

تهیه و بررسی منحنی‌های عمق - سطح - تداوم بارش در استان اصفهان

مسعود گودرزی^۱؛ سعید جهانبخش اصل^۲؛ مجید رضائی بنفشه^۳

چکیده

تخمین خطر سیلاب یکی از مهم‌ترین موضوعات مورد توجه کارشناسان و محققان علوم مختلف می‌باشد. مهم‌ترین هدف تخمین ریسک سیلاب، پیش‌بینی احتمال وقوع آن در آینده است. روش‌های متعددی برای این کار وجود دارد که از مهم‌ترین آنها می‌توان به روابط بارش - رواناب و فرمول‌های تجربی اشاره کرد. در هر یک از این روش‌ها، بارش به عنوان مهم‌ترین مؤلفه مؤثر در سیلاب شناخته می‌شود. بنابراین شناخت دقیق مکانیسم توزیع زمانی و مکانی بارش می‌تواند جهت مطالعه دقیق مکانیسم سیلاب بسیار مفید باشد. تحقیق حاضر به بررسی توزیع مکانی بارش در استان اصفهان می‌پردازد. در بین آمار مشاهداتی ایستگاه‌های ثابت تعداد ۱۶۵۴ رگبار با تداوم‌های کمتر از یک ساعت تا ۷۲ ساعت استخراج و مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به وسعت زیاد منطقه و عدم همگنی سطوح بارش، رگبارهای فراگیر کوتاه‌تر از ۲۴ ساعت در کل منطقه مشاهده نشد. لذا از رگبارهای فراگیر ۲۴ ساعته برای استخراج رگبارهای کوتاه‌مدت استفاده شد. در نهایت ۷ رگبار فراگیر با تداوم ۲۴ ساعته انتخاب و از این بین ۳ رگبار شاخص که بیانگر حداکثر وقایع ثبت شده است، انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور ترسیم منحنی‌های همباران از روش‌های رایج زمین آماری مانند کریجینگ، کوکریجینگ، IDW و TPSS استفاده شده است. آزمون روش‌های مختلف زمین آمار بیانگر دقت روش کریجینگ در غالب تداوم‌های رگبار می‌باشد. از بین روش‌های کریجینگ نیز مدل گوسی و کروی نسبت به سایر مدل‌ها ارجحیت دارد. بررسی گرادیان بارندگی نشان‌دهنده رابطه ضعیف بارش و ارتفاع در اکثر تداوم‌ها در منطقه است. روش کوکریجینگ که از متغیر کمکی ارتفاع استفاده می‌کند دارای خطای بیشتری نسبت به روش کریجینگ است. در مجموع روش IDW نسبت به سایر روش‌ها از خطای بیشتری برخوردار است.

واژگان کلیدی: استان اصفهان، ایران، بارش فراگیر، بارش‌های کوتاه مدت، تداوم بارش، سیلاب، زمین آمار.

۱- دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی (اقلیم‌شناسی) دانشگاه تبریز و عضو هیئت علمی مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری.

۲- استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

Email: mrbanafsgheh@yahoo.com.

۳- استادیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز.

مقدمه

مطالعات هیدرولوژیک در یک حوضه آبخیز به منظور بررسی آب‌های سطحی برای نیل به اهداف مختلفی صورت می‌گیرد از جمله: بررسی عکس العمل حوضه به بارش‌های ورودی، تخمین منابع آب، مکانیسم تشکیل سیلاب، روند یابی سیل و همچنین پیش بینی سیلاب، تخمین رگبار طرح برای طراحی سازه‌های آبی، شبکه زهکشی، مباحث رسوبگذاری و سایر مطالعات مشابه. هیدرولوژیست‌ها در طول دو قرن گذشته تلاش‌های متمرکزی را جهت درک پاسخ یک حوضه یا زیرحوضه به مقدار بارش انجام دادند. برخی روابط تجربی برای تخمین دبی اوج سیلاب در حوضه فاقد معیارهای اندازه‌گیری جریان ارائه شد. این روابط تجربی عموماً مبتنی بر یک پارامتر منفرد از حوضه، غالباً سطح حوضه مورد مطالعه است. روابط مختلف تجربی نظیر رابطه دیکنز^۱، ریوز^۲، فرمول انگلیش^۳ و غیره برای حوضه‌های فاقد آمار پیشنهاد و در نقاط مختلف دنیا مورد آزمون قرار گرفت. با ظهور درک فرایندهای هیدرولوژیکی در چرخه جامع هیدرولوژیکی، این روابط به وسیله روش‌هایی از قبیل منحنی‌های عمق - سطح - مدت بارش، تحلیل فراوانی، هیدروگراف واحد، هیدروگراف واحد مرکب، هیدروگراف واحد لحظه‌ای و در ادامه با کاربرد مدل‌های ریاضی در توصیف فرایندهای هیدرولوژیکی با استفاده از روش پارامتر توزیعی یا پارامتر مجموع جایگزین شد. تحقیقات متعددی در زمینه منحنی‌های عمق - سطح - تداوم بارش انجام شده است از جمله Kulkarni (۱۹۹۲: ۲۳) در تحقیقی به بررسی یک روش فیزیکی تعمیم یافته جهت تخمین PMP^۴ بارش در نواحی غیرکوهستانی حوضه رودخانه Godavari در هندوستان پرداخت. ایشان در این تحقیق از آمار ۱۳۵ داده مشاهداتی (۱۸۹۵-۱۸۹۱) استفاده کرد. بدین منظور وی از منحنی‌های عمق - سطح - تداوم بارش ایستگاه‌های موجود استفاده کرد. بدین ترتیب که در محل وقوع بارش‌های سنگین، منحنی DAD تجزیه و تحلیل شد و عمق بارش برای دوره‌های متفاوت یک روزه، دو روزه، سه روزه و غیره و همچنین سطوح ۱۰۰،

1- Dickens formula

2- Ryves formula

3- English formula

4- Probable maximum precipitation

۵۰۰ و ۱۰۰۰ کیلومتر و غیره بدست آمد. این اطلاعات در مراحل بعد جهت تهیه نقشه‌های همباران PMP مورد استفاده قرار گرفت. در تحقیق مشابهی که در کنیا صورت گرفته است روابط PMP بارش در حوضه Ewa so Ngiro در کنیا به دست آمد (Met Office, ۲۰۰۳). این تحقیق برای مطالعه سرریزهای سه سد جدید در این حوضه بود. با استفاده از تجزیه و تحلیل منحنی‌های DAD بارش رگبارهای ۱، ۲ و ۳ روزه در دوره آماری ۱۹۹۷-۱۹۵۰، نقشه‌های همباران برای هر تداوم به دست آمد. در این روش داده های بارش با روش فاصله وزنی معکوس توسعه یافت. در تحقیقی که توسط مرکز مطالعات هیدرواقليم ایالت مریلند آمریکا (۲۰۰۲) صورت گرفته به منظور مطالعه تناوب بارش جزیره هاوایی، منحنی‌های DAD بارش برای سطوح ۱۰ تا ۴۰۰ مایل مربع به دست آمده است. انتخاب حوضه‌های مورد مطالعه بر اساس معیار وجود تعداد قابل قبول ایستگاه باران‌سنجی با حداقل ۱۵ سال داده مشاهداتی و تا حد ممکن تنوع جغرافیایی و توپوگرافی است. به منظور توسعه منحنی‌های DAD بارش از روش‌های متعارف ژئواستاتستیک استفاده شده است. Genton و Furrer (۱۹۹۸) در تحلیل داده‌های بارش در کشور سوئیس از روش‌های زمین آماری استفاده کردند. ایشان از نرم‌افزار GS+ استفاده کردند. در این تحقیق مشخص شد که توده‌های هوای محلی ناشی از موقعیت جغرافیایی و ارتفاعی منطقه بر داده‌های مشاهداتی تأثیر داشته است. نتایج حاصله با معیارهای مختلف تجزیه و تحلیل شد. آنان در تحقیق خود از روش کریجینگ استفاده کردند. برخی مطالعات پیرامون توزیع مکانی آب در دنیا انجام شده است که از جمله می‌توان به تحقیقی در آفریقای جنوبی با استفاده از شبکه‌های ۰/۵ درجه طول و ۰/۵ درجه عرض جغرافیایی اشاره کرد. تحقیق مشابهی در زمینه منابع آب تجدیدشونده در اتحادیه اروپا با استفاده از شبکه‌های ۱۰ کیلومتری انجام شده است (ریز و همکاران، ۱۹۹۷: ۷۱). آنها پیرامون منابع آب تجدیدشونده در اتحادیه اروپا به بررسی پارامترهای اقلیمی از جمله بارش پرداختند. آنان در تحقیق خود از روش‌های تیسن^۱ (TH)، شبکه نامنظم مثلثی (TIN)، روش وزنی عکس فاصله^۲ (IDW)، تحلیل

1- Thiessen polygons

2- Triangulated Irregular Network

3- Inverse Distance Weighted

سطح روند^۱ (TSA) و کریجینگ^۲ (KR) استفاده کردند. مهم‌ترین نتایج حاصل از تحقیق آنان عبارت بود از: برای مقیاس‌های زمانی بزرگ (سالانه یا بزرگ‌تر) و برای پدیده‌های جوی با تغییرپذیری کوچک روش‌های ساده نظیر تیسن نتایج خوبی ارائه می‌دهد. ضمن آنکه ساده بوده و چندان وقت‌گیر نیست. بهترین نتایج حاصله در قیاس با داده‌های مشاهداتی، روش کریجینگ است. این روش قبلاً نیز توسط سایر محققان (Collins, Belstad, ۱۹۹۶: ۳۱) به عنوان بهترین روش پیشنهاد شده بود. روش TSA اگرچه به خوبی اجرا می‌شود ولی با مشاهده اختلاف بزرگ نتایج حاصله با مقادیر مشاهداتی، اعتبار آن زیر سؤال می‌رود. نتایج مشابهی نیز قبلاً توسط Collins و Belstad به دست آمده بود. همچنین آنان در تحقیق خود برای محاسبه بارش در حوضه Upper Guadian به وسعت ۱۶ هزار کیلومترمربع واقع در ناحیه نیمه‌خشک اسپانیا از سه روش کریجینگ، مجذور فاصله متقابل^۳ و چندضلعی‌های تیسن استفاده کردند. نتایج نشان داد که روش مجذور فاصله متقابل کمترین میانگین مجذور خطا^۴ (MSE) را دارد و روش چندضلعی بیشترین خطا را دارد. وی چنین نتیجه گرفت که بین نسبت بارش‌های کوتاه‌مدت به بارش حداکثر ۲۴ ساعته با پارامتر مدت بارش، رابطه معنی‌داری وجود دارد. این رابطه به دو صورت لگاریتمی و توانی بوده و می‌تواند جهت تبدیل بارش‌های حداکثر روزانه به بارش‌های کوتاه مدت در کشور مورد استفاده قرار گیرد.

Yao و Hashino (۲۰۰۰: ۲۹۱) به بررسی توزیع مکانی مؤلفه‌های بیلان سالانه آب در جزیره شیکوکو ژاپن پرداختند. مؤلفه‌های مورد مطالعه شامل بارش، تبخیر و تعرق و رواناب بود. داده‌های بارش سالانه ۱۱۸ ایستگاه در این منطقه جمع‌آوری شد. با استفاده از روش درونیایی اسپلین، توزیع مکانی بارش به دست آمد. در پایان رواناب سالانه هر شبکه با استفاده از معادله بیلان آب به دست آمده است. دقت رابطه رواناب حاصله با مقایسه نتایج به دست آمده از فرمول با مشاهدات ثبت شده در دو حوضه آبخیز واسنجی گردید.

1- Trend Surface Analysis

2-Krigging

3- Reciprocal distance squared

4- Mean square error

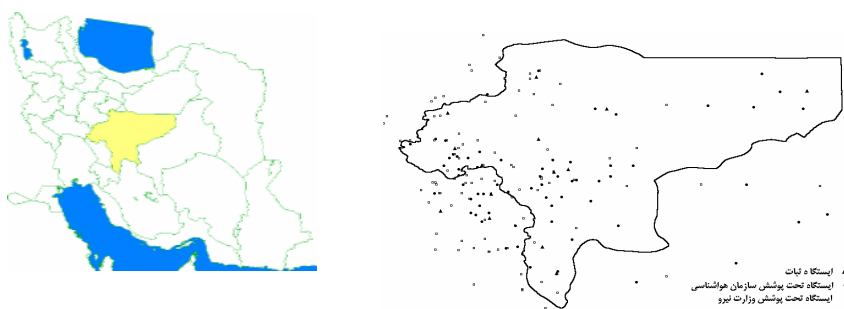
قنبرپور (۱۳۷۷: ۱۳) به مطالعه منطقه‌ای نسبت بارش‌های کوتاه مدت به حداکثر ۲۴ ساعته در کشور پرداخته است. ایشان در تحقیق خود از داده‌های ۶۱ ایستگاه سینوپتیک هواشناسی استفاده کرده و کشور را بر اساس تقسیم‌بندی اقلیمی (نقشه هم اقلیم ایران - جاماب) به ۷ منطقه تقسیم کرده است. زارع ارنانی (۱۳۷۷: ۶۴) به بررسی منحنی‌های عمق - سطح - تداوم بارش در دشت یزد پرداخته است. ایشان در تحقیق خود از پایه زمانی ۳۰ ساله (۹۵-۱۹۶۶) استفاده و ۱۱ رگبار منتخب را مطالعه و با استفاده از گرادیان بارندگی روابط عمق - سطح - مدت بارش را در تداوم‌های ۲۴، ۴۸، ۷۲ و ۹۶ ساعته به دست آورده است. احمدی (۱۳۷۸: ۵۲) در یک پژوهش در استان کرمانشاه، به بررسی روابط فوق در مناطق شرقی و شمال شرقی استان پرداخته است. نتایج طرح نشان داد که حدود ۱۹/۶ درصد رگبارهای انتخابی فراگیر دارای تداوم ۳ ساعته و ۸/۳ درصد رگبارها دارای تداوم کمتر از ۳ ساعت می‌باشد. یعنی از میان ۱۶ رگبار فراگیر روزانه، ۱۲ رگبار دارای تداوم ۳ تا ۲۴ ساعته می‌باشند. وی از داده‌های ۵۴ ایستگاه باران‌سنجی استفاده کرده و نتیجه گرفت که نوع و مسیر حرکت جبهه هوای مرطوب، تأثیر قابل توجهی بر مقدار بارش و نهایتاً منحنی‌های DAD دارد. همچنین با بررسی منحنی‌های هم نسبت بارش‌های کوتاه‌مدت به بارش حداکثر ۲۴ ساعته مشخص گردید که در منطقه دامنه‌های شمالی البرز، روند تغییرات نسبت بارش‌های کوتاه‌مدت به حداکثر روزانه از سمت غرب به شرق روند صعودی دارد. در منطقه شمال غربی کشور و نیز دامنه‌های غربی زاگرس این روند از محدوده استان کرمانشاه به سمت شمال و جنوب روند افزایشی دارد. در دامنه‌های جنوبی البرز، دامنه‌های شرقی زاگرس و جنوب و مرکز ایران این روند از مرکز به سمت جهات چهارگانه روند افزایشی دارد. آقارزی و داوودی راد (۱۳۸۲: ۱۵۰) در تحقیقی به بررسی منحنی‌های عمق - سطح - تداوم بارش استان مرکزی پرداختند. در این طرح از پایه زمانی ۳۰ ساله استفاده شد. در این تحقیق، ۶۰ بارش ۲۴ ساعته مطالعه شد و ۱۰ بارش فراگیر ۲۴ ساعته انتخاب گردید. سپس بارش‌های کوتاه‌مدت ۳، ۶ و ۱۲ ساعته از بارش ۲۴ ساعته استخراج شد و منحنی‌های همباران و نهایتاً منحنی‌های DAD نهایی در تداوم‌های ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ ساعته برای استان تهیه شد.

منطقه مورد مطالعه

استان اصفهان با وسعت حدوداً ۱۰/۵ میلیون هکتار بین ۳۶'-۴۹° تا ۳۰'-۵۵° طول شرقی و ۳۰°-۴۵' تا ۳۴°-۳۰' عرض شمالی واقع شده است. ارتفاعات استان از کمتر از ۵۰۰ تا بیش از ۴۰۰۰ متر متغیر است. کوه دنا با ارتفاعی برابر ۴۲۸۷ متر در قسمت جنوب غربی استان بلندترین ارتفاعات را تشکیل می‌دهد و ارتفاعات از غرب به شرق کاهش می‌یابد. قسمت عمده جلگه‌ای این استان دشت وسیعی است که از آبرفت زاینده‌رود به وجود آمده و با شیب ملایمی به باتلاق گاوخونی در جنوب شرقی اصفهان ختم می‌شود. به طور کلی آب و هوای استان اصفهان از غرب به شرق گرم‌تر و خشک‌تر می‌شود. هر چه از غرب به شرق استان پیش برویم درجه حرارت هوا افزایش می‌یابد. میانگین سالانه دما در ارتفاعات غربی حدود ۴ و در نواحی پست شمال شرقی حدود ۲۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. تغییرات دمایی هوا معمولاً از توپوگرافی استان تبعیت می‌نماید. بنابراین گرم‌ترین و سردترین نقاط استان بر پست‌ترین و مرتفع‌ترین نواحی منطبق می‌باشد. بارندگی استان اصفهان تحت تأثیر جریان‌های جوی است که غالباً از سمت غرب وارد منطقه می‌گردد. توده‌های هوای باران‌زا که از سطح وسیع آب مانند دریای مدیترانه، دریای سیاه و اقیانوس اطلس سرچشمه می‌گیرند منشاء اصلی بارش در استان می‌باشند. این جریان‌ها معمولاً از مهر ماه تا اردیبهشت منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. وجود رشته کوه‌های زاگرس در غرب که در مسیر این گونه جریان‌ها قرار دارد، خاصیت سیکلونی جبهه‌های هوا را تشدید نموده و بارش‌های بسیار شدیدی را باعث می‌گردد. از این نظر بیشتر رطوبت توده‌های هوا در قسمت‌های غربی استان تخلیه می‌شود، به طوری که میزان بارش از غرب به شرق کاهش می‌یابد. میانگین بارش سالانه در استان از ۱۴۰۰ میلیمتر در ارتفاعات غربی تا ۶۰ میلی‌متر در نواحی پست شمال شرقی متغیر است. میزان تبخیر بین ۱۰۰۰ تا ۳۶۰۰ میلی‌متر در سال متغیر است که منطبق بر ارتفاعات غربی و نواحی پست شمال شرقی استان می‌باشد. تغییرات شدید بارش و گرما از غرب به شرق استان تنوع آب و هوایی زیادی را باعث شده است. به طوری که اقلیم ارتفاعات شمال غربی بسیار مرطوب خنک با زمستان‌های بسیار سرد و اقلیم نواحی شمال شرقی بسیار خشک، بسیار گرم با زمستان‌های ملایم است. در بین این دو اقلیم ۸ اقلیم کاملاً متفاوت دیگر وجود دارد که جمعاً در استان ۱۰ نوع اقلیم از هم قابل تفکیک می‌باشد.

مواد و روش‌ها

در این تحقیق از آمار بارش مشاهداتی ایستگاه‌های هواشناسی سازمان هواشناسی کشور و وزارت نیرو استفاده شده است. از مجموع ۲۰۳ ایستگاه مورد مطالعه تعداد ۶۴ ایستگاه متعلق به سازمان هواشناسی کشور و ۱۳۹ ایستگاه متعلق به وزارت نیرو می‌باشد که در محدوده استان اصفهان و نواحی مجاور استان قرار دارند. دوره آماری مورد استفاده ۳۳ سال از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۸۰ می‌باشد. از بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، ۱۴ ایستگاه سینوپتیک دارای باران‌نگار ثبات می‌باشند که ۶ ایستگاه متعلق به وزارت نیرو و ۸ ایستگاه متعلق به سازمان هواشناسی کشور می‌باشد. از بین آمار مشاهداتی ایستگاه‌های ثبات تعداد ۱۶۵۴ رگبار با تداوم‌های کمتر از یک ساعت تا ۷۲ ساعت استخراج و مورد مطالعه قرار گرفته است. تصویر ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل (۱) منطقه مورد مطالعه و موقعیت ایستگاه‌های مورد نظر

در این تحقیق از نرم‌افزار Microsoft Excel در تهیه بانک اطلاعاتی بارش‌ها، تهیه نمودارها، رگرسیون بارش با رواناب و تعیین خطای مدل، از نرم‌افزار SPSS جهت تعیین مناسبترین روابط بین مساحت و بارندگی، و از نرم‌افزارهای VarioWin و GS+ جهت تعیین واریوگرام تجربی و بررسی روش‌های متعارف زمین‌آمار استفاده شده است. از آنجا که در زمین‌آمار علاوه بر مقدار یک کمیت معین در یک نمونه موقعیت فضایی نمونه نیز مورد توجه قرار می‌گیرد. اغلب اوقات، ایستگاه‌های باران‌سنجی در نواحی خشک بسیار از یکدیگر دور می‌باشند. بنابراین شبکه موجود ایستگاه‌های باران‌سنجی برای تخمین این پارامتر کافی

نیست. این مشکل با بروز داده‌های مفقود در طول رکورد مشاهداتی دو چندان می‌شود. بنابراین احتیاج به یک روش برای درون‌یابی مکانی بارش با استفاده از حداقل داده‌های موجود است. درون‌یابی مکانی داده‌های موجود در نقاط دیگر در علوم هیدرولوژی و کليمانولوژی استفاده می‌شود تا تولید داده یا اطلاعات از سایر پارامترها برای مناطق فاقد آمار نماید. روش‌های متعددی برای درون‌یابی مکانی دو بعدی سطوح حاصل از داده‌های نقطه‌ای وجود دارد از جمله اسپلاین، کریجینگ، میانگین وزنی فاصله و تحلیل روند. روش میانگین متحرک وزنی: در این روش برآورد متغیر مورد نظر در هر نقطه از رابطه زیر صورت می‌گیرد.

$$Z^* = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{d_i^a}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^a}}$$

که در آن: Z^* = مقدار برآورد شده، Z_i = مقدار متغیر مشاهده شده در اطراف نقطه مورد نظر، d_i = فاصله بین نقطه برآورد شده از نقطه اندازه‌گیری شده، a = مقدار ثابتی که معمولاً بین ۱ تا ۴ تغییر می‌کند و n = تعداد نقاط مشاهده شده

روش فاصله وزنی معکوس **IDW**: این روش بر این فرضیه استوار است که نقاطی که به یکدیگر نزدیک هستند نسبت به آنهایی که از یکدیگر دور هستند، به همدیگر شباهت بیشتری دارند. رابطه مربوطه در این روش به صورت زیر است:

$$Z(S_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(S_i)$$

که در آن: $Z(S_0)$ = مقدار تخمین در نقطه S_0 ، N = تعداد نقاط مشاهداتی در اطراف نقطه مورد نظر (جهت تخمین)، λ_i = مقدار وزنی که به هر نقطه مشاهداتی داده می‌شود (با افزایش فاصله این مقدار کاهش می‌یابد) و $Z(S_i)$ = مقدار مشاهداتی در نقطه S_i مقدار وزن هر نقطه از روابط زیر حاصل می‌شود:

$$\lambda_i = d_{io}^{-p} / \sum_{i=1}^N d_{io}^{-p}$$

هر چه فاصله بیشتر می‌شود، مقدار وزن به وسیله عامل P کاهش می‌یابد.

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1$$

مؤلفه dio فاصله بین نقطه مورد نظر، So و هر یک از نقاط مشاهداتی Si است.

مقدار ایتیم P^1 با به حداقل رساندن خطای تخمین به دست می‌آید. مؤلفه $RMSPE^2$ یک آماره است که از محاسبه Cross Validation به دست می‌آید. در Cross Validation هر نقطه اندازه‌گیری شده حذف می‌شود و با مقدار تخمینی در آن نقطه مقایسه می‌شود.

روش کریجینگ به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$Z^* v = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_{Vi}$$

که در آن: $Z^* v =$ کمیت تخمین زده شده، $\lambda_i =$ وزن یا اهمیت کمیت وابسته به نمونه
 $Z_{vi} =$ کمیت نمونه i ام

این نوع کریجینگ را کوکریجینگ خطی می‌نامند زیرا ترکیب خطی از n داده است.

روش درون‌یابی اسپلاین³: روش‌های درون‌یابی را می‌توان به سه گروه تقسیم کرد: روش تجربی یا آماری، روش تابع اسپلاین و روش رادار. اسپلاین مقادیر مورد نظر در یک نقطه را با استفاده از یک تابع ریاضی به دست می‌آورد. این تابع ریاضی با کم کردن انحنای سطوح، سطحی هموار از نقاط مشاهداتی ارائه می‌دهد.

روش TPSS: در علوم و مهندسی اغلب با حالتی مواجه می‌شویم که یک مجموعه از نقاط داده مانند $(X_1, Y_1, \dots, X_n, Y_n)$ در دسترس می‌باشد. یکی از اهداف روش‌های عددی تعیین یک فرمول $Y=f(x)$ است که این متغیرها را به هم مربوط سازد. معمولاً یک دسته فرمول

1- Optimal averaging with normalized weights

2- root-mean-square prediction error (RMSPE)

3- Spline

مجاز انتخاب می‌شود و سپس ضرایب تعیین می‌گردند (برازش منحنی). سپس از این تابع برای تخمین مقادیر مجهول استفاده می‌شود. TPSS که نوعی اسپلاین است عبارتست از صفحه نازک قابل ارتجاعی که از نقاط داده با جهش‌های عمودی عبور می‌کند. برای به دست آوردن تابع کلی TPSS و به جهت داشتن بهترین تطابق منحنی با نقاط، معادله زیر باید مینیمم گردد:

$$\sum_{i=1}^n \frac{[Y_i - F(X_i/Y_j)]^2}{n\sigma^2} + \phi \int F''(x)^2 dx = \min$$

که در آن: Y_i = مقدار مشاهده شده متغیر مورد نظر، $F(X_i, Y_j)$ = به مقدار تابع در نقاط مشاهده شده، n = تعداد داده‌ها، σ^2 = واریانس داده‌ها، $F''(X)$ = مشتق دوم تابع $F(X_i, Y_i)$ و ϕ = پارامتر Smoothing که عدد مثبتی است. روش‌های مورد استفاده شامل IDW، کریجینگ، کوکریجینگ، TPSS است. این روش‌ها مورد آزمون قرار گرفت و میزان خطای آنها با یکدیگر مقایسه شد. در روش IDW، پس از ورود داده‌های رگبار، تعداد نقاط همسایه تعیین شد و اقدام به تعیین توان مناسب برای مدل گردید. جدول ۱، خطای تخمینی را برای رگبار ۱ نشان می‌دهد.

جدول (۱) میزان خطای تخمینی (MAE) در توان‌های آزمون شده با استفاده از روش IDW در رگبار ۱

تداوم (ساعت)	تعداد همسایه	توان				
		۱	۲	۳	۴	۵
۱	۱۶	۲/۱۹	۲/۴۵	۲/۵۴	۲/۶۲	۲/۶۹
۲	۱۶	۳/۸۷	۳/۹۶	۴/۱۳	۴/۲۸	۴/۴
۳	۸	۴/۶۷	۴/۸۲	۵/۰۴	۵/۲	۵/۳۵
۶	۸	۴/۲۸	۴/۴۳	۴/۶۳	۴/۷۸	۴/۹۲
۹	۸	۵/۰۶	۵/۲۳	۵/۴۶	۵/۶۴	۵/۷۳
۱۲	۸	۵/۷۳	۵/۹۲	۶/۱۹	۶/۳۹	۶/۵۷
۱۸	۸	۹/۱۵	۹/۴۵	۹/۸۸	۱۰/۲	۱۰/۴۹
۲۴	۸	۱۱/۵۵	۱۱/۹۱	۱۲/۴۴	۱۲/۸۴	۱۳/۲

پارامترهای مورد نیاز واریوگرام یعنی Range, Nugget, Sill مشخص گردید. عمدتاً این واریوگرام‌ها از مدل Spherical و Gaussian تبعیت می‌کنند. با توجه به خطای مدل‌های واریوگرام، مناسب‌ترین مدل انتخاب شد. جدول ۲، خطای تخمینی و مناسب‌ترین مدل را نشان می‌دهد.

جدول (۲) خطای تخمینی (MAE) مناسب‌ترین مدل با استفاده از روش کریجینگ در رگبارهای منتخب

تداوم	رگبار ۱			رگبار ۲			رگبار ۳		
	مدل منتخب	Nugget	Sill	مدل منتخب	Nugget	Sill	مدل منتخب	Nugget	Sill
	Guassian			Guassian			Spherical		
۱	۲/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۷۷۳	۲/۳۳	۰/۰۸۸	۱/۴۹	۱/۸۳	۰/۲	۰/۸
۲	۳/۷۳	۰/۰۷۵	۰/۱۹	۴/۱۷	۰/۰۸۷	۰/۴۷۵	۲/۸۶	۰/۳	۱/۳
۳	۴/۴۶	۰/۰۷۵	۰/۱۹	۴/۶۵	۰/۲۴۵	۱/۳۳۸	۳/۷	۰/۴۵	۲/۱
۶	۴/۱۲	۰/۰۷۵	۰/۱۸۵	۵/۹۱	۰/۷۴	۴/۱	(Guassian) ۶/۴۸	۰/۹۵	۳/۶
۹	۴/۸۵	۰/۰۷۲۵	۰/۱۸۷	۶/۹۷	۰/۸۳	۴/۷۹۵	(Spherical) ۸/۳۶	۲۲	۶۸
۱۲	۵/۴۹	۰/۰۷۵	۰/۱۹	۷/۶۳	۱/۰۵	۵/۲۱۶	(Spherical) ۱۰/۱۷	۳۲	۹۴
۱۸	۸/۷۷	۰/۰۷۸	۰/۱۸۹	۹/۳۱	۱/۱۵	۶/۳۷	(Spherical) ۱۲/۵۳	۰/۶۵	۹/۵
۲۴	۱۱/۲۳	۰/۰۷۶	۰/۱۹۲	۹/۵۵	۱/۵	۶/۲۴	(Spherical) ۱۳/۴۴	۵۰	۱۵۰

در روش TPSS با استفاده از توان‌های ۲ تا ۵ آزمون TPSS بر داده‌های مشاهده‌ای انجام و نتایج حاصله مورد مقایسه قرار گرفت و سپس با مقایسه میزان خطای MAE، بهترین توان تعیین شد (جدول ۳).

جدول (۳) خطای تخمینی (MAE) در توان‌های مورد آزمون در رگبارهای منتخب

تداوم	رگبار ۱				رگبار ۲				رگبار ۳			
	توان ۲	توان ۳	توان ۴	توان ۵	توان ۲	توان ۳	توان ۴	توان ۵	توان ۲	توان ۳	توان ۴	توان ۵
۱	۱/۳۸	۱/۹۴	۲/۴	-	۲/۴۱	۲/۴۷	۲/۷	۸/۰۶	۱/۹۴	۲/۰۶	۲/۰۶	۶/۴۹
۲	۲/۴۳	۳/۴۲	۴/۲۴	-	۷/۷۱	۷/۷	-	-	۳/۴۶	۳/۶۹	-	-
۳	۲/۹۴	۴/۱۴	۵/۱۳	-	۴/۷۳	۴/۸۶	۵/۷۱	-	۵/۵۲	۵/۶۹	-	-
۶	۲/۷	۳/۸	۴/۷	-	۶	۶/۱۴	۷/۳۷	۲۱/۸۸	۸/۰۱	۸/۳۴	-	-
۹	۳/۱۹	۴/۵	۵/۵۷	-	۱۰/۶۵	۱۰/۷۵	۱۱/۵۶	۲۸/۸۸	۱۴	۱۵/۷	۱۵/۳۸	۱۹/۰۵
۱۲	۳/۶۱	۵/۰۹	۶/۳۱	-	۷/۴۹	۸/۱۱	۱۱/۸۵	۲۶/۳۵	۹/۸۸	۹/۹۳	۱۰/۱۶	۱۲/۶۸
۱۸	۵/۷۷	۸/۱۲	۱۰/۰۷	-	۹/۱۲	۸/۸۳	۱۰/۰۷	-	۱۲/۴۴	۱۲/۴۸	۱۲/۷۱	۲۵/۳۸
۲۴	۷/۲۴	۱۰/۲۶	۱۲/۶۶	-	۹/۴۵	۹/۵۴	۱۰/۵۹	-	۱۳/۶۲	۱۴	۱۳/۹۴	۲۸/۹

با مقایسه خطای مدل‌های آزمون شده بهترین روش میانبایی و میزان خطای حاصل از هر روش با یکدیگر مقایسه و روشی که دارای کمترین خطا باشد، انتخاب گردید (جدول ۴).

جدول (۴) تعیین مناسب‌ترین روش میانبایی با استفاده از خطای مدل

تداوم (ساعت)	رگبار ۱		رگبار ۲		رگبار ۳	
	روش منتخب	میزان خطا (MAE)	روش منتخب	میزان خطا (MAE)	روش منتخب	میزان خطا (MAE)
۱	TPSS(P=2)	۱/۳۸	کریجینگ (مدل گوسی)	۲/۳۳	کریجینگ (مدل کروی)	۱/۸۳
۲	TPSS(P=2)	۲/۴۳	کریجینگ (مدل گوسی)	۳/۹	کریجینگ (مدل کروی)	۲/۸۶
۳	TPSS(P=2)	۲/۹۴	کریجینگ (مدل گوسی)	۴/۴۵	کریجینگ (مدل کروی)	۳/۷
۶	TPSS(P=2)	۲/۷	کریجینگ (مدل گوسی)	۵/۷۴	کریجینگ (مدل گوسی)	۶/۴۸
۹	TPSS(P=2)	۳/۱۹	کریجینگ (مدل گوسی)	۶/۸۵	کریجینگ (مدل کروی)	۸/۳۶
۱۲	TPSS(P=2)	۳/۶۱	کریجینگ (مدل گوسی)	۷/۴۶	TPSS(P=2)	۹/۸۸
۱۸	TPSS(P=2)	۵/۷۷	کریجینگ (مدل گوسی)	۹/۱۱	کریجینگ (مدل گوسی)	۱۱/۶۸
۲۴	TPSS(P=2)	۷/۲	کریجینگ (مدل گوسی)	۹/۳۵	کریجینگ (مدل کروی)	۱۳/۴۴

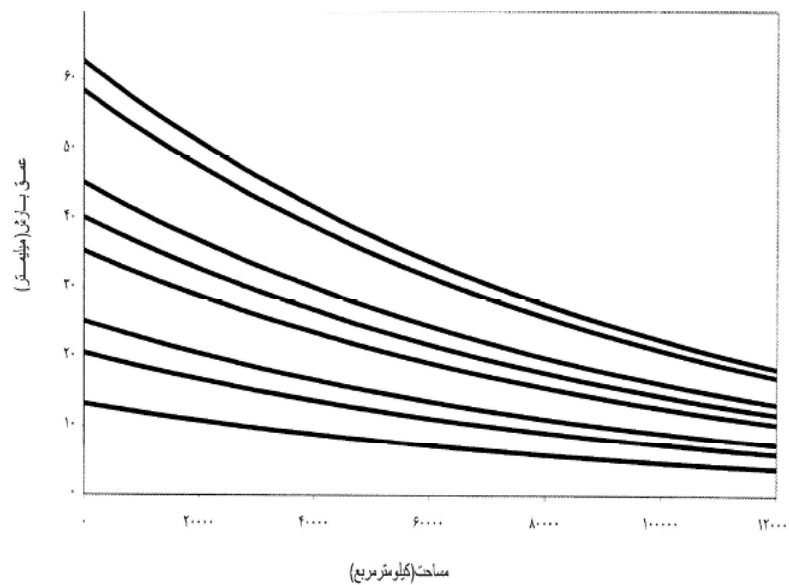
پس از تعیین مناسب‌ترین روش میانبایی در هر تداوم مورد مطالعه، اقدام به ترسیم منحنی‌های همباران منطقه مورد مطالعه شده است. با ترسیم خطوط همباران در رگبارهای منتخب در سطح منطقه مساحت بین خطوط همباران و مقدار بارش متوسط بین دو خط همباران که میانگین مقدار بارش در خط همباران متوالی می‌باشد در هر رگبار محاسبه

می‌شود. با توجه به مقادیر حجم بارش خالص، حجم بارش افزایش محاسبه می‌گردد و در نهایت برای تعیین متوسط بارش حداکثر، حجم بارش افزایشی بر مساحت تجمعی تقسیم می‌شود. برای محاسبه حجم بارش خالص لازم است مقدار مساحت کل را در متوسط بارش همباران ضرب نمود و نهایتاً منحنی‌های DAD برای دوره بازگشت‌های مختلف به دست می‌آید.

بحث و نتیجه‌گیری

بررسی ایستگاه‌های هواشناسی نشان می‌دهد که ۶/۲۸ درصد از ایستگاه‌ها در طبقه ارتفاعی ۱۰۰۰ - ۸۰۰ متر، ۱۰/۵ درصد در طبقه ارتفاعی ۱۵۰۰ - ۱۰۰۰ متر و ۳۸/۷۴ درصد در طبقه ارتفاعی ۲۰۰۰ - ۱۵۰۰ و ۴۴/۵ درصد در ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر قرار دارند. بررسی آمار مشاهداتی بارش نشان می‌دهد که به دلیل وسعت زیاد منطقه، توپوگرافی شدید، اقلیم متنوع و جبهه‌های هوای مؤثر بر منطقه، رگبارهای فراگیر با تداوم کوتاه در منطقه مشاهده نمی‌شود. از رگبارهای ثبت شده در حدود ۲۱ درصد دارای تداوم ۱ ساعته، ۸/۵ درصد دارای تداوم ۲ ساعته، ۱۶ درصد با تداوم ۳ ساعته، ۲۴ درصد با تداوم ۶ ساعته، ۱۰ درصد با تداوم ۹ ساعته، ۵/۸ درصد با تداوم ۱۲ ساعته، ۱۰ درصد با تداوم ۱۸ ساعته و ۴/۳ درصد با تداوم ۲۴ ساعت می‌باشد. بررسی گرادیان بارندگی نشان‌دهنده رابطه ضعیف بارش و ارتفاع در اکثر تداوم‌ها در منطقه می‌باشد. روش میان‌یابی IDW برای هیچیک از رگبارها نتایج قابل قبولی ارائه نداده است. با این وجود آزمون این روش نشان داد که برحسب نوع تداوم، بهترین مدل با تعداد ۷، ۸، ۱۶ و ۲۰ همسایه و توان ۱ می‌باشد. تعداد همسایه‌ها با تداوم روند خاصی را دنبال نمی‌کند ولی در هر صورت تعداد همسایه‌ها بایستی کمتر از ۲۰ و توان ۱ باشد. واریوگرام‌های تجربی در روش کریجینگ عمدتاً از مدل‌های گوسی و کروی تبعیت می‌کند. دامنه مؤثر واریوگرام کمتر از ۲۰۰ کیلومتر می‌باشد. این روش برای رگبارهای اول و دوم نتایج بهتری دارد. ساختار و فضای تعریف شده در تهیه تداوم‌های مورد بررسی (مقدار متغیر تصادفی بخش بر آستانه) عمدتاً مناسب بوده است. مقدار SILL و Nugget با توجه به نوع رگبار هر تداوم انتخابی متغیر. روش کوکریجینگ از متغیر کمکی ارتفاع استفاده شده

است. روش TPSS در رگبار سوم نتایج بهتری نسبت به سایر روش‌ها نشان داد. در این روش مدل توان ۲ دارای کمترین خطا می‌باشد. با افزایش توان، مقدار خطای MAE نیز افزایش می‌یابد. روش کریجینگ در رگبارهای اول و دوم و روش TPSS در رگبار سوم نتایج بهتری ارائه داد. در کلیه روش‌های فوق با افزایش تداوم مقدار خطای MAE افزایش می‌یابد. منحنی DAD در رگبار ۱، کلیه منحنی‌ها در تداوم‌های مختلف از روند یکسانی تبعیت می‌کند به طوری که با افزایش سطح، عمق بارش کاهش می‌یابد. با افزایش مساحت در منحنی‌های DAD شیب منحنی‌ها به تدریج کاهش می‌یابد.



شکل (۲) منحنی‌های عمق - سطح - تداوم در استان اصفهان

منابع

- ۱- آقارزی، حشمت و داوودی‌راد، علی‌اکبر (۱۳۸۳) «ترسیم منحنی عمق - مساحت و تداوم بارش در استان مرکزی»، مجموعه خلاصه مقالات کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک کرمان، صفحه ۱۵۰.
- ۲- احمدی، محمد (۱۳۷۸)، «تهیه منحنی‌های عمق - سطح - تداوم بارش استان کرمانشاه»، گزارش نهایی طرح خاتمه یافته، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری.
- ۳- زارع ارنازی، محمد (۱۳۷۷)، «تحلیل روابط عمق - سطح - تداوم بارش در استان یزد»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۱۶۰ ص.
- ۴- قنبرپور، محمدرضا (۱۳۷۷)، «مطالعه منطقه‌ای نسبت بارندگی‌های کوتاه‌مدت به بارندگی حداکثر ۲۴ ساعته در ایران (با تأکید بر مناطق اقلیمی کشور)»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.
- ۵- کریمی، مهدی (۱۳۶۶)، «آب و هوای منطقه مرکزی ایران»، انتشارات دانشگاه صنعتی اصفهان، ۸۷ ص.
- ۶- مرزبان، حسن؛ دشت‌آبادی، مسعود (۱۳۸۲)، «تجزیه و تحلیل روابط عمق - سطح - تداوم بارش و رگبار حوضه آبریز زاینده‌رود»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد آبیاری، دانشگاه شهرکرد.
- ۷- موسوی، علی‌اکبر و علی‌اکبر داوودی راد (۱۳۷۸)، «شناخت عوامل مؤثر در خشکسالی هیدرولوژیک با استفاده از تجزیه و تحلیل عاملی»، مجموعه مقالات دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم - ۱۳ و ۱۴ آبان ۷۸ - تهران.
- 8- Bruce, J.P., Clark, R.H., (1966), "*Introduction to Hydrometeorology*", Pergamon Press, Toronto, Canada.
- 9- Collins, Belstad (1996), "A Comparison of Spatial Interpolation Techniques in Temperature Estimation", In *Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling* CD-ROM, NCGIA, National Center for Geographic Information and Analysis, USA.

- 10- Dewberry, Sydney and Davis, (1996), "**Land Development Handbook: Planning Engineering and Survey**", McGraw-Hill Company.
- 11- Donneaud, A.A., S.I. Niskov, D.L. Priegnitz, and P.L. Smith, (1984), "The Area-time Integral as an Indicator for Convective Rain Volumes", **J. Appl. Meteor.**, 23, 555-561.
- 12- Federick, Ralph H., Meyers, Vance A., Auciello, Eugene P., (1996), "Five to 60 Minute Precipitation Frequency for Eastern and Central United States", **NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-35**, SILVER Spring, MD 6/77.
- 13- <http://bader.engr.ucf.edu/research/leaglin/chap1.htm>.
- 14- <http://www.agwx.ca.ukky.edu/agwx/usr/weather/webdoc1.htm>.
- 15- Huff, Floyd A., and James R. Angel, (1993), "Rainfall Frequency Atlas of the Midwest", Bulletin 71, **Midwestern Climate Center Research Report** 92-03.
- 16- Kennoy Engineering, Inc., (1985), "**Drainage Design Criteria and Procedures Manual**", Lexington-Fayette Urban County Government, 1/85.
- 17- Linsley, Jr., Ray K., Kohler, Max A., Paulhus, Joseph L.H., (1982), "**Hydrology for Engineers**", McGraw-Hill Company.
- 18- Meys, Jessie, (1985), "**Study KYP-56**", Updated Rainfall Intensity Duration Curves.
- 19- Metoffice. (2003), "**Estimation of Probable Maximum Precipitation for Dam Design in Kenya**", Met Office Publications, Berkshire, UK.
- 20- Rees, G. and G.A. Cole. (1997), "Estimation of Renewable Water Resources in the European Union", **Commission of the European Communities: EUROSTAT**, Final Report, 109 pp.
- 21- Rees, H.G., Croker. K.M., Reynard, N.S. and Gustard, A. (1997), "Estimation of Renewable Water Resources in the European Union". **Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management**, IAHS, Publ, No. 246, P. 31-38.

- 22- Reich, B.M., (1963). "Short Duration Rainfall Intensity Estimates and Other Design aids for Regions of Spare Data", *J. Hydrol.*, 1: 3-28.
- 2- Williams, J.R., A.D. Nicks, and J.G. Arnold (1985), "Simulator for Water Resources in Rural Basins", *J. Hydr Engrg*, 111(6), 970.
- 24- Yao, H. and Terakawa, A. (1999), "Distributed Hydrological Model for Fuji River Basin", *J. Hydrologic Engineering*, ASCE, Vol. 4, No. 4, P. 108-116.
- 25- Yao, H. and Hashino, M. (2000), "Analysis on Spatial Distribution of Annual Water Budget and Daily Runoff Along River Network in a Basin", *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE, Vol. 44, P. 289-294.