



تحلیل دبی های کم آبی در رودخانه کاکا شرف لرستان)

پگاه حیدری^۱، یعقوب دین پژوه^۲

۱ - نویسنده مسوول: دانشجوی کارشناسی ارشد رشته مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز
(Email: pegah.heidari71@gmail.com)

۲ - دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز (dinpashoh@yahoo.com)

چکیده

در این مطالعه مقادیر کمیت های دبی های کم آبی شامل چندک ۵ درصد و ۱۰ درصد برای رودخانه کاکا شرف تحلیل شده است. برای این منظور داده های دبی جریان آب رودخانه در دوره آماری ۱۳۹۶-۱۳۷۰ از سازمان آب منطقه ای استان لرستان اخذ گردید. پس از بررسی کیفیت داده ها، مقادیر چندک ۵ درصد و ۱۰ درصد در هر سال از دوره آماری محاسبه گردید. آنگاه با روش مان کنдал (MK) هر کدام از سری های کم آبی از نظر داشتن روند، تحلیل شدند و شیب خط روند برای هر کدام با روش تخمین گر سن بدست آمد. نتایج نشان داد که مقدار آماره Z برای چندکهای ۵ درصد و ۱۰ درصد (دبی) به ترتیب معادل ۰/۶۶۷- و ۰/۰۸۳- بود. مقدار شیب خط روند برای این کمیت ها به ترتیب معادل ۰/۰۱۲۷- و ۰/۰۰۰۰۰- حاصل شد. بنابراین می توان نتیجه گرفت که مقدار دبی های کم آبی رودخانه کاکا شرف با گذشت زمان کاهش یافته اند ولی این کاهش معنی دار نبود.

واژگان کلیدی: تخمین گر سن، جریان های کم آبی، شاخص Q05، شاخص Q0.1، لرستان، مان-کنдал

۱- مقدمه

در دهه های اخیر تغییر اقلیم موجب تغییر محسوس در دبی جریان رودخانه ها شده است. در ایت زمینه مطالعات زیادی انجام شده است. مثلا ووگل و کرول (۱۹۹۰) اثر افزایش تطویل داده های اندازه گیری شده را در رودخانه های ایالت ماساچوست روی همبستگی بین ایستگاه ها با توجه به اطلاعات ۲۳ ایستگاه استفاده کردند و نتیجه گرفتند که تطویل موثر در داده های یک ایستگاه بطور محسوسی روی همبستگی بین داده های دبی های کم اثر گذاشته است. دورانس و همکاران (۱۹۹۹) روش های مختلفی را برای اعمال داده های دبی صفر در مطالعات کم آبی مقایسه کردند. نتایج آزمایشات شبیه سازی نشان داد که مدل ویبول با استفاده از روش حداکثر راست نمایی بهترین تخمین جریان کم آبی را با دوره برگشت ده سال ارائه می دهد داگلاس و همکاران (۲۰۰۰) در ارتباط با جریان های سیلابی و کم آبی در ایالات متحده مطالعه ای ترتیب دادند. برای این کار روند سری های زمانی مذکور را با روش کنдал در دو

3rd Iranian National Conference on Hydrology 17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

مقیاس زمانی ارزیابی کردند. نتایج آنها نشان داد که در سطح معنی داری ۵٪ هیچ گونه روند معنی داری برای دبی های سیلابی مشاهده نشد در حالیکه مقادیر دبی های کم آبی در بخش غربی و نیز ایالت اوهایو با گذشت زمان افزایش یافته است. اسماختین (۲۰۰۱) بحث روی مکانیزم های تولید جریان های کم آبی در شرایط نرمال انجام شده و سپس اثر عوامل انسانی روی جریان های کم آبی را بررسی کرد. ایشان همه روش های مربوط به تخمین جریان های کم آبی از جمله منحنی های تداوم جریان (FDC)، تحلیل فراوانی جریان های کم آبی و فواصل جریان های کم آبی، جداسازی دبی پایه و فرمول بندی بخش فروکش هیدروگراف جریان را بررسی نمود. کرول و همکاران (۲۰۰۴) با توجه به اطلاعات توپوگرافی و هواشناسی و زمین شناسی مقادیر دبی جریان کم آبی را در ایالات متحده مدل بندی کردند و مقادیر جریان های کم آبی در حوضه های مختلف ایالات متحده بصورت مدل های رگرسیونی بسط دادند. وی از متغیرهای توپوگرافی مساحت حوضه، شیب کانال آبراهه های اصلی، شیب حوضه، ارتفاع خروجی حوضه، کل طول آبراهه ها و از متغیرهای هواشناسی میانگین بارش سالانه، شدت بارش و حداقل دمای هوا در ژانویه را انتخاب نمود. از متغیرهای هیدرولوژیکی، ثابت فروکش دبی پایه در هیدروگراف و شاخص دبی پایه انتخاب شد و از متغیرهای اقلیمی نظیر صدک حداکثر دمای هوا برای دوره ژوئن تا اوت، صدک ۹۰ برای T_{max} در دوره سپتامبر تا نوامبر، صدک ۹۰ برای T_{max} در دوره دسامبر تا آوریل، صدک ۹۰ برای T_{max} در دوره آوریل تا مارس، صدک ۹۰ برای همان دوره ها در مورد T_{min} ، صدک ۱۰ برای بارش در دوره ژوئن تا اوت، صدک ۱۰ برای بارش در دوره سپتامبر تا نوامبر، صدک ۱۰ برای بارش در دوره دسامبر تا آوریل، صدک ۱۰ برای بارش دوره های آوریل تا مارس و چند شاخص مرتبط دیگر در مدل ریاضی دبی های کم آبی استفاده کردند. یو و وانگ (۲۰۰۴) جریان های کم آبی رودخانه های کانادا را با توجه به میانگین حداقل دبی یک روزه، پنج روزه و هفت روزه بررسی کردند. نامبردگان رابطه ای مابین مساحت حوضه ها و گشتاورهای وزن دار پیدا کردند و نتیجه گرفتند که ضریب تغییرات دبی های کم آبی مستقل از مساحت حوضه است. هنافورد و مارش (۲۰۰۶) در حوضه های معرف انگلستان روند تغییرات سری های زمانی نظیر شاخص های جریان کم آبی را تحلیل نمودند. نتایج نشان داد که یک شاخص نسبی در داده های رواناب و جریان های کم آبی از اوایل سال ۱۹۶۰ وجود داشته است ولی در حوضه های اسکاتلند روند رواناب مثبت بود. برای جریان های کم آبی روند قابل ملاحظه ای دیده نشد ولی در دوره ۱۹۷۳-۲۰۰۲ که یک دوره خشکسالی منطقه را فراگرفته بود دبی های کم آبی تحت تاثیر قرار گرفتند. دویت و همکاران (۲۰۰۷) اثر تغییر اقلیم را روی دبی های کم آبی رودخانه میوز بررسی کردند. ایشان از اطلاعات دوره آماری ۱۹۱۱ تا ۲۰۰۳ استفاده کردند. هدف ایشان تولید داده های جریان کم آبی در رودخانه میوز بود. همچنین اثر احتمالی تغییر اقلیم روی پارامترهای موثر بر دبی جریان تحلیل شد. برای این کار از خروجی شبیه سازی اقلیمی مدل RCM استفاده شد. نتایج نشان داد که تغییر اقلیم منجر به کاهش میانگین دبی رودخانه میوز در اوقات کم آبی شده است. لی و همکاران (۲۰۰۸) شرایط جریان های کم آبی را در شرق ایالات متحده در سال ۲۰۰۷ مطالعه کردند. برای این کار دبی های کم آبی را در چهار حوضه مدل بندی و تا سه ماه بعد پیش بینی نمودند. مدرس (۲۰۰۸) با روش گشتاورهای خطی فراوانی جریان های کم آبی را در رودخانه های شمال ایران (استان مازندران) مطالعه کرد. برای زیر ناحیه های غیرهمگن عملکرد توزیع های دو پارامتری مانند لگ نرمال، نرمال و گاما نتایج رضایت بخشی را بدست داد. موز و همکاران (۲۰۰۸) اثر جریان های کم آبی در حوضه رودخانه دانوب علیا مطالعه کردند. به نظر ایشان هم جریان های کم آبی از نظر مقدار و هم طول مدت دوام جریان های کم آبی از پارامترهای هیدرولوژیکی بسیار مهم در اکوسیستم های آبی محسوب می شوند. همچنین نتایج نشان داد که مدل دانویا می تواند داده های دبی روزانه را در دوره ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۳ با ضریب ناش- ساتکلیف ۰/۸۴ شبیه سازی کند. نتایج حاکی از آن است که تغییرات قوی در فراوانی داده های دبی های کم آبی شبیه سازی شده وجود دارد و در ضمن تغییر اقلیم میزان دبی کم هفت روزه را در دوره بازگشت ۵۰ سال به نصف کاهش می

3rd Iranian National Conference on Hydrology 17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

دهد. در یک مطالعه مربوط به جریان های کم آبی انگلند و هیسدال (۲۰۰۹) مقادیر شاخص کم آبی را برای حوضه های فاقد اندازه گیری با دو روش مدل رگرسیون منطقه ای و مدل هیدرولوژیکی منطقه ای در ناحیه ای واقع در جنوب غرب نروژ تخمین زدند. در این مطالعه مدل رگرسیونی بر پایه رابطه ای مابین شاخص جریان کم آبی و یک مجموعه شامل عناصر مرتبط با حوضه با روش رگرسیون خطی گام به گام بدست آمد. نتایج نشان داد که در حوضه های فاقد اندازه گیری زیر ناحیه ها براساس فصولی که جریان های کم آبی در آن (تابستان و زمستان) روی می دهد. براساس دمای ژوئیه قابل تخمین هستند. مقایسه دو روش در ۲۱ حوضه نشان داد که مدل رگرسیونی تخمین دقیق تری از مقادیر دبی های کم آبی در حوضه ها بدست می دهد. وزا و همکاران (۲۰۱۰) منطقه بندی دبی های کم آبی را در شمال غرب ایتالیا با استفاده از Q_{95} یعنی دبی که در ۹۵٪ اوقات سال دبی رودخانه از آن بیشتر است، استفاده کردند. نامبردگان روش **MLR** را با استفاده از مشخصه های مورفواقلیمی برای گروه بندی نواحی استفاده کردند. آسانی و همکاران (۲۰۱۱) مقادیر جریانهای کم آبی ۷ روزه را در ۱۸ رودخانه واقع در حوضه سنت لاورنس واقع در ایالت کبک در دوره ۱۹۳۴ تا ۲۰۰۰ بررسی کردند. آنها جریان های کم آبی را برای دو فصل زمستان و تابستان جداگانه مطالعه کردند. اکبری و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از روش شبکه های عصبی مصنوعی (**ANN**) مقادیر جریان های کم منطقه ای را در ایستگاه های فاقد اندازه گیری تخمین زدند. آنها با روش شبکه های **MLP** برای تشخیص رابطه بین چندک های کم آبی و مشخصات فیزیوگرافی بهره گرفتند و برای هر مدل **ANN** از طرح واره لون برگ - مارگوات استفاده کردند. نتایج نشان داد که مدل های مرتبط با **ANN** تخمین های دقیقتری نسبت به مدل های رگرسیون انجام می دهند. تونگال و همکاران (۲۰۱۲) دبی های کم آبی رودخانه های حوضه راین را بررسی کردند. نامبردگان در ۱۰۸ زیر حوضه رودخانه راین دبی های کم آبی را در فصول زمستان و تابستان با شاخص نسبت فصلی بودن (**SR**) مطالعه کردند. در این مطالعه شاخص **SR** بصورت $SR = \frac{Q_{75s}}{Q_{75w}}$ تعریف شد. بنا به نظر ایشان ایستگاه های با شاخص $SR > 1$ دارای این خاصیت است که دبی های کم آبی آنها بیشتر در زمستان تجربه می شود. در حالیکه ایستگاه هایی که دارای $SR < 1$ می باشند دبی های کم آبی آنها در تابستان روی می دهد. گوتس چاک و همکاران (۲۰۱۳) مطالعه ای در زمینه توزیع حداقل دبی های رودخانه انجام دادند. این کار را با توزیع مقادیر کرانه ای (**GEV**) انجام دادند. معلوم شد که پارامتر توان و گشتاورهای توزیع و بیول بستگی به خصوصیات آماری جامعه و بویژه ضریب تغییرات داده ها دارد. آهن و مرواد (۲۰۱۶) در مطالعه ای اثر تغییر کاربری اراضی را روی مدت دوام و شدت کم آبی ها با استفاده از مدل ابزار ارزیابی آب و خاک، مدل بیزی و کوپلا مطالعه کردند. نامبردگان دو حوضه با پوشش گیاهی متفاوت در رودخانه اهایو انتخاب کردند. نتایج نشان داد که تغییرات کاربری اراضی مقادیر چندکهای کم آبی را تحت تاثیر قرار می دهد. افزایش سطح پوشش جنگلی منجر به کاهش دبی های کم آبی و نیز پر آبی می گردد. لی و همکاران (۲۰۱۷) معتقدند که برخی فعالیتهای بشر مانند سدسازی رژیم جریان رودخانه ها را تحت تاثیر قرار می دهد. ساخت سد و آبرگیری اولیه آن در بالادست سدها موجب کاهش جریان رودخانه در بالادست ایستگاهی موسوم به شیانگ سان شده است در حالیکه اثر محسوسی روی دبی جریان ایستگاه استانگ ترنگ نداشت. ساخت سدها منجر به کاهش دبی جریان در فصول مرطوب و افزایش دبی جریان در فصول خشک شده است. همچنین، مقادیر حداکثر دبی جریان در ایستگاه هیدرومتری شیانگ سان به طور معنی داری کاهش یافته که علت آن به احداث سد نسبت داده شد. آنها نتیجه گرفتند که تغییر اقلیم موجب تغییر در دبی جریان سالانه رودخانه در دوره انتقال (۱۹۹۲-۲۰۰۹) شده است. در حالی که فعالیت های انسانی رژیم جریان را به طور محسوسی در دوره آماری ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴ تغییر داده طوریکه دبی جریان به ۶۱/۸۸٪ مقدار اولیه کاهش یافته است. رکونا و همکاران (۲۰۱۸) تحلیل جریان های کم آبی را در کبک کانادا با استفاده از چندکها و شاخص های مختلف مطالعه کردند. آنها برای این کار از مقادیر میانگین داده های کم آبی ۷ روزه و ۳۰ روزه متناظر با دوره های برگشت ۲ و ۱۰ سال استفاده کردند. تیان و

3rd Iranian National Conference on Hydrology
17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

همکاران (۲۰۱۹) گزارش دادند که حداقل دبی جریان در بخش‌های پایین دست رودخانه یانگ تسه بطور قابل توجهی (بین ۶/۰۶٪ تا ۴۲/۹۱٪) افزایش یافته است. افزایش تعداد سدها باعث کاهش دبی جریان در پایین دست رودخانه‌ها قلمداد شده است. در ایران نیز مطالعات پراکنده‌ای روی روند تغییرات جریان آب رودخانه‌ها انجام شده است. مثلاً اسامیان و همکاران (۲۰۱۰) مقدار شاخص کم آبی **7Q10** (یعنی دبی کم آبی با دوره برگشت ۱۰ سال که با توجه به میانگین دبی در ۷ روز پیاپی گرفته شده است) با روش **PCR** (رگرسیون مولفه‌های اصلی) و با توجه به متغیرهای هیدرولوژیکی و فیزیوگرافی تخمین زده‌اند. وفاخواه و همکاران (۱۳۹۰) روند تغییرات دبی جریان را در حوضه آبریز کشف رود در سیزده ایستگاه هیدرومتری مطالعه کردند. نتایج نشان داد که هیچ گونه روند افزایشی در داده‌های دبی جریان مشاهده نشد. به طوریکه دبی در دو ایستگاه بدون روند و در مابقی ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی بود. آن‌ها علت این کاهش را در افزایش برداشت آب رودخانه به دلیل افزایش جمعیت و نیاز به استفاده از آب رودخانه‌ها نسبت داده‌اند. مزین و همکاران (۱۳۹۲) اثر تغییر اقلیم را روی دبی‌های کم حوضه سپید دشت سزار واقع در سر شاخه‌های کارون بررسی کردند. برای این کار از مدل بارش-رواناب **IHACRES** برای شبیه سازی جریان‌های کم آبی حوضه استفاده کردند مدل توانایی خوبی در شبیه سازی از خود نشان داده است. وی دبی‌های کم آبی برای دوره آینده را مورد ارزیابی قرار داد. نتایج نشان داد که مقادیر دبی کم آبی کاهش یافته است. مثلاً **Q0.95** به اندازه ۴۰٪ کاهش یافت. جاهدی اسفنجانی (۱۳۹۴) روند تغییرات دبی جریان رودخانه قره سو در استان اردبیل را در دوره آماری ۱۳۵۱ تا ۱۳۸۲ با روش مان کندهال پس از حذف اثر کلیه ضرایب خودهمبستگی معنی دار مطالعه کردند. نتایج نشان داد که جریان رودخانه قره سو هم در مقیاس سالانه و هم در مقیاس فصلی روند کاهشی دارد. قاسمی و موگویی (۱۳۹۵) روند تغییرات دبی رودخانه‌های استان چهارمحال بختیاری را با روش‌های ناپارامتری مطالعه کردند و نتیجه گرفتند که هم دبی‌های کمینه و هم دبی‌های بیشینه روند نزولی شدید داشتند. بررسی منابع نشان می‌دهد که اکثر مطالعات مرتبط با روند تغییرات دبی جریان با استفاده از روش‌های ناپارامتری مانند مان کندهال بوده است. بنابراین هدف مطالعه حاضر بررسی روند تغییرات شاخص‌های مرتبط با جریان‌های کم شامل: چندک **Q0.05**، چندک **Q0.1** در رودخانه کاکا شرف در استان لرستان می‌باشد.

۲- مواد و روش‌ها

در این مطالعه رودخانه چنارخشکه در محل ایستگاه کاکاشرف در استان لرستان مطالعه شده است. این استان در طول جغرافیایی بین ۴۶ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۳ دقیقه طول شرقی و عرض جغرافیایی بین ۳۲ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۲۲ دقیقه قرار دارد وسعت آن حدود ۲۸۵۵۹ کیلومتر مربع است. این استان از شمال به استان‌های مرکزی و همدان، از جنوب به خوزستان، از شرق به استان اصفهان و از غرب به استان‌های کرمانشاه و ایلام محدود است. داده‌های مورد استفاده دبی روزانه رودخانه چنارخشکه در محل ایستگاه کاکاشرف است که از سازمان آب منطقه ای استان لرستان اخذ شد. روش کنترل کیفیت داده‌ها از روش رسم نمودار و مشاهده چشمی داده‌های پرت استفاده شد برای پر کردن داده گمشده از اطلاعات همسایه استفاده شد.

رسم منحنی تداوم جریان (**FDC**): برای رسم منحنی‌های **FDC** در ایستگاه هیدرومتری داده‌های دبی روزانه ثبت شده در طول دوره آماری بصورت نزولی مرتب شدند. آنگاه از روی آن، مقادیر داده‌های مرتب شده ۵٪ داده‌ها از پایین در نظر گرفته شد و عدد نظیر آن بعنوان دبی کم آبی که فقط در ۵٪ اوقات سال دبی از آن کمتر است بعنوان چندک **Q0.05** لحاظ شد. به همین ترتیب چندک **Q0.1** نیز با در نظر گرفتن ۱۰٪ داده‌های مرتب شده از پایین بدست آمد و عدد نظیر آن بعنوان دبی کم آبی که فقط در ۱۰٪ اوقات سال دبی از

3rd Iranian National Conference on Hydrology
17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

آن کمتر است بعنوان چندک $Q_{0.1}$ لحاظ گردید. برای رسم منحنی FDC شماره روزهای سال در محور افقی و دبی‌های مرتب شده به ترتیب نزولی در محور قائم نشان داده شدند. برای هر ایستگاه چندک‌های $Q_{0.05}$ و $Q_{0.1}$ برای هر سال بدست آمد. بنابراین به تعداد سال‌های آماری دو سری با نام‌های $Q_{0.1}$ و $Q_{0.05}$ حاصل شدند. در این متن، منظور از $Q_{0.05}$ عبارت است از مقدار دبی جریان در رودخانه که در ۹۵٪ اوقات سال جریان از آن مقدار بیشتر بوده و تنها در ۵٪ اوقات سال جریان از آن کمتر است. در این مطالعه، مقادیر شاخص‌های مذکور در هر سال برای ایستگاه منتخب محاسبه شده و تاریخ دقیق وقوع آنها نیز برای هر سال مشخص شد. آنگاه روند تغییرات چهار سری فوق الذکر در هر ایستگاه مطالعه شد.

روش مان کندهال کلاسیک $MK1$

برای آزمون روند از روش مان کندهال استفاده شد. این روش ناپارامتری بوده و نیازی به بازسازی داده‌ها ندارد ضمناً روش به داده‌های پرت حساسیت ندارد. شرح این روش در دین پژوه و همکاران (۲۰۱۴) آمده است.

تخمین شیب خط روند با روش Sen

یک روش ناپارامتری مفید برای تخمین شیب خط روند روش تخمین گر Sen می‌باشد. مقدار شیب روند با استفاده از رابطه زیر برآورد شد:

$$\beta = Median\left(\frac{x_j - x_l}{j - l}\right) \quad \forall l < j \quad (5)$$

که در آن x_j و x_l مقادیر داده‌ها به ترتیب در زمان‌های j و l ($j > l$) می‌باشد. همچنین منظور از $Median(u)$ میانه مقادیر u می‌باشد. در رابطه اخیر β برآوردکننده شیب خط روند و x_l مقدار ثبت شده برای مشاهده شماره l ام در ترتیب تاریخی می‌باشد. مقادیر مثبت و منفی β به ترتیب نشان دهنده روند افزایشی و کاهشی است.

روش مان کندهال اصلاح شده $(MK2)$ TFPW

در این روش ضریب خودهمبستگی مرتبه اول که با r_1 نشان داده می‌شود از نظر معنی دار بودن بررسی می‌شود. مقدار ضریب خودهمبستگی مرتبه اول از رابطه زیر بدست آمد:

$$r_1 = \frac{\left(\frac{1}{(n-1)}\right) \sum_{t=1}^{n-1} [X_t - E(X_t)][X_{t+1} - E(X_t)]}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n [X_t - E(X_t)]^2} \quad (6)$$

3rd Iranian National Conference on Hydrology
17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

$$E(X_t) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n X_t \quad (7)$$

پس از محاسبه r_1 مقدار آن در رابطه زیر قرار داده شد:

$$Y_t = X_t - r_1 X_{t-1} \quad (8)$$

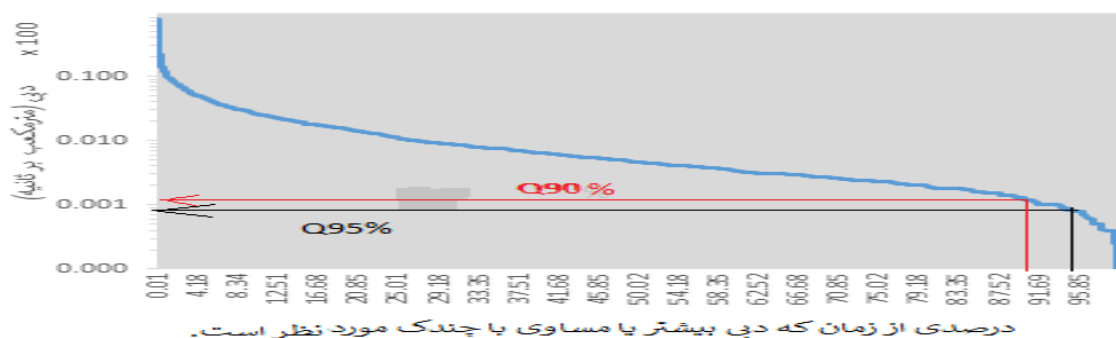
در نتیجه سری جدیدی که با Y_t نشان داده می شود بدست آمد. آنگاه سری جدید دیگری بصورت زیر حاصل شد:

$$y_i = Y_i + (\beta \times i) \quad (9)$$

که در آن y_i از رابطه (۹) بدست می آید و β مقدار شیب خط روند می باشد. پس از محاسبه y_i آزمون MK کلاسیک به سری جدید داده ها اعمال می شود و معنی داری آن مورد آزمون قرار می گیرد.

۳- نتایج و بحث

شکل ۱ منحنی دبی کلاسه (منحنی تداوم جریان) را بعنوان نمونه برای ایستگاه کاکاشرف در دوره آماری ۱۳۷۱-۱۳۷۰ تا ۱۳۹۶-۱۳۹۵ نشان می دهد. در این نمودار محور افقی درصد زمان و محور قائم میزان دبی (متر مکعب بر ثانیه) می باشد. بطوریکه از شکل مشاهده می شود میزان دبی رودخانه کاکاشرف از صفر تا ۱۰۰ مترمکعب بر ثانیه تغییر می کند. شکل ۲ با توجه به داده های دبی روزانه در یک دوره آماری طولانی مدت رسم شده است. در این ایستگاه مقدار $Q_{0.05}$ و $Q_{0.1}$ به ترتیب معادل 0.082 و 0.129 متر مکعب بر ثانیه می باشد. بعبارت دیگر در ۹۵٪ مواقع دبی از 0.082 متر مکعب بر ثانیه بیشتر است و تنها در ۵٪ مواقع سال دبی این رودخانه از 0.082 متر مکعب بر ثانیه کمتر است. همچنین در این ایستگاه در ۹۰٪ مواقع دبی رودخانه از 0.129 متر مکعب بر ثانیه بیشتر است و تنها در ۱۰٪ مواقع دبی از 0.129 متر مکعب بر ثانیه کمتر است. این مقادیر با پیکان های سیاه و قرمز به ترتیب برای $Q_{0.05}$ و $Q_{0.1}$ نشان داده شده اند.

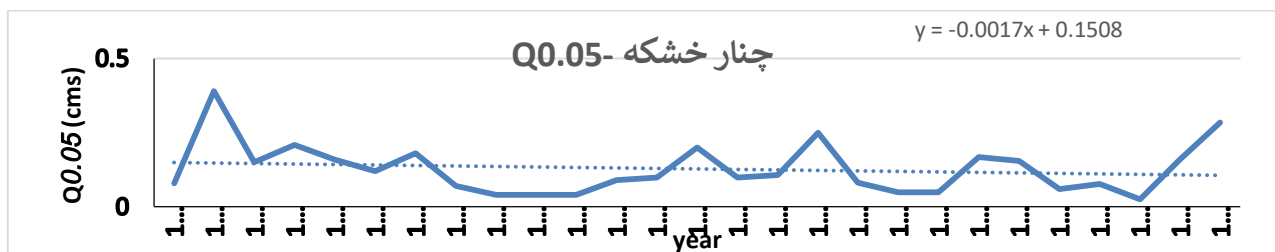


شکل ۱- منحنی دبی کلاسه (منحنی تداوم جریان) در ایستگاه کاکاشرف در دوره آماری ۱۳۷۱-۱۳۷۰ تا ۱۳۹۶-۱۳۹۵.

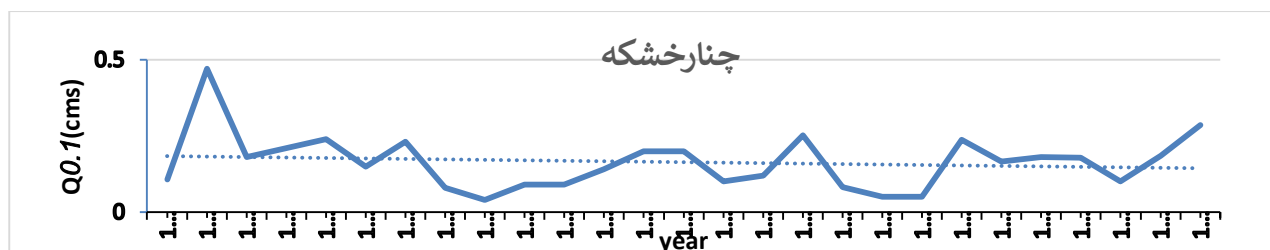
شکل ۲ نمودار تغییرات $Q_{0.05}$ را از ابتدای تاسیس ایستگاه یعنی سال آبی (۱۳۷۱-۱۳۷۰) تا سال آبی (۱۳۹۶-۱۳۹۵) در هر سال نشان می دهد. بطوریکه از شکل ۲ می توان فهمید، مقادیر $Q_{0.05}$ ضمن اینکه از سالی به سال دیگر تغییر می کند. در حالت کلی، نیز دارای

3rd Iranian National Conference on Hydrology 17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

روند نزولی در چندک $Q0.05$ مشهود است. در شکل ۳ منحنی تغییرات چندک $Q0.1$ در ایستگاه کاکاشرف نشان داده شده است. بطوریکه با مقایسه شکل ۲ و ۳ می‌توان فهمید، مقادیر $Q0.1$ اندکی بیشتر از مقادیر $Q0.05$ است. با این حال، روند تغییرات $Q0.1$ دارای الگوی مشابه با نمودار نظیر $Q0.05$ است. بعبارت بهتر روند سری زمانی $Q0.1$ نیز مانند $Q0.05$ نزولی است.



شکل ۲ - منحنی تغییرات چندک $Q0.05$ در ایستگاه کاکاشرف (۱۳۷۱-۱۳۷۰ تا ۱۳۹۶-۱۳۹۵).



شکل ۳ - منحنی تغییرات چندک $Q0.1$ در رودخانه چنارخشکه در ایستگاه کاکاشرف (۱۳۷۱-۱۳۷۰ تا ۱۳۹۶-۱۳۹۵).

در جدول ۲ نتایج محاسبات روند را برای ایستگاه چنارخشکه در رودخانه کاکاشرف ارائه شده است. بطوریکه مشاهده میشود هر دو سری کم آبی $Q0.05$ و $Q0.1$ دارای روند منفی هستند. با این حال هیچکدام از نظر آماری معنی دار نیست. شیب خط روند برای هر دو کمیت منفی است که حاکی از کاهش جریانهای کم آبی رودخانه می‌باشد.

جدول ۲- نتایج روند آماره های دبی های کم آبی برای ایستگاه چنارخشکه در رودخانه کاکاشرف.

رودخانه	ایستگاه	آماره Z برای $Q_{10\%}$	آماره Z برای $Q_{05\%}$	شیب خط روند $Q_{10\%}$	شیب خط روند $Q_{05\%}$
کاکاشرف	چنارخشکه	-۰/۰۸۳۳	-۰/۶۶۷۱	-۰/۰۰۰۰	-۰/۰۰۱۲۷

۴- نتیجه گیری کلی



روند تغییرات دبی های کم آبی با استفاده از دو شاخص $Q0.1$ و $Q0.05$ در رودخانه چنارخشکه بررسی شد. این کار با آماره MK پس از حذف اثر همبستگی سریال با تاخیر اول به انجام رسید و شیب خط روند با روش تخمینگر سن تخمین زده شدند. در حالت کلی می توان نتیجه گرفت که تغییر اقلیم روی دبی های کم آبی رودخانه کاکا شرف اثر معنی دار نداشته است. با این حال شیب خط روند در این ایستگاه برای هر دو شاخص $Q0.1$ و $Q0.05$ منفی است. طوری که در هر ده سال حدود ۱۳ لیتر بر ثانیه از دبی $Q0.05$ کاسته شده است. این مقدار برای $Q0.1$ کمتر از $Q0.05$ بود.

۵- بحث

هر دو سری زمانی شاخص های $Q0.1$ و $Q0.05$ روند نزولی از خود نشان دادند. سوال این است که چرا روند شاخص های کم آبی در لرستان نزولی است. بنظر می رسد اولین دلیل این امر برداشت مستقیم آب رودخانه در بالادست توسط کشاورزان باشد. توسعه بی رویه کشاورزی بعد از انقلاب شکوهمند اسلامی باعث شده که حجم آب کشاورزی بیشتر شود. این آب از دو منبع قابل برداشت است: ۱- آبهای سطح الارضی یا رودخانه ها و ۲- آبهای تحت الارضی به وسیله حفر چاه و تجهیز آن. بنظر میرسد بهره‌مندی کشاورزان از دبی رودخانه نوع کم هزینه برای آنان محسوب می‌شود. چون حفر چاه و جدارسازی آن نیازمند هزینه زیاد می باشد. دومین عامل دلیل این روند کاهشی در شاخصهای $Q0.1$ و $Q0.05$ گرم شدن هوا می باشد که باعث افزایش میزان آب مصرفی گیاهان شده است. ضمناً روند کاهشی بارشها بویژه در ماههای تابستان می باشد. گرم شدن دمای هوا در زمستان موجب ذوب زودهنگام یخها و برفها در کوهها می گردد این عمل گرچه دبی را در زمستان و اوایل بهار زیاد می کند ولی برفی که قبلاً در کوهها ذخیره می شد بطور تدریجی آب مصرفی کشاورزان را حتی تا اواخر تابستان و اوایل پاییز تامین می کرد. در حالیکه با گرم شدن هوا در زمستان، ذوب انباشت برفی کوهها خیلی زودتر از سالهای گذشته اتفاق می افتد و در مواردی موجب سیلابهای شدید نیز میگردد. سیلاب نوروز ۱۳۹۸ یک نمونه بارز از آن بود که طی آن شهرهای پل دختر و معمولان خسارات جانی و مالی شدید متحمل شدند. با تغییرات کنونی میتوان نتیجه گرفت که مدیریت علمی آب رودخانه کاکاشرف در لرستان بسیار مهم می باشد.

تشکر و قدردانی (سپاسگذاری)

از سازمان آب منطقه ای خرم آباد جهت در اختیار قرار دادن داده ها تشکر می شود.

منابع مورد استفاده

بهره مند ع ، همدی ق ، صنیعی ا. ۱۳۹۲. تحلیل روند تغییرات بلند مدت بارندگی و دبی در غرب دریاچه ارومیه . پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز، (۴) : ۵۷-۴۳ .

3rd Iranian National Conference on Hydrology
17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

قاسمی ا، موگویی م. ۱۳۹۵. بررسی تغییرات دبی رودخانه های استان چهارمحال و بختیاری. فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی، ۱۷۳-۱۶۳: (۱۰۲) ۲۶.

منظمی ن، صدیقی ح، ولیزاده ن. ۱۳۹۵. بررسی فراوانی خشکسالی هواشناسی در حوضه کرخه استان لرستان. نشریه آبیاری و زهکشی ایران، ۶(۱۰): ۷۴۰-۷۳۲.

مزین م، آخوندعلی ع م، مساح بوانی ع، رادمنش ف، ظهراپی ن. ۱۳۹۴. اثر تغییر اقلیم بر جریانات کم آبی (مطالعه موردی: سپیددشت سزار). علوم و مهندسی آبیاری (مجله علمی کشاورزی)، ۳۸(۲): ۱۹-۱.

Assani A, Chalifour A, 2011. Temporal regionalization of 7-day low flows in the St. Lawrence Watershed in Quebec (Canada). *Water Resources Management*, 25:3559-3574.

Akbari M, Solaimani K, Mahdavi M, Habibnejhad M, 2011. Monitoring of Regional Low-Flow Frequency Using Artificial Neural Networks. *Journal of Water Sciences Research*, 2251-7413.

Ahn K-H, Mervade V, 2016. The effect of land cover change on duration and severity of high and low flows. *Hydrological Process*, 31(1):133-149.

Durrans S R, Ouarda T B M J, Rasmussen P F, Bobbe B, 1999. Treatment of zeroes in tail modeling of low flows. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(1):19-27.

Douglas EM, Vogel RM, Kroll CN, 2000. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology*, 240: 90-105.

Engeland K, Hisdal H, 2009. A comparison of low flow estimates in ungauged catchments using regional regression and the HBV-Model. *Water Resources Management*, 23:2567-2586.

Eslamian S, Ghasemizadeh M, Biabanaki M, Talebizadeh M, 2010. A principal component regression method for estimating low flow index. *Water Resources Management*, 24:2553-2566.

Gottschalk L, Yu K. 2013. Statistics of low flows: Theoretical derivation of the distribution of minimum streamflow series. *Journal of Hydrology*, 481:204-219.

Hamed KH. and Rao R. 1999. *Flood Frequency Analysis*. CRC Press.

Hannaford J, Marsh T, 2006. An assessment of trends in UK runoff and low flows using a network of undisturbed catchments. *International journal of climatology*, 26: 1237-1253.

Kroll C, Luz J, Allen B, Vogel RM, 2004. Developing a watershed characteristics database to improve low streamflow prediction. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9:116-125.

Li H, Luo L, Wood E F, 2008. Seasonal hydrologic predictions of low-flow conditions over eastern USA during the 2007 drought. 9: 61-66.

Li D, Long D, Zhao J, Lu H, Hong Y. 2017. Observed changes in flow regimes in the Mekong river basin. *Journal of Hydrology*, 551:217-232.

Modarres R, 2008. Regional frequency distribution type of low flow in north of Iran by L-moments. *Water Resources Management*, 22:823-841.

Requena AI, Ouarda TBMJ, Chebana F. 2018. Low-flow frequency analysis at ungauged sites based on regionally estimated streamflows. *Journal of Hydrology*, 563: 523-532.

Smakhtin V, 2001. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240:147-186.

Tongal H, Demirel M C, Booiij M J, 2013. Seasonality of low flows and dominant processes in the Rhine River. *Stochastic Environmental Research Risk Assessment*, 27(2):489-503.

3rd Iranian National Conference on Hydrology
17-19 Sep. 2019- University of Tabriz

- Tian J, Chang J, Zhang Z, Wang Y, Wu Y, Jiang T, 2019. *Influence of three gorges dam on downstream low flow*. *Water*, 11, 65; doi:10.3390/w11010065.
- Vogel RM, Kroll CN, 1990. *The value of streamflow record augmentation procedures in low-flow and flood-flow frequency analysis*. *Journal of Hydrology*, 125: 259-276.
- Veza P, Comoglio C, Rosso M, Viglione A, 2010. *Low flows regionalization in North-Western Italy*. *Water Resources Management*, 24:4049-4074.
- Wit M, Hurk B, Warmerdam P, Torfs P, Roulin E, Deursen W, 2007. *Impact of climate change on low-flows in the river Meuse*. *Climate Change*, 82:351-372.
- Yue S, Wang C, 2004. *Scaling of Canadian low flows*. *Regional Hydrology, Stochastic Environmental Research Risk Assessment*, 18: 291-305.

Analysis of low flows in Kakasharaf River at Lorestan Province

Abstract

In this study the two low flow indices namely Q0.05 and Q0.1 are analyzed in Kakasharaf river. For this purpose, the recorded daily discharges obtained from the Lorestan Regional Water organization from 1970 to 1996. Following checking the quality of data the quantiles namely Q0.1 and Q0.05 calculated for each year through the time period. Using the Mann-Kendal test, the two mentioned time series examined for trends. The slope of trend lines estimated using the Sen's Estimator. Results showed that values of Z-statistics obtained for Q0.05 and Q0.10 were equal to -0.667 and -0.083, respectively. The slopes of trend lines obtained for the two quantiles were equal to -0.00127 and 0.00000, respectively. Therefore, it can be concluded that, the values of low flows decreased in the past time. However, such decreases are not statistically significant.

Keywords: Sen's estimator, Low Flows, Q0.05 index, Q0.10, Lorestan, Mann-Kendall