برآورد جريان كمينه به روش هيبريد در شمال شرق ايران

كاظم نصرتي*[۱]، افسانه شهبازي[۲]
[۱] هيات علمي دانشكده علوم زمين، دانشگاه شهيد بهشتي، ايران
[۲] دانشجوي دكتري محيط زيست، دانشكده منابع طبيعي و علوم دريايي، دانشگاه تربيت مدرس، ايران
(تاريخ دريافت: ۸۴/۳/۲، تاريخ تصويب: ۸۵/۱۱/۸)

چكيده

برآورد معتبر جريان كمينه در مناطق خشك و نيمه‌خشك براي مديريت آب در زمان وقوع خشكسالي بسيار مهم است. با وجود اين، انتخاب روش‌هاي قابل اعتماد براي برآورد جريان كمينه، سخت است و فقدان يا كمبود داده‌هاي آب و هواشناسي از توسعه‌ي برخي روش‌ها جلوگيري مي‌كند. آمار كوتاه‌مدت نه تنها به انتخاب نامناسب تابع توزيع، بلكه موجب عدم انتخاب صحيح شاخص‌هاي مدل مي‌شود. منطقه‌اي كردن فراواني جريان كمينه رويكردي عمومي براي كاهش اين مشكلات است. هدف از اين تحقيق ارزيابي روش هيبريد در برآورد جريان كمينه در شمال شرق كشور است. به اين منظور از روش جريان كمينه شاخص استفاده شد. ابتدا سري‌هاي جريان‌هاي كمينه با تداوم ۷ روزه محاسبه و مناسب‌ترين تابع توزيع بر داده‌ها برازش داده شد. سپس با بهترين تابع توزيع (لوگ پيرسون تيپ سه) مقادير جريان كمينه با تداوم ۷ روزه و دوره بازگشت‌هاي مختلف برآورد شد. منطقة مورد بررسي بر اساس نتايج تحليل خوشه‌اي در روش جريان كمينه شاخص و بر اساس مساحت در روش هيبريد گروه‌بندي شد. سپس مدل‌هاي منطقه‌اي جريان كمينه بنابر روش‌هاي ياد شده تعيين و با آزمون خطا اعتبار دو روش بررسي شد. نتايج نشان داد روش هيبريد نسبت به روش جريان كمينه شاخص دقت بيشتري دارد و با توجه به خطاي كمتر در منابع داده استفاده از آن توصيه مي‌شود.

واژه‌هاي كليدي: روش هيبريد، جريان كمينه شاخص، تحليل خوشه‌اي، خشكسالي و شمال شرق ايران

* نويسنده مسئول: تلفن: ۰۲۱-۲۹۹۰۲۶۱۲ فاكس: ۰۲۱-۲۹۹۰۲۶۲۶ E-mail: k_nosrati@sbu.ac.ir

مقدمه

برآورد دقيق جريان كمينه به عنوان معياري براي اهـداف وسيعي در مديريت منابع آب و مهندسي مانند خشكسـالي، نيازهاي زيست‌محيطي، كاربري آب و تأسيسـات آبـي نيـاز است. جريان‌هاي كمينه به‌طور طبيعي ممكن است در طي وقوع خشكسالي تجربه شوند و عنصر مهم آن يعني بزرگـي خشكسالي را مشخص سازند. خشكسـالي شـامل دوره‌هـاي جريان كمينه است، اما رخداد فصلي جريان كمينـه ايجـاد خشكسالي نمي‌كند، اگرچه برخي محققـان جريـان كمينـه سالانه را به عنوان خشكسالي سالانه در نظر مـي‌گيرنـد(۱٤ ،۳۰). مطالعات جريان كمينه بـراي درك گسـتره فيزيكـي جريان‌هاي رودخانه‌اي در فاصله زماني كوتـاه (بـراي مثـال، روزانه) در نقطه‌اي در طول يك رودخانه انجام مي‌شـوند. از نظر كمي شاخص‌هـاي جريـان كمينـه كـه بـه وفـور از آن استفاده شده، شاخص حداقل سالانه جريان متوسط n روزه است كه وضعيت جريان رودخانه را از نظـر وقـوع يـا عـدم وقوع خشكسـالي مشـخص، و تـداوم خشكسـالي را تعيـين مي‌كند(۲۹).

براي به حداقل رساندن تاثير تغييرات و نوسـانات جريـان كمينه اغلب آن را به‌صورت كمترين جريان متوسط در چند روز پياپي از مانند ۷، ۱۵، ۳۰ و ٦۰ روز در طول يك سـال تعريف مي‌كنند. در اغلب تحقيقات انجام‌شده جريان كمينه با تداوم ۷ روز در دوره بازگشت‌هاي مختلـف بررسـي شـده اسـت (۶, ۹, ۱۱, ۱۹, ۲۱, ۲۷ ، ۲۹). بـه‌منظـور تعمـيم تحليل فراواني جريان كمينه در هر ايستگاه به مناطق فاقـد آمار يا داراي آمار كوتاه‌مدت، از روش‌هاي تحليل منطقـه‌اي استفاده مي‌شود. در تحليل منطقه‌اي، برآورد جريـان‌هـا بـا دوره بازگشت مختلف بر اساس مناسـب‌تـرين تـابع توزيـع منطقه‌اي صورت مي‌گيـرد، بنـابراين شـناخت تـابع توزيـع مناسب براي تحليل فراواني جريان كمينه ضروري است. در روش هيبريد با تركيب آمار ايستگاه‌هاي موجود در منطقـة همگن، آمار مركب پايداري ايجاد و بـه بـرازش بهتـر توابـع توزيع احتمال منجر مي‌شود(۱۵).

كـرول و ووگـل (۲۰۰۲)، تـابع توزيـع لـوگ نرمـال سـه پارامتري را براي جريان كمينه پيشنهاد دادنـد (۱٦). تـابع توريع لوگ پيرسون تيپ سه را ASCE (۱۹۸۰) بـه علـت انعطاف‌پذيري و تنوع وسيع پارامترهـاي تـابع توصـيه كـرد (۴). زايدمن و همكـاران (۲۰۰۳) بـا مقايسـه توابـع توزيـع مختلف براي شاخص‌هاي جريان كمينـه نشـان دادنـد كـه بـراي دوره‌هـاي تـداوم كوتـاه (٦۰ روزه و كمتـر) توزيـع لجسـتيك تعمـيم‌يافتـه (Generalized Logistic) و توزيـع پيرسـون نـوع سـه (Pearson Type-3) و بـراي تـــداوم‌هـــاي طـــولاني (بيشـــتر از ۹۰ روز) توزيـــع پـــارتو تعميم‌يافته (Generalized Pareto) و توزيع مقادير حد تعميم‌يافته (Generalized Extreme Value) بـرازش مي‌يابند (۳٦). گنچـاك و همكـاران (۱۹۹۷) منحنـي‌هـاي خشكيدگي يا فروكش آب (Recession Curve) را براي اشتقاق توابـع توزيـع بـه‌كـار بردنـد (۱۲). بايزيـت و اونـاز (۲۰۰۲) گشتاورهاي خطي(LL-Moment) را كـه بـراي داده‌هـاي كوچـک مناسـب اسـت، بـه جـاي گشـتاور (L-Moment) براي برازش توابع توزيع و برآورد چندک‌هـاي جريان كمينه استفاده كرده و تفـاوت معنـي‌داري مشـاهده كردنـد (۷). اونـاز و بايزيـت (۱۹۹۹) گشـتاورهاي وزنـي احتمال را از توزيع مقادير حد براي جريان كمينه استخراج و بنابر اين روش توزيع ويبول برازش مناسب‌تري نسبت بـه لوگ نرمال نشان داد (۲۴).

تحقيقات زيادي در زمينه تحليل فراواني جريان كمينه در مناطق فاقد ايستگاه صورت گرفته است كه به كمك مدل‌ها و يا رابطه بين آمار جريان و ويژگي‌هاي حوزه آبخيز، جريان كمينـه بـرآورد مـي‌شـود (۹، ۲۳، ۲۵، ۲۸ ، ۳۳). چـاليز و همكاران (۲۰۰۳) براي برآورد جريان كمينه در مناطق فاقد ايســتگاه از تحليــل رگرســيون چنــدمتغيــره داده‌هــاي هيدرومتري و ويژگـي‌هـاي حـوزه اسـتفاده كردنـد و آن را روشي مناسب بـراي ارزيـابي منـابع آب، طراحـي سـدها و آبياري معرفي كردند (۸). يو و همكاران (۲۰۰۲) در مناطق همگن كه با روش تحليل خوشه‌اي تعيين شـد، مـدل‌هـاي منطقه‌اي جريان كمينه را از روش‌هاي آماري چنـدمتغيـره

براي مناطق فاقد ايستگاه تعيين كردند(٣٥). مانسيولا و كاسادي (١٩٩١) و شرايبر و ديموس (١٩٩٧) از خصوصيات هيدروژئولوژيک حوزه‌هاي آبخيز براي تهيه مدل منطقه‌اي براي برآورد جريان كمينه استفاده كردند(٢٠ ، ٢٨).

مطالعات جريان كمينه به گستردگي مطالعات سيل نيست و روش‌هاي مورد استفاده در تحليل فراواني جريان كمينه اغلب برگرفته از روش‌هاي تحليل منطقه‌اي سيل است.

روش سيل شاخص تا كنون در سطح گسترده‌اي براي برآورد منطقه‌اي سيلاب به‌كار گرفته شده است به‌طور مثال گروور و همكاران (٢٠٠٢)، ليم و همكاران (٢٠٠٣) و كومار و همكاران (٢٠٠٣) (١٣، ١٧، ١٨)، اما پيلون (١٩٩٠) و مانسيولا و كاسادي (١٩٩١) روش سيل شاخص را با نام جريان كمينه شاخص براي تحليل منطقه‌اي فراواني جريان كمينه استفاده كردند (٢٠، ٢۶). مانسيولا و كاسادي (١٩٩٢) مساحت را به عنوان مهم‌ترين ويژگي موثر بر جريان كمينه هفت روزه با دوره بازگشت ده سال به دست آوردند و روش جريان كمينه شاخص را در اين دوره بازگشت مناسب‌تر از روش رگرسيون چندمتغيره عنوان كردند (٢١).

جالمارسون (١٩٩٢) براي اولين بار روش هيبريد را براي بررسي روابط منطقه‌اي سيلاب براي مناطق خشك جنوب غربي ايالات متحده به‌كار برد (١٥). تحليل منطقه‌اي سيلاب به روش هيبريد توسط سيف (١٣٨٠)، محسني ساروي و همكاران (١٣٨٢) و نجاتي (١٣٧٨) در مناطق مختلف ايران بررسي شده‌است (١، ٢ و ٣). محسني ساروي و همكاران(١٣٨٢) در بررسي تحليل فراواني منطقه‌اي سيلاب به روش هيبريد در شرق و شمال شرق ايران نتيجه گرفتند كه در دو ايستگاه منطقه شاهد، در تمامي دوره بازگشت‌ها روش هيبريد نسبت به روش سيل شاخص دقت بيشتري دارد و به منزله روشي برتر براي تحليل منطقه‌اي سيل معرفي شده است (٢).

با بررسي منابع، مشخص مي‌شود روش هيبريد در مطالعه منطقه‌اي جريان كمينه استفاده نشده است. هدف از اين تحقيق بررسي كارايي روش هيبريد در برآورد جريان‌هاي كمينه در مناطق خشك و نيمه‌خشك و مقايسه آن با روش جريان كمينه شاخص در حوزه آبخيز اترک واقع در شمال شرق ايران است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد بررسي

حوزه آبريز اترك در شمال شرق ايران در محدوده طول‌هاي °٥٤ الي ٤َ °٥٩ شرقي و عرض‌هاي ٥٧َ °٣٦ و ١٧َ °٣٨ شمالي قرار گرفته است . وسعت اين حوزه در داخل كشور ٢٦٥٨٠٠٠ هكتار است. عوامل جغرافيايي تاثيرگذار بر اقليم در اين حوزه را درياي خزر درغرب، مناطق بياباني تركمنستان در شرق و شمال غرب و ارتفاعات شمالي و جنوبي تشكيل مي‌دهند. قسمت وسيعي از حوزه داراي بارش بين٤٠٠- ٢٥٠ ميليمتر در سال است. به علت قانونمند نبودن تغييرات بارش برحسب ارتفاع در تمامي حوزه، تدوين مدل رياضي كه بيانگر تغيير اقليم برحسب ارتفاع باشد، امكان‌پذير نيست. به‌علت كارايي روش كريجينگ براي به‌دست آوردن بارندگي متوسط، خطوط همبارش با اين روش با استفاده از نرم‌افزار WinSurf ترسيم شد. از ديد كلي حوزه آبريز اترك از نظر آب و هوايي خشك و نيمه خشك طبقه‌بندي مي‌شود. ابتدا زير حوزه‌هاي منطقه مطالعاتي بر اساس عواملي مانند زمين‌شناسي، كابري اراضي و تنظيم و كنترل جريان كه بر جريان‌هاي كمينه تاثير مي‌گذارند، بررسي و ايستگاه‌هاي مناسب از لحاظ دوره آماري انتخاب شدند. شكل ١، موقعيت منطقه مطالعاتي و ايستگاه‌ها را نشان مي‌دهد.

آماده‌سازي داده‌ها

با استفاده از نقشه‌هاي توپوگرافي، زمين‌شناسي و مدل رقومي ارتفاع ١٧ ويژگي مساحت، محيط، ضريب گراوليوس، طول مستطيل معادل، عرض مستطيل معادل، ضريب شكل، ارتفاع متوسط وزني، طول آبراهه اصلي، شيب آبراهه اصلي، شيب متوسط وزني، زمان تمركز، ارتفاع

حـداكثر، ارتفـاع حـداقل، تـراكم آبراهـه، ضـريب جريـان، بارندگي متوسط سالانه و درصد سازند نفوذپذير در هر يك از حوزه‌ها به‌دست آمد. سپس سري زماني جريان با تداوم ۷ روزه آمـاده و خـلاهـاي آمـاري بـه روش همبسـتگي بـا ايستگاه‌هاي مجاور بازسازي شد. به‌منظـور كـاهش خطـاي ناشي از جريان‌هاي صفر، از قضيه احتمال كل استفاده شد. در اين روش نخست داده‌هاي غير صفر را با توزيـع بـرازش مـي‌دهـيم، سـپس احتمـالات حاصـل را در نسـبت تعـداد داده‌هاي غيرصفر به كل داده‌ها ضرب مي‌كنيم. بدين‌ترتيب فراواني جريان كمينه براي جريان‌هـاي غيـر صـفر تحليـل، سـپس بـا لحـاظ احتمـال جريـان هـاي صـفر اصـلاح مي‌شوند(۲۲).

بر اساس داده‌هاي جريان كمينه با تداوم هفت روز در هـر يك از ايستگاه‌ها با برازش هشت تابع توزيـع نرمـال، لـوگ نرمال دو پارامتري، لوگ نرمال سه پارامتري، مقدار حد نوع يک ، مقدار حد نوع سه، پيرسون تيپ سه، لـوگ پيرسـون تيپ سه و گاماي دو پارامتري به داده‌ها، با استفاده از برنامه HYFA ، توزيـع لـوگ پيرسـون نـوع سـوم بـه عنـوان مناسب‌ترين توزيع براي برازش به داده‌هاي جريـان كمينـه با تداوم هفت روز انتخاب و تحليل فراواني جريان كمينه به كمك اين توزيع انجام شد.

بررسي همگني منطقه مورد بررسي

تعيين مناطق همگن در روش جريان كمينه شاخص

نتايج تحليل منطقه‌اي در صورتي معتبر خواهـد بـود كـه منطقه مورد بررسي همگـن باشـد. بـراي بررسـي همگنـي منطقـه در روش جريـان كمينـه شـاخص از روش تحليـل خوشه‌اي استفاده شد (۵).

ابتــدا بــا روش تحليــل عــاملي از ميــان ۱۷ متغيــر از ويژگي‌هاي حوزه‌هاي آبخيز منطقه مطالعاتي چهـار متغيـر مساحت، شـيب متوسـط، بـارش سـاليانه و درصـد سـازند نفوذپذير كـه ۸۷/۸ درصـد واريـانس را توجيـه مـي‌كننـد، استخراج شدند. اين متغيرها براي تفكيـك منـاطق همگـن هيدرولوژيك مورد تحليل خوشه‌اي قرار گرفتند كه پـس از تحليل نمودار خوشه‌اي در فاصله تشـابه شـش، دو منطقـه همگن ايجاد شد. حوزه‌هايي كه در هر گروه قرار گرفتند، به شرح زيرند:

گروه همگن يك: شامل پنج حوزه دانشمند، داشلي بـرون، قازانقايه، هوتن و بهار.

گروه همگن دو: شامل حوزه‌هاي شيرآباد، دركش، هي‌هي قوچان، فيروزه، بارزو، قـتلش، بابـامـان، دربنـد، قلعـه‌بربـر، چهارخروار و آيرقايه.

تعيين مناطق همگن در روش هيبريد

تشخيص مناطق همگن، پايه و اساس روش هيبريد اسـت بايد موارد زير را در همگن‌بندي لحاظ كـرد: الـف) در ايـن روش حداقل سه طبقه همگن براي تحليل منطقه‌اي جريان كمينه مورد نياز است، ب) به‌منظور افزايش دقت مدل‌هـاي پيشنهادي حداقل صد ايستگاه-سال داده مشـاهداتي مـورد نياز است، ج) براي تقسيم‌بندي منطقه به مناطق همگن، از ويژگي‌هاي مهم فيزيكي حوزه‌هاي آبخيز استفاده مي‌شود.

بر اساس مـوارد قبـل و رابطـه ۱ گـروه‌بنـدي بـر اسـاس مساحت كـه مهمتـرين عامـل هيـدرولوژيكي اسـت انجـام گرفت.

$$J \leq \frac{NF}{100} \qquad (۱)$$

در اين رابطه J تعداد طبقات و NF تعـداد كـل داده‌هـاي آماري در هر طبقه است.

از آنجا كه حداقل ۱۰۰ ايستگاه سـال داده مشـاهداتي در هر طبقه مورد نياز اسـت و بـا در نظـر گـرفتن تعـداد كـل داده‌هاي مشاهداتي در منطقه مطالعاتي، حداكثر نواحي بـر اساس رابطه ۱ سه ناحيه است كه عبارتند از:

گروه همگن يك: با وسعت كمتـر از ۸۰۰ كيلـومتر مربـع شامل حوزه‌هاي چري، جلو شـيروان، بـارزو، فيـروزه، داش چشمه، كيكانلو، دركش، شيرآباد و پيش قلعه و در مجمـوع داراي ۱۱۲ سال آماري،

گروه همگن دو: با وسعت ۸۰۰-۱۵۰۰ كيلومتر مربع شامل حوزه‌هاي هي‌هي قوچان، بابا امان، دربند، آيرقايه و بهار و در مجموع داراي ۱۱۸ سال آمار،

گروه همگن سه: با وسعت بيشتر از ۱۵۰۰ كيلومتر مربع شامل حوزه‌هاي چهار خروار، قتلش، قازانقايه، دانشمند، داشلي برون، هوتن، قلعه بربر و قره‌خان‌بندي و در مجموع داراي ۱۳۲ سال آمار.

مدل‌هاي منطقه‌اي برآورد جريان كمينه

روش جريان كمينه شاخص

اين روش طي دو مرحله انجام شد، مرحله اول به‌دست آوردن منحني توزيع فراواني تجمعي احتمال است كه در آن نسبت جريان كمينه T ساله به ميانگين جريان كمينه سالانه ($Q_T/\overline{Q}$) در مقابل دوره بازگشت ترسيم مي‌شود. براي به‌دست آوردن منحني فراواني تجمعي احتمال، ابتدا تحليل فراواني در هر ايستگاه انجام و نسبت $Q_T/\overline{Q}$ براي دوره بازگشت‌هاي مختلف در هر ايستگاه به‌دست آمد. سپس اين نسبت‌ها در كل منطقه محاسبه شد و در نهايت منحني منطقه‌اي با ترسيم مقادير متوسط در مقابل دوره بازگشت به‌دست آمد. در مرحله دوم رابطه منطقه‌اي بين ميانگين جريان كمينه سالانه و ويژگي‌هاي حوزه آبخيز با استفاده از رگرسيون چندمتغيره به‌دست آمد.

روش هيبريد

در اين روش از تمام آمار قابل دسترس ايستگاه‌ها براي غلبه بر مشكلات ايستگاه‌هاي محدود و كمبود آمار استفاده مي‌شود. مدل مورد استفاده در روش هيبريد به صورت معادله ۲ است:

$$Q_T = aA^b B^c C^d \ldots \qquad (۲)$$

كه در آن:

Q_T: دبي متوسط با دوره بازگشت T؛

a: مقدار ثابت؛

C, B, A : پارامترهاي مستقل اقليمي و فيزيكي حوزه آبخيز؛

c, b, a : ضرايب رگرسيون است.

در گام نخست سطح حوزه (مهم‌ترين ويژگي حوزه كه بر جريان كمينه اثر مي‌گذارد) براي تعيين مؤلفه b انتخاب و ساير شاخص‌ها معادل با يك در نظر گرفته شدند. ميانگين وزني سطح حوزه در هر منطقه همگن از رابطه ۳ به‌دست آمد:

$$\overline{A}_i = anti\log\left[\frac{\sum_{j=1}^{g}\sum_{k=1}^{h}\log A_{ijk}}{gh}\right] \qquad (۳)$$

كه در آن:

$\overline{A}_i$: ميانگين وزني سطح حوزه در طبقه i؛

A_{ijk}: سطح حوزه براي ايستگاه j در طبقه i و ايستگاه-سال k؛

i: تعداد طبقات (F , ...,۱,۲)؛

j: تعداد ايستگاه‌هاي موجود در هر طبقه (g , ...,۱,۲)؛

k: تعداد سال‌هاي ايستگاه j در طبقه i (h , ...,۱,۲).

بر اساس رابطه ۴ با شروع فرآيند تكراري با در نظر گرفتن مقدار اوليه b براي تكرار اول معادل با يك، جريان‌هاي كمينه سالانه استاندارد شدند:

$$S_{ijk} = \frac{Q_{ijk}}{\overline{A}_{ijk}^{b}} \qquad (۴)$$

كه در آن:

S_{ijk}: جريان كمينه استاندارد k در ايستگاه j و طبقه i؛

Q_{ijk}: جريان كمينه سالانه k در ايستگاه j و طبقه i؛

$\overline{A}_{ijk}$: ميانگين وزني سطح k در ايستگاه j و طبقه i؛

با تعيين مقادير جريان كمينه با دوره بازگشت t (S_{ti}) بر اساس رابطه ۵ با غير استاندارد كردن مقادير S_{ti} ، مقادير جريان كمينه با دوره بازگشت t در هر طبقه به‌دست مي‌آيند:

$$Q_{ti} = S_{ti}\left(\overline{A}_i\right)^b \quad (5)$$

كه در آن:

Q_{ti}: جريان كمينه با دوره بازگشت t در طبقه i؛

S_{ti} : جريان كمينه استاندارد با دوره بازگشت t در طبقه i؛

$\overline{A}_i$: ميانگين وزني سطح در طبقه i.

ضريب b در نخستين تكرار مساوي يـك در نظـر گرفتـه شد. متغير وابسته Q_{ti} در هر مرحله از فرايند تكراري تغيير مي‌كند تا زماني كه ضريب b به مقدار ثابت برسـد. ضـريب جديد b_t براي دورة بازگشت مورد نظر بـر اسـاس رابطـه ۶ به‌دست مي‌آيد:

$$b_t = \frac{\sum_{i=1}^{F}\overline{A}_i Q_{ti} - \frac{\sum_{i=1}^{F}A_i \sum_{i=1}^{F}Q_{ti}}{F}}{\sum_{i=1}^{F}\overline{A}_i^2 - \frac{\left[\sum_{i=1}^{F}A_i\right]^2}{F}} \quad (6)$$

ايـن فراينـد بـراي ويژگـي‌هـاي مختلـف حـوزه از جملـه مساحت، شيب، بارندگي و درصد سازند نفوذپذير تكرار شد تا ضرايب مدل‌هاي منطقه‌اي تعيين شـوند. پـس از تعيـين ضرايب، مدل‌هاي برآورد جريان كمينه با دوره بازگشت‌هاي مختلف در روش هيبريد به‌دست آمد.

محاسبة خطا

چنـــدين روش بـــراي محاســـبة خطـــا بـــين مقـــادير اندازه‌گيري‌شده و برآوردي وجود دارد. براي ارزيابي روش‌ها و مقايسه با يكديگر، از اندازه‌گيري جـذر مربعـات ميـانگين خطـا ((Root Mean Square Error(RMSE) استفاده شد(۳۲).

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(O_i - P_i)^2}{n}} \quad (7)$$

كـه O_i مقـادير مشـاهده‌شـده در زمـان i ، P_i مقـادير برآوردي و n تعـداد داده‌هاسـت. ايـن رابطـه فقـط بزرگـي مقادير مشاهده‌شده و پيش‌بيني شـده را نشـان مـي‌دهـد و بـــراي مقايســـة دو مـــدل ايجـــاد مشـــكل مـــي‌كنـــد(۳۲). تامپســـون(۱۹۹۹) شاخصـــي را بـــه نـــام شـــاخص توافـــق ((Index of Agreement (d) بـراي بيـان توافـق و همگني داده‌هاي برآوردي و انـدازه‌گيـري‌شـده ارائـه كـرد. مقادير d بين صفر و يك هستند. هر چه شـاخص بـه يـك نزديك‌تر باشد، بين مقادير مشـاهده‌اي و پـيش‌بينـي‌شـده هماهنگي بيشتري وجود دارد(۳۲).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(|P_i'| + |O_i'|)^2}\right] \quad (8)$$

كه:

$$P_i' = P_i - \overline{O}$$

$$O_i' = O_i - \overline{O}$$

نتايج

مدل‌هاي منطقه‌اي جريان كمينه شاخص

در مناطق همگن نسبت Q_T/Q_2 محاسبه شـد و متوسـط نسبت‌هاي حاصل بين ايستگاه‌ها بـراي دوره بازگشـت‌هـاي مختلف به‌دست آمد. با ترسـيم مقـادير متوسـط در مقابـل دوره بازگشت، منحني منطقها ي جريـان كمينـه بـه‌دسـت آمد. شكل ۲، منحني‌هاي تداوم هفت‌روزه را براي دو منطقه همگن نشان مـي‌دهـد. بـراي محاسبه جريـان كمينـه در منـاطق فاقـد ايسـتگاه انـدازه‌گيـري جريـان، بـه كمـك همبستگي چندگانه روابط منطقه‌اي بـين ميـانگين جريـان كمينه ۷ روزه و ويژگي‌هاي حوزه به‌دست آمـد. بـر اسـاس ضريب همبستگي و خطاي استاندارد، بهترين روابـط بـراي مناطق همگن يك و دو به ترتيب روابـط ۹ و ۱۰ بـه‌دسـت آمد:

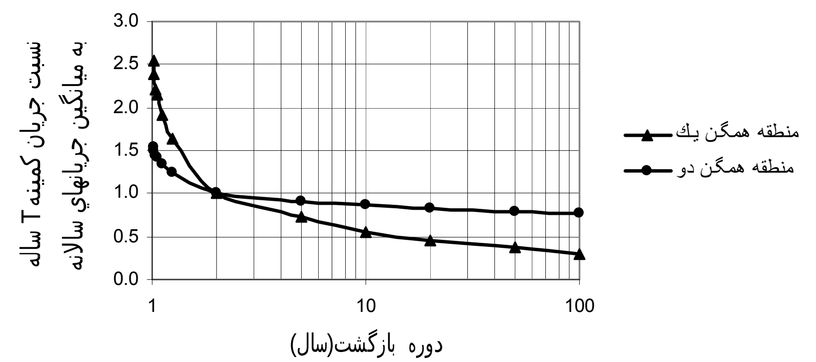
(۹)

$$MQ_7(1) = 0.13\times10^{-5}A - 3.65\times10^{-3}R + 2.613$$

(۱۰)

$$MQ_7(2) = 7.01\times10^{-5}A + 3.1\times10^{-3}PPF + 0.134$$

که در آن $MQ_7(1,2)$ ميانگين جريان كمينه با تـداوم ۷ روز بر حسب متر مكعـب بـر ثانيـه، A مسـاحت حـوزه بـر حسب كيلومتر مربع، R بارش سالانه بـه ميليمتـر و PPF درصد سازند نفوذپذير است.



شكل ۲- منحني‌هاي منطقه‌اي جريان كمينه با تداوم ۷ روزه در مناطق همگن

مدل‌هاي منطقه‌اي هيبريد

در فرايند هيبريد، جريان كمينه ۷ روزه مشاهداتي نواحي همگن در منطقه مطالعاتي بنابر رابطه ۴ اسـتاندارد شـدند. بدين ترتيب در هر ناحيه آمار طولاني‌مدت يكنواخت جهت تحليل منطقه‌اي جريان كمينـه بـه‌دسـت آمـد. سـپس بـا برازش بهترين توزيع در هر ناحيه بر داده‌ها، جريان كمينـه با تداوم ۷ روز و دوره بازگشت‌هاي مختلـف اسـتخراج شـد (مقادير s_{ti}). براي تعيين جريـان كمينـه t سـاله در هـر ناحيه مقادير Q_{ti} بنابر رابطه ۵ محاسـبه شـدند. مقـادير b براي هـر دوره بازگشـت(b_t) بـراي اسـتفاده در تكـرار دوم، مطابق رابطه ۶ بدست آمـد. تكـرار دوم از رابطـه ۴ آغـاز و فرايند آنقدر تكرار شد تا مقادير b ثابت شدند. ايـن مقـادير در جدول ۱ نشان داده شده‌اند و توان عامـل مسـاحت (A) در رابطه ۲ هستند. به منظور تعيين ضـريب c عامـل دوم، كه شيب متوسط حوزه لحاظ شده است، ساير عوامل ثابـت در نظر گرفته شده و مانند مراحـل تعيـين مؤلفـه b انجـام شد. در اين مرحلـه بـه جـاي مقـادير Q_{ijk} محاسـباتي در مرحله قبل، از مقادير S_{ijk} (جدول ۲) كه در آخرين تكـرار عامل اول (مساحت) به دست آمده، استفاده مي‌شود. مقادير c پس از سه تكرار فرايند، ثابـت شـد و ضـرايب عامـل دوم يعني شيب به‌دست آمد. اين مقادير در جدول ۱ نشان داده شده است. همين روند براي عوامل ديگر مانند بارش سالانه و درصد سازند نفوذپذير انجام شد كه در آنهـا مقـدار تـوان ثابت نشد، كه به‌دليل عدم رابطه خطي بين اين ويژگي‌ها و جريان كمينه در روش هيبريد است. پس از تعيين ضـرايب b و c با در نظر گرفتن ويژگي‌هاي حـوزه‌هـا در هـر مـدل براي دوره‌بازگشت‌هاي مختلـف، مقـدار ثابـت a بـر اسـاس فراينـد آخـرين عامـل مـورد اسـتفاده(درصـد سـازندهاي نفوذپذير) در مدل تعيين شد و مدل‌هاي منطقـه‌اي بـرآورد جريان كمينه با دوره بازگشت‌هاي مختلف بـر اسـاس روش هيبريد بدست آمدند (جدول ۳).

جدول ۱- مقادیر **b** و **c** در تکرار نهایی در دوره بازگشت‌های مختلف

دوره بازگشت	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰
b	۰/۱۰۷	۰/۰۱۵۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰۹۵	۰/۰۰۰۸
c	-۰/۰۱	-۰/۰۰۷	-۰/۰۰٦	-۰/۰۰۵	-۰/۰۰٤۵	-۰/۰۰۳

جدول ۲- مقادیر S_{ijk} در نواحی مطالعاتی در تکرار آخر

دوره بازگشت	مقادیر S_{ijk}		
	ناحیه یك	ناحیه دو	ناحیه سه
۲	۰/۱۳۸	۰/۷۲٦	۰/۹۷۱
۵	۰/۱۲۹	۰/٤۸٦	۰/۵۷٦
۱۰	۰/۱۱۷	۰/۳۰۵	۰/۳۲۵
۲۵	۰/۱۱۳	۰/۲۵۸	۰/۲٦۷
۵۰	۰/۰۹۸	۰/۱٤۲	۰/۱۳٦
۱۰۰	۰/۰۷۸	۰/۰٦٦	۰/۰٦۲

جدول ۳- مدل‌های منطقه‌ای جریان کمینه به روش هیبرید

دوره بازگشت	مدل
۲	$Q_{7,2} = 0.17 A^{0.107} I^{-0.01}$
۵	$Q_{7,5} = 0.15 A^{0.0152} I^{-0.007}$
۱۰	$Q_{7,10} = 0.023 A^{0.003} I^{-0.006}$
۲۵	$Q_{7,25} = 0.022 A^{0.002} I^{-0.005}$
۵۰	$Q_{7,50} = 0.019 A^{0.00095} I^{-0.0045}$
۱۰۰	$Q_{7,100} = 0.0098 A^{0.0008} I^{-0.003}$

A: مساحت حوزه، I: شیب متوسط حوزه

جدول ٤- مقایسه مقادیر خطا در روش هیبرید و جریان کمینه شاخص

روش برآورد	معیار مقایسه	دوره بازگشت					
		۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰
هیبرید	RMSE	۰/۰۸۳	۰/۰۸٤	۰/۱۱۲	۰/۱۵۸	۰/۰۲۰	۰/۰۱۱
	D	۰/۹۵٤	۰/۷۲۸	۰/٤۷۸	۰/۳۲۹	۰/٤۵٦	۰/۲۹۵
جریان کمینه شاخص	RMSE	۰/٦٤٤	۰/۵۸٦	۰/۵٦٦	۰/۵٤۵	۰/۵۳٤	۰/٤۹٦
	D	۰/٤۰٦	۰/۳۳۲	۰/۳۲۹	۰/۲۱۱	۰/۰۵۱	۰/۰۰۱

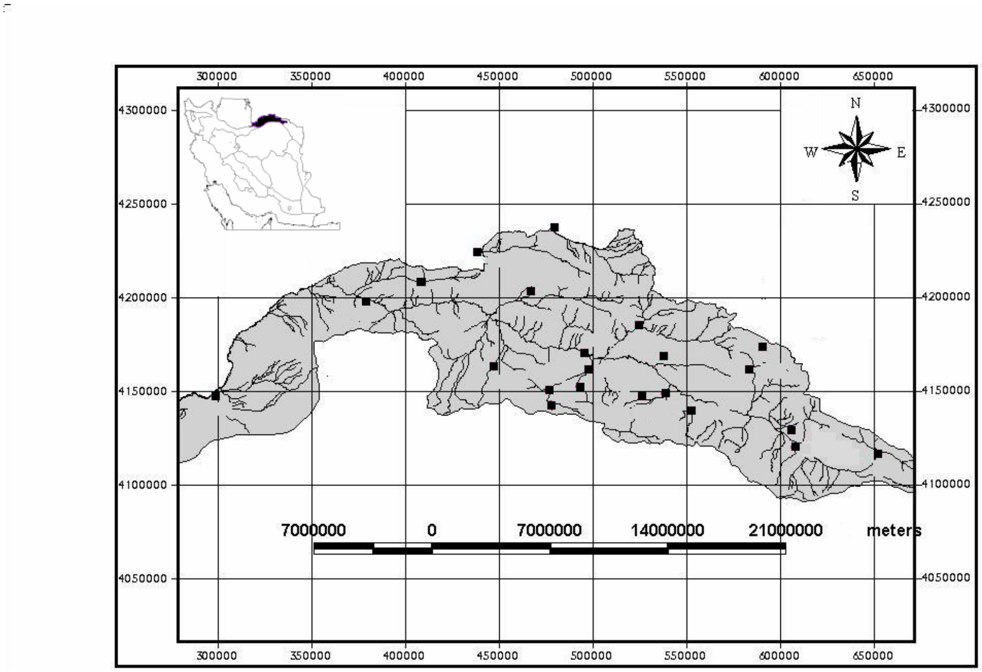
براي برآورد خطا از سه ايستگاه كه كيفيت و طول دوره آماري مناسب داشتند و در مدل منطقه‌اي شركت داده نشده بودند، استفاده شد. ايستگاه بارزو در ناحيه يك، ايستگاه هي‌هي قوچان در ناحيه دو و ايستگاه هوتن در ناحيه سه، انتخاب و تحليل فراواني در آنها انجام شد. همچنين بسته به قرارگيري در مناطق همگن با مدل‌هاي منطقه‌اي روش هيبريد و جريان كمينه شاخص مورد تحليل منطقه‌اي قرار گرفتند. سپس مقادير خطاي جذر ميانگين مربعات خطا (RMSE) و شاخص توافق (d) براي آنها محاسبه شد كه مقادير آن در جدول ٤ نشان داده شده است.

نتايج نشان مي‌دهد با توجه به مقادير جذر ميانگين مربعات خطا، روش هيبريد در تمام دوره بازگشت‌ها نسبت به روش جريان كمينه شاخص، برتري دارد. همچنين مقادير شاخص توافق در روش هيبريد بيشتر بوده و به عدد يك نزديك‌تر است كه بيانگر همگني بيشتر بين مقادير مشاهده‌اي و پيش‌بيني شده در اين روش است.

بحث

در بررسي انجام‌شده در مناطق همگن، در روش جريان كمينه شاخص ويژگي‌هاي مساحت حوزه، ميانگين بارش سالانه و درصد سازند نفوذپذير به‌عنوان عوامل اصلي وارد مدل شده‌اند. در روش هيبريد مساحت حوزه و شيب متوسط حوزه مدل‌هاي مناسب‌تري با جريان‌هاي ٧ روزه ايجاد كرده‌اند. نتايج نشان مي‌دهد كه در روش هيبريد، جريان‌هاي ٧ روزه ٢ ساله و ٥ ساله داراي خطاي ٠/٠٨٣ و ٠/٠٨٤ و شاخص توافق ٠/٩٥٤ و ٠/٧٢٨ است. كه با مقايسه با ساير دوره بازگشت‌ها نتايج مناسب‌تر است، يعني با توجه به خطاي كمتر، بين مقادير برآوردي و مشاهده‌اي همگني بيشتري وجود دارد. كاسي و الجابي(١٩٩٥) تحليل فراواني ٧ روزه جريان كمينه را مناسب‌ترين روش برآورد جريان كمينه پيشنهاد كردند(٦). وگل و كرول(١٩٩٢)، مساحت حوزه و شيب متوسط حوزه را براي مدل‌هاي منطقه‌اي به كار بردند و خطاي استاندارد ٢٧ درصد به‌دست آوردند (٣٤). دينگمن و لاولور (١٩٩٥) در مناطق همگن براي جريان كمينه ٧ روزه ١٠ ساله خطاي نسبي ٣٣ درصد و خطاي برآورد ٦٤ درصد به‌دست آوردند (٩). دورانز و تاميك (١٩٩٦) در برآورد جريان كمينه از تحليل فراواني سيل بهره گرفتند و با برازش توزيع لوگ پيرسون نوع سه مدل‌هاي برآورد جريان كمينه را تعيين كردند(١٠). ريفاي و همكاران (٢٠٠٠) ويژگي‌هاي مساحت حوزه، شيب حوزه و ميانگين بارش سالانه را به‌عنوان عوامل مهم در ايجاد جريان كمينه منطقه‌اي شناسايي كرده‌اند (٢٧).

مشكلات ويژه در تحليل جريان كمينه بويژه در مناطق خشك و نيمه‌خشك مربوط به آمار كوتاه‌مدت و نقص آمار است كه در نهايت موجب ايجاد جريان كمينه سالانه با مقادير صفر مي‌شود، از اين‌رو ممكن است در تحليل فراواني خطاهايي به‌وجود آيد، يكي خطاي ناشي از ناشناخته بودن توزيع واقعي است، بويژه در صورت كوتاه بودن دوره آماري موجود، چنين خطايي با انتخاب توزيع مناسب منطقه‌اي به حداقل مي‌رسد، ديگري خطاي برآورد شاخص‌هاي توزيع احتمال از روي داده‌هاي نمونه بوجود مي‌آيد كه در اين مورد نيز با انتخاب ايستگاه‌هاي داراي آمار طولاني‌مدت تلاش مي‌شود تا چنين خطايي تا حد امكان كاهش يابد. يكي از مزيت‌هاي روش هيبريد، اين است كه مي‌توان تعداد ايستگاه‌هاي هيدرومتري بيشتري را نسبت به ديگر روش‌هاي تحليل منطقه‌اي جريان كمينه در نظر گرفت. همچنين با تركيب آمارهاي ايستگاه‌ها داده‌هاي ورودي براي برازش تابع توزيع در هر ناحيه افزايش مي‌يابد كه خود موجب شناخته شدن توزيع واقعي مي‌شود. از اين‌رو استفاده از اين روش به همراه مدل‌هايي كه براي تحليل فراواني نمونه‌هاي با مقادير صفر ارائه شده (استراپزيوسكي و همكاران،٢٠٠٣)، (كه توزيع احتمالي جديد به‌نام Kinermatic Diffusion Model براي تحليل فراواني نمونه‌هاي با مقادير صفر ارائه كرده‌اند) (٣١)، براي برآورد جريان كمينه در مناطق فاقد آمار توصيه مي‌شود.



شکل ۱- موقعيت منطقه مطالعاتي و پراكنش ايستگاه‌های هيدرومتری

منابع

۱- سيف، علي، ۱۳۸۰. بررسي روش تركيبي داده‌ها در برآورد دبي سيلاب بخشي از جنوب غربي كشور، پايان‌نامه كارشناسي‌ارشد آبخيزداري، دانشكده منابع طبيعي، دانشگاه تربيت مدرس، ص ۱۲۶.

۲- محسني‌ساروي، محسن، روحاني حامد، تلوري عبدالرسول، زهتابيان غلامرضا، ۱۳۸۲. تحليل فراواني سيلاب به روش هيبريد در شرق و شمال شرق ايران، مجله منابع طبيعي ايران، جلد ٥٦، شماره ۳، ۱۷۷-١٦٥.

۳- نجاتي، آرش، ۱۳۷۸. استفاده از روش هيبريد در زيرحوزه‌هاي رودخانه كرخه، پايان‌نامه كارشناسي‌ارشد آبياري، دانشكده كشاورزي، دانشگاه تهران، ص ۱۲۰.

4- ASCE Task Committee on low- flow evaluation, methods, and needs of the Committee on Surface-Water Hydrology of the Hydraulics Division. (1980). “Characteristics of low flows.” J. Hydraulics, ASCE 106(HY5), 717-731

5- Brison, G., & Bates, F., 1998. Climatic and physical factors that influence the homogeneity of regional floods in southeastern Australia, Water Resource Research, v 34, n 12, p 3369-3381

6- Caissie, D., & El-Jabi, N., 1995. Comparison and regionalization of hydrologically based instream flow techniques in Atlantic Canada, Canadian Journal of Civil Engineering, v 22, n 2, p 235-246

7- Bayazit, M., & Onoz, B., 2002. LL-moments for estimating low flow quantiles, Hydrological Sciences Journal, v 47, n 5, p 707-720

8- Chalise, S. R., Kansakar, S. R., Rees, G., Croker, K., & Zaidman, M., 2003. Management of water resources and low flow estimation for the Himalayan basins of Nepal, Journal of Hydrology, v 282, n 1-4, p 25-35

9- Dingman, S. L., & Lawlor, S. C., 1995. Estimating low flow quintiles from drainage basin characteristics in New Hampshire and Vermont, Water Resources Bulletin, v 31, n. 2, p 243-256

10- Durrans, S. R., & Tomic, S., 1996. Regionalization of low-flow frequency estimates: an Alabama case study, Water Resources Bulletin, v 32, n 1, p 23-37

11- Durrans, S. R., & Tomic, S., 2001. Comparison of parametric tail estimators for low-flow frequency analysis, Journal of the American Water Resources Association, v 37, n 5, p 1203-1214

12- Gottschalk, L., Tallaksen, L. M., & Perzyna, G., 1997. Derivation of low flow distribution functions using recession curves, Journal of Hydrology, v 194, n 1-4, p 239-262

13- Grover, P. L., Cunderlik, J. M., & Burn, D. H., 2002. A comparison of index flood estimation procedures for ungauged catchments, Canadian Journal of Civil Engineering, v 29, n 5, p 734-741

14- Gustard, A., Bullock, A., & Dixon, J.M., 1992. Low flow estimation in the United Kingdom. Institute of Hydrology, Report No. 108, 88 pp.

15- Hjalmarson, H. W., & Thomas, B. E., 1992. New look at regional flood-frequency relations for arid lands, Journal of Hydraulic Engineering, v 118, n 6, p 868-886

16- Kroll, C. N. & Vogel, R. M. (2002). "Probability Distribution of Low Streamflow Series in the United States." J. Hydrologic *Engrg.*, ASCE 7(2), 137-146.

17- Kumar, R., Chatterjee, C., & Kumar, S., 2003. Regional flood formulas using L-moments for small watersheds of zone subzone of India, Applied Engineering in Agriculture, v 19, n 1, p 47-53

18- Lim, Y., Howe L., & Leonard M., 2003. Regional flood estimation for ungauged basins in Sarawak, Malaysia, Hydrological Sciences Journal, v 48, n 1, p 79-94

19- Liu, S., Lu, J. C., & Unal, C., 1996. Analysis of bivariate censored low flows, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE v 122, n 2, p 97-103

20- Manciola, P., & Casadei, S., 1991. Low flow index and hydrogeological characteristics, Proceedings - National Conference on Hydraulic Engineering, p 930-936

21- Manciola, P., & Casadei, S., 1992. 7-day 10-yr low flow relationships for ungauged sites in Central Italy, Irrigation and Drainage: Saving a Threatened Resource - In Search of Solutions, Proceedings of the Irrigation and Drainage Sessions at Water Forum, p 250-256

22- Nathan, R. J., & McMahon, T. A., 1990. Practical aspect of low-flow frequency analysis, Water Resources Research, 26: 2135-2141

23- Nathan, R. J., & McMahon, T. A., 1991. Overview of a systems approach to the prediction of low flow characteristics in ungauged catchments, National Conference Publication Institution of Engineers, Australia, v 1, n 91 pt 22, Challenges for Sustainable Development, p 187-192

24- Onaz, B., & Bayazit, M., 1999. GEV-PWM model for distribution of minimum flow, Journal of Hydrologic Engineering, v 4, n 3, p 289-292

25- Pearson, C.P., 1995. Regional frequency analyses of low flows in New Zealand rivers, Journal of Hydrology, (NZ) 33 (2): 94-122

26- Pilon, P.G., 1990. The weibol distribution applied to regional low flow frequency analysis, Symposium Regionalization in Hydrology, IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences), n 191, p 227-237

27- Rifai, H. S., Brock, S. M., Ensor, K. B., & Bedient, P. B., 2000. Determination of low-flow characteristics for Texas streams, Journal of Water Resources Planning and Management, ASCE v 126, n 5, p 310-319

28- Schreiber, P., & Demuth, S., 1997. Regionalization of low flows in southwest Germany, Hydrological Sciences Journal, v 42, n 6, p 845-858

29- Smakhtin, V. Y., 1997. Regional low-flow studies in South Africa, IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences), n 246, Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management, p. 125-132

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

31- Strupczewski, W. G., Weglarczyk, S., & Singh, V. P., 2003. Impulse response of the kinematic diffusion model as a probability distribution of hydrologic samples with zero values, Journal of Hydrology, v 270, n 3-4, p 328-351

32- Thompson, S. A., 1999. Hydrology for Water Management, A. A. Balkema Publication, Rotterdam, 362 pp

33- Vogel, R. M., & Kroll, C. N., 1990. Generalized low-flow frequency relationships for ungaged sites in Massachusetts, Water Resources Bulletin, v 26, n 2, p 241-253

34- Vogel, R. M., & Kroll, C. N., 1992. Regional geohydrologic-genorphil relationships for the estimation of low flow statistics, Water Resources Research, v 28, n 9, p 2451-2458

35- Yu, P. S., Yang, T. C., & Liu, C. W., 2002. A regional model of low flow for southern Taiwan, Hydrological Processes, v 16, n 10, p 2017-2034

36- Zaidman, M. D., Keller, V., Young, A. R., & Cadman, D., 2003. Flow-duration-frequency behavior of British rivers based on annual minima data, Journal of Hydrology, v 277, n 3-4 p 195-213

Low Flow Estimation Using Hybrid Method in Northeast of Iran

K. Nosrati*[1], A. Shahbazi[2]
[1] Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, I.R. Iran
[2] Ph.D. Student, Department of Environment, Faculty of Natural Resources and Marine Sciences, Tarbiat Modares University, I.R. Iran
(Received2005 May 23, Accepted 2007 Feb 27)

Abstract

Reliable estimations of low flow are extremely important for water management in arid and semiarid regions in drought periods. However, selecting reliable methods to determine low flows is difficult, and the lack of hydro-meteorological data as in the selection of a distribution for modeling purpose but also in the estimates of the parameters of a chosen model. In low flow estimation, the common approach for the mitigation of some of these problems is the regionalization of frequency. This study was carried out to evaluate the Hybrid method to estimate low flows in northeast of Iran and compare this method with Index Low-Flow method. At first, low flow series with duration of 7 days were chosen, then the best regional distribution function (Log Pearson Type III) was fitted and low flows value with different return periods were calculated. The region was divided into section based on the results of the cluster analysis, in the Index low flow, and based on area, in the Hybrid method. Then, related regionalized models were determined and compared using trial and error. The results showed that the Hybrid method enjoys higher degree of precision as compared to the Index low flow method, and regarding less error in data resources of the Hybrid method this method is recommended.

Keywords: Hybrid method, Index low-flow, Cluster analysis, Drought, Northeastern of Iran

* Corresponding author: Tel: 021-29902612 , Fax: 021-29902626 E-mail: k_nosrati@sbu.ac.ir