



مدیریت آب و آبیاری (نشریه علمی)

دوره ۱۱ ■ شماره ۲ ■ تابستان ۱۴۰۰

صفحه‌های ۲۲۲-۲۰۷

DOI: 10.22059/jwim.2021.319364.862

مقاله پژوهشی:

بررسی عدم قطعیت داده‌های بارش TRMM در مدل‌سازی تراز آب زیرزمینی دشت رفسنجان

سامان سیف^۱، احمد شرافاتی^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی عمران - مدیریت منابع آب، دانشکده مهندسی عمران، گروه مدیریت ساخت و آب، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران.

۲. استادیار دانشکده مهندسی عمران، گروه مدیریت ساخت و آب، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران.

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۰۵/۰۴

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۱۲/۲۰

چکیده

اطلاعات بارش نقش مهمی در محاسبه تغذیه آب‌خون‌ها با استفاده از مدل‌های ریاضی بر عهده دارد. در سال‌های اخیر با در دسترس قرار گرفتن داده‌های بارش ماهواره‌ای، به‌ویژه ماهواره‌های TRMM و GPM، روش‌های جدید و نوآورانه‌ای برای غلبه عدم دسترسی به داده‌های بارش ابداع شده است. با این وجود، موانعی نظیر عدم قطعیت داده‌ها، این روش‌ها را با محدودیت‌هایی نیز مواجه کرده است. در این مطالعه، پس از برطرف‌نمودن خطای داده‌های ماهواره‌ای، از این اطلاعات به‌عنوان پارامتر تغذیه به کد MODFLOW، استفاده شد و عدم قطعیت تراز آب زیرزمینی توسط توابع مختلف کاپولا محاسبه شد. بررسی خروجی‌های مدل آب زیرزمینی نشان‌دهنده کاهش ۵۰ درصدی شاخص خطای جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) بود. شایان ذکر است که حدود ۹۰ درصد از سطح آب‌خون دارای اختلاف تراز کمتر از ۱۰ درصد، نزدیک به ۸ درصد دارای اختلاف ۲۰ تا ۳۰ درصدی و حدود ۲ درصد آب‌خون دارای اختلاف تقریبی ۸۰ درصدی نسبت داده‌های مشاهداتی را نشان می‌داد. نتایج مذکور نشان‌دهنده عملکرد مناسب و با ضریب اطمینان بالای ۹۰ درصد توابع کاپولا در محاسبه عدم قطعیت تراز آب زیرزمینی با استفاده از داده‌های بارش ماهواره‌ای به‌عنوان پارامتر تغذیه است.

کلیدواژه‌ها: بارش ماهواره‌ای، تابع کاپولا، عدم قطعیت میزان تراز آب زیرزمینی، ماهواره TRMM، مدل MODFLOW.

Analysis of TRMM precipitation data uncertainty in groundwater level modeling of Rafsanjjan plain

Saman Seyf¹, Ahmad Sharafati^{2*}

1. M.Sc. Student, Faculty of Civil Engineering, Department of Construction and Water Management, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran.

2. Assistant Professor, Faculty of Civil Engineering, Department of Construction and Water Management, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran.

Received: March, 10, 2021

Accepted: July, 26, 2021

Abstract

Precipitation information plays an important role in calculating aquifer nutrition using mathematical models. In recent years, with the availability of satellite precipitation data, especially TRMM and GPM satellites, new and innovative methods have been developed to overcome the lack of access to precipitation data. However, barriers such as data uncertainty also limit these methods. In this study, after correcting the satellite data error, this information was used as a feed parameter to MODFLOW code, and the groundwater level uncertainty was calculated by different Coppola functions. Examination of groundwater model outputs showed a 50% reduction in root mean square error index (RMSE). It is worth noting that about 90% of the aquifer had a difference of less than 10%, about 8% had a difference of 20 to 30% and about 2% of the aquifer had an approximate difference of 80% of the observational data ratio. The mentioned results show the proper performance and with a reliability coefficient of over 90% of the Coppola functions in calculating the groundwater level uncertainty using satellite precipitation data as the feeding parameter.

Keywords: Copula functions, Ground water level uncertainty, MODFLOW Model, Satellite rainfall, TRMM.

مقدمه

با کاربری کشاورزی مدل‌سازی کردند و ارتباط سطح آب زیرزمینی با میزان بارش مازاد مشخص نموده و هم‌چنین اجزای مصنوعی را از رژیم طبیعی آب زیرزمینی جدا نمودند (Gehrels *et al.*, 1994). مقایسه نتایج حاصل از مدل‌سازی تأثیر احیا با یک راه‌حل تحلیلی نشان داد که کاهش سطح آب زیرزمینی تا حدی با کاهش دبی جبران می‌شود. هم‌چنین Csáfordi *et al.* (2017) در یک پژوهش تجزیه و تحلیل وقوع نوسان روزانه و میزان تغییر روزانه تراز آب زیرزمینی را در ۲۰ چاه مشاهداتی در دشت بزرگ مجارستان با پوشش گیاهی مختلف و تفاوت در عمق قابل آبیاری و در میزان شوری خاک را بررسی کردند. نتایج نشان داد که میانگین تغییر روزانه در تراز آب زیرزمینی ارتباط معکوس معنی‌داری با Sy دارد. بارش و منابع آب زیرزمینی رابطه تنگاتنگی با یکدیگر دارند و باید به نحوی آن‌ها را مدیریت نمود که تعادل میان این دو به‌منظور استفاده پایدار از منابع آب زیر سطحی حفظ شود (Chen *et al.*, 2012; Venkatesan *et al.*, 2020). خشک‌سالی و تنوع آب‌وهوایی باعث عدم قطعیت در تأمین آب به‌ویژه در مناطق خشک و سفره‌های زیرزمینی می‌شود. از آنجا که میزان شارژ مجدد آب‌خوان اغلب نامشخص است، تعیین برداشت مطلوب آب زیرزمینی یک موضوع چالش برانگیز است (Zekri *et al.*, 2015). هرگاه عدم اطمینان در مقدار شارژ ورودی به آب‌خوان در فرآیند بهینه‌سازی در نظر گرفته شود، این مسأله حتی پیچیده‌تر می‌شود. این موضوع غالباً توسط تصمیم‌گیرندگان نادیده گرفته می‌شود، زیرا ترکیب تصادفی مجدد تغذیه درجه بیشتری از پیچیدگی از نظر محاسباتی و مدل‌سازی را به‌همراه دارد (Zekri *et al.*, 2015). Ansari & Naderianfar (2012) در پژوهشی با به‌کارگیری شاخص فازی تبخیر و تعرق تغییرات نوسانات سطح آب زیرزمینی در دشت نیشابور در بازه‌های زمانی

آب ضروری‌ترین و تجدیدپذیرترین منبع است که در مورد حیات روی زمین تصمیم می‌گیرد. کمبود آب در مناطق مختلف جهان به‌دلیل افزایش تقاضا در مصارف مختلف وجود دارد (Prabaharan, 2011; Sushant *et al.*, 2015; Venkatesan *et al.*, 2021). به‌دلیل پیچیدگی‌های موجود در طبیعت سیستم آب‌های زیرزمینی، شبیه‌سازی آن‌ها به مراتب مشکل‌تر از آب‌های سطحی است. این وضعیت به‌ویژه در مورد بهینه‌سازی این سیستم‌ها بارزتر می‌باشد. براساس نوع فرضیه‌های معرف پدیده موردنظر، مدل‌های مختلفی از نوع جعبه سیاه، مدل مفهومی و مدل ریاضی (تحلیلی و عددی) وجود دارند. پس از مدل‌های از نوع جعبه سیاه می‌توان مدل‌های مفهومی را به واقعیت نزدیک‌تر دانست. این نوع مدل‌ها با توجه به آنچه در طبیعت آب‌خوان آب زیرزمینی وجود دارد، مانند شرایط زمین‌شناسی، نوع جریان شامل ورقه‌ای و یا متلاطم، مؤلفه‌های جریان ورودی و خروجی، شرایط مرزی و غیره تهیه می‌شوند. اگرچه این نوع مدل‌ها در جهت آگاهی و شناخت اولیه از شرایط حاکم بر محیط آب‌خوان کمک شایانی می‌کنند، ولی به‌دلیل توصیفی بودن آن‌ها، نمی‌توان نتایج آن را به‌صورت عدد و رقم ارایه کرد و به همین جهت در مدیریت آب‌خوان مورد استفاده قرار نمی‌گیرند و بنابراین جهت شناخت بهتر آب‌خوان از مدل‌های ریاضی استفاده می‌کنند. در این مطالعه از مدل جریان آب زیرزمینی MODFLOW برای شبیه‌سازی سطح آب زیرزمینی و از تکنیک‌های GIS برای تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از مدل جریان آب زیرزمینی و تحلیل عدم قطعیت نتایج حاصله، بهره گرفته شده است. در زمینه پارامترهای تأثیرگذار بر تغییرات سطح آب زیرزمینی، Ansari *et al.* (1994) با استفاده از یک مدل تابع انتقال تصادفی خطی، نوسانات سطح آب زیرزمینی را در مناطق

ترتیبی زمین آماری که از خانواده توزیع‌های کلاسیک چند متغیره مانند توزیع نرمال متغیر، نرمال و گاما استفاده می‌کند، ساختار وابستگی بین متغیرها از انتخاب توزیع‌های حاشیه‌ای مستقل نیست (Genest *et al.*, 2007). بنابراین، به‌عنوان یک روش جایگزین می‌توان از مقادیری که دارای توابع توزیع تجمعی مشترک هستند، برای توصیف ساختار وابستگی متغیرها و همچنین مدل‌سازی متغیرهای تصادفی چند متغیره با توزیع‌های حاشیه‌ای مختلف استفاده کرد. در حقیقت، توصیف ساختار وابسته، مستقل از توزیع حاشیه‌ای یکی از جذاب‌ترین ویژگی‌های توابع کاپولا است (Rowe & Davis, 1997; Aghakouchak *et al.*, 2010; Nelsen, 2006). مدل کاپولا در تجزیه و تحلیل آماری، می‌تواند گفت که کاپولا توسط Sklar (1959) معرفی شد و در بسیاری از پژوهش‌ها در زمینه آمار و احتمالات مورد استفاده قرار گرفته است. در دهه هشتاد، استفاده عملی از این توابع در اقتصاد و حسابداری مالی آغاز شد. یک تابع کاپولا از الگوریتم‌های مناسب‌تری برای تولید توزیع مشترک متغیرها استفاده می‌کند، بنابراین واقع‌گرایانه‌تر است. توابع کاپولا به سرعت در زمینه‌های مختلف هیدرولوژی از جمله تجزیه و تحلیل فراوانی سیل (De Michele *et al.*, 2005; Genest *et al.*, 2007; Shiau *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2012; Chebana & Ouarda, 2009)، تجزیه و تحلیل چندمتغیره ویژگی‌های بارش (Song & Singh, 2010; Zhang *et al.*, 2013; Serinaldi, 2008; Kao & Govindaraju, 2009)، تجزیه و تحلیل چندمتغیره ویژگی‌های خشک‌سالی (De Michele *et al.*, 2006; Shiau *et al.*, 2008; Wong *et al.*, 2005) و هم‌زمانی رسوب و رواناب (Zhang *et al.*, 2014) گسترش یافت. در این مطالعه به‌عنوان اولین تلاش برای تعیین میزان و کنترل عدم قطعیت در کشوری در حال توسعه مانند ایران با مجموعه داده‌های نه چندان کارآمد

مختلف بررسی کرده و در نهایت نتایج تحلیل‌ها به‌صورت سری زمانی متوالی نشان داد که تغییرات سطح آب زیرزمینی با مقادیر شاخص فازی بارندگی و تبخیر-تعرق استاندارد شده از همبستگی بیش‌تری در مقیاس‌های مختلف زمانی نسبت به شاخص بارندگی استاندارد شده برخوردار است. در مطالعه دیگری (Jonubi *et al.*, 2013) به بررسی مدیریت سطح آب زیرزمینی از طریق تلفیق آب سطحی و زیرسطحی با استفاده از مدل Modflow پرداختند و به این نتیجه رسیدند که کاهش ۲۵ درصدی پمپاژ و قطع پمپاژ در مناطق غربی دشت ارومیه، به‌ترتیب موجب بالا آمدن سطح آب زیرزمینی به‌طور متوسط به اندازه ۵۴/۰ متر و افزایش ۲۵ و ۵۰ درصدی پمپاژ در مناطق شرقی دشت، به‌ترتیب موجب افت سطح آب زیرزمینی به‌طور متوسط به مقدار ۱ و ۵/۳ متر شد. کاهش عدم قطعیت تغذیه با کاهش عدم اطمینان در داده‌های ورودی به‌طور پیوسته بهبود می‌یابد (Xie *et al.*, 2018). عدم قطعیت بارش در مدل‌های هیدرولوژیکی به‌ویژه در شبیه‌سازهای آب زیرزمینی نقشی اساسی در تخمین سطح آب زیرزمینی و عدم قطعیت آن دارد. بنابراین، در بخش‌های آینده سعی در تعیین این سوگیری‌ها و یافتن روش‌های مؤثری برای تطابق با این نوع خطاها هستیم. پژوهش‌گران به سختی می‌توانند شبیه‌ساز شبیه‌سازی چرخه آب را بدون ورودی‌های دقیق بارش انجام دهند (Xue *et al.*, 2013).

یک روش برای تعیین کمیت عدم قطعیت موجود در برآورد بارش ماهواره‌ای با وضوح بالا با تولید نمایش‌های احتمالی و گروهی از میدان بارشی اندازه‌گیری‌شده ارائه دادند (Bellerby & Sun, 2005). لازم به ذکر است که در مطالعات پیشین، از روش‌های زمین آماری و شبیه‌ساز شبیه‌سازی مونت کارلو برای تولید زمینه‌های تصادفی همبستگی مکانی و میزان خطای تخمین بارش استفاده شده است. در مدل‌هایی مانند شبیه‌ساز شبیه‌سازی

اطلاعات ایستگاه هواشناسی رفسنجان، متوسط بلندمدت میزان بارندگی در این دشت ۹۰ میلی‌متر در سال است که در سال‌های اخیر به دلیل خشک‌سالی، کم‌تر از این مقدار گزارش شده است و تبخیر متوسط سالانه از سطح آزاد تشتک بیش از سه متر است و فاقد رودخانه دائمی است، بیش‌تر رودخانه‌ها فصلی هستند. رفسنجان در طبقه‌بندی اقلیمی به‌روش دومارتن دارای اقلیم خشک است. عمده تغذیه دشت رفسنجان مربوط به مسیل‌آهای جنوب و جنوب‌غرب است که حیاتی کاملاً وابسته به بارندگی دارند. آب‌خوان آبرفتی در این محدوده ۴۲۹۸ کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده است. سطح آب زیرزمینی آب‌خوان آبرفتی توسط ۸۰ حلقه چاه مشاهده‌ای اندازه‌گیری شده است. تعداد چاه و قنات این محدوده به‌ترتیب ۱۴۹۵ حلقه و ۱۵۴ رشته می‌باشد لازم بذکر است در این محدوده مطالعاتی چشمه وجود ندارد. در جدول (۱) مشخصات کلی آب‌خوان دشت رفسنجان نشان داده شده است. هم‌چنین در شکل (۱) محدوده مورد مطالعه به‌عنوان بخشی از آب‌خوان دشت رفسنجان نمایش داده شده است.

Table 1. General characteristics of Rafsanjan study area

Intake (MCM)		
Wells	Springs	Total
770.36	0	795.27

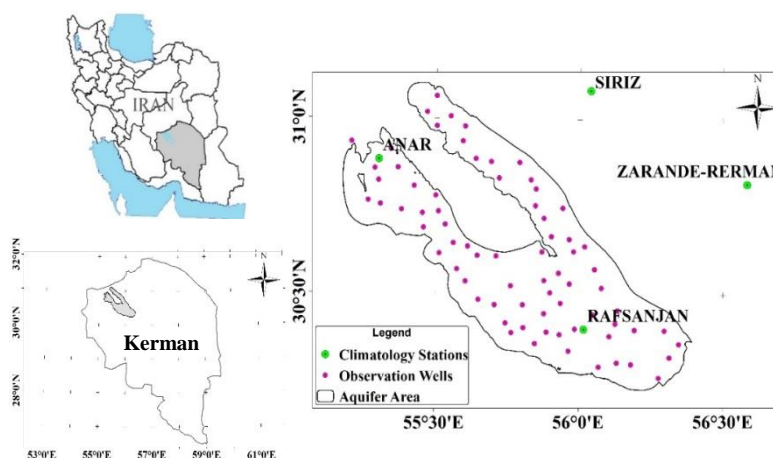


Figure 1. Study Area

اطلاعاتی مشاهده‌ای، استفاده از یک تابع گاوسی چندمتغیره که استفاده از آن به‌طور نسبی آسان است، برای توصیف ساختارهای وابستگی و شبیه‌سازی‌سازی استفاده می‌شود. میزان خطای بارندگی ماهواره‌ای چندمتغیره تابع گاوسی چندمتغیره n بعدی از توزیع نرمال چندمتغیره مشتق شده است (Nelsen, 2006) و با ماتریس همبستگی $pn \times n$ شرح داده شده است (n تعداد متغیرها است). به‌صورت خلاصه می‌توان چنین گفت که در این مطالعه ابتدا داده‌های بارش استخراج سپس با استفاده از تابع کاپولا رفع خطا می‌شوند، در ادامه با استخراج زیر داده‌هایی از آن با نسبت‌های مختلف و جایگذاری آن‌ها در مدل شبیه‌ساز آب زیرزمینی (MODFLOW) و اجرای آن اقدام به تحلیل عدم قطعیت تراز آب زیرزمینی پرداخته خواهد شد.

محدوده مطالعاتی

محدوده مطالعاتی رفسنجان با وسعت ۱۲۴۲۱ کیلومترمربع بین طول‌های جغرافیایی ۵۴ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۵۶ درجه و ۳۴ دقیقه و عرض‌های جغرافیایی ۲۹ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۳۱ دقیقه در محدوده ارتفاعی ۱۴۰۰ متر تا ۳۴۳۴ متر بالاتر از سطح دریا آزاد گسترده شده است. این منطقه تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد و خشک است. براساس

مواد و روش‌ها

روش پژوهش

در این پژوهش با توجه به تأثیرپذیری مستقیم سطح آب زیرزمینی از تغذیه سطحی حوضه که به صورت بارش نمود پیدا می‌کند، ابتدا داده‌های بارش ایستگاه‌های موجود در محدوده مطالعاتی به‌ازای ۱۰ سال متوالی استخراج سپس این داده‌ها به‌عنوان یکی از مشخصه‌های اصلی مدل GMS (شبیه‌ساز تراز آب زیرزمینی) به این شبیه‌ساز معرفی می‌شود تا با استفاده از کد MODFLOW روند سطح آب زیرزمینی در طول ۱۰ سال دوره آماری مشخص و مدل با استفاده از داده‌های مذکور کالیبره شود. پس از کالیبراسیون مدل با استفاده از این داده‌ها اقدام به استخراج داده‌های ماهواره‌ای بارش در طول دوره آماری مشابه داده‌های زمینی شد. در ادامه با استفاده از مدل کاپولا تحلیل عدم قطعیت این داده‌ها انجام شد و سپس به مدل کالیبره‌شده GMS به‌عنوان داده تغذیه معرفی و نتایج استخراج شد. در شکل (۲) روند انجام این مراحل

آورده شده است. در ادامه به تشریح هر یک اجزای پیش گفته و نحوه به‌کارگیری آن‌ها در این پژوهش پرداخته خواهد شد.

بارش ماهواره‌ای

اندازه‌گیری‌های باران سنج معمولاً به‌دلیل عدم پوشش مکانی کامل محدود می‌شوند. تنها روش عملی برای دست‌یابی به برآورد جامع از میزان بارش براساس استانداردهای بین‌المللی، استفاده از ماهواره‌های رصدکننده زمین است (Jiang *et al.*, 2012; Hou *et al.*, 2014). سنسور از دور با استفاده از حس‌گرهای فضایی یک مکمل عالی برای نظارت مستمر فضایی و زمانی بر بارش را فراهم می‌کند. حس‌گرهای موجود در حال حاضر براساس مشاهدات میکروویو و مادون قرمز کالیبره شده‌اند. حس‌گرهای IR در ماهواره‌های Geosynchronous Orbit Earth (GEO) می‌توانند تخمین بارش را در وضوح زمانی بالا ارائه دهند، اما به‌دلیل ارتباط غیرمستقیم بین سیگنال‌های IR و بارندگی، دقت برآورد مبتنی بر IR چندان مناسب نیست.

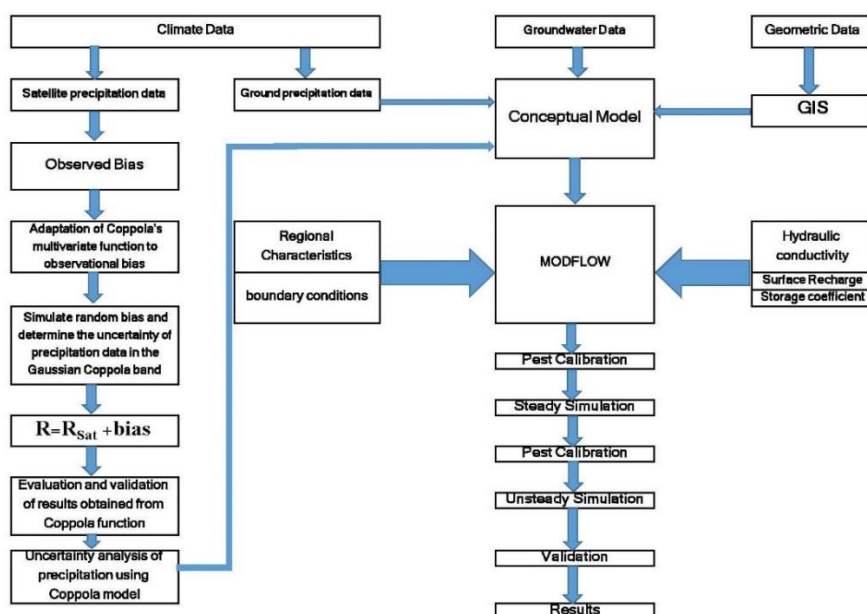


Figure 2. Methodology flowchart

عدم اطمینان در سیستم منابع آب زیرزمینی است. خشک‌سالی و تنوع آب‌وهوایی باعث عدم قطعیت در تأمین آب به‌ویژه در مناطق خشک و سفره‌های زیرزمینی می‌شود. از آنجاکه میزان شارژ مجدد آب‌خوان اغلب نامشخص است، تعیین برداشت مطلوب آب زیرزمینی یک موضوع چالش‌برانگیز است (Zekri et al., 2015).

پژوهش‌گران به سختی می‌توانند شبیه‌سازی‌سازی چرخه آب را بدون ورودی‌های دقیق بارش انجام دهند (Xue et al., 2013). اندازه‌گیری‌های باران‌سنج معمولاً به دلیل عدم پوشش مکانی کامل محدود می‌شوند. تنها روش عملی برای دستیابی به برآورد جامع از میزان بارش براساس استانداردهای بین‌المللی، استفاده از ماهواره‌های رصدکننده زمین است (Jiang et al., 2012; Hou et al., 2014). TMPA دو محصول استاندارد در سطح B423 برای جامعه پژوهشی فراهم می‌کند، B42RT3 و B42V63 در زمان واقعی، هر دو با وضوح شبکه سه ساعته و ۰/۲۵ درجه در پوشش باند عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی و جنوبی موجود هستند. در این مطالعه ما از محصول B42RT3 استفاده کردیم. به‌طورکلی، در طرح‌های منابع آب، محیط زیست، منابع طبیعی، کشاورزی و غیره اولین اقدام در شروع یک تحقیق آماده‌سازی داده‌هایی است که در آن طرح استفاده می‌شود. در مرحله نخست داده‌های موردنیاز جهت بررسی عدم قطعیت حاصل از داده‌های بارندگی طی دوره زمانی ذکرشده جمع‌آوری شد.

در تلاش برای بهبود دقت، پوشش و وضوح محصولات بارش محور، پژوهش‌گران به‌طور فزاینده‌ای به سمت استفاده از ترکیب حس‌گرهای GEO VIS/IR و LEO MW حرکت کرده‌اند. به‌عنوان مثال، ترکیب چند حس‌گر GPCP در یک شبکه طول و عرض جغرافیایی ۲/۵ درجه ماهانه (Adler et al., 2003) و یک درجه روزانه محاسبه می‌شود (Huffman et al., 2007). به گفته Huffman (2007)، TMPA به این منظور ایجاد شده است تا "بهترین" تخمین بارش از طیف گسترده‌ای از حس‌گرهای مدرن مربوط به بارش و شبکه‌های اندازه‌گیری باران سطح را ارائه دهد (Huffman et al., 2007). TMPA دو محصول استاندارد در سطح B423 برای جامعه پژوهشی فراهم می‌کند. در این مطالعه ما از محصول B42RT3 استفاده کردیم. محصول B42RT3، از مجموعه داده‌های ترکیبی TRMM برای کالیبره‌کردن تخمین‌های بارش حاصل از رادیومترهای موجود LEO MW استفاده می‌کند و سپس تمام تخمین‌ها را در بازه‌های سه ساعته ادغام می‌کند (Hong et al., 2012). معمول‌ترین محصولات باران جهانی ماهواره‌ای در جدول (۲) خلاصه شده است. در این مطالعه، ما روی شبیه‌سازی‌سازی خطا و تنظیم محصولات ماهواره‌ای با وضوح بالا که به‌طور گسترده استفاده می‌شود (TMPA-3B42) در منطقه‌ای در مرکز ایران تمرکز شده است (Moazami et al., 2014). در مدل‌های شبیه‌سازی آب‌های زیرزمینی، پارامترهای زیادی وجود دارد که منجر به انحراف محسوس از نتایج موردانتظار می‌شود که نشان‌دهنده

Table 2. Summary of global satellite-based precipitation products for studies of climate and weather

Product name	Agency/Country	Scale
GPCP (Adler et al., 2003)	NASA/USA	2.5° monthly
CMAF (P. Xie et al., 2003)	NOAA/USA	2.5° 5-day
GPCP IDD (Huffman et al., 2001)	NASA/USA	1° daily
TMPA (Huffman et al., 2007)	NASA-GSFC/USA	25 km/3-hourly
CMORPH (Joyce et al., 2004)	NOAA-Climate Prediction Center/USA	25 km/3-hourly
PERSIANN (Sorooshian et al., 2000)	University of Arizona/USA	25 km/6-hourly
NRL-Blend (Turk & Miller, 2005)	Naval Research Lab/USA	10 km/3-hourly
GSMAP (http://sharaku.eor.jaxa.jp)	JAXA/Japan	10 km/hourly
UBham (Kidd et al., 2003)	University of Birmingham/U.K.	10 km/hourly
PERSIANN-CCS (Hong et al., 2004)	University of California Irvine/USA	4 km/half-hourly
HE (Scotfield & Kuligowski, 2003)	NOAA/NESDIS	4 km/half-hourly

حاشیه‌ای از هر کدام از وقایع برمی‌گرداند، به طوری که رفتار حاشیه‌ای تک‌متغیره از متغیرهای تصادفی می‌تواند به طور اختصاصی به وسیله وابستگی آن‌ها مدل‌سازی شود و این امر باعث جذابیت کاپولا می‌شود. مفهوم کاپولا توسط اسکالر بیان شد، با این حال به تازگی کاربرد آن مشخص شده است. طرز کار کاپولا و مفاهیم وابستگی به خوبی توسط Rowe & Davis (1997) و Nelsen (2006) و Sklar (1959) شرح داده شده است. در مقاله اصلی از اسکالر نشان داده شده است که یک تابع کاپولا مرتبط با تابع توزیع حاشیه‌ای آن است. توجه به حالت دو متغیره با رویکرد کاپولا جهت مدل‌سازی وابستگی بین آن‌ها ریشه در قضیه اسکالر دارد. تابع توزیع تجمعی مشترک $H(x,y)$ از هر جفت (x,y) از متغیرهای تصادفی پیوسته به فرم زیر نوشته می‌شود:

$$H(x,y) = C\{F(x), G(y)\}, xy \in R \quad (1)$$

که در آن $F(x)$ و $G(y)$ توزیع حاشیه‌ای و دارای تابع چگالی احتمال یکنواخت $U(0,1)$ و $[0,1] \rightarrow C:[0,1]^2$ تابع کاپولا می‌باشد. اسکالر نشان داد که وقتی H مشخص شده باشد $F(x), G(y)$ و C به صورت مجزا تعیین می‌شوند و یک مدل معتبر برای X, Y از معادله (1) به دست می‌آید (Genest *et al.*, 2007). این قضیه برگشت‌پذیر بوده و اگر $F(x)$ و $G(y)$ پیوسته باشند، تابع C یکتاست. در صورتی که تابع چگالی احتمال متغیرهای x و y پیوسته باشد و آن‌ها را با $f(x)$ و $f(y)$ نشان دهیم، تابع چگالی احتمال ترکیب آن‌ها به صورت زیر می‌باشد.

$$F(x,y) = C(f_x(x), f_y(y)) \quad (2)$$

که در آن C تابع چگالی احتمال تابع کاپولا

می‌باشد که طبق رابطه زیر تعریف می‌شود.

$$C(u,v) = \frac{\partial^2 C(u,v)}{\partial u \partial v} \quad (3)$$

که در آن u و v توابع توزیع احتمال حاشیه‌ای دو متغیر مورد بررسی می‌باشد (Sklar, 1959; Nelsen, 2006).

داده‌های مورد استفاده شامل بارش ماهانه از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶ بوده است. از ایستگاه سینوپتیک رفسنجان جهت انجام مدل‌سازی استفاده شد. داده‌های بارش ماهواره TRMM در نسخه‌های مختلف و با ویژگی‌های گوناگونی ارائه می‌شوند که در این پژوهش از داده‌های بارش ماهواره TRMM-3B42 نسخه ۷ (اصلاح شده با آمار مشاهده شده زمینی) در مقیاس زمانی ماهانه و مقیاس مکانی $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ درجه طول و عرض جغرافیایی و با فرمت NetCDF از انتهای سال ۲۰۰۵ تا اواسط سال ۲۰۱۶ برای محدوده مورد مطالعه از سایت <https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm> دانلود شدند. به منظور استخراج داده‌های بارش ماهواره‌ای از نرم‌افزار ArcGIS 10.3 استفاده شد. ماهواره TRMM در ۸ آوریل ۲۰۱۵ غیرفعال شد و ماهواره GPM^1 به عنوان جانشین در تاریخ ۲۷ فوریه سال ۲۰۱۴ برای مطالعه بارش (باران، برف و یخ) در مقیاس جهانی راه‌اندازی شد. به همین دلیل این پژوهش می‌تواند برای حمایت از ماهواره GPM که مشابه با ماهواره TRMM می‌باشد، استفاده شود. به منظور شبیه‌سازی مدل جدولی به ابعاد تعداد ایستگاه‌ها در ۱۲۰ دوره ماهانه بارش تشکیل می‌شود که هر سطر نماینده یک ماه و هر ستون نماینده یک ایستگاه می‌باشد. مقادیر داخل جدول مقدار bias مشاهداتی هر ایستگاه در هر ماه متناظر دوره بارش می‌باشد.

بررسی مدل کاپولا

مدل کاپولا یک تئوری ریاضی چندمتغیره نسبتاً جدید (اما به سرعت در حال رشد) در زمینه تحلیل عدم قطعیت داده‌ها می‌باشد. همانند تک‌متغیره‌ها، این مدل (چندمتغیره) باید از لحاظ جانبی توجیه شود و مناسب بودن کاربرد آن‌ها برای کارهای عملی با دقت بررسی شود. وابستگی بین متغیرهای تصادفی را می‌توان با تابع کاپولا مدل کرد. یک تابع کاپولا احتمال مشترک از وقایع را به احتمال

$$C(u_1, u_2; \theta) = \Phi_G(\Phi^{-1}(u_1), \Phi^{-1}(u_2); \theta) \quad (5)$$

$$= \int_{-\infty}^{\Phi^{-1}(u_1)} \int_{-\infty}^{\Phi^{-1}(u_2)} \frac{1}{2\pi(1-\theta^2)^{1/2}} \times$$

$$\left\{ \frac{-(s^2-2\theta)st+t^2}{2(1-\theta^2)} \right\} ds dt$$

که در آن Φ^{-1} معکوس تابع توزیع تجمعی (cdf) از توزیع نرمال استاندارد می‌باشد و $\Phi_G(u_1, u_2)$ توزیع دو متغیره نرمال استاندارد با پارامتر همبستگی θ در محدوده (-1,1) و G تابع کوواریانس می‌باشد.

$$\text{Bias} = R_g - \text{RSat} \quad (6)$$

که R_g برابر مقدار بارش ثبت شده ایستگاه زمینی و RSat بارش تخمین زده شده اولیه توسط ماهواره می‌باشد. سپس جهت تشکیل تابع کاپولای گوسی چندمتغیره n بعدی (n) برابر تعداد متغیرها که در این جا تعداد ایستگاه‌ها می‌باشد. بهترین تابع توزیع احتمال PDF به مقادیر bias مشاهداتی در هر ایستگاه برازش داده شده و براساس آن مقدار CDF تجمعی bias مشاهداتی محاسبه می‌شود. به مقادیر CDF تجمعی به دست آمده تابع کاپولای گوسین مدل می‌شود. تابع کاپولا برای تولید مجموعه‌ای از CDFهای bias تصادفی استفاده می‌شود. مقدار biasهای تولید شده برابر معکوس CDFهای تصادفی تولید شده می‌باشد. biasهای تولیدی پرت را از مجموعه bias تصادفی تولید شده حذف می‌کنیم. سپس برآورد بارش نهایی ماهواره براساس رابطه ذیل محاسبه می‌شود:

$$R = \text{Rsat} + \text{Bias} \quad (7)$$

مدل آب زیرزمینی

به موازات روند اصلاح داده‌های بارش ماهواره‌ای به روش کاپولا مدل‌سازی آب‌خوان دشت انجام خواهد پذیرفت که در ادامه به نحوه مدل‌سازی آب‌خوان پرداخته می‌شود. بدون شک یکی از مهم‌ترین معیارهای انتخاب مدل، کارایی مدل است که با توجه به در نظر گرفتن ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی آب‌خوان

برای هر کاپولا کران‌هایی به صورت زیر وجود دارد:

$$W(u, v) = \max(u + v - 1.0) \leq K(u, v) \quad (8)$$

$$\leq \min(u, v) = M(u, v)$$

که با $M(0,0)$ و $W(0,0)$ نشان داده می‌شود و به ترتیب کران‌های بالا و پایین فرجت- هافدینگ^۲ نامیده می‌شود. با توجه به رابطه (۸) در کاپولای کران بالا وابستگی کامل مثبت^۳ و در کاپولای کران پایین وابستگی کامل منفی^۴ وجود دارد (Rowe & Davis, 1997).

کاپولای نرمال (گوسی)

کاپولاها به لحاظ کاربرد دکاپولار مدل‌سازی (غیرخطی) روابط چندمتغیره در مطالعات هیدرولوژی و هواشناسی مثل آنالیز فراوانی چندمتغیره، ارزیابی خطر، مدل‌سازی خشک‌سالی، سیلاب و درون‌یابی‌های زمین‌آماری مورد علاقه پژوهش‌گران واقع شده‌اند. کاپولاها انواع گوناگونی دارند که به‌طور کلی در دو دسته پارامتریک و ناپارامتریک تقسیم‌بندی می‌شوند. ارجحیت کاپولاهای پارامتریک در استفاده از پارامتر بوده، از این رو در این مقاله و سایر پژوهش‌های انجام شده مورد توجه قرار گرفته‌اند. در واقع برازش کاپولا با داده‌های ورودی به کمک تخمین این پارامترها امکان‌پذیر است، نکته‌ای که محدودیتی برای کاپولاهای ناپارامتریک محسوب می‌شود. این پارامترها نماینده شدت وابستگی متغیرها می‌باشند و رابطه ریاضی معینی با آن دارند. بنا بر استفاده از پارامترهای متفاوت در کاپولاهای پارامتریک مختلف، نتایج نیز با هم متفاوت خواهند بود. هشت نوع از توابع دو متغیره یک پارامتری مرسوم وجود دارد مانند کاپولای ارشمیدسی، کاپولای فرانک، کاپولای کلایتون و ... در این میان شایع‌ترین شکل کاپولا، کاپولاهای چندمتغیره نرمال بوده که از رابطه زیر پیروی می‌کند (Trivedi & Zimmer, 2007):

(شکل ۲) زیر پیروی می‌کند. یکی از پیشرفته‌ترین و کامل‌ترین بسته‌های مدل‌سازی آب زیرزمینی، GMS است که انواع مختلف مدل‌های عددی را پشتیبانی می‌کند. GMS برای هر یک از مراحل شبیه‌سازی آب زیرزمینی شامل توصیف منطقه مورد مطالعه، تهیه مدل مفهومی، ایجاد شبکه، زمین‌آمار، واسنجی، مجسم‌سازی و غیره ابزار مناسب را فراهم می‌آورد. GMS هم از مدل تفاضل محدود و هم از مدل عناصر محدود پشتیبانی می‌کند (König & Weiss, 2009). از مزایای مهم رابط کاربری GMS، نمایش بصری میزان خطا در اختلاف بار هیدرولیکی محاسبه‌شده و شبیه‌سازی‌شده در حین واسنجی می‌باشد. بدین صورت که با رسم یک هدف واسنجی^۶ در مجاورت هر یک از چاه مشاهده‌ای‌ها، می‌توان به وضعیت واسنجی پس از هر اجرای مدل پی برد (Chiang, 2005).

با توجه به موارد گفته‌شده در این پژوهش از نرم‌افزار رابط GMS و کد MODFLOW استفاده می‌شود. این نرم‌افزار که مدل مادفلو را در خود جای داده است، با امکانات مختلفی که به آن افزوده شده است نسبت به خود نرم‌افزار MODFLOW توانایی بیشتری در وارد کردن داده‌ها، ساخت و تحلیل مدل دارد. هم‌چنین در میان کدهای مختلف مدل‌سازی، مدلی که بیش‌ترین کاربرد را در زمینه کمیت آب‌های زیرزمینی در کشورهای مختلف دارد، کد MODFLOW هست. معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی در آب‌خوان‌های آزاد در حالت کلی به صورت زیر می‌باشد:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8)$$

که در این معادله h ارتفاع سطح آب زیرزمینی، S_y آب‌دهی ویژه، K هدایت هیدرولیکی در جهت‌های x ، y ، و z سفره آب زیرزمینی است. پس از مشخص کردن پارامترهای زمانی و پارامترهای هیدرولوژیک و

قادر باشد در شرایط طبیعی مورد استفاده قرار گیرد. معیار دیگر را می‌توان عمومیت مدل دانست، به طوری که که مدل فقط خاص یک مسأله و برای یک منطقه نباشد، بلکه بتواند در شرایط مختلف با اندک اصلاحاتی جواب‌گو باشد. این معیار را می‌توان براساس تعداد کاربرها، آزمون‌ها و حالت‌های واقعی که مدل در آن مورد استفاده واقع شده است سنجید. برای موفقیت مدل، صحت‌سنجی^۵ و تأیید مدل نیز به عنوان معیار، مورد توجه قرار می‌گیرد. معمولاً در صورتی که مدل عمومیت داشته باشد، کتابچه راهنمای مدل، مراجع و منابع و سایر موارد پشتیبانی‌کننده مدل در دسترس عموم قرار خواهد گرفت تا کاربر را هرچه سریع‌تر برای راه‌اندازی و تنظیم مدل هدایت کند. در مقابل، ممکن است مدلهایی به طور خاص و برای مقاصد خاصی طبق سفارش و توسط مراکز پژوهشی و یا مهندسیین مشاور تهیه شوند که جنبه خصوصی داشته و در دسترس عموم قرار نمی‌گیرند. علاوه بر موارد فوق، معیار سهولت کاربرد مدل، یکی از معیارهای مهم در انتخاب نرم‌افزار مناسب می‌باشد. بنابراین مدلی که بتواند با دقت قابل‌قبولی، در مراحل مختلف مدل‌سازی اعم از ورود داده‌ها، تنظیم و ارائه نتایج، پیچیده و مشکل نباشد، پیشنهاد می‌شود. براساس اهدافی که برای مدل‌سازی پیش‌بینی شده است باید نسبت به تهیه آمار و اطلاعات و گزارش‌ها و نقشه‌های منطقه مورد مطالعه اقدام نمود. برای ساخت و ایجاد مدل، Anderson & Woessner (1992) پروتکل زیر را پیشنهاد کردند که شامل ۱۲ مرحله می‌باشد (شکل ۲). لازم به ذکر است که روند ساخت مدل با توجه به اهداف می‌تواند تغییرات جزئی داشته باشد (Al-Kharabsheh & Al-Mahamid, 2002). پس از مشخص شدن اهداف نوبت به مدل‌سازی می‌رسد که به طور خلاصه از فلوچارت

به همراه Pilotpoint با میان‌یابی IDW برای واسنجی اتوماتیک مدل استفاده شده و هم‌چنین صحت‌سنجی آن که برای ایجاد اطمینان بیش‌تر در مدل با استفاده از مجموعه مقادیر پارامترهای واسنجی شده و لایه‌های اطلاعاتی دوره دیگر انجام شد، مدل اجرا و نتایج برای دو حالت داده‌های بارش ایستگاه زمینی و داده‌های بارش ماهواره‌ای با درصد‌های مختلف به‌عنوان پارامتر تغذیه ارائه می‌شود.

نتایج و بحث

در این بخش، نتایج به‌دست‌آمده بر مبنای مواد و روش‌های بیان‌شده در قسمت متدولوژی جهت رسیدن به اهداف تعیین‌شده مشخص می‌شوند. همان‌طور‌که در بخش قبل بیان شد به‌منظور افزایش اطمینان از داده‌های بارش ماهواره TRMM از مدل کاپولای نرمال جهت بررسی عدم قطعیت این اطلاعات استفاده شده است. بدین منظور ابتدا داده‌های ماهواره مطابق آنچه که در بخش‌های قبل بیان شد، استخراج شد. در شکل (۳) نمودار داده‌های ماهواره و مشاهداتی مقایسه شده و در ادامه در چند تاریخ مختلف باند عدم قطعیت داده‌های ماهواره‌ای به‌همراه نمودار داده‌های مشاهداتی و هم‌چنین مقادیر بهبودیافته داده‌های ماهواره حاصل از مدل کاپولا در نمودارهای ذیل نمایش داده شده است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود مقادیر بارش ماهواره‌ای با اختلافی بیش‌تر از داده‌های ایستگاه‌های زمینی است، به‌نحوی‌که این اختلاف در ماه‌های آگوست تا دسامبر به میزان بیش از ۲۰ درصد می‌رسد، در ادامه با رعایت کاربردن راه‌کارهایی مانند استفاده از توابع کاپولا اقدام به برطرف‌کردن این خطا شده است. همان‌طور‌که در شکل (۴) مشاهده می‌شود باند شبیه‌سازی‌سازشده، مقادیر مربوط به داده‌های ایستگاه‌های زمینی را به‌طور مناسبی پوشش می‌دهد. نکته‌ای که می‌توان به آن اشاره نمود این است که در

هیدروژئولوژیک برای هر سلول مدل، توصیف دقیق شرایط مرزی با استفاده از مناسب‌ترین بسته‌های MODFLOW صورت می‌گیرد. در این مرحله از پژوهش، شرایط مرزی سفره به‌طور عمده طبق نتایج مطالعات پایه آب‌های زیرزمینی و براساس نقشه‌های تراز آب، داده‌های مشاهداتی دشت و شرایط زمین‌شناسی و هیدروژئولوژیکی سفره تعیین شده است. مناطقی که هم‌جوار سازندهای نفوذپذیر قرار داشتند، به‌عنوان مرزهای نفوذناپذیر تعیین شدند و قسمت‌های ورودی و خروجی آب‌خوان با مرز هد هیدرولیکی ثابت مشخص شدند. به‌منظور مقایسه نتایج بیلان مدل در آخرین سال مدل‌سازی (۲۰۱۶-۲۰۱۵) با بیلان هیدروژئولوژی آب‌خوان دشت رفسنجان به مساحت ۲۶۶۱/۶۴ کیلومترمربع در نظر گرفته شده و متوسط کسری مخزن در سال ۲۰۱۵، ۱۱۷/۹۳- میلیون مترمکعب به‌دست آمده است.

برای ساخت مدل دشت از کد کامپیوتری مادفلو با گام‌های زمانی یک ماهه برای طول دوره آماری ۱۰ سال (۲۰۰۶-۲۰۱۶) استفاده شد. در این زمینه، منطقه پژوهش به ۱۲۸×۱۰۸ (تعداد ردیف در تعداد ستون) به ابعاد ۱۰۰۰ در ۱۰۰۰ متر تقسیم شد. سپس با استفاده از پیش‌پردازنده مدل برای هر یک از شبکه‌های مربعی مقادیر پارامترها تخصیص داده شد و بسته‌های نرم‌افزاری توپوگرافی، رقوم سنگ کف، ضریب هدایت هیدرولیکی، آب‌دهی ویژه، رقوم اولیه سطح آب، تغذیه و تبخیر-تعرق تولید و اطلاعات مربوط به رودخانه و چاه‌های بهره‌برداری به کد مادفلو معرفی شد. سرانجام بعد از آن‌که پارامترهای مدل، به‌طور صحیحی به هر سلول تخصیص داده شد، مدل وارد مرحله اجرا می‌شود. در نهایت پس از واسنجی مدل در دو حالت ماندگار و غیرماندگار که در این پژوهش از کد PEST

بررسی عدم قطعیت داده‌های بارش TRMM در مدل‌سازی تراز آب زیرزمینی دشت رفسنجان

حدود ۴/۲ متر در کل آب‌خوان افت صورت پذیرفته است. باید توجه داشت که این رقم به شکل متوسط محاسبه شده است و در محل هر چاه مشاهده‌ای و در مناطق مختلف آب‌خوان شاهد ارقام گوناگونی از افت می‌باشیم. به منظور انجام عملیات واسنجی، ماه ابتدایی سال اول بازه تاریخی شروع مدل‌سازی، انتخاب و براساس خطای بالای حاصله در گام اول شبیه‌سازی (مرحله اجرای پیشرو مدل) و همچنین جهت جلوگیری از بایاس شدید آماری روی یک پارامتر منحصر به فرد، اقدام به واسنجی تمامی پارامترهای دارای عدم قطعیت شد. پارامترهای هدایت هیدرولیکی افقی، ناهمسان‌گردی افقی هدایت هیدرولیکی و تغذیه از سطح با اختصاص یک عدد مشخص به پوشش‌های مدل مفهومی و با حدس اولیه در حدود کمینه و بیشینه معقول بهینه شد. در نهایت پس از چهار بار اجرای مدل واسنجی با ۳۰ بار تکرار، مقادیر بهینه نهایی پارامتر تغذیه حاصل شد. به منظور بررسی عدم قطعیت تراز آب زیرزمینی پس از اجرای مدل با استفاده از داده‌های زمینی و واسنجی و صحت‌سنجی آن، بارش‌های متیج از داده‌های ماهواره در اجزای کوچک‌تر اجرا و باندهای مختلف تراز آب زیرزمینی استخراج شد، که نتایج آن در چهار چاه مشاهده‌ای منتخب در شکل‌های (۷) و (۸) آورده شده است.

برخی ایستگاه‌ها مانند سیریز و شهر بابک باند شبیه‌سازی ضخیم‌تری را تقریباً در اغلب تاریخ‌ها نشان می‌دهد. این موضوع می‌تواند ارتباط مستقیمی با کیفیت اندازه‌گیری ایستگاه‌های زمینی در این موقعیت‌ها داشته باشد. همان‌طور که در شکل (۵) مشاهده می‌شود مقادیر خطای ماهواره متیج از مدل‌سازی مدل کاپولا به میزان قابل توجهی کاهش یافته است در نمودارهای ذیل به بررسی میزان خطا با استفاده از معیارهای مختلفی مانند Bias و RMSE پرداخته شده است. میله‌های آبی نشان‌دهنده میزان خطا قبل از اصلاح و میله‌های قرمز نمایان‌گر میزان خطا بعد از اصلاح با مدل کاپولای گوسین هستند. نتایج نشان می‌دهد که باند ۲۰ درصد در اغلب موارد مقادیر واقعی‌تری از بارش را همراه داشته است. پس از تصحیح داده‌های بارش ماهواره‌ای و آماده‌کردن مدل شبیه‌سازی آب زیرزمینی همان‌گونه که شرح آن در بخش ارائه متدولوژی رفت، مدل واسنجی شده و در شرایط پایدار و ناپایدار پارامترهای ورودی به مدل اطلاق و خروجی‌های موردنیاز که در این پژوهش شامل میزان افت آب‌خوان در طی دوره ۱۰ ساله می‌باشد استخراج شد، که خروجی این نتایج در دو چاه مشاهده‌ای ۲۴ و ۸۱ در شکل (۶) نمایش داده شده است. با توجه به بررسی نتایج، آن‌چنان که از پارامتر متوسط (میانگین) مشخص شده است، در

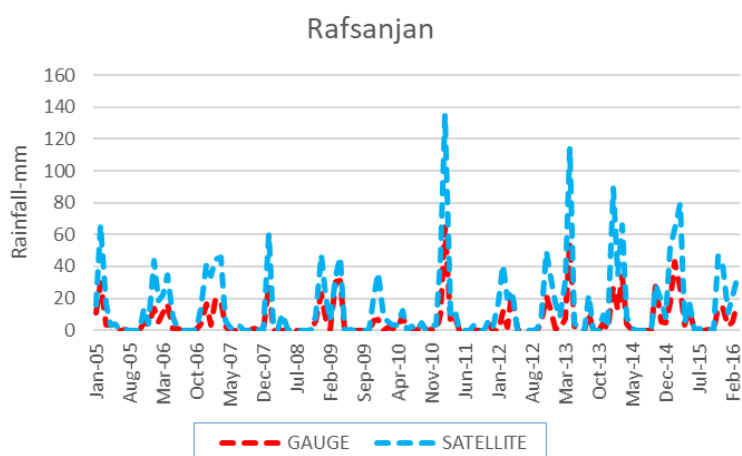


Figure 3. Comparison of 10 years' satellite and ground station of Rafsanjan during 10 years

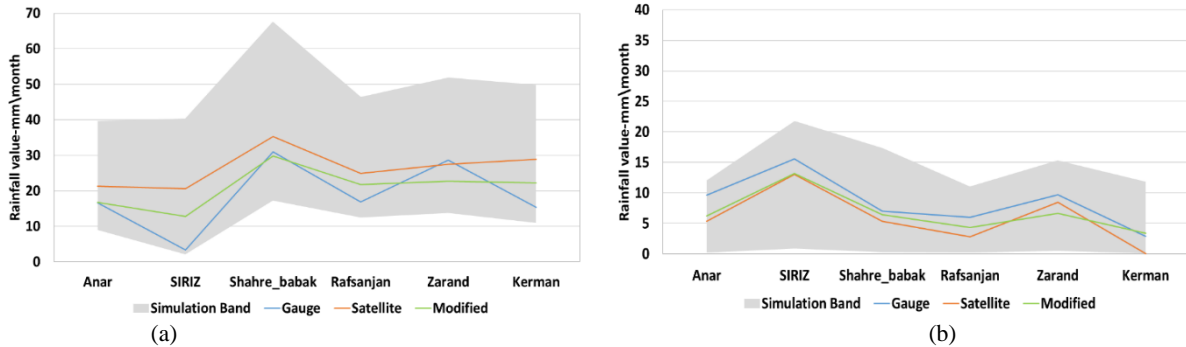


Figure 4. Band of uncertainty of precipitation data and improved values due to the Coppola model in December 2006(a) and November 2008(b)

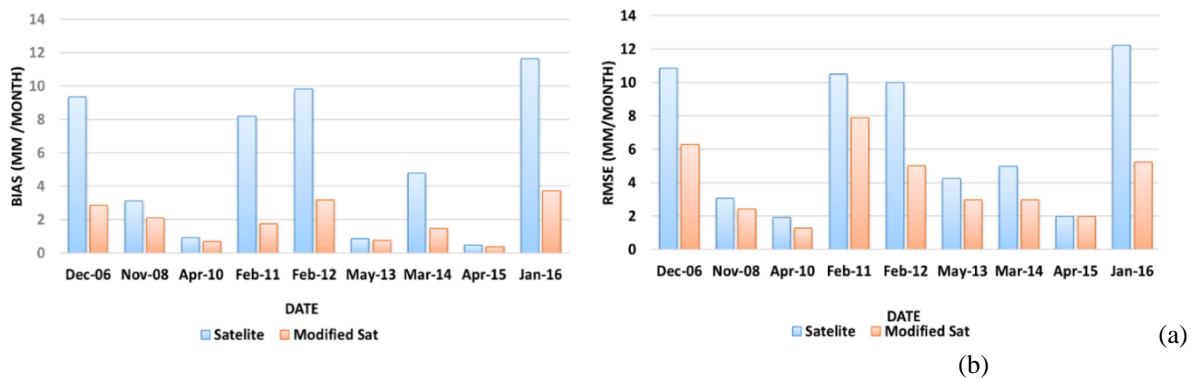


Figure 5. Comparison of error measurement criteria before and after correction of satellite precipitation data using Bias(a) and RMSE(b)

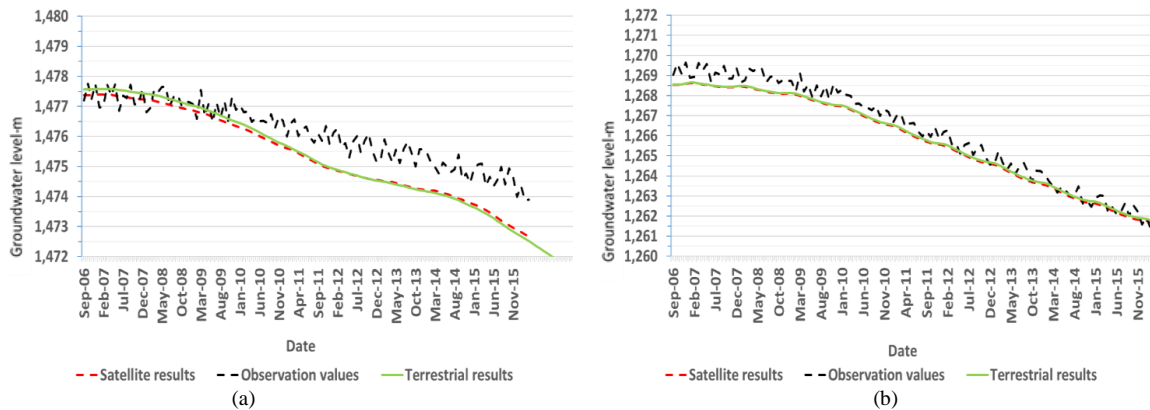


Figure 6. Comparison of computational and observational aquifer surface cultivars using ground(a) and satellite(b) precipitation

گرفته شده در دو مدل جداگانه برای داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاه زمینی تهیه شده و با استفاده از نرم‌افزار GIS به صورت نقشه ارائه شد. همان‌گونه که در شکل (۹) مشاهده می‌شود میزان اختلاف افت آب‌خوان در غالب مناطق دشت

به منظور مقایسه و بررسی دقت تأثیر داده‌های بارش ماهواره‌ای و ایستگاه زمینی و میزان افت سطح آب‌خوان دشت رفسنجان، میزان افت در دوره منتهی به سال ۲۰۱۶ نسبت به سال پایه که در این تحقیق سال ۲۰۰۶ در نظر

بررسی عدم قطعیت داده‌های بارش TRMM در مدل‌سازی تراز آب زیرزمینی دشت رفسنجان

بارش ماهواره‌ای و ایستگاه‌های ثابت زمینی نمایش داده شده است که بیش‌ترین اختلاف ۰/۵۶ متر و کم‌ترین اختلاف ۰/۱۵ را در کل سطح آب‌خوان نشان می‌دهد.

بسیار نزدیک به هم می‌باشد که این موضوع نشان از دقت اطلاعات ورودی حاصل از داده‌های ماهواره‌ای دارد. در جدول (۳) نتایج دو شبیه‌سازی در حالت استفاده از

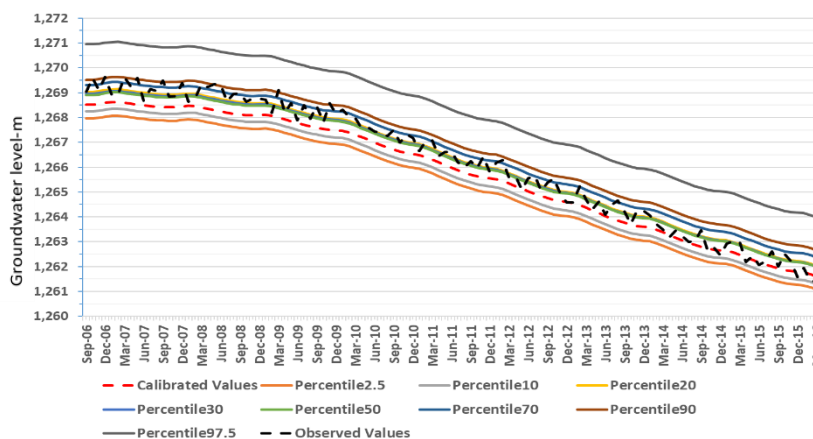


Figure 7. Different groundwater level bands caused by different levels of satellite precipitation in piezometer 24

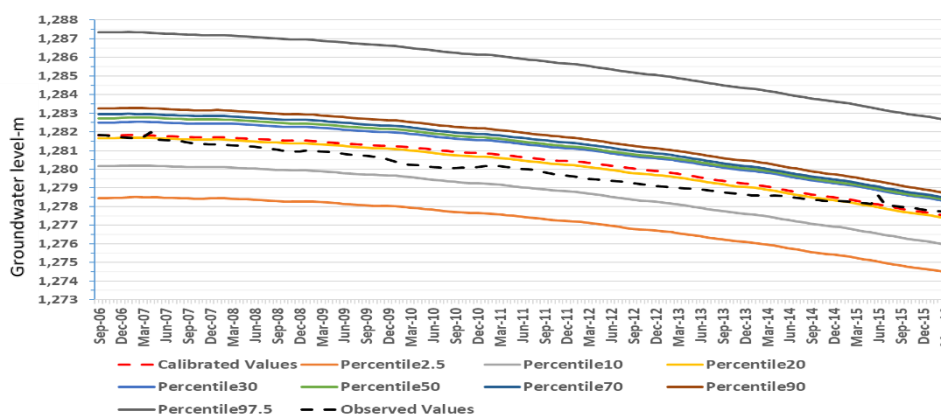


Figure 8. Different groundwater level bands due to different levels of satellite precipitation in piezometer 40

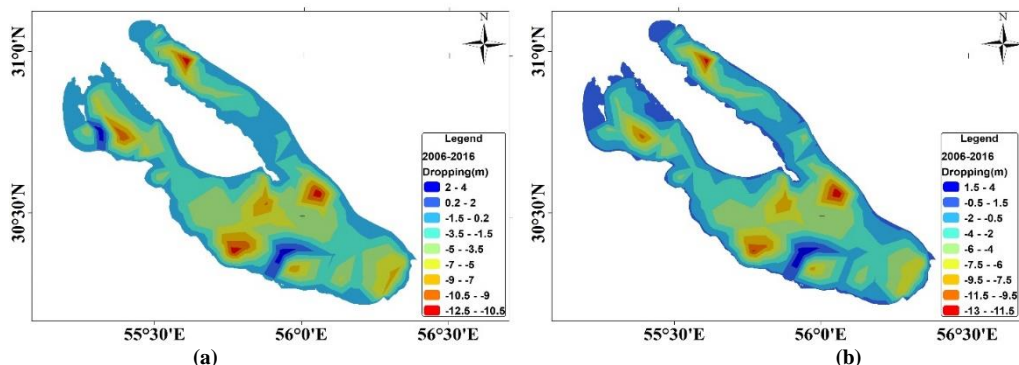


Figure 9. Changes in water level in 2016 compared to 2006 using ground rainfall (a) stations and satellite data (b)

Table 3. Comparison of groundwater level drop in 2006 to 2016 compared to 2006

Year	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
In-situ data	-0.25	-1.20	-2.35	-3.90	-4.80	-6.00	-8.30	-9.60	-11.10	-11.60
Satellite data	-0.19	-1.36	-2.26	-3.60	-4.65	-5.80	-8.02	-9.20	-10.50	-11.32

نتیجه گیری

شاخص آماری به نام Bias و RMSE برای ارزیابی مقادیر خطای تعدیل شده استفاده شد. نتایج نشان می‌دهد که اصلاح داده‌های بارش ماهواره‌ای دقت این داده‌ها را افزایش داده است. در مدل کاپولا استفاده شده مشاهده شد که باندهای مربوط به درصد‌های ۱۰ تا ۲۰ اغلب از نتایج بهتری نسبت به سایر باندها در تحلیل عدم قطعیت داده‌های بارش نقش دارند و همان‌طور که در نمودارهای مربوط به میزان خطا مشاهده می‌شود، در همین باندها خطا به میزان قابل توجهی کاهش پیدا کرده است، لازم به ذکر است که به‌منظور کسب نتایج بهتر و پایین آوردن میزان خطای ناشی از عدم قطعیت از داده‌های ماهواره GPM-IMERG نیز استفاده نمود. به‌طور کلی، نتایج نشان داد که مدل کاپولا می‌تواند مقادیر اختلاف را به‌طور تصادفی ایجاد کند، درحالی‌که وابستگی فضایی آن‌ها را حفظ نماید. مدل پیشنهادی در این مطالعه محدودیت‌های مختلفی را نشان می‌دهد از جمله تعداد ایستگاه‌های باران‌سنج که در هر دو فرایند کالیبراسیون و شبیه‌سازی نقش مؤثری دارند، با وجود توزیع غیریکنواخت باران‌سنج‌ها بر روی منطقه مورد مطالعه و در نظر گرفتن یک دوره ۱۰ ساله بارندگی، با این حال نتایج مطالعه حاضر نشان داد که مدل کاپولا قادر به تحلیل عدم قطعیت مرتبط با این داده‌ها است. هم‌چنین همان‌گونه که در شکل (۱۸) در بخش قبل مشاهده می‌شود بیش‌تر مساحت آب‌خوان از اختلاف محسوسی برخوردار نیست، به‌نحوی که می‌توان گفت حدود ۹۰ درصد از سطح آب‌خوان دارای اختلاف تراز کم‌تر از ۱۰ درصد و نزدیک به ۸ درصد دارای اختلاف ۲۰ تا ۳۰ درصد است. نسبت به خروجی مدل‌های استفاده شده در ایستگاه‌های بارش زمینی است. برای پژوهش‌های آینده، انجام شبیه‌سازی با مجموعه

کمی‌سازی میزان بارش به‌عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترهای داده در مدل‌های هیدرولوژیکی و هیدرولوژیکی از اهمیت بالایی برخوردار است. با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای می‌توان، میزان بارندگی را با وضوح بالاتر رانجمن کند. با این حال، ماهیت اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای عدم قطعیتی را در پی دارد، که می‌توان از طریق تحلیل عدم قطعیت این مقادیر را تخمین زد. همان‌گونه که پیش‌تر ذکر شد، بارش به‌عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترها در مدل‌های هیدرولوژیکی است. با این حال این اطلاعات برای تمام مناطق در دسترس نیست. در چنین شرایطی، داده‌های ماهواره‌ای، می‌توانند این مشکل را مرتفع کرده و داده‌های موردنیاز را با تفکیک زمانی و مکانی مناسب در اختیار ما قرار دهند. هدف اصلی این مطالعه تعیین سطح عدم اطمینان آب زیرزمینی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای اصلاح شده (برآورد بارش ماهواره) در مدل آب زیرزمینی (Modflow) است. رویکرد ارائه شده در اینجا مشابه روش Aghakouchak^b et al. (2010) است. اگرچه روش کاپولا برای تولید مجموعه رخدادهای بارندگی استفاده می‌کند با این حال، در مدل پیشنهادی توسط AghaKouchak^a et al. (2010)، هدف استفاده از شبیه‌سازی مبتنی بر کاپولا به‌کارگیری مدل‌های خطای چندمتغیره به‌منظور برآورد بارش رادار برای ایجاد مجموعه‌ای از وقایع بارندگی است، درحالی‌که هدف از این مطالعه ایجاد یک مدل اصلاح خطا برای تخمین بارش ماهواره است. در این مطالعه، پس از استخراج داده‌های بارش ماهواره‌ای در محدوده مطالعاتی دشت رفسنجان، عدم قطعیت این محصولات با استفاده از مدل کوپول گاوسی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. دو

3. Aghakouchak(b), A., Habib, E., & Bárdossy, A. (2010). A comparison of three remotely sensed rainfall ensemble generators. *Atmospheric Research*, 98(2-4), 387-399.
4. Al-Kharabsheh, A., & Al-Mahamid, J. (2002). Optimizing pumping rates of Hallabat-Khalidiya Wellfield using finite-difference model: a case study for evaluating overpumped aquifers in arid areas (Jordan). *Journal of Arid Environments*, 52(2), 259-267.
5. Ansari, H., Naderianfar, M., (2012). Evaluating the groundwater fluctuations with fuzzy Standardized Evapotranspiration Index (SEPI). *Water and Irrigation Management*, Vol. 2, No. 1, Spring 2012, 2(1), 41-54.
6. Anderson, M. P., & Woessner, W. W. (1992). The role of the postaudit in model validation. *Advances in Water Resources*, 15(3), 167-173.
7. Bellerby, T. J., & Sun, J. (2005). Probabilistic and ensemble representations of the uncertainty in an IR/microwave satellite precipitation product. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6), 1032-1044.
8. Chebana, F., & Ouarda, T. B. M. J. (2009). Index flood-based multivariate regional frequency analysis. *Water Resources Research*, 45(10), 5-10.
9. Chen, L., Singh, V. P., Shenglian, G., Hao, Z., & Li, T. (2012). Flood Coincidence Risk Analysis Using Multivariate Copula Functions. *Journal of Hydrologic Engineering*, 17(6), 742-755.
10. Chiang, W.-H. (2005). *3D-Groundwater modeling with PMWIN: a simulation system for modeling groundwater flow and transport processes*. Verlag Berlin Heidelberg. Springer Science & Business Media.
11. Csáfordi, P., Szabó, A., Balog, K., Gribovszki, Z., Bidló, A., & Tóth, T. (2017). Factors controlling the daily change in groundwater level during the growing season on the Great Hungarian Plain: a statistical approach. *Environmental Earth Sciences*, 76(20), 7-13.
12. De Michele, C., Salvadori, G., Canossi, M., Petaccia, A., & Rosso, R. (2005). Bivariate statistical approach to check adequacy of dam spillway. *Journal of Hydrologic Engineering*, 10(1), 50-57.
13. Gehrels, J. C., van Geer, F. C., & de Vries, J. J. (1994). Decomposition of groundwater level fluctuations using transfer modelling in an area with shallow to deep unsaturated zones. *Journal of Hydrology*, 157(1-4), 105-138.
14. Genest, C., Favre, A. C., Béliveau, J., & Jacques, C. (2007). Metaelliptical copulas and their use in frequency analysis of multivariate hydrological data. *Water Resources Research*, 43(9), 3-5.

داده‌های بزرگ در تفکیک‌های مختلف مکانی و زمانی، می‌تواند برای داده‌هایی که به‌عنوان ورودی به‌منظور پیش‌بینی بارش و به‌دنبال آن سطح آب زیرزمینی استفاده می‌شود، بستری مناسب و قابل‌اتکا فراهم کند. علاوه بر این، استفاده از مدل‌های مختلف براساس گروه‌های مختلف مانند t-copula برای ارزیابی عدم قطعیت داده‌های ماهواره‌های سنجنده بارش در ایران به‌ویژه برای وقایع بحران‌ساز می‌تواند موضوع مناسبی در پژوهش‌های آینده باشد. در آخر، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که در کشورهایی هم‌چون ایران که در اقلیم خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته و نیاز به مدیریت منابع آب و به‌صورت ویژه آب‌خوان‌ها که بخشی از شریان حیاتی کشور هستند و دارای نقشی تعیین‌کننده در صنعت کشاورزی می‌باشند از این روش‌ها به‌عنوان راه‌کاری ساده، ارزان و در دسترس بهره‌جست.

پی‌نوشت‌ها

1. Global Precipitation Measurement
2. Frechet-Hoeffding
3. Positive perfect dependence
4. Negative perfect dependence
5. Validation
6. Calibration Target

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان وجود ندارد.

منابع

1. Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P. P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., & Nelkin, E. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1147-1167.
2. AghaKouchak(a), A., Bárdossy, A., & Habib, E. (2010). Conditional simulation of remotely sensed rainfall data using a non-Gaussian v-transformed copula. *Advances in Water Resources*, 33(6), 624-634.

15. Hong, Y., Chen, S., Xue, X., & Hodges, G. (2012). Global precipitation estimation and applications. *Multiscale Hydrologic Remote Sensing: Perspectives and Applications, 1*, 371–386.
16. Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., & Iguchi, T. (2014). The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society, 95*(5), 701–722.
17. Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., & Wolff, D. B. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology, 8*(1), 38–55.
18. Jiang, S., Ren, L., Hong, Y., Yong, B., Yang, X., Yuan, F., & Ma, M. (2012). Comprehensive evaluation of multi-satellite precipitation products with a dense rain gauge network and optimally merging their simulated hydrological flows using the Bayesian model averaging method. *Journal of Hydrology, 452*, 213–225.
19. Kao, S.C., & Govindaraju, R.S. (2008). Trivariate statistical analysis of extreme rainfall events via the Plackett family of copulas. *Water Resources Research, 44*(2), 3-8.
20. König, L.F., & Weiss, J.L. (2009). *Groundwater: modelling, management and contamination*. UK: Nova Science Publishers.
21. Moazami, S., Golian, S., Kavianpour, M. R., & Hong, Y. (2014). Uncertainty analysis of bias from satellite rainfall estimates using copula method. *Atmospheric Research, 137*, 145–166.
22. Nelsen, R. B. (2006). Springer. Notes in Statist. In *An introduction to copulas* (p. 139). New York, NY: Lect.
23. Prabakaran, S. (2011). Geo Statistical Modelling for Groundwater Pollution in Salem, Tamilnadu- a Gis Based Approach. *International Journal of Engineering Science and Technology (IJEST), 3*(2), 1273–1278.
24. Rowe, K., & Davis, J. M. (1997). Error analysis of parameters determined with statistical models of overlap from nonhomogeneous separations. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems, 38*(2), 109–126.
25. Serinaldi, F. (2009). A multisite daily rainfall generator driven by bivariate copula-based mixed distributions. *Journal of Geophysical Research, 114*(D10), D10103.
26. Shiau, J.-T., Wang, H.-Y., & Tsai, C.-T. (2006). BIVARIATE FREQUENCY ANALYSIS OF FLOODS USING COPULAS¹. *Journal of the American Water Resources Association, 42*(6), 1549–1564.
27. Sklar, A. (1959). Distribution functions of n dimensions and margins. *Publications of the Institute of Statistics of the University of Paris, 8*, 229–231.
28. Song, S., & Singh, V. P. (2010). Frequency analysis of droughts using the Plackett copula and parameter estimation by genetic algorithm. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 24*(5), 783–805.
29. Sushant, S., Balasubramani, K., & Kumaraswamy, K. (2015). *Spatio-temporal Analysis of Rainfall Distribution and Variability in the Twentieth Century, Over the Cauvery Basin, South India*. 21–41.
30. Trivedi, P.K., & Zimmer, D.M. (2007). *Copula modeling: an introduction for practitioners*. Indiana University. Now Publishers Inc.
31. Venkatesan, G., Subramani, T., Karunanidhi, D., Sathya, U., & Li, P. (2021). *Impact of precipitation disparity on groundwater fluctuation in a semi-arid region (Vellore district) of southern India using geospatial techniques*. Environmental Science and Pollution Research, 28(15), 18539-18551
32. Wong, G., Lambert, M. F., & Metcalfe, A. V. (2008). Trivariate copulas for characterisation of droughts. In G. N. Mercer & A. J. Roberts (Eds.), *Proceedings of the 8th Biennial Engineering Mathematics and Applications Conference, EMAC-2007* (C306-C323).
33. Xie, Y., Cook, P. G., Simmons, C. T., Partington, D., Crosbie, R., & Batelaan, O. (2018). Uncertainty of groundwater recharge estimated from a water and energy balance model. *Journal of Hydrology, 561*, 1081–1093.
34. Xue, X., Hong, Y., Limaye, A. S., Gourley, J. J., Huffman, G. J., Khan, S. I., Dorji, C., & Chen, S. (2013). Statistical and hydrological evaluation of TRMM-based Multi-satellite Precipitation Analysis over the Wangchu Basin of Bhutan: Are the latest satellite precipitation products 3B42V7 ready for use in ungauged basins? *Journal of Hydrology, 499*, 91–99.
35. Zekri, S., Triki, C., Al-Maktoumi, A., & Bazargan-Lari, M. R. (2015). An optimization-simulation approach for groundwater abstraction under recharge uncertainty. *Water Resources Management, 29*(10), 3681–3695.
36. Zhang, Q., Li, J., Singh, V. P., & Xu, C.-Y. (2013). Copula-based spatio-temporal patterns of precipitation extremes in China. *International Journal of Climatology, 33*(5), 1140–1152.