استفاده از مدل دبی‌های آستانه جهت بررسی تغییرات فصلی جریان‌های کم (مطالعه موردی رودخانه هلیل رود)

علی سرحدی، سعید سلطانی* و رضا مدرس[۱]

(تاریخ دریافت: ۸۶/۶/۲۴ ؛ تاریخ پذیرش: ۸۷/۲/۲۴)

چکیده

بررسی وقایع جریان‌های کم و دانستن ویژگی‌های آن در مطالعات هیدرولوژیکی بسیار با اهمیت می‌باشد. در تحلیل ریسک و فراوانی وقوع کم آبی، معمولاً دبی‌های پیک سالانه در نظر گرفته می‌شوند. با این وجود در طول سال وقایعی وجود دارند که به علت کوچک‌تر بودن ابعاد آنها نسبت به دبی پیک کم آبی هر چندکه از ریسک بالایی برخوردارند، نادیده گرفته می‌شوند. اما این حالت وقتی که از مدل سری مقادیر جزئیPD و یا مدل POT استفاده می‌کنیم، برطرف می‌شود. در این مطالعه دبی جریان کم ۷ روزه به منظور تحلیل فراوانی و بررسی تغیرات فصلی جریان‌های کم مورد بررسی قرار گرفت. پس از تحلیل فراوانی ۱۴ ایستگاه مورد مطالعه دبی با دوره بازگشت ۲ ساله به عنوان سطح آستانه برای هر ایستگاه در نظر گرفته شد و مقادیر پایین‌تر از آستانه به عنوان تعداد وقایع کم آبی$\Lambda(t)$ جهت بررسی تغیرات فصلی با استفاده از دو روش گرافیکی مورد تحلیل قرار گرفت. نتایج به دست آمده نشان داد که تنها دو فصل دارای وقایع مهم کم آبی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد و در سایر اوقات سال تعداد وقایع پایین‌تر از آستانه ناچیز است. و در نهایت بر همین اساس حوزه مورد بررسی به دو گروه همگن فصلی از نظر تغیرات جریان کم تقسیم شد.

واژه‌های کلیدی: جریان کم، مدل POT، تحلیل فراوانی، تغییرات فصلی جریان کم، حوزه حلیل رود

مقدمه

در طی چند دهه اخیر افزایش تقاضای آب به دلیل افزایش جمعیت و گسترش صنعت موجب استفاده نامطلوب از آب شده است. این مسئله به خصوص در سال‌هایی که با پدیده خشک‌سالی مواجه هستیم و میزان آب‌های جاری به حداقل خود می‌رسد حادتر بوده و تبعات و ضایعات زیست محیطی از جمله افزایش غلظت آلودگی، کاهش اکسیژن محلول و ... را به دنبال دارد. از این رو بررسی وقایع جریان‌های کم(Low flow) و یا در حقیقت همان حداقل آب جاری در رودخانه و هم‌چنین دانستن ویژگی‌های آن در مطالعات هیدرولوژیکی مختلف مانند مدیریت کیفیت آب، تعیین حداقل دبی مورد نیاز جهت تولید برق، طراحی سیستم‌های آبیاری و ارزیابی تأثیر دوره‌های خشک‌سالی طولانی مدت بر اکوسیستم‌های آبی بسیار با اهمیت می‌باشد.

امروزه هیدرولوژیست‌ها جهت براورد جریان‌های کم در مناطق با آمار کوتاه مدت از تحلیل فراوانی استفاده می‌کنند. در

۱. به ترتیب دانشجوی سابق کارشناسی ارشد، استادیار و دانشجوی سابق کارشناسی ارشد مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه صنعتی اصفهان

* : مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: ssoltani@cc.iut.ac.ir

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

تحلیل فراوانی، رابطه واحدی را بایستی بین بزرگی و دوره بازگشت پدیده مورد نظر پیدا کرد. در واقع بایستی اطلاعات را از دوره آماری به براورد رابطه بین Q و T بسط دهیم. سه مدل مختلف را بدین منظور می‌توان در نظر گرفت؛۱- مدل سری‌های حداکثر سالانه(Annual Maximum)(AM)، ۲- مدل سری‌های مقادیر جزئی(Partial Duration)(PD) یا مدل اوج‌های بالاتر از یک حد آستانه(Peak Over Threshold) (POT)، ۳- مدل سری‌های زمانی(TS). در سری جریان حداکثر سالانه(AM)، در هر سال فقط واقعه اوج مربوط به آن سال در نظر گرفته می‌شود. یعنی تنها یک واقعه سیل یا جریان کم ثبت می‌شود که به عنوان وقایع حدی محسوب می‌گردند(۳ و۱۲). اما این حالت وقتی که از مدل سری مقادیر جزئیPD و یا مدلPOT استفاده می‌کنیم برطرف می‌شود. مدل PD تمامی مقادیر کمتر از یک مقدار معین، که معمولاً سطح پایه، یا آستانهS (Truncation level) نامیده می‌شود، را در نظر می‌گیرد. بنابراین مدل PD تنها به یک واقعه در سال محدود نمی‌شود. در واقع مزیت اصلی مدل PD نسبت به سایر مدل‌ها این است که به ما اجازه انتخاب نسبی وقایع، جهت بررسی آنها را می‌دهد و بر خلاف مدل AM امکان کنترل تعداد وقایع جریان‌های کم را با انتخاب متناسب سطح آستانه فراهم می‌آورد(۱۱). هم‌چنین برای توزیع‌های با دنباله سنگین مدل PD سازگارتر بوده و بیشتر می‌تواند جنبه‌های حدی را بررسی کند. اما این مدل دارای دو ضعف مفهومی در انتخاب مقدار آستانه و هم‌چنین بررسی مقادیر حدی غیر مستقل در تحلیل‌ها می‌باشد. که اینها بیشتر مرتبط با وقایع وابسته به زمان است(۱۲).

آداموفسکی در مطالعات خود به این نتیجه رسید که شکل توزیع سری PD ممکن است به سطح آستانه انتخابی بستگی داشته باشد. به طوری که یک سریPD با سطح آستانه بالا ممکن است یک شکل تک مدی(Unimodal) را از تابع چگالی نشان دهد. در حالی که همان سری با سطح آستانه پایین‌تر یک شکل چند مدی(Multimodal) را می‌تواند نشان دهد. هم‌چنین او با بررسی داده‌های PD، AMS در دو استان Ontario،Quebece براساس شکل تابع چگالی و زمان وقوع سیلاب‌ها، ۹ ناحیه همگن از لحاظ مکانیسم تولید سیلاب به دست آورد(۲).

فرانسیسکو نونزکوریا مدل سری‌های جزئی را جهت ارزیابی پروسه‌های ریسک سیلاب برای ایستگاه‌های دارای آمار کوتاه مدت پیشنهاد کرد. و به این نتیجه رسید که برای بررسی حجم و تداوم سیلاب، جهت ارزیابی پروسه‌های ریسک، مدل سری‌های جزئی نسبت به دبی پیک سالانه مناسب‌تر است(۴).

لانگ و همکاران، روش‌ها و آزمایش‌های مفیدی را جهت پردازش مقادیر آستانه و هم‌چنین انتخاب سطح آستانه و بازبینی آزادی مقادیر و ثبات پردازش‌ها، مورد بررسی قرار دادند(۹).

بوردی و همکاران جهت تحلیل مقادیر حدی دوره‌های خشک و تر با استفاده از داده‌های بارندگی ماهانه از هر دو روش PD و AM استفاده کردند و جهت تعیین مقادیر آستانه روش‌های آماری استاندارد را به کار بردند(۱۲).

تاها و همکاران از مدل دبی‌های آستانه جهت بررسی تغیرات فصلی سیل در دو استان Quebence و New Brunswick کانادا استفاده کردند. و به این نتیجه رسیدندکه برای هر دو استان تنها دو فصل مهم جهت مدل فصلی تغیرات سیل نیاز می‌باشد. و براساس فصول مشخص شده، هر استان به چهار منطقه همگن تقسیم گردید. و فصول مناسب برای هر منطقه پیشنهاد گردید(۱۳).

در این مطالعه از دو روش گرافیکی در ارتباط با مدل PD جهت مطالعه روندهای فصلی و تعیین مناطق همگن فصلی تغیرات جریان‌های کم با استفاده از آمار ۱۴ ایستگاه هیدرومتری، در حوزه هلیل رود استفاده گردید. این مطالعه تأکید خاصی بر انتخاب فصول در مدل PD به جای چهار فصل معمولی زمستان، بهار، تابستان و پائیز با توجه به داده‌های موجود دارد.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه حوزه هلیل رود در منطقه جیرفت می‌باشد. این حوزه با مساحتی بالغ بر ۱/۶ میلیون هکتار در محدوده بین ۲۸ درجه تا ۲۹ درجه و ۵۸ دقیقه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۲۹ دقیقه تا ۵۸ درجه و ۵۸ دقیقه طول شرقی در جنوب‌شرقی ایران قرار دارد (شکل ۱). از شمال غرب به ارتفاعات بافت- ساردوئیه و لاله‌زار و از شرق به رشته کوه‌های جبالبارز تا خروجی آن در جنوب به پل بهادرآباد ختم می‌شود. ارتفاع متوسط این حوزه ۱۷۴۱/۲ متر می‌باشد که ۱۱۴۵۳/۵کیلومترمربع آن یعنی بالغ بر ۷۰ در صد آن را مناطق کوهستانی و بقیه آنرا دشت با شیب متوسط۳ درصد تشکیل می‌دهد. حداکثر ارتفاع حوزه هلیل‌رود در نواحی کوهستانی شمال حوزه به ۳۷۵۴/۱ متر و کمترین ارتفاع آن به ۴۹۰ متر در محل خروجی (ایستگاه کهنک) به دشت پل بهادرآباد می‌رسد.

حوزه هلیل رود با متوسط بارندگی ۲۵۰ میلی‌متر و ارتفاع متوسط ۱۷۷۴ متر را می‌توان از لحاظ آب هوایی به دو بخش تقسیم نمود؛ بخش کوهستانی بالادست که دارای آب و هوای نیمه خشک و زمستان های سرد می‌باشد و بخش دشتی پایین دست که دارای آب و هوایی خشک است.

تنوع شرایط آب و هوایی، هم‌چنین خاک حاصل‌خیز، این منطقه را مساعد برای کشت انواع محصولات کشاورزی کرده است. به طوری که منطقه جیرفت به یکی از قطب‌های مهم کشاورزی تبدیل گردیده است. کشت محصولات کشاورزی در منطقه جیرفت وابستگی زیادی به منابع آب رودخانه‌ای دارد. بخصوص در فصل بهار و تابستان درصد بالایی از آب مورد نیاز کشاورزی این دشت از ذوب برف‌های بخش کوهستانی بالادست تأمین می‌شود. از این رو بررسی حداقل جریان آب رودخانه‌ای و وقایع مینیمم جریان‌های کم جهت مطالعات آب مورد نیاز کشاورزی در این منطقه از اهمیت بسزایی برخوردار می‌باشد.

مدل POT

اگر X یک متغیر تصادفی باشد، می‌توان XS را به عنوان کمترین مقدار X در یک واقعه تعریف کرد. یک واقعه به عنوان عملکردی از یک سطح آستانه S تعریف می‌شود؛ به طوری که وقتی X(t) کمتر از سطح آستانه S باشد، واقعه شروع و وقتی که X(t) مساوی یا بالاتر از S باشد، واقعه به اتمام می رسد.

توزیع POT به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$GS(x)=Prob\{XS<X \qquad [۱]$$

دوره بازگشت T(x) به عنوان متوسط مدت زمان بین دو مقدار متوالیXS تعریف می‌شود وارتباط آن با توزیع GS به صورت زیر است:

$$GS(x)=1-1/\{T(x) \qquad [۲]$$

مدل سری‌های دبی آستانه جهت برآورد فراوانی جریان کم، قادرند تمامی پیک‌های پایین‌تر از یک سطح اساس معین یا سطح آستانه،QB، در طول زمان‌های وقوع را تحلیل کنند. این مساله نشان می‌دهد که ماهیت روند فصلی در پروسه‌های جریان رودخانه، تأثیر مهمی روی توزیع بزرگی جریان‌های کم دارد. این تغیرات فصلی به شکل مناسبی می‌توانند توسط مدل‌های POT تحلیل و محاسبه شوند(۱۰).

روش POT برای وقایع جریان‌های کم به صورت مدل زیر تعریف می‌شود؛

$$\xi_{\upsilon}=\begin{cases}0;Q_{\upsilon}\geq Q_B\\ Q_{\upsilon}-Q_B;Q_{\upsilon}\leq Q_B\end{cases} \qquad [۳]$$

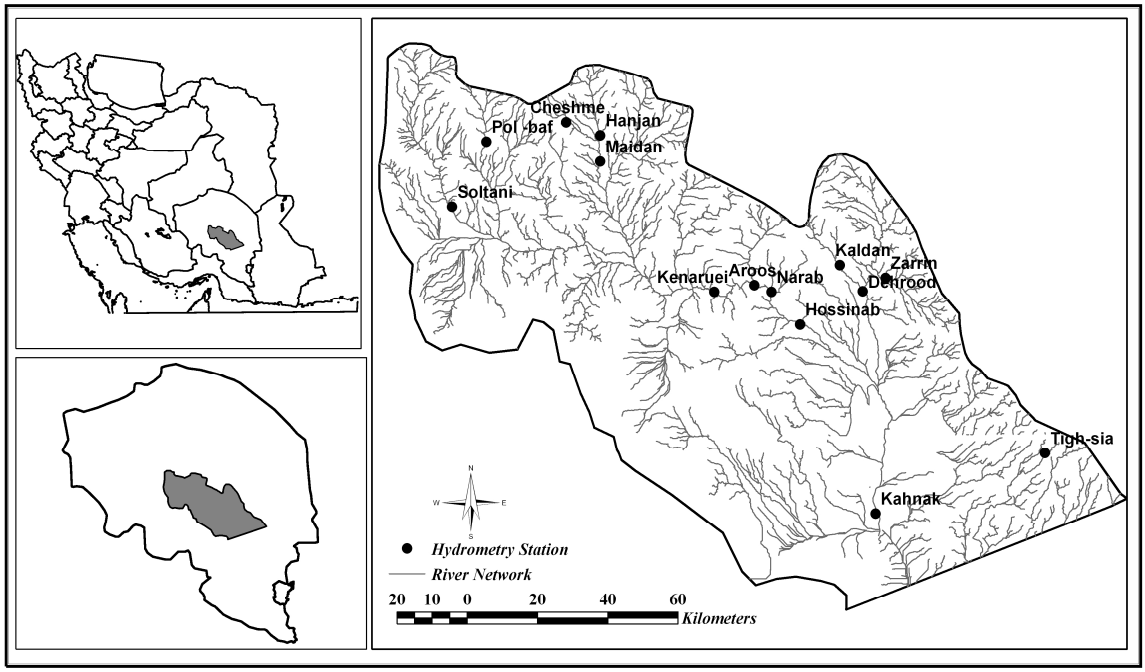
که در آن QB سطح پایه، Qυ دبی رودخانه در زمان υ τ و ξυ وقوع پدیده در زمان υ τ می‌باشد.

در این مدل تمامی پارامترها مشابه وقایع سیلابی است با این تفاوت که مقادیر کمتر از سطح آستانه به عنوان وقایع جریان کم محسوب می‌گردند.

دو مدل POT در بررسی و مطالعه تغیرات فصلی، جریان کم وجود دارد. در مدل اول که می‌توان آن را "مدل فصلی POT گسسته"(Discrete seasonal POT model) نامید، سال به n فصل تقسیم می‌شود به طوری که بزرگی جریان‌های کم متعلق

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]



شکل ۱. موقعیت جغرافیائی منطقه و ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه

به Kth مین فصل، K= 1,...,n به طور مشخصی بدون در نظر گرفتن سال وقوع، توزیع می‌شوند. بنابراین با n فصل می‌توان n تابع توزیع برای برازش بزرگی جریان‌های کم ثبت شده به دست آورد. اما مدل دوم که می‌توان آن را "مدل فصلی POT پیوسته"(Continous seasonal POT model) نامید، جهت محاسبه تغیرات فصلی جریان کم از مدل بزرگی جریان‌های کم، به عنوان یک تابع تصادفی پیوسته وابسته به زمان استفاده می‌کند. مدل فصلی گسسته این فرض را که در هر فصل، تغیرات بزرگی جریان کم ناچیز است را در ارتباط با خصوصیات جریان کم‌های کم حوزه در نظر می‌گیرد. بنابراین برآورد آماری پارامترهای مدل گسسته به طور قابل ملاحضه‌ای پیچیدگی کمتری نسبت به مدل پیوسته دارند(۱۳).

تحلیل فراوانی جریان‌های کم

هدف اولیه تحلیل فراوانی، ارتباط دادن بزرگی وقایع حدی به فراوانی وقوع آنها از طریق استفاده از توزیع‌های آماری می‌باشد. در تحلیل فراوانی، یک توزیع احتمال به داده‌های مشاهده شده مربوط به یک سیستم رودخانه جهت براورد بزرگی وقایع با دوره بازگشت‌هایی که معمولاً خیلی بالاتر از طول دوره ثبت می باشند، برازش داده می‌شوند.

تحلیل حدی معمولاً براساس زمان‌های بازگشت وقایع حدی است. زمان بازگشت یا دوره بازگشت یک واقعه می‌تواند به عنوان متوسط تعداد مشاهداتی که برای به دست آوردن یک مشاهده مساوی یا بزرگ‌تر از اندازه آن در وقایع سیلابی و کوچک‌تر از آن در وقایع جریان‌های کم ساخته می‌شود، تعریف شود(۳). در این حالت معمولاً یک توزیع آماری به سری مشاهداتی برازش داده شده و براساس آن بزرگی و احتمال وقوع متغیر مورد بررسی تعیین می‌شود.

به منظور انتخاب توزیع مناسب روش‌های زیادی وجود دارد که از جمله آنها می‌توان به آزمون هم‌بستگی آزمون ضریب خود هم‌بستگی (به عنوان مثال توزیع نرمال ولوگ نرمال) و پیرسون تیپ ۳، معیار اطلاعات آکائیک، آزمون مربع کای و کلموگروف - اسیمرنوف اشاره کرد.

از چندین روش جهت براورد پارامترهای توزیع استفاده می‌شود که از مهم‌ترین آنها می‌توان به روش گشتاورها (MOM)، روش حداکثر درست‌نمایی(MLM) و روش

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

گشتاورهای وزنی احتمال(PWM) اشاره کرد(۵ و ۱۵). روش حداکثر درست‌نمایی یکی از کامل‌ترین روش‌ها در براورد پارامترهای توزیع محسوب می‌شود و به علت این‌که کمترین واریانس نمونه‌گیری از پارامترهای براورد شده را ارائه می‌کند، از این رو چندک‌های براورد شده آن قابل مقایسه با دیگر روش‌ها می‌باشد. در بعضی از حالت‌های خاص بهینه بودن روش ML به صورت مجانب است. و براوردهای حاصل از نمونه‌های کوچک با کیفیت پایین و خطا آمیز می‌شود. و از طرفی ML اغلب مشکل براوردهای اریب را دارد و به دست آوردن براوردهای ML وقتی که نمونه‌ها کوچک باشد ممکن است امکان‌پذیر نباشد بویژه اگر تعداد پارامترها زیاد باشد. معمولاً برای کاربردهای هیدرولوژیکی، تکنیک PWM نسبت به ML به علت سادگی و مناسب بودن آن برای نمونه‌های کوچک رایج‌تر است(۳، ۸ و۱۲).

تاسکر با تحلیل ۲۰ رودخانه در ویرجینیا توزیع‌های ویبل ۳ پارامتری(w3) و لوگ پیرسون را جهت تحلیل سری جریان کم ۷ روزه پیشنهاد کرد(۱۴). ووگل و کرول توزیع‌های لوگ نرمال ۲ و۳ پارامتری، لوگ پیرسون و ویبول (w3) را برای ۲۳ منطقه در ماساچوست پیشنهاد کرد(۱۶). توزیع گاما نیز توسط جوزپ برای تحلیل فراوانی جریان کم پیشنهاد گردید(۱۱). هم‌چنین برای حوزه اترک نصرتی (۲۰۰۳) توزیع‌های w3، LPIII، LN2، LN3 و توزیع گاما را برای جریان کم پیشنهاد کرد(۱).

جهت تحلیل فراوانی از نرم افزارهای HYFA و FREQ استفاده گردید و چندین توزیع فراوانی به کار گرفته شد. برای محاسبه احتمال تجربی داده‌ها، از روش ترسیم موقعیت(Plotting position) هاسکینگ استفاده شد. این رابطه به شکل زیر نوشته می‌شود(۶ و ۷):

$$F = \frac{i - 0/35}{N} \qquad [۴]$$

که در آن N تعداد نمونه، i ردیف مشاهدات در یک ترتیب صعودی و F احتمال تجربی است. این معادله برای بسیاری از توابع توزیع سه پارامتری نتایج بهتری داشته است(۶). سپس ۱۰ تابع توزیع به سری مشاهداتی جریان کم برازش داده شد. به منظور برآورد چندک‌های(Quantiles) توزیع از روش حداکثر درستنمایی و به منظور انتخاب بهترین تابع توزیع از روش مجموع مربعات باقی‌مانده استفاده شد که رابطه آن به صورت زیر است:

$$RSS = \frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_e - Q_o)^2}{n - m} \qquad [۵]$$

در اینجا Q_e دبی برآورد شده با استفاده از توزیع برازش شده، Q_o دبی مشاهده شده، n اندازه نمونه و m تعداد پارامترهای توزیع برازش داده شده است.

نتایج

در حوزه مورد مطالعه داده‌های ۱۴ ایستگاه هیدرومتری مورد مطالعه قرار گرفت و جهت بررسی تغیرات فصلی جریان کم انتخاب گردید(جدول۱). به طوری که ایستگاه سلطانی، با ۳۷ سال آمار بیشترین دوره آماری را به خود اختصاص داده است. جریان کم سالانه را می‌توان به عنوان کمترین جریان متوسط برای تعداد روزهای پیاپی از قبیل ۷،۱۵،۳۰،۶۰ روزه در طول یک سال در نظر گرفت. به طوری که جریان کم d روزه در یک سال کمترین مقدار میانگین های متحرک d روزه جریان‌های روزانه در آن سال است. در این تحقیق سری جریان کم سالانه با تداوم ۷ روزه برای ایستگاه‌های مورد نظر محاسبه گردید.

آگاهی از سطح پایهQB، جهت کاربرد مدل تغیرات فصیلی جریان کم ضروری می‌باشد. چندین تکنیک مانند Q-Q پلات(Quantile- Quantile plot)، HILL PLOT و تابع فزونی میانگین(Mean Residual Life Plot)(MEF) جهت تعیین انتخاب سطح آستانه توسعه یافته‌اند(۳). اما معمولاً تکنیک خاص و دقیقی جهت تعین سطح ترانکیشن QB وجود ندارد. به طور کلی دو روش معمول جهت انتخاب سطح آستانه وجود دارد؛ روش اول براساس ملاک‌های فیزیکی، مانند تشخیص ارتفاع جریان برای یک رودخانه خاص می‌باشد و روش دوم براساس ریاضیات محض و بررسی‌های آماری است که در آنها

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

جدول۱. مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه حوزه هلیل رود

ردیف	شماره ایستگاه	رودخانه	محل ایستگاه	طول دوره آماری	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا
۱	۴۴-۰۱۱	بافت	پل بافت	۲۲	۵۶° ۳۸´	۲۹° ۱۵´	۲۲۰۰
۲	۴۴-۰۰۳	هلیل	سلطانی	۳۴	۵۶° ´۳۲´	۲۹° ۰۵´	۲۰۰۰
۳	۴۴-۰۰۵	هلیل	عروس	۱۰	۵۷° ۲۵´	۲۸° ۵۳´	۱۲۵۰
۴	۴۴-۰۰۷	هلیل	حسین آباد	۳۶	۵۷° ۳۳´	۲۸° ۴۷´	۹۲۰
۵	۴۴-۰۰۹	شور	دهرود	۳۰	۵۷° ۴۴´	۲۸° ۵۲´	۱۰۰۰
۶	۴۴-۰۱۱	هلیل	کهنک	۱۸	۵۷° ۴۶´	۲۸° ۱۸´	۵۲۰
۷	۴۴-۰۲۱	هلیل	نراب	۱۰	۵۷° ۲۸´	۲۸° ۵۲´	۱۱۰۰
۸	۴۴-۰۲۷	دلفارد	کلدان	۱۷	۵۷° ۴۰´	۲۸° ۵۶´	۱۴۴۰
۹	۴۴-۰۲۹	سقدر	زارین	۱۹	۵۷° ۴۸´	۲۸° ۵۴´	۱۴۰۰
۱۰	۴۴-۰۳۵	آغین	تیغ سیاه	۱۶	۵۸° ۱۶´	۲۸° ۲۷´	۱۶۰۰
۱۱	۴۴-۰۵۳	رودار	هنجان	۱۴	۵۶° ۵۸´	۲۹° ۱۶´	۲۱۵۰
۱۲	۴۴-۱۰۷	قلعه ریگی	رمون	۱۰	۵۷° ۲۲´	۲۸° ۵۷´	۱۵۰۰
۱۳	۴۴-۱۱۱	میدان	سیدمرتضی	۱۷	۵۶° ۵۸´	۲۹° ۱۲´	۵۱۹
۱۴	۴۴-۱۱۵	هلیل	کناروئیه	۱۰	۵۷° ۱۸´	۲۸° ۵۲´	۱۳۴۰

مقادیر آستانه برای این که با فرض آستانه مطابقت داشته باشند، بایستی به اندازه کافی پایین انتخاب شوند. به عبارتی وقایع مینیمم بایستی از هم مستقل باشند. تاها و همکاران جهت تعریف وقایع سیلابی، رگرسیون چند متغیره را برای برآورد QB به کار بردند. استفاده از معادلات رگرسیونی، به کارگیری توابع مستقل انتقالی و یا غیر انتقالی را نیز به دنبال خواهد داشت. آنها به این نتیجه رسیدند وجود هم‌بستگی قوی بینQB و سطح زهکش حوزه (DBA) نشان می‌دهد که تعین سطح پایه در مناطقی که آمار وجود ندارد، با استفاده از خصوصیات فیزیکی حوزه امکان‌پذیر می‌باشد(۱۳). لانگ و همکاران نیز چندین تست آماری، مانند میانگین تعداد وقایع آستانه، میانگین تجاوزهای بالاتر از آستانه و شاخص پراکندگی را برای انتخاب سطح آستانه پیشنهاد دادند(۹).

در انتخاب سطح آستانه ما مجبوریم که بین اریبی و واریانس سبک و سنگین کنیم. اگر یک سطح پایین را انتخاب کنیم، تعداد وقایع کاهش می یابد و براوردها دقیق‌تر می‌شود. بنابراین انتخاب سطح آستانه پایین، بعضی از مشاهدات را از مرکز توزیع معرفی می‌کند و براورد اریب می‌شود(۳). در این مطالعه جهت تعیین وقایع جریان کم در فصول مختلف از تحلیل فراوانی جریان کم برای براورد سطح آستانه استفاده گردید. سطح آستانه بر اساس مقدار دبی جریان با احتمال وقوع‌های مختلف تعیین می‌شود. وقتی که سطح آستانه براساس دبی جریان با احتمال وقوع بالا (دوره بازگشت کم) در نظر گرفته شود، می‌توان وقایع جریان کم را که احتمال وقوع آنها زیاد است را مشخص کرد.

پس از محاسبه مقادیر چندک‌های توزیع، مقادیر مجموع مربعات خطا نیز در تمام ایستگاه‌ها محاسبه شد و بر اساس حداقل مقادیر مجموع مربعات خطا، تابعی که کمترین مقدار خطا را داشته باشد به منظور برآورد جریان‌های کم دردوره‌های برگشت ۲، ۵، ۱۰، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ ساله برای هر ایستگاه محاسبه گردید(جدول۲). به عنوان مثال تابع توزیع تجمعی جریان کم در ایستگاه سلطانی در شکل۲ نشان داده شده است.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

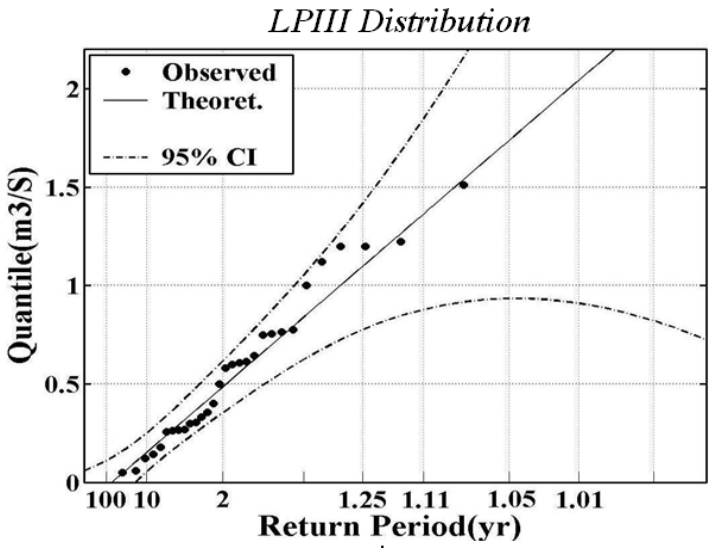
[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

جدول۲. براورد مقادیر جریان کم با دوره بازگشت‌های مختلف در ایستگاه‌های حوزه هلیل رود

ایستگاه	دهرود	تیغ سیاه	حسین آباد	پل بافت	سلطانی	هنجان	کهنک
دوره بازگشت (سال)	بهترین توزیع انتخاب شده						
	LPIII	LN2	LN2	EV1	LPIII	LPIII	EV1
۲	۰/۴۳۹	۰/۰۱۹	۴/۳۸	۰/۰۶	۰/۰۱۵	۰/۴۹۳	۳/۶۶
۵	۰/۲۲۳	۰/۰۱۱	۴/۰	۰/۰۵	۰/۰۰۴	۰/۲۲۳	۳/۱۴
۱۰	۰/۱۳۴	۰/۰۰۸	۳/۴۴	۰/۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۱۳۴	۲/۴۶
۲۰	۰/۰۸۴	۰/۰۰۷	۲/۹۴	۰/۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۸۴	۱/۹۴
۵۰	۰/۰۵۴	۰/۰۰۵	۲/۳۴	۰/۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۵۴	۱/۳۹
۱۰۰	۰/۰۳۱	۰/۰۰۴	۱/۱۹	۰/۰۱	۰	۰/۰۳۱	۰/۵۶

ادامه جدول۲ . براورد مقادیر جریان کم با دوره بازگشت‌های مختلف در ایستگاه‌های حوزه هلیل‌رود

ایستگاه	کلدان	زارین	کناروئیه	عروس	چشمه	نراب	میدان
دوره بازگشت (سال)	بهترین توزیع انتخاب شده						
	Normal	LN2	Normal	Gamma	LN2	Normal	Gamma
۲	۰/۰۱۴	۰/۰۲۶	۰/۸	۰/۵۹۷	۰/۰۴۶	۰/۳۸۲	۰/۰۱۶
۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۲۸۲	۰/۲۶۲	۰/۰۲۵	۰/۲۸۱	۰/۰۰۳
۱۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۱۳۲	۰/۱۵۲	۰/۰۱۸	۰/۲۲۹	۰/۰۰۱
۲۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۶۲	۰/۰۸۹	۰/۰۱۴	۰/۱۸۵	۰/۰۰۱
۵۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۲۹	۰/۰۵۱	۰/۰۱۱	۰/۱۴۸	۰
۱۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۱۱	۰/۰۲۳	۰/۰۰۸	۰/۱۰۴	۰



شکل۲. تابع توزیع تجمعی احتمال برای دبی جریان کم و توزیع لوگ پیرسون نوع۳ برازش شده

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

با توجه به جدول ۲ می‌توان گفت توابع توزیع لوگ نرمال دو پارامتری (LN2) و لوگ پیرسون تیپ۳ (LPIII) را می‌توان به عنوان توابعی برای محاسبه جریان‌های کم در حوزه هلیل رود معرفی کرد.

با در نظرگرفتن دبی با احتمال وقوع ۲ ساله (دوره برگشت پایین) توزیع‌های مختلف برای هر ایستگاه و تعداد وقایع جریان‌های کم در طول دوره آماری تعیین گردید.

جهت بررسی تغیرات فصلی جریان‌های کم در منطقه مورد مطالعه از دو روش گرافیکی استفاده گردید. روش اول برای ۱۴ ایستگاه در شکل ۳ شرح داده شده است. به طوری که در این روش از میانگین تعداد وقایع جریان‌های کم $\Lambda(t)$ در فاصله زمانی $(0,T)$ برای هر روز از سال در ایستگاه‌ها ، استفاده گردید. و پس ازآن مقادیر تجمعی میانگین تعداد وقایع جریان کم$\Lambda(t)$ برای هر ایستگاه به دست آمد. که رفتار هر یک از آنها نشان دهنده فصول مهم برای هر ایستگاه می‌باشد. در ایستگاه‌های مطالعاتی، دو مشاهده جالب توجه به دست آمد؛ اول این که همه منحنی‌های رسم شده، جز ایستگاه‌های عروس و چشمه، برای سطوح پایه مختلف، شیب آنها تقریباً در یک زمان یکسان تغییر پیدا می‌کنند و دوم این که در دوره‌های تعریف شده منحنی‌ها کمتر خطی می‌باشند. این نوع رفتار منحنی‌های فراوانی تجمعی، نشان می‌دهد که برای هر ایستگاه در شکل ۳ به عنوان مثال، سه فصل مختلف می‌توان تشخیص داد. بنابراین مدل فصلی گسسته می‌تواند یک مدل متناسب برای این ایستگاه‌ها باشد.

اما خطی بودن منحنی‌های فراوانی تجمعی در شکل ۳ معنی خاصی دارد. به طوری که در یک فصل، توزیع زمانی وقایع کم آبی به مقدار زیادی همگن است. مهم‌تر این‌که بزرگی وقایع ممکن است برای یک فصل یکسان توزیع شود. در ایستگاه‌های مورد بررسی سه فصل متفاوت را در ارتباط با تغیرات جریان کم مشاهده می‌شود. فصل اول از مهر ماه شروع وتا آذر، فصل دوم از دی تا نیمه‌های اردیبهشت و فصل سوم از نیمه اردیبهشت تا مهر ادامه پیدا می‌کند. همان گونه که در شکل مشاهده می‌شود در فصل دوم منحنی تجمعی شیب چندانی را نشان نمی‌دهد و تقریباً در اکثر ایستگاه‌ها در این فصل واقعه کم آبی رخ نداده است که این موضوع به ذوب بهاری برف‌های بخش کوهستانی بالا دست برمی‌گردد. اما از نیمه اردیبهشت به بعد شیب منحنی حتی از فصل اول هم بیشتر می‌شود که خود نشان دهنده این است که شدیدترین وقایع کم آبی از اواسط اردیبهشت شروع و تا مهر ادامه پیدا می‌کند. اما وقایع کم آبی که از مهر شروع و تا آذر ادامه پیدا می‌کند به علت رگبارهای پراکنده پاییزه از شدت کمتری برخوردار می‌باشند. بنابراین جهت مدل تغییرات فصلی جریان کم می‌توان تنها دو فصل اول و سوم را انتخاب کرد.

نکته دیگری که از منحنی تجمعی میانگین تعداد وقایع کم آبی می‌توان برداشت کرد این است که ایستگاه تیغ سیاه بیشترین و ایستگاه عروس که در پایین منحنی قرار دارد، کمترین تعداد وقایع کم آبی را به خود اختصاص می‌دهند.

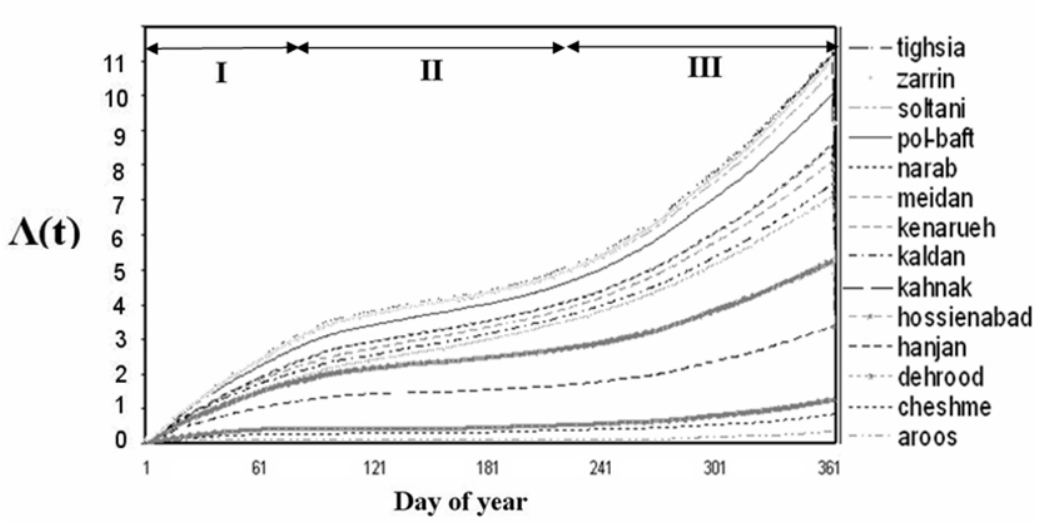
نکته قابل توجه این است که بدون بررسی موقعیت ژئوگرافیکی ایستگاه‌ها، یک منطقه همگن براساس فصول به دست آمد. پس از بررسی و مقایسه دقیق تقسیم‌بندی فصلی سال در بخش‌های مختلف، منطقه به دو قسمت همگن تقسیم گردید.

فرم دوم روش گرافیکی نیز برای ۱۴ ایستگاه در منطقه مورد بررسی بکار برده شد. به طوری که این روش نیز تغیرات ناچیزی را نسبت به روش اول نشان می‌دهد. در این روش برای تعریف وقایع جریان‌های کم، از سطح پایه‌ای متناظر با میانگین وقایع کم آبی در هر سال برای هر ایستگاه استفاده گردید. از زمان حادث شدن این وقایع جهت تعریف فصول هیدرولوژیکی مهم در طول سال، استفاده گردید. شکل ۴ فرم دوم روش گرافیکی را تشریح می‌کند.

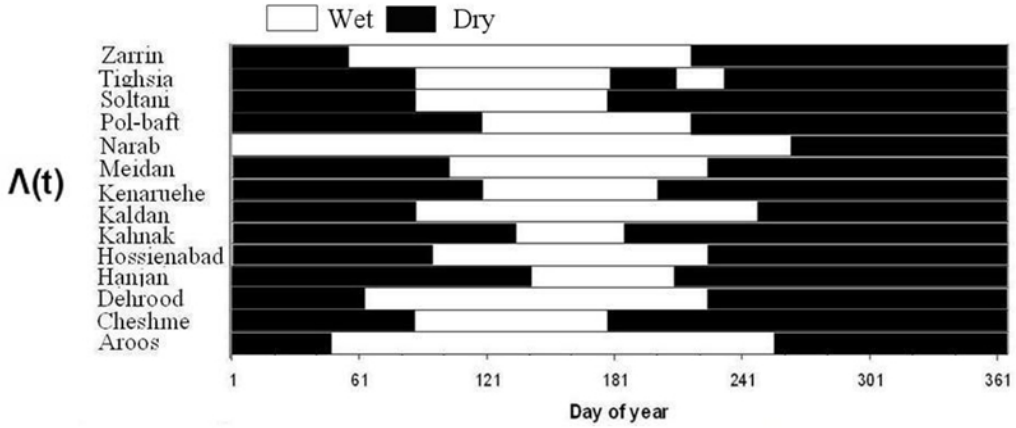
تغیرات در سطح پایه (که به شکل رنگ‌های مختلف نشان داده شده است) یک تقسیم‌بندی فصلی را در سال برای هر ایستگاه نشان می‌دهد. که به ما اجازه گروه‌بندی کردن ایستگاه‌ها به مناطق ژئوگرافیکی همگن در توزیع فصلی تغییرات

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

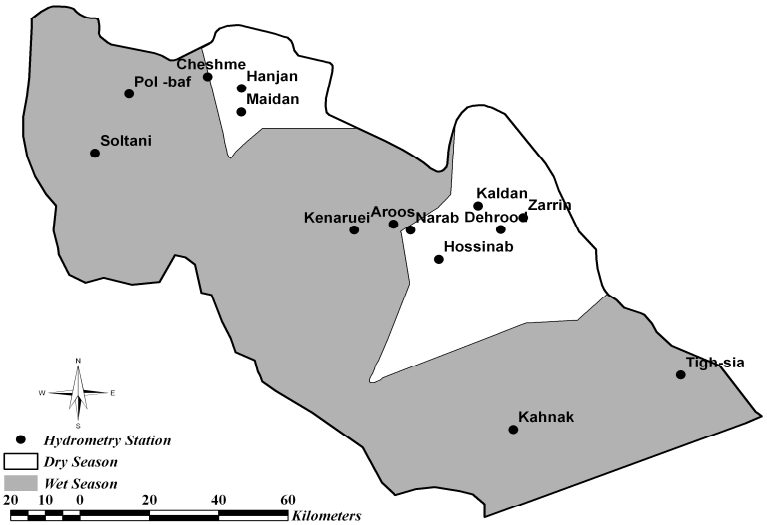
[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]



شکل ۳. روش گرافیکی به منظور تعیین فصول کم آبی در ایستگاه های منتخب



شکل ۴. تغیرات فصلی دوره‌های خشک(کم آبی) ومرطوب در ایستگاه های منتخب



شکل۵. گروه‌بندی ایستگاه‌های منطقه براساس دوره‌های تر و خشک

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

جریان‌های کم را می‌دهد.

شایان ذکر است که هر دو روش گرافیکی براساس یک ایده بنا شده‌اند و برای بررسی گرافیکی رفتار فصلی جریان‌های کم در ایستگاه‌های مختلف به کار گرفته شدند.

در نهایت بر اساس این روش‌ها، حوزه هلیل رود به دو منطقه همگن تقسیم بندی شد. جهت ترسیم مناطق همگن فصلی تغیرات جریان کم، برای تعیین محدوه هر ایستگاه از پلی گون‌های تیسن(Theissen polygon) استفاده گردید. و در نهایت جهت گروه کردن ایستگاه‌های همگن از آنالیزتفکیک تاری(Reclass analysis) در نرم افزارهای Erdas imaging 8.5 و Idrisi klimanjaro استفاده گردید. شکل۵ موقعیت ژئوگرافی مناطق همگن را برای این حوزه نشان می‌دهد.

بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه جهت بررسی تغیرات فصلی زمان وقوع جریان‌های کم از روش تحلیل دبی کمتر از آستانه جریان‌های کم ۷ روزه استفاده گردید. پس از تحلیل فراوانی و انتخاب دبی با دوره بازگشت ۲ ساله به عنوان سطح آستانه، با استفاده از روش PD و به کارگیری دو روش گرافیکی مشخص گردید وقوع پیک جریان‌های کم بیشتر در دو فصل از سال رخ می‌دهد. هم‌چنین می‌توان اذعان کرد که در منطقه مورد مطالعه جهت تحلیل فراوانی جریان‌های کم، تنها دو فصل از چهار فصل می‌تواند کافی باشد.

در نهایت براساس این فصول و پراکنش منطقه‌ای یک گروه‌بندی ژئوگرافی جهت نشان دادن تغیرات فصلی جریان‌های کم حوزه ایجاد گردید.

نتایج این مطالعه هم‌چنین نشان داد مدل فصلی گسسته جهت مطالعه رفتار فصلی جریان‌های کم مناسب و کافی است. بنابراین این مطالعات با جزئیات کامل‌تر برای تعیین صحت بیشتر، در صورتی مورد نیاز است که مدل فصلی، مدل پیوسته باشد. در مجموع بررسی گرافیکی توابع توزیع تجربی بزرگی وقوع جریان‌های کم، در دوره‌های مختلف سال، ممکن است باعث تشخیص دوره‌های همگنی شود که در آنها بزرگی جریان کم، به عنوان یک توزیع یکسان محسوب شود و یا می‌تواند در تعیین نیاز، جهت مدل بزرگی جریان کم به عنوان یک متغیر تصادفی که توزیع آن به صورت پیوسته با زمان تغییر می‌کند، محسوب شود.

منابع مورد استفاده

۱. نصرتی، ک. ۱۳۸۱. تحلیل فراوانی منطقه‌ای جریان‌های کم در منطقه خشک و نیمه خشک حوزه رودخانه اترک. پایان نامه کارشناسی ارشد آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

2. Adamowski, K. 2000. Regional analysis of annual maximum and partial duration flood data by nonparametric and L- moment methods. J. Hydrol. 229: 219-231
3. Bordi, I., K. Fraedrich, M. Petitta and A. Sutera 2006. Extreme value analysis of wet and dry periods in Sicily. Theor. Appl. Climatol. 87: 61–71.
4. Francisco, N. 1987. Multivariate partial duration series in flood risk analysis. Hydrologic frequency modelling, Internatioal symposium on flood frequency and risk analysis, Baton Rouge, USA.
5. Greenwood, J. A., J. M. Landwehr, N. C. Matalas and J. R. Wallis. 1979. Probability weighted moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. Water Resour. Res. 15(5):1049-1054.
6. Hosking, J. R. M. 1990. L-moments: analyzing and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. J. Royal Stat. Soc. 2: 105-124
7. Hosking, J. R. M. 1986. The Theory of Probability Weighted Moments. IBM Pub., USA.
8. Joseph, E. S. 1970. Probability distribution of annual drought. J. Irrig. Drain. 94(4): 461-474.
9. Lang , M., T.B.M.J. Ouarda and B. Bobe´e. 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. J. Hydrol. 255: 103-117.
10. Naess, A. and P.H. Clausen 2001. Combination of the peak –over- threshold and bootstrapping method for extreme

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]

value prediction. Stactural Safety 23: 315-330.
11. Parent E. and J. Bernier. 2003. Encoding prior experts judgment to improve risk analysis of extreme hydrological events via POT modeling. J. Hyrol. 283:1-18.
12. Rao, A. R. and K. H. Hamed. 2000. Flood Frequency Analysis. CRC Press, Boca Raton, FL.
13. Taha B. M. J. Quarda, F. Ashkar and N.El-Jabi. 1993. Peak over Threshold model for seasonal flood variation. Engineering hydrology, proceedings of the symposium ASCE, San Francisco, California.
14. Tasker, G. D. 1987. A comparison of methods for estimating low flow characteristics of streams. Water Resour. Bull. 23 (6): 1077-1083.
15. Vogel, R. M. and N. M. Fennessey. 1993. L-moment diagram should replace product moment diagram. Water Resour. Res. 29: 1745-1752.
16. Vogel, R. M. and C. N. Kroll. 1989. Low-flow frequency analysis using probability-plot correlation coefficients. J. Water Resour. Plan. Manag. 115 (3): 338-357.

[Downloaded from jcpp.iut.ac.ir on 2026-11-17]

[DOR: 20.1001.1.22518517.1387.12.46.56.0]