

مقاله علمی-پژوهشی

بررسی تأثیر خشک‌سالی‌ها بر مؤلفه‌های ترازمندی آب با استفاده از چارچوب بادیکو (مطالعه موردی: حوضه دریاچه ارومیه)

سمیه حجایی^۱

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۳/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۴/۲۳

چکیده

درک پاسخ هیدرولوژیکی حوضه‌های آبریز به خشک‌سالی‌ها اهمیت زیادی در شناخت میزان آسیب‌پذیری مناطق مختلف به خشک‌سالی‌ها و مدیریت ریسک خشک‌سالی دارد. در این مطالعه با استفاده از چارچوب بادیکو به بررسی میزان و جهت تغییرات مؤلفه‌های تبخیر و تعرق واقعی و رواناب در پاسخ به خشک‌سالی‌های رخ داده در زیر حوضه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه پرداخته شد. برای این منظور داده‌های تبخیر و تعرق واقعی (ET) و تبخیر و تعرق پتانسیل (PET) از پایگاه داده GLEAM و داده‌های بارش از پایگاه داده MSWEP تهیه شدند. پس از تعیین سال‌های خشک‌سالی با استفاده از شاخص بارش-تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد (SPEI)، معادله فو (در چارچوب مدل بادیکو) برای سال‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی به‌طور جداگانه واسنجی شد. تفاوت معنی‌دار در توزیع‌های احتمال تجربی شاخص خشکی (PET/P) و شاخص تبخیری (ET/P) بین سال‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی به روش آزمون کلموگروف-اسمیرنوف دو نمونه‌ای تأیید شد. در ادامه، تغییرات ناشی از رژیم و تغییرات ناشی از افزایش بارش جداگانه برای تبخیر و تعرق واقعی و رواناب محاسبه و بررسی شد. در مورد رواناب در همه زیر حوضه‌ها تغییرات ناشی از رژیم، تغییرات ناشی از افزایش بارش و تغییرات کل رواناب در سال‌های خشک‌سالی نسبت به سال‌های غیر خشک‌سالی منفی و تغییرات ناشی از رژیم شدیدتر از تغییرات ناشی از افزایش بارش بودند. در مورد تبخیر و تعرق واقعی در همه زیر حوضه‌ها تغییرات ناشی از افزایش بارش، مثبت، تغییرات ناشی از رژیم، منفی و تغییرات کلی، منفی بود. به‌طور کلی، وقوع خشک‌سالی‌ها در زیر حوضه‌های مورد مطالعه سبب کاهش بیشتر رواناب (۶۶/۵۴- درصد) نسبت به تبخیر و تعرق واقعی (۱۰/۴۵- درصد) شده است. چارچوب بادیکو در توضیح رفتار غیرخطی ترازمندی آب طی خشک‌سالی مؤثر است.

واژه‌های کلیدی: بادیکو، تغییرات ناشی از افزایش بارش، تغییرات ناشی از رژیم، خشک‌سالی

مقدمه

(al., 2019). تغییر در رژیم بارش و دما عدم قطعیت‌های بیشتری در مورد ترازمندی آب-انرژی ایجاد نموده و سبب تغییر در مؤلفه‌های ترازمندی آب می‌شود. فتحیان و همکاران نشان دادند که جریان رودخانه در حوضه دریاچه ارومیه به تغییرات دما بیشتر از تغییرات بارش حساس است (Fathian et al., 2015). رابطه بین مؤلفه‌های ترازمندی آب در دوره‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی یکسان نیست. برای مثال، تغییر یا جابه‌جایی رابطه بارش-رواناب طی خشک‌سالی‌ها معمولاً سبب می‌شود که مقدار رواناب (Q) ایجادشده کمتر از مقداری روانابی باشد که به ازای واحد بارش (P) از روابط بارش-رواناب دوره‌های غیر خشک‌سالی پیش‌بینی می‌شود (Maurer et al., 2021). این گونه جابه‌جایی‌های ناشی از رخداد خشک‌سالی در حوضه‌های آبریز مختلف جهان مشاهده شده است (برای مثال، Saft et al., 2016; Avanzi et al., 2020; Tian et al., 2020). خشک‌سالی علاوه بر کاهش میزان بارش، با تغییر در سایر متغیرهای

دریاچه ارومیه یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های فوق شور در جهان است که در سال‌های اخیر شدیداً با بحران خشک شدن و کاهش تراز آب مواجه شده است. تغییرات سریع در پوشش و کاربری اراضی و گرمایش جهانی سبب وقوع خشک‌سالی‌های شدیدتر و طولانی‌تر شده است (IPCC, 2013). گلپان و همکاران نشان دادند که بخش‌های شمالی، شمال غربی و مرکزی ایران روند خشک‌سالی قابل‌توجهی را طی سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۳ تجربه کرده‌اند (Golian et al., 2015). سبجانی و همکاران نیز روند افزایشی معنی‌داری در خشک‌سالی‌های حوضه دریاچه ارومیه گزارش نمودند (Sobhani et

^۱- استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
(E-mail: s.hejabi@urmia.ac.ir)

شاخص خشکی^۳ (PET/P) و شاخص تبخیری^۴ (ET/P) توصیف می‌شود. شمول هم‌زمان شاخص خشکی به‌عنوان معیار رژیم و شاخص تبخیری به‌عنوان معیار افراز بارش می‌تواند به‌عنوان رهیافت مؤثری در تعیین نحوه پاسخ مؤلفه‌های ET و Q به خشک‌سالی مورد استفاده قرار گیرد. لذا، هدف از این مطالعه بررسی میزان و جهت تغییرات مؤلفه‌های ET و Q سالانه در پاسخ به خشک‌سالی‌ها در حوضه دریاچه ارومیه با استفاده از مدل بادیکو است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و داده‌ها

منطقه مورد مطالعه، حوضه آبریز دریاچه ارومیه است. این حوضه یکی از حوضه‌های بسته ایران است که با مساحت ۵۱۸۷۶ کیلومتر مربع در شمال غربی ایران قرار داشته و شامل بخش‌هایی از استان‌های آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی و کردستان است. میانگین بارندگی سالانه حوضه ۳۴۱ میلی‌متر و دمای کمینه آن در فصل زمستان بین صفر و -23°C و دمای بیشینه آن در فصل تابستان تا 39°C می‌رسد (Delju et al., 2013). این حوضه شامل هفت زیر حوضه (۱) سیمینه‌رود و زرينه‌رود، (۲) آجی‌چای، (۳) رود گادار و رود مهاباد، (۴) غرب دریاچه، (۵) شمال دریاچه، (۶) جنوب غرب سهند و (۷) دریاچه ارومیه و جزایر آن است و رودهای آن‌ها به دریاچه ارومیه منتهی می‌شوند. رودخانه‌های عمده حوضه در نیمه جنوبی آن قرار دارند و رودخانه‌های بخش شمالی عمدتاً کوچک و کم‌آب هستند. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و زیر حوضه‌های آن را نشان می‌دهد.

داده‌ها

داده‌های مورد نیاز این مطالعه شامل تبخیر و تعرق واقعی (ET) و تبخیر و تعرق پتانسیل (PET) و بارش (P) است. در این مطالعه از داده‌های تبخیر و تعرق مدل تبخیر خشکی جهانی آمستردام^۵ (GLEAM; Miralles et al., 2011; Martens et al., 2017) استفاده شد. این مدل شامل مجموعه‌ای از الگوریتم‌ها است که بر اساس مشاهدات ماهواره‌ای به برآورد جداگانه مؤلفه‌های مختلف تبخیر و تعرق واقعی شامل تعرق، تبخیر از برگ‌آب، تبخیر از خاک عربان، تصعید برف و تبخیر از سطح آب آزاد (در مناطق آبیاری شده و خطوط ساحلی) می‌پردازد.

جوی مانند افزایش دما همراه است (Salehnia et al., 2018). نتایج بررسی روند متغیرهای اقلیمی ایستگاه‌های حوضه دریاچه ارومیه در چند دهه اخیر بیانگر وجود روند کاهشی در بارش و روند افزایشی در دمای هوا بوده و وقوع خشک‌سالی‌های شدیدتر و طولانی‌تر در دهه اخیر را ثابت می‌کند (Delju et al., 2013). افزایش دما از طریق افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل^۱ (PET) سبب تشدید نیاز تبخیر جو شده و مؤلفه‌های ترازمندی آب را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Mastrotheodoros et al., 2020). امیر عطایی و همکاران با تحلیل روند تبخیر و تعرق مرجع (برای دوره ۲۰۱۰-۱۹۸۶) در ۱۴ ایستگاه حوضه دریاچه ارومیه، روند افزایشی معنی‌داری را در همه ایستگاه‌ها (غیر از تبریز) گزارش کردند (Amirataee et al., 2016). دین‌پژوه و همکاران نیز با بررسی روند تبخیر و تعرق مرجع برای سه دهه منتهی به سال ۲۰۱۵، در ۳۶ ایستگاه غرب و شمال غربی ایران، نشان دادند که در مقیاس سالانه بیش از ۹۴ درصد ایستگاه‌ها روند افزایشی معنی‌داری دارند (Dinpashoh et al., 2019).

بسته به اقلیم منطقه نحوه واکنش ET به خشک‌سالی متفاوت بوده و میزان و جهت تغییرات ناشی از تغییر رژیم و تغییرات ناشی از افراز^۲ بارش به ET و Q، تعیین‌کننده میزان و جهت تغییرات ET است. از آنجاکه عوامل اقلیمی بارش و دما و عوامل مؤثر بر ذخیره آب زیرسطحی کنترل‌کننده جابه‌جایی ناشی از رژیم هستند، این نوع جابه‌جایی تا حدی قابل پیش‌بینی است. درحالی‌که عامل کنترل‌کننده جابه‌جایی ناشی از افراز، بازخوردهای غیرخطی و غیرمستقیم حوضه به خشک‌سالی است و به دلیل سازوکارهای پیچیده تعامل پوشش گیاهی و ذخیره آب زیرسطحی، این نوع از جابه‌جایی به‌آسانی قابل‌سنجش نیست (Maurer et al., 2021). یکی از مدل‌های یکپارچه برای تحلیل ترازمندی‌های بلندمدت آب و انرژی در مقیاس منطقه‌ای، مدل بادیکو (Budyko, 1974) است که به‌عنوان رهیافت مؤثری در بررسی تأثیرات تغییر اقلیم بر ET و Q سالانه شناخته شده است (Donohue et al., 2011; Xiong et al., 2014). قره‌چایی و همکاران (۱۳۹۴) و شریفی گرم‌دره و همکاران (۱۳۹۹) با استفاده از چارچوب بادیکو و روش الاستیسیته اقلیمی پاسخ رواناب به تغییرپذیری اقلیمی و فعالیت‌های انسانی را ارزیابی کردند. میان‌آبادی و همکاران (۱۳۹۵) با استفاده از چارچوب بادیکو و تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم به پیش‌بینی تغییرات تبخیر و تعرق واقعی سالانه آینده در حوضه نیشابور-رخ پرداختند. امامی‌فر و همکاران (۱۳۹۷) عدم قطعیت یک مدل مبتنی بر چارچوب بادیکو را در شبیه‌سازی رواناب در حوضه‌های اندرآب و فاروب رمان بررسی کردند.

در چارچوب مدل بادیکو، ترازمندی آب سالانه با استفاده از

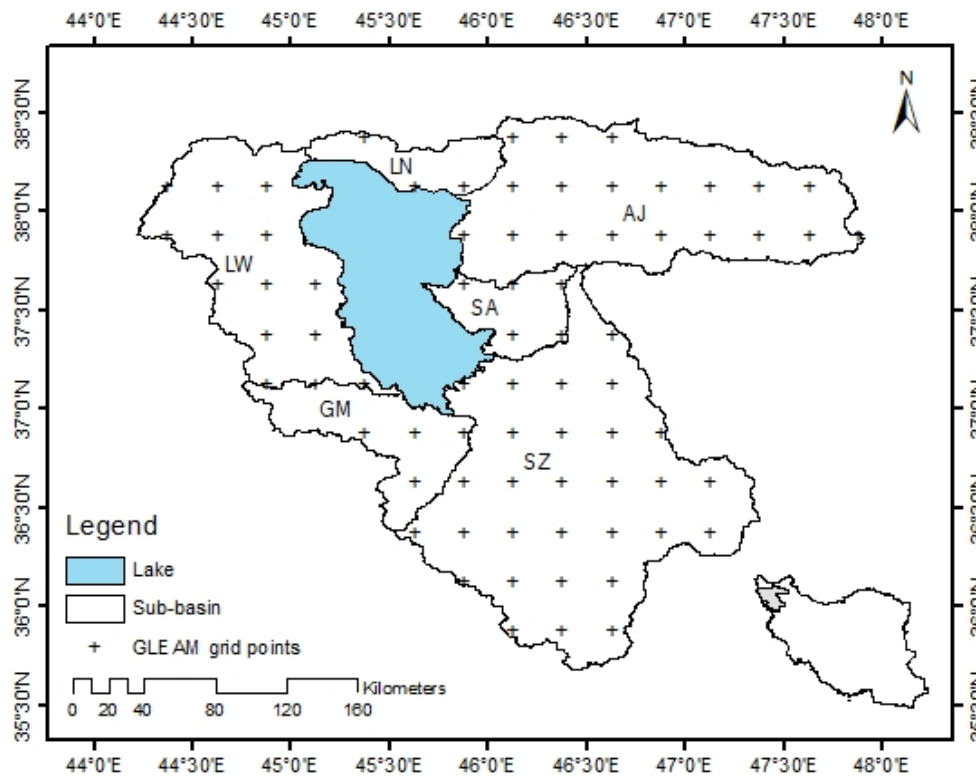
3- Aridity index

4- Evaporative index

5- Global Land Evaporation Amsterdam Model

1- Potential Evapotranspiration

2- Partitioning



شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی زیر حوضه‌های مطالعاتی دریاچه ارومیه (سیمینه‌رود و زرينه‌رود (SZ)، آچی چای (AJ)، رود گادار و رود مهاباد (GM)، غرب دریاچه (LW)، شمال دریاچه (LN)، جنوب غرب سهند (SA) و یاخته‌های شبکه داده‌های GLEAM

یافته پریستلی- تیلور برای یخ و آب‌های فوق سرد محاسبه می‌شود. جزئیات بیشتر مدل GLEAM در میرالس و همکاران (Miralles et al. (2011) و مارتنز و همکاران (Martens et al. (2017) آمده است. جدیدترین نسخه داده‌های جهانی GLEAM، نسخه GLEAM v3.5a است. این نسخه دوره زمانی ۲۰۲۰-۱۹۸۰ (۴۱ سال) با مقیاس‌های زمانی روزانه، ماهانه و سالانه و تفکیک مکانی ۰/۵ درجه را پوشش می‌دهد و داده‌های تبخیر و تعرق، مبتنی بر داده‌های ماهواره‌ای عمق نوری پوشش گیاهی (Moesinger et al., 2020)، داده‌های باز تحلیل تابش و دمای هوای مدل ERA5 (ECMWF, 2019) و داده‌های بارش ترکیبی (ایستگاهی، باز تحلیل و ماهواره‌ای) مربوط به پایگاه داده جهانی بارش کلی وزنی چند منبعی^۳ (MSWEP; Beck et al., 2017) است. عبدی دزفولی و همکاران (۱۳۹۹) دقت برآوردهای تبخیر و تعرق مدل GLEAM را از طریق مقایسه با روش بیلان آب در حوضه کرخه بررسی و تأیید کردند. بنی طالبی دهکردی و رضایی (۱۳۹۸) با کمک داده‌های GLEAM آب تجدید پذیر حوضه دریاچه ارومیه را ارزیابی نمودند. شکل ۱ موقعیت ۷۴ یاخته شبکه GLEAM را در محدوده

خروجی‌های میانی مدل شامل تبخیر و تعرق پتانسیل، رطوبت خاک در منطقه ریشه، رطوبت خاک سطحی و تنش تبخیری است. در این مدل بر اساس مشاهدات تابش خالص سطحی و دمای هوای سطحی، از روش پریستلی- تیلور (Priestley and Taylor, 1972) برای برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل استفاده می‌شود. برآوردهای PET بر اساس یک فاکتور تنش تبخیری ضربی (S) به ET تبدیل می‌شود. محاسبه فاکتور S بر اساس مشاهدات مایکروویو عمق نوری پوشش گیاهی (به‌عنوان نماینده‌ای از محتوای آب پوشش گیاهی) و شبیه‌سازی‌های رطوبت خاک منطقه ریشه است. رطوبت خاک منطقه ریشه با اجرای یک مدل ترازمندی آب چندلایه محاسبه می‌شود که نفوذ آب باران به درون مقطع قائم خاک را توصیف می‌کند. به‌علاوه، مشاهدات مایکروویو رطوبت خاک سطحی برای تصحیح خطاهای واداشتی تصادفی به مقطع خاک داده‌گویی^۱ می‌شود. تبخیر از برگاب بر اساس مشاهدات بارش و مشخصه‌های پوشش گیاهی با استفاده از مدل تحلیلی گاش^۲ (Gash, 1979) به‌طور جداگانه محاسبه می‌شود. تبخیر واقعی مناطق پوشیده از برف و یا یخ با استفاده از مدل تعدیل-

1- Data assimilation
2- Gash analytical model

3- Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation

(K-S) تعیین شد. آزمون K-S بیشینه اختلاف بین توزیع‌های احتمال تجمعی (CDF) نظری و تجربی نقاط نمونه را برآورد می‌کند. اگر x_1, \dots, x_n نمونه‌های تصادفی از توزیع موردنظر با توزیع احتمال تجمعی $F(x)$ باشد، CDF تجربی به صورت زیر قابل برآورد است:

$$F_n(x) = \frac{\text{number of observations} \leq x}{n} \quad (1)$$

آماره آزمون K-S بر اساس بیشترین اختلاف (Δ) بین CDF های نظری و تجربی است:

$$\Delta = \max |F_n(x) - F(x)| \quad (2)$$

فرض پیروی داده‌ها از یک توزیع معین در صورتی رد می‌شود که آماره آزمون، Δ ، بزرگ‌تر از مقدار بحرانی به‌دست‌آمده از جدول نرمال استاندارد برای یک سطح معنی‌داری معین شود. در این مطالعه سطح معنی‌داری ۵ درصد در نظر گرفته شد.

فرضیه بادیکو

میانگین بلندمدت شار سالانه آب سبز، از مرز فوقانی ناحیه غیراشباع خاک به جو، تابع این دو فرض است که تغییرات ذخیره آب زیرسطحی و تغییرات شار گرما بین سطح زمین و ناحیه غیراشباع خاک ناچیز است. بر اساس این دو فرض، میانگین بلندمدت ترازمندی سالانه آب و انرژی در مقیاس یک حوضه به‌صورت زیر قابل‌بیان است (Budyko, 1974):

$$P = ET + Q \quad (3)$$

$$R_n = \rho\lambda \times ET + H \quad (4)$$

که P بارش، ET تبخیر و ترقق واقعی، Q رواناب، R_n میانگین سالانه شار تابش خالص از جو به سطح زمین، ρ چگالی آب، λ گرمای نهان تبخیر، حاصل ضرب $\rho\lambda \times ET$ شار گرمای نهان و H میانگین سالانه شار گرمای محسوس از سطح زمین به جو است. از آنجا که تبخیر و ترقق و شار گرمای نهان فرایندهای یکسانی هستند با تقسیم معادله (۴) بر $\rho\lambda$ خواهیم داشت:

$$\frac{R_n}{\rho\lambda} = ET + \frac{H}{\rho\lambda} \quad (5)$$

مطابق معادله (۵)، حداکثر ET ممکن وقتی رخ می‌دهد که همه انرژی تابشی ورودی به‌وسیله تبخیر آب سبز از سطح زمین استفاده شود و شار گرمای محسوس ناچیز باشد. در این صورت ET از نظر عددی برابر با $R_n/\rho\lambda$ می‌شود و تبخیر و ترقق پتانسیل ($PET = R_n/\rho\lambda$) نامیده می‌شود. نسبت $H/(\rho\lambda \times ET)$ نسبت باون است که تابعی از شاخص خشکی ($\phi = PET/P$) است. پس با تقسیم رابطه (۵) بر P خواهیم داشت:

$$\frac{PET}{P} = \frac{ET}{P} + \frac{F(\phi) \times ET}{P} = \phi = \frac{ET}{P} (1 + F(\phi)) \quad (6)$$

موردمطالعه نشان می‌دهد. شایان‌ذکر است که مدل GLEAM حاوی داده‌های تبخیر از سطح آب دریاچه‌ها، دریاها و اقیانوس‌ها نیست. لذا زیر حوضه دریاچه ارومیه و جزایر آن در این مطالعه بررسی نشدند. در این مطالعه از داده‌های تبخیر و ترقق پتانسیل (PET) و تبخیر و ترقق واقعی (ET) مدل v3.5a GLEAM برای دوره زمانی ۲۰۲۰-۱۹۹۱ استفاده شد. همچنین، داده‌های بارش ماهانه با تفکیک مکانی ۰/۱ درجه از پایگاه داده MSWEP برای دوره زمانی ۲۰۲۰-۱۹۹۱ تهیه و به تفکیک مکانی ۰/۵ تبدیل شدند.

تعیین دوره‌های خشک‌سالی

برای تعیین دوره‌های خشک‌سالی، از شاخص بارش-تبخیر و ترقق استانداردشده^۱ (SPEI; Vicente Serrano et al., 2010) استفاده شد. محاسبه این شاخص مبتنی بر برازش یک توزیع احتمال پارامتری مناسب بر مقادیر تفاضل تجمعی بارش و تبخیر و ترقق پتانسیل ماهانه ($d_i = P_i - PET_i$) در یک پنجره زمانی معین و استفاده از انتقال هم احتمال به توزیع نرمال استاندارد برای تبدیل مقادیر تفاضل‌های تجمعی به مقادیر شاخص SPEI است. برای این منظور، از داده‌های تبخیر و ترقق پتانسیل ماهانه (PET) مدل GLEAM v3.5a و داده‌های بارش ماهانه پایگاه داده MSWEP برای دوره زمانی ۲۰۲۰-۱۹۹۱ استفاده شد. از آنجا که مقیاس زمانی موردمطالعه در بخش چارچوب بادیکو مقیاس سالانه است، پنجره زمانی ۱۲ ماهه برای محاسبه شاخص استفاده شد. همچنین علی‌رغم اینکه بر اساس طبقه‌بندی شاخص SPEI، مقادیر کمتر از ۰/۵- به‌عنوان خشک‌سالی لحاظ می‌شوند، مبنای انتخاب سال‌های خشک‌سالی، منفی شدن شاخص ۱۲ ماهه منتهی به ماه دسامبر در نظر گرفته شد. هرچند مقادیر بین ۰/۵- و صفر بر اساس طبقه‌بندی شاخص SPEI نرمال محسوب می‌شوند، اما می‌توانند بیانگر انحراف هرچند جزئی مؤلفه‌های بیلان آب باشند. اغلب مطالعات پیشین خشک‌سالی که بر اساس ساختار اصلی فرمول‌بندی SPEI (Vicente Serrano et al., 2010) هستند، از توزیع احتمال لوگ-لجستیک سه پارامتری^۲ (LL) استفاده کردند. باین‌وجود، Stagge et al. (2015) توزیع احتمال مقدار حدی تعمیم‌یافته^۳ (GEV) را برای محاسبه SPEI توصیه کردند. همدی و همکاران نیز بیان کردند که توزیع GEV برازش بهتری بر مؤلفه‌های بیلان آب اقلیمی دارد (Homdee et al., 2016). در این مطالعه، مناسب‌ترین توزیع احتمال قابل برازش بر مقادیر تجمعی d_i در پنجره زمانی ۱۲ ماهه در هر یک از یاخته‌های موردبررسی، با استفاده از نرم‌افزار EasyFit v.5.6 و بر اساس آزمون کلموگوروف-اسمیرنوف^۴

- 1- Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index
- 2- three-parameter log-logistic
- 3- generalized extreme value
- 4- Kolmogorov-Smirnov test

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \quad (11)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (12)$$

برای بررسی تاثیر خشکسالی بر مؤلفه‌های تبخیر و تعرق و رواناب از روش ماورر و همکاران استفاده شد (Maurer et al., 2021). ابتدا در مورد هر یک از زیر حوضه‌های مطالعاتی، توزیع‌های احتمال تجربی هر یک از دو شاخص خشکی (PET/P) و شاخص تبخیری (ET/P) در سال‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی با استفاده از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف دو نمونه‌ای مورد مقایسه گرفتند. فرض صفر این آزمون این است که دو نمونه دارای توزیع‌های احتمال تجربی یکسان هستند. چنانچه p-value متناظر با آماره آزمون کمتر از سطح معنی‌داری باشد، فرض صفر رد می‌شود؛ بدین معنی که توزیع‌های احتمال تجربی شاخص در سال‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی متفاوت هستند. در شرایط خشک‌سالی، تغییر ترازمندی آب می‌تواند به دو صورت رخ دهد: (۱) داده‌ها در امتداد همان منحنی بادیکو جابه‌جا شوند؛ که در این صورت تغییر مؤلفه‌های ترازمندی آب ناشی از تغییر در محدودیت‌های آب و انرژی (شاخص خشکی) است و (۲) داده‌ها به یک منحنی جدید بادیکو با مقدار متفاوت پارامتر جابه‌جا شوند و لذا سبب تغییر روابط بین تقاضای تبخیر (PET) و بارش (P) و تبخیر و تعرق واقعی (ET) شود؛ چرا که پارامتر ω نحوه افزایش آب موجود به تبخیر و تعرق واقعی (ET) و رواناب (Q) را نشان می‌دهد. تغییر نوع اول را جابه‌جایی ناشی از رژیم^۲ و تغییر نوع دوم را جابه‌جایی ناشی از افزایش^۳ می‌نامیم. برای ارزیابی تغییرات ناشی از دو عامل رژیم و افزایش، در مورد هر یک از زیر حوضه‌های مطالعاتی، معادله فو دو بار واسنجی شد، یک بار برای سال‌های خشک‌سالی و بار دیگر برای سال‌های غیر خشک‌سالی. اختلاف میانگین مقادیر ET (یا Q) در سال‌های خشک‌سالی و سال‌های غیر خشک‌سالی بیانگر مقدار کل اثرات خشک‌سالی هستند. برای تخمین اثر دو نوع جابه‌جایی روی ET و Q، ابتدا شاخص‌های تبخیری فرضی (ET/P) برای حالتی که تنها جابه‌جایی ناشی از رژیم رخ دهد، محاسبه شدند. این امر با کاربست معادله (۱۰) بر مقادیر مشاهداتی PET/P سال‌های خشک‌سالی و پارامتر ω سال‌های غیر خشک‌سالی صورت گرفت. در ادامه، مقادیر فرضی ET/P با مقادیر واقعی ET/P سال‌های غیر خشک‌سالی مقایسه شدند. سپس، این دو گروه داده با استفاده از مقادیر بارش سالانه به مقادیر مطلق ET و Q تبدیل شدند. اختلاف بین میانگین مقادیر این دو گروه بیانگر اثر

با مرتب کردن معادله (۶)، معادله عمومی بادیکو به صورت زیر به دست می‌آید (Arora, 2002):

$$\frac{ET}{P} = \frac{\phi}{1 + F(\phi)} \quad (7)$$

نسبت ET/P شاخص تبخیری نامیده می‌شود. این رابطه عملی، تابع دو شرط محدودکننده است:

$$ET \rightarrow PET \text{ as } P \uparrow \infty \quad (8)$$

$$ET \rightarrow P \text{ as } PET \uparrow \infty \quad (9)$$

بنابراین، تحت شرایط مرطوب، عامل محدودکننده ET، موجودی انرژی (از طریق PET) و تحت شرایط خشک، عامل محدودکننده ET، موجودی آب (از طریق P) است. نمودار بادیکو به صورت یک منحنی مماس بر خط ۱:۱، $ET/P = PET/P$ ، آغاز می‌شود و نسبت به محور افقی (PET/P) به شکل مقعر درآمده و به صورت مجانب به خط افقی $ET/P = 1$ نزدیک می‌شود (Sposito, 2017). محققان بسیاری معادلات مختلفی بر مبنای فرضیه بادیکو برای شرایط پایدار هیدرولوژیکی (Schreiber, 1904; Ol'dekop, 1911; Turc, 1954; Fu, 1981; Milly, 1993; Zhang et al., 2001; Han et al., 2011; Chen et al., 2013; Du et al., 2016; Greve et al., 2016; Wang and Zhou, 2016; Moussa and Lhomme, 2016; Tang et al., 2017) ارائه نموده‌اند (Mianabadi et al., 2020). یکی از پرکاربردترین معادلات، معادله فو (Fu, 1981) است که مطابق آن، رابطه بین میانگین سالانه ET، PET و P به صورت زیر قابل بیان است:

$$\frac{ET}{P} = 1 + \frac{PET}{P} - \left[1 + \left(\frac{PET}{P} \right)^\omega \right]^{\frac{1}{\omega}} \quad (10)$$

که $\omega \in [1, \infty)$ پارامتر تجربی مدل است که شکل منحنی بادیکو را کنترل می‌کند و منعکس‌کننده اثرات مشخصه‌های حوضه (مانند نوع و تراکم پوشش گیاهی، مشخصات زمین‌شناسی و ویژگی‌های خاک) است. با افزایش ω نسبت ET/P افزایش می‌یابد. دو همکاران نشان دادند که در مقیاس زمانی سالانه، معادلات ارائه شده برای شرایط ناپایدار هیدرولوژیکی نتایج مشابهی با معادله فو دارد و اثر تغییرات ذخیره رطوبت خاک بر ترازمندی سالانه آب معنی‌دار نبوده و قابل چشم‌پوشی است (Du et al., 2016). لذا در مطالعه حاضر، با فرض شرایط پایدار هیدرولوژیکی از اثر تغییرات رطوبت خاک سالانه صرف نظر شد و از معادله فو برای تحلیل چارچوب بادیکو استفاده شد. برای ارزیابی عملکرد معادله فو در شبیه‌سازی تبخیر و تعرق واقعی (ET) سالانه از معیارهای ضریب همبستگی (r) و معیار کارایی نش - ساتکلیف^۱ (NSE) استفاده شد:

2- Regime shift

3- Partitioning shift

1- Nash-Sutcliffe Efficiency

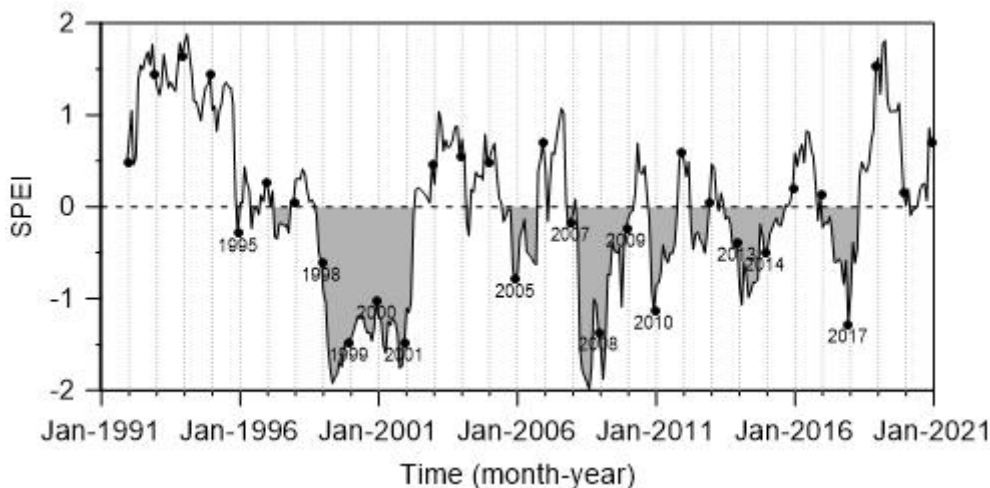
شاخص SPEI12 یاخته‌های مطالعاتی را برای دوره زمانی دسامبر ۱۹۹۱ تا دسامبر ۲۰۲۰ نشان می‌دهد. بخش خاکستری رنگ مربوط به ماه‌هایی است که میزان SPEI12 منفی شده است. از آنجا که منفی شدن شاخص بیانگر انحراف مؤلفه‌های بیلان آب از حالت میانگین است؛ همچنین از آنجا که مقیاس زمانی تحلیل بادیکو در این مطالعه مقیاس سالانه (ژانویه تا دسامبر) است، وقوع $SPEI12_{december} < 0$ به‌عنوان مبنای انتخاب سال‌های خشک‌سالی در نظر گرفته شد. نقاط روی نمودار مقدار میانگین شاخص SPEI12 را برای ماه‌های دسامبر نشان می‌دهد. اعداد روی نمودار نشان‌دهنده سال‌های وقوع خشک‌سالی است. بر این اساس، سال‌های ۱۹۹۵، ۱۹۹۸، ۲۰۰۱، ۲۰۰۵، ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۷ به‌عنوان سال‌های خشک‌سالی تعیین شدند. گلیان و همکاران نیز خشک‌سالی مربوط به دوره ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۱ را از نظر تداوم و شدت و بزرگی، شدیدترین خشک‌سالی گزارش نمودند (Golian et al., 2015).

جابه‌جایی ناشی از رژیم است. برای محاسبه اثر جابه‌جایی ناشی از افراز، مقادیر اثر جابه‌جایی ناشی از رژیم از مقدار کل اثرات کسر شدند (Maurer et al., 2021).

نتایج و بحث

تعیین سال‌های خشک‌سالی

نتایج آزمون K-S برای بررسی نکویی برازش توزیع‌های احتمالاتی بر مقادیر تجمعی $d_i = P_i - PET_i$ در پنجره زمانی ۱۲ ماهه حاکی از این است که در مورد ۵۵ درصد از یاخته‌ها مناسب‌ترین توزیع احتمال، توزیع مقدار حدی تعمیم‌یافته (GEV) و در مورد ۴۵ درصد از یاخته‌ها مناسب‌ترین توزیع احتمال، توزیع لوگ-لجستیک سه پارامتری (LL) است. پس از محاسبه SPEI هر یک از یاخته‌های مطالعاتی در پنجره زمانی ۱۲ ماهه، میانگین سری‌های زمانی SPEI12 یاخته‌ها محاسبه شد. شکل ۲ سری زمانی ماهانه میانگین



شکل ۲- نمودار سری زمانی ماهانه میانگین شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد شده (SPEI) برای یاخته‌های مطالعاتی با پنجره زمانی ۱۲ ماهه برای دوره زمانی دسامبر ۱۹۹۱ تا دسامبر ۲۰۲۰. نقاط، نشان‌دهنده مقدار شاخص ماه دسامبر است و اعداد سال‌های با شاخص منفی را نشان می‌دهند.

جنوب غرب سهند معیار NSE در سال‌های خشک‌سالی بین ۰/۵ و ۰/۷ است؛ اما در سال‌های غیر خشک‌سالی معیار NSE کمتر از ۰/۵ است. معیار NSE زیر حوضه‌های غرب دریاچه و شمال دریاچه در سال‌های غیر خشک‌سالی و سال‌های خشک‌سالی کمتر از ۰/۵ است. به‌طور میانگین در کل زیر حوضه‌های مطالعاتی معیار NSE در سال-های غیر خشک‌سالی و سال‌های خشک‌سالی بیش از ۰/۵ است. همه مقادیر واسنجی شده پارامتر ω برای سال‌های خشک‌سالی و سال‌های غیر خشک‌سالی در محدوده گزارش شده در مطالعات پیشین قرار دارد (Zhang et al, 2001; Milly, 1993, 1~10).

ترازمندی آب در سال‌های خشک‌سالی

شکل ۳ نتایج واسنجی معادله فو را برای هر یک از زیر حوضه‌های مطالعاتی نشان می‌دهد. معیارهای عملکرد معادله فو در شبیه‌سازی تبخیر و تعرق واقعی (ET) در سال‌های غیر خشک‌سالی و سال‌های خشک‌سالی در جدول ۱ نشان داده شده است. تقریباً در مورد همه زیر حوضه‌ها ضریب همبستگی (r) بیشتر از ۰/۶ است. معیار NSE در مورد زیر حوضه‌های سیمینه‌رود و زرینه‌رود و رود گادار و رود مهاباد هم در سال‌های غیر خشک‌سالی و هم در سال‌های خشک‌سالی بین ۰/۵ و ۰/۶ است. در مورد زیر حوضه آبی چای و

صرف تبخیر شده و سبب می‌شود نسبت ET/P بیشتر از ۱ شود (Moshir Panahi et al., 2020). تغییر در راستای هر دو محور بادیکو (شاخص خشکی (PET/P) و شاخص تبخیری (ET/P)) بین سال‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی به روش آزمون کلموگروف-اسمیرنوف دو نمونه‌ای بررسی شد. نتایج مقایسه توزیع‌های احتمال تجربی شاخص خشکی (PET/P) و شاخص تبخیری (ET/P) سال-های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی در زیر حوضه‌های مطالعاتی در جدول ۲ نشان داده شده است. مقادیر p-value بیانگر این است که در مورد هر دو شاخص و همه زیر حوضه‌ها توزیع‌های احتمال سال-های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی در سطح معنی‌داری ۱ درصد اختلاف معنی‌دار دارند؛ لذا تغییرات در راستای هر دو محور بادیکو بین سال‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی معنی‌دار است.

ω نشان می‌دهد که در همه زیر حوضه‌ها مقدار پارامتر ω در سال‌های خشک‌سالی بیشتر از سال‌های غیر خشک‌سالی است و این اختلاف‌ها در مورد زیر حوضه‌های شمال دریاچه و جنوب غرب سهند بیشتر مشهود است. در مورد زیر حوضه‌های شمال دریاچه و جنوب غرب سهند، درصد زیادی از نقاط در سال‌های خشک‌سالی به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای بالای شرایط مرزی آب-محدود قرار دارند؛ اما در مورد سایر زیر حوضه‌ها، کمتر از ۱۰ درصد از سال‌ها بالای خط مربوط به شرایط مرزی آب-محدود قرار دارند؛ لذا زیر حوضه‌های شمال دریاچه جنوب غرب سهند از تحلیل‌های بعدی حذف شدند. شایان‌ذکر است که شرایط ET=P با فرض این است که مقدار بلندمدت تغییرات ذخیره آب صفر است. چنانچه تغییرات بلندمدت ذخیره آب منفی باشد، علاوه بر بارش، بخشی از ذخیره آب خاک نیز

جدول ۱- معیارهای عملکرد معادله فو (τ) ضریب همبستگی و NSE: معیار کارایی نش- ساتکلیف) در شبیه‌سازی تبخیر و تعرق واقعی (ET) در سال‌های غیر خشک‌سالی و سال‌های خشک‌سالی

سال‌های خشک‌سالی		سال‌های غیر خشک‌سالی		زیر حوضه
R	NSE	r	NSE	
۰/۷۳۸	۰/۵۲۵	۰/۷۶۱	۰/۵۶۳	سیمینه‌رود و زرینه‌رود
۰/۷۷۶	۰/۵۳۵	۰/۵۷۷	۰/۳۳۹	آجی چای
۰/۸۱۴	۰/۶۱۳	۰/۷۸۶	۰/۵۷۴	رود گادار و رود مهاباد
۰/۶۰۱	۰/۳۳۴	۰/۶۵۱	۰/۲۵۳	غرب دریاچه
۰/۷۲۴	۰/۲۹۶	۰/۷۲۶	۰/۳۲۳	شمال دریاچه
۰/۸۴۵	۰/۶۹۳	۰/۶۹۲	۰/۳۶۶	جنوب غرب سهند
۰/۷۶۹	۰/۵۴۸	۰/۷۴۶	۰/۵۴۰	کل زیر حوضه‌ها

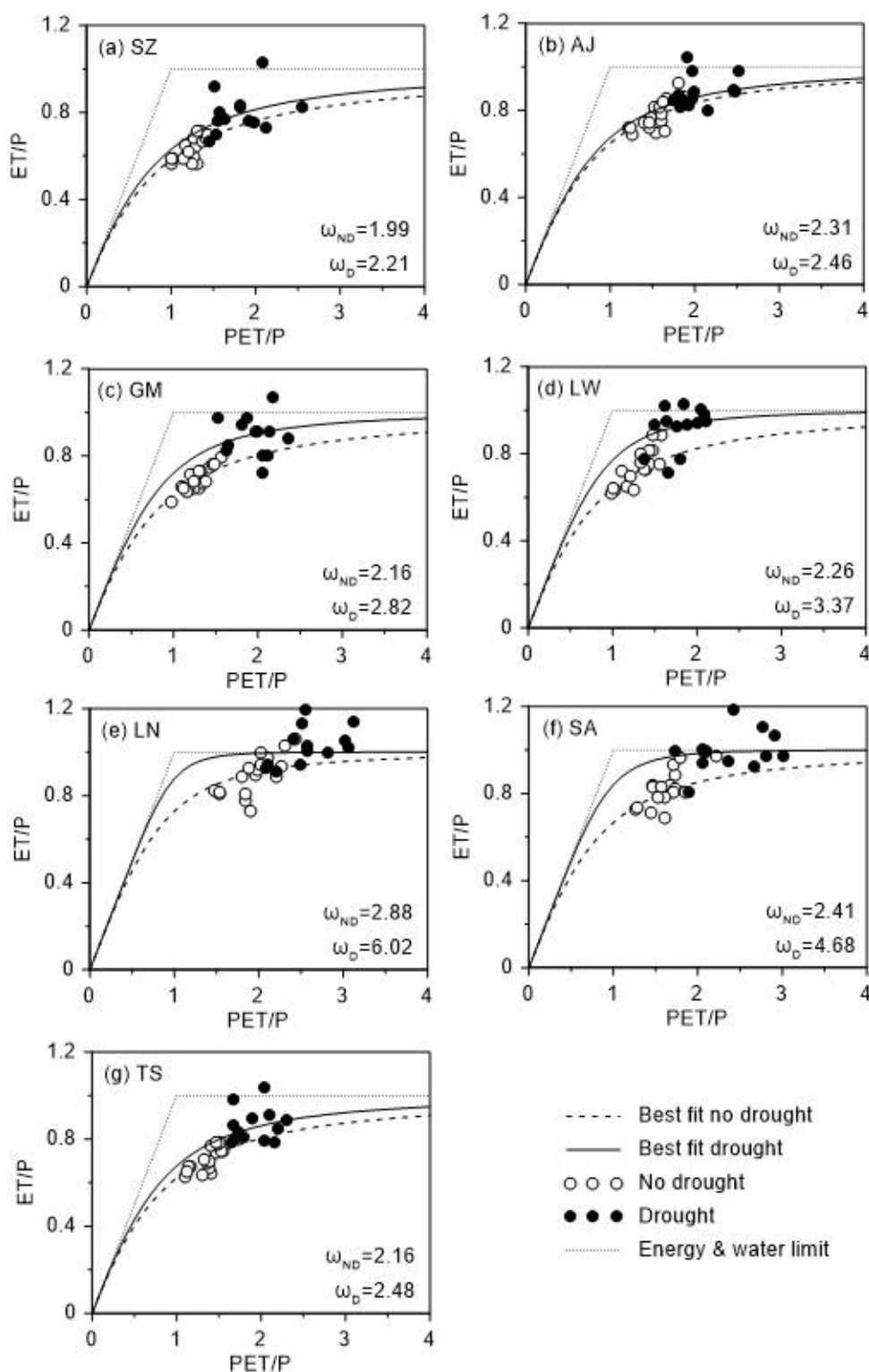
جدول ۲- نتایج آزمون کلموگروف-اسمیرنوف دو نمونه‌ای برای مقایسه توزیع‌های احتمال شاخص خشکی (PET/P) و شاخص تبخیری (ET/P) سال‌های خشک‌سالی و غیر خشک‌سالی در زیر حوضه‌های مطالعاتی

PET/P p-value	ET/P p-value	زیر حوضه
1.33E-07**	1.45E-05**	سیمینه‌رود و زرینه‌رود
5.16E-06**	1.98E-03**	آجی چای
8.77E-07**	1.53E-06**	رود گادار و رود مهاباد
1.45E-05**	1.13E-04**	غرب دریاچه
4.77E-04**	8.52E-03**	شمال دریاچه
8.70E-06**	1.99E-04**	جنوب غرب سهند
1.33E-07**	8.77E-07**	کل زیر حوضه‌ها

* اختلاف معنی‌دار در سطح معنی‌داری ۵ درصد، ** اختلاف در سطح معنی‌داری ۱ درصد

می‌یابد. به‌طور مشابه، حرکت به سمت راست روی یک منحنی بادیکو نیز باعث افزایش نسبت ET/P می‌شود که لزوماً بیانگر افزایش مقدار مطلق ET نیست. در مورد مقادیر مطلق هر یک از مؤلفه‌های تبخیر و تعرق واقعی (ET) و رواناب (Q)، درصد تغییر کل، تغییر ناشی از رژیم و تغییر ناشی از افراز در شکل ۴ نشان داده شده است.

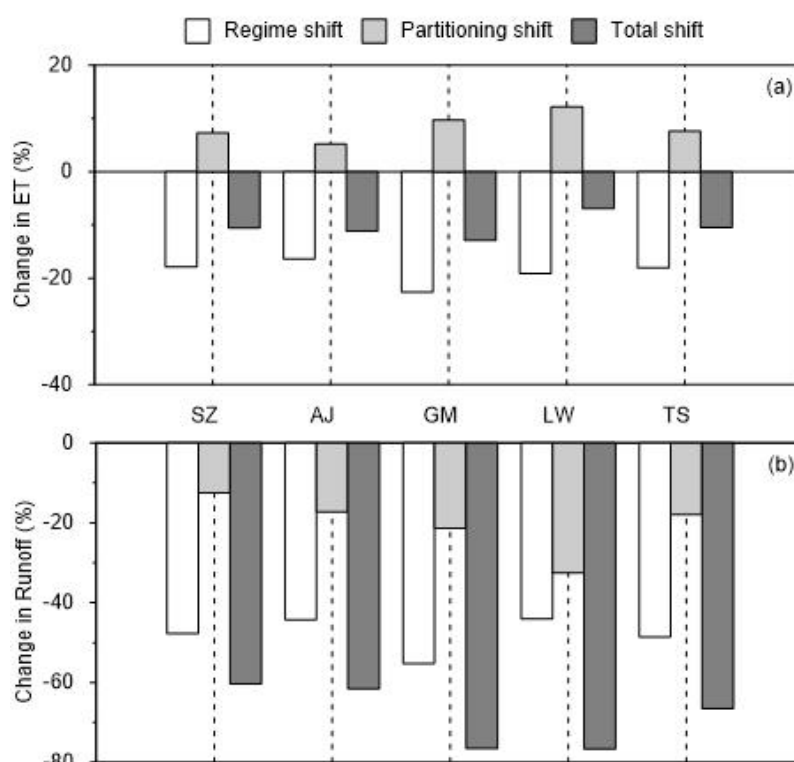
افزایش پارامتر ω بیانگر افزایش نسبت ET/P است؛ یعنی در سال‌های خشک‌سالی نسبت آب تخصیص‌یافته به تبخیر و تعرق واقعی (رواناب) افزایش (کاهش) می‌یابد؛ اما افزایش نسبت ET/P در سال‌های خشک‌سالی لزوماً به معنای افزایش مقدار مطلق ET نیست. چون موجودی آب (P) طی خشک‌سالی به‌طور قابل‌توجهی کاهش



شکل ۳- رابطه شاخص تبخیر (ET/P) و شاخص خشکی (PET/P) در مقیاس زمانی سالانه (دوره‌های غیر خشک‌سالی: دایره‌های سفید، دوره‌های خشک‌سالی: دایره‌های سیاه) و بهترین نمودارهای بادیکو برآزش یافته بر نقاط (دوره‌های غیر خشک‌سالی (ND): خطچین، دوره‌های خشک‌سالی (D): خط ممتد) و پارامتر بادیکو (ω) در زیر حوضه‌های سیمینه‌رود و زرینه‌رود (SZ)، آجی چای (AJ)، رود گادار و رود مهاباد (GM)، غرب دریاچه (LW)، شمال دریاچه (LN)، جنوب غرب سه‌پند (SA) و کل زیر حوضه‌ها (TS)

ناشی از رژیم شدیدتر از تغییرات ناشی از افزایش است. تغییرات ناشی از افزایش در همه زیر حوضه‌ها مثبت و تغییرات ناشی از رژیم در همه زیر حوضه‌ها منفی است. این تغییرات روی هم رفته سبب تغییر کلی منفی در تبخیر و تعرق واقعی (ET) همه زیر حوضه‌ها شده است؛ بنابراین وقوع خشک‌سالی در زیر حوضه‌های مورد مطالعه سبب کاهش بیشتر رواناب نسبت به تبخیر و تعرق واقعی شده است؛ به طوری که میانگین تغییرات رواناب در سال‌های خشک‌سالی نسبت به سال‌های غیر خشک‌سالی در کل زیر حوضه‌ها ۶۶/۵۴- درصد و در مورد تبخیر و تعرق واقعی ۱۰/۴۵- درصد است.

در مورد رواناب در مورد همه زیر حوضه‌ها تغییر کل رواناب در سال‌های خشک‌سالی نسبت به سال‌های غیر خشک‌سالی منفی است (کاهش رواناب). همچنین تغییرات ناشی از رژیم شدیدتر از تغییرات ناشی از افزایش هستند. به طوری که در مورد زیر حوضه سیمینه‌رود و زرینه‌رود تغییرات ناشی از رژیم بیش از ۳ برابر تغییرات ناشی از افزایش هستند و در مورد زیر حوضه‌های آجی چای و رود گادار و رود مهاباد و در میانگین زیر حوضه‌ها به بیش از ۲ برابر می‌رسد. با این حال، در مورد زیر حوضه غرب دریاچه تغییرات ناشی از افزایش قابل ملاحظه است. در مورد تبخیر و تعرق واقعی (ET) نیز تغییرات



شکل ۴- درصد تغییرات ناشی از رژیم، تغییرات ناشی از افزایش و تغییرات کل تبخیر و تعرق واقعی (a) و رواناب (b) در مقیاس زمانی سالانه طی سال‌های خشک‌سالی نسبت به سال‌های غیر خشک‌سالی در زیر حوضه‌های سیمینه‌رود و زرینه‌رود (SZ)، آجی چای (AJ)، رود گادار و رود مهاباد (GM)، غرب دریاچه (LW) و کل زیر حوضه‌ها (TS)

نتیجه‌گیری

ناشی از رژیم و تغییرات ناشی از افزایش در زیر حوضه‌های دریاچه ارومیه پرداخته شد. برای این منظور از داده‌های ET و PET مدل GLEAM و داده‌های بارش پایگاه MSWEP استفاده شد. نتایج پایش خشک‌سالی با استفاده از شاخص SPEI در دوره آماری ۲۰۲۰-۱۹۹۱، چندین رخداد خشک‌سالی را آشکار ساخت که شدیدترین آن‌ها خشک‌سالی ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۱ بود. این نتایج با یافته‌های گلیمان و همکاران مطابقت دارد (Golian et al., 2015). نتایج واسنجی معادله فو به تفکیک سال‌های غیر خشک‌سالی و سال‌های خشک‌سالی،

بررسی تأثیر خشک‌سالی بر مؤلفه‌های بیلان آب و روابط بارش-رواناب می‌تواند به درک بهتر پاسخ حوضه‌های آبریز به رخدادهای خشک‌سالی کمک کند. در این مطالعه با هدف کمی‌سازی اثرات خشک‌سالی‌ها بر مؤلفه‌های تبخیر و تعرق واقعی و رواناب از چارچوب بادیکو برای محاسبه میزان و جهت تغییرات ET و Q سال‌های خشک‌سالی نسبت به سال‌های غیر خشک‌سالی به تفکیک تغییرات

قره‌چایی، ح.، مقدم‌نیا، ع.، ملکیان، آ. و احمدی، آ. ۱۳۹۴. پاسخ رواناب به تغییرپذیری اقلیمی و فعالیت‌های انسانی در حوضه رودخانه کشکان. نشریه مهندسی و مدیریت آب. ۷ (۳): ۲۶۴-۲۵۵.

شریفی گرم دره، ع.، میرعباسی نجف آبادی، ر.، نصر اصفهانی، م.ع. و فتاحی نافچی، ر. ۱۳۹۹. واکنش هیدرولوژیکی به فعالیت‌های انسانی و تغییر اقلیم در حوضه آبخیز قلعه شاهرخ. پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز. ۱۱ (۲۲): ۲۴۲-۲۳۳.

میان‌آبادی، آ.، علیزاده، ا.، ثنایی نژاد، س.ح.، قهرمان، ب. و داوری، ک. ۱۳۹۵. پیش‌بینی تغییرات تبخیر واقعی سالانه در مناطق خشک با استفاده از چارچوب اصلاح‌شده بادیکو (مطالعه موردی: حوضه آبریز نیشابور-رخ)، نشریه آبیاری و زهکشی ایران. ۱۰ (۳): ۳۹۸-۴۱۱.

Amirataee, B., Montaseri, M. and Sanikhani, H. 2016. The analysis of trend variations of reference evapotranspiration via eliminating the significance effect of all autocorrelation coefficients. *Theoretical and Applied Climatology*. 126 (1-2): 131-139.

Avanzi, F., Rungee, J., Maurer, T., Bales, R., Ma, Q., Glaser, S. and Conklin, M. 2020. Climate elasticity of evapotranspiration shifts the water balance of Mediterranean climates during multi-year droughts, *Hydrology and Earth System Sciences Earth Science Systems*. 24: 4317-4337.

Beck, H.E., van Dijk, A.I.J.M., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D.G., Martens, B. and de Roo, A. 2017. MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979-2015) by merging gauge, satellite and reanalysis data, *Hydrology and Earth System Sciences*. 21: 589-615.

Budyko, M.I. 1974. *Climate and Life*; Academic Press: New York, NY, USA.

Chen, X., Alimohammadi, N. and Wang, D. 2013. Modeling interannual variability of seasonal evaporation and storage change based on the extended Budyko framework. *Water Resources Research*. 49: 6067-6078.

Delju, A.H., Ceylan, A., Piguat, E. and Rebetez, M. 2013. Observed climate variability and change in Urmia lake basin, Iran. *Theoretical and Applied Climatology*. 111 (1-2): 285-296.

Dinpashoh, Y., Jahanbakhsh-Asl, S., Rasouli, A.A., Foroughi, M. and Singh, V.P. 2019. Impact of climate change on potential evapotranspiration (case study: west and NW of Iran). *Theoretical and Applied Climatology*. 136 (1-2): 185-201.

Donohue, R. J., Roderick, M. L. and McVicar, T. R. 2011. Assessing the differences in sensitivities of

حاکمی از دقت قابل قبول مدل بادیکو در شبیه‌سازی تبخیر و ترقق واقعی در اغلب زیر حوضه‌های مطالعاتی بود. همچنین در همه زیر حوضه‌ها مقدار پارامتر ω در سال‌های خشک‌سالی بیشتر از سال‌های غیر خشک‌سالی بود که نشان از افزایش نسبت ET/P و کاهش نسبت Q/P دارد. نتیجه بررسی تغییرات مؤلفه‌های Q و ET در سال-های خشک‌سالی نسبت به سال‌های غیر خشک‌سالی نشان داد که درصد تغییر کل، تغییر ناشی از رژیم و تغییر ناشی از افراز در مورد Q در همه زیر حوضه‌ها منفی بود که حاکمی از کاهش رواناب است. همچنین تغییرات ناشی از رژیم شدیدتر از تغییرات ناشی از افراز بودند. در مورد ET نیز تغییرات ناشی از رژیم شدیدتر از تغییرات ناشی از افراز بوده و در همه زیر حوضه‌ها تغییرات ناشی از افراز، مثبت، تغییرات ناشی از رژیم، منفی و تغییرات کلی، منفی بود. همچنین وقوع خشک‌سالی در زیر حوضه‌های مورد مطالعه سبب کاهش بیشتر رواناب (۶۶/۵۴- درصد) نسبت به تبخیر و ترقق واقعی (۱۰/۴۵- درصد) شده است. با وجود اینکه در همه زیر حوضه‌های مطالعاتی کاهش ET طی سال‌های خشک‌سالی مشاهده شد، افزایش ET طی خشک‌سالی در اقلیم‌های سردتر و مرطوب‌تر جهان مشاهده شده است (Mastrotheodoros et al., 2020). در تأیید یافته‌های ماورر و همکاران، به دلیل رابطه غیرخطی شاخص خشکی و شاخص تبخیری، سهم جابه‌جایی ناشی از رژیم و جابه‌جایی ناشی از افراز در تغییرات ET و Q طی خشک‌سالی برابر نیستند (Maurer et al., 2021). به دلیل توانایی چارچوب بادیکو در تفکیک این دو نوع جابه‌جایی، تخصیص آب به جای اینکه تنها مبتنی بر بارش باشد (مانند مدل‌های خطی بارش-رواناب)، مبتنی بر شاخص خشکی (ترکیبی از PET و بارش) بوده و از سوی دیگر افراز آب مبتنی بر شرایط مرزی آب-محدود و انرژی-محدود بوده و این ویژگی‌ها در توضیح رفتار غیرخطی ترازمندی آب طی خشک‌سالی مؤثر است.

منابع

امامی‌فر، س.، داوری، ک.، انصاری، ح.، قهرمان، ب.، حسینب، س.م. و ناصری، م. ۱۳۹۷. تحلیل عدم قطعیت مدل DWB با استفاده از روش GLUE (مطالعه موردی: حوضه‌های آبخیز اندراب و فاروب رمان). نشریه حفاظت منابع آب و خاک. ۶ (۱): ۱۲۵-۱۴۲.

بنی طالبی دهکردی، م. و رضایی، ح. ۱۳۹۸. ارزیابی آب تجدیدپذیر حوضه آبریز دریاچه ارومیه با کمک مدل GLEAM. تحقیقات منابع آب ایران. ۱۵ (۳): ۱۵۴-۱۴۴.

عبدی دزفولی، ا.، قهرمان، ن. و ققمقامی، م. ۱۳۹۹. ارزیابی برآوردهای تبخیر-ترقق واقعی مدل جهانی (GLEAM) در شمال حوضه کرخه. مجله آبیاری و زهکشی ایران. ۱۴ (۲): ۳۶۶-۳۷۸.

- Mastrotheodoros, T., Pappas, C., Molnar, P., Burlando, P., Manoli, G., Parajka, J., Rigon, R., Szeles, B., Bottazzi, M., Hadjidoukas, P. and Fatichi, S. 2020. More green and less blue water in the Alps during warmer summers, *Nature Climate Change*. 10: 155–161
- Mianabadi, A., Davary, K., Pourreza-Bilondi M. and Coenders-Gerrits, A.M.J. 2020. Budyko framework; towards non-steady state conditions, *Journal of Hydrology*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125089>.
- Milly, P.C.D. 1993. An analytic solution of the stochastic storage problem applicable to soil water. *Water Resources Research*. 29: 3755–3758
- Moesinger, L., Dorigo, W., Jeu, R. D., Schalie, R. V. D., Scanlon, T., Teubner, I. and Forkel, M. 2020. The global long-term microwave vegetation optical depth climate archive (VODCA). *Earth System Science Data*. 12 (1): 177-196.
- Moshir Panahi, D., Kalantari, Z., Ghajarnia, N., Seifollahi-Aghmiuni, S. and Destouni, G. 2020. Variability and change in the hydro-climate and water resources of Iran over a recent 30-year period. *Scientific reports*. 10(1): 1-9.
- Ol'dekop, E.M. 1911. On evaporation from the surface of river basins. *Transactions on meteorological observations*. 4: 200.
- Priestley, J. H. C. and Taylor, J. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters, *Monthly Weather Review*. 100: 81–92.
- Saft, M., Western, A. W., Zhang, L., Peel, M. C., and Potter, N. J. 2016. The influence of multiyear drought on the annual rainfall-runoff relation- ship: An Australian perspective, *Water Resources Research* 51: 2444–2463.
- Salehnia, N., Zare, H., Kolsoumi, S. and Bannayan, M. 2018. Predictive value of Keetch-Byram Drought Index for Cereal Yields in Semi-arid Iran. *Theoretical and Applied Climatology Journal*. 134(3-4): 1005-1014.
- Schreiber, P. 1904. About the relationship between the precipitation and the water management of the river in Central Europe. *Meteorology*. 21: 441– 452.
- Sobhani, B., Zengir, V. S. and Kianian, M. K. 2019. Drought monitoring in the Lake Urmia basin in Iran. *Arabian Journal of Geosciences*. 12 (15): 1-15
- Sposito, G. 2017. Understanding the Budyko Equation. *Water* 9: 236
- Stagge, J.H., Tallaksen, L.M., Gudmundsson, L., Loon, runoff to changes in climatic conditions across a large basin, *Journal of Hydrology*. 406: 234–244
- Du, C., Sun, F., Yu, J., Liu, X. and Chen, Y. 2016. New interpretation of the role of water balance in an extended Budyko hypothesis in arid regions. *Hydrology and Earth System Sciences* 20: 393–409
- ECMWF. 2019. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>, last access: 30 th April.
- Fathian, F., Morid, S. and Kahya, E. 2015. Identification of trends in hydrological and climatic variables in Urmia Lake basin, Iran. *Theoretical and Applied Climatology*. 119: 443–464
- Fu, B. 1981. On the calculation of the evaporation from land surface. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*. 5: 23–31
- Gash, J.H.C. 1979. An analytical model of rainfall interception by forests, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 105: 43–55
- Golian, S., Mazdiyasn, O. and AghaKouchak, A. 2015. Trends in meteorological and agricultural droughts in Iran. *Theoretical and applied climatology*. 119 (3): 679-688.
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orłowsky and B., Seneviratne, S.I. 2016. A two-parameter Budyko function to represent conditions under which evapotranspiration exceeds precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*. 20: 2195–2205
- Han, S., Hu, H., Yang, D. and Liu, Q. 2011. Irrigation impact on annual water balance of the oases in Tarim Basin, Northwest China. *Hydrological Processes*. 25: 167–174
- Homdee, T., Pongput, K. and Kanae, S. 2016. A comparative performance analysis of three standardized climatic drought indices in the Chi Riverbasin, Thailand. *Agriculture and Natural Resources*. 50 (3): 211–219
- IPCC. 2013. Summary for policymakers. In: *Climate change 2013: the physical science basis*. Cambridge University Press, New York, 1–30
- Martens, B., Miralles, D.G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R.A.M., Fernández-Prieto, D., Beck, H.E., Dorigo, W.A. and Verhoest, N.E.C. 2017. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture, *Geoscientific Model Development* 10: 1903–1925
- Miralles, D.G., Holmes, T.R.H., De Jeu, R.A.M., Gash, J.H., Meesters, A.G.C.A. and Dolman, A.J. 2011. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations, *Hydrology and Earth System Sciences*. 15: 453–469.

- Turc, L. 1954. The water balance of the soil. Relationship between precipitation, evaporation and runoff. *Annales Agronomiques* 5: 491–569
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S. and López-Moreno, J. I. 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of climate* 23 (7): 1696-1718
- Wang, X. S. and Zhou, Y. 2016. Shift of annual water balance in the Budyko space for catchments with groundwater-dependent evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*. 20(9): 3673-3690.
- Xiong, L. H., Yu, K. X. and Gottschalk, L. 2014. Estimation of the distribution of annual runoff from climatic variables using copulas, *Water Resources Research* 50: 7134–7152
- Zhang, L., Dawes, W.R. and Walker, G.R. 2001. Response of Mean Annual Evapotranspiration to Vegetation changes at Catchment Scale. *Water Resources* 37: 701–708
- A.F.V. and Stahl, K. 2015. Candidate distributions for climatological drought indices (SPI and SPEI). *International Journal of Climatology* 35 (13): 4027–4040
- Tang, Y., Hooshyar, M., Zhu, T., Ringler, C., Sun, A.Y., Long, D. and Wang, D. 2017. Reconstructing annual groundwater storage changes in a large-scale irrigation region using GRACE data and Budyko model. *Journal of Hydrology* 551: 397–406
- Maurer, T., Avanzi, F., Glaser, S. D. and Bales, R. C. 2021. Drivers of drought-induced shifts in the water balance through a Budyko approach. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 1-24
- Moussa, R. and Lhomme, J. P. 2016. The Budyko functions under non-steady-state conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*. 20(12): 4867-4879
- Tian, W., Bai, P., Wang, K., Liang, K. and Liu, C. 2020. Simulating the change of precipitation-runoff relationship during drought years in the eastern monsoon region of China. *Science of The Total Environment* 723: 138172

Investigation of Droughts Impacts on Water Balance Components Using the Budyko Framework (Case Study: Lake Urmia Basin)

S. Hejabi¹

Received: May. 22, 2021

Accepted: Jul. 14, 2021

Abstract

Understanding the hydrological response of the basins to droughts is essential in recognizing different regions' vulnerability to droughts and drought risk management. In this study, the amount and direction of changes in the components of actual evapotranspiration and runoff in response to the occurred droughts were investigated in the sub-basins of the Lake Urmia Basin in the Budyko framework. To this end, actual evapotranspiration (ET) and potential evapotranspiration (PET) data from the GLEAM database and precipitation data from the MSWEP database were obtained. After determining the drought years using the Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index (SPEI), the Fu's equation (in the Budyko framework) was calibrated separately for drought and non-drought years. The significant difference in empirical probability distributions between drought and non-drought years for the aridity index (PET/P) and the evaporative index (ET/P) was investigated using two-sample Kolmogorov-Smirnov test. In the following, the regime-related and the partitioning-related changes were calculated and examined separately for the actual evapotranspiration and the runoff. In the case of the runoff, the regime-related, the partitioning-related and the total changes of runoff were negative in drought years compared to non-drought years in all the sub-basins and the regime-related changes were more severe than the partitioning-related changes. In the case of the actual evapotranspiration, the partitioning-related changes were positive, the regime-related changes were negative and the total changes were negative in all the sub-basins. In total, the occurrence of droughts in the studied sub-basins has resulted in more decreasing of the runoff (-66.54%) compared to the actual evapotranspiration (-10.45 %). The Budyko framework is effective in the explanation of the nonlinear behavior of water balance during drought.

Keywords: Budyko, Drought, Partitioning shift, Regime shift

1- Assistant professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran
(E-mail: s.hejabi@urmia.ac.ir)