

ارزیابی نقش بارش در بازیابی خشکسالی جریان رودخانه در حوضه کرخه

مریم شفیعی^۱، جواد بذرافشان^{۲*}، پرویز ایران نژاد^۳

^۱ دانشجوی دکترای هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ دانشیار گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۱۴، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۳/۱۷

چکیده

این پژوهش با هدف ارزیابی نقش بارش در طی دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی هواشناسی در بهبود خشک‌سالی‌های جریان رودخانه در حوضه کرخه در سال‌های اخیر انجام شده است. برای این منظور، از مدل جفت‌شده آب‌شناسی-سطح زمین ALSIS-HBV استفاده شد. کاربست مدل مذکور در دوره‌های دست‌کاری‌نشده (دوره‌ای که سامانه فقط از عوامل طبیعی تأثیر می‌گیرد) و دست‌کاری‌شده (سیستم از هر دو عامل انسانی و طبیعی تأثیر می‌گیرد) امکان دستیابی به هدف تعریف شده را فراهم خواهد نمود. برای پایش خشک‌سالی هواشناسی و آب‌شناسی از روش سطح آستانه متغیر استفاده شد. یافته‌ها نشان می‌دهد تأخیر زمانی بین خشک‌سالی هواشناسی و جریان رودخانه در زیرحوضه‌های مختلف بین ۱۵ تا ۹۰ روز است. هرچه خشک‌سالی هواشناسی شدیدتر باشد و تداوم بیشتری داشته باشد، مدت زمان لازم برای بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه بیشتر می‌شود. در دوره دست‌کاری‌نشده، پاسخ جریان رودخانه به بی‌هنجاری‌های بارش سریع است و خشک‌سالی جریان رودخانه با تأخیر زمانی ۱ تا ۳ ماهه بهبود پیدا می‌کند. روند بهبود جریان رودخانه در دوره دست‌کاری‌شده کند است و به‌ویژه در دهه اخیر این روند خیلی کندتر شده است. مقایسه نسبت‌های P/Q_{obs} (بارش به مقادیر مشاهداتی جریان رودخانه) و P/Q_{sim} (بارش به مقادیر شبیه‌سازی شده جریان رودخانه) نشان می‌دهد با توجه به تغییرات جزئی P/Q_{sim} ، مدل جفت‌شده پاسخ جریان رودخانه به افت و خیزهای بارش را به خوبی شبیه‌سازی کرده ولی در شرایط واقعی حوضه، به علت دخالت بشر در طبیعت این نسبت در دوره‌های دست‌کاری‌شده بیشتر شده است. نتایج بررسی بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه برای دوره خشک شاخص ۲۰۱۳-۲۰۰۸ با سناریوهای مختلف افزایش بارش نشان می‌دهد در زیرحوضه‌های گاماسیاب، قره‌سو و کل حوضه کرخه برای بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه در جریان‌های بیشینه باید بارش بیشتر از میانگین بلندمدت رخ دهد و نیاز به بارش‌های حدی می‌باشد. افزایش میانگین دما و تبخیر از آب‌های سطحی می‌تواند عامل موثری در بهبود نیافتن خشک‌سالی جریان‌های بیشینه در سال‌های مورد بررسی باشد.

کلمات کلیدی: مدل جفت‌شده، حوضه کرخه، بهبود خشک‌سالی، دوره دست‌کاری‌نشده، دوره دست‌کاری‌شده

مقدمه

در سال‌های اخیر، مسأله بحران منابع آب توجه دولتمردان کشور را به خود جلب کرده است. از برآیند نظرات مطرح شده چنین بر می‌آید که دو عامل تغییر اقلیم و بهره‌برداری بیش از حد از منابع آب مسؤل بحران کنونی آب کشور می‌باشند. از دیدگاه ایشان، با تغییر شرایط اقلیمی در دو دهه گذشته، مقدار بارش کشور کاهش یافته است که به نوبه خود سبب تشدید خشک‌سالی‌ها و دوام بیشتر آنها شده است (روزنامه عصر ایران، ۱۳۹۴). در نتیجه این خشک‌سالی‌های مداوم، بهره‌برداری از منابع آب کشور افزایش یافته و خسارت جدی به منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی وارد شده است. به عبارت دیگر، افت منابع آب کشور به این دلیل است که دوره‌های بارش نتوانسته است خشک‌سالی‌های شدید سال‌های اخیر را بهبود بخشد.

تعریف بهبود خشک‌سالی از دیدگاه هواشناسی و آب‌شناسی متفاوت است. از دیدگاه هواشناسی، یک ماه با بارش بزرگ‌تر از نرمال به دوره خشک‌سالی در ماه(های) قبل پایان می‌دهد، که در این صورت خشک‌سالی بهبود یافته است. از دیدگاه آب‌شناسی، اگر بارش تنها عامل کنترل‌کننده نوسانات آب‌های سطحی یا تغذیه آب زیرزمینی باشد، مسأله بهبود خشک‌سالی آب‌شناسی متأثر از مجموع بارندگی مورد نیاز برای رساندن جریان آب موجود در رودخانه یا مخزن به تراز مورد نظر (مثلاً متوسط) خواهد بود. ممکن است مقدار معینی بارندگی در یک ماه معین خشک‌سالی هواشناسی را بهبود بخشد، ولی همان میزان بارندگی برای بهبود خشک‌سالی آب‌شناسی و رساندن رودخانه به تراز معین در ماه مورد نظر کافی نباشد، چون (همان طور که در بالا ذکر گردید) خشک‌سالی آب‌شناسی متأثر از کمبودهای تجمعی بارندگی است. مسأله مهم در مورد بهبود خشک‌سالی، درک رابطه بین شدت خشک‌سالی و زمان انتظار برای بهبود آن است (Mishra and Singh, 2010). از نقطه نظر آب‌شناسی عوامل مختلفی از جمله شرایط اولیه رطوبت

خاک، مقدار و زمان بارندگی و دما فرآیندهای بهبود را کنترل می‌کنند (Pan et al., 2013). سامانه پیش بینی مبتنی بر مدل‌های سطح زمین ابزار مفیدی برای بررسی برهم کنش‌های این عوامل و پیش بینی وضعیت رطوبت می‌باشد (Wood and Lettenmaier, 2006). تغییرپذیری زمانی بارش و دیگر عامل‌ها، مثل دما، در یک دوره پیش بینی مشخص موجب عدم قطعیت بزرگی در پیش بینی بهبود خشک‌سالی می‌شود (Pan et al., 2013).

Andreadis et al. (2005) خشک‌سالی‌های ایالات متحده را طی سال‌های ۲۰۰۳-۱۹۲۰ توسط منحنی‌های شدت-مساحت-مدت (SAD)² بررسی کردند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان داد که خشک‌سالی‌های رواناب در پاسخ به یک واقعه بارش سریع‌تر از خشک‌سالی‌های رطوبت خاک بهبود می‌یابد. عدم قطعیت بهبود خشک‌سالی رطوبت خاک طی سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۲ با استفاده از توزیع همبند³ بارندگی تجمعی و شاخص خشک‌سالی رطوبت خاک از فوریه تا ژوئیه ۲۰۱۳ توسط (Pan et al. 2013) در ایالات متحده مرکزی بررسی شد. یافته‌های آن‌ها حاکی از این بود که در تأخیرهای زمانی ۱۵ و ۴۵ روزه، بارش تجمعی (غالباً در سطح احتمال ۹۰ درصد) برای بهبود خشک‌سالی رطوبت خاک مورد نیاز است. در تأخیرهای زمانی ۲/۵ و ۳/۵ ماهه نیاز به بارندگی برای بهبود خشک‌سالی رطوبت خاک به سرعت کاهش می‌یابد و در تأخیر زمانی ۵/۵ ماه خشک‌سالی رطوبت خاک تحت یک سناریوی بارندگی نرمال (تقریباً ۵۰ درصد) بهبود می‌یابد. (Van Loon and Van Lanen 2012) با مطالعه خشک‌سالی ۵ حوضه در اروپا با اقلیم‌های مختلف بیان داشتند که بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه با تجمع برف در اقلیم‌های سرد و تبخیر-تعرق در اقلیم‌های گرم مختل می‌شود. در سال‌های اخیر توجه محققان به مسأله بهبود خشک‌سالی و تأخیر زمانی برای جبران کمبودها معطوف شده است. پژوهش‌های اندکی در زمینه بهبود خشک‌سالی‌ها صورت گرفته است

2 - Severity–Area–Duration
3 - Copulas

1 - Recovery

گام زمانی رطوبت خاک مدل HBV توسط طرحواره ALSIS به روز رسانی شده است، سپس مدل HBV با محاسبه توزیع جانبی رطوبت و نفوذ عمقی بر روی حوضه، جریان خروجی حوضه را شبیه سازی کرده است. مدل جفت شده توسط شفیعی (۱۳۹۷) تحلیل حساسیت و واسنجی شده است. در این مطالعه از نتایج ایشان استفاده شد و مدل جفت شده برای دوره های دست کاری نشده و دست کاری شده اجرا شد.

روش به کار رفته برای بررسی خشکسالی آب شناسی و هواشناسی روش سطح آستانه متغیر^۴ (TLM) است. در مناطق معتدل که مقدار رواناب معمولاً بزرگتر از صفر است، به منظور برآورد خشکسالی آب شناسی روش سطح آستانه به طور گسترده استفاده می شود. (Hisdal et al., 2004; Tallaksen et al., 2009) روش آستانه می تواند با استفاده از آستانه ثابت یا متغیر (فصلی، ماهانه یا روزانه) اجرا شود (Hisdal et al., 2004). بر طبق روش TLM، خشکسالی برای متغیر مورد نظر (بارش، رواناب، رطوبت خاک) زمانی که برابر یا زیر آستانه تعیین شده باشد، رخ می دهد. این آستانه می تواند بر اساس آماره صدک تجربی آن، که معمولاً صدک بیستم متغیر آب شناسی مورد نظر می باشد، تعیین شود (Tallaksen et al., 2009) یا با برازش برخی از تابع های آماری (نرمال، بتا، گاما) بر داده ها به دست آید (Sheffield and Wood, 2007). استفاده از روش دوم به دلیل اینکه به خصوص در شرایط محدودیت دسترسی به سری زمانی منجر به آماره قوی تری می شود، بهتر است. هر چند یک نقطه ضعف این روش به ویژه برای شرایط حدی (خشکسالی و ترسالی حدی) عدم برازش توزیع آن به کل داده های مشاهداتی است. بنابراین، زمانی که سری بلندمدت در دسترس است، انتظار می رود محاسبه آماره صدک منجر به نتایج قوی تری شود.

منطقه مطالعاتی

منطقه مطالعاتی این تحقیق حوضه آبریز کرخه است (شکل ۱). این حوضه از نظر تامین منابع آب در غرب

9 - Variable Threshold Level Method

اما پژوهش های بیشتر در این زمینه به منظور مدیریت و تصمیم گیری بهینه در زمینه استفاده از منابع آب یک نیاز اساسی محسوب می شود.

هدف اصلی و مهم این تحقیق ارزیابی نقش بارش در طی دوره های ترسالی/خشکسالی هواشناسی در بهبود خشکسالی های جریان رودخانه در حوضه کرخه در سال های اخیر است. برای این منظور، از یک مدل جفت شده آب شناسی-سطح زمین استفاده خواهد شد. کاربست مدل مذکور در دوره های دست کاری نشده و دست کاری شده امکان دستیابی به هدف تعریف شده را فراهم خواهد نمود.

مواد و روش ها

در این مطالعه قبل از طبیعی سازی جریان رودخانه، کل سری جریان به دو دوره دست کاری نشده^۴ و دست کاری شده^۵ تقسیم می شود. دوره دست کاری نشده دوره ای است که سیستم فقط از عامل طبیعی تاثیر می گیرد. در حالی که در دوره دست کاری شده سیستم از هر دو عامل انسانی و طبیعی تاثیر می گیرد. برای این منظور شاخص SDI برای کل سری جریان رودخانه محاسبه می شود و بازه زمانی که جریان از روند خاصی (صعودی یا نزولی) تبعیت نمی کند به عنوان دوره دست کاری نشده در نظر گرفته می شود. بازه زمانی که جریان رونددار است به عنوان دوره دست کاری شده محسوب می شود (Van Loon, 2013).

شبیه سازی جریان رودخانه توسط مدل جفت شده^۶ سطح زمین- آب شناسی، ALSIS-HBV (شفیعی، ۱۳۹۷)، طرحواره برهمکنش جو-سطح خشکی^۷ ALSIS^۷ (Irannejad and Shao, 1996; 1998) با مدل آب شناسی^۸ HBV (Bergstrom, 1995) اجرا شده است. رطوبت خاک شبیه سازی شده توسط طرحواره ALSIS به عنوان ورودی مدل HBV استفاده شده است. در هر

4 - Undisturbed period

5 - Disturbed period

6 - Coupled Model

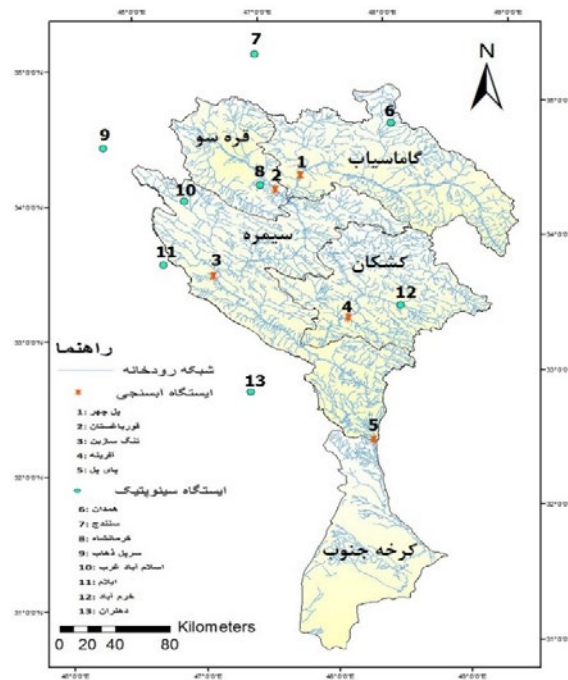
7 - Atmosphere-Land-Surface Interaction Scheme

8 - Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning

گاماسیاب، قره سو، کشکان، سیمره می باشند. ایستگاه آب سنجی پای پل در پایین دست رودخانه کرخه دبی خروجی حوضه را اندازه گیری می کند. ویژگی های حوضه کرخه و زیرحوضه های آن در جدول ۱ آورده شده است.

در این مطالعه برای محاسبه بارش و دما از میانگین مکانی به روش تیسن (Thiessen) استفاده شده است. برای محاسبه بارش و دما در حوضه کرخه از میانگین داده ها در ایستگاه های همدان، سنندج، کرمانشاه، و خرم آباد استفاده شده است. بازه زمانی مورد مطالعه برای زیرحوضه ها و حوضه کرخه با توجه به آمار موجود

کشور حائز اهمیت است. حوضه کرخه در غرب کشور، در مناطق میانی و جنوب غربی رشته کوه های زاگرس قرار دارد و شامل ۵ زیرحوضه گاماسیاب، سیمره، قره سو، کشکان و کرخه جنوب می باشد. مساحت حوضه بالغ بر ۵۰۷۶۸ کیلومترمربع است و در طول جغرافیایی $30^{\circ} 52' - 49^{\circ} 06'$ شرقی و $34^{\circ} 56' - 49^{\circ} 10'$ شمالی قرار گرفته است. حوضه کرخه از شمال به حوضه های رودخانه های سیروان، سفید رود و قره چای، از غرب به رودخانه های مرزی و غرب ایران (عراق) و از شرق به رودخانه دز محدود می شود. سرشاخه های اصلی تشکیل دهنده رودخانه کرخه شامل رودخانه های



شکل ۱: حوضه آبریز کرخه و زیرحوضه های آن

جدول ۱: مشخصات حوضه کرخه و زیرحوضه های آن

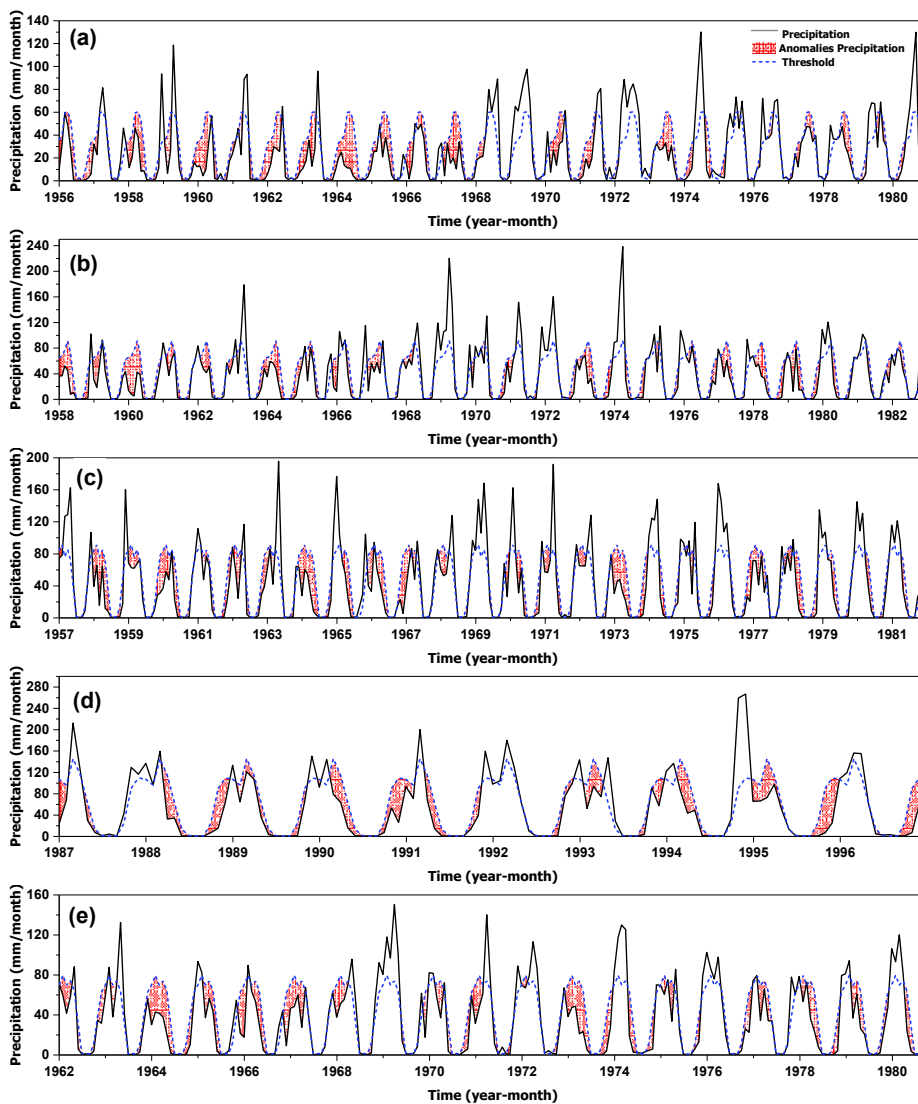
نام زیر حوضه / حوضه	ایستگاه آب سنجی	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	مساحت (کیلومترمربع)	دوره دست کاری - نشده	دوره دست کاری - شده
زیرحوضه گاماسیاب	پل چهر	$47^{\circ} 26'$	$34^{\circ} 21'$	10860	1956-1980	1981-2013
زیرحوضه قره سو	قورباغستان	$47^{\circ} 15'$	$34^{\circ} 14'$	5370	1958-1982	1983-2011
زیرحوضه کشکان	آفرینه	$47^{\circ} 54'$	$33^{\circ} 20'$	9140	1957-1981	1982-2013
زیرحوضه سیمره	تنگ سازین	$46^{\circ} 51'$	$33^{\circ} 34'$	15735	1987-1996	1997-2013
حوضه کرخه	پای پل	$48^{\circ} 05'$	$32^{\circ} 15'$	42239	1962-1980	1983-2013

می باشد. داده های ایستگاه سینوپتیک از سازمان هواشناسی کشور و داده های آبنجی از وزارت نیرو، شرکت مدیریت منابع آب ایران تهیه شده است.

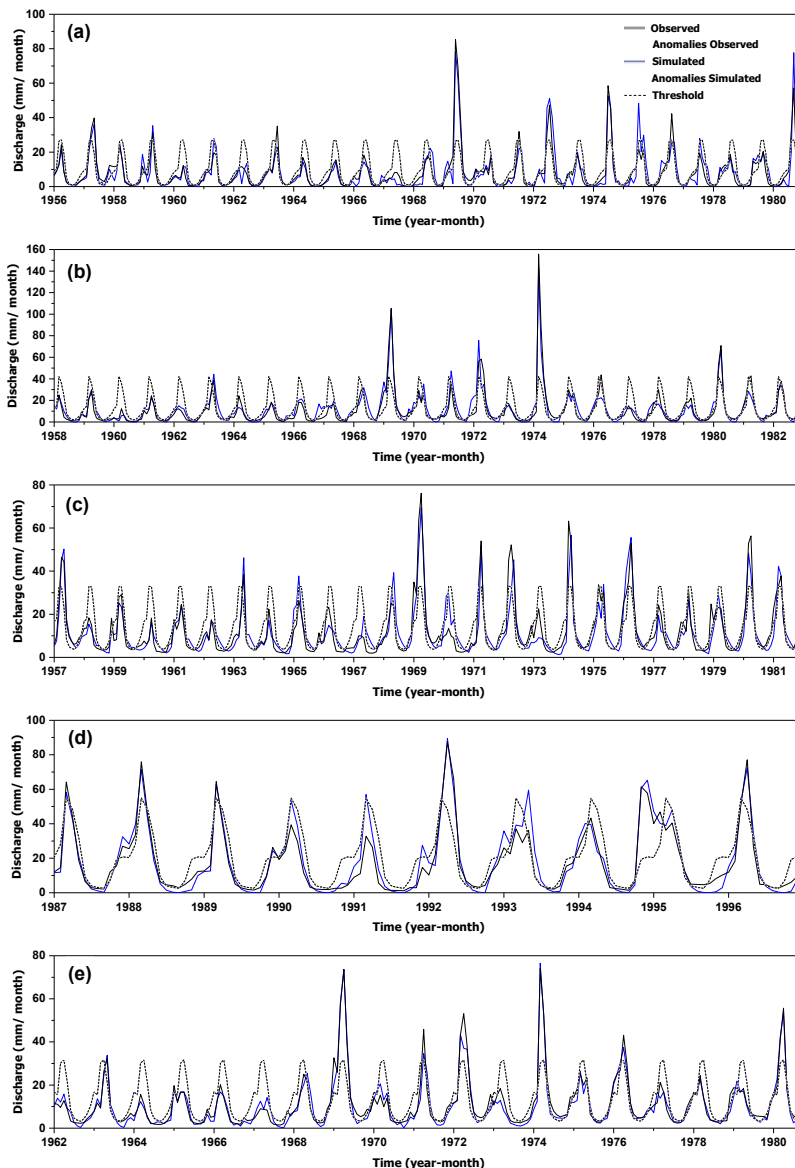
نتایج

بررسی خشکسالی هواشناسی و خشکسالی جریان رودخانه
شکل های ۲ و ۳ به ترتیب سری زمانی ماهانه خشکسالی هواشناسی و جریان رودخانه در حوضه کرخه

و زیرحوضه های آن را در دوره دست کاری نشده نشان می دهد که براساس روش سطح آستانه متغیر و در سری مرتب شده نزولی با در نظر گرفتن ۲۰ درصد جریان رودخانه و یا ۸۰ درصد وقوع محاسبه شده است. بررسی نمودارها نشان می دهد در همه زیرحوضه ها روند افت و خیزهای جریان رودخانه از روند بارش تبعیت می کند و اختلاف بین مقادیر مشاهده شده و شبیه سازی شده جریان رودخانه خیلی کم است؛ همچنین، تأخیر زمانی بین وقوع خشکسالی هواشناسی و جریان رودخانه و مدت زمان



شکل ۲: سری زمانی ماهانه خشکسالی هواشناسی با روش سطح آستانه متغیر (۸۰ درصد وقوع) در دوره دست کاری نشده در زیرحوضه های a) گاماسیاب، b) قره سو، c) کشکان، d) سیمره و e) کل حوضه کرخه



شکل ۳: سری زمانی ماهانه خشک‌سالی جریان رودخانه با روش سطح آستانه متغیر (۸۰ درصد وقوع) در دوره دست‌کاری نشده در زیرحوضه های (a) گاماسیب، (b) قره سو، (c) کشکان، (d) سیمره و (e) کل حوضه کرخه

بهبود پیدا می‌کند. البته هرچه خشک‌سالی هواشناسی شدیدتر باشد، مدت زمان لازم برای بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه بیشتر می‌شود. مثلاً، در زیرحوضه کشکان در خشک‌سالی‌های هواشناسی پیوسته ۱۹۶۴ تا ۱۹۶۷ که بیشترین شدت را در سال‌های ۱۹۶۴ و ۱۹۶۷ داشته، خشک‌سالی جریان رودخانه ۶ ماه بعد از وقوع اولین ترسالی بهبود پیدا کرده است. زیرحوضه قره سو طی سال‌های ۱۹۶۴ تا ۱۹۶۷ شاهد خشک‌سالی‌های

لازم برای بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه توسط بارش را تقریباً مشابه نشان می‌دهند. یکی از دلایل فرو برآورد مقادیر شبیه‌سازی شده جریان رودخانه در برخی سال‌ها ممکن است کمبود ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش در حوضه برای دوره آماری مورد مطالعه باشد. به‌طور کلی، در دوره دست‌کاری نشده، پاسخ جریان رودخانه به بی‌هنجاری‌های بارش سریع است و خشک‌سالی جریان رودخانه با تأخیر زمانی ۱ تا ۳ ماهه

متوالی ولی متوسط و خفیف بوده و با اینکه در همین سال ها دوره های تر کوتاه مدت داشته ولی بهبود کامل خشکسالی جریان رودخانه و بازگشت به حالت طبیعی جریان پس از طی این دوره خشکسالی و از ابتدای سال ۱۹۶۹ رخ داده است، بنابراین، تداوم خشکسالی هواشناسی عامل موثر دیگری در بهبود خشکسالی جریان رودخانه است. تأخیر زمانی بین خشکسالی هواشناسی و جریان رودخانه در زیرحوضه های مختلف بین ۱۵ تا ۹۰ روز است و در فواصل زمانی ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۰ روز متغیر است.

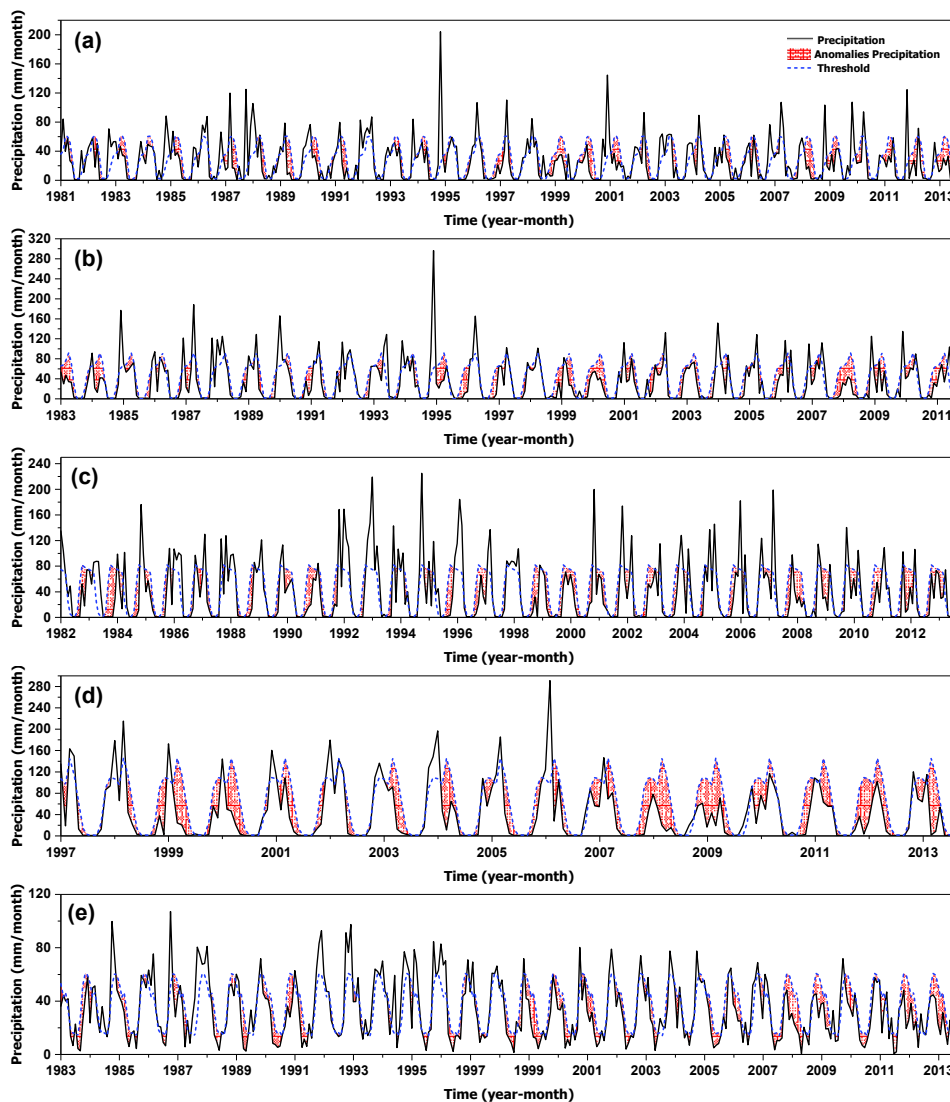
جدول ۲ دوره های خشک شاخص و روابط بین جریان رودخانه و بارندگی تجمعی را در زیرحوضه های کرخه و کل حوضه کرخه در دوره دست کاری نشده نشان می دهد. تغییرات نسبت بارندگی به مقادیر مشاهداتی جریان رودخانه (P/Qobs) در دوره های خشک نسبتاً کم است و می توان نتیجه گرفت که دست کاری در جریان رودخانه در این دوره ها خیلی کم بوده است. نسبت مقادیر مشاهداتی جریان رودخانه به مقادیر شبیه سازی شده (Qobs/Qsim)، بین ۰/۶۵ تا ۱/۲ در زیرحوضه های مختلف متغیر است. مقدار ۰/۶۵ مربوط به

زیرحوضه کشکان در سال ۱۹۷۳ است، در بقیه دوره ها این نسبت نزدیک به ۱ است و نشان می دهد جریان رودخانه به بارش پاسخ مناسب داده و مقادیر مشاهداتی نزدیک به مقادیر شبیه سازی شده هستند.

شکل های ۴ و ۵ به ترتیب سری های زمانی ماهانه خشکسالی هواشناسی و جریان رودخانه در حوضه کرخه و زیرحوضه های آن را در دوره دست کاری شده نشان می دهد. در این دوره هم تأخیر زمانی بین خشکسالی هواشناسی و جریان رودخانه در زیرحوضه های مختلف بین ۱۵ تا ۹۰ روز متغیر است. روند بهبود جریان رودخانه در این دوره از سال ۱۹۹۹ به بعد کند و به ویژه در دهه اخیر این روند خیلی کندتر شده است. در زیرحوضه های گاماسیاب و کشکان و کل حوضه کرخه طی سال های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۳ و قره سو (۲۰۰۸-۲۰۱۱) با وجود افزایش بارش و دوره مرطوب و یا وضعیت نرمال در برخی ماه ها، کاهش Qobs/Qsim (جدول ۳) نشان می دهد جریان رودخانه نتوانسته به افت وخیزهای بارش پاسخ دهد. همچنین نسبت P/Qobs تغییرات زیادی نسبت به دیگر دوره های خشک، مخصوصاً در زیرحوضه های گاماسیاب و قره سو و کل حوضه کرخه داشته که نشان

جدول ۲: تعیین دوره های خشک شاخص و روابط بین بارندگی و جریان رودخانه در دوره دست کاری نشده

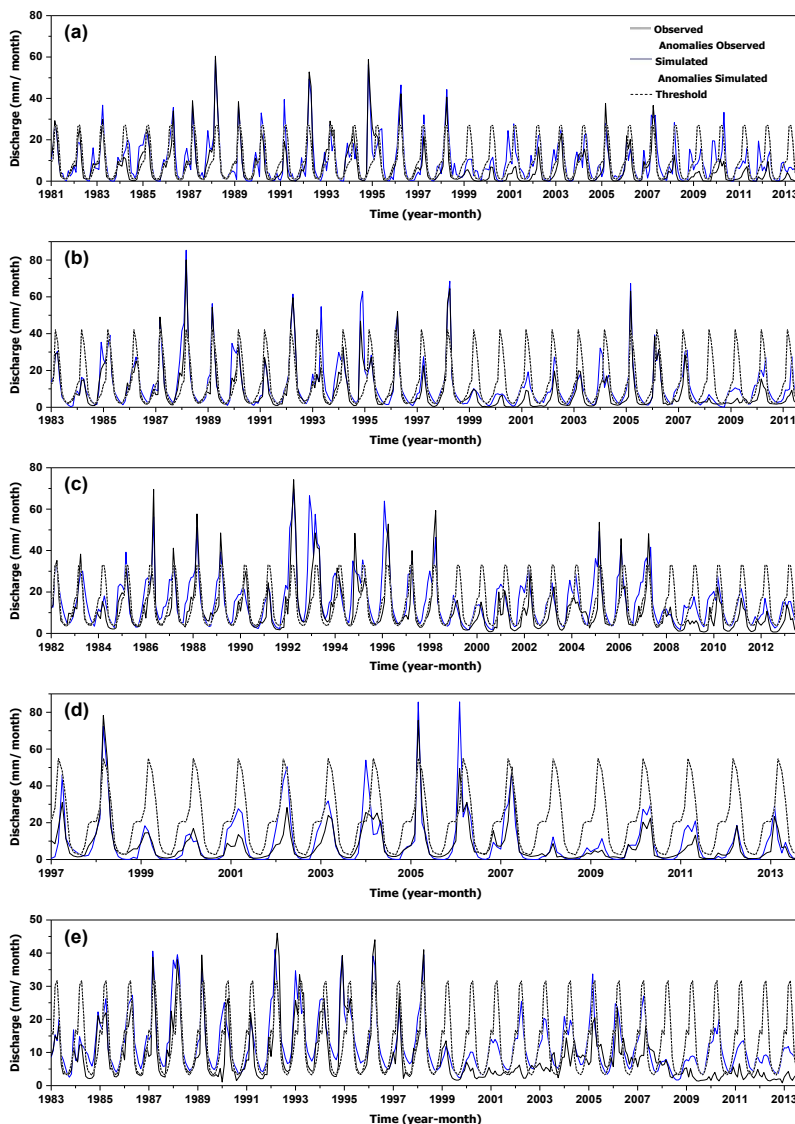
نام زیرحوضه/حوضه	دوره خشک	مجموع بارش (mm)	مجموع دبی (mm)	مجموع دبی شبیه سازی شده (mm)	بارش/دبی مشاهده شده	بارش/دبی شبیه سازی شده	دبی مشاهداتی/دبی شبیه سازی شده
گاماسیاب	1958	235.7	86.5	84.2	2.7	2.7	1.1
	1960	164.7	44.1	47.6	3.7	3.4	0.92
	1962-1963	437.7	167.7	143.1	2.6	3.1	1.2
	1964-1967	734.8	227.8	181.1	3.2	4.1	1.2
	1970	200.5	66.1	67.1	3.1	2.9	0.98
قره سو	1973	162.9	62.8	56.7	2.5	2.8	1.1
	1958-1962	1620.5	411.1	367.1	4.4	3.9	0.89
	1964-1967	1635.6	404.2	294.9	5.5	4.0	0.73
	1973	278.8	65.4	72.6	3.8	4.2	1.1
	1977-1979	1055.6	265.6	281.6	3.7	3.9	1.1
کشکان	1958	379.2	92.1	107.8	4.1	3.5	0.85
	1960	372.4	72.5	71.7	5.1	5.2	1.1
	1964	313.4	73.4	77.5	4.2	4.1	0.94
	1966	302.3	90.3	99.2	3.3	3.1	0.91
	1973	216.5	59.9	91.9	3.6	2.3	0.65
سیمره	1988	540.3	220.1	245.2	2.4	2.2	0.89
	1990	475.9	171.8	143.2	2.1	3.3	1.2
	1995	393.9	225.1	239.8	1.7	1.6	0.93
کرخه	1964	238.8	58.6	65.2	4.1	3.6	0.89
	1966-67	730.9	147.1	142.7	4.9	5.1	1.1
	1973	212.3	65.1	88.1	3.2	2.4	0.73



شکل ۴: سری زمانی ماهانه خشک‌سالی هواشناسی با روش سطح آستانه متغیر (۸۰ درصد وقوع) در دوره دست‌کاری شده در زیرحوضه های (a) گاماسیاب، (b) قره سو، (c) کشکان، (d) سیمره و (e) کل حوضه کرخه

افت و خیزهای بارش را به خوبی شبیه‌سازی کرده ولی در شرایط واقعی حوضه، به علت دخالت بشر در طبیعت این نسبت در دوره های دست‌کاری شده بیشتر شده است. بررسی جدول ۳ و نمودارهای ۴ و ۵ نشان می‌دهد در زیرحوضه سیمره روند بهبود جریان رودخانه سریع‌تر از سایر زیرحوضه هاست و حتی در دوره خشک ۲۰۱۳-۲۰۰۸ توانسته جریان را به حالت طبیعی بازگرداند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت در این زیرحوضه برداشت آب کمتر از سایر زیرحوضه ها بوده است.

می‌دهد دست‌کاری در جریان رودخانه صورت گرفته است. در زیرحوضه های گاماسیاب (۱۹۹۹-۲۰۰۱) و قره سو (۱۹۹۹-۲۰۰۳) بالا بودن مقادیر نسبت P/Q_{obs} و پایین بودن نسبت Q_{obs}/Q_{sim} ، نشان می‌دهد به جز دوره خشک مذکور برای این دو زیرحوضه، در این دوره هم دست‌کاری جریان رودخانه و برداشت آب در زیرحوضه ها وجود داشته است. مقایسه نسبت های P/Q_{obs} و Q_{obs}/Q_{sim} نشان می‌دهد با توجه به تغییرات جزئی P/Q_{sim} ، مدل جفت شده پاسخ جریان رودخانه به



شکل ۵: سری زمانی ماهانه خشکسالی جریان رودخانه با روش سطح آستانه متغیر (۸۰ درصد وقوع) در دوره دست کاری شده در زیرحوضه های (a) گاماسیاب، (b) قره سو، (c) کشکان، (d) سیمره و (e) کل حوضه کرخه

بهبود خشکسالی جریان رودخانه با سناریوهای مختلف افزایش بارش

در این بخش بهبود خشکسالی جریان رودخانه با سناریوهای مختلف افزایش بارش برای دوره شاخص خشکی ۲۰۰۸-۲۰۱۳ در کل حوضه کرخه و زیرحوضه های آن بررسی می شود. به این منظور برای هر کدام از زیرحوضه ها و کل حوضه کرخه، مقادیر بارش روزانه با مقادیر آستانه های ۸۰، ۹۰ و ۱۰۰ درصد وقوع میانگین بارش دراز مدت (در سری مرتب شده

نزولی) مقایسه می شوند و مقادیر بارندگی کمتر از TLM، به حد آستانه رسانیده می شود. سپس مدل جفت شده ALSIS-HBV مجدداً با مقادیر جدید بارش شبیه سازی می شود. نتایج اجرای مدل و شبیه سازی های جدید جریان رودخانه در شکل ۶ آمده است.

افزایش مقادیر بارش و رسانیدن آن به حد آستانه ۸۰ درصد وقوع، باعث می شود خشکسالی هواشناسی به حد نرمال برسد، رسانیدن مقادیر بارش به آستانه ۹۰ و ۱۰۰ درصد وقوع شرایط بهتر از نرمال را برای بارش نشان می دهد.

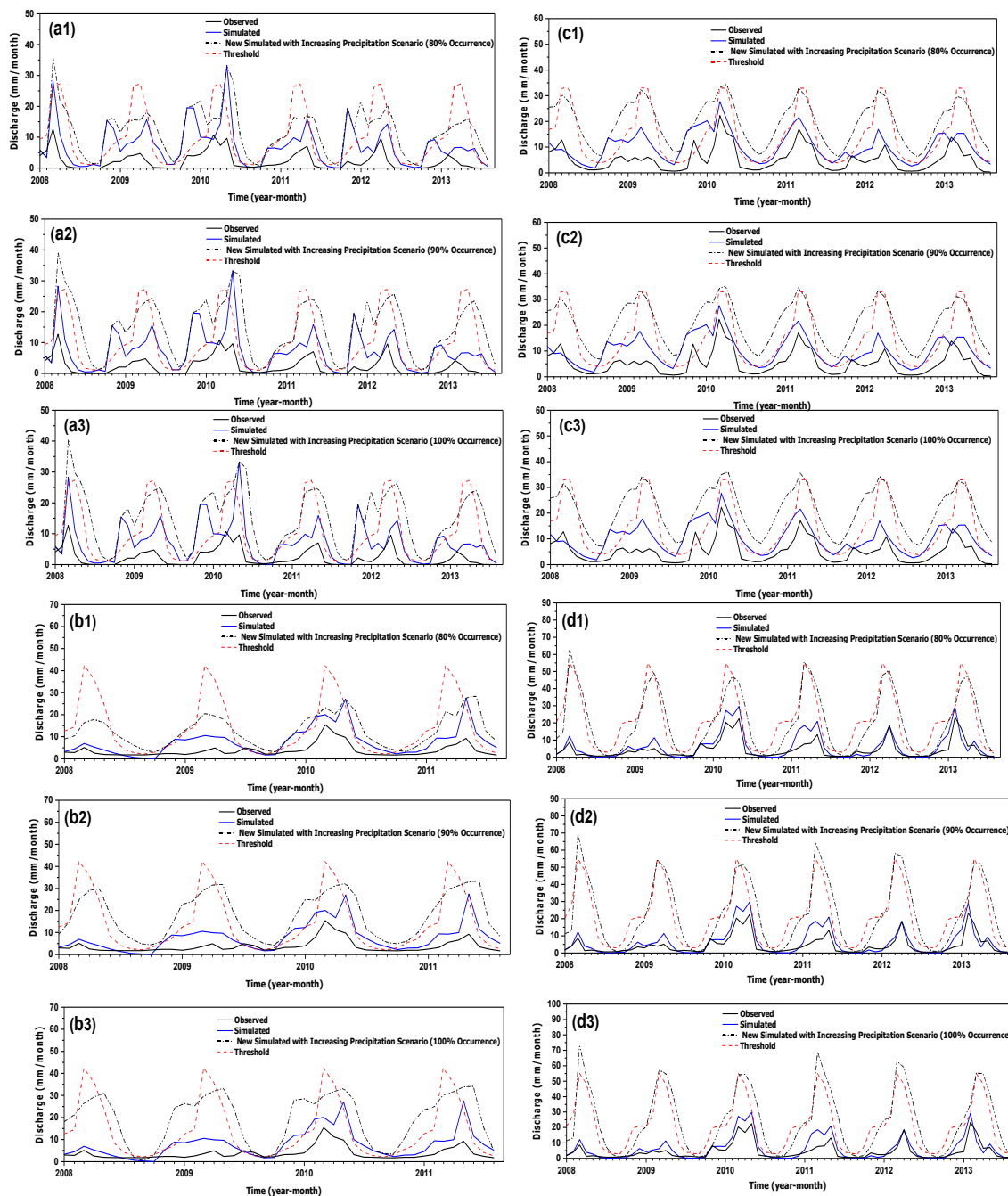
جدول ۳: تعیین دوره های خشک شاخص و روابط بین بارندگی و جریان رودخانه در دوره دست کاری شده

نام زیرحوضه/حوضه	دوره خشک	مجموع بارش (mm)	مجموع دبی مشاهداتی (mm)	مجموع دبی شبیه سازی شده (mm)	بارش/دبی مشاهداتی	بارش/دبی شبیه سازی شده	دبی مشاهداتی/دبی شبیه سازی شده
گاماسیاب	1989- 1991	860	285.1	239.7	3.6	3.1	0.84
	1999- 2000	585.3	146.9	42.5	13.8	4.0	0.29
	2008- 2013	1523.6	490.5	153.7	9.9	3.1	0.31
قره سو	1983- 1984	713.92	242.7	227.6	3.1	3.1	0.94
	1999- 2003	1688.5	420.3	225.9	7.5	4.0	0.54
	2008- 2011	1375.0	338.0	162.5	8.5	4.1	0.48
کشکان	1983	447.82	181.4	152.2	2.9	3.1	0.84
	1990	294.2	127.3	121.6	2.4	2.3	0.95
	1998- 2003	2486.1	901.6	648.3	3.8	2.8	0.72
	2008- 2013	2050.7	695.3	360.4	5.7	4.1	0.52
سیمره	1998- 2001	1905.74	428.3	408.2	4.7	3.1	0.95
	2003- 2004	1111.2	296.5	252.8	4.4	3.7	0.85
	2008- 2013	2265.5	416.1	305.5	7.4	5.4	0.73
کرخه	1989- 1990	692.672	291.9	215.9	3.2	3.1	0.74
	1998- 2001	1369.9	446.3	313.0	4.4	3.1	0.70
	2008- 2013	1809.8	535.5	212.7	8.5	3.4	0.40

باید بارش بیشتر از میانگین بلند مدت رخ دهد و نیاز به بارش های حدی می باشد. افزایش میانگین دما و تبخیر از آب های سطحی می تواند عامل موثری در بهبود نیافتن خشک سالی جریان های بیشینه در سال های مورد بررسی باشد.

در زیرحوضه های کشکان و سیمره، جریان های بیشینه در آستانه ۸۰ درصد وقوع بارش تا حد زیادی بهبود پیدا کرده و وضعیت خشک نقاط پیک در آستانه ۹۰ و ۱۰۰ درصد وقوع کاملا بهبود پیدا کرده است. در کشکان خشک سالی جریان های کمینه بهبود پیدا کرده است، ولی در سیمره حتی در مقادیر ۱۰۰ درصد وقوع هم در برخی نقاط همچنان خشک سالی جریان های کمینه بهبود نیافته است. بنابراین در این زیرحوضه برای بهبود خشک سالی در مقادیر کمینه، بارندگی بیشتر از میانگین بلند مدت نیاز است.

بررسی نمودارها نشان می دهد در زیرحوضه های گاماسیاب، قره سو و کل حوضه کرخه نتایج شبیه سازی ۸۰ درصد وقوع، باعث افزایش جریان رودخانه و بهبود خشک سالی در مقادیر کمینه شده است ولی خشک سالی جریان رودخانه در مقادیر بیشینه بهبود پیدا نکرده است. نتایج سناریوی ۹۰ و ۱۰۰ درصد وقوع بارش، وضعیت جریان های بیشینه را تا حدی بهبود بخشیده که این وضعیت در زیرحوضه گاماسیاب بهتر از قره سو و کل حوضه کرخه است. در گاماسیاب خشک سالی سال های ۲۰۰۸ و ۲۰۱۰ کاملا بهبود پیدا کرده و در بقیه سال ها فقط در نقاط پیک وضعیت خشک وجود دارد ولی در قره سو و کل حوضه کرخه جریان های بیشینه در هیچکدام از سال ها بهبود پیدا نکرده است. بنابراین برای بهبود خشک سالی جریان رودخانه در جریان های بیشینه



شکل ۶: شبیه سازی جریان رودخانه با مقادیر جدید بارش در زیرحوضه های a) گاماسیاب، b) قره سو، c) کشکان و d) سیمه

نتیجه گیری

بین ۱۵ تا ۹۰ روز است و در فواصل زمانی ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۰ روز متغیر است. نتایج مطالعات Vicente- (Serrano et al. (2005)، (Vasiliades et al. (2011) و Zhao et al (2014). نشان می دهد که تاخیر زمانی بین

نتایج خشکسالی های جریان رودخانه و بارش در دوره واسنجی نشان می دهد تأخیر زمانی بین خشکسالی هواشناسی و جریان رودخانه در زیرحوضه های مختلف

خشک سالی هواشناسی و خشک سالی جریان رودخانه ۱ تا ۴ ماه است. پاسخ افت و خیزهای جریان رودخانه به بی‌هنجاری‌های بارش سریع است و خشک‌سالی جریان رودخانه با تأخیر زمانی ۱ تا ۳ ماهه بهبود پیدا می‌کند. البته هرچه خشک‌سالی هواشناسی شدیدتر باشد، مدت زمان لازم برای بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه بیشتر می‌شود. مثلاً در زیرحوضه کشکان در خشک‌سالی‌های هواشناسی پیوسته ۱۹۶۴ تا ۱۹۶۷ که بیشترین شدت را در سال‌های ۱۹۶۴ و ۱۹۶۷ داشته، خشک‌سالی جریان رودخانه ۶ ماه بعد از وقوع اولین ترسالی بهبود پیدا کرده است. زیرحوضه قره سو طی سال‌های ۱۹۶۴ تا ۱۹۶۷ شاهد خشک‌سالی‌های متوالی ولی متوسط و خفیف بوده است. با اینکه این زیرحوضه در همین سال‌ها دوره‌های تر کوتاه مدت داشته ولی بهبود کامل خشک‌سالی جریان رودخانه و بازگشت به حالت طبیعی جریان پس از طی این دوره خشک‌سالی و از ابتدای سال ۱۹۶۹ رخ داده است. بنابراین، تداوم خشک‌سالی هواشناسی عامل موثر دیگری در بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه است. نتایج مطالعه (DeChant and Moradkhani (2015 نشان می‌دهد توزیع مکانی آهنگ بهبود خشک‌سالی متغیر بوده، و مناطقی از حوضه که در معرض دوره‌های کوتاه مدت خشک‌سالی قرار دارند با آهنگ سریع‌تری بهبود پیدا می‌کنند. بررسی روابط بین جریان رودخانه و بارندگی تجمعی در چند دوره خشک‌شاخص نشان می‌دهد در دوره واسنجی به دلیل تغییرات اندکی که در نسبت بارندگی به مقادیر مشاهداتی جریان رودخانه (P/Qobs) در دوره‌های خشک وجود دارد، می‌توان نتیجه گرفت که دست‌کاری در جریان رودخانه در این دوره خیلی کم بوده است.

در دوره صحت‌سنجی، تأخیر زمانی بین خشک‌سالی هواشناسی و جریان رودخانه در زیرحوضه‌های مختلف بین ۱۵ تا ۹۰ روز متغیر است. روند بهبود جریان رودخانه در این دوره از سال ۱۹۹۹ به بعد کند و مخصوصاً در دهه اخیر خیلی کندتر شده است. در زیرحوضه‌های

گاماسیاب و کشکان و کل حوضه کرخه طی سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۳ و قره سو (۲۰۰۸-۲۰۱۱) با وجود افزایش بارش و دوره مرطوب و یا وضعیت نرمال در برخی ماه‌ها، کاهش Qobs/Qsim نشان می‌دهد جریان رودخانه نتوانسته به افت و خیزهای بارش پاسخ دهد. همچنین نسبت P/Qobs تغییرات زیادی نسبت به دیگر دوره‌های خشک، مخصوصاً در زیرحوضه‌های گاماسیاب و قره سو و کل حوضه کرخه داشته که نشان می‌دهد دست‌کاری در جریان رودخانه صورت گرفته است. مقایسه نسبت‌های P/Qobs و P/Qsim نشان می‌دهد با توجه به تغییرات جزئی P/Qsim، مدل جفت‌شده پاسخ جریان رودخانه به افت و خیزهای بارش را به خوبی شبیه‌سازی کرده، ولی در شرایط واقعی حوضه، به علت دخالت بشر در طبیعت این نسبت در دوره‌های دست‌کاری شده بیشتر شده است. یافته‌های Kienzle (2006) نشان می‌دهد بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه پس از خشک‌سالی شدید هواشناسی به‌کندی صورت گرفته هرچند تأثیرات منفی انسانی بر منابع آب در دسترس باعث افت بیشتر جریان پایه و مجموع ذخیره حوضه شده است.

نتایج بررسی بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه با سه سناریوی آستانه ۸۰، ۹۰ و مقادیر ۱۰۰ درصد وقوع میانگین بارش درازمدت (در سری مرتب‌شده نزولی) برای دوره شاخص خشک‌سالی ۲۰۰۸-۲۰۱۳ در کل حوضه کرخه و زیرحوضه‌های آن نشان می‌دهد در زیرحوضه‌های گاماسیاب، قره سو و کل حوضه کرخه نتایج شبیه‌سازی ۸۰ درصد وقوع، باعث افزایش جریان رودخانه و بهبود خشک‌سالی در مقادیر کمینه شده است ولی خشک‌سالی جریان رودخانه در مقادیر بیشینه بهبود پیدا نکرده است. نتایج سناریوی ۹۰ و ۱۰۰ درصد وقوع بارش، وضعیت جریان‌های بیشینه را تا حدی بهبود بخشیده که این وضعیت در زیرحوضه گاماسیاب بهتر از قره سو و کل حوضه کرخه است. بنابراین برای بهبود خشک‌سالی جریان رودخانه در جریان‌های بیشینه باید بارش بیشتر از میانگین بلندمدت رخ دهد

The Netherlands, *Developments in Water Science*, 48 (5), 139-198.

Irannejad, P. and Shao, Y., 1996, The atmosphere-land-surface interaction scheme: Description and validation. Centre for Advanced Numerical Computation in Engineering and Science, The University of New South Wales, Tech. Note 2, 31 pp.

Irannejad, P. and Shao, Y., 1998, Description and validation of the atmosphere-land-surface interaction scheme (ALSIS) with HAPEX and Cabauw data, *Global and Planetary Change*, 19, 87-114.

Kienzle, S.W., 2006, The use of the recession index as an indicator for streamflow recovery after a multi-year drought, *Water resources management*, 20(6), 991-1006.

Mishra, A.K. and Singh, V.P., 2010, A review of drought concepts, *Journal of Hydrology*, 391(1), 202-216.

Pan, M., Yuan, X. and Wood, E.F., 2013, A probabilistic framework for assessing drought recovery, *Geophysical Research Letters*, 40(14), 3637-3642.

Sheffield, J. and Wood, E.F., 2007, Characteristics of global and regional drought, 1950–2000: Analysis of soil moisture data from off-line simulation of the terrestrial hydrologic cycle, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, (1984–2012), 112(D17).

Tallaksen, L.M., Hisdal, H. and Van Lanen, H.A., 2009, Space-time modelling of catchment scale drought characteristics. *Journal of hydrology*, 375(3), 363-372.

Van Loon, A.F. and Van Lanen, H.A.J., 2012, A process-based typology of hydrological drought. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(7), 1915-1946.

Van Loon, A.F., 2013, On the propagation of drought: how climate and catchment characteristics influence hydrological drought development and recovery, PhD thesis, Wageningen University, Wageningen, NL, 198 pp.

Vasiliades, L., Loukas, A. and Liberis, N., 2011, A water balance derived drought index for Pinios River Basin, Greece, *Water Resources Management*, 25(4), 1087-1101.

Vicente-Serrano, S.M. and Lopez-Moreno, J.I., 2005, Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the

و نیاز به بارش های حدی می باشد. افزایش میانگین دما و تبخیر از آب های سطحی می تواند عامل موثری در بهبود نیافتن خشکسالی جریان های بیشینه در سال های مورد بررسی باشد. نتایج بررسی توسط Van Loon and Van Lanen (2012) در ۵ حوضه در اروپا نشان می دهد در اقلیم های گرم، بهبود خشکسالی جریان رودخانه با تبخیر- تعرق مختل می شود. در زیرحوضه های کشکان و سیمره، جریان های بیشینه در آستانه ۸۰ درصد وقوع بارش تا حد زیادی بهبود پیدا کرده، همچنین وضعیت خشک نقاط پیک در آستانه ۹۰ و ۱۰۰ درصد وقوع کاملا بهبود پیدا کرده است. در کشکان خشکسالی جریان های کمینه بهبود پیدا کرده است ولی در سیمره حتی در مقادیر ۱۰۰ درصد وقوع هم در برخی نقاط همچنان خشکسالی جریان های کمینه بهبود نشده است بنابراین در این زیرحوضه برای بهبود خشکسالی در مقادیر کمینه، بارندگی بیشتر از میانگین بلند مدت نیاز است.

منابع

روزنامه عصر ایران، ۱۳۹۴، <http://fa.com.asriran.www/>, ۴۳۰۲۸۸/news

شفیعی، م.، ۱۳۹۷، شبیه سازی تاثیر بارش بر خشکسالی جریان رودخانه با استفاده از یک مدل جفت شده آب شناسی- سطح زمین (مطالعه موردی: حوضه کرخه)، رساله دکتری، هواشناسی کشاورزی، دانشکده مهندسی و فناوری کشاورزی، دانشگاه تهران، ۱۷۰ ص.

Andreadis, K.M., Clark, E.A., Wood, A.W., Hamlet, A.F. and Lettenmaier, D.P., 2005, Twentieth-century drought in the conterminous United States, *Journal of Hydrometeorology*, 6(6), 985-1001.

Bergstrom, S., 1995, The HBV model. In: Singh, V.P. (Ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications.

DeChant, C.M. and Moradkhani, H., 2015, Analyzing the sensitivity of drought recovery forecasts to land surface initial conditions, *Journal of Hydrology*, 526, 89-100.

Hisdal, H., Tallaksen, L.M., Clausen, B., Peters, E. and Gustard, A., 2004, *Hydrological drought characteristics*. Elsevier Science B.V., Amsterdam,

- Meteorological Society, 87(12), 1699-1712.
- Zhao, L., Lyu, A., Wu, J., Hayes, M., Tang, Z., He, B., Liu, J. and Liu, M., 2014, Impact of meteorological drought on streamflow drought in Jinghe River Basin of China, Chinese Geographical Science, 24(6), 694-705.
- Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 9(5), 523-533.
- Wood, A.W. and Lettenmaier, D.P., 2006, A test bed for new seasonal hydrologic forecasting approaches in the western United States, Bulletin of the American

Assessment of the role of rainfall in river flow drought retrieval in the Karkheh basin

M. Shafiei¹, J. Bazrafshan^{2*}, P. Irannejad³

¹Department of Irrigation and Reclamation, College of Agriculture & Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran

²Department of Irrigation and Reclamation, College of Agriculture & Natural Resources, University of Tehran, Tehran, Iran

³Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

*Corresponding Author Email: jbazr@ut.ac.ir

Received: 5 March 2018, accepted: 7 June 2018

ABSTRACT

The purpose of this study was to evaluate the role of rainfall during wet periods and meteorological droughts in recent years to decrease the impact of river flow droughts in the Karkheh basin. To this end, the hydrology-land surface coupled model ALSIS-HBV was used. The application of this model to an undisturbed period (when the system is only affected by natural factors) and to a disturbed period (the system is affected by both human and natural factors) will allow the defined goal to be achieved. The threshold level method was used to monitor meteorology and hydrology drought. Findings show that the time delay between meteorological drought and river flow drought in different sub-basins is between 15 to 90 days. When meteorological drought is more severe and prolonged, the time required to improve river flow drought will be increased. In the undisturbed period, the river flow response is rapid and river flow droughts are improved with a delay of 1 to 3 months. The process of improving the river flow is slowed down during the disturbed period, and this trend has been slower in the last decade. Comparisons of P/Qobs ratios (precipitation to river flow observations) and P/Qsim (precipitation to simulated river flow) show, due to minor variations of P/Qsim, that the coupled model simulates the river flow response to precipitation anomalies. However, in actual conditions of the basin, due to human involvement in nature, this ratio has been increased in disturbed periods. The results of drought recovery for river flow for the dry period of 2008-2013 with increasing rainfall scenarios show that in the sub-basins of Gamasyab, Qare Sou, and the entire Karkheh basin, in order to recover drought of the river flow in the high flow, rainfall should be higher than the long average and requires extreme rainfall. In the years under study, increasing the mean temperature and evapotranspiration from surface water could be a detrimental factor in high flood recovery.

Keywords: Coupled model, Karkheh basin, Drought recovery, Undisturbed period, Disturbed period

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Shafiei, M.; Bazrafshan, J., Irannejad, P., (2018). Assessment of the role of rainfall in river flow drought retrieval in the Karkheh basin. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 1(1): 39-52.

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

