مجله تحقيقات آب و خاک ايران (۴۳) ۴, ۱۳۹۱ (۳۱۳-۳۰۵)

توسعه مدل هيبريد بر اساس خصوصيات ژئومورفولوژي حوضه جهت استخراج هيدروگراف واحد لحظه‌اي (مطالعه موردي: حوضه‌هاي آذربايجان شرقي)

نسيم فاضل مدرس[1*]، احمد فاخري فرد[2]، يعقوب دين‌پژوه[3] و جميله فرج‌زاده[4]
[1]دانشجوي دکتري دانشکده کشاورزي دانشگاه تبريز، [2]دانشيار دانشکده کشاورزي دانشگاه تبريز، [3]استاديار دانشکده کشاورزي دانشگاه تبريز، [4]کارشناس ارشد سازمان آب منطقه‌اي آذربايجان شرقي
(تاريخ دريافت: ۸۹/۱۱/۱۶- تاريخ تصويب: ۱۳۹۱/۹/۱۱)

چکيده

ارتباط بين پارامترهاي هيدروگراف‌هاي واحد مصنوعي و خصوصيات ژئومورفولوژي حوضه امکان گسترش استفاده از اين مدل‌ها در حوضه‌هاي فاقد آمار را نيز فراهم مي‌کند. در مدل هيبريد ژئومورفولوژي ارائه شده در اين بررسي، ضرايب ذخيره k_1 و k_2، بر اساس خصوصيات ژئومورفولوژي شش حوضه در آذربايجان شرقي مدل بندي شده‌اند. با استفاده از مدل هيبريد ژئومورفولوژي بدست آمده مي‌توان رواناب را در حوضه‌هاي فاقد آمار تخمين زد. مدل استخراج شده با استفاده از اطلاعات ۲۹ رويداد بارش- رواناب در شش حوضه از استان آذربايجان شرقي بدست آمده است، پارامترهاي k_1 و k_2 ، در اين حوضه‌ها بعد از بهينه شدن بر اساس رويدادهاي مشاهداتي، با استفاده از روابط رگرسيوني به خصوصيات ژئومورفولوژي حوضه ربط داده شده‌اند. صحت سنجي معادلات بر روي شش رويداد بارش رواناب همزمان در يکي از حوضه‌هاي استان بنام حوضه قرمزيگل نشان داد که مدل ارائه شده در اين تحقيق قابليت پيش‌بيني رواناب حوضه‌هاي استان را با دقت مطلوبي دارد.

واژه‌هاي کليدي: هيدروگراف واحد مصنوعي، مدل هيبريد، خصوصيات ژئومورفولوژي، ضرايب ذخيره مخزن

مقدمه

فرايند بارش-رواناب يک پديده‌اي پيچيده است که عوامل زيادي در آن نقش دارند، استفاده از روش‌هاي مناسب براي مدل‌سازي بارش- رواناب مي‌تواند بر اين پيچيدگي فائق آيد. هيدروگراف‌هاي واحد که اولين بار با استفاده از اصل انطباق توسطSherman (1932) ارائه شد يکي از رايج‌ترين و ساده‌ترين روش‌ها مي‌باشد. هيدروگراف‌هاي واحد معمولا با استفاده از داده‌هاي مشاهداتي بارش و رواناب با استفاده از روش‌هاي مستقيم (ماتريس معکوس ، کمترين مربعات خطاو ...) به دست مي‌آيند. براي حوضه‌هاي فاقد آمار و يا حوضه‌هايي که آمار ناقص دارند هيدروگراف‌هاي واحد مصنوعي (Snyder, 1938; Clark, 1945; SCS, 1957) ارائه شده‌اند و نيازي به داده‌هاي مشاهداتي ندارند. امروزه نياز به محاسبه رواناب در حوضه‌هاي فاقد آمار زمينه مطالعات فراواني را فراهم کرده است. در روش‌هاي Snyder و SCS، ويژگي‌هاي مهم هيدروگراف مانند دبي اوج، زمان رسيدن به اوج، زمان تأخير و زمان پايه هيدروگراف بر اساس روابط تجربي محاسبه مي‌شوند و يک منحني بين اين نقاط برازش داده مي‌شود که علاوه بر اعمال نظرهاي شخصي، کنترل همزمان سطح زير منحني نيز بايد صورت گيرد (Bhunyaet al., 2005). در اين روش‌ها فرض مي‌شود هر حوضه هيدروگراف واحد منحصر به فردي دارد که با مدت زمان بارش ناشي از آن مشخص مي‌شود. براي استفاده از آن در مورد بارش‌هايي با تداوم‌هاي متفاوت لازم است هيدروگراف واحد موجود به هيدروگراف واحد بارش مورد نظر تبديل شود. هيدروگراف واحد لحظه‌اي روشي است که براي از بين بردن محدوديت هيدروگراف‌هاي واحد ارائه شده است. هيدروگراف واحد لحظه‌اي، رواناب بارشي واحد با طول مدت بينهايت کوچک است. براي محاسبه تحليلي هيدروگراف واحد از تابع توزيع احتمال گاماي دو پارامتري به شکل‌هاي مختلف بسته به نوع اطلاعات موجود استفاده مي‌شود،.Bhunya et al (2007) با مطالعه‌اي که بر روي توابع توزيع احتمال مختلف انجام دادند به اين نتيجه رسيدند که توابع ويبول و بتا قابليت بهتري در پيش‌بيني‌هاي هيدرولوژيکي نسبت به تابع گاما دارند.

تئوري سيستم‌هاي خطي روشي رايج براي شبيه‌سازي فرايند بارش – رواناب در حوضه‌ها و محاسبه هيدروگراف واحد آنها مي‌باشد. Nash (1957) مدل جديدي براي محاسبه هيدروگراف واحد لحظه‌اي بر اساس مخازن خطي آبشاري ارائه داد. در مدل نش رفتار حوضه در برابر بارش مانند رفتار مخازن خطي که بصورت سري به هم متصل هستند و خروجي يک

*پست الکترونيک مکاتبه کننده: fazel.nasim@gmail.com

مخزن ورودي مخزن بعدي است، در نظر گرفته مي‌شود كه تابع پاسخ آن تابع گاماي دو پارامتري با پارامترهاي، n (تعداد مخازن) و k(ضريب ذخيره مخزن) مي‌باشند. Bhunya et al. (2005) مدل جديدي براي استخراج هيدروگراف واحد مصنوعي ارائه دادند كه، در اين مدل مخزن خطي نش به دو مخزن ناهمسان با ضرايب ذخيره متفاوت كه به صورت سري به هم متصل‌اند، تقسيم مي‌شود. اين مدل نواقص مدل نش را در ارتباط با اعشاري بودن مقدار n و نداشتن بازوي بالا رونده در n=1 از بين برده است. Singh et al. (2007) با افزودن كانال خطي بين دو مخزن مدل هيبريد عامل انتقال را نيز در آن بررسي كردند. Rodrıguez-Iturbe and Valdes (1979) نشان دادند همبستگي خوبي بين پاسخ هيدرولوژيكي حوضه و خصوصيات ژئومورفولوژيكي آن برقرار است. ايشان دريافتند مي-توان هيدروگراف واحد لحظه‌اي را بر اساس نسبت‌هاي هورتن و يک عامل ديناميک (مانند سرعت جريان) تعريف كرد. Lopez et al. (2005) با استفاده از تئوري مخازن، هيدروگراف واحد لحظه‌اي مخازن را ارائه دادند، در اين مدل زير حوضه‌ها در يک حوضه به عنوان مخزن عمل مي‌كنند. بررسي منابع نشان مي‌دهد دو ديدگاه عمده در ايجاد ارتباط بين خصوصيات ژئومورفولوژي حوضه و پارامترهاي هيدروگراف وجود دارد، در نگرش اول پارامترهاي هيدروگراف واحد لحظه‌اي تابعي از خصوصيات ژئومورفولوژي و روابط ارائه شده توسط Rodrıguez-Iturbe and Valdes، در نظر گرفته مي‌شوند و با انتگرال گرفتن از آن در بازه زماني صفر تا T هيدروگراف واحد T ساعته حاصل مي‌شود. در روش ديگر پارامترهاي هيدروگراف واحد مصنوعي بر اساس خصوصيات ژئومورفولوژي حوضه بيان مي‌شوند. Rosso (1984) پارامترهاي مدل نش را بر اساس دبي اوج و زمان رسيدن به اوج در هيدروگراف واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژي محاسبه كرد.. Li et al (2008) پارامتر k در مدل نش را به شيب حوضه ربط دادند و مقدار ضريب ذخيره براي هر زير حوضه را با استفاده از معادلات لاپلاس محاسبه كردند. مطالعات بسياري با استفاده از ديدگاه اول براي ارتباط دادن پارامترهاي هيدروگراف‌هاي واحد لحظه‌اي نش و كلارک به خصوصيات ژئومورفولوژي حوضه انجام شده است (Bhaskar et al., 1997; Kumar et al. 2002; Sahoo et al. 2006; Behera et al.; 2008). استفاده از ديدگاه دوم يعني ايجاد ارتباط بين پارامترهاي هيدروگراف واحد مصنوعي و خصوصيات ژئومورفولوژي بوسيله روابط رگرسيوني نيز مورد توجه قرار گرفته و نتايج قابل قبولي به دست داده است (Tung, 1997; Straub et al. 2000, Jena and Tiwari, 2006; Wilkerson and Mervade, 2010).

مدل هيبريد با دو مخزن و ضرايب ذخيره متفاوت بهتر از مدل نش مي‌تواند تغييرات ذخيره در حوضه را بر اثر كاهش شيب در جهت جريان شبيه‌سازي كند. اين مدل درحوضه‌هاي بزرگ با هيدروگراف‌هاي پهن عملكرد بهتري دارد. زيرا روند جريان در اين حوضه‌ها با دو مخزن مدل هيبريد بهتر توجيه مي‌شود. تابع پاسخ مدل نش توزيع گاماي دو پارامتري است كه داراي چولگي به سمت چپ است و نمي‌تواند هيدروگراف‌هايي با چولگي‌هاي خفيف و هيدروگراف‌هايي به شكل نرمال را با دقت مناسب محاسبه كند در صورتيكه اين هيدروگراف‌ها توسط مدل هيبريد بهتر شبيه‌سازي مي‌شوند.Ahmadin (1387) كارايي مدل هيبريد را در حوضه ليقوان بررسي كرد و مقايسه هيدروگراف هاي حاصل از مدل هيبريد با هيدروگراف‌هاي مدل نش، نشان داد مدل هيبرد توانايي بهتري در برآورد رواناب دارد.Ghasemi (1389) نيز با كاربرد مدل هيبريد بر روي رويدادهاي بارش- رواناب حوضه كلستان در شيراز ثابت كردند مدل هيبريد دو واحدي بهتر از مدل نش عمل مي‌كند. خصوصيات ژئومورفولوژيكي حوضه براحتي با استفاده از GIS و ابزارهاي مربوط به آن قابل استخراج‌اند و در صورت تغيير شرايط حوضه نيز قابل استفاده مي‌باشند زيرا با گسترش استفاده از عكس‌هاي ماهواره‌اي و سنجش از دور اين پارامترها قابل به روز رساني مي‌باشند. ولي در مورد آمار ثبت شده بارش- رواناب در حوضه‌ها اين شرايط برقرار نمي‌باشد و با تغيير شرايط حوضه، اين آمار ديگر قابل استفاده نمي‌باشند. هدف از اين مطالعه استخراج پارامترهاي مدل هيبريد بر اساس خصوصيات ژئومورفولوژيكي حوضه، جهت گسترش استفاده از آن در حوضه‌هاي فاقد آمار و يا حوضه‌هايي كه آمار ناقص دارند، و مقايسه نتايج مدل حاصل با نتايج مدل نش، مي‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوضه‌هاي مورد مطالعه در اين پژوهش در شمال غربي ايران و در استان آذربايجان شرقي واقع شده‌اند. اين استان بين عرضجغرافيايي N`٤٥-°٣٦ تا N`٢٦-°٣٩ و طول جغرافيايي E`٥-°٤٥ تا E`٢٢-°٤٨قرار گرفته است. هفت حوضهاز حوضه‌هاي استان براي مطالعه انتخاب شدند كه شش حوضه آن به منظور واسنجي و يک حوضه به منظور صحت سنجي مدل در نظر گرفته شد. مساحت حوضه‌هاي انتخاب شده بين ٢٦ تا ٢٦٥ كيلومترمربع بوده و ارتفاع متوسط حوضه‌ها بين ٢٠٠٠ تا ٢٧٠٠ متر بالاتر از سطح دريا مي‌باشد، شيب متوسط حوضه‌ها بين ٢٢ تا ٣٥ درصد است. جدول (١) مشخصات حوضه‌هاي مورد مطالعه را نشان مي‌دهد. از اطلاعات هيدرولوژيكي و

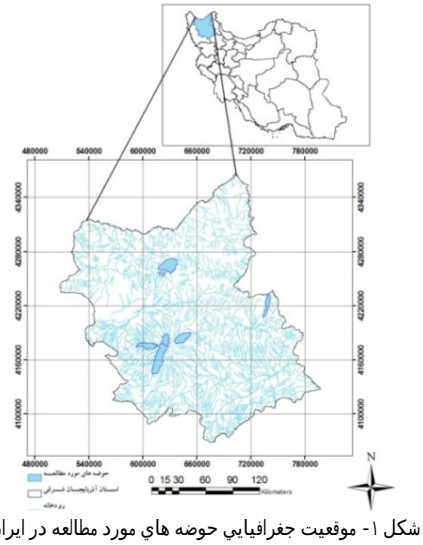
ژئومورفولوژي شش حوضه براي استخراج روابط رگرسيوني و از اطلاعات حوضه قرمزيگل جهت ارزيابي و صحت‌سنجي روابط استخراج شده استفاده شده است. شکل (۱) موقعيت حوضه‌هاي مورد مطالعه را در استان آذربايجان شرقي نشان مي‌دهد.

مدل هيبريد

Bhunya et al. (2005) براي از بين بردن محدوديت‌هاي مدل نش با استفاده از مفهوم مخازن خطي مدل هيبريد را ارائه دادند، در اين مدل وي و همکارانش مخزن خطي نش را به دو مخزن خطي با ضرايب ذخيره متفاوت تقسيم کردند مدل حاصل از نظر فيزيکي قادر است پاسخ هيدرولوژيک حوضه‌هاي بزرگ را که به دليل تغييرات ارتفاعي و کاهش شيب در جهت جريان، ذخيره در آنها بيشتر است بهتر توجيه کند. اين دو مخزن خطي که بصورت سري بهم متصل شده‌اند يک واحد هيبريد را تشکيل مي‌دهند. براي توصيف يک IUH بصورت کامل وجود حداقل دو واحد هيبريد توصيه شده است در صورتيکه مي‌توان براي حوضه‌هاي خيلي بزرگتر تعداد واحدهاي هيبريد را افزايش داد.

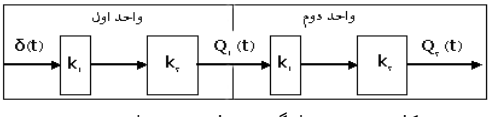
جدول۱- مشخصات ايستگاه‌هاي هيدرومتري

نام ايستگاه	منطقه	طول جغرافيايي	عرض جغرافيايي	ارتفاع متوسط
ليقوان	تبريز	۴۶-۲۶	۳۷-۵۰	۲۷۴۹
قرمزيگل	آذرشهر	۴۶-۰۶	۳۷-۴۳	۲۳۳۱
ورودي‌سد علويان	مراغه	۴۶-۱۶	۳۷-۲۹	۲۵۸۱
ديزناب	بستان آباد	۴۶-۴۴	۳۷-۵۰	۲۳۱۸
سهزاب	سراب	۴۷-۳۹	۳۷-۳۲	۲۶۷۰
کاسين	اهر	۴۶-۳۴	۳۸-۳۱	۲۰۹۱
کمانج	تبريز	۴۶-۲۱	۳۸-۲۷	۲۲۷۹



شکل ۱- موقعيت جغرافيايي حوضه هاي مورد مطالعه در ايران

در حوضه‌هاي بزرگ با شيب کم انتظار مي‌رود IUH به يک توزيعمتقارن ميل کند.مدل هيبريد بررسي شده در اين مطالعه هيبريد دو واحدي است. يک واحد هيبريد از دو مخزن که به صورت سري به هم متصل‌اند و داراي ثابت ذخيره k_1 و k_2 هستند، تشکيل مي‌گردد. ورودي (مانند بارش) وارد مخزن اول از واحد اول شده و بعد از عبور از مخزن دوم آن تا انتهاي واحد هيبريد اول پيش مي‌رود تا در خروجي واحد اول بصورت هيدروگراف از آن خارج شود. اين هيدروگراف، خروجي واحد اول هيبريد يا همان پاسخ سيستم به ورودي (بارش) را تشکيل مي‌دهد. خروجي واحد اول به عنوان ورودي متغير براي واحد هيبريد دوم که داراي ويژگي‌هاي واحد اول با ضرايب ذخيرهk_1 و k_2که به ترتيب ضريب ذخيره مخزن اول و ضريب ذخيره مخزن دوم مي‌باشند، محسوب مي‌شود. همان طور که شکل (۲) نشان مي‌دهد، $\delta(t)$ ورودي لحظه‌اي بارش به مخزن اول مي‌باشد که خروجي $Q_1(t)$ را در انتهاي واحد اول تشکيل مي‌دهد.با در نظر داشتن اينکه خروجي از مخزن اول ورودي متغير مخزن بعدي است بيلان جرم در هر مخزن براي يک زمان بي‌نهايت کوچک به شکل رابطه ۱ نوشته مي‌شود(Bhunya et al., 2005).



شکل۲- ترتيب قرار گيري مخازن در دو واحد هيبريد (Bhunya et al.، ۲۰۰۵).

$$\delta(t) = k_1 \frac{dQ(t)}{dt} + Q(t) \qquad (۱)$$

که Q (t) خروجي متغير از مخزن اول و δ(t) ورودي لحظه‌اي به مخزن اول است. با استفاده از تبديل لاپلاس حل معادله ديفرانسيل (۱) به صورت زير است(Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$Q(s) = \frac{1}{(1 + k_1 s)} \qquad (۲)$$

که در آن s ضريب تبديل لاپلاس و Q (s) تبديل لاپلاس Q (t) مي باشد. با توجه به اينکه خروجي يا معادله (۲) ورودي مخزن دوم با ضريب ذخيره k_2 را به دست مي‌دهد و بيلان جرم را مي‌توان را براي مخزن دوم به شرح زير نوشت(Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$k_2 \frac{dQ_1(t)}{dt} + Q_1(t) = Q(t) \qquad (۳)$$

در اين معادله Q_1 (t) خروجي از واحد هيبريد اول و Q (t) ورودي متغير به مخزن دوم که همان خروجي متغير از مخزن

اول مي‌باشد. تبديل لاپلاس معادله (۳) به صورت زير است (Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$L\left[k_2\frac{dQ_1(t)}{dt}+Q_1(t)\right]=L[Q(t)] \quad (۴)$$

با جاگذاري معادله (۲) در معادله (۴) و ساده كردن آن داريم(Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$Q_1(s)=\frac{1}{(1+k_1s)(1+k_2s)} \quad (۵)$$

با تبديل معكوس لاپلاس، پاسخ سيستم در خروجي واحد اول بصورت زير خواهد بود(Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$Q_1(t)=(\frac{1}{k_1-k_2})\left[\exp(-\frac{t}{k_1})-\exp(-\frac{t}{k_2})\right] \quad (۶)$$

اگر در اين معادله $k_2=0$ و $k_1=k$ باشد، معادله(٦) به مدل مخزن خطي منفرد نش ($n=1$) تبديل مي شود (Singh، ۱۹۸۸).

بازاي k_1 و k_2 معين، معادله (٦)، مي‌تواند زمان رسيدن به اوج و مقدار دبي اوج را كه اساس توصيف يک IUH هستند، بدست دهد. بنابراين، مي‌توان استنباط كرد كه معادله (٦) اصلاح شده معادله نش مي‌باشد. زمان رسيدن دبي به مقدار اوج در اين مدل از رابطه زير به دست مي آيد (Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$t_p=(\frac{k_1k_2}{k_2-k_1})\mathrm{Ln}(k_2/k_1) \quad (۷)$$

درمعادلات (٦) و (٧) براي جلوگيري از منفي شدن مقادير t_p و Q_p، بايد شرط $k_2>k_1$ برقرار باشد. كه با توجه به ويژگي‌هاي روندیابي قابل توجيه است: گردش جريان به سمت پايين دست منجر به كاهش بزرگي جريان اوج و سرعت موج مي‌شود. بنابراين در يک فاصله مكاني معلوم $k_2>k_1$ است (Mishra and Singh, 1999).

با جاگذاري زمان اوج در معادله (۶) مي‌توان ميزان دبي اوج را به شرح زير بدست آورد (Bhunya et al., 2005):

$$Q(t_p)=\left(\frac{1}{k_1-k_2}\right)\left\{\exp\left[-k_2\frac{\ln k1/k2}{k_1-k_2}\right]-\exp\left[-k1\frac{\ln k1/k2}{k_1-k_2}\right]\right\} \quad (۸)$$

براي تعميم اين مدل، دو واحد هيبريد كه به صورت سري به هم وصل شده‌اند و داراي ويژگي‌هاي ذخيره يكسان معادل k_1 و k_2 مطابق شكل (۱) مي‌باشند در نظر گرفته شد، در اين قسمت نيز خروجي از واحد اول، ورودي متغير واحد دوم را تشكيل مي‌دهد. $Q_2(t)$ خروجي از واحد دوم است كه با استفاده از انتگرال پيچشي تابع پاسخ ضربه‌اي واحد به شرح زير به دست مي آيد(Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$Q_2(t)=\int_0^t I(\tau).h(t-\tau).d\tau \quad (۹)$$

كه در آن: $I(\tau)$، ورودي متغير به واحد دوم و يا خروجي متغير از واحد اول كه از معادله (٦) به دست مي‌آيد؛ $h(t-\tau)$ تابع پاسخ ضربه‌اي واحد براي متغير tيا تابع پاسخ ضربه‌اي واحد براي واحد اول (شكل ۱) كه برابر است با $Q_1(t-\tau)$، اگر ضرايب ذخيره در دو واحد يكسان باشند. تبديل لاپلاس انتگرال پيچشي معادله (۹) برابر است با(Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

$$Q_2(s)=I(s).Q_1(s)$$

$$Q_2(s)=\frac{1}{\left[(1+k_1s)(1+k_2s)\right]\left[(1+k_1s)(1+k_2s)\right]} \quad (۱۰)$$

در اينجا $h(s)=Q_1(s)$، و به دنبال آن با معكوس گرفتن از تابع لاپلاس خواهيم داشت(Bhunya et al.، ۲۰۰۵):

(۱۱)

$$Q_2(t)=\frac{1}{(k_1-k_2)^2}\left\{t\left[\exp(-t/k_1)+\exp(-t/k_2)\right]-2(\frac{k_1k_2}{k_1-k_2})\times\left[\exp(-t/k_1)-\exp(-t/k_2)\right]\right\}$$

معادله (۱۱) تابع پاسخ خروجي در واحد دوم است كه در نتيجه ورودي ضربه‌اي واحد، در واحد اول حاصل شده است. اگر از رابطه (۱۱) مشتق گرفته و مساوي صفر قرار دهيم و شرايط $Q_2(t)=Q_p$ و $t=t_p$ را در آن اعمال كنيم مقدار زمان رسيدن به اوج، به اين صورت محاسبه مي‌شود (Bhunya et al., 2005):

$$t_p=(\frac{k_1+k_2}{k_2-k_1})\sqrt{k_1k_2} \quad (۱۲)$$

براي استخراج هيدروگراف واحد پالس از هيدروگراف واحد لحظه‌اي (رابطه ۱۱) در فاصله زماني و انتگرال گرفته مي-شود.

$$Q_H(t)=\frac{1}{\Delta t}\int_t^{t+\Delta t}Q_2(t).dt=\frac{1}{\Delta t(k_1-k_2)^2}$$
$$\left\{\left[(-k_1(t+\Delta t)e^{-\left(\frac{(t+\Delta t)}{k_1}\right)}+k_1te^{-\frac{t}{k_1}}-{k_1}^2(e^{-\left(\frac{(t+\Delta t)}{k_1}\right)}-e^{-\frac{t}{k_1}})\right]+\right.$$
$$\left[(-k_2(t+\Delta t)e^{-\left(\frac{(t+\Delta t)}{k_2}\right)}+k_2te^{-\frac{t}{k_2}}-{k_2}^2(e^{-\left(\frac{(t+\Delta t)}{k_2}\right)}-e^{-\frac{t}{k_2}})\right]-$$
$$\left.\frac{2k_1k_2}{k_1-k_2}\left[k_1\left(e^{-\left(\frac{(t+\Delta t)}{k_1}\right)}-e^{-\frac{t}{k_1}}\right)+k_2\left(e^{-\left(\frac{(t+\Delta t)}{k_2}\right)}-e^{-\frac{t}{k_2}}\right)\right]\right\}$$

و به اين ترتيب هيدروگراف واحدسائته متناظر با هر بارندگي در حوضه، مي‌تواند با معلوم بودن مقادير t_p و استخراج شود. در مدل‌سازي‌ها مي‌توان از يک واحد هيبريد و يا تعداد بيشتري از آنها بسته به نوع داده‌هاي موجود و اندازه حوضه استفاده كرد، ولي بايد توجه كرد ممكن است يک واحد هيبريد در شبيه‌سازي يک شاخه صعودي با شيب كم يا يک توزيع نزديک به توزيع نرمال با شكست روبرو شود. در اين تحقيق نيز از تركيب دو واحدي (هيبريد دو واحدي) استفاده شده است براي محاسبه

پارامترهاي مدل هیبرید از برنامه بهینه‌سازي با روش جستجوي مستقیم استفاده شد. براي این کار هیدروگراف‌هاي رواناب مستقیم مشاهداتي با هیدروگراف‌هاي رواناب مستقیم مدل هیبرید مقایسه شدند و مقادیر k_1 و k_2 با روش سعي و خطا به‌گونه‌اي تعدیل شد که تابع هدف که معیار *STDER* انتخاب شده بود به کمترین مقدار خود برسد.

مدل نش

Nash ۱۹۵۷مدل مخازن خطي آبشاري را براي استخراج هیدروگراف واحد لحظه‌اي ارائه داد. تابع پاسخ در مدل نش به صورت زیر است.

$$q = \frac{1}{K\Gamma(n)} e^{-t/K} (t/K)^{n-1} \qquad (۱۴)$$

که در آن و پارامترهاي مدل نش بوده و با توجه به هیتوگراف بارش جریان‌ساز و هیدروگراف ناشي از همان بارش قابل محاسبه است. عمق رواناب در واحد زمان و در واحد بارش جریان‌ساز است. با استفاده از رابطه (۱٤) مي‌توان با داشتن و پارامترهاي هیدروگراف واحد مصنوعي را براي حوضه تولید کرد. براي استخراج پارامترهاي مدل نش از روابط ارائه شده توسط Bhunya et al. (2003) به شرح زیر استفاده شده است.

$$K = \frac{t_p}{n-1} \qquad (۱۵)$$

$$n = 5.53\beta^{1.75} + 1.04 \quad 0.01 < \beta < 0.35 \quad \mathrm{COD} \approx 1 \qquad (۱۶)$$

$$n = 6.29\beta^{1.998} + 1.157 \quad \beta \geq 0.35 \quad \mathrm{COD} \approx 1 \qquad (۱۷)$$

که K ضریب ذخیره مخزن در مدل نش، n تعداد مخازن و t_p زمان رسیدن به دبي اوج و q مقدار جریان در واحد زمان در واحد بارش موثر است ($\frac{mm}{h/mm}$). در این روابط β پارامتر بي‌بعدي است که با استفاده از رابطه $\beta = q_p . t_p$ محاسبه مي‌شود.

استخراج خصوصیات ژئومورفولوژي حوضه‌ها

براي استخراج پارامترهاي ژئومورفولوژي حوضه از نقشه‌هاي توپوگرافي منطقه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ استفاده شد. نقشه‌هاي توپوگرافي به نقشه‌هاي *DEM* تبدیل شدند و سپس مشخصات فیزیوگرافیکي حوضه‌ها (مساحت، شیب و محیط مربوط به هر حوضه؛ تعداد آبراهه‌ها و شیب و طول و مساحت مربوط به هر زیر حوضه) با کاربرد نرم‌افزارهاي *ArcView* و *HEC- GeoHms* استخراج شدند. جداول (۲) و (۳) عمده پارامترهاي دخیل در فرایند بارش - رواناب و مقادیر اندازه‌گیري شده براي حوضه‌هاي مورد مطالعه را نشان مي‌دهند. براي استخراج روابط شبکه آبراهه‌ها نسبت‌هاي هورتن به کار رفته است.

جدول ۲- پارامترهاي ژئومورفولوژي مورد استفاده در این مطالعه

نام پارامتر	واحد	علامت اختصاري
مساحت حوضه	km^2	A
محیط حوضه	Km	P
طول طولاني‌ترین آبراهه حوضه	km	L_F
تراکم شبکه زهکشي	km/km^2	D
شیب متوسط حوضه	deg	S
نسبت انشعاب آبراهه‌ها	-	R_B
نسبت طول آبراهه‌ها	-	R_L

جدول۳- مشخصات ژئومورفولوژي حوضه‌ها

حوضه	A	P	L_F	D	S	R_B	R_L
لیقوان	۷۷	۵۵/۸۷	۱۶/۴۱۷	۰/۸۱۱۷	۱۷/۹	۵/۵	۳/۵
قرمزیگل	۱۰۶	۸۸/۹۶	۲۸/۳۱	۰/۷۳۷۳	۱۶/۸۹	۵/۷	۵/۹
ورودي‌سد علویان	۲۵۶	۱۳۳/۴۸	۴۳/۱۰۴	۰/۷۵۳	۱۹/۴۴	۴/۸۵	۱/۷۶
دیزناب	۱۲۹	۷۱/۱	۲۳/۳۱۶	۰/۸۵۳۲	۱۲/۰۶	۳/۶۱	۱/۹۳
سهزاب	۸۳	۸۴/۷	۲۵/۷۶۱	۰/۶۷۹	۱۴	۳/۴۴	۴/۴۶
کاسین	۲۱۶	۸۸/۷۹	۲۴/۳۵۵	۰/۹۲۴۵	۹/۵۳	۴/۲	۱/۷۳
کمانج	۲۶	۳۱/۳۵	۶/۸۷۵۶	۱/۱۱۵	۱۵/۲۴	۳/۰۳	۱/۳۲

استخراج روابط رگرسیوني

پس از استخراج خصوصیات ژئومورفولوژي حوضه‌ها، بین این پارامترها و ضرایب ذخیره بهینه شده با استفاده از آنالیز رگرسیوني، ارتباط برقرار شد. رگرسیون چندگانه روش مناسبي براي استخراج پارامترهاي منطقه‌اي در تحلیل‌هاي هیدرولوژیکي مي‌باشد، معادلات رگرسیوني براي محاسبه پارامترهاي مدل در

حوضه‌هاي بدون آمار كاربرد زيادي دارند و روش مناسبي براي انتقال اطلاعات از حوضه‌هاي اندازه‌گيري شده به حوضه‌هاي فاقد آمار محسوب مي‌شوند. پس از استخراج روابط رگرسيوني جهت محاسبه ضرايب ذخيره مخزن k_1 و k_2، روابط حاصل جايگزين مقادير k_1 و k_2، در مدل هيبريد، بصورت $k_1 = f_1(R_B, S, ...)$ و $k_2 = f\ 2(R_B, S, ...)$ شدند و مدل هيبريد ژئومورفولوژي *GHM* بدين صورت ارائه شده است.

جدول ۴- معادلات رگرسيوني استخراج شده

مدل	معادله	R^2
GHM	$k_2 = 4.723 - 0.818\ln(R_B) - 0.1S + 4.334e^{-0.02R_L} - 4.012D - 0.046LF$	۰/۷۸۵
	$k_1 = 1.37 - 0.06R_B + 0.225S^{0.876} + 2.711RL^{-0.33} - 0.484D$	۰/۶۷۵

معيارهاي خطا

جهت بررسي صحت مدل‌هاي هيدرولوژيكي از معيارهاي آماري متفاوتي كه مقايسه بين داده‌هاي مشاهداتي و محاسباتي را انجام مي‌دهند، استفاده مي‌گردد. هر كدام از اين معيارها به منظور خاص به كار مي‌رود معيار نش- ساتكليف و *STDER* براي مقايسه كارايي ارائه شده به كار رفتند.

بازده مدل با معيار نش – ساتكليف

$$E - NASH = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{N} (Q_{t,obs} - Q_{t,sim})^2}{\sum_{t=1}^{N} (Q_{t,obs} - \overline{Q}_{t,obs})^2} \quad (۱۸)$$

اين معيار مي‌تواند مقداري بين $\infty-$ تا يک اختيار كند. هر چه مقدار اين معيار به عدد يک نزديكتر باشد، نشان دهنده كارايي بيشتر مدل مي‌باشد (Singh, 1988).

كه در آن: $Q_{t,sim}$ و به ترتيب مقادير محاسباتي و مشاهداتي دبي در زمانt؛ $\overline{Q}_{t,obs}$متوسط دبي‌هاي مشاهداتي براي واقعه مورد نظر؛ ng تعداد گام‌هاي زماني هيدروگراف خروجي مورد نظر مي‌باشد.

خطاي استاندارد *STDER*

$$STDER = \left(\frac{\sum_{t=1}^{N} (Q_{t,obs} - Q_{t,sim})^2 w_t}{t}\right)^{1/2} \quad (۱۹)$$

$$w_t = \frac{Q_{t,obs} + \overline{Q}_{obs}}{2\overline{Q}_{obs}} \quad (۲۰)$$

براي بررسي معني‌داري مقدار خطاي مدل، از آزمونF استفاده شده است.

نتايج

روابط رگرسيوني براي محاسبه ضرايب ذخيره بر اساس خصوصيات ژئومورفولوژي در جدول (۴) نشان داده شده است.

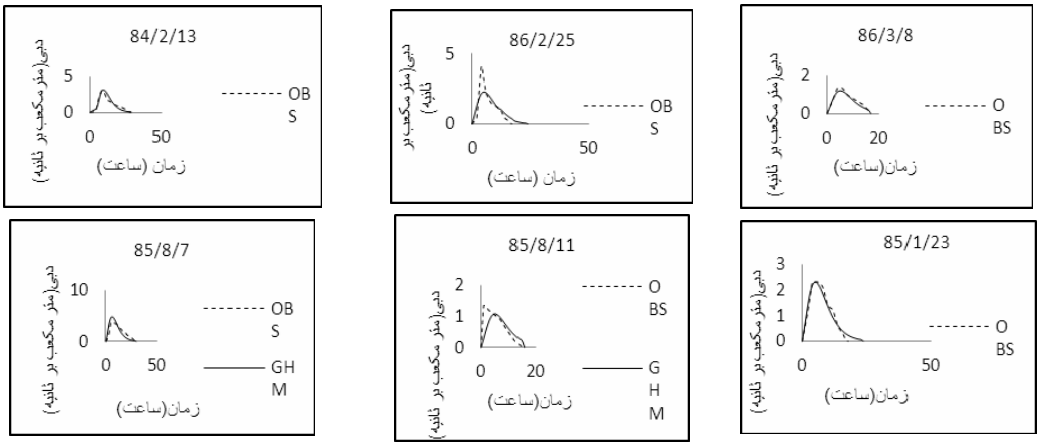
پس از استخراج روابط رگرسيوني و بدست آوردن مدل هيبريد ژئومورفولوژي، هيدروگراف واحد ۱۵ دقيقه‌اي براي پنج رويداد در حوضه قرمزبگل با استفاده از روابط ژئومورفولوژي محاسبه شده است. سپس هيدروگراف‌هاي رواناب مستقيم رويدادها با استفاده از رگبار متناظر، از طريق رابطه گسسته انتگرال پيچشي حاصل شده است و در نهايت براي بررسي ميزان دقت و كارايي مدل هيبريد ژئومورفولوژي، هيدروگراف‌هاي حاصل با هيدروگراف‌هاي رواناب مستقيم مشاهداتي مقايسه شدند. شكل (۳) هيدروگراف‌هاي رواناب مستقيم حاصل از مدل GHM بدست آمده را در مقايسه با هيدروگراف‌هاي رواناب مستقيم مشاهداتي نشان مي‌دهد. بطوريكه از شكل (۳) استنباط مي‌شود مدل هيبريد دو واحدي قادر است سيلاب‌هاي حاصل از رويدادهاي مختلف بارش را در حوضه شاهد (قرمزبگل) به طور رضايت بخشي پيش‌بيني نمايد. مدل هيبريد با داشتن دومخزن كه باعث تعديل دبي اوج مي شوند نتوانسته رويدادهاي ۸۵/۸/۱۱ و ۸۶/۲/۲۵ را كه به صورت ناگهاني اوج گرفته اند، با دقت مطلوبي پيش بيني كند.

جدول ۵- مقادير خطاي محاسبه شده در مدل هيبريد ژئومورفولوژي

رويداد ها	*STDER*	*E-NASH*	*F*
۸۴/۲/۱۳	۰/۳	۰/۸۷	۰/۱۲
۸۶/۲/۲۵	۰/۷۷	۰/۷	۰/۲۷
۸۶/۳/۸	۰/۱۰۶	۰/۹۴	۰/۰۵
۸۵/۱/۲۳	۰/۱۵	۰/۹۶	۰/۰۳
۸۵/۸/۱۱	۰/۳۹	۰/۴	۰/۵
۸۵/۸/۷	۰/۷	۰/۶	۰/۳۹
متوسط	۰/۴	۰/۷۴	۰/۲۲

همانطوري كه در جدول ۵ مشاهده مي‌شود متوسط مقدار آماره F براي ۶ رويداد بارش- رواناب پيش‌بيني شده در حوضه قرمزبگل با مدل GHM برابر با ۰/۲۲ است كه در مقايسه با مقدار آن در جدول آزمون F در سطح احتمال ۹۰ %،

($f_{۶،۶،۰.۱}$=۳/۰۵) ، در سطح احتمال ۹۵ %، ($f_{۶،۶،۰.۰۵}$=۴/۲) و در سطح احتمال ۹۹ %، ($f_{۶،۶،۰.۰۱}$=۸/۴۷) مقدار کمتري دارد. بنابراين خطاي مدل معني‌دار نمي‌باشد. با توجه به نتايج بدست آمده مي‌توان نتيجه گرفت که مدل هيبريد ژئومورفولوژي GHM قابليت خوبي در پيش‌بيني سيلاب حوضه‌هاي استان آذربايجان شرقي داشته و قابل استفاده در حوضه فاقد آمار مي‌باشد. اين مدل همه هيدروگراف‌هاي رواناب مستقيم در اين حوضه را با دقت قابل قبولي پيش بيني کرده است.



شکل۳-مقايسه هيدروگراف‌هاي رواناب مستقيم محاسبه شده با مدل **GHM**و هيدروگراف‌هاي رواناب مستقيم مشاهداتي در حوضه قرمزيگل

مدل هيبريد در مورد پيش‌بيني سيلاب‌هايي که خيلي زود اوج مي‌گيرند دقت نسبتا خوبي ندارد. زيرا داراي دو مخزن است که باعث کند شدن حرکت جريان و کاهش بزرگي دبي اوج آن مي‌شوند. کمترين مقدار شاخص نش- ساتکليفدر رويداد ۸۵/۸/۱۱ بدست آمده است اين هيدروگراف يک ساعت پس از بارش به اوج رسيده است و مدل هيبريد دو واحدي نتوانسته زمان رسيدن به اوج را به خوبي پيش‌بيني کند، مقدار متوسط شاخص نش- ساتکليف در اين حوضه برابر با ۰/۷۴ بدست آمدهاست، که هرچه اين مقدار به يک نزديک‌تر باشد، کارايي مدل و قابليت اعتماد به آن بيشتر است. در اين بررسي مدل هيبريد ژئومورفولوژي دبي اوج و زمان رسيدن به اوج هيدروگراف رواناب مستقيم را بسيار نزديک به مشاهدات پيش‌بيني کرده است که بهتر از عملکرد مدل هيبرد معمولي در بررسي Bhunya et al.(2005) و Ahmadein (1387) و Ghasemi (1389) بوده است. مدل هيبريد معمولي عموما در اين بررسي ها دبي اوج را بيشتر و زمان رسيدن به اوج را ديرتر پيش بيني کرده است.

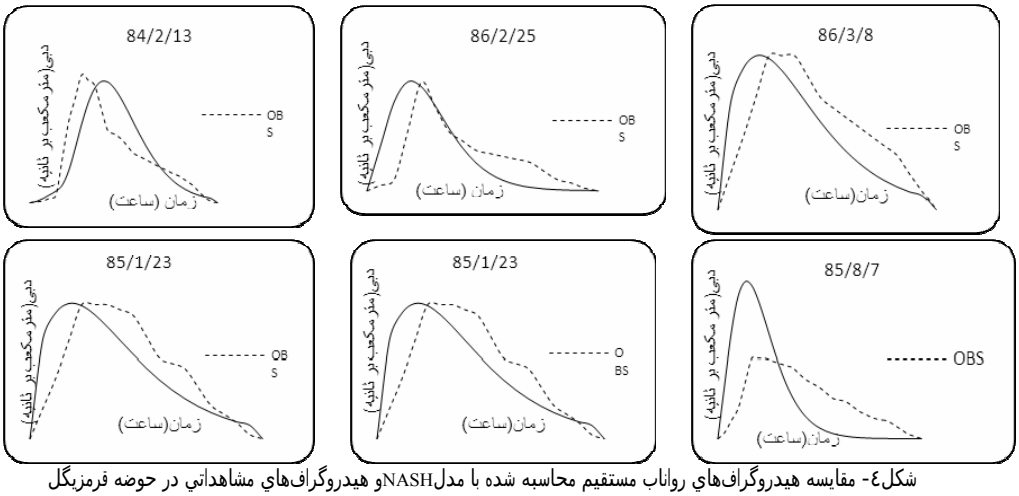
نتايج کاربرد مدل نش در حوضه قرمزيگل با استفاده از روابط Bhunya et al. (2003) نشان داد اين مدل کارايي کمتري نسبت به مدل هيبريد ژئومورفولوژي در اين حوضه دارد (شکل ٤). جدول (٦) نتايج مقايسه اين دو مدل را نشان مي‌دهد. بطوريکه از اين جدول مي‌توان استنباط کرد مقدار شاخص نش- ساتکليفدر مدل نش برابر با ۰/۰۰۶ بدست آمده است که کارايي کم اين مدل را در حوضه قرمزيگل نسبت به مدل هيبيريد ژئومورفولوژي نشان مي‌دهد. خطاي استاندارد مدل نش ۰/۸۵ است که تقريبا دو برابر مقدار اين خطا در مدل هيبريد ژئومورفولوژي است. نتايج کاربرد مدل در حوضه قرمزيگل تأييدي بر نتايج بدست امده از مطالعه Bhunya et al. (2005) نيز مي‌باشد. در کل مدل دو مخزني هيبريد بهتر از مدل تک مخزني نش عمل مي‌کند. Ahmadein (1387) و Ghasemi (1389) نيز به نتايج مشابهي دست يافتند.

جدول ۶- مقايسه خطاهاي مدل‌هاي **GHM** و**NASH** در حوضه قرمزيگل

	NASH			**GHM**		
رويدادها	E-NASH	R^2	STDER	E-NASH	R^2	STDER
۸۴/۲/۱۳	۰/۵۸	۰/۷۵	۰/۶۹	۰/۸۷	۰/۷۵	۰/۳
۸۶/۲/۲۵	-۰/۶۶	۰/۵۱	۱/۲۹	۰/۷	۰/۷	۰/۷۷
۸۶/۳/۸	۰/۵۲	۰/۶۳	۰/۲۸	۰/۹۴	۰/۹۷	۰/۱۰۶
۸۵/۱/۲۳	۰/۶	۰/۶۴	۰/۵۲	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۱۵
۸۵/۸/۱۱	۰/۸	۰/۹۵	۰/۲۲	۰/۴	۰/۵	۰/۳۹
۸۵/۸/۷	-۱/۸۲	۰/۳۲	۲/۱۲	۰/۶	۰/۷۵	۰/۷
متوسط	۰/۰۰۶	۰/۷۴	۰/۸۵	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۴

نتیجه‌گیري

در این مطالعه مدل هیبرید دو واحدي به دلیل انعطاف آن در برآورد سیلاب با انواع شکل‌ها و مزیت هایي که نسبت به مدل نش دارد براي بررسي پاسخ حوضه به بارش، انتخاب و پارامترهاي آن بر اساس خصوصیات ژئومورفولوژي حوضه‌ها برآورد شد. نتایج کاربرد مدل مذکور در حوضه‌هاي مورد مطالعه نشان داد مدل هیبرید دو واحدي قابلیت خوبي در برآورد سیلاب‌هاي منطقه مورد مطالعه دارد. وجوددو مخزن با ضرایب ذخیره متفاوت باعث شده مدل هیبرید عملکرد بهتري در مقایسه با مدل‌هایي با یک مخزن منفرد در حوضه‌هاي بزرگ داشته باشد، زیرا روند جریان در این حوضه‌ها و کاهش سرعت و بزرگي آن در جهت شیب حوضه با مدل دو مخزني و ضرایب ذخیره متفاوت بهتر توجیه مي‌شود. با توجه به این واقعیت که حوضه پس از دریافت بارش همانند مخزن عمل مي‌کند و خصوصیات سطح آن و شبکه آبراهه هاي موجود براي انتقال جریان همانند ضرایب ذخیره مخزن عمل مي‌کنند، لذا مي‌توان نتیجه گرفت که بین پارامترهاي مدل هیبرید و خصوصیات ژئومورفولوژي حوضه ارتباط وجود دارد . نتایج حاصل از این تحقیق وجود چنین ارتباطي را بصورت غیر خطي تصدیق مي-کند.



شکل٤- مقایسه هیدروگراف‌هاي رواناب مستقیم محاسبه شده با مدلNASHو هیدروگراف‌هاي مشاهداتي در حوضه قرمزیگل

امروزه GIS به یکي از ابزارهاي مهم در مطالعات هیدرولوژیکي تبدیل شده و استفاده از خصوصیات ژئومورفولوژي براي بررسي پاسخ‌هاي هیدرولوژیکي حوضه در بیشتر موارد مقرون به صرفه است و زمان کمتري نیز صرف جمع آوري اطلاعات ورودي مي‌شود. پارامترهاي مدل هیبرید ژئومورفولوژي ارائه شده در این بررسي براحتي از نقشه‌هاي توپوگرافي و GIS استخراج شدند، نتایج کاربرد مدل در حوضه قرمزیگل که از اطلاعات آن در استخراج روابط رگرسیوني استفاده نشده بود، نشان داد که مدل هیبرید ژئومورفولوژي تطابق خوبي با مشاهدات دارد و دقت آن در برآورد رواناب بسیار رضایت بخش مي‌باشد. مدل هیبرید ژئومورفولوژي در حوضه‌هاي فاقد آمار و همچنین حوضه‌هایي که آمار رواناب آنها بصورت ناقص ثبت شده قابل استفاده مي‌باشد. استفاده از مدل هیبرید با بیش از دو واحد نیز در مطالعات آتي توصیه مي‌شود.

REFERENCES

Ahmadin, A., (2008). Derivation of IUH from Hybrid model and evaluation on Lighvan watershed. Mastrer thesis, Universty of Tabriz.(In Farsi)

Behera, R., Kumar, A. and Singh, J. K., (2008). GIUH model for runoff estimation from a small hilly watershed. IE (I) Journal–AG, 89, 17-21.

Bhaskar, N. R., P. Parida, B. and Nayak, K. A., (1997). Flood estimation for ungauged catchments using the GIUH. Journal of Water Resources Planning and Management, 123 (4), 228- 238.

Bhunya, P. K., Mishra, S. K. and Berndtsson, R., (2003). Simplified two-parameter gamma distribution for erivation of synthetic unit hydrograph. *Journal ofHydrologic Engineering*, 8 (4), 226–230.

Bhunya, P.K., Ghosh, N.C., Mishra, S.K., Ojha, C.S.P. and Berndtsson, R., (2005). Hybrid model for derivation of synthetic unit hydrograph. *Journal ofHydrologic Engineering*, 10 (6), 458–467.

Ghasemi, M., Bahremand, A., Vahedbordi, S., (2010). Derivation of IUH from Hybrid model in Kelestanwatershed.In: Sixth National Seminar on Watershed Management and forth National Seminar on Soil and Sediment. 28-29 Apr., TarbiatModaresUniversity,Tehran,Iran. (In Farsi)

Jena, S. K. and Tiwari, K. N., (2006). Modeling

synthetic unit hydrograph parameters with geomorphologic parameters of watersheds. *Journal of Hydrology*, 319, 1–14.

Kumar, A. and Kumar, D., (2008). Predicting direct runoff from hilly watershed using geomorphology and stream-order law ratios: case study. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13 (7), 570–576.

Kumar, R., Chatterjee, C., Lohani, A. K., Kumar, S. and singh, R.D., (2002). Sensitivity analysis of the GIUH based Clark model for a catchment. *Water Resources Management*, 16, 263–278.

Li, C., Guo, S., Zhang, W., Zhang, J., (2008). Use of Nash' IUH and DEMs to identify the parameters of an unequal- reservoir cascade IUH model. *Hydrological Processes*, 22, 4073–4082.

Lopez, J. J., Gimena, F. N., Goni, M. and Agirre, U., (2005). Analysis of a unit hydrographmodel based on watershed geomorphology represented as a cascade of reservoirs. *Agricultural Water Management*, 77, 128–143.

Mishra, S. K. and Singh, V. P., (1999). Hysteresis-based flood wave analysis, *Journal of Hydrologic Engineering,* Vol. 4(4), 358–365.

Nash, J. E. (1957). The form of the instantaneous unit hidrograph. Int. Assoc. Sci. Hydrol., Vol. 45 (3), 114– 121.

Rodrıguez-Iturbe, I., Valdes, J.B., (1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, 15 (6), 1409–1420.

Rosso, R., (1984). Nash model relation to Horton orderratios. *Water Resources Research*, 20, 914–920.

Sahoo, B., Chatterjee, C., S. Raghuwanshi, N., Singh, R., and Kumar, R., (2006). Flood estimation by GIUH- based Clark and Nash models. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11, (6), 515- 525.

Singh, P. K. , Bhunya, P. K., Mishra, S. K., Chaube, U. C., (2007). An extended hybrid model for synthetic unit hydrograph derivation. *Journal of Hydrology*, 336, 347– 360.

Singh, V. P., (1988). *Hydrologic systems: Rainfall-Runoff Modeling*, Vol. 1, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Straub, T. D., Melching, C. C. and Kocher, K. E., (2000). Equations for estimating Clark unithydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois. Urbana, Il, U.S. Geological Survey, *Water Resources Investigations Report* 00-4184

Tung, Y. K., (1997). Regionalization of unit hydrograph parameters: 1. Comparison of regression analysis techniques. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 11,145-17

Wilkerson, J., and Merwade, V., (2010), Incorporating Surface Storage and Slope to Estimate Clark Unit Hydrographs for Ungauged Indiana Watersheds. *Journal of Hydrologic Engineering*, 15(11), 918-930.