



بررسی روش‌های تعیین ضریب چولگی منطقه‌ای حداکثر دبی لحظه‌ای در استان آذربایجان شرقی

جواد بهمنش^۱، حسن رضاییان^۲، شادیه حیدری تاشه‌کبود^۳ و میلاد ابراهیمی^۴

تاریخ ارسال: ۱۳۹۹/۰۳/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۰۸

چکیده

در تعیین دبی با دوره‌های بازگشت مختلف، لازم است که ضریب چولگی با دقت قابل قبول مورد استفاده قرار گیرد. برآورد چولگی جامعه در مناطق مختلف، با روش‌های مختلفی همچون چولگی توزین یافته و چولگی تعمیم یافته بهبود می‌یابد. هدف از این تحقیق تعیین ضرایب چولگی با روش‌های مختلف و معرفی بهترین روش تعیین آن ضرایب در استان آذربایجان شرقی است. استان آذربایجان شرقی دارای سه منطقه هیدرولوژیک متفاوت است. شمال استان جزء حوضه آبریز ارس، مرکز استان جزء حوضه آبریز دریاچه ارومیه و قسمتی از جنوب استان جزء حوضه آبریز سفیدرود می‌باشد. در این تحقیق از روش‌های مختلف ضریب چولگی تعمیم یافته استفاده گردید. در مطالعه حاضر، ضرایب چولگی تعمیم یافته به چهار روش ضریب چولگی تعمیم یافته بدون در نظر گرفتن مناطق هیدرولوژیک، ضریب چولگی تعمیم یافته با در نظر گرفتن مناطق هیدرولوژیک، ضریب چولگی نااریب و ضریب چولگی توزین یافته برای مناطق هیدرولوژیک سه گانه و ۶۲ ایستگاه مشاهداتی طی دوره‌های مورد مطالعه برآورد گردید. بر اساس نتایج به دست آمده بر اساس تجزیه و تحلیل مقادیر RMSE با استفاده از روش‌های مختلف می‌توان روش وزن دهی به ضریب چولگی با مقدار میانگین ۰/۱۰۴ را به عنوان روش برگزیده در استان آذربایجان شرقی پیشنهاد نمود. همچنین نتایج حاصل از محاسبه ضرایب نش - شاتکلیف و مجذور میانگین مربعات خطای نسبی نشان داد روش وزن دهی بهترین روش محاسبه ضریب چولگی است.

واژه‌های کلیدی: GIS، ضریب چولگی تعمیم یافته، ضریب چولگی نااریب، ضریب چولگی توزین یافته، فراوانی وقوع سیلاب

۱ استاد گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، تلفن تماس ۰۹۱۴۱۴۶۰۲۷۲. آدرس پست الکترونیکی behmanesh_javad@yahoo.com (نویسنده مسئول)

۲ دانشجوی دکتری رشته آبیاری زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، تلفن تماس ۰۹۱۸۲۰۸۳۱۰۰. آدرس پست الکترونیکی hassanrezaeian@ut.ac.ir

۳ دانشجوی دکتری رشته آبیاری زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری، ایران، تلفن تماس ۰۹۱۸۷۹۵۸۶۱۸. آدرس پست الکترونیکی shadiheydari21@gmail.com

۴ دانشجوی دکتری رشته آبیاری زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، تلفن تماس ۰۹۱۴۲۱۳۸۲۱۱. آدرس پست الکترونیکی miladebrahimi354@gmail.com



مقدمه

فراوانی وقوع پدیده‌های هیدرولوژیک کاربردهای بسیاری در ارزیابی خطر سیلاب یا طراحی سازه‌های آبی دارد (Halbert et al., 2016). مهندسان مهندسی آب اغلب نیازمند تخمین مقادیر هیدرولوژیک از قبیل منحنی-های بارندگی IDF، میانگین جریان سالانه، مقادیر سیل مانند سیل‌های ۱۰۰ ساله و مقادیر آماری جریان‌هایی از قبیل میانگین جریان‌های ۷ روزه در رویدادهای ۱۰ ساله برای برنامه‌ریزی منابع آب و مدیریت دشت‌های سیلابی هستند. این آمار و ارقام غالباً در مکان‌هایی که اندازه‌گیری در آن‌ها وجود ندارد نیاز هستند که هیدرولوژیست‌های پیشرو اطلاعات را از نقاط دیگر در منطقه برای محاسبات آماری جمع‌آوری می‌نمایند (Reis et al., 2004). مدیریت موثر مناطق سیل‌خیز و طراحی سازه‌های آبی در امتداد رودخانه‌ها و نهرها، نیاز به آگاهی از میزان و تعداد دفعات سیل می‌باشد. تجزیه و تحلیل فراوانی سیل نقش مهمی را در ارزیابی هیدرولوژیک و اقتصادی پروژه‌های منابع آب ایفا می‌کند. این امر به کمک برآورد دوره بازگشت سیل و مقادیر متناظر رخداد آن صورت می‌پذیرد. فقدان داده‌های تاریخی همواره یکی از مشکلات اساسی در مطالعات سیلاب تلقی می‌شود (Atiem & Harmancioglu, 2006). بسیاری از سری‌های زمانی حداکثر لحظه‌ای سیلاب‌های ثبت‌شده دارای تعداد سال آماری محدودی می‌باشند. این امر باعث ایجاد عدم قطعیت در تخمین سیلاب‌های شدید می‌شود همچنین از آنجا که بیش‌برآورد سیلاب طرح باعث هزینه‌های سازه‌ای بسیار بالایی می‌شود، از سویی دیگر دست کم گرفتن آنها منجر به هزینه‌های بالای سیل و حتی تلفات جانی می‌شود، لذا پیش‌بینی سیل‌هایی با دوره‌های بازگشت بالا باید به صورت دقیقی انجام پذیرد (Seckin et al., 2013). رویکرد منطقه‌ای روشی رایج در تحلیل‌های هیدرولوژیک می‌باشد. در اکثر روش‌های تخمین منطقه‌ای اطلاعات آماری هیدرولوژیک مورد نظر مانند میانگین سیلاب، در نقاط اندازه‌گیری شده برای تخمین همان اطلاعات آماری در نقاط فاقد اندازه‌گیری تبدیل می‌گردد (Haddad & Rahman, 2012). این روش دقت تخمین‌ها را با استفاده از اطلاعات مکان‌های مجاور بهبود می‌بخشد و

ثابت شده است که از آنالیز استاندارد فراوانی وقوع در یک مکان نیز برتر است (Hoskins et al., 2010) (Gaume et al., 2010) (Renard, 2011) (Reza Najafi, & Wallis, 1997) (Moradkhani, 2013). رویکرد منطقه‌ای از مفهوم شباهت هیدرولوژیک به همراه خصوصیات سیلاب حوضه و فاکتورهای ژئومورفولوژیکی و اقلیمی استفاده می‌کند (Rossi, & Villani, 1994). استفاده از ضریب چولگی منطقه‌ای وسیله‌ای برای غلبه بر ماهیت بسیار متغیر چولگی نمونه است (Wallis et al., 1974). یکی از مسایل مهم در بسیاری از جنبه‌های مهندسی محیط زیست، تخمین دوره بازگشت وقایع ژئوفیزیکی نادر از قبیل سیلاب یا بارش‌های شدید در یک مکان یا یک منطقه است. تحلیل منطقه‌ای از اطلاعات چندین مکان جهت تخمین توزیع تکرار وقوع یک مکان استفاده می‌نماید (Hosking, & Wallis, 1993). در مناطقی با کمبود داده، بطور معمول در دهه‌های اخیر روابط متعددی بین سیلاب و فراوانی وقوع آن توسط برازش دبی‌های حداکثر سالانه بر توزیع‌های مختلف توسعه یافته‌اند. در میان توزیع‌های مختلف آماری، توزیع پیرسون نوع III نیازمند به محاسبه ضرایب میانگین، انحراف معیار استاندارد و چولگی ایستگاه‌های اندازه‌گیری دبی می‌باشد. ضریب چولگی دبی‌های حداکثر لحظه‌ای ثبت‌شده در ایستگاه‌های اندازه‌گیری بسیار حساس به مقادیر حدی بوده و به همین دلیل مقادیر دقیق برای ایستگاه‌هایی با طول دوره‌ی آماری کوتاه به سختی به دست می‌آیند. دقت ضریب چولگی را می‌توان با محاسبه آن از طریق متوسط-گیری وزن‌دار چولگی نمونه (ایستگاه) و چولگی برآوردی جامعه افزایش داد. (Tasker & Stedinger, 1986) به این نتیجه رسیدند که نتایج حاصل از تخمین ضریب چولگی با وزن‌دهی می‌تواند نتایج مفیدی در مناطق مختلف داشته‌باشد. همچنین Tasker, (1980) نیز با مقایسه نتایج حاصل از محاسبات دو مدل رگرسیون معمولی و رگرسیون وزن‌داده‌شده دریافتند که میزان خطا در روش رگرسیون وزن‌دار کمتر می‌باشد. (Stedinger & Tasker, 1986) در تحقیق خود به این نتیجه رسیدند که وزن‌دهی به رگرسیون نتایج بهتری نسبت به رگرسیون معمولی در آنالیزهای هیدرولوژیک منطقه را ارائه می‌دهد. (Reis et



کشور استرالیا در مورد فراوانی وقوع منطقه‌ای سیلاب انجام دادند ثابت شد که فقط ۳۰ درصد ایستگاه‌ها در برآورد سیلاب در روش مکانی نسبت به روش منطقه‌ای بازده بالاتری داشته‌اند که به این معنی است که روش منطقه‌ای موفقیت بالاتری در تخمین سیلاب نسبت به روش مکانی داشته است. Greis, & Wood, (1981) پژوهشی در مورد تخمین فراوانی وقوع سیلاب به روش وزن‌دهی در بهبود تخمین وقوع سیلاب در حوضه‌های دارای اندازه‌گیری و فاقد اندازه‌گیری انجام دادند. براساس نتایج حاصل از این تحقیق ثابت شد که تخمین سیلاب به روش منطقه‌ای نتایج بهتری نسبت به روش‌های دیگر ارائه می‌دهد. McCuen, & Hromadka, (1988) در تحقیقی تاثیر چولگی سیل برای طراحی هیدرولوژیک در حوضه‌های آبخیز بدون ایستگاه آبسنجی را مورد بررسی قرار دادند. آنها ثابت کردند که چولگی سیل نقش تعیین کننده‌ای در طراحی‌های هیدرولیکی و هیدرولوژیک و همچنین حوادثی که دارای احتمال وقوع کمی می‌باشند را دارا می‌باشد. آنها همچنین نشان دادند که محاسبه چولگی سیل به صورت نقطه‌ای دارای خطا می‌باشد. (Naghavi, & Yu, 1991) در ایالت لویزیانای آمریکا با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های آبسنجی (بیش از ۲۰ سال) مقادیر ضریب چولگی تعمیم یافته را محاسبه کردند و ثابت نمودند که میانگین مربع خطای مقادیر مذکور از نقشه ضریب چولگی تعمیم یافته کل ایالت‌های آمریکا در حدود ۱۶ درصد کمتر می‌باشد. Sando, (1998) در تحقیقی با تجزیه و تحلیل داده‌های دبی سیل ۱۹۷ ایستگاه آبسنجی با بیش از ده سال به این نتیجه رسیدند که محاسبه ضریب چولگی تعمیمی نسبت به ضریب چولگی ایستگاه دارای دقت بیشتری بوده و از این طریق برآورد فراوانی سیل در نقاط فاقد ایستگاه آبسنجی به سهولت انجام می‌شود. Hodgkins, & Martin, (2003) با استفاده از روش ضریب چولگی تعمیم یافته، دبی حداکثر سیل در رودخانه‌های ایالت کنتاکی در آمریکا را برآورد نموده و ثابت کردند که با این روش میزان چولگی داده‌های دبی حداکثر لحظه‌ای فوق العاده کاهش می‌یابد و به همین دلیل نقشه ضریب چولگی ایالت کنتاکی از نقشه

al., (2003) گزارش نمودند که مدل‌های منطقه‌ای محاسبه ضریب چولگی از دقت بالاتری برخوردارند. روش‌های رگرسیون منطقه‌ای به طور گسترده‌ای برای مناطق فاقد آمارهای هیدرولوژیک در مکان‌های فاقد اندازه‌گیری استفاده شده است (Benson & Matalas, 1967)(Matalas & Gilroy, 1968)(Thomas & Benson, 1970)(Moss & Kerlinger, 1974)(Jennings et al., 1994) و با افزایش اطلاعات منطقه‌ای، دقت آمار مورد نظر در مکان‌هایی با بازه‌های زمانی کوتاه افزایش یابد (Shane and Gaver, 1970)(Vicens et al., 1975)(IACWD, 1982)(Kuczera, 1982)(Stedinger, 1983)(Madsen and Rosbjerg, 1997)(Fill and Stedinger, 1998)(Martins & Stedinger, & Burn, 2000)(Walker & Krug, 2003)(Shu, 2004)(Reis & Stedinger, 2005)(Reis, 2005) Gruber, & Stedinger, (2008) نیز به این نتیجه رسیدند که مدل‌های ضریب چولگی منطقه‌ای بسیار دقیق و در عین حال دارای خطای کمی هستند. این بولتن راهنمایی جهت تعیین بهتر ضریب چولگی توسط نقاط مجاور را فراهم می‌نماید. این نقشه توسط هاردیسون در سال ۱۹۷۴ تهیه و به کار گرفته شد (IACWD, 1982) (Hardison, 1974). Saf, (2009) بر اساس تحقیقات خود به این نتیجه رسید که آنالیزهای منطقه‌ای اطلاعات ارزشمندی حتی در مناطق ناهمگن را فراهم می‌نماید و بویژه در سیلاب‌های بزرگ، آنالیز منطقه‌ای، دقیق‌تر و منعطف‌تر از آنالیزهای مکانی هستند. et al., Gaume (2010) بیان کردند که روش آنالیز فراوانی وقوع منطقه‌ای می‌تواند جهت کاهش عدم قطعیت‌ها در یک منطقه در دوره بازگشت بالا استفاده شود. Pilon, & Adamowski, (1992) طی پژوهشی در مورد بررسی و مقایسه روش مکانی و منطقه‌ای آنالیز فراوانی وقوع سیلاب در استان نووا اسکوتای^۱ کشور کانادا به این نتیجه رسیدند که روش منطقه‌ای بسیار دقیق‌تر از روش بررسی مکانی است. همچنین ایشان پیشنهاد نمودند که روش منطقه‌ای جهت تخمین فراوانی وقوع سیلاب استفاده گردد. طی پژوهشی که توسط Siriwardena, & Hadgraft, (1994) در

¹ Nova Scotia



۴۵۴۹۰/۸۸ کیلومتر مربع (حدود ۲/۸۱ درصد مساحت کل کشور) می باشد و از لحاظ وسعت در بین استان های کشور در رتبه دهم قرار دارد.

از نظر تقسیمات حوضه های آبریز، حوضه های سفیدرود و دریاچه ارومیه و ارس در این استان قرار دارند. بیشترین مساحت استان در محدوده حوضه آبریز دریاچه ارومیه قرار گرفته است. در حالت کلی، استان آذربایجان شرقی یک منطقه کوهستانی محسوب می شود که حدود ۴۰ درصد از سطح آن را کوهستان و ۲۸/۲ درصد را تپه ماهورها و ۳۱/۸ درصد را زمین های هموار (دشت ها و جلگه های میان کوهی) فرا گرفته است. آب و هوای آذربایجان شرقی به طور کلی سرد و خشک است ولی به علت تنوع توپوگرافیکی از اقلیم های متفاوتی برخوردار است. این استان همواره تحت تأثیر بادهای سرد شمالی و سیبری و بادهای مرطوب دریای سیاه و مدیترانه و اقیانوس اطلس قرار گرفته است به علاوه، بادهای محلی نیز تحت تأثیر شرایط طبیعی استان از سوی کوهستان های بلند و دریاچه های ارومیه و خزر به سوی دشت ها و جلگه ها می وزند. آذربایجان شرقی یک منطقه سردسیر و کوهستانی است و از لحاظ تقسیم بندی های اقلیمی جزو مناطق نیمه خشک به حساب می آید و میانگین بارندگی سالیانه ۲۵۰ الی ۳۰۰ میلی متر می باشد. (سازمان هواشناسی ایران) از نظر تقسیم بندی کوپن استان آذربایجان شرقی جز مناطق نیمه بیابانی خشک و سرد تقسیم بندی می گردد (رضیئی، ۱۳۹۶). منطقه ای مورد مطالعه و ۶۲ ایستگاه مشاهداتی که از دبی های حداکثر لحظه ای سالیانه ای آن ها برای محاسبه چولگی تعمیم یافته استفاده شده است؛ در شکل ۱ آورده شده اند.



شکل (۱): نقشه استان آذربایجان شرقی

سراسری کل امریکا دقت بیشتری دارد. Mann et al., (2004) با انتخاب داده های سیل ۳۰ ایستگاه آب سنجی در کالیفرنیا با محاسبه مقادیر ضریب چولگی تعمیمی و وزنی ثابت کردند که این روش نسبت به روش های متداول دقت بیشتری دارد و بر این اساس فراوانی داده های سیل در دوره بازگشت های مختلف را محاسبه نمودند. طهماسبی پور و همکاران (۱۳۸۶) در پژوهشی در مورد منطقه ای کردن برآورد سیل در تعدادی از زیرحوضه های کرخه با استفاده از چولگی تعمیم یافته ثابت کردند که دامنه تغییرات ضریب چولگی ناریب ایستگاه ها نسبت به ضریب چولگی تعمیم یافته در حدود ۵۸ تا ۱۳۷ درصد می باشد و در صورت کاربرد ضریب چولگی تعمیم یافته، داده های مشاهداتی با توزیع نرمال برازش بهتری دارند. کرمی و همکاران (۱۳۹۱) در تحقیق خود در مورد برآورد دبی حداکثر لحظه ای با استفاده از ضریب چولگی تعمیمی در ۲ ایستگاه هیدرومتری در حوضه آبخیز مهارلو و بختگان به این نتیجه رسیدند که با توجه به قدر مطلق درصد تغییرات دبی حداکثر لحظه ای حاصل از چولگی ایستگاهی نسبت به چولگی تعمیم یافته، در دوره های بازگشت ۲، ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ سال، ۲۰ درصد تغییر ایجاد شده و این موضوع باعث گردید داده مشاهداتی با توزیع فراوانی انتخاب شده تطابق بیشتری داشته باشند. هدف از این تحقیق توسعه نقشه نمایش دهنده ی ضریب چولگی تعمیم یافته در استان آذربایجان شرقی و توضیح روابط کاربردی برای محاسبه ضریب چولگی تعمیم یافته همچنین مقایسه و بررسی ضرایب چولگی تعمیم یافته و توزین یافته در مناطق سه گانه تقسیم بندی شده در این استان و انتخاب بهترین روش از میان روش های مورد مقایسه ضریب چولگی در این استان است.

مواد و روش ها

استان آذربایجان شرقی از استان های مهم، پرجمعیت و آباد ایران است که در گوشه شمال غرب کشور واقع گردیده است و از نظر موقعیت جغرافیایی در محدوده ۴۵ درجه و ۷ دقیقه الی ۴۸ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و ۳۶ درجه و ۴۵ دقیقه الی ۳۹ درجه و ۲۶ دقیقه عرض شمالی قرار گرفته است. این استان با مساحتی برابر

روش‌های بررسی شده در این پژوهش عبارتند از: (۱) نقشه‌ی تغییرات ضریب چولگی در سطح استان، (۲) نقشه-ی تغییرات ضریب چولگی با در نظر گرفتن ۳ منطقه‌ی هیدرولوژیک، (۳) ضریب چولگی نارایب و (۴) میانگین وزن دار ضرایب چولگی

استان آذربایجان شرقی در این تحقیق به سه زیرمنطقه تقسیم‌بندی گردید و لذا جهت همگن بودن مناطق، تقسیم‌بندی استان بر اساس حوضه‌های دربرگیرنده این استان انجام گرفت شکل (۲). در این پژوهش ایستگاه‌های هیدرومتری مختلفی در سرتاسر نقاط استان آذربایجان شرقی در نظر گرفته شد بطوریکه شامل هر سه حوضه آبریز ارس، ارومیه و سفید رود گردد.



شکل (۲): ایستگاه‌ها و مناطق هیدرولوژیک مورد مطالعه‌ی استان آذربایجان شرقی

ضریب چولگی

در تحقیق صورت گرفته، فرض بر این می‌باشد که مقادیر ثبت شده‌ی دبی حداکثر لحظه‌ای سالانه در ایستگاه‌های مشاهداتی، نمایانگر جامعه‌ی می‌باشد. ضریب چولگی ایستگاه توسط رابطه (۱) محاسبه می‌شود:

$$G_s = \frac{N}{(N-1)(N-2)S^3} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^3 \quad (1)$$

که در آن:

G_s : ضریب چولگی ایستگاه مشاهداتی

X_i : لگاریتم دبی حداکثر سالانه ایستگاه اندازه‌گیری برای سال i

X : میانگین لگاریتم دبی‌های حداکثر سالانه ایستگاه اندازه‌گیری

S : انحراف معیار استاندارد لگاریتم دبی حداکثر سالانه ایستگاه اندازه‌گیری

N : تعداد سال‌های آماری است.

ضریب چولگی نارایب

مطالعات مختلف نشان داده‌اند که مقادیر محاسبه‌شده برای ضریب چولگی ایستگاه اندازه‌گیری بسیار نزدیک به مقادیر ضریب چولگی جامعه‌ی می‌باشند. لذا می‌توان با ضرب کردن ضریبی آنرا به مقدار جامعه تعمیم داد. Tasker, & Stedinger, (1986)

مقدار این ضریب را با توجه به تعداد سال‌های آماری به صورت رابطه‌ی (۲) بیان کرده‌اند:

G ضریب چولگی ایستگاه مشاهداتی

مقدار MSEg با استفاده از رابطه‌ی (۵) تعیین می‌گردد

$$C_b = \left(1 + \frac{6}{N}\right) \quad (2)$$

که در آن:

C_b: ضریب اصلاحی چولگی

N: تعداد سال‌های آماری می‌باشند.

$$MSE_g = \frac{\sum_{i=1}^n (O - P)^2}{N} \quad (5)$$

که در آن:

MSEg: میانگین مربعات خطا

O: مقدار مشاهداتی ضریب چولگی

P: مقدار پیش‌بینی شده ضریب چولگی

N: تعداد سال‌های آماری است.

ضریب چولگی تعمیم‌یافته، به طور معمول از ضریب چولگی ایستگاه‌های مشاهداتی نزدیک به ایستگاه مشاهداتی مورد نظر به کمک روش‌های رگرسیون، زمین-آمار و متوسط‌گیری برآورد می‌گردد.

ضریب چولگی ۶۲ ایستگاه مشاهداتی به کمک رابطه-ی (۱) محاسبه شد. سپس خطوط هم چولگی به کمک تکنیک GIS ترسیم گردید. نقشه‌ی ضریب چولگی نهایی در شکل (۴) آورده شده است؛ مکان ایستگاه‌های هیدرومتری مورد استفاده برای توسعه این نقشه نیز در شکل (۱) گنجانده شده‌اند.

ضریب چولگی توزین یافته

دقت ضریب چولگی را می‌توان با وزن‌دهی (متوسط وزن‌دار چولگی نمونه و چولگی برآوردی جامعه) بهبود داد (IACWD, 1982). میزان خطای نتایج برآوردی (میانگین مربعات خطا) را می‌توان با وزن‌دهی ایستگاه‌های مشاهداتی و ضریب چولگی تعمیم‌یافته به حداقل رساند. Tasker, (1978)، از معادله‌ی زیر جهت وزن‌دهی به ضرایب چولگی استفاده کرد.

$$G_w = \frac{MSE_g(G_s) + MSE_s(G_g)}{MSE_g + MSE_s} \quad (3)$$

که در آن:

G_w: میزان ضریب چولگی توزین‌یافته

G_s: میزان ضریب چولگی ایستگاه مشاهداتی

G_g: میزان ضریب چولگی تعمیم‌یافته

MSE_g: میزان مربعات خطای ضریب چولگی تعمیم‌یافته

MSE_s: میزان مربعات خطای ضریب چولگی ایستگاه مشاهداتی

می‌باشند.

در رابطه‌ی (۳) و مقدار MSE_s از طریق رابطه‌ی (۴) حاصل می‌گردد (۵۲)؛

$$MSE_s = 10^{A - B(\log_{10}^{(N/10)})} \quad (4)$$

$$A = -0.33 + 0.08|G| \quad \text{if } |G| \leq 0.9$$

$$A = -0.52 + 0.30|G| \quad \text{if } |G| \geq 0.9$$

$$B = 0.94 - 0.26|G| \quad \text{if } |G| \leq 1.5$$

$$B = 0.55 \quad \text{if } |G| \geq 1.5$$

که در آن:

MSE_s: میزان مربعات خطای ضریب چولگی ایستگاه

مشاهداتی

A و B ضرایب معادله

نتایج و بحث

در مطالعه‌ی حاضر، استان آذربایجان شرقی به سه منطقه هیدرولوژیک الف، ب و ج تقسیم بندی گردید و بر اساس این تقسیم‌بندی تجزیه و تحلیل و محاسبات انجام گرفت.

ضرایب چولگی از طریق تجزیه و تحلیل آماری برای تست برابری میانگین‌های مقادیر چولگی در بین مناطق هیدرولوژیک مورد مقایسه قرار گرفتند. برخی آمار توصیفی مربوط به ضرایب چولگی هر منطقه و در هر ۳ منطقه بصورت ترکیب شده در جدول (۱) آورده شده‌اند. تفاوت آماری مناطق هیدرولوژیک در جدول (۱) مشهود بوده و از طریق چندین آزمون آماری نیز مورد بررسی قرار گرفت



جدول (۱): آمار توصیفی انتخابی برای ضرایب چولگی ناریب هر ۳ منطقه‌ی هیدرولوژیک استان آذربایجان شرقی

Region	N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation	Variance
Northern	۱۳	-۰/۸۳	۰/۹۹	-۰/۰۹۹۸	۰/۵۵۴۳۶	۰/۳۰۷
Central	۳۹	-۱/۴۳	۱/۱۷	-۰/۱۳۶۴	۰/۶۴۶۸۲	۰/۴۱۸
Southern	۱۰	-۱/۹۶	۱/۸۶	-۰/۰۵۷۲	۱/۱۲۶۴۷	۱/۲۶۹
Overall	۶۲	-۱/۹۶	۱/۸۶	-۰/۱۱۶۰	۰/۷۱۳۵۸	۰/۵۰۹

آزمون‌های استاندارد پارامتری (مانند ANOVA F-test) نشان داد که میانگین مقادیر چولگی برای هر منطقه‌ی هیدرولوژیک برابر است (جدول ۲). سپس آزمون‌های مقایسه‌ای چندگانه برای شناسایی مناطقی که میانگین آن‌ها به لحاظ آماری تفاوت معنی‌داری با دیگر مناطق هیدرولوژیک دارند مورد استفاده قرار گرفتند. به علت نابرابر بودن اندازه‌ی نمونه‌های مورد مقایسه، از ۱۳ در منطقه‌ی الف تا ۱۰ در منطقه‌ی ج (جدول ۱)، از روش‌های استنتاجی از جمله حداقل اختلاف معنی‌دار (LSD)، شفه (Scheffe) و آزمون مقایسه‌ای چندگانه‌ی توکی (Tukey HSD) استفاده شد. تمامی تست‌ها نشان دادند که در بین میانگین‌های گروه‌های هیدرولوژیک الف، ب و ج اختلاف معنی‌داری وجود ندارد (جدول ۳). اما عوامل دیگر، از قبیل توپوگرافی، زمین‌شناسی، و آب و هوا، نشان می‌دهد که تعیین این مناطق به عنوان مناطق هیدرولوژیک جداگانه قابل قبول می‌باشد. تجزیه و تحلیل آماری توسط آزمون‌های مختلف نشان داد که ضرایب چولگی در درون هر یک از گروه‌ها، بصورت نرمال توزیع شده‌اند (شکل ۳).

جدول (۲): آمار توصیفی انتخابی برای ضرایب چولگی ناریب هر ۳ منطقه هیدرولوژیک استان آذربایجان شرقی

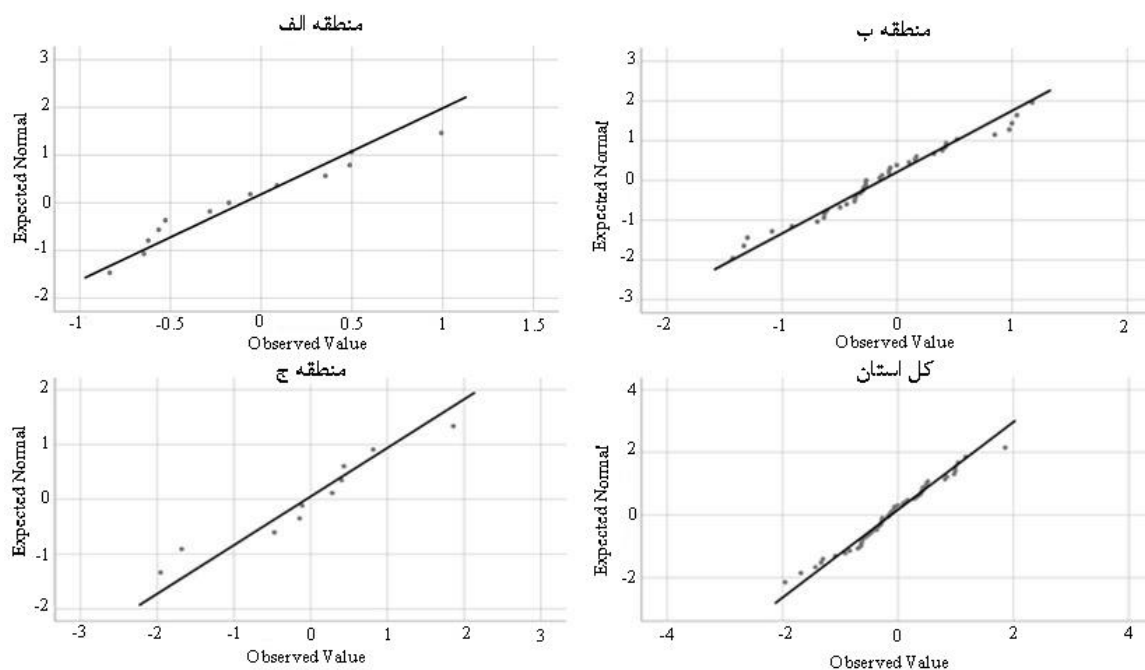
	Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
Between Groups	۰/۰۵۴	۳	۰/۰۱۸	۰/۰۳۵	۰/۹۹۱
Within Groups	۶۲/۰۶۷	۱۲۰	۰/۵۱۷		
Total	۶۲/۱۲۱	۱۲۳			



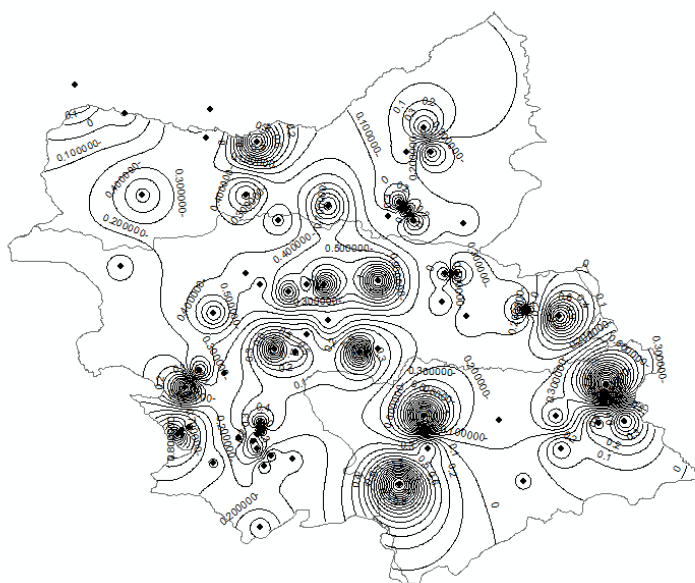
جدول (۳): آمار توصیفی انتخابی برای ضرایب چولگی نارایب هر ۳ منطقه‌ی هیدرولوژیک استان آذربایجان شرقی

		Mean	Std. Error	Sig.	95% Confidence Interval	
		Difference			Lower Bound	Upper Bound
Tukey HSD	۱	۲	۰/۰۳۶۵۹	۰/۲۳۰۳۲	۰/۹۹۹	-۰/۵۶۳۵
		۳	-۰/۰۴۲۵۸	۰/۳۰۲۵۰	۰/۹۹۹	-۰/۸۳۰۷
		۴	۰/۰۱۶۱۵	۰/۲۱۹۳۸	۱/۰۰۰	-۰/۵۵۵۴
	۲	۱	-۰/۰۳۶۵۹	۰/۲۳۰۳۲	۰/۹۹۹	-۰/۶۳۶۷
		۳	-۰/۰۷۹۱۶	۰/۲۵۴۹۲	۰/۹۹۰	-۰/۷۴۳۳
		۴	-۰/۰۲۰۴۴	۰/۱۴۶۹۸	۰/۹۹۹	-۰/۴۰۳۴
	۳	۱	۰/۰۴۲۵۸	۰/۳۰۲۵۰	۰/۹۹۹	-۰/۷۴۵۶
		۲	۰/۰۷۹۱۶	۰/۲۵۴۹۲	۰/۹۹۰	-۰/۵۸۵۰
		۴	۰/۰۵۸۷۲	۰/۲۴۵۰۸	۰/۹۹۵	-۰/۵۷۹۸
	۴	۱	-۰/۰۱۶۱۵	۰/۲۱۹۳۸	۱/۰۰۰	-۰/۵۸۷۷
		۲	۰/۰۲۰۴۴	۰/۱۴۶۹۸	۰/۹۹۹	-۰/۳۶۲۵
		۳	۰/۰۵۸۷۲	۰/۲۴۵۰۸	۰/۹۹۵	-۰/۶۹۷۳
Scheffe	۱	۲	۰/۰۳۶۵۹	۰/۲۳۰۳۲	۰/۹۹۹	-۰/۶۱۶۵
		۳	-۰/۰۴۲۵۸	۰/۳۰۲۵۰	۰/۹۹۹	-۰/۹۰۰۴
		۴	۰/۰۱۶۱۵	۰/۲۱۹۳۸	۱/۰۰۰	-۰/۶۰۵۹
	۲	۱	-۰/۰۳۶۵۹	۰/۲۳۰۳۲	۰/۹۹۹	-۰/۶۸۹۷
		۳	-۰/۰۷۹۱۶	۰/۲۵۴۹۲	۰/۹۹۲	-۰/۸۰۲۰
		۴	-۰/۰۲۰۴۴	۰/۱۴۶۹۸	۰/۹۹۹	-۰/۴۳۷۲
	۳	۱	۰/۰۴۲۵۸	۰/۳۰۲۵۰	۰/۹۹۹	-۰/۸۱۵۲
		۲	۰/۰۷۹۱۶	۰/۲۵۴۹۲	۰/۹۹۲	-۰/۶۴۳۷
		۴	۰/۰۵۸۷۲	۰/۲۴۵۰۸	۰/۹۹۶	-۰/۶۳۶۲
	۴	۱	-۰/۰۱۶۱۵	۰/۲۱۹۳۸	۱/۰۰۰	-۰/۶۳۸۲
		۲	۰/۰۲۰۴۴	۰/۱۴۶۹۸	۰/۹۹۹	-۰/۳۹۶۳
		۳	-۰/۰۵۸۷۲	۰/۲۴۵۰۸	۰/۹۹۶	-۰/۷۵۳۷
LSD	۱	۲	۰/۰۳۶۵۹	۰/۲۳۰۳۲	۰/۸۷۴	-۰/۴۱۹۴
		۳	-۰/۰۴۲۵۸	۰/۳۰۲۵۰	۰/۸۸۸	-۰/۶۴۱۵
		۴	۰/۰۱۶۱۵	۰/۲۱۹۳۸	۰/۹۴۱	-۰/۴۱۸۲
	۲	۱	-۰/۰۳۶۵۹	۰/۲۳۰۳۲	۰/۸۷۴	-۰/۴۹۲۶
		۳	-۰/۰۷۹۱۶	۰/۲۵۴۹۲	۰/۷۵۷	-۰/۵۸۳۹
		۴	-۰/۰۲۰۴۴	۰/۱۴۶۹۸	۰/۸۹۰	-۰/۳۱۱۵
	۳	۱	۰/۰۴۲۵۸	۰/۳۰۲۵۰	۰/۸۸۸	-۰/۵۵۶۴
		۲	۰/۰۷۹۱۶	۰/۲۵۴۹۲	۰/۷۵۷	-۰/۴۲۵۶
		۴	۰/۰۵۸۷۲	۰/۲۴۵۰۸	۰/۸۱۱	-۰/۴۲۶۵
	۴	۱	-۰/۰۱۶۱۵	۰/۲۱۹۳۸	۰/۹۴۱	-۰/۴۵۰۵
		۲	۰/۰۲۰۴۴	۰/۱۴۶۹۸	۰/۸۹۰	-۰/۲۷۰۶

۳	-۰/۰۵۸۷۲	۰/۲۴۵۰۸	۰/۸۱۱	-۰/۵۴۴۰
---	----------	---------	-------	---------



شکل (۳): نمودارهای آزمون سنجش نرمال بودن ضرایب چولگی در مناطق مختلف استان آذربایجان شرقی



شکل (۴): خطوط هم چولگی استان آذربایجان شرقی

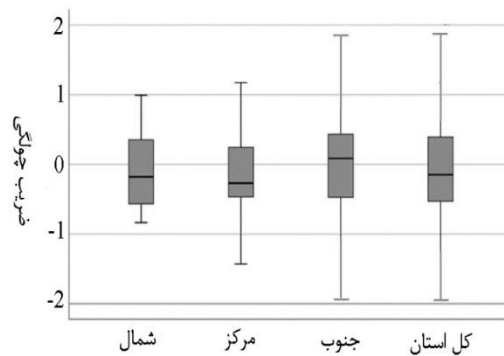
منطقه‌ی هیدرولوژیک الف و ب و ج جهت ارزیابی ضرایب چولگی و خطاهای نقشه مربوط به خود مورد استفاده قرار

اگر چه نقشه‌های مناطق هیدرولوژیک در نهایت برای برآورد ضرایب چولگی تعمیم یافته استفاده نشد، اما هر سه

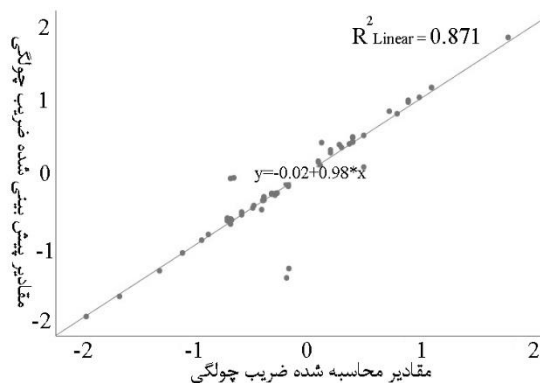
آذربایجان شرقی نسبت به منطقه مرکزی و شمالی استان است. نکته مهم در این نمودار شکل ۵ منطقه‌بندی استان است. استفاده از روش منطقه‌ای سبب افزایش دقت در محاسبه ضریب چولگی می‌گردد زیرا در صورتیکه ضریب چولگی برای کل استان محاسبه گردد سبب کاهش دقت در ضریب چولگی به دلیل افزایش پراکندگی داده‌ها می‌شود. دلیل پراکندگی مختلف داده‌ها در سه منطقه می‌تواند به دلیل وجود سه حوضه آبریز متمایز در این استان باشد. لذا بر اساس شکل ۴ می‌توان مزیت منطقه‌ای نمودن ضریب چولگی و افزایش دقت آن را نیز نتیجه گرفت

گرفت. شرح‌خطاهای این مطالعه در زیر مورد بحث است. جهت شناسایی مناطق هیدرولوژیک که دارای ضریب چولگی یکنواختی هستند، ضریب چولگی ۶۲ ایستگاه هیدرومتری بر روی این نقشه ترسیم شد (شکل ۴).

براساس نتایج حاصل از تجزیه آماری ضرایب چولگی در هر سه منطقه با استفاده از نرم افزار SPSS مشخص گردید که دامنه تغییرات ضریب چولگی در منطقه شمالی استان بین $-0/83$ و $0/99$ ، مرکزی بین $-1/42$ تا $1/17$ ، جنوبی بین $-1/96$ تا $1/86$ و در کل استان بین $1/96$ تا $1/86$ متغیر است (شکل ۵). این موضوع بیانگر پراکندگی زیاد ضریب چولگی در منطقه جنوبی و در کل استان



شکل (۵): ضرایب چولگی هر ۳ منطقه‌ی هیدرولوژیک و کل ایستگاه‌های مشاهداتی



شکل (۶): مقادیر پیش‌بینی‌شده از طریق نقشه‌ی ضریب چولگی در سطح استان در مقابل مقادیر محاسبه‌شده

به عنوان روشی مناسب جهت برآورد و تخمین ضریب چولگی استفاده گردد.

شکل ۶ بیانگر همبستگی بین داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه شده ضریب چولگی است. مطابق شکل ۶ می‌تواند به این نتیجه رسید که ضریب چولگی تعمیم یافته می‌تواند

نظر گرفته شده است که این بخش از تحقیق با نتایج تحقیقات (Gruber, & Stedinger, Reis et al. (2003) و (2008) و (Griffis, & Stedinger, (2009) مطابقت دارد. هرچند این اختلاف بسیار اندک بوده ولیکن با توجه به شکل ۷ می‌توان مشاهده نمود که در صورت ایجاد مناطق هیدرولوژیک، میزان خطای چولگی تعمیم‌یافته در درون مناطق هیدرولوژیک سه‌گانه تقلیل می‌یابد. لذا بر اساس نتایج به دست آمده بر اساس تجزیه و تحلیل مقادیر RMSE با استفاده از روش‌های مختلف می‌توان روش وزن دهی به ضریب چولگی را به عنوان روش برگزیده در استان آذربایجان شرقی پیشنهاد نمود.

نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل روش‌های مورد بررسی در شکل (۷) مشهود می‌باشد. بررسی‌های حاصل از RMSE (شکل ۷) نشان دادند که میزان دقت ضرایب چولگی در سطح منطقه‌ای و استانی تقریباً به یک اندازه و میانگین خطای ضریب چولگی نارایب بیشترین مقدار و میانگین‌گیری وزنی نسبتاً کمتر از دیگر روش‌ها می‌باشد که این نتیجه با نتایج حاصل از پژوهش‌های Tasker, & Stedinger, (1986) و Tasker, (1980) مطابق است. در بین روش‌های محاسبه چولگی تعمیم‌یافته به کمک نقشه‌های هم‌چولگی، میزان خطای روشی که در آن ۳ منطقه هیدرولوژیک در نظر گرفته شده، کمتر از روشی است که در آن استان آذربایجان شرقی به صورت متحدالشکل در



شکل (۷): مقایسه میزان RMSE ضرایب چولگی تعمیم‌یافته با و بدون در نظر گرفتن مناطق هیدرولوژیک، ضریب چولگی توزین یافته و نارایب

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_m^n - Q_o^n)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_o^n - \bar{Q}_o)^2} \quad (6)$$

که در آن:

NSE: ضریب نش - شاتکلیف

Q_m^n : ضریب چولگی پیش‌بینی شده i ام

Q_o^n : ضریب چولگی مشاهداتی i ام

ضریب نش - شاتکلیف

ضریب نش - شاتکلیف برای ارزیابی توان مدل‌های هیدرولوژیکی در پیش‌بینی نتایج مورد استفاده قرار می‌گیرد. این ضریب بر اساس رابطه (۶) محاسبه می‌گردد. هر چه مقدار این ضریب به یک نزدیک‌تر باشد به معنی توان بالاتر و دقت بیشتر مدل در پیش‌بینی نتایج است.



روش محاسبه ضریب چولگی به روش وزنی است. این نتیجه موید این موضوع است که روش وزنی نسبت به سایر روش‌ها در تعیین ضریب چولگی تعمیم‌یافته دارای عملکرد بهتری در منطقه مورد مطالعه است و نیز نتایج قبلی حاصل از پژوهش نیز موید این موضوع است.

$\overline{Q_0}$: میانگین ضریب چولگی مشاهداتی است (Nas & Sutcliffe, 1970).

برآورد ضریب نش - شاتکلیف در جدول ۴ نشان داده شده است. بر اساس محاسبات مربوط به ضریب نش - شاتکلیف مشخص گردید که بالاترین ضریب مربوط به

جدول (۴): نمایه نش - شاتکلیف برای ضرایب چولگی تعمیم‌یافته با و بدون در نظر گرفتن مناطق هیدرولوژیک، ضریب چولگی توزین یافته و ناریب

Nash-Sutcliffe coefficient				
Region	Regional generalized skewness coefficient	generalized skewness coefficient	weighted skewness coefficient	unbiased skewness coefficient
Northern	۰/۹۴	۰/۶۶	۰/۹۷	۰/۹۲
Central	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۹۴	۰/۸۸
Southern	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۰۹
Overall	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۹۶	۰/۶۰

مجذور میانگین مربعات خطای نسبی

پارامتر مجذور میانگین مربعات خطای نسبی با استفاده از رابطه ۷ تعیین گردید.

$$RRMSE = \frac{RMSE}{STD} \quad (7)$$

که در آن:

RRMSE: مجذور میانگین مربعات خطای نسبی

RMSE: مجذور میانگین مربعات خطا

STD: انحراف معیار است.

جدول (۵): مجذور میانگین مربعات خطای نسبی برای ضرایب چولگی تعمیم‌یافته با و بدون در نظر گرفتن مناطق هیدرولوژیک، ضریب چولگی توزین و ناریب

NRMSE				
Region	Regional generalized skewness coefficient	generalized skewness coefficient	weighted skewness coefficient	unbiased skewness coefficient
Northern	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۰۸
Central	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۹
Southern	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۲۷
Overall	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۱۲

روش‌های محاسبه ضریب چولگی تعمیم‌یافته، روش توزین - یافته است.

جدول ۵ ضریب مجذور میانگین مربعات نسبی را نشان می‌دهد. بر اساس این جدول، کمترین مقدار خطا مربوط به ضریب چولگی توزین یافته با دامنه ۰/۰۱ تا ۰/۰۶ است. بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که بهترین روش در میان

نتیجه گیری

و محاسبه ضریب چولگی ناریب و ضریب چولگی توزین- یافته پرداخته شود. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش و مقایسه و تحلیل روش‌های مختلف به کاربرده شده در این پژوهش مشخص گردید که روش توزین‌یافته کمترین مقدار خطا را نسبت به روش‌های منطقه‌ای و استانی و ناریب دارد که مطابق با بسیاری از تحقیقات مشابه صورت گرفته در این زمینه بود که کمتر بودن خطای نسبی و همچنین بالا بودن ضریب نش در این روش این موضوع را تایید می‌نماید و لذا روش توزین‌یافته به عنوان بهترین روش در تعیین ضریب چولگی تعمیم‌یافته انتخاب و پیشنهاد شد. لذا باید در نظر داشت که در محاسبات آینده‌ی تحلیل فراوانی وقوع سیلاب در استان آذربایجان شرقی استفاده از روش وزن-دهی به ضریب چولگی می‌تواند نتایج بهتری نسبت به روش‌های مورد بررسی در این پژوهش داشته باشد

تحلیل وقوع سیلاب در بسیاری از مناطق یکی از مهمترین آنالیزها در مباحث هیدرولوژیک و سازه‌ای است. از طرفی نیز محاسبه ضریب چولگی در تحلیل وقوع سیلاب فاکتور کلیدی محسوب می‌گردد. لذا به دلیل اهمیت این موضوع تحقیقات بسیاری در نقاط مختلف دنیا از سال‌های گذشته انجام گرفته و محققین روش‌های مختلفی را ارایه و بررسی و مورد تجزیه و تحلیل قرار داده‌اند؛ برخی از روش‌ها در این زمینه عبارتند از: محاسبه ضریب چولگی با استفاده از نقشه‌های ضریب چولگی و استفاده از روش‌های محاسبه ضریب چولگی ناریب و روش وزن‌دهی به ضریب چولگی. در این پژوهش نیز سعی شد با استفاده از روش‌های محاسبه ضریب چولگی با استفاده از نقشه‌ی ضریب چولگی

منابع

رضیعی، ط. ۱۳۹۶. منطقه بندی اقلیمی ایران به روش کوپن-گایگر و بررسی جابه جایی مناطق اقلیمی کشور در سده بیستم. مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۳(۲)، ۴۱۹-۴۳۹.

سازمان هواشناسی ایران. اقلیم استان آذربایجان شرقی. <http://www.irimo.ir/far/services/climate/793>.

طهماسبی، پور ن.، شریفی، ف.، مهدوی، م.، پزشکی، ح. ۱۳۸۶. منطقه ای کردن برآورد سیل در تعدادی از زیرحوزه های کرخه با استفاده از چولگی تعمیم یافته. منابع طبیعی شماره ۷۴.

کرمی، م.، تلوری، ع.ر.، سمیعی، م. ۱۳۹۱. برآورد دبی حداکثر لحظه‌ای با استفاده از ضریب چولگی تعمیمی. هشتمین همایش علوم و مهندسی آبخیزداری.

- Atiem I., and Harmancioglu N. 2006. Assessment of Regional Floods Using L-Moments Approach: The Case of the River Nile. *Water Resources Management*, 20:723-747.
- Benson, M. A., & Matalas, N. C. 1967. Synthetic hydrology based on regional statistical parameters. *Water Resources Research*, 3(4), 931-935.
- Fill, H. D., & Stedinger, J. R. 1998. Using regional regression within index flood procedures and an empirical Bayesian estimator. *Journal of Hydrology*, 210(1-4), 128-145.
- Gaume, E., Gaál, L., Viglione, A., Szolgay, J., Kohnová, S., & Blöschl, G. 2010. Bayesian MCMC approach to regional flood frequency analyses involving extraordinary flood events at ungauged sites. *Journal of hydrology*, 394(1-2), 101-117.
- Gaume, E., Gaál, L., Viglione, A., Szolgay, J., Kohnová, S., & Blöschl, G. 2010. Bayesian MCMC approach to regional flood frequency analyses involving extraordinary flood events at ungauged sites. *Journal of hydrology*, 394(1-2), 101-117.
- Greis, N. P., & Wood, E. F. 1981. Regional flood frequency estimation and network design. *Water Resources Research*, 17(4), 1167-1177.
- Greis, N. P., & Wood, E. F. 1981. Regional flood frequency estimation and network design. *Water Resources Research*, 17(4), 1167-1177.
- Griffis, V. W., & Stedinger, J. R. 2009. Log-Pearson type 3 distribution and its application in flood frequency analysis. III: Sample skew and weighted skew estimators. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(2), 121-130.

- Gruber, A. M., & Stedinger, J. R. 2008. Models of LP3 regional skew, data selection, and Bayesian GLS regression. In World Environmental and Water Resources Congress 2008: Ahupua'A (pp. 1-10).
- Haddad, K., & Rahman, A. 2012. Regional flood frequency analysis in eastern Australia: Bayesian GLS regression-based methods within fixed region and ROI framework—Quantile Regression vs. Parameter Regression Technique. *Journal of Hydrology*, 430, 142-161.
- Halbert, K., Nguyen, C. C., Payrastra, O., & Gaume, E. 2016. Reducing uncertainty in flood frequency analyses: A comparison of local and regional approaches involving information on extreme historical floods. *Journal of Hydrology*, 541, 90-98.
- Hardison, C. H. 1974. Generalized skew coefficients of annual floods in the United States and their application. *Water Resources Research*, 10(4), 745-752.
- Hodgkins, G., & Martin, G. R. 2003. Estimating the Magnitude of Peak Flows for Streams in Kentucky for Selected Recurrence Levels (Vol. 3, No. 4180). US Department of Interior, US Geological Survey.
- Hosking, J. R. M., & Wallis, J. R. 1993. Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water resources research*, 29(2), 271-281.
- Hoskins, J. R. M., & Wallis, J. R. 1997. *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. Cambridge University.
- Interagency Advisory Committee on Water Data (IACWD) .1982. Guidelines for determining flood flow frequency, Bull. 17B, 28 pp., Hydrol.Subcomm., Washington, D. C.
- Jennings, M. E., W. O. Thomas Jr., and H. C. Riggs .1994. Nationwide summary of U.S. Geological Survey regional regression estimates for estimating magnitude and frequency of floods for ungaged sites, U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep., 94-4002.
- Kuczera, G. 1982. Combining site-specific and regional information: An empirical Bayes approach. *Water Resources Research*, 18(2), 306-314.
- Madsen, H., & Rosbjerg, D. 1997. Generalized least squares and empirical Bayes estimation in regional partial duration series index-flood modeling. *Water Resources Research*, 33(4), 771-781.
- Mann, M. P., Rizzardo, J., & Satkowski, R. 2004. Evaluation of methods used for estimating selected streamflow statistics, and flood frequency and magnitude, for small basins in north coastal California. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Martins, E. S., & Stedinger, J. R. 2000. Generalized maximum-likelihood generalized extreme-value quantile estimators for hydrologic data. *Water Resources Research*, 36(3), 737-744.
- Matalas, N. C., & Gilroy, E. J. 1968. Some comments on regionalization in hydrologic studies. *Water Resources Research*, 4(6), 1361-1369.
- McCuen, R. H., & Hromadka, T. V. 1988. Flood skew in hydrologic design on ungaged watersheds. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 114(2), 301-310.
- Moss, M. E., & Karlinger, M. R. 1974. Surface water network design by regression analysis simulation. *Water Resources Research*, 10(3), 427-433.
- Naghavi, B., & Yu, F. X. 1991. Generalized skew coefficients of annual floods for louisiana streams 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 27(2), 209-216.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.
- Pilon, P. J., & Adamowski, K. 1992. The value of regional information to flood frequency analysis using the method of L-moments. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 19(1), 137-147.
- Reis Jr, D. S., & Stedinger, J. R. 2005. Bayesian MCMC flood frequency analysis with historical information. *Journal of hydrology*, 313(1-2), 97-116.
- Reis, D. S. 2005. *Flood frequency analysis employing Bayesian regional regression and imperfect historical information*. Cornell University.
- Reis, D. S., Jr., Stedinger, J. R., and Martins, E. S. 2004. "Operational Bayesian GLS regression for regional hydrologic analyses." Proc., *Critical Transitions in Water and Environmental Resources Management*, World Water and Environmental Resources Congress, G. Sehlke, D. F. Hayes, and D. K. Stevens, eds., ASCE, Reston, Va.



- Reis, Jr, D. S., Stedinger, J. R., & Martins, E. S. 2003. Bayesian GLS regression with application to LP3 regional skew estimation. In World Water & Environmental Resources Congress 2003 (pp. 1-10).
- Renard, B. 2011. A Bayesian hierarchical approach to regional frequency analysis. *Water Resources Research*, 47(11).
- Reza Najafi, M., & Moradkhani, H. 2013. Analysis of runoff extremes using spatial hierarchical Bayesian modeling. *Water Resources Research*, 49(10), 6656-6670.
- Rossi, F., & Villani, P. 1994. Regional flood estimation methods. In *Coping with floods* (pp. 135-169). Springer, Dordrecht.
- Saf, B. 2009. Regional flood frequency analysis using L-moments for the West Mediterranean region of Turkey. *Water Resources Management*, 23(3), 531-551.
- Sando, S. K. 1998. Techniques for estimating peak-flow magnitude and frequency relations for South Dakota streams (Vol. 98, No. 4055). US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Seckin N., Cobaner M., Yurtal R., and Haktanir T. 2013. Comparison of Artificial Neural Network Methods with Lmoments for Estimating Flood Flow at Ungauged Sites: The Case of East Mediterranean River Basin, Turkey. *Water Resources Management*, 27:2103-2124.
- Shane, R. M., & Gaver, D. P. 1970. Statistical decision theory techniques for the revision of mean flood flow regression estimates. *Water Resources Research*, 6(6), 1649-1654.
- Shu, C., & Burn, D. H. 2004. Homogeneous pooling group delineation for flood frequency analysis using a fuzzy expert system with genetic enhancement. *Journal of Hydrology*, 291(1-2), 132-149.
- Siriwardena, L., & Hadgraft, R. 1994. Regional flood frequency in Victoria. *Water Down Under 94: Surface Hydrology and Water Resources Papers; Preprints of Papers*, 247.
- Stedinger, J. R. 1983. Design events with specified flood risk. *Water Resources Research*, 19(2), 511-522.
- Stedinger, J. R., & Tasker, G. D. 1986. Regional hydrologic analysis, 2, Model-error estimators, estimation of sigma and log-Pearson type 3 distributions. *Water Resources Research*, 22(10), 1487-1499.
- Tasker, G. D. 1978. Flood frequency analysis with a generalized skew coefficient. *Water Resources Research*, 14(2), 373-376.
- Tasker, G. D. 1980. Hydrologic regression with weighted least squares. *Water Resources Research*, 16(6), 1107-1113.
- Tasker, G. D., & Stedinger, J. R. 1986. Regional skew with weighted LS regression. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 112(2), 225-237.
- Thomas, D. M., & Benson, M. A. 1970. Generalization of streamflow characteristics from drainage-basin characteristics.
- Vicens, G. J., Rodriguez-Iturbe, I., & Schaake Jr, J. C. 1975. A Bayesian framework for the use of regional information in hydrology. *Water Resources Research*, 11(3), 405-414.
- Walker, J. F., & Krug, W. R. 2003. Flood-frequency characteristics of Wisconsin streams (Vol. 3, No. 4250). US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Wallis, J. R., Matalas, N. C., & Slack, J. R. 1974. Just a moment!. *Water Resources Research*, 10(2), 211-219.
- Wurbs, R.A. and James, W.P. 2000. *Water resources engineering*: 431p.



Investigation of Methods for Determining the Regional Skewness Coefficient of the Maximum Discharge in East Azarbaijan province

Javad Behmanesh¹, Hassan Rezaeian², Shadih Heydari Tashh Kabood³, Milad Ebrahimi⁴

Abstract

To determine the flow rate with different return periods, it is necessary to use the skewness coefficient with acceptable precision. Estimation of population skewness in different regions is improved by different methods such as weighted skewness and generalized skewness. The main objective of the present research is to determine the coefficients of skewness using different methods and present the best method for determining the mentioned coefficients in East Azerbaijan, Iran. East Azerbaijan has three different hydrologic regions. The north of the province is a part of Aras catchment area, the center of the province is a part of Urmia lake watershed and a part of the south of the province is a part of Sefidrood catchment area. In this research, different generalized skewness coefficients methods were used. In the present study, the generalized skewness coefficients were estimated using four methods including generalized skewness coefficient without considering hydrological regions, generalized skewness coefficient with accounting hydrological regions, unbiased skewness coefficient and weighted skewness coefficient for three hydrological regions and 62 observed stations during studied period. Based on the obtained results and on the basis of the analysis of RMSE values for different methods, the method of weighting skewness coefficient can be suggested as the selected method in East Azerbaijan with an average value of 0.104. Also, the results of calculating the Nash-Shutcliffe and the square of the mean squares of relative error coefficients showed that the weighting method is the best method for calculating the skewness coefficient.

Keywords: Flood frequency, Generalized skewness coefficient, GIS, Unbiased skewness coefficient, Weighted skewness coefficient

¹ Professor of Water Engineering Department of Water Engineering, Urmia University, Email address: behmanesh_javad@yahoo.com

² PhD student in Drainage and Irrigation, Department of Water Engineering, Urmia University, Email address: hassanrezaeian@ut.ac.ir

³ PhD student in Drainage Irrigation, Department of Water Engineering, University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Sari, Email address: shadiheydari21@gmail.com

⁴ PhD student in Drainage and Irrigation, Department of Water Engineering, Urmia University, Email address: miladebrahimi354@gmail.com

Research Paper

Investigation of Methods for Determining the Regional Skewness Coefficient of the Maximum Discharge in East Azarbaijan province

Javad Behmanesh^{1*}, Hassan Rezaeian², Shadieh Heydari Tasheh Kabood³, Milad Ebrahimi⁴

* Professor of Water Engineering Department Water Engineering, Urmia University, Email address: behmanesh_javad@yahoo.com

² PhD student in Drainage and Irrigation, Department of Water Engineering, Urmia University, Email address: hassanrezaeian@ut.ac.ir

³ PhD student in Drainage Irrigation, Department of Water Engineering, University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Sari, Email address: shadiheydari21@gmail.com

⁴ PhD student in Drainage and Irrigation, Department of Water Engineering, Urmia University, Email address: miladebrahimi354@gmail.com



10.22125/IWE.2021.234596.1361

Received:
June.09.2020

Accepted:
February.06.2021

Available online:
June.01.2022

Keywords:
Flood frequency,
Generalized skewness
coefficient, GIS,
Unbiased skewness
coefficient, Weighted
skewness coefficient

Abstract

To determine the flow rate with different return periods, it is necessary to use the skewness coefficient with acceptable precision. Estimation of population skewness in different regions is improved by different methods such as weighted skewness and generalized skewness. The main objective of the present research is to determine the coefficients of skewness using different methods and present the best method for determining the mentioned coefficients in East Azerbaijan, Iran. East Azerbaijan has three different hydrologic regions. The north of the province is a part of Aras catchment area, the center of the province is a part of Urmia lake watershed and a part of the south of the province is a part of Sefidrood catchment area. In this research, different generalized skewness coefficients methods were used. In the present study, the generalized skewness coefficients were estimated using four methods including generalized skewness coefficient without considering hydrological regions, generalized skewness coefficient with accounting hydrological regions, unbiased skewness coefficient and weighted skewness coefficient for three hydrological regions and 62 observed stations during studied period. Based on the obtained results and on the basis of the analysis of RMSE values for different methods, the method of weighting skewness coefficient can be suggested as the selected method in East Azerbaijan with an average value of 0.104. Also, the results of calculating the Nash-Shutcliffe and the square of the mean squares of relative error coefficients showed that the weighting method is the best method for calculating the skewness coefficient.

1. Introduction

Assessing the frequency of occurrence of hydrological phenomena plays an important role in investigating flood risk and designing hydraulic structures. Lack of hydrological data has caused

* **Corresponding Author:** Javad Behmanesh

Address: Department of Water Engineering,
Urmia University, Iran,

Email: j.behmanesh@urmia.ac.ir

hydrologists to design solutions in this field to obtain data from non-measured areas. The regional approach is a common method in hydrological analysis. In most regional estimation methods, the desired hydrological statistical information, such as flood mean, is converted at measured points to estimate the same statistical information at non-measured points (Haddad & Rahman, 2012). The use of regional skewness coefficient is a tool to overcome the highly variable nature of sample skewness (Wallis et al., 1974). The purpose of this study is to develop a map showing the generalized skewness coefficient in East Azarbaijan province and to explain the practical relations for calculating the generalized skewness coefficient as well as to compare and evaluate the generalized and weighed skewness coefficients in the three divided regions in this province. Also, choosing the best method among the studied approaches is one the most important objective to present the skewness coefficient in this province.

2. Materials and Methods

In this study, 62 hydrological stations throughout East Azerbaijan province were surveyed. East Azarbaijan province in this study was divided into three sub-regions. In fact, for the homogeneity of regions, the province was divided based on the watersheds of this province. The methods studied in this study are: (1) map of changes in skewness coefficient in the province, (2) map of skewness coefficient changes considering 3 hydrological regions, (3) unbiased skewness coefficient and (4) Weighted average of skewness coefficients.

3. Results

All tests showed that there was no significant difference between the means of hydrological groups A, B and C. However, other factors, such as topography, geology, and climate show that it is acceptable to designate these areas as separate hydrological areas. The RMSE results showed that the accuracy of skewness coefficients at the regional and provincial levels is almost the same and the average error of unbiased skewness coefficient is the highest and weighted average is relatively less than other methods. This result is consistent with the findings of Tasker, & Stedinger, (1986) and Tasker, (1980). Based on the calculations related to the Nash-Shotcliff coefficient, it was determined that the highest coefficient is related to the method of calculating the skewness coefficient by weighting method. This result confirms that the weighting method has a better performance than other methods in determining the generalized skewness coefficient in the study area and also, previous research results confirm this.

4. Discussion and Conclusion

Flood analysis in many areas is one of the most important analyzes in hydrological and structural issues. On the other hand, calculating the skewness coefficient is a key factor in analyzing the occurrence of floods. Based on the results of this study and comparison and analysis of different methods used in this study, it was found that the weighted method has the lowest amount of error compared to regional, provincial and non-regional methods, which is consistent with many similar research has been done in this field that less relative error. Also, high Nash coefficient in this method confirms this issue and therefore the weighted method was selected and proposed as the best method in determining the generalized skewness coefficient. Therefore, it should be borne in mind that in future calculations of flood frequency analysis in East Azerbaijan province, the use of skewness weighting method can have better results than the methods studied in this study.

5. Six important references

1. Griffis, V. W., & Stedinger, J. R. 2009. Log-Pearson type 3 distribution and its application in flood frequency analysis. III: Sample skew and weighted skew estimators. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(2), 121-130
2. Tasker, G. D., & Stedinger, J. R. 1986. Regional skew with weighted LS regression. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 112(2), 225-237.
3. Tasker, G. D. 1978. Flood frequency analysis with a generalized skew coefficient. *Water Resources Research*, 14(2), 373-376.
4. Interagency Advisory Committee on Water Data (IACWD) .1982. Guidelines for determining flood flow frequency, Bull. 17B, 28 pp., Hydrol.Subcomm., Washington, D. C.
5. Reis, Jr, D. S., Stedinger, J. R., & Martins, E. S. 2003. Bayesian GLS regression with application to LP3 regional skew estimation. In *World Water & Environmental Resources Congress 2003* (pp. 1-10).
6. Tasker, G. D. 1978. Flood frequency analysis with a generalized skew coefficient. *Water Resources Research*, 14(2), 373-376.

Conflict of Interest

Authors declared no conflict of interest.

Acknowledgments

We would like to express our sincere gratitude to Mr. Amin Vazifekhhah and the Regional Water Authority of East Azerbaijan for their assistance in conducting this research.