استان سیستان و بلوچستان که نهایت همکاری را در جمع‌آوری اطلاعات لازم در زمینه بارندگی داشته‌اند، قدردانی و تشکر می‌شود.

منابع

- بیات، ب.، متکان، ع.ا.، زینی‌وند، ح.، میرباقری، ب. و عربی، ب. (۱۳۸۹). «تخمین توزیع مکانی بارش با استفاده از روش‌های قطعی درون‌یابی در محیط GIS (مطالعه موردی: حوضه آبریز مرک، استان کرمانشاه)». اولین کنفرانس بین‌المللی مدل‌سازی گیاه، آب، خاک و هوا. ۲۳ و ۲۴ آبان ۱۳۸۹. دانشگاه شهید باهنر کرمان: ۱۱-۱.
- تقیان، ب. (۱۳۹۱). «راهنمای روش‌های توزیع مکانی عوامل اقلیمی با استفاده از داده‌های نقطه‌ای (نشریه ش ۵۸۵)». معاونت نظارت راهبردی وزارت نیرو.
- حسینی‌پاک، ع. (۱۳۸۰). زمین‌آمار (ژئواستاتستیک). ج ۲. تهران: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.
- خاک‌سفیدی، ع.، نورا، ن.، بیرویدیان، ن. و نجفی‌نژاد، ع. (۱۳۸۹). «الگوی توزیع زمانی بارش در استان سیستان و بلوچستان». مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، دوره ۱۷. ش ۱: ۱۸-۱.
- دلبری، م.، افراسیاب، پ. و میرعمادی، س.ر.ا. (۱۳۸۹). «تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی - زمانی شوری و عمق آب زیرزمینی استان مازندران». نشریه آبیاری و زهکشی ایران، دوره ۴. ش ۳: ۳۷۴-۳۵۹.
- دلبری، م. و جهانی، س. (۱۳۹۱). «ارزیابی اثر استفاده از مدل رقومی ارتفاع (DEM) در تخمین بارش ماهانه و سالانه در استان گلستان». مجله آبیاری و زهکشی ایران، دوره ۶. ش ۲: ۱۳۲-۱۱۸.
- ذبیحی، ع.، سلیمانی، ک.، شعبانی، م. و آبروش، ص. (۱۳۹۰). «بررسی توزیع مکانی بارش سالانه با استفاده از روش‌های زمین‌آمار (مطالعه موردی: استان قم)». پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۳. ش ۷۸: ۱۱۲-۱۰۱.
- شعبانی، م. (۱۳۸۹). «ارزیابی روش‌های زمین‌آمار در برآورد بارندگی سالانه استان فارس». مجله مهندسی منابع آب، دوره ۳: ۹۱-۸۵.
- شمس‌نیا، س.ا. و پیرمردیان، ن. (۱۳۸۷). «ارزیابی شبیه‌های درون‌یابی محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) در پهنه‌بندی داده‌های بارندگی استان فارس». مجله مهندسی آب، دوره ۱. ش ۱: ۴۵-۳۵.
- صفراد، ط.، فرجی سبکبار، ح.، عزیز، ق. و عباسپور، ر.ع. (۱۳۹۲). «تحلیل مکانی بارش در زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین‌آمار (۱۹۹۵-۲۰۰۴)». فصلنامه جغرافیا و توسعه، دوره ۱۱. ش ۳۱: ۱۶۴-۱۴۹.
- عزیزی، ق.، عباسپور، ر.ع. و صفراد، ط. (۱۳۸۹). «مدل تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی». پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ش ۷۲: ۵۱-۳۵.
- علیجانی، ب. (۱۳۷۴). آب‌وهوای ایران. تهران: دانشگاه پیام نور.
- عیوضی، م. و مساعدی، ا. (۱۳۹۰). «بررسی الگوی گسترش مکانی بارش در سطح استان گلستان با استفاده از مدل‌های قطعی و زمین‌آمار». نشریه آب و خاک. فروردین - اردیبهشت ۱۳۹۱. دانشگاه فردوسی مشهد، دوره ۲۶. ش ۱: ۶۴-۵۳.
- فاطمی‌قیری، س.، یزدان‌پناه، ح.ا. (۱۳۹۱). «ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی به‌منظور برآورد داده‌های بارش استان اصفهان». فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، دوره ۱۲. ش ۴۰: ۶۳-۴۶.
- فرجی سبکبار، ح. و عزیز، ق. (۱۳۸۵). «ارزیابی میزان دقت روش‌های درون‌یابی فضایی (مطالعه موردی: الگوسازی بارندگی حوزه کارده مشهد)». پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۸. ش ۵۸: ۱۵-۱.
- قهرودی‌تالی، م. (۱۳۸۴). سیستم اطلاعات جغرافیایی در محیط سه‌بعدی. تهران: انتشارات جهاد دانشگاهی واحد تربیت معلم.

- کلاتری، خ. (۱۳۸۵). پردازش و تحلیل داده‌ها در تحقیقات اجتماعی - اقتصادی با استفاده از نرم‌افزار SPSS. تهران: نشر شریف.
- معروفی، ص.، گل محمدی، گ.، محمدی، ک. و زارع ابیانه، ح. (۱۳۸۸). «ارزیابی روش‌های زمین‌آمار در برآورد توزیع مکانی بارش در استان همدان در محیط GIS». *مجله دانش آب و خاک*. دوره ۱۹. ش ۲: ۱۸-۱.
- مهدوی، م.، حسینی چگینی، ا.، مهدیان، م.ح. و رحیمی بندرآبادی، س. (۱۳۸۳). «مقایسه روش‌های زمین‌آمار در برآورد توزیع مکانی بارش سالانه در مناطق خشک و نیمه‌خشک جنوب شرقی ایران». *مجله منابع طبیعی ایران*. دوره ۵۷. ش ۲: ۲۲۴-۲۱۱.
- مهرشاهی، د. و خسروی، ی. (۱۳۸۹). «ارزیابی روش‌های میان‌یابی کریجینگ و رگرسیون خطی بر پایه مدل ارتفاعی رقومی جهت تعیین توزیع مکانی بارش سالانه اصفهان». *برنامه‌ریزی و آمایش فضا (مدرس علوم انسانی)*. دوره ۱۴. ش ۴: ۲۴۹-۲۳۳.
- میثاقی، ف. و محمدی، ک. (۱۳۸۵). «پهنه‌بندی اطلاعات بارندگی با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک و زمین‌آمار و مقایسه با شبکه عصبی مصنوعی». *مجله علمی کشاورزی*. دوره ۲۹. ش ۴: ۱۳-۱.
- نجار سلیقه، م. (۱۳۸۵). «مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور». پژوهش‌های جغرافیایی. ش ۵۵: ۱۳-۱.
- Aalto, J., Pirinen, P., Heikkinen, J. and Venalainen, A. (2013). "Spatial interpolation of monthly climate data for Finland: comparing the performance of kriging and generalized additive models". *Theoretical and Applied Climatology*: 1-13.
- Alijani, B. (1995). *Weather in Iran*. Tehran: Payame Noor University. (In Persian).
- _____ (2008). "Effect of the Zagros Mountains on the spatial distribution of precipitation". *Journal of Mountain Science*. Vol. 5. No. 3: 218-231.
- Apaydin, H., Sonmez, F.K. and Yildirim, Y.E. (2004). "Spatial interpolation techniques for climate data in the GAP region in Turkey". *Climate Research*. Vol. 28. No. 1: 31-40.
- Armash, M. (2009). "Flood forecasting in Sarbaz watershed using artificial neural networks". *MSc. Thesis in Climatology*. University of Sistan and Balouchestan, Faculty of geography and environmental planning.
- Azizi, Gh., Abbaspoor, R.A. and Safarrad, T. (2010). "Model spatial variability of precipitation in the middle Zagros". *Physical Geography Research*. No. 72: 35-51. (In Persian).
- Basistha, A., Arya, D. and Goel, N. (2008). "Spatial distribution of rainfall in Indian himalayas—a case study of Uttarakhand region". *Water Resources Management*. Vol. 22: 1325-1346.
- Bayat, B., Matkan, A.A., Zenivand, H., Mirbagheri, B. and Arabi, B. (2010). "Estimation of the spatial distribution of rainfall using deterministic interpolation methods in GIS Case Study: Merek watershed, Kermanshah Province, Iran". *The First International Conference on Plant, Water, Soil & Weather Modeling International Center for Science, High Technology & Environmental Sciences Shahid Bahonar University of Kerman*. 14 and 15 Nov. Kerman. Iran. (In Persian).
- BR, K. M., Abbaiah, G. (2007). "Geostatistical analysis for estimation of mean rainfalls in Andhra Pradesh, India". *International Journal of Geology*. Vol. 3. No. 1: 35-51.
- Burrough, P.A. and McDonnell, R.A. (1998). *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford: Oxford University Press.
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B.D. and Wyseure, G. (2006). "Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes". *Journal of hydrology*. Vol. 329. No. 3: 413-421.
- Carrera-Hernández, J.J. and Gaskin, S.J. (2007). "Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico". *Journal of Hydrology*. Vol. 336. No.3: 231-249.
- Chiles, J. and Delfiner, P. (1999). *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*. New York: Johan Wiley and Sons.
- Coulibaly, M. and Becker, S. (2007). "Spatial interpolation of annual precipitation in South Africa-comparison and evaluation of methods". *Water International*. Vol. 32. No. 3: 494-502.
- Cressie, N. (1990). "The origins of kriging". *Mathematical geology*. Vol. 22. No. 3: 239-252.
- Creutin, J.D. and Obled, C. (1982). "Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison". *Water resources research*. Vol. 18. No. 2: 413-431.

- Daly, C., Neilson, R.P. and Phillips, D.L. (1994). "A statistical topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain". *J. Appl. Meteorol.* Vol. 33: 140-158.
- Delbari, M., Afrasiab, P. and Jahani, S. (2013). "Spatial interpolation of monthly and annual rainfall in northeast of Iran". *Meteorology and Atmospheric Physics*. Vol. 122. No. 1-2: 103-113.
- Delbari, M., Afrasiab, P. and Miremadi, S.R. (2011). "Spatio-temporal Variability Analysis of Groundwater Salinity and Depth (Case study: Mazandaran province)". *Iranian Journal of Irrigation and drainage*. Vol. 4. No. 3: 359-374. (In Persian).
- Delbari, M. and Jahani, S. (2012). "Assessing the effect of incorporating a digital elevation model (DEM) into the estimation of annual and monthly rainfall in Golestan province". *Iranian Journal of Irrigation and drainage*. Vol. 6. No. 2: 118-132. (In Persian).
- Deutsch, C.V. and Journel, A.G. (1998). *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. 2nd ed. New York: Oxford University Press.
- Diodato, N. and Ceccarelli, M. (2005). "Interpolation processes using multivariate geostatistics for mapping of climatological precipitation mean in the Sannio Mountains (southern Italy)". *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 30: 259-268.
- Drogue, G., Humbert, J., Deraisme, J., Mahr, N. and Freslont, N. (2002). "A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall". *International journal of climatology*. Vol. 22: 599-613.
- Eivazi, M. and Mosaedi, A. (2012). "An Investigation on Spatial Pattern of Annual Precipitation in Golestan Province by Using Deterministic and Geostatistics Models". *Journal of Water and Soil*. Mar-Apr. University of Ferdowsi. Vol. 26. No. 1: 53-64. (In Persian).
- Faraji Sabokbar, H. and Azizi, Gh. (2006). "Assessment the accuracy spatial interpolation methods (case study: modeling of rainfall in the Mashhad Kardi catchment)". *Geographical research*. Vol. 38. No. 58: 1-15. (In Persian).
- Fatemi Gheri, S. and Yazdan Panah, H.A. (2012). "Evaluation of different methods of interpolation for estimating the rainfall data in Isfahan Province". *Quarterly Journal of geographic space*. Vol. 12. No. 40: 46-63. (In Persian).
- Gallichand, J. and Marcotte, D. (1992). "Mapping clay content for surface drainage in the Nile Delta". *Geoderma*. Vol. 58: 165-179.
- Ghahroodi Tali, M. (2005). *GIS in the three-dimensional environment*. Tehran: Jahad Daneshgahi Publishing (teacher training unit). (In Persian).
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation*. New York: Oxford University Press.
- Haberlandt, U. (2007). "Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event". *Journal of Hydrology*. Vol. 332: 144-157.
- Hao, W. and Chang, X. (2013). "Comparison of Spatial Interpolation Methods for Precipitation in Ningxia". *China International Journal*: 1-4.
- Hasanipak, A. (2001). *Geostatistics*. Second edition. Tehran: University of Tehran Press. (In Persian).
- Hayward, D. and Clarke, R.T. (1996). "Relationship between rainfall, altitude and distance from the sea in the Freetown Peninsula, Sierra Leone". *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques*. Vol. 41. No. 3: 377-384.
- Hengl, T., Heuvelink, G.B.M. and Stein, A. (2003). "Comparison of kriging with external drift and regression-kriging". *Technical note. ITC*. Vol. 51.
- Hevesi, J.A., Istok, J.D. and Flint, A.L. (1992). "Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I: structural analysis". *Journal of applied meteorology*. Vol. 31: 661-676.
- Isaaks, E.H. and Srivastava, R.M. (1989). *An Introduction to Applied Geostatistics*. New York: Oxford University Press.
- Johnston, K., Ver Hoef, J.M., Krivoruchko, K. and Lucas, N. (2001). *Using ArcGIS Geostatistical Analyst*. Esri Redlands. USA.
- Kalantari, K. (2006). *Processing and analysis of data on socio-economic research using Spss*. Tehran: Sharif Publishing. (In Persian).

- Keblouti, M., Ouerdachi, L. and Boutaghane, H. (2012). "Spatial interpolation of annual precipitation in Annaba-Algeria-comparison and evaluation of methods". *Energy Procedia*. Vol. 18: 468-475.
- Khaksefidi, A., Noura, N., Biroudian, N. and Najafi Nejad, A. (2010). "Rainfall Temporal Distribution Patterns in Sistan & Baluchestan Province (Iran)". *J. of Water and Soil Conservation*. Vol. 17. No. 1. (In Persian).
- Legendre, P. (1993). "Spatial autocorrelation: trouble or new paradigm?" *Ecology*. Vol. 74. No. 6: 1659-1673.
- Lloyd, C. (2005). "Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain". *Journal of Hydrology*. Vol. 308: 128-150.
- Ly, S., Charles, C. and Degre, A. (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*: 7-15.
- Mahdavi, M., Hosseini Chegini, E., Mahdian, M.H. and Rahimi Bondarabadi, S. (2004). "Application of Geostatistical Methods for Estimation of Annual Spatial Rainfall in Arid and Semiarid Regions of South East of Iran". *Iranian J. Natural Res.* Vol. 57. No. 2: 211-224. (In Persian).
- Mair, A. and Fares, A. (2010). "Comparison of rainfall interpolation methods in a mountainous region of a tropical island". *Journal of Hydrologic Engineering*. Vol. 16. No. 4: 371-383.
- Marofi, S., Golmohammadi, G., Mohammadi, K. and Zare Abyaneh, H. (2009). "Evaluation of Geostatistical Methods for Estimating Spatial Distribution of Annual Rainfall in Hamedan Province, Iran in GIS Media". *Journal of Soil and Water*. Vol. 19. No. 2: 1-18. (In Persian).
- Matheron, G. (1963). "Principles of geostatistics". *Economic geology*. Vol. 58. No. 8: 1246-1266.
- _____ (1969). "Le krigeage universal: Cah". *Centre Morphol. Math.* 1.
- MeherShahi, D. and Khosravi, Y. (2010). "Assessment the kriging interpolation and linear regression methods based on digital elevation model to determine the spatial distribution of rainfall". *Planning and preparation space (Humanities teacher)*. Vol. 14. No. 4: 233-249. (In Persian).
- Misaghi, F. and Mohammadi, K. (2006). "Spatial analysis of rainfall data using classical statistical methods and Geostatistics and compared with artificial neural network". *Journal of Agricultural*. Vol. 29. No. 4: 1-13. (In Persian).
- Moral, F.J. (2010). "Comparison of different geostatistical approaches to map climate variables: application to precipitation". *International Journal of Climatology*. Vol. 30: 620-631.
- Najar Saligheh, M. (2006). "Mechanisms of precipitation in the southeast of the country". *Geographical research*. No. 55: 1-13. (In Persian).
- Nalder, I.A. and Wein, R.W. (1998). "Spatial interpolation of climatic Normals test of a new method in the Canadian boreal forest, Agric". *For. Meteorol*. Vol. 92: 211-225.
- Prudhomme, C. and Reed, D.W. (1999). "Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland". *International Journal of Climatology*. Vol. 19. No. 12: 1337-1356.
- Ruppert, D. (1997). "Local polynomial regression and its applications in environmental statistics". *Statistics for the Environment*. Vol. 3: 155-173.
- Safarrad, T., Faraji sabokbar, H., Azizi, Gh. and Abbaspoor, R.A. (2013). "Spatial analysis of precipitation in the middle Zagros through the methods of geostatistics (1995-2004)". *Journal of geographical and Development*. Vol. 11. No. 31: 149-164. (In Persian).
- Saghafiyani, B. (2012). "Guideline of Spatial Distribution of Climatological Factors Using Point Data". *Office of Deputy for Strategic Supervision*. No. 585. (In Persian).
- Sarangi, A., Cox, C.A. and Madramootoo, C.A. (2005). "Geostatistical methods for prediction of spatial variability of rainfall in a mountainous region". *Transactions of the ASAE*, Vol. 48. No. 3: 943-954.
- Shabani, M. (2010). "Assessment of Geostatistical methods for estimation of annual precipitation in Fars province". *Journal of Water Resources Engineering*. Vol. 3: 85-91. (In Persian).
- Shamsniya, S.A. and Pirmoradian, N. (2008). "Evaluation the interpolation methods in geographic information systems (GIS) for zoning rainfall data in Fars province". *Water Engineering Journal*. Vol. 1. No. 1: 35-45. (In Persian).

- Wackernagel, H. (1998). *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*. 2nd Edition. Verlag: Springer.
- (2003). *Multivariate Geostatistics*. An Introduction with Applications. third ed. Berlin: Springer.
- Walter, C., McBratney, A.B., Douaoui, A. and Minasny, B. (2001). "Spatial prediction of topsoil salinity in the Chelif Valley, Algeria, using local ordinary kriging with local variograms versus whole-area variogram". *Soil Research*. Vol. 39. No. 2: 259-272.
- Zabihi, A., Solaimani, K., Shabani, M. and Abravsh, S. (2011). "An Investigation of Annual Rainfall Spatial Distribution Using Geostatistical Methods (A Case Study: Qom Province)". *Physical Geography Research*. Vol. 43. No. 78: 101-112. (In Persian).
- Zandi, S., Ghobakhlou, A. and Sallis, P. (2011). "A Comparison of Spatial Interpolation Methods for Mapping Soil pH by Depths". *Geo-informatics Research Centre*. Auckland University of Technology New Zealand.

Archive of SID