

## Determining the Contribution of Climate Changes and Direct Human Interventions on Ravand River Flow Regime using Van Lanen Model

I. Sane<sup>1\*</sup>, B. Saghafian<sup>2</sup> and M. Nasseri<sup>3</sup>

### Abstract

Drought and water scarcity are two of the most important key terms in the water resources management. Drought as a large scale natural disaster is out of water resources managers control. On the contrary, water scarcity, which is the result of the wasteful and immethodical use of water resources, can be managed using precise and proper management decisions which will result in protection of water resources. Due to the fact that in most cases these two phenomena or disasters often occur simultaneously, it is tried in this research to use a simple conceptual water balance approach in the observational-modelling framework to discriminate the effects of drought and water scarcity on the basin runoff. This framework which is suggested by Van Loon and Van Lanen, (2013) allows a pure simulation of the hydrological parameters not taking into account the impacts of human activities in the Basin. This would validate a hydrological model for the period when the basin was not disturbed by the human activities and then by developing the model through years when the basin has been highly influenced by human activities and natural fluctuations, it can evaluate and determine the influence values of such effects. The results indicated that although in period of October 2000-September 2012 (water years of 1379-1380 to 1390-1391), the amount of monthly precipitation decreased by nearly 12% in compared to the long-term period of October 1972 to September 2000 (water years of 1351-1352 to 1378-1379), the ecosystem has nonetheless met the minimum environmental water requirements and slightly suffered from drought. The major cause of water shortage in the basin was accordingly the extensive human activities so that even in wet years a considerable decrease in discharge have been observed.

**Keywords:** Water scarcity, Human effects, Drought, Conceptual water balance model.

Received: May 13, 2016

Accepted: November 17, 2016

## اثر تغییرات اقلیمی و انسانی بر آبدهی رودخانه راوند با استفاده از مدل ون لون

ایمان صانع<sup>۱\*</sup>، بهرام تقفیان<sup>۲</sup> و محسن ناصری<sup>۳</sup>

### چکیده

خشکسالی و کم‌آبی دو واژه کلیدی در مدیریت منابع آب محسوب می‌شوند. خشکسالی به عنوان یک بلای طبیعی در مقیاس بزرگ، خارج از کنترل مدیران منابع آب است، در مقابل آن کم‌آبی که ناشی از استفاده فزاینده و بی‌رویه از منابع آب محسوب می‌شود می‌تواند توسط تصمیم‌های درست مدیریتی به طور گسترده‌ای در جهت حفاظت از منابع آب تغییر کند. در اغلب موارد این دو پدیده به صورت همزمان حادث شده و باعث کمبود و بحران در منابع آب موجود می‌شوند، در این مقاله تلاش شد تا با کمک یک مدل مفهومی بیلان آب در یک ساختار ساده مشاهداتی-مدل‌سازی، اثرات خشکسالی و کم‌آبی بر آورد آبی سیستم هیدرولوژیکی تفکیک شود. این ساختار توسط (Van Loon and Van Lanen, 2013) پیشنهاد شد که امکان شبیه‌سازی پارامترهای هیدرولوژیکی حوضه آبریز بدون تأثیر فعالیت‌های انسانی را مقدور می‌سازد. این ساختار با واسنجی مدل هیدرولوژیکی حوضه در دوره‌ای که متأثر از فعالیت‌های انسانی نبوده، و سپس با توسعه آن در سال‌هایی که حوضه آبریز به شدت متأثر از فعالیت‌های انسانی و نوسان‌های طبیعی است به محاسبه و تفکیک مقدار این اثرپذیری می‌پردازد. نتایج نشان داد علی‌رغم اینکه در فاصله بین سال‌های آبی ۱۳۸۰-۱۳۷۹ تا ۱۳۹۱-۱۳۹۰ کاهش نزدیک به ۱۲ درصد در مقدار بارش ماهانه نسبت به دوره بلندمدت ۱۳۵۲-۱۳۵۱ تا ۱۳۷۹-۱۳۷۸ اتفاق افتاده ولی همچنان اکوسیستم حداقل‌های زیست محیطی خود را برآورده کرده و کمتر با پدیده خشکسالی مواجه بوده است و علت عمده عدم دسترسی به آب فعالیت‌های گسترده انسانی است. به طوری که در سال‌های پرآبی هم کاهش محسوس دبی مشاهده می‌شود.

**کلمات کلیدی:** کم‌آبی، اثرات انسانی، خشکسالی، مدل مفهومی بیلان آب.

تاریخ دریافت مقاله: ۹۵/۲/۲۴

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۸/۲۷

1-Graduate Student, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Department of Water Engineering, Tehran, Iran, Email: [i.sane@srbiau.ac.ir](mailto:i.sane@srbiau.ac.ir)

2-Professor, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Department of Water Engineering, Tehran, Iran.

3-Assistant Professor, University of Tehran, School of Civil Engineering, Tehran, Iran.

\*- Corresponding Author

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

۲- استاد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه مهندسی عمران آب، تهران، ایران.

۳- استادیار، دانشگاه تهران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشکده مهندسی عمران، تهران، ایران.

\*- نویسنده مسئول  
بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان تابستان ۱۳۹۶ امکانپذیر است.

## ۱- مقدمه

فعالیت‌های انسانی قرار گرفته، و خط چین نیز نشان دهنده وضعیت طبیعی بدون اثرات انسانی است. در جایی که خط چین با خط پیوسته تقریباً به صورت یکسان نشان داده شده است اثرات انسانی بر روی سیستم قابل اغماض فرض شده که این دوره را دوره دست نخورده<sup>۲</sup> و دوره‌ای که خطوط منحرف شده، دوره آشفته<sup>۳</sup> نامیده می‌شود (Van Loon and Van Lanen, 2013).

در شکل ۱ تفاوت بین خطوط پیوسته و خط چین نیز نشان دهنده اثرات انسانی بر روی سیستم است. این خطوط می‌تواند نشان دهنده یکی از پارامترهای هیدرولوژیکی مانند دبی حوضه آبریز، سطح آب زیرزمینی و یا رطوبت خاک باشد. همچنین خط قرمز رنگ (خط ثابت پیوسته) می‌تواند معرف یک خصوصیت نرمال متوسط سیستم و یا یک سطح آستانه ثابت سیستم باشد که مقادیر کوچکتر از آن دارای اثرات منفی بر روی سیستم هیدرولوژیکی است، به عنوان مثال حداقل جریان زیست محیطی و یا سطح بحرانی ذخیره مخزن یکی از خصوصیات سیستمی مورد توجه است (Van Loon and Van Lanen, 2013). یکی از مطالعاتی که در خصوص جداسازی اثرات فعالیت‌های انسانی و تغییرات اقلیمی بر روی سیستم‌های هیدرولوژیکی انجام شده است، پژوهش (Wang and Hejazi, 2011) با استفاده از چارچوب بودیکو<sup>۴</sup> در ۴۱۳ حوضه آبریز ایالات متحده آمریکا بود که در آن به بررسی و تعیین کمی سهم اثرات انسانی و اقلیمی بر روی میانگین جریان سالانه<sup>۵</sup> پرداختند. همچنین (Van Loon and Van Lanen, 2013) در حوضه آبریز رود گوادیانا در اسپانیا به تفکیک کمبود آب و خشکسالی پرداخت.

در این مقاله با کمک یک مدل مفهومی بیلان آب در یک ساختار ساده‌مشاهداتی-مدل‌سازی، اثرات خشکسالی و کم‌آبی بر آورد آبی سیستم هیدرولوژیکی، تفکیک شد. این ساختار توسط (Van Loon and Van Lanen, 2013) پیشنهاد شد که امکان شبیه‌سازی پارامترهای هیدرولوژیکی حوضه آبریز بدون تأثیر فعالیت‌های انسانی را مقدور می‌سازد. در بخش‌های بعدی ساختار مشاهداتی-مدل‌سازی معرفی می‌گردد و پس از آن مدل هیدرولوژیکی بیلان آبی منتخب به عنوان مدل هیدرولوژیکی که در ساختار مشاهداتی-مدل‌سازی ون‌لون (Van Loon and Van Lanen, 2013) جهت تخمین رواناب حوضه آبریز مورد استفاده قرار می‌گیرد، توضیح داده می‌شود. قبل از آن به معرفی حوضه آبریز مورد مطالعه و نهایتاً به بررسی و ارزیابی نتایج این مدل‌سازی‌ها پرداخته می‌شود.

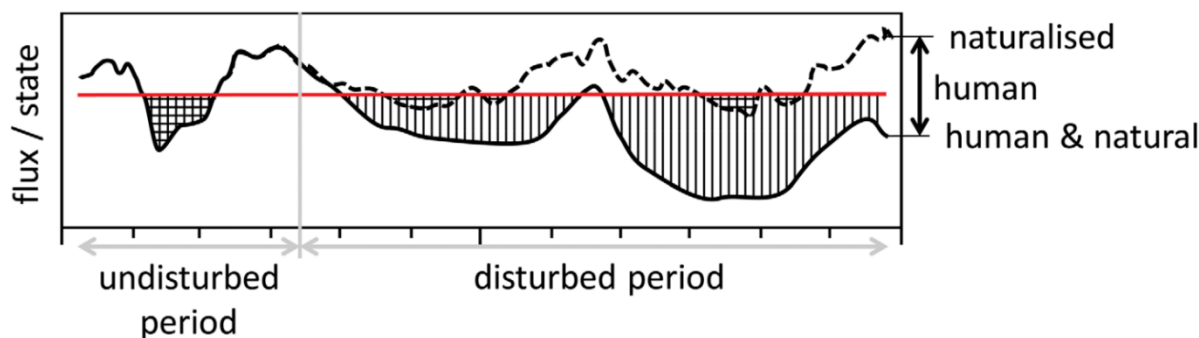
در سال‌های اخیر فعالیت‌های انسانی به دو شکل مستقیم (استفاده گسترده از منابع آب) و غیرمستقیم (افزایش روزافزون گازهای گلخانه‌ای) بر روی سیستم‌های منابع آب تأثیرات گسترده‌ای گذاشته‌اند. از یک سو برداشت بی‌رویه از منابع آب به علت افزایش جمعیت و تمایل به افزایش سطح کیفی زندگی در سال‌های گذشته و از سوی دیگر تأثیرات گسترده انتشار گازهای گلخانه‌ای که باعث گرم شدن زمین و تغییر اقلیم مناطق مختلف شده، باعث کاهش گسترده ذخیره منابع آب در مناطق مختلف شده است. خشکسالی و کم‌آبی با توجه به منبع و نوع آن دارای تعاریف مختلفی است. به عنوان مثال کم‌آبی هیدرولوژیکی، با دلایل افزایش مصرف به دلیل تراکم زیاد جمعیت و یا مصرف حجم قابل توجهی از آب برای فعالیت‌های کشاورزی و یا صنعتی، در مقابل کم‌آبی هواشناسی توصیف کننده وضعیت عدم تعادل منابع و مصارف آب در مقابل کاهش نزولات جوی است. دمای بالای هوا و نرخ تبخیر و تعرق، همزمان با کاهش نزولات جوی می‌تواند وضعیت خشکسالی را تشدید کند (EU, 2007). مفاهیم مرتبط با کمبود آب در جدول ۱ آورده شده است (Pereira et al., 2002).

**Table 1: Schematic concepts for terms related to conditions of low-water availability (Pereira et al., 2002)**

**جدول ۱- مفاهیم مرتبط با شرایط کمبود آب (Pereira et al., 2002)**

	Long-Term Scales	Short-Term Scales
Natural	Aridity	Drought
Anthropogenic	Desertification	Water scarcity

به طور کلی در مطالعات هیدرولوژی یافتن تفاوت اثرات ناشی از فعالیت‌های انسانی و وضعیت طبیعی حوضه آبریز امری معمولی محسوب نمی‌شود (Kauffman and Vonck, 2011). عموماً هیدرولوژیست‌ها جهت انجام مطالعات خود از اطلاعاتی بدون حضور اثرات انسانی که به آن وضعیت طبیعی<sup>۱</sup> اطلاق می‌شود استفاده می‌کنند. این اطلاعات باید به صورت کمی بیان شود تا مدیران منابع آب با آگاهی نسبت به اقلیم گذشته و سناریوهای آینده تصمیمات درستی را در جهت حفظ منابع موجود اتخاذ نمایند. در شکل ۱ خط پیوسته نشان دهنده سری زمانی یکی از پارامترهای هیدرولوژیکی یک حوضه آبریز در دوره مشاهداتی است که به شدت تحت تأثیر



**Figure 1: Time series of the hydrological parameters in disturbed and undisturbed period. The solid line represents the current status, and dash Line reflects the naturalized situation, the red line (line continuous) is mean streamflow or a fixed threshold level of the system (Van Loon and Van Lanen, 2013)**

شکل ۱- سری زمانی پارامتر هیدرولوژیکی در دو دوره دست نخورده و آشفته

در خط پیوسته نشان دهنده وضعیت موجود و خط چین نشان دهنده وضعیت طبیعی سازی شده و خط قرمز رنگ (خط ثابت پیوسته) وضعیت نرمال متوسط سیستم و یا یک سطح آستانه ثابت سیستم می باشد. (Van Loon and Van Lanen, 2013)

شکل ۴ نمودار آمبروترمیک مربوط به حوضه راوند را نشان می دهد. نمودار آمبروترمیک یکی از نمودارهای رایج جهت بررسی اقلیم یک منطقه و تعیین ماه های خشک و مرطوب می باشد.

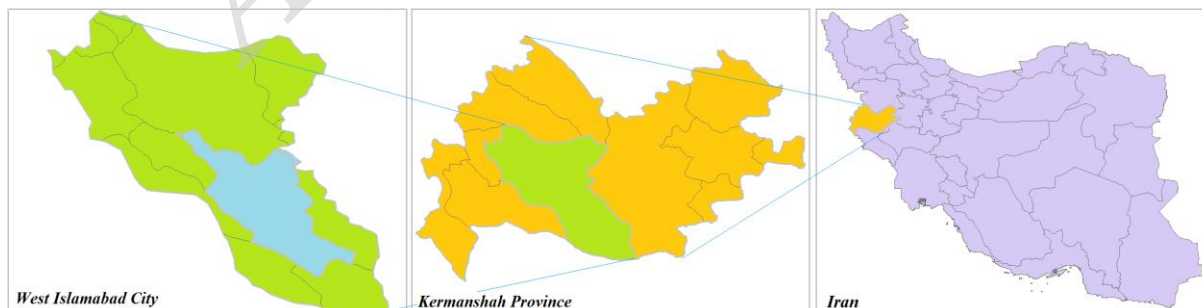
## ۲-۲- ساختار مشاهداتی-مدل سازی

روندنمای مفهومی شکل ۵ توسط (Van Loon and Van Lanen, 2013) به منظور جداسازی خشکسالی و کم آبی ارائه شده است. داده های مورد نیاز این مدل، داده های هواشناسی و هیدرولوژیکی حوضه برای هر دو دوره دست نخورده و آشفته است. از مدل های مختلفی همچون مدل های مفهومی بیلان آب و یا مدل های جعبه سیاه مانند شبکه های عصبی مصنوعی<sup>۶</sup> می توان به عنوان مدل هیدرولوژیکی جهت تخمین رواناب حوضه (شاخص هیدرولوژیکی

## ۲- روش تحقیق

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز رودخانه راوند با مساحت ۸۷۴ کیلومتر مربع در جنوب غربی استان کرمانشاه و در شهرستان اسلام آباد غرب واقع شده که از شرق با شهرستان کرمانشاه از شمال با پاوه و از غرب با شهرستان های سرپل ذهاب و گیلان غرب و از جنوب با شهرستان شیروان و چرداول واقع در استان ایلام مجاور است. شکل ۲ موقعیت حوضه آبریز راوند را نشان می دهد. متوسط ارتفاع حوضه حدود ۱۳۰۰ متر بالاتر از سطح دریا است. در شکل ۳ محل ایستگاه های باران سنجی سازمان هواشناسی و ایستگاه های هیدرومتری سازمان مدیریت منابع آب جانمایی شده است.



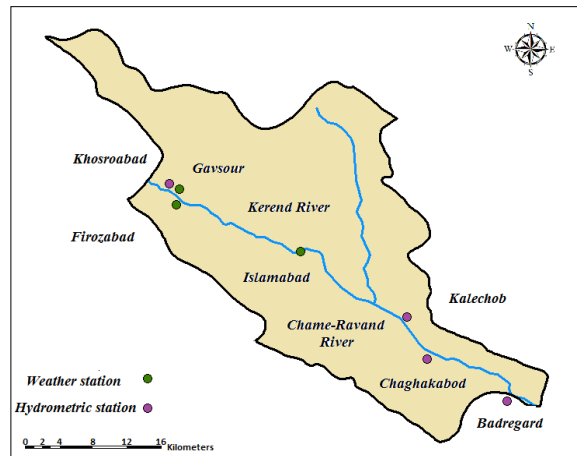
**Figure 2: Location of Ravand Basin in Kermanshah Province and West Islamabad City**

شکل ۲- موقعیت حوضه آبریز راوند در استان کرمانشاه و شهرستان اسلام آباد غرب

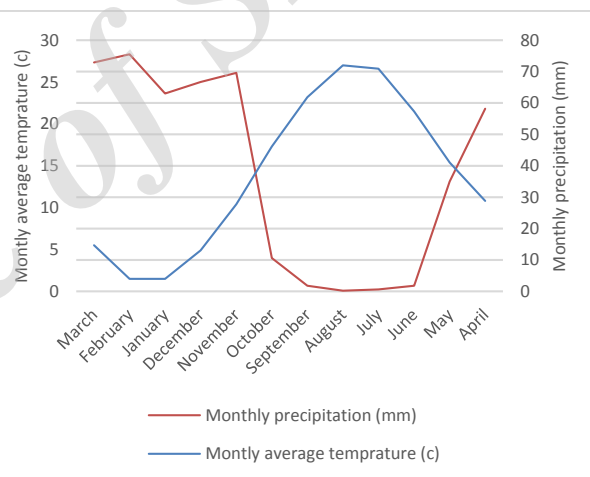
نخورده به درستی واسنجی شود خروجی دبی شبیه‌سازی منطبق بر دبی مشاهداتی خواهد بود. پس از آن مدل در دوره آشفته توسعه داده خواهد شد. خروجی مدل‌سازی در این دوره دبی شبیه‌سازی شده و یا دبی طبیعی‌سازی شده نامیده می‌شود. در شکل ۱ به صورت خط چین نشان داده شده است.

به منظور واسنجی و صحت سنجی، داده‌های هیدرولوژیکی در دوره دست نخورده به دو بخش، تقسیم و استفاده شده است. در صورتی که مدل هیدرولوژیکی به درستی در دوره دست نخورده واسنجی شود، بازسازی پارامتر هیدرولوژیکی توسط مدل در دوره آشفته می‌تواند معرف خوبی برای وضعیت طبیعی حوضه تلقی شود. مهمترین آنالیز این ساختار، آنالیز ناهنجاری است که در آن اختلالات هر یک از سری‌های زمانی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده (طبیعی‌سازی شده) پارامترهای هیدرولوژیکی (اعم از دبی حوضه آبریز، سطح آب زیرزمینی و یا رطوبت خاک) در مقایسه با سطح آستانه<sup>۷</sup> مورد تحلیل قرار می‌گیرد و بدین ترتیب می‌تواند انحراف از شرایط عادی را بررسی کند (خط قرمز رنگ شکل ۱). در دوره دست نخورده آنالیز ناهنجاری روی هر دو سری زمانی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده وقایع خشکسالی را بازنمایی خواهد کرد. در دوره آشفته آنالیز ناهنجاری بر روی سری زمانی شبیه‌سازی شده (طبیعی‌سازی شده) وقایع خشکسالی را نشان خواهد داد (شبکه مشبک در شکل ۱). در حالی که آنالیز ناهنجاری بر روی سری زمانی مشاهداتی در این دوره ترکیبی از اثرات کم‌آبی ناشی از فعالیت‌های انسانی و خشکسالی خواهد بود (خط‌های عمودی در شکل ۱) (Van Loon and Van Lanen, 2013) با انجام این مقایسه نسبت سهم اثرات فعالیت‌های انسانی و نوسان طبیعی بر روی سیستم قابل محاسبه خواهد بود. آنالیزهای ناهنجاری در ساختار مشاهداتی-مدل سازی می‌تواند بسیار متنوع باشد.

روش آنالیز ناهنجاری عموماً روش آنالیز خشکسالی نامیده می‌شود. یکی از روش‌هایی که می‌تواند در آنالیز ناهنجاری استفاده شود روش سطح آستانه است. این روش در مطالعات (Yevjevich, 1976) جهت پایش خشکسالی ارائه شد. یک سطح آستانه ثابت می‌تواند مثل خط قرمز رنگ در شکل ۱ باشد. جهت پایش خشکسالی به روش سطح آستانه متغیر، ابتدا متوسط جریان ماهانه برای هر سال استخراج می‌گردد سپس این مقادیر در طول سال‌های دوره آماری به صورت نزولی مرتب گردیده و سطح آستانه مورد نظر با استفاده از روش ویبول از سطح آستانه‌های ۱۰ درصد تا ۹۵ درصد بدست می‌آید.



**Figure 3: Location of the rain gauge stations of Meteorology Organization and hydrometric stations of Water Resources Management Organization**  
 شکل ۳- محل ایستگاه‌های باران سنجی سازمان هواشناسی و ایستگاه‌های هیدرومتری سازمان مدیریت منابع آب



**Figure 4: The ombrothermic diagram of Ravand Basin**

شکل ۴- نمودار آمبروترمیک حوضه آبریز راوند

مورد استفاده در این مقاله) در این ساختار استفاده نمود. در این مقاله از مدل مفهومی بیلان آبی ماهانه (McCabe and Markstrom, 2007) به عنوان مدل هیدرولوژیکی استفاده شده، که در بخش بعدی اجزاء آن ارائه خواهد شد.

همان طور که از شکل ۵ مشخص است این ساختار با استفاده از داده‌های دوره دست نخورده مدل هیدرولوژیکی (مدل بیلان آب ماهانه) را واسنجی نموده و سپس آن را در دوره آشفته (خط چین در شکل ۱) توسعه می‌دهد. در صورتی که مدل بیلان آب در دوره دست

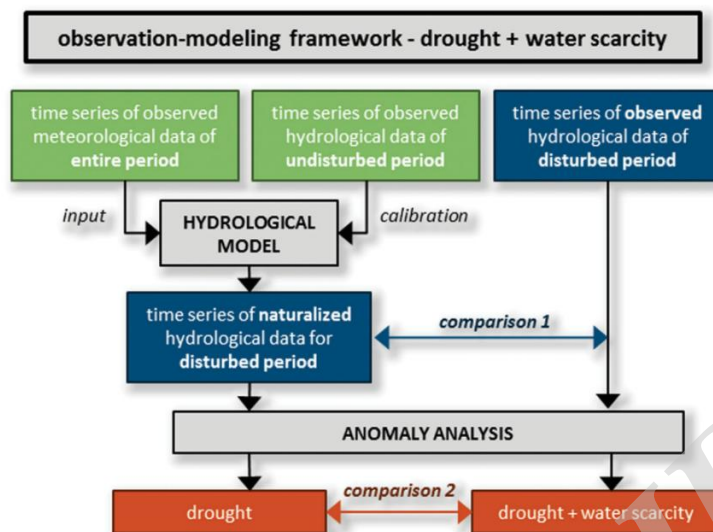


Figure 5: Observation-Modeling Framework (Van Loon and Van Lanen, 2013)  
 شکل ۵- ساختار مشاهداتی-مدل سازی (Van Loon and Van Lanen, 2013)

مدل با تفکیک بارش به باران و برف و در نظر گرفتن یک ذخیره با گنجایش بی‌نهایت برای مخزن ذخیره برف، یکی از کارآمدترین مدل‌ها در مطالعات بیلان آب محسوب می‌شود. پارامتر دمایی آستانه باران  $T_{rain}$  دمایی است که تمامی بارش‌هایی که در دمایی بالاتر از آن رخ می‌دهد به صورت باران در نظر گرفته می‌شود و دمایی آستانه برف  $T_{snow}$  دمایی است که تمامی بارش‌هایی که در دمایی پایین‌تر از آن رخ می‌دهد به صورت برف در نظر گرفته می‌شود. و بارش‌هایی که در دمایی بین این دو دما به وقوع بپیوندد بخشی از آن به صورت باران و بخشی دیگر به صورت برف در نظر گرفته می‌شوند. در شکل (۷) ارتباط بین این پارامترها نشان داده شده است.

(Guo et. al., 2005) مقدار ۴ درجه سلسیوس را برای  $T_{rain}$  و مقدار ۴- درجه سلسیوس را برای  $T_{snow}$  را برای حوضه آبریز رودخانه زرد در چین پیشنهاد دادند.

$$P_{snow,i} = P_{total,i} * \left[ \frac{T_{rain} - T_i}{T_{rain} - T_{snow}} \right] \quad T_{snow} < T_i < T_{rain} \quad (1)$$

$$P_{rain,i} = P_{total,i} - P_{snow,i} \quad (2)$$

رواناب مستقیم  $Q_{a,i}$  روانابی که از سطح‌های نفوذناپذیر و یا رواناب ناشی از سرریز مازاد نفوذ حاصل می‌شود به صورت زیر بدست می‌آید.

در این راستا یک سطح آستانه ۷۰ درصد برای دبی حوضه آبریز به این معنی است که در هفتاد درصد مواقع دبی جریان بزرگتر و یا مساوی مقدار ثبت شده می‌باشد.

### ۳-۲- مدل هیدرولوژیکی (مدل بیلان آب ماهانه)

سابقه مدل‌های مفهومی بیلان آب به پژوهش‌های (Thornthwaite, 1948) برمی‌گردد. این مدل بر اساس بیلان تغییرات ذخیره رطوبت خاک بنا نهاده شده است. مدل در مطالعات (Thornthwaite and Mather, 1955 and 1957) مورد بازبینی قرار گرفت. این مدل در سال‌های گذشته به طور گسترده‌ای الهام بخش توسعه مدل‌های متنوعی دیگری بوده است. مدل مفهومی بیلان آب (McCabe, 2007) یکی از معروف‌ترین مدل‌های بیلان آب است که بر اساس مدل تورنت وایت توسعه داده شده است. اجزای هیدرولوژیکی دخیل در ساختار مدل شامل رواناب سطحی، رطوبت خاک، تبخیر و تعرق، ذوب برف و آب زیرزمینی می‌باشد. روندنمای مفهومی مدل بیلان آب (McCabe, 2007) در شکل ۶ ارائه شده است. این مدل طی گزارشی برای سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا توسعه داده شده و برای آن نرم‌افزاری طراحی گردید که با رابطه کاربری مناسب قابل اجرا بر روی تمامی سیستم عامل‌های ویندوز می‌باشد. این نرم‌افزار بر روی تارنمای سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا<sup>۸</sup> قابل دسترسی است.

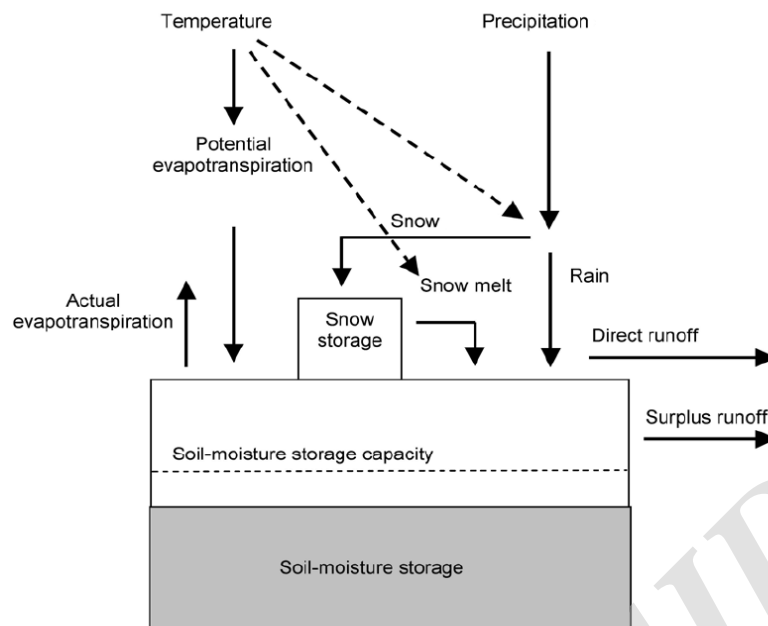


Figure 6: The conceptual flowchart of McCabe water balance (McCabe, 2007)  
 شکل ۶- روندنمای مفهومی مدل بیلان آب ماهانه (McCabe, 2007)

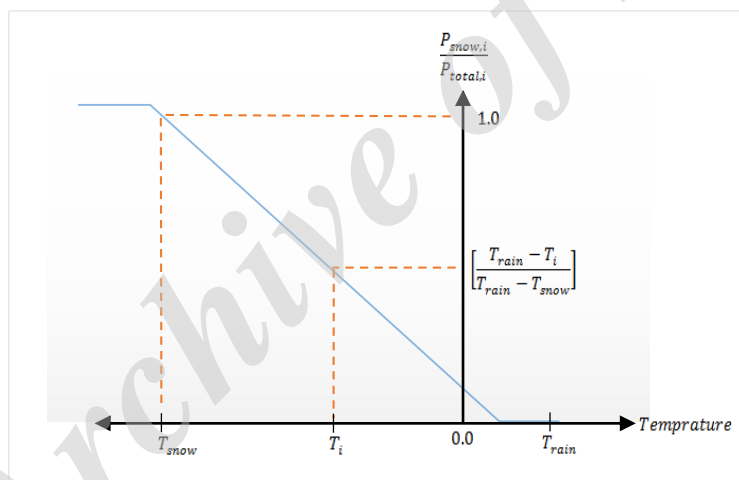


Figure 7: The Relationship between the Snowfalls to Total Precipitation with the Average Temperature of the Month

شکل ۷- ارتباط بین نسبت بارش برف به بارش کل در مقابل متوسط دمای ماه

کسری از ذخیره ذوب برف که در هرماه ذوب می‌شود (ضریب ذوب برف)<sup>۱</sup> تابعی از دمای متوسط ماه و ماکزیمم نرخ ذوب برف  $meltmax$  است. این پارامتر چهارمین پارامتر فرآیندی و با تعریف بازه صفر تا یک برای آن بهینه خواهد شد. مقدار دمای آستانه باران و برف در دو مرحله یک‌بار در زمان وقوع بارش و بار دیگر در مرحله ذوب برف به صورت خطی مقدار باران و برف و ضریب ذوب برف را تعیین می‌کنند.

$drofrac$  ضریب رواناب مستقیم سومین پارامتر فرآیندی است که مقداری بین صفر و یک خواهد داشت. مقدار آب باقیمانده از تفاضل رواناب مستقیم از باران حاصل می‌شود. آب باقیمانده پس از جمع شدن با آب حاصل از ذوب برف مشخص خواهند که چه میزان از پتانسیل تبخیر و تعرق حوضه به وقوع خواهد پیوست.

$$Q_{d,i} = P_{rain,i} * drofrac \quad (3)$$

$$P_{remain,i} = P_{rain,i} - Q_{d,i} \quad (4)$$



**Table 2: Values of wilting point, soil moisture capacity, and soil saturated level (All properties are expressed on a fraction of the volume of soil.)**

جدول ۲- مقادیر نقطه پژمردگی، ظرفیت رطوبت و حد اشباع خاک (همه خصوصیات براساس کسری از حجم خاک بیان شده‌اند.)

Soil Type	Saturated soil moisture capacity	wilting point
Sand	0.39	0.09
Sandy Loam	0.40	0.18
Loam	0.43	0.24
Clay	0.42	0.40

$$ST_t = ST_{t-1} - \left[ \text{abs}(P_{liquid,t} - PET_t) * \left\{ \frac{ST_{t-1}}{STC} \right\} \right] \quad (14)$$

$$STW_t = ST_{t-1} - ST_t \quad (15)$$

مقدار تبخیر و تعرق واقعی در هر ماه را پس از محاسبه برداشت از ذخیره رطوبت خاک بدست می‌آید.

$$AET = \begin{cases} P_{liquid} \geq PET \rightarrow PET \\ P_{liquid} < PET \rightarrow P_{liquid} + STW \end{cases} \quad (16)$$

و در نهایت با پیگیری روابط زیر رواناب مازاد، رواناب سطحی اولیه و رواناب کل حاصل می‌شود. رواناب کل همان پارامتر هیدرولوژیکی مورد نظر است که به بررسی اثرات فعالیت‌های انسانی و طبیعی در دوره آشفته بر روی آن خواهیم پرداخت.

$$S = ST - STC \quad (17)$$

$$\text{initial surface water}_t = S_{t-1} + \text{initial surface water}_{t-1} - RO_{t-1} \quad (18)$$

$$RO = (S + \text{initial surface water}) * rfactor + DRO \quad (19)$$

ضریب رواناب  $rfactor$  آخرین پارامتر فرآیندی که طی پروسه بهینه‌سازی بدست خواهد آمد.

### ۳- نتایج و تحلیل نتایج

ساختار مشاهداتی-مدل‌سازی از هر دو دسته اطلاعات هواشناسی و هیدرولوژیکی استفاده می‌کند. داده‌های هواشناسی ورودی در مدل بیان آب شامل اطلاعات دما، بارش، تبخیر و تعرق هستند. از آنجایی که داده‌های هواشناسی به طور مستمر در تمامی ایستگاه‌های مورد نظر اندازه‌گیری نشده‌اند، مدل جهت تخمین تبخیر و تعرق پتانسیل از رابطه تورنت وایت در رابطه‌های ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲ و ۱۳ استفاده می‌کند. همچنین فقط ایستگاه‌هایی که در آزمون RUN TEST تأیید شدند، مورد استفاده قرار گرفتند. ضمناً به منظور توسعه

$$SMF_i = \min \left\{ \text{meltmax}, \left( \left[ \frac{T_i - T_{snow,i}}{T_{rain,i} - T_{snow,i}} \right] * \text{meltmax} \right) \right\} \quad (5)$$

ذخیره ذوب برف ماه  $i$ -ام ( $S_i$ ) از مجموع ذخیره ذوب برف ماه‌های قبل و بارش برف ماه جاری با کسر مقدار برف ذوب‌شده در ماه قبل ( $SNM_{i-1}$ ) بدست می‌آید و نهایتاً دوباره کسری از ذخیره ذوب برف ماه جاری ( $S_i$ ) اگر شرایط برای ذوب مساعد باشد ذوب خواهد شد. برف ذوب‌شده از حاصل ضرب ذخیره برف در ضریب ذوب برف ماه موردنظر حاصل خواهد شد. مقدار برف ذوب‌شده به مقدار آب باقیمانده اضافه خواهد شد تا مقدار آب مایع در همراه محاسبه گردد. آب مایع مقدار آبی است که در فرآیند تبخیر و تعرق و ایجاد آب‌مازاد مشارکت دارد.

$$S_i = S_{i-1} + P_{snow,t} - SNM_{i-1} \quad (6)$$

$$SNM_i = S_i * SMF_i \quad (7)$$

$$P_{liquid,i} = P_{remain,i} + SNM_i \quad (8)$$

برای محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل از معادله تورنت وایت مراحل زیر باید پیگیری شود.

$$I_i = \left( \frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad (9)$$

$$J = \sum_{i=1}^{i=12} I_i \quad (10)$$

$$\alpha = (6.75 * 10^{-7} * J^3) - (7.71 * 10^{-5} * J^2) + (1.792 * 10^{-2} * J) + 0.49239 \quad (11)$$

$$PET = K * 16 * \left( \frac{10T_i}{J} \right)^\alpha \quad (12)$$

که در آن:

PET: تبخیر و تعرق پتانسیل ماهانه به میلی‌متر،  $T_i$ : دمای متوسط ماهانه به سانتی‌گراد؛ شاخص حرارتی سالانه که عبارت است از مجموع شاخص‌های حرارتی ماهانه است  $K$ : ضریب اصلاحی برای اصلاح تبخیر و تعرق پتانسیل در ماه و عرض جغرافیایی‌های مختلف است.

در این مدل فرض شده است که خاک دارای یک ظرفیت رطوبت خاک یا ظرفیت رطوبت در دسترس<sup>۱۰</sup> است. مقدار  $AWC$  به بافت و مقدار تخلخل خاک بستگی دارد. سازمان حفاظت خاک آمریکا در سال ۱۹۶۴ برای خاک‌های مختلف مقادیری را برای  $AWC$  پیشنهاد داد. مقدار  $AWC$  هر حوضه با توجه به بافت خاک و عمق خاک قابل‌محاسبه است. در جدول ۲ مقادیر پیشنهادی نقطه پژمردگی، ظرفیت رطوبت خاک و حد اشباع خاک که توسط (Foth, 1990) ارائه شد آورده شده است.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_t^{sim} - Q_t^{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_t^{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (20)$$

در شکل ۸ دبی شبیه‌سازی شده، دبی مشاهداتی و مقدار بارش ماهانه برای دوره دست نخورده نشان داده شده است. متوسط بارش ماهانه در کل دوره ۳۶ میلی‌متر و متوسط دما ۱۲/۳ سانتی‌گراد بود. نمودار پراکنش دبی شبیه‌سازی شده در مقابل دبی مشاهداتی در شکل ۹ نشان داده شده است. ضریب تعیین  $R^2$  در این مدل‌سازی ۰/۷۰۶ بدست آمد. مقدار متوسط دبی ماهانه مشاهداتی در مساحت سطح حوضه ۵/۸۶ میلی‌متر و دبی شبیه‌سازی شده ۶/۰۹ میلی‌متر برآورد شد (برای مقایسه شفاف‌تر دبی با مقدار بارش در هر ماه، حجم آبی که توسط دبی متوسط ماهانه در حوضه آبریز جریان دارد به مساحت حوضه تقسیم شد و دبی در مقیاس میلی‌متر نشان داده شد (Van Loon and Van Lanen, 2011)). در جدول ۳ مقادیر متوسط، مینیمم و ماکزیمم بارش، دما و دبی حوضه برای دوره دست نخورده آورده شده است. با توجه به عملکرد مناسب مدل در دوره دست نخورده می‌توان دبی شبیه‌سازی شده توسط مدل در دوره آشفته را به عنوان وضعیت طبیعی (طبیعی‌سازی شده) حوضه در نظر گرفت. در شکل ۱۰ سری زمانی دبی مشاهداتی، دبی شبیه‌سازی شده و مقدار بارش ماهانه حوضه در دوره آشفته آورده شده است. متوسط بارش ماهانه در کل دوره آشفته ۳۱/۴ میلی‌متر گزارش شده است که نسبت به دوره دست نخورده کاهش ۱۲ درصدی در مقدار متوسط بارش ماهانه بلندمدت رخ داده است، همچنین متوسط دما ۱۲/۳ سانتی‌گراد بود.

همان‌طور که در شکل مشخص است و انتظار می‌رود تفاوت قابل توجهی بین دبی شبیه‌سازی شده و دبی مشاهداتی وجود دارد و آشفته‌گی محسوس در سری زمانی پدیدار شده است. مقدار متوسط دبی ماهانه مشاهداتی در مساحت سطح حوضه ۱/۳۵ میلی‌متر و دبی طبیعی‌سازی شده ۵/۲۴ میلی‌متر برآورد شد.

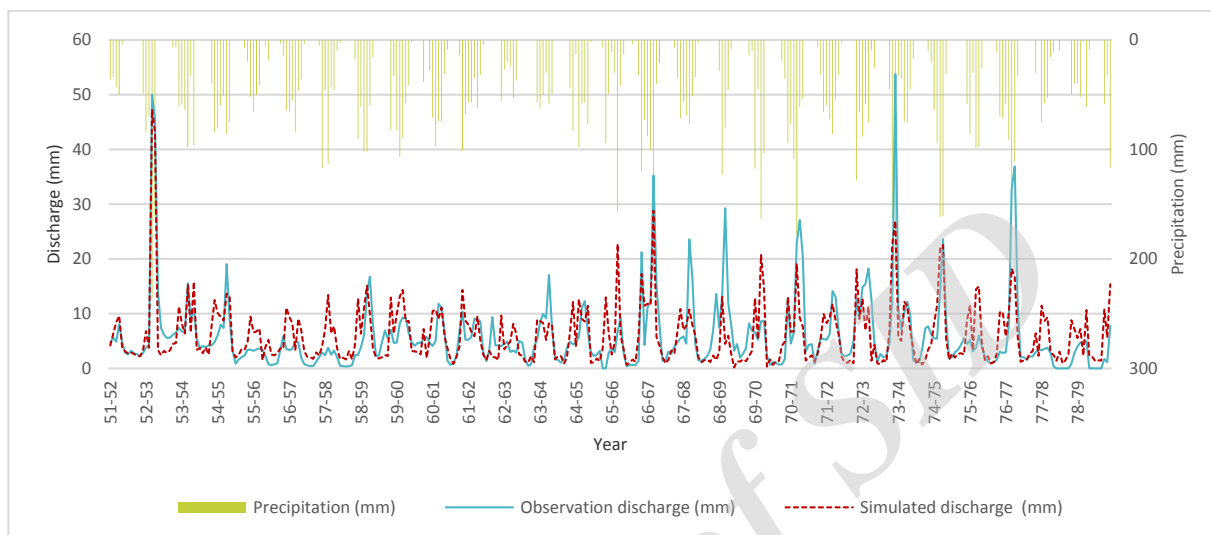
در دو سال اول دوره آشفته دبی شبیه‌سازی شده (طبیعی‌سازی شده) به مقدار مشاهداتی، اندکی نزدیک است ولی پس از آن تفاوت قابل توجهی بین این دو سری زمانی رخ می‌دهد. در بین سال‌های آبی ۸۳-۸۴ و همچنین ۸۴-۸۵ با افزایش نسبی بارندگی اندکی افزایش در هر دو دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده (طبیعی‌سازی شده) مشاهده می‌شود ولی به سرعت پس از آن به علت افزایش برداشت از منابع سطحی و زیرزمینی دوباره تفاوت قابل ملاحظه‌ای بین هر دو دبی تا پایان سال‌های آشفته مشاهده شد.

مکانی اطلاعات ایستگاهی دما و بارش حوضه از روش پلیگون‌های تیسن<sup>۱۱</sup> در محیط GIS بهره گرفته شده است. در این پژوهش برای بررسی همگنی داده‌ها و یافتن نقطه شکست سری زمانی از تست ناپارامتری نقطه شکست پتی (Pettitt, 1979) استفاده شد که همراه ۱۳۷۹ به عنوان نقطه شکست سری زمانی مشخص شد. این نقطه زمانی است که تصور می‌شود دبی بوسیله یکی از عوامل انسانی یا طبیعی و یا هر دو دچار شکست شده است. طبق تعریف داده‌های قبل از نقطه شکست دوره دست نخورده و دوره پس از آن دوره آشفته خواهد بود. بنابراین سال‌های آبی ۵۲-۵۱ تا سال آبی ۷۹-۷۸ به عنوان دوره دست نخورده و سال‌های آبی ۸۰-۷۹ تا سال‌های آبی ۹۱-۹۰ به عنوان دوره آشفته در نظر گرفته شدند. در مدل ۲۱ سال (۷۵ درصد کل داده‌های دوره دست نخورده) جهت واسنجی مدل بیلان آب و ۷ سال (۲۵ درصد کل داده‌های دوره دست نخورده) جهت صحت‌سنجی آن در مقیاس ماهانه مورد استفاده قرار گرفت. پارامترهای فرآیندی مدل بیلان آب (مانند دمای آستانه وقوع برف و باران، ضریب رواناب مستقیم، ماکزیمم ضریب ذوب برف و مابقی پارامترهای فرآیندی مجهول) با استفاده از الگوریتم ژنتیک بهینه شدند. با توجه به مناسب‌تر بودن الگوریتم ژنتیک پیوسته در مقایسه با الگوریتم ژنتیک دو-دویی در توابعی با متغیرهای تصمیم با دامنه اعداد حقیقی، در این شبیه‌سازی، الگوریتم ژنتیک پیوسته با جمعیت اولیه ۲۰۰ کروموزم انتخاب و مقدار ۵ درصد از بهترین کروموزم‌های هر نسل بدون تغییر به عنوان کروموزم‌های نخبه به نسل بعد منتقل شدند. تابع جهش به شکلی انتخاب شد که کروموزم‌های تولید شده محدودیت‌های مسئله بهینه‌سازی را رعایت کنند. همچنین از روش تک نقطه‌ای به منظور توزیع در محیط Matlab انتخاب شدند. ضریب کارایی ناش-ساتکلیف (NSE) که یکی از معروف‌ترین معیارهای ارزیابی مدل‌های هیدرولوژیکی است به عنوان تابع هدف در الگوریتم بهینه‌سازی برگزیده شد (رابطه ۲۰). این شاخص، یک مبین آماری نرمال است که نسبت واریانس باقیمانده را با واریانس داده‌های اندازه‌گیری شده می‌سنجد. این شاخص در بازه‌های بین  $[-\infty, 1]$  متغیر بوده که مقدار یک آن مبین عملکرد ایده‌آل مدل تلقی خواهد شد. مقادیر کوچکتر از صفر نشان دهنده وضعیتی است که مقدار میانگین مشاهدات عملکردی بهتر از مدل دارد و این محدوده غیرقابل قبول مدل‌سازی محسوب می‌شود (Moriasi et. al., 2007). ضریب کارایی ناش-ساتکلیف برای دوره واسنجی (سال‌های ۵۲-۵۱ تا ۷۳-۷۲) مقدار قابل قبولی برابر ۰/۶۹ و برای دوره صحت‌سنجی (سال‌های ۷۴-۷۳ تا ۷۹-۷۸) با کمی کاهش برابر ۰/۶۵ است. همچنین برای کل دوره دست نخورده (سال‌های ۵۲-۵۱ تا ۷۹-۷۸) مقداری برابر ۰/۶۷ داشت.

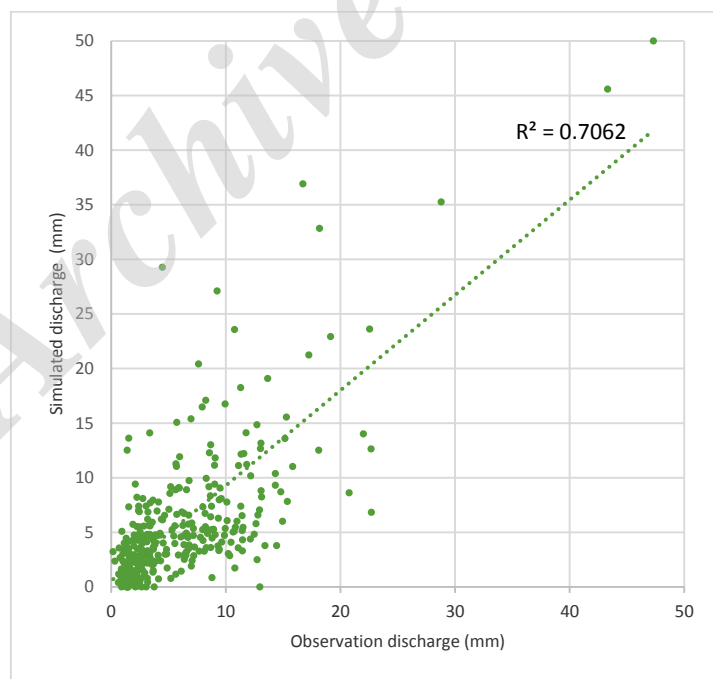


در شکل ۱۱ مقدار سطح آستانه متغیر ۷۰ درصد دبی حوضه آبریز در مقیاس زمانی ماهانه در دوره دست نخورده نشان داده شده است. می‌توان از شاخص‌های مختلفی جهت پایش خشکسالی و آنالیز ناهنجاری در سری‌های زمانی مورد بحث استفاده کرد.

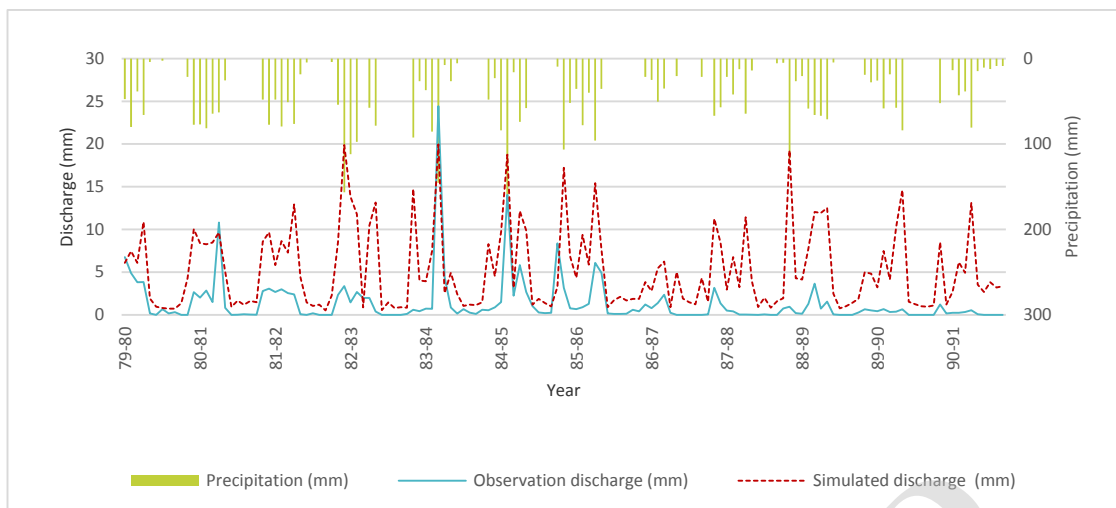
در مقایسه اول این تفاوت بین دو دبی مشاهداتی و طبیعی سازی شده در دوره آشفته تأثیر فعالیت‌های انسانی بر روی حوضه را بازنمایی می‌کند. تفاوت دو دبی در دوره دست نخورده مقدار قابل قبول ۰/۲۳ میلی‌متر بود که این مقدار در دوره آشفته با روند افزایشی برداشت از منابع آبی به مقدار ۳/۸۹ میلی‌متر می‌رسد.



**Figure 8: Simulated and observation discharge in the undisturbed period**  
 شکل ۸- دبی شبیه‌سازی شده و دبی مشاهداتی در دوره دست نخورده



**Figure 9: Distribution of simulated discharge and observation discharge**  
 شکل ۹- پراکنش دبی شبیه‌سازی شده در مقابل دبی مشاهداتی



**Figure 10: Observation and simulated discharges in disturbed period**

شکل ۱۰- دبی شبیه‌سازی شده و دبی مشاهداتی در دوره آشفته

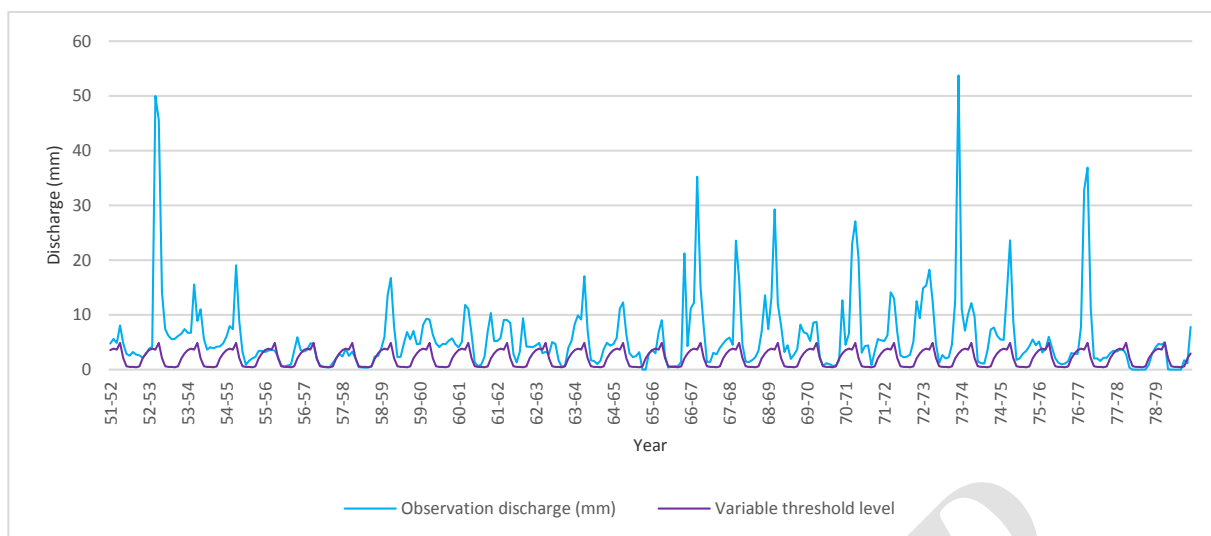
بحرانی حوضه در تأمین حداقل‌های زیست محیطی در تمامی ماه‌ها بجز چند ماه در سال آبی ۸۰-۷۹ تا ۸۱-۸۰ و سال‌های ۸۳-۸۴ تا ۸۵-۸۶ که به علت افزایش اندکی بارندگی افزایش دبی در دوره دست نخورده مشاهده شد. نکته قابل توجه در این سری زمانی این بود که کمتر از ۱۵ درصد مواقع دبی مشاهداتی ماهانه کمتر از سطح آستانه ماه مورد نظر بود این در حالی است که در دوره آشفته این عدد بیشتر از ۸۳ درصد بوده و در عین حال، حوضه با کاهش ۱۲ درصدی بارش روبرو بوده است. این مقادیر در جدول ۴ آورده شده است.

همان‌طور که در شکل مشخص است حوضه بین سال‌های ۵۶-۵۵ تا ۵۸-۵۷ و سال‌های ۷۸-۷۷ و ۷۹-۷۸ با خشکسالی‌هایی روبرو بوده است. دبی‌های بیشتر از سطح آستانه به معنی عدم وقوع پدیده خشکسالی و تأمین حداقل‌های زیست محیطی تلقی می‌شود. در مرحله بعد، از مقادیر سطح آستانه بدست آمده در دوره دست نخورده جهت آنالیز ناهنجاری دوره آشفته استفاده خواهد شد. شکل‌های ۱۲ و ۱۳ وضعیت حوضه را به وضوح نشان می‌دهد. در شکل ۱۲ تفاوت بین دبی مشاهداتی و سطح آستانه مقدار ناهنجاری در دبی مشاهداتی در دوره آشفته را نشان می‌دهد که حاکی از وضعیت

**Table 3: Observation and naturalized discharges in disturbed and undisturbed period**

جدول ۳- مقادیر دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در دو دوره دست نخورده و آشفته

Period	Index	Precipitation (mm)	Temp (C)	Observation discharge (mm)	Simulated discharge (mm)	Differences
Undisturbed period (Calibration periods) (51-52 to 72-73)	Average	35.3	12.2	5.85	6.02	0.17
	Max	236.0	26.5	50.00	47.31	-
	Min	0.0	-5.2	0.00	0.20	-
Undisturbed period (The whole period) (51-52 to 78-79)	Average	35.3	12.2	5.85	6.09	0.23
	Max	236.0	26.5	50.00	47.31	-
	Min	0.0	-5.2	0.00	0.20	-
Disturbed period (79-80 to 90-91)	Average	31.4	12.3	1.35	5.24	3.89
	Max	170.9	25.9	24.40	20.0	-
	Min	0.0	-3.7	0.00	0.50	-



**Figure 11: Variable threshold level of the monthly runoff during the undisturbed period**

شکل ۱۱- سطح آستانه متغیر در مقیاس زمانی ماهانه در دوره دست نخورده

پایش خشکسالی در این دوره حاکی از عدم وجود پدیده خشکسالی بجز موارد مذکور به صورت محدود در چند ماه پدیده قابل توجهی رویت نشده است درحالی که آنالیز ناهنجاری بر روی داده‌های مشاهداتی نشان از کم‌آبی شدید این حوضه در این دوره داشت.

حوضه آبریز در سال‌های ۸۰-۷۹ تا ۹۱-۹۰ با پدیده جدی کم‌آبی مواجه بوده است. علی‌رغم اینکه متوسط بارش ماهانه در دوره دست نخورده ۳۶ میلی‌متر است و در دوره آشفته با کاهش ۱۲ درصدی به مقدار ۳۱/۴ میلی‌متر در سال می‌رسد ولی همچنان دبی طبیعی‌سازی شده حوضه در بالای سطح آستانه قرار دارد و بر اساس شاخص سطح آستانه می‌توان اظهار داشت که اقلیم منطقه دچار خشکسالی نشده است و سیستم توانسته است حداقل‌های زیست محیطی خود را

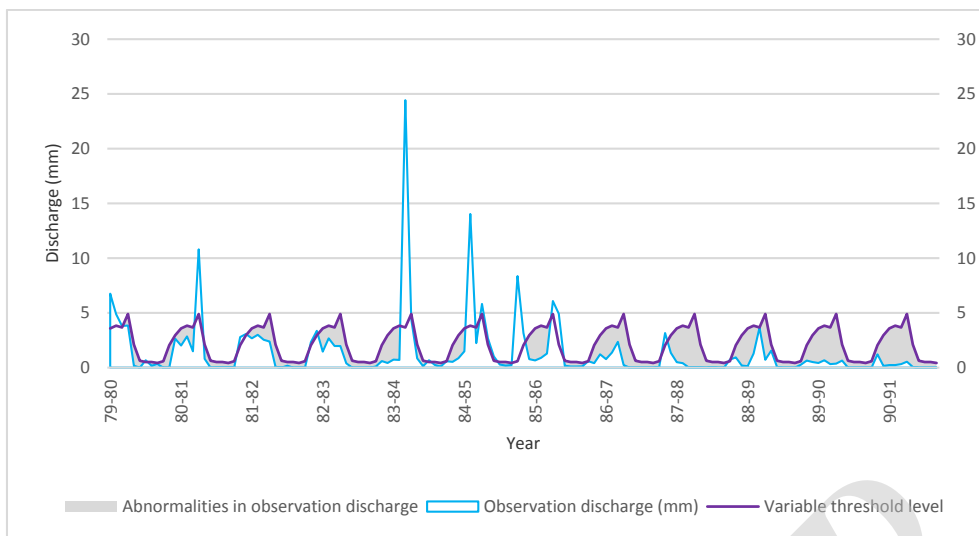
همان‌طور که پیش از این ذکر شد شبیه‌سازی دبی در دوره آشفته می‌تواند نشان دهنده وضعیت طبیعی رواناب حوضه بدون حضور اثرات فعالیت‌های انسانی تلقی شود. در شکل ۱۳ دبی شبیه‌سازی شده (طبیعی‌سازی شده) حوضه در دوره آشفته به وضوح نشان می‌دهد علی‌رغم اینکه در شکل ۱۲ وضعیت بحرانی دبی، کاملاً محسوس بود ولی همان‌طور که در شکل ۱۳ مشخص است در تمامی ماه‌های دوره آشفته به غیر از چند ماه در سال‌های ۸۷-۸۶ و ۹۱-۹۰ مقدار دبی طبیعی‌سازی شده بیشتر از سطح آستانه تخمین زده شده است و این نشان می‌دهد علی‌رغم کاهش ۱۲ درصدی بارش در طی این دوره، حوضه آبریز توانسته است حداقل‌های زیست محیطی خود را برآورد کند و از سطح آستانه فاصله بگیرد.

**Table 4: Comparison between the number of months that observation and simulated data are less than the threshold level**

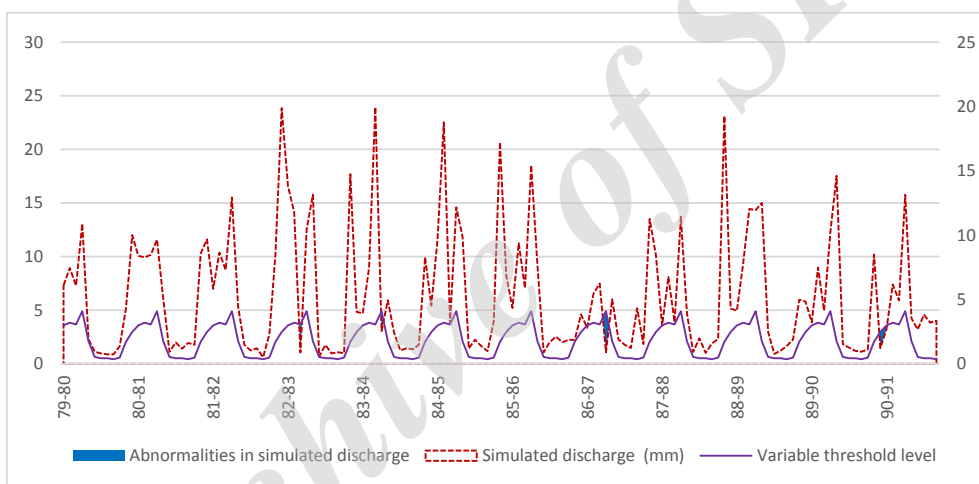
جدول ۴- مقایسه نسبت تعداد ماه‌هایی که داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده کمتر از سطح آستانه است

	Number of years	Number of months	Column 1	Column 2	all Column 3- months / column 1	all Column 4 months / column 2
Undisturbed period 51-52 to 78-79	28	336	17	49	5.1%	14.6%
Disturbed period 79-80 to 90-91	12	141	13	118	9.2%	83.7%

Column 1: Number of months in which the simulated runoff is less than the threshold  
 Column 2: Number of months in which the observed runoff is less than the threshold  
 Column 3: Percentage of months in which the simulated runoff is less than the threshold  
 Column 4: Percentage of months in which the observed runoff is less than the threshold



**Figure 12: Abnormalities in observation runoff in disturbed period**  
 شکل ۱۲- ناهنجاری در دبی مشاهداتی در دوره آشفته



**Figure 13: Abnormalities in naturalized discharge in disturbed period**  
 شکل ۱۳- ناهنجاری در دبی طبیعی سازی شده در دوره آشفته

سری زمانی دبی از وضعیت طبیعی را پیدا می‌کند. داده‌های مورد نیاز این ساختار داده‌های مشاهداتی هستند: داده‌های هواشناسی کل دوره برای اجرا در مدل هیدرولوژیکی و داده‌های هیدرولوژیکی دوره دست نخورده برای واسنجی مدل هیدرولوژیکی و داده‌های هیدرولوژیکی (طبیعی سازی شده) برای مقایسه با وضعیت شبیه سازی شده (طبیعی سازی شده). برای تعیین مقدار کمی اثرات طبیعی و انسانی می‌توان دو مقایسه انجام داد. به طور مثال، مقایسه ۱ به صورت خام بر روی سری زمانی، اثرات انسانی را مشخص می‌کند. مقایسه ۲ روی ناهنجاری با آنالیز ناهنجاری، خشکسالی و کمبود آب را تمییز می‌دهد. نتایج این بررسی نشان داد که تفاوت بین دبی مشاهداتی و طبیعی سازی شده در دوره آشفته به طور مستمر افزایش پیدا کرده

برآورده کند و این عدم دسترسی به آب در این دوره ناشی از فعالیت‌های بی‌رویه انسانی در مصرف آب‌های سطحی و زیرزمینی دارد.

#### ۴- خلاصه و جمع بندی

این مقاله با استفاده از یک ساختار مشاهداتی-مدل سازی به برآورد مقدار کمی اثرات طبیعی (خشکسالی) و نفوذ انسانی (کمبود آب) بر روی سری زمانی دبی حوضه آبریز پرداخت. قطعات اصلی این ساختار مدل هیدرولوژیکی (مدل بیلان آب) است که دبی وضعیت طبیعی در دوره آشفته را شبیه سازی و آنالیز ناهنجاری مقدار انحراف

- U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1088, 6p
- Moriassi D N, Arnold J G, Van Liew M W, Bingner R L, Harmel R D, Veith T L (2007) Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. American Society of Agricultural and Biological Engineers 50(3):885-900
- Nasseri M, Zahraie B, Ansari A, Solomatin D P (2013) Uncertainty assessment of monthly water balance models based on incremental modified fuzzy extension principle method. Journal of Hydroinformatics 15(4):1340-1360
- Pereira L, Cordery I, Iacovides I (2002) Coping with water scarcity. Technical Documents in Hydrology 58, 282p
- Pettitt A N (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. Journal of the Royal Statistical Society 28(2):126-135
- Thornthwaite CW (1948) An approach toward a rational classification of Climate, Geographical Review 38(1):55-94
- Thornthwaite C W, Mather J R (1957) Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Laboratory of Climatology 10(3):185-311
- Thornthwaite C W, Mather J R (1955) The water balance. Laboratory of Climatology 8(8):1-104.
- Van Loon A F, Van Lanen H A J (2013) Making the distinction between water scarcity and drought using an observation-modeling framework. Water Resources Research 49:1483-1502
- Wang D, Hejazi M (2011) Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous United States. Water Resources Research 47:W00J12
- Xu C Y, Singh V P (1998) A review on monthly water balance models for water resources investigations. Water Resources Management 12:31-50
- Yevjevich V, (1967) An objective approach to definitions and investigations of continental hydrological droughts. Colorado State University, 18p
- است. فقط در بعضی سال‌ها که مقدار بارش به صورت مقطعی افزایش پیدا کرده است، افزایش دبی رودخانه نیز مشاهده می‌شود. علی‌رغم کاهش ۱۲ درصدی بارش بلند مدت در سال‌های اخیر اکوسیستم مرزهای زیست محیطی خود را حفظ کرده، و به طور جدی می‌توان اظهار داشت علت عمده عدم دسترسی به آب، مصرف بیش از حد آب‌های سطحی و زیرزمینی توسط مصرف‌کنندگان این حوضه بوده است و این نیاز جدی به اصلاح الگوی مصرف، در جهت احیای آب‌های سطحی و زیرزمینی حوضه را تقاضا می‌کند.
- پی‌نوشت‌ها**
- 1-Naturalized Situation
  - 2- Undisturbed Period
  - 3- Disturbed Period
  - 4- Budyko Framework
  - 5- Mean Annual Streamflow (MAS)
  - 6- Artificial Neural Network (ANN)
  - 7- Threshold Level
  - 8- U.S. Geological Survey
  - 9- Snow Melting Factor (SMF)
  - 10- Available Water Content (AWC)
  - 11- Thiessen Polygons
- ۵- مراجع**
- Alley W (1984) On the treatment of evapotranspiration soil moisture accounting and aquifer recharge in monthly water balance models. Water Resources Research 20(8):1137-1149
- EU (2007) Addressing the challenge of water scarcity and droughts in the European Union. Communication from the Commission to the Council and the European Parliament, 63p
- Foth D F (1990) Fundamentals of soil science. Technology & Engineering, 360p
- Guo S (2005) A semi-distributed monthly water balance model and its application in a climate change impact study in the middle and lower yellow river basin. International Water Resources Association 30(2):250-260
- Kauffman G J, Vonck K J, (2011) Frequency and intensity of extreme drought in the Delaware basin. Water Resources Research 47:W05521
- McCabe G J, Markstrom S L (2007) A monthly water-balance model driven by a graphical user interface.