

ارزیابی اثر توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها بر نتایج مدل بارش-رواناب ژئومورفولوژیکی مبتنی بر موج سینماتیک (KW-GIUH)

اصغر عزیزیان¹، علیرضا شکوهی^{2*}

1- دانشجوی دکتری سازه‌های آبی، دانشگاه تهران

2- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

* قزوین، کد پستی 16818-34149

shokoohi@ikiu.ac.ir

چکیده- مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEMs) به علت فراهم آوردن بستر لازم برای استخراج بسیاری از پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه مانند شبکه آبراهه‌ها، مساحت زیرحوضه‌ها، شیب زیرحوضه‌ها و آبراهه‌ها از اهمیت بسیار زیادی در مدل‌سازی بارش-رواناب برخوردار می‌باشند. یکی از مهم‌ترین مسائلی که بر نتایج حاصل از مدل رقومی ارتفاعی تأثیرگذار است، توان تفکیک آن (ابعاد سلول شبکه) و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها است. در این تحقیق به بررسی اثر توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی و همچنین آستانه‌های مختلف بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه و نیز عملکرد یک مدل هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی مبتنی بر موج سینماتیک موسوم به KW-GIUH در حوضه آبریز کسپلیان پرداخته شده است. نتایج حاکی از آن است که با کاهش توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی (افزایش ابعاد سلولی)، شیب متوسط زیرحوضه‌ها و تعداد آبراهه‌ها (خصوصاً رتبه 1 و 2) کاهش و مساحت زیرحوضه‌های منتهی به هر آبراهه و نیز طول جریان دامنه‌ای افزایش می‌یابد. بررسی نتایج مدل بارش رواناب نشان می‌دهد که با کاهش توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی در یک آستانه ثابت، میزان دبی اوج و زمان پایه هیدروگراف تا ابعاد سلولی 100 متر روند کاهشی را تجربه نموده و پس از آن با یک جهش روبرو شده و مجدداً با افزایش ابعاد سلولی، روند کاهشی را ادامه می‌دهد. مطابق نتایج بدست آمده در آستانه‌های بالاتر از 2%، اختلاف دبی اوج هیدروگراف در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف معنی‌دارتر بوده و همچنین در یک آستانه ثابت، زمان رسیدن به اوج هیدروگراف سیل مستقل از توان تفکیک DEM می‌باشد.

کلید واژگان: مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEMs)، مدل ژئومورفولوژیکی KW-GIUH، توان تفکیک، آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها.

1- مقدمه

تخمین سیل به علت تأثیر آن بر مدیریت منابع آب، مدیریت و کنترل سیلاب، خسارات سیلاب و ... بخش مهمی از هیدرولوژی آب‌های سطحی را تشکیل می‌دهد. این امر منجر به توسعه تعداد زیادی مدل‌های یکپارچه، نیمه توزیعی و توزیعی توسط محققان مختلف شده است (Himanshu و همکاران، 2013). چالش بزرگ همه انواع این مدل‌ها تولید هیدروگراف در حوضه‌های فاقد آمار است که مدل را به شدت به دقت اطلاعات برداشت شده از حوضه وابسته می‌نماید. مدل‌های ارتفاعی رقومی (DEM) ابزاری مهم در مدل‌سازی حوضه‌های آبریز و نیز استخراج پارامترهای ژئومورفولوژی مرتبط با آن می‌باشند. در زمینه مطالعات هیدرولوژی و منابع آب، کاربردهای DEM بیشتر بر روی مباحثی همچون استخراج خودکار پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه، تعیین شبکه آبراه‌ها و مرزهای حوضه متمرکز شده است (Akbari و همکاران، 2012). خصوصیات ژئومورفولوژی که از DEM‌ها حاصل می‌شود، اغلب به عنوان ورودی به مدل‌های دیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد. بنابراین DEM‌ها و الگوریتم‌های مرتبط با آنها زمینه تحقیقاتی بسیار زیادی را برای محققان فراهم کرده است (Li and Wong, 2010). استخراج کامل و بهینه اطلاعات از داده‌های رقومی به هر شکل و فرمت که باشند به عوامل زیادی به ویژه نوع داده، موضوع مورد نظر، حوضه مورد مطالعه و امکانات تفسیر بستگی دارد. لذا نتایج حاصله همواره دارای دقت و صحت یکسانی نخواهند بود و نیاز به بررسی و انتخاب بهترین ورودی‌ها برای رسیدن به نتایج مطلوب دارد (روحانی فرد، 1382). در انجام مطالعات هیدرولوژیکی و نیز مدیریت حوضه‌های آبریز با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) یکی از لایه‌های ورودی مهم برای شبیه‌سازی حوضه، مدل رقومی ارتفاعی می‌باشد. دقت استخراج پارامترهای

ژئومورفولوژیکی بستگی بسیار زیادی به ابعاد سلول DEM دارد (Chang and Tsai, 1991). گرچه به نظر می‌رسد درستی و دقت تجزیه و تحلیل‌های مبتنی بر DEM تا حد زیادی به ابعاد سلولی آن بستگی دارد، ولی بنا به اظهار نظر بسیاری از پژوهشگران، نمی‌توان پذیرفت که DEM‌های با ابعاد سلولی کوچک‌تر برای استخراج پارامترهای ژئومورفولوژیکی و شبیه‌سازی بارش- رواناب همواره نتایج رضایت‌بخش‌تری دارند (Bian and Walsh, 1993; Lam and Quattroch, 1992; Kienzle, 2004; Lassueur and Randin, 2006). تأثیر DEM با ابعاد سلولی کوچک‌تر، در مطالعات گوناگون می‌تواند متفاوت باشد و انتظار پاسخ یکسان در حوضه‌های مختلف امری نادرست بوده و نیاز به بررسی بیشتر دارد. اگرچه افزایش توان تفکیک DEM (کاهش ابعاد سلولی) می‌تواند بطور بالقوه باعث افزایش دقت اطلاعات قابل برداشت از DEM بشود، ولی از طرف دیگر می‌تواند موجب افزایش حجم داده و لذا ایجاد محدودیت در حافظه و مدیریت داده‌ها گردد. در مقابل، کاهش توان تفکیک (افزایش ابعاد سلولی) نقشه‌های مزبور می‌تواند بار محاسبات را کاهش دهد، ولی در عین حال موجب بروز خطا و عدم استخراج صحیح پارامترهای ژئومورفولوژیکی و همچنین شبیه‌سازی مناسب حوضه شود. لذا ضروریست اثر توان تفکیک DEM بر مشخصات ژئومورفولوژیکی قابل استخراج حوضه و نیز عملکرد مدل‌های مبتنی بر پارامترهای مزبور بررسی و ارزیابی شود. تاکنون مطالعات متعددی برای تعیین اثر توان تفکیک DEM بر روی تهیه اطلاعات پایه برای مدل‌های ریاضی و عملکرد آنها گزارش شده است. حصاری و همکاران (1388) در مطالعه‌ای که برای تهیه نقشه پیوسته جریان آب رودخانه روی حوضه بالادست سد کرخه داشتند برای ساخت DEM اولیه از نقشه‌های SRTM¹ با سلول‌هایی به ابعاد 90 متر استفاده کردند و نتیجه نهایی

1. Shuttle Radar Topographic Mission

مساحت، توزیع تجمعی مساحت و رتبه‌بندی شبکه آبراهه‌ها با تغییر ابعاد سلولی تغییر می‌نماید، اما منحنی هیپسومتری حوضه به تغییرات ابعاد سلول DEM حساس نمی‌باشد. تحقیقات صورت گرفته توسط Chaubey و همکاران (2005) حاکی از آن است که اثر ابعاد سلول DEM مورد استفاده بر روی نحوه استخراج شبکه آبراهه‌ها، طبقه‌بندی زیرحوضه‌ها و نیز نحوه شکل‌گیری واحدهای هیدرولوژیکی قابل توجه می‌باشد، به طوریکه کاهش ابعاد (افزایش توان تفکیک) DEM موجب کاهش جریان رودخانه‌ای شبیه‌سازی شده، کاهش مساحت حوضه‌ها و زیرحوضه‌ها و نیز کاهش تعداد واحدهای هیدرولوژیکی خواهد گردید. بر اساس تحقیقات این محققان چنانچه از DEM‌هایی با ابعاد سلولی 1000×1000 متر استفاده شود، میزان خطای محاسبه مساحت حوضه نسبت به حالتی که از DEM‌هایی با ابعاد سلولی 30×30 متر استفاده گردد، در حدود 30% خواهد بود. همچنین میزان کاهش جریان رودخانه‌ای شبیه‌سازی در اثر تغییرات مذکور در حدود 25% می‌باشد. Smith و همکاران (2006) به بررسی اثر ابعاد سلول DEM بر مطالعات خاک چندین حوضه آبریز در آمریکا پرداختند. نتایج نشان داد که همواره DEM‌های با ابعاد سلولی کوچک‌تر الزاماً از دقت بیشتری در برآورد فرسایش برخوردار نیستند و در واقع توان تفکیک موردنیاز برای مدل‌سازی در ارتباط تنگاتنگ با نوع مطالعه و هدف موردنظر می‌باشد. Pradhan و همکاران (2008) به بررسی اثر ابعاد مدل رقمی ارتفاعی بر رواناب شبیه‌سازی شده توسط TOPMODEL پرداختند. نتایج نشان داد که در صورت استفاده از سلول‌های با ابعاد 50 متر (در حوضه کامیشیبا¹ ژاپن)، رواناب تنها در 7% حوضه تولید خواهد شد و در صورت استفاده از سلول‌های با ابعاد 1000 متر، رواناب تقریباً در 59 درصد حوضه تولید

(نقشه جریان تجمعی) را برای نقشه‌هایی با سلول‌های 200 متری ارائه نمودند. در مطالعه‌ای که قرمزچشمه و همکاران (1384) برای تعیین اثر ابعاد سلول‌ها روی دقت نقشه DEM و نقشه‌های سلولی منتج از آن و همچنین آبراهه‌های استخراج شده داشتند، از نقشه‌های 1:50000 استفاده نمودند و به این نتیجه رسیدند که با افزایش اندازه سلول‌ها (کاهش توان تفکیک) میزان خطای DEM در محدوده آبراهه‌ها از خطای کل حوضه کمتر می‌شود. در همین مطالعه در مقایسه آبراهه‌های مستخرج از DEM با آبراهه‌های نقشه‌برداری، میزان خطای حاصل، با افزایش درجه آبراهه (در روش استرالر) زیاد می‌شد. Saghafian و همکاران (2005) با استفاده از ILWIS GIS به ارزیابی اثر اندازه سلول بر مجموعه‌ای از مشخصات ژئومورفولوژیکی مورد استفاده در مدل‌سازی هیدرولوژیکی و از جمله دقت آبراهه‌های مصنوعی قابل استخراج از DEM پرداختند. آنها در این تحقیق از نقشه 1:50000 استفاده کرده و به این نتیجه رسیدند که میزان خطا از اندازه سلول 60 متر به بالا افزایش می‌یابد. در ارتباط با تعیین شیب عمومی حوضه نیز اندازه 50 متر برای سلول‌های DEM بهینه تشخیص داده شد. (2002) McMaster اثر ابعاد سلول DEM را بر صحت خصوصیات شبکه آبراهه‌های حوضه مورد بررسی قرار داد. وی در این تحقیق از ابعاد سلولی 30 تا 3000 متر برای استخراج شبکه آبراهه‌ها و مقایسه نتایج حاصله با آنچه که از نقشه‌برداری زمینی بدست آمده بود، استفاده نمود. نتایج نشان داد که از DEM با ابعاد سلولی 150 متر به بالا، دقت استخراج شبکه آبراهه‌ها و نیز تعداد آبراهه‌های درجه 1 و 2 کاهش یافته و از این رو برای مطالعات هیدرولوژیکی مناسب نمی‌باشند. Hancock (2005) در دو حوضه آبریز واقع در استرالیا و با اقلیم‌های متفاوت به بررسی اثر ابعاد سلول DEM بر روی خصوصیات ژئومورفولوژیکی پرداخت. نتایج نشان داد که خصوصیات مورفومتری حوضه مانند: رابطه شیب-

1. Kamishiba

2- مواد و روش‌ها

2-1- ساختار مدل KW-GIUH

اگر Ω بزرگترین رتبه آبراهه یک حوضه بر مبنای رتبه-بندی آبراهه‌ها به روش استراهلر باشد، حوضه آبریز می-تواند دارای $2^{\Omega-1}$ مسیر جریان باشد. هر قطره بارانی که بر روی زیرحوضه‌ها وارد می‌شود، از آبراهه با رتبه پائین شروع به حرکت کرده تا در نهایت به آبراهه با رتبه بالا (خروجی حوضه) برسد. طبق نظریه Rodriguez-Iturbe و Valdes (1979)، چنانچه "w" مبین یک مسیر جریان خاص مانند: $X_{oi} \rightarrow X_i \rightarrow X_j \rightarrow X_{\Omega}$ باشد، احتمال حرکت قطره باران ورودی از این مسیر را می‌توان توسط رابطه (1) بیان کرد.

$$P(w) = P_{oi} * P_{XoiXi} * P_{XiXj} * \dots * P_{XiX_{\Omega}} \quad (1)$$

در رابطه (1)، X_{oi} نشان دهنده زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه‌های رتبه i, j, k و Ω نشان دهنده آبراهه‌های رتبه i, j, k و Ω نسبت مساحت زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه رتبه i ام به مساحت کل حوضه، P_{XoiXi} احتمال حرکت قطره باران از زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه‌های رتبه i ام به داخل آبراهه می‌باشد که بر این اساس می‌توان آن را احتمال انتقال وضعیت (از جریان دامنه‌ای به جریان در آبراهه) دانست. اغلب این مقدار 1 در نظر گرفته می‌شود. P_{XiXj} احتمال انتقال وضعیت برای یک قطره باران جاری در آبراهه رتبه i ام (رتبه پائین) برای وارد شدن به آبراهه با رتبه j ام (رتبه بالاتر) که توسط رابطه (2) قابل محاسبه می‌باشد.

$$P_{XiXj} = \frac{N_{ij}}{N_i} \quad (2)$$

که در آن N_{ij} تعداد آبراهه‌های رتبه i ام که به آبراهه‌های رتبه j ام می‌ریزند و N_i تعداد آبراهه‌های رتبه i ام می‌باشند. مدل برای کار کردن نیازمند محاسبه احتمال ریزش باران بر مناطق دامنه‌ای با رتبه‌های مختلف است که از رابطه (3) بدست می‌آید.

خواهد شد. Lin و همکاران (2010) در حوضه آبریزی واقع در استان ژجیانگ چین اثر ابعاد سلول DEM را بر میزان رواناب سطحی شبیه‌سازی شده توسط SWAT مورد مطالعه قرار دادند. نتایج نشان داد که افزایش ابعاد سلولی تأثیر چندانی معنی‌داری بر میزان رواناب شبیه‌سازی شده توسط مدل ندارد.

تحقیق حاضر به دنبال یافتن پاسخ این مسأله یعنی بررسی میزان اثر توان تفکیک DEM و نیز آستانه‌های مختلف شکل‌گیری آبراهه‌ها بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه و عملکرد مدل‌های ریاضی بارش-رواناب می‌باشد. مدل ریاضی مورد استفاده در این تحقیق مدل KW-GIUH¹ می‌باشد که یک مدل ریاضی بارش-رواناب از نوع مفهومی² بوده و از مفاهیم هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی برای شبیه‌سازی سیل استفاده می‌کند. بررسی مطالعات صورت گرفته در نقاط مختلف جهان با شرایط اقلیمی و توپوگرافیکی متفاوت حاکی از کارایی قابل قبول این مدل می‌باشد. در این میان می‌توان به تحقیقات صورت گرفته در آمریکا (Yen and Lee, 1997)، تایوان (Yen and Lee, 1997)، فلسطین (Shadeed et al., 2007)، ژاپن (Chiang et al., 2007)، هندوستان (Kumar, 2008) و روسیه (Lee et al., 2009) اشاره کرد. بیشتر این تحقیقات در زمینه بررسی کارایی آن بوده و می‌توان گفت که تاکنون مطالعه‌ای در مورد اثر ابعاد سلول DEM و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها بر پارامترهای ژئومورفولوژی و عملکرد مدل گزارش نشده است. علت استفاده از این مدل خاص که مشخصات آن به تفصیل در بخش مواد و روش‌ها ارائه می‌شود، اهمیت بسیار زیاد پارامترهای فیزیوگرافی در ساختار مدل و لذا اطمینان به امکان مقایسه بهتر بین اثر ابعاد سلولی مختلف بر عملکرد مدل می‌باشد.

1. Kinematic-wave-based Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph
2. Conceptual

آبراهه‌ای (به صورت توزیع یکنواخت) به شکل زیر می‌باشد (Gupta et al., 1980; Lee and Yen, 1997).

$$f_{x_k} = \frac{1}{T_{x_k}} \exp\left(\frac{-t}{T_{x_k}}\right) \quad (6)$$

$$f_{x_k} = \begin{cases} \frac{1}{2T_{x_k}} & 0 \leq t \leq 2T_{x_k} \\ 0 & t > 2T_{x_k} \end{cases} \quad (7)$$

با ترکیب روابطه فوق و رابطه (1) هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی $(u_w(t))$ برای مسیر جریان w از رابطه (8) قابل محاسبه خواهد بود.

$$u_w(t) = \sum [f_{x_{oi}}(t) * f_{x_i}(t) * f_{x_j}(t) * \dots * f_{x_k}(t)] \times P(W) \quad (8)$$

جمع هیدروگراف واحد مربوط به تمامی مسیرهای ممکن در خروجی حوضه، منجر به ایجاد هیدروگراف واحد لحظه‌ای حوضه آبریز خواهد شد.

$$U(t) = u_1(t) + u_2(t) + u_3(t) + \dots + u_w(t) \quad (9)$$

در رابطه فوق، w مبین مسیرهای ممکن جریان در یک حوضه آبریز می‌باشد.

2-2- تخمین زمان تمرکز جریان دامنه‌ای و آبراهه‌ای

تخمین زمان تمرکز جریان‌های دامنه‌ای و آبراهه‌ای در حوضه‌های فاقد آمار و یا با آمار ناکافی، یکی از چالش‌های اساسی محققان در استفاده از مدل‌های مبتنی بر ژئومورفولوژی حوضه می‌باشد. (Yen and Lee (1997). با استفاده از تئوری موج سینماتیک روشی را جهت محاسبه زمان تمرکز جریان‌های دامنه‌ای و آبراهه‌ای ارائه نمودند. در تحلیل امواج سینماتیک برای جریان‌های دامنه‌ای ناشی از بارش مازاد، از دیدگاه تئوریک می‌توان هر حوضه‌ای را با توجه به شکل، طول، شیب و شرایط سطحی دقیقاً شبیه‌سازی کرد. نیاز به اطلاعات گسترده ژئومورفولوژیکی و عدم استفاده از مدل‌های توزیعی سبب شده تا محققان مختلفی (Wooding, 1965; Akan, 1985) از شکل‌های ساده شده حوضه‌ها بدین منظور استفاده نمایند (شکوهی

$$P_{oAj} = \frac{1}{A} \left(N_j \bar{A}_j - \sum_{i=1}^{j-1} N_i \bar{A}_i P_{xixj} \right) \quad (3)$$

که در آن \bar{A}_i متوسط مساحت حوضه آبریز رتبه i ام می‌باشد که خود از رابطه (4) بدست می‌آید.

$$\bar{A}_i = \frac{1}{N_i} \left(\sum_{j=1}^{N_i} A_{ji} \right) \quad (4)$$

در رابطه (4) A_{ji} نه تنها شامل مساحتی از سطحی است که به آبراهه شماره j ام از رتبه i ام تخلیه می‌شود بلکه کل مساحتی را در بر می‌گیرد که در سرشاخه‌های با رتبه پایین ریخته و نهایتاً به همین آبراهه زهکشی می‌شوند. چنانچه T_w مبین زمان کلی موردنیاز جهت رسیدن قطره باران از مسیر w به خروجی حوضه باشد، می‌توان آن را از رابطه زیر محاسبه نمود:

$$T_w = T_{x_{oi}} + T_{x_i} + T_{x_j} + \dots + T_{x_{\Omega}} \quad (5)$$

این رابطه نشان می‌دهد که جریان ابتدا روی حوضه رتبه i حرکت کرده و خود را به آبراهه رتبه i می‌رساند و سپس با حرکت در آبراهه‌های مختلف که مرتباً رتبه‌شان افزایش می‌یابد، نهایتاً با ورود به آبراهه رتبه Ω خود را به خروجی حوضه می‌رساند. با توجه به رابطه 5، فرض می‌شود که زمان تمرکز قطره باران برای حالت‌های مختلف در حوضه از نظر آماری مستقل از هم بوده و می‌توان آن را به صورت تابع چگالی احتمال $f_{x_k}(t)$ نشان داد. برای زمان حرکت قطره باران در بخش جریان دامنه‌ای و آبراهه‌ای، Gupta و همکاران (1980) توانستند با فرض توزیع احتمالاتی نمایی و یکنواخت برای دو بخش جریان دامنه‌ای و آبراهه‌ای به راه حلی صریح دست یابند. (Jin (1992) استفاده از توزیع گاما را برای این منظور پیشنهاد کرد. در مدل KW-GIUH نیز فرض بر این است که زمان پیمایش جریان دامنه‌ای و همچنین مؤلفه ذخیره جریان در آبراهه‌ها از توزیع نمایی و مؤلفه انتقال جریان در آبراهه‌ها از توزیع یکنواخت تبعیت می‌کنند. توزیع احتمالاتی زمان پیمایش در بخش جریان دامنه‌ای (به صورت توزیع نمایی) و

آبراهه رتبه i ام حرکت کرده تا به آبراهه با رتبه بالاتر برسد (زمان تمرکز جریان در آبراهه رتبه i ام) از رابطه (12) بدست می‌آید.

$$T_{xi} = \frac{B_i}{2 i_e \cdot L_{oi}} \left[\left(h_{coi}^m + \frac{2 i_e \cdot n_c \cdot L_{oi} \cdot L_{ci}}{S_{ci}^{0.5} \cdot B_i} \right)^{1/m} - h_{coi} \right] \quad (12)$$

در رابطه (12)، n_c ضریب زبری آبراهه، S_{ci} متوسط شیب طولی آبراهه‌های رتبه i ام، B_i عرض آبراهه رتبه i ام و h_{coi} عمق جریان ورودی به آبراهه رتبه i ام (به واسطه انتقال جریان از بازه‌های بالادست) می‌باشد. از آنجائی که هیچ گونه جریان آبراهه‌ای از بازه‌های بالادست به آبراهه رتبه 1 وارد نمی‌شود، می‌توان روابط (13) و (14) را نوشت.

$$h_{co1} = 0 \quad \text{for } i = 1 \quad (13)$$

$$h_{coi} = \left[\frac{i_e \cdot n_c \cdot (N_i \cdot A_i - A \cdot P_{oAi})}{N_i \cdot B_i \cdot S_{ci}^{0.5}} \right]^{\frac{1}{m}} \quad \text{for } (1 < i < \Omega) \quad (14)$$

2-3- پیش پردازش بر روی DEM و استخراج آبراهه-

ها با تعریف آستانه جریان

قبل از استخراج شبکه آبراهه‌ها و دیگر پارامترهای موردنیاز مدل KW-GIUH بایستی برخی از پیش پردازش‌ها به منظور برطرف نمودن مشکلات و ایرادات موجود در داده‌ها انجام گیرد.

و ثقفیان، 2012؛ لی و همکاران، 1997). یکی از عملی‌ترین این شکل‌ها صفحه‌ای است V شکل که متشکل از دو صفحه مستطیلی به عنوان میدان جریان دامنه‌ای و یک آبراهه مستطیلی در بین دو صفحه به عنوان آبراهه می‌باشد (شکل 1).

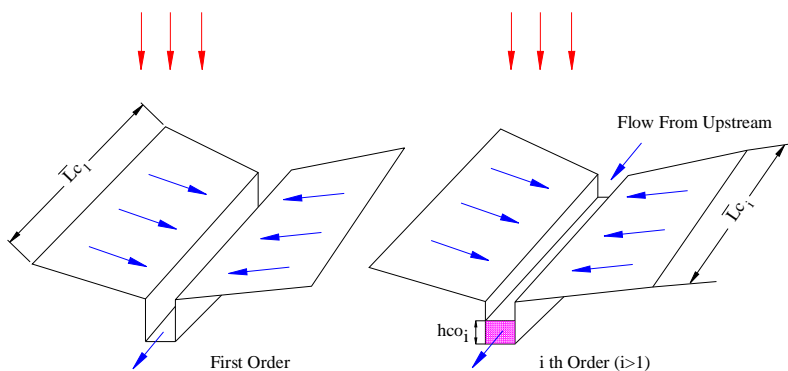
بنابراین بر مبنای تقریب موج سینماتیک، زمان مورد نیاز برای حرکت قطره باران (مازاد بارش) از زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه‌های رتبه i ام (زمان موردنیاز جهت ورود جریان دامنه‌ای به داخل آبراهه رتبه i ام) از رابطه (10) به دست می‌آید.

$$T = \left(\frac{n_o \cdot L_{oi}}{S_{oi}^{0.5} \cdot i_e^{m-1}} \right)^{\frac{1}{m}} \quad (10)$$

در رابطه فوق، n_o ضریب زبری جریان دامنه‌ای، S_{oi} شیب متوسط زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه رتبه i ام، m توان معادله (در صورت استفاده از معادله مانینگ مقدار آن $\frac{5}{3}$ خواهد بود)، i_e شدت بارش مازاد (m/min) و L_{oi} متوسط طول جریان دامنه‌ای (متر) می‌باشد. متوسط طول جریان دامنه‌ای (L_{oi}) از رابطه (11) قابل محاسبه می‌باشد.

$$L_{oi} = \frac{A \cdot P_{oAi}}{2 N_i \cdot L_{ci}} \quad (11)$$

در رابطه (11)، L_{ci} متوسط طول آبراهه‌های رتبه i ام و A مساحت کلی حوضه (کیلومتر مربع) می‌باشد. همچنین مدت زمانی که طول می‌کشد تا بارش مازاد در طول



شکل 1 صفحه 7 شکل (Wooding, 1965)

در این تحقیق از آستانه‌های 0/25، 0/5، 1، 2 و 3 درصد استفاده شده است. همچنین از روی داده‌های توپوگرافی DEMهایی با ابعاد سلولی 15، 25، 50، 75، 100، 150، 200 و 300 متر استخراج گردید. در هر ابعاد سلولی، شبکه آبراهه‌ها و دیگر پارامترهای ژئومورفولوژیکی موردنیاز مدل KW-GIUH با استفاده از اکستنشن ArcHydro و در محیط GIS استخراج شد.

2-4- محدوده مطالعاتی

محدوده مورد مطالعه در این تحقیق، حوضه آبریز کسلیان، یکی از زیرحوضه‌های رودخانه تالار در استان مازندران است (شکل 2). این حوضه با توجه به وضعیت طبیعی آب و هوا و پوشش گیاهی، معرف مناطق کوهستانی و جنگلی در البرز میانی است. این حوضه در شرق راه آهن تهران- مازندران و در 27 کیلومتری بخش پل سفید به مختصات $11^{\circ} 53'$ تا $17^{\circ} 53'$ طولی و $59^{\circ} 35'$ تا $36^{\circ} 07'$ عرضی واقع است. حوضه آبریز کسلیان به مساحت 67 کیلومتر مربع و با محیط 37/8 کیلومتر توسط رودخانه کسلیان به طول حدود 17 کیلومتر زهکشی می‌شود. متوسط شیب این حوضه 16/4 درصد و محدوده تغییرات ارتفاعی آن بین 1100 تا 2650 متر می‌باشد. موقعیت حوضه آبریز این رودخانه و مدل رقومی ارتفاعی (DEM) با ابعاد سلولی 50 متر در شکل 2 نشان داده شده است. ایستگاه هیدرومتری ولیک بن با مشخصات ($07^{\circ} 36' X$ و $01^{\circ} 36' Y$) در انتهای حوضه واقع بوده و از سال 1354 تا 1386 مورد بهره‌برداری قرار گرفته است.

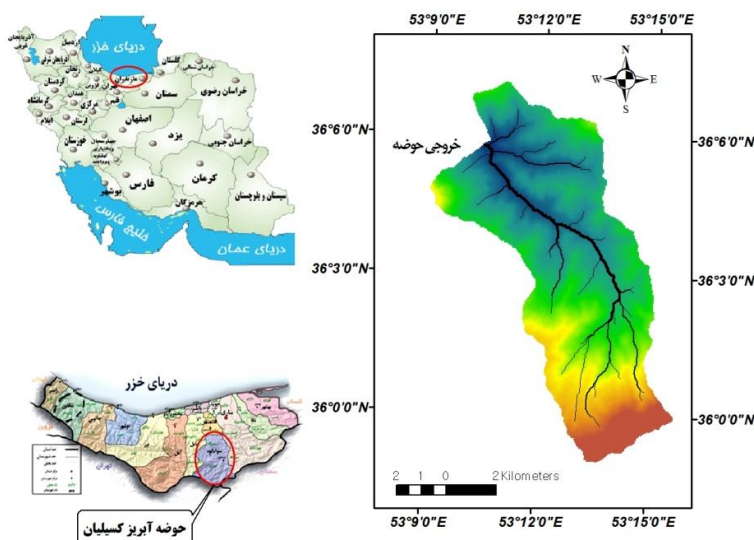
2-5- هیدروگراف‌ها و داده‌های مورد استفاده برای

واسنجی و اعتبارسنجی مدل

برای ارزیابی عملکرد مدل KW-GIUH در حوضه آبریز کسلیان از هیدروگراف‌های ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری ولیک بن واقع در خروجی حوضه استفاده به عمل آمد.

یکی از مهم‌ترین این مشکلات وجود مجموعه‌ای از سلول‌هاست که با ایجاد چاله‌هایی در DEM، موجب بروز خطا در اجرای الگوریتم‌های ردیابی جریان¹ می‌شوند. چاله‌ها با گسستن ارتباط بین سلول‌ها موجب گم شدن جریان شده و لذا برای ایجاد یک شبکه پیوسته جریان، می‌بایست حذف شوند. پس از این مرحله می‌توان به استخراج "شبکه جهت جریان"² برای هر سلول DEM اقدام کرد. این شبکه جهت جریان خروجی از هر سلول را مشخص می‌نماید (Tarboton, 1997). با استفاده از شبکه جهت جریان می‌توان شبکه انباشت جریان³ را برای هر سلول محاسبه نمود. در یک شبکه انباشت، مقدار عددی هر سلول معرف تعداد کل سلول‌هایی است که به داخل یک سلول منحصربه‌فرد می‌ریزند. در این تحقیق با استفاده از الگوریتم D₈ موجود در الحاقیه ArcHydro برای نرم‌افزار ArcGIS، شبکه جریان و شبکه انباشت جریان برای DEM با ابعاد 50 متری استخراج شد. در شبکه انباشت جریان تعداد سلول‌هایی که دارای بالاترین مقدار تجمع هستند، منطبق بر آبراهه‌ها بوده و سلول‌های با مقدار انباشت جریان صفر منطبق بر خط‌الراس‌ها می‌باشند. یکی از موارد کاربرد شبکه انباشت جریان، استخراج مصنوعی آبراهه‌ها می‌باشد که در این خصوص، لازم است آستانه موردنیاز برای شکل‌گیری آبراهه‌ها و زیرحوضه‌های بالادست به درستی تعیین شود. انتخاب مقادیر کم آستانه، منجر به استخراج تعداد بالای آبراهه‌ها (زیرحوضه‌های با مساحت کوچک‌تر) و برعکس انتخاب آستانه بالا، موجب استخراج تعداد کمتری از آبراهه‌ها (زیرحوضه‌های با مساحت بزرگتر) خواهد شد. به عنوان مثال آستانه 1% به این معنی است که شروع آبراهه‌ها از سلولی صورت می‌گیرد که تعداد سلول‌های تخلیه شونده بالادست به آن، معادل یک درصد و یا بیشتر از یک درصد کل سلول‌های شبکه انباشت جریان باشد.

1. Flow Tracing Algorithm
2. Flow Direction Grid
3. Flow Accumulation Grid



شکل 2 موقعیت حوضه، وضعیت شبکه آبراه‌ها و DEM حوضه آبریز کسلیان

پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه از آستانه‌های 0/25، 0/5، 1، 2 و 3 درصد و نیز DEM‌های با ابعاد سلولی 15، 25، 50، 75، 100، 150، 200 و 300 متر استفاده شد و در هر کدام از این حالت‌ها، پارامترهای مورد نیاز مدل استخراج گردید. به علت حجم بالای داده‌های استخراج شده، تنها پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف و در آستانه‌های 0/25 و 3 درصد در جدول 1 نشان داده شده است. شایان ذکر است که بزرگ‌ترین رتبه آبراهه بدست آمده در آستانه‌های مختلف می‌تواند با هم متفاوت باشند، چنان که در آستانه 0/25% بزرگ‌ترین رتبه آبراهه 4 ولی در آستانه 3% این رتبه معادل 3 بدست آمده است. همچنین در شکل‌های 3 تا 8 اثر ابعاد سلولی مختلف بر روی پارامترهای تأثیرگذار مدل نشان داده شده است. در این اشکال به وضوح می‌توان اثر تغییر ابعاد سلول DEM را بر مهم‌ترین پارامترهای ژئومورفولوژیکی مدل مشاهده کرد. بررسی نتایج بدست آمده حاکی از آن است که با افزایش ابعاد سلولی، متوسط شیب زیرحوضه‌های متبقی به هر

با توجه به داده‌های ثبت شده برای واسنجی مدل از 4 رخداد و برای اعتبارسنجی آن از 4 رخداد دیگر استفاده شد. تمامی پارامترهای این مدل به جز ضرایب زبری مانینگ جریان دامنه‌ای (n_o) و آبراهه‌ای (n_c)، وابسته به مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه بوده و به راحتی قابل استخراج می‌باشند. با بازدیدهای میدانی و نیز توجه به وضعیت زیرحوضه‌ها و آبراهه‌ها (از نظر نوع پوشش گیاهی، جنس خاک و ...)، مقادیر متناسب با این ضرایب بدست می‌آید. تنها پارامتر مهمی که در این مدل نیاز به واسنجی دارد، میزان نفوذ و لذا عمق بارش موثر برای تولید سیلاب می‌باشد. در این مدل از اندیس Φ برای برآورد میزان نفوذ در طول بارش استفاده می‌شود. مقدار این پارامتر را نیز می‌توان با آزمون و خطا و یا با استفاده از داده‌های ثبت شده جریان برآورد نمود.

3- نتایج

3-1- پارامترهای ژئومورفولوژیکی مورد نیاز مدل

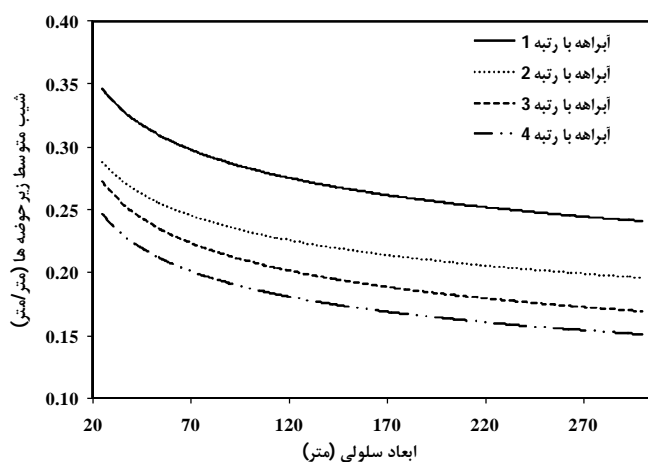
همان‌طور که عنوان شد در این تحقیق برای استخراج

مهم‌ترین و حساس‌ترین ورودی‌های مدل KW-GIUH می‌باشد. لذا شیب برآورد شده از روی مدل‌های رقومی ارتفاعی می‌تواند تأثیر معنی‌داری بر شکل و دیگر پارامترهای مهم هیدروگراف داشته باشد.

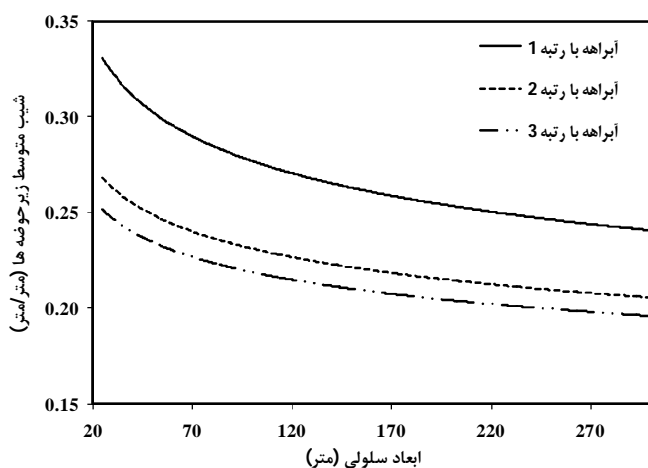
آبراهه در آستانه‌های مختلف کاهش می‌یابد. کاهش شیب زیرحوضه‌ها منجر به افزایش زمان تمرکز جریان دامنه‌ای و متعاقب آن افزایش زمان پایه و کاهش دبی اوج هیدروگراف سیل خواهد شد. بررسی‌های صورت گرفته در این تحقیق نشان می‌دهد که این پارامتر یکی از

جدول 1 پارامترهای ورودی مدل KW-GIUH در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف (در آستانه 0/25 درصد)

| ابعاد سلولی (متر) | رتبه آبراهه | تعداد آبراهه | متوسط طول آبراهه‌های هر رتبه (کیلومتر) | متوسط مساحت زیرحوضه-های منتهی به هر رتبه (کیلومتر مربع) | PoA _i | متوسط طول جریان دامنه‌ای (کیلومتر) | متوسط شیب آبراهه‌های هر رتبه (متر/متر) | متوسط شیب زیرحوضه‌های منتهی به هر رتبه (متر/متر) |
|-------------------|-------------|--------------|--|---|------------------|------------------------------------|--|--|
| 25 | 1 | 104 | 0/57 | 0/41 | 0/638 | 0/366 | 0/166 | 0/341 |
| | 2 | 24 | 1/29 | 1/90 | 0/233 | 0/296 | 0/112 | 0/286 |
| | 3 | 7 | 1/42 | 6/13 | 0/085 | 0/271 | 0/068 | 0/269 |
| | 4 | 1 | 10/50 | 68/00 | 0/060 | 0/221 | 0/041 | 0/258 |
| 50 | 1 | 91 | 0/58 | 0/42 | 0/563 | 0/363 | 0/095 | 0/315 |
| | 2 | 22 | 1/53 | 2/22 | 0/294 | 0/297 | 0/054 | 0/257 |
| | 3 | 5 | 2/43 | 8/44 | 0/225 | 0/630 | 0/057 | 0/240 |
| | 4 | 1 | 10/08 | 68/00 | 0/010 | 0/034 | 0/043 | 0/206 |
| 100 | 1 | 88 | 0/94 | 0/43 | 0/559 | 0/230 | 0/133 | 0/301 |
| | 2 | 23 | 1/93 | 1/90 | 0/250 | 0/191 | 0/082 | 0/247 |
| | 3 | 6 | 2/79 | 6/81 | 0/139 | 0/282 | 0/067 | 0/214 |
| | 4 | 1 | 9/98 | 68/00 | 0/077 | 0/262 | 0/043 | 0/193 |
| 300 | 1 | 85 | 0/86 | 0/50 | 0/628 | 0/292 | 0/075 | 0/237 |
| | 2 | 17 | 1/38 | 2/61 | 0/209 | 0/303 | 0/063 | 0/194 |
| | 3 | 5 | 1/35 | 6/91 | 0/028 | 0/141 | 0/075 | 0/167 |
| | 4 | 1 | 9/55 | 68/00 | 0/135 | 0/481 | 0/042 | 0/155 |

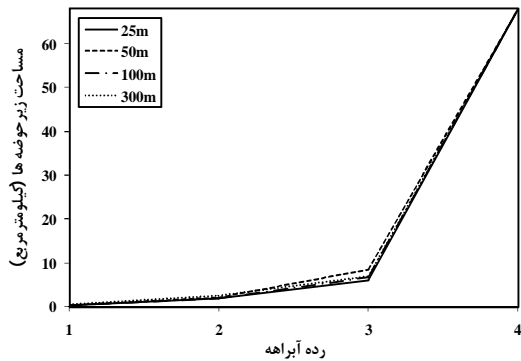


شکل 4 تغییرات شیب متوسط زیرحوضه‌ها در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف (آستانه 0/25 درصد)



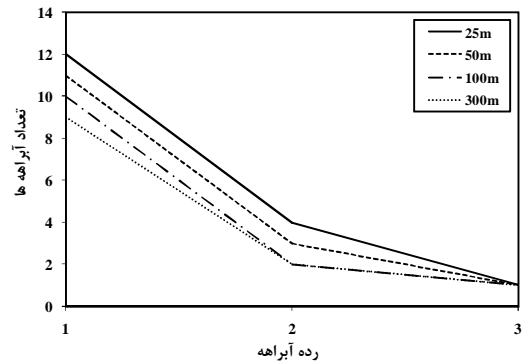
شکل 3 تغییرات شیب متوسط زیرحوضه‌ها در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف (آستانه 3 درصد)

تعداد آبراهه‌های هر رتبه افزایش می‌یابد (شکل‌های 5 و 6).

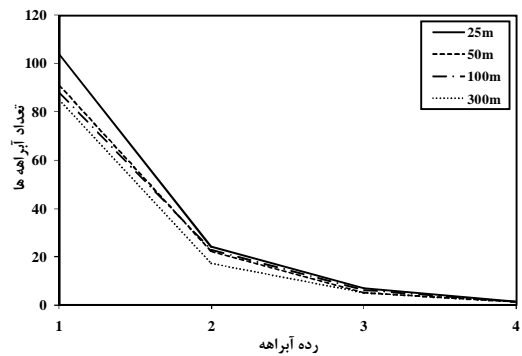


شکل 8 تغییرات مساحت زیرحوضه‌ها در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف (آستانه 0/25 درصد)

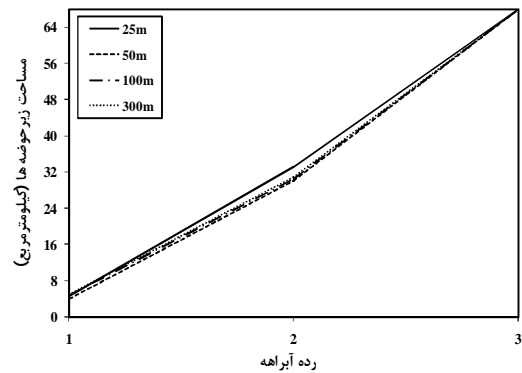
این افزایش در آبراهه‌های با رتبه 1 و 2 نسبت به آبراهه‌های با رتبه بالاتر بسیار معنی‌دار می‌باشد (تعداد آبراهه‌های با رتبه 3 و 4 اختلاف چندانی با یکدیگر ندارند). کاهش تعداد آبراهه‌ها به علت افزایش ابعاد سلولی، موجب کاهش تراکم زهکشی حوضه و متعاقب آن افزایش زمان پایه هیدروگراف و نیز کاهش دبی اوج هیدروگراف سیل خواهد گردید. یکی دیگر از پارامترهای تأثیرگذار در عملکرد مدل KW-GIUH، مساحت زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه‌های هر رتبه می‌باشد. همان‌طور که در شکل‌های 7 و 8 نشان داده شده است، اثر ابعاد سلولی مختلف بر روی این پارامتر چندان قابل توجه نبوده و در آستانه‌های مختلف روند تغییرات این پارامتر تقریباً یکسان است. بدیهی است که با تغییر آستانه، میزان مساحت زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه‌های هر رتبه تغییر خواهد کرد. با توجه به توضیحات فوق می‌توان چنین استدلال نمود که اثر تغییر ابعاد سلول DEM بر روی پارامترهای ژئومورفولوژیکی مدل بسیار قابل توجه می‌باشد. لذا ضروریست تا اثر تغییرات پارامترهای فوق در عملکرد مدل KW-GIUH مورد ارزیابی و بررسی قرار گیرد.



شکل 5 تغییرات تعداد آبراهه‌ها در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف (آستانه 3 درصد)



شکل 6 تغییرات تعداد آبراهه‌ها در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف (آستانه 0/25 درصد)



شکل 7 تغییرات مساحت زیرحوضه‌ها در DEM‌های با ابعاد سلولی مختلف (آستانه 3 درصد)

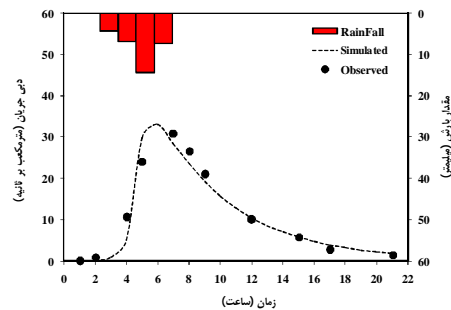
همچنین محاسبات صورت گرفته بر روی تعداد و رتبه آبراهه‌ها نشان می‌دهد که با کاهش ابعاد سلول DEM

2-3- واسنجی و صحت‌سنجی مدل

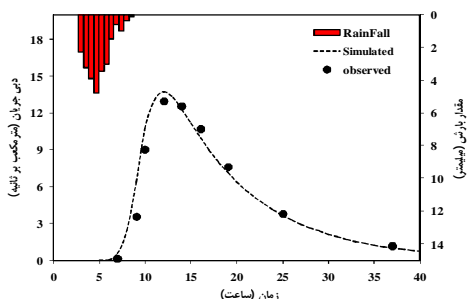
یکی از نکات قوت و با ارزش مدل KW-GIUH مانند تمامی مدل‌های مبتنی بر ژئومورفولوژی آن است که اکثر پارامترهای خود را از فیزیوگرافی حوضه بدست می‌آورد و لذا نیازی به واسنجی آنها نیست. پارامتر مهمی که در این مدل نیاز به واسنجی دارد، میزان نفوذ و لذا عمق بارش موثر حاصله برای تولید سیلاب می‌باشد. در این مدل از اندکس Φ برای برآورد میزان نفوذ در طول بارش استفاده می‌شود. یکی از علت‌های اصلی استفاده از اندکس Φ در این مدل، ساده بودن فرایند محاسبه آن و در نظر گرفتن کلیه تلفات بارش مشتمل بر نفوذ، برگاب و چالاب در تعیین این اندکس می‌باشد. استفاده از این اندکس موجب شده تا مدل KW-GIUH برای واسنجی تنها به یک پارامتر وابسته باشد که این خود کاربرد آن را برای بسیاری از کارشناسان و محققان ساده می‌کند. بمنظور تعیین این پارامتر برای عملکرد صحیح مدل از هیدروگراف‌های ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری ولیک-بن استفاده بعمل آمده است. فرایند مورد استفاده برای واسنجی مدل، این‌گونه برنامه‌ریزی شد که مقادیر مختلف نفوذ که در اینجا اندکس Φ می‌باشد، آنقدر در مدل مورد آزمون قرار بگیرد تا هیدروگراف حاصله، معادل هیدروگراف‌های ثبت شده در ایستگاه ولیک‌بن شود. سپس با استفاده از متوسط مقادیر Φ بدست آمده در مرحله واسنجی، مدل برای رخداد‌های مورد استفاده در مرحله اعتبارسنجی اجرا گردید. در اینجا به منظور رعایت اختصار تنها هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده به ازای 2 مرحله واسنجی و اعتبارسنجی در شکل‌های 9 تا 12 نشان داده شده است.

همچنین در این تحقیق برای ارزیابی عملکرد مدل از شاخص نش-ساتکلیف که به شرح معادله (15) می‌باشد، استفاده به عمل آمد (Nash and Sutcliffe, 1970):

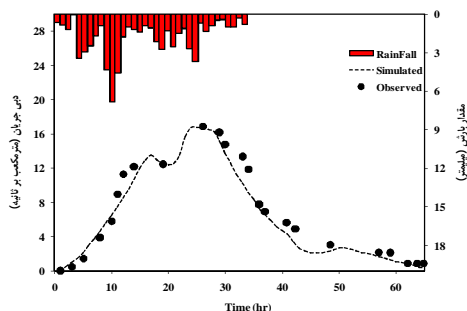
$$EFF = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - \bar{Q}_0)^2} \quad (15)$$



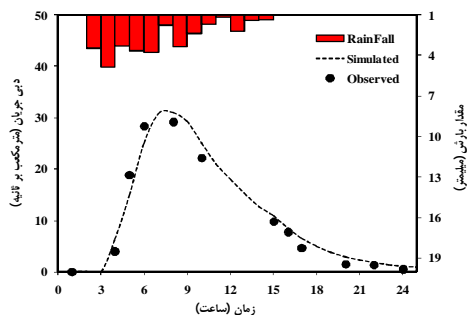
شکل 9 رخداد 1372/1/08- مرحله واسنجی



شکل 10 رخداد 1366/7/17- مرحله واسنجی



شکل 11 رخداد 1384/8/18- مرحله اعتبارسنجی



شکل 12 رخداد 1372/6/13- مرحله اعتبارسنجی

الگوریتم‌های استخراج شبکه آبراهه‌ها می‌باشد. تحقیقات صورت گرفته توسط محققان مختلف حاکی از آن است که افزایش ابعاد سلول DEM موجب تغییراتی در مقادیر پارامترهای فیزیوگرافیکی می‌شود. به عنوان مثال ژانگ و مونتگومری (1994)، وولاک و پرایس (1994) و شکوهی و غلامی (1392) نشان داده‌اند که با افزایش ابعاد سلولی، شیب سلول‌ها و شیب عمومی منطقه کاهش می‌یابد. همان‌طور که عنوان شد، مدل ژئومورفولوژی KW-GIUH وابسته به مقادیری همچون شیب متوسط زیرحوضه‌ها، شیب متوسط آبراهه‌ها، طول آبراهه‌ها و نیز مساحت زیرحوضه‌های مرتبط با هر آبراهه می‌باشد. لذا تغییر ابعاد سلولی بر خصوصیات ژئومورفولوژیکی حوضه و متعاقب آن بر عملکرد مدل تأثیرگذار خواهد بود. در نتیجه ضروریست اثر تغییر ابعاد سلول DEM بر شکل و دبی اوج هیدروگراف مورد ارزیابی قرار گیرد. همان‌طور که در بخش‌های قبل عنوان گردید در این تحقیق از DEM‌های با توان تفکیک 15، 25، 50، 75، 100، 150، 200 و 300 متری استفاده شده است.

3-4- دبی اوج

برای تعیین اثر تغییر اندازه سلول‌های شبکه تشکیل دهنده DEM و به عبارت بهتر تغییر توان تفکیک نقشه¹ بر عملکرد مدل بارش-رواناب، آستانه تشکیل آبراهه ثابت نگه داشته شده و سپس به ازای توان‌های تفکیک متفاوت پارامترهای مختلف ژئومورفولوژیکی محاسبه و مدل اجرا شده است. جدول 3 نتایج حاصل را نشان می‌دهد. تأثیر تغییر توان تفکیک نقشه بر دبی اوج کاملاً در جدول مشخص است. به عنوان مثال برای آستانه 3 درصد، بزرگترین دبی اوج برای شبکه سلولی 15 متری و کمترین مقدار آن برای نقشه با توان تفکیک 75 متر بدست آمده است. در این حالت تفاوت دبی‌های اوج شبیه‌سازی شده

در رابطه (15)، Q'_m دبی شبیه‌سازی شده و Q'_0 دبی مشاهداتی در زمان t می‌باشند. ضریب نش-ساتکلیف در محدوده‌ای بین 1 تا $-\infty$ متغیر می‌باشد. $EFF = 1$ نشان-دهنده تطابق کامل دبی مشاهداتی و دبی شبیه‌سازی شده می‌باشد. به عبارت بهتر این ضریب هرچه به 1 نزدیک‌تر باشد، حاکی از کارایی بالای مدل است. جدول 2 نیز شاخص کارایی مدل در مراحل واسنجی و اعتبارسنجی را مناسب نشان می‌دهد و حاکی از توانایی قابل قبول مدل KW-GIUH در شبیه‌سازی فرایند بارش-رواناب حوضه آبریز کسلیان می‌باشد.

جدول 2 شاخص کارایی مدل در مراحل واسنجی و اعتبارسنجی

| مقدار بارش | مقدار شاخص Φ | شاخص کارایی | مرحله مورد استفاده | تاریخ رخداد |
|------------|-------------------|-------------|--------------------|-------------|
| 24/1 | 5/2 | 0/91 | واسنجی | 1372/01/08 |
| 18/8 | 4/6 | 0/88 | | 1366/07/17 |
| 21/2 | 4/3 | 0/84 | | 1381/01/12 |
| 23/9 | 5/1 | 0/81 | | 1369/11/01 |
| 33/0 | 4/8 | 0/83 | اعتبارسنجی | 1384/08/18 |
| 39/2 | | 0/86 | | 1372/06/13 |
| 31/5 | | 0/76 | | 1362/03/19 |
| 29/1 | | 0/79 | | 1375/08/26 |

همان‌طور که از شکل‌ها و جدول 2 مشاهده می‌شود، نتایج مدل در مرحله واسنجی و اعتبارسنجی از وضعیت مطلوبی برخوردار بود و حاکی از توانایی قابل قبول مدل KW-GIUH در شبیه‌سازی فرایند بارش-رواناب حوضه آبریز کسلیان می‌باشد. در نتیجه ضروریست عوامل مؤثر در پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه مانند: آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها، ابعاد سلولی DEM‌ها و نیز اثر آنها بر عملکرد مدل مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرد.

3-3- اثر تغییر ابعاد سلول DEM بر شکل و دبی اوج

هیدروگراف سیل

ابعاد سلول DEM یکی از پارامترهای مؤثر بر عملکرد

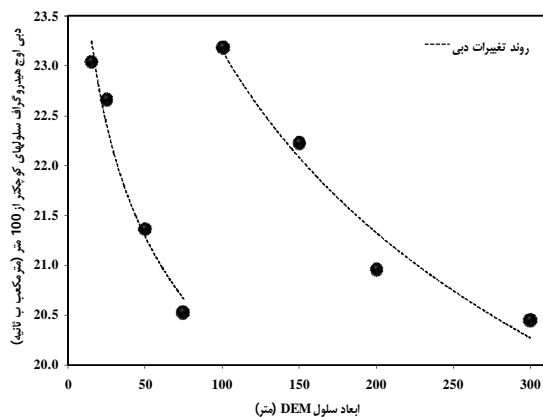
1. DEM Resolution

نتایج بدست آمده از این حوضه حاکی از آن است که نقطه جهش در محدوده‌ای در حدود 80 تا 90 متر رخ می‌دهد که به نوعی به مقدار بدست آمده در حوضه آبریز کسلیان نزدیک می‌باشد. به عنوان مثال در شکل‌های 13 و 14 اثر تغییر ابعاد سلول‌های DEM بر روی دبی اوج شبیه‌سازی شده در دو حوضه کسلیان و صفارود و برای آستانه 0/25% نشان داده شده است. بروز این پدیده را می‌توان به تغییرات مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه در محدوده ابعاد سلولی بین 80 تا 100 متر مرتبط دانست و تغییر روند پارامترهای ژئومورفولوژیک حوضه در ابعاد سلولی 80 تا 100 متر را مسئول جهش عملکرد مدل در این محدوده دانست.

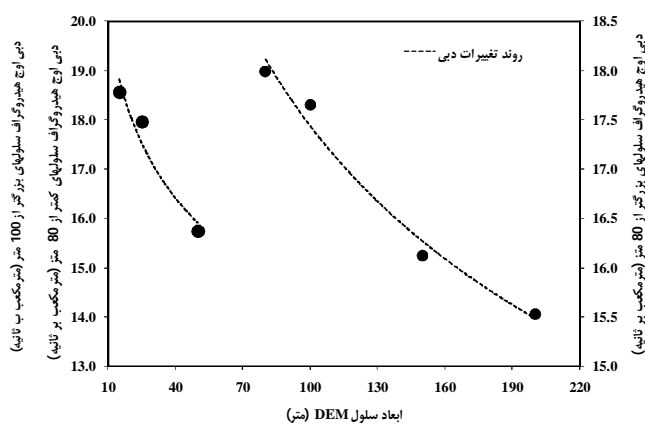
توسط مدل به حدود 26 درصد بالغ می‌شود. روند اثر تغییر توان تفکیک بر دبی اوج شبیه‌سازی شده در مورد همه آستانه‌های دیگر تقریباً مشابه است. همان‌طور که در جدول 3 دیده می‌شود با افزایش ابعاد سلولی در یک آستانه ثابت، میزان دبی اوج تا ابعاد سلولی 100 متر، روندی کاهشی را تجربه نموده و پس از آن با یک جهش روبرو شده و مجدداً با افزایش ابعاد سلولی روند کاهشی را ادامه می‌دهد. برای بررسی این نکته که آیا در تمامی حوضه‌ها نقطه جهش از ابعاد سلولی 100 متر شروع می‌شود، از یک حوضه آبریز بزرگتر با مساحت 420 کیلومترمربع (حوضه آبریز صفارود واقع در غرب مازندران، شهرستان رامسر) نیز استفاده شد.

جدول 3 اثر ابعاد سلولی DEM بر روی مقادیر دبی اوج بدست آمده (m³/s)

| درصد آستانه | ابعاد سلول‌های DEM (متر) | | | | | | | |
|--|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 15 | 25 | 50 | 75 | 100 | 150 | 200 | 300 |
| 0/25 | 23/04 | 22/66 | 21/36 | 20/53 | 22/45 | 22/3 | 22/1 | 22/02 |
| 0/5 | 19/73 | 18/95 | 17/95 | 17/62 | 20/45 | 20/00 | 19/3 | 19/00 |
| 1 | 17/84 | 17/75 | 17/70 | 17/62 | 17/48 | 17/36 | 17/21 | 16/96 |
| 2 | 15/87 | 14/85 | 13/74 | 13/10 | 15/47 | 15/21 | 14/23 | 14/06 |
| 3 | 15/5 | 13/77 | 12/79 | 12/54 | 14/35 | 14/03 | 12/96 | 12/76 |
| درصد اختلاف بین دبی‌های اوج آستانه‌های 0/25 و 3% | 48/7 | 64/6 | 67/0 | 63/7 | 56/4 | 58/9 | 70/5 | 72/6 |

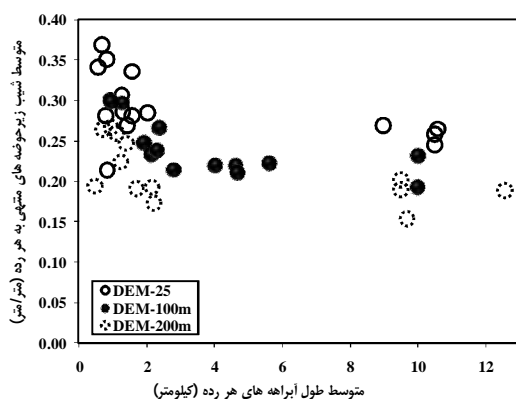


شکل 14 روند تغییرات دبی اوج با افزایش ابعاد سلولی (در آستانه 0/25% حوضه آبریز کسلیان)

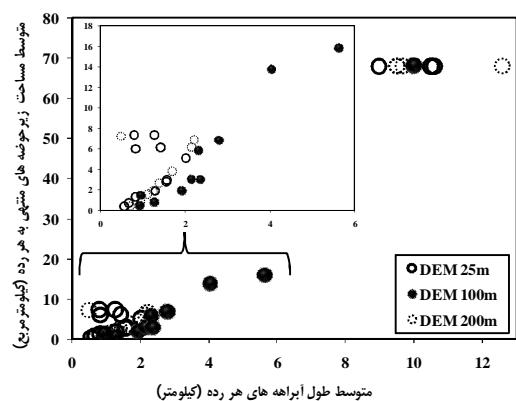


شکل 13 روند تغییرات دبی اوج با افزایش ابعاد سلولی (در آستانه 0/25% حوضه صفارود)

تمامی بارش‌ها، نقطه جهش به وجود آمده در دبی اوج سیلاب در ابعاد سلولی 100 متر رخ می‌دهد که این به معنی عدم حساسیت نقطه جهش به مقدار بارش ورودی می‌باشد.



شکل 15 تغییرات متوسط شیب زیرحوضه‌ها در برابر متوسط طول آبراهه‌های متناظر با هر رتبه آبراهه (حوضه کسلیان)



شکل 16 تغییرات متوسط مساحت زیرحوضه‌ها در برابر متوسط طول آبراهه‌های متناظر با هر رتبه آبراهه (حوضه کسلیان)

هر چند لازم به ذکر است که مقادیر دبی اوج، زمان پایه سیلاب و همچنین زمان رسیدن به دبی اوج به مقادیر بارش ورودی حساس هستند، اما این حساسیت تأثیر قابل توجهی بر روند تغییرات دبی اوج در برابر افزایش ابعاد سلولی و به وجود آمدن نقطه جهش در بر ندارد.

بررسی مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه آبریز کسلیان حاکی از آن است که در محدود ابعاد سلولی 100 متر تغییرات قابل توجهی در این خصوصیات رخ می‌دهد. به منظور بررسی این مسأله، با توجه به اثر میزان تراکم زهکشی و به عبارت دیگر تعداد آبراهه‌ها بر پارامترهای اثرگذار بر شبیه‌سازی رواناب نظیر مساحت و شیب زیرحوضه‌ها به بررسی رابطه میان این عوامل در DEMهای مختلف با ابعاد سلولی متفاوت پرداخته شد. براساس نتایج بدست آمده، رابطه بین این مشخصات ژئومورفولوژیکی در محدوده ابعاد سلولی 100 متر تقریباً متفاوت با دیگر ابعاد سلولی می‌باشد. در شکل‌های 15 و 16 نحوه تغییرات متوسط طول آبراهه‌های هر رتبه در برابر متوسط مساحت و شیب زیرحوضه‌های منتهی به هر آبراهه و در ابعاد سلولی 25، 100 و 200 متر نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل 15 نشان داده شده است، روند تغییرات متوسط طول آبراهه‌های هر رتبه در برابر متوسط شیب زیرحوضه‌های منتهی به هر آبراهه در DEM با ابعاد 100 متر، نسبت به DEMهای 25 و 200 متری متفاوت است. در همین شکل دیده می‌شود که فقط برای نقشه با سلول 100 متری به ازای کلیه درجات آبراهه‌ها در مقابل شیب زیرحوضه مقدار وجود دارد.

همچنین در شکل 16 ملاحظه می‌شود که تقریباً بعد از طول متوسط 6 کیلومتر روند تغییرات طول در مقابل مساحت در مورد DEMهای با ابعاد سلولی 25 و 200 متر تغییر می‌نماید، در حالی که برای سلول 100 متری این روند همچنان خطی باقی مانده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود مقادیر مربوط به متوسط مساحت زیرحوضه‌های آن همواره بالاتر از مقادیر متناظر در DEMهای دیگر می‌باشد. بررسی‌های بعمل آمده توسط محققان حاکی از آن است که روند تغییرات مذکور در تمامی بارش‌ها یکسان بوده و تغییر مقدار بارش اثر معنی‌داری بر بروز نقطه جهش ندارد. به عبارت بهتر در

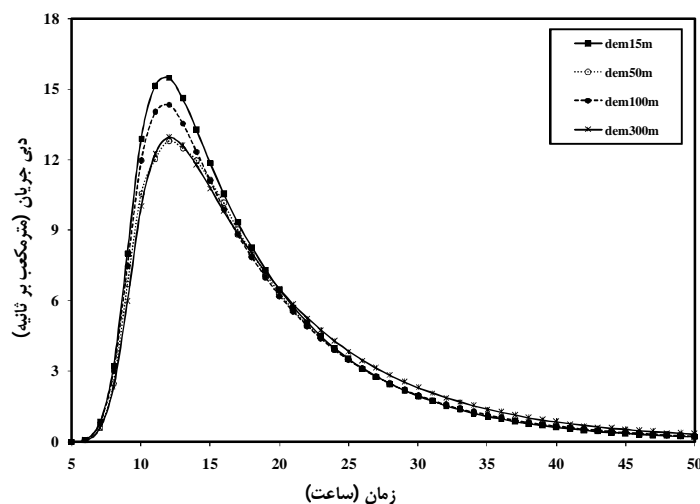
3-5- زمان رسیدن به دبی اوج و زمان پایه هیدروگراف

در بیشتر مطالعات علاوه بر دبی اوج هیدروگراف موارد دیگری نیز همواره مورد توجه محققان می باشد. از مهم ترین این موارد می توان به زمان پایه هیدروگراف و زمان رسیدن به دبی اوج اشاره کرد. تخمین دبی اوج و زمان آن در طرح های کنترل سیلاب و سیستم های جمع آوری آب های سطحی بسیار مهم است. لذا با توجه به اهمیت زیاد موارد فوق الذکر در مبحث مدل سازی

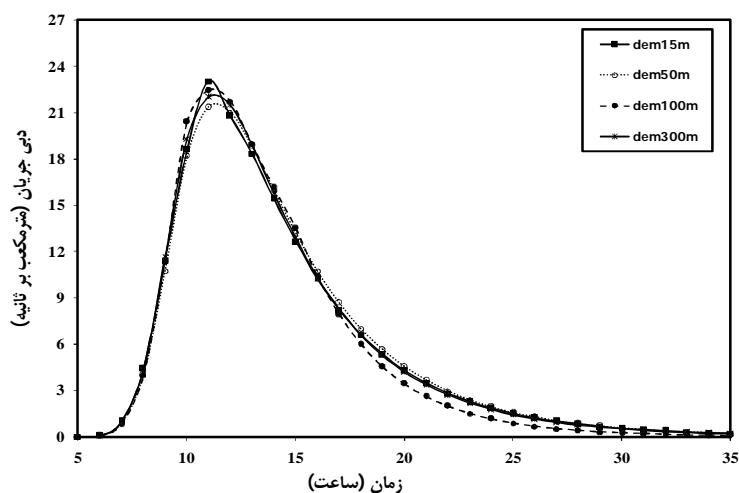
بارش - رواناب در این بخش به بررسی اثر ابعاد سلولی مختلف بر زمان پایه و زمان رسیدن به اوج هیدروگراف به دست آمده از مدل ژئومورفولوژیکی KW-GIUH پرداخته شده است. در جدول 4 اثر تغییر ابعاد سلولی بر زمان اوج و زمان پایه هیدروگراف ارائه شده و همچنین تأثیر تغییر ابعاد سلولی بر هیدروگراف سیلاب در شکل های 17 و 18 و در آستانه های 0/25 و 3 درصد نشان داده شده است.

جدول 4 اثر تغییر ابعاد سلولی بر زمان اوج و زمان پایه (در آستانه های مختلف)

| اندازه ابعاد سلولی (متر) | آستانه 0/25% | | آستانه 1% | | آستانه 2% | | آستانه 3% | |
|--------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | T_{peak} (ساعت) | T_{base} (ساعت) | T_{peak} (ساعت) | T_{base} (ساعت) | T_{peak} (ساعت) | T_{base} (ساعت) | T_{peak} (ساعت) | T_{base} (ساعت) |
| 15 | 11 | 50 | 12 | 69 | 12 | 77 | 12 | 78 |
| 25 | 11 | 52 | 12 | 71 | 12 | 78 | 12 | 79 |
| 50 | 11 | 56 | 12 | 75 | 12 | 79 | 12 | 81 |
| 100 | 11 | 54 | 12 | 72 | 12 | 77 | 12 | 80 |
| 200 | 11 | 59 | 12 | 73 | 12 | 81 | 12 | 81 |
| 300 | 11 | 60 | 12 | 79 | 12 | 82 | 12 | 82 |



شکل 17 اثر تغییر ابعاد سلولی بر شکل هیدروگراف در آستانه 3%



شکل 18 اثر تغییر ابعاد سلولی بر شکل هیدروگراف در آستانه 0/25%

بیشترین اختلاف بین زمان پایه هیدروگراف در DEM های با ابعاد سلولی مختلف در حدود 10 ساعت (در آستانه 0/25 و 1 درصد) می‌باشد. همچنین بررسی زمان اوج هیدروگراف در ابعاد سلولی مختلف نشان از ثابت بودن این پارامتر در آستانه‌های بزرگتر از 0/5 درصد دارد. در تمامی این آستانه‌ها مقدار زمان اوج معادل 12 ساعت می‌باشد. تنها نکته قابل توجه، کاهش زمان اوج سیل در آستانه 0/25% است. در این آستانه مقدار زمان اوج بدست آمده از DEM های با ابعاد سلولی مختلف معادل 11 ساعت می‌باشد. در یک نتیجه گیری کلی می‌توان چنین بیان نمود که در یک آستانه ثابت، زمان رسیدن به اوج سیل مستقل از ابعاد سلول DEM می‌باشد.

4- نتیجه گیری

یکی از روش‌های برآورد سیل استفاده از مدل‌های مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژی حوضه مانند مدل هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک مبتنی بر موج سینماتیک (KW-GIUH) می‌باشد. با توجه به وابستگی این مدل به پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه و نیز اهمیت جایگاه مدل‌های ارتفاعی رقمی (DEMs) در

نتایج حاکی از آن است که زمان پایه هیدروگراف سیل روندی متناسب با دبی اوج از خود نشان می‌دهد. افزایش ابعاد سلول DEM موجب افزایش زمان پایه هیدروگراف سیل می‌شود، اما این روند در محدوده ابعاد سلولی 100 متر دستخوش تغییر می‌گردد.

با افزایش ابعاد سلولی از 100 متر به بالاتر، زمان پایه مجدداً به روند افزایشی خود ادامه می‌دهد.

همان‌طور که قبلاً نیز عنوان شد، در محدوده ابعاد سلولی 100 متر دبی اوج هیدروگراف نسبت به ابعاد سلولی دیگر با جهش و افزایش ناگهانی روبرو می‌شود. لذا با توجه ثابت بودن میزان بارش خالص ورودی (ثابت بودن حجم سیلاب مربوط به بارش موردنظر) و افزایش دبی اوج، بایستی زمان پایه نیز تا حدودی کاهش یابد تا اصل پیوستگی جرم رعایت شود. جدول 4 نشان می‌دهد که زمان پایه هیدروگراف بیشتر از آنکه تحت تأثیر ابعاد سلول DEM باشد، نسبت به تغییر آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها بسیار حساس است. بیشترین اختلاف بین زمان پایه هیدروگراف در آستانه‌های مختلف در حدود 28 ساعت (در DEM 15 متری) بوده و این در حالیست که

| | | |
|------------|--|--|
| h_{coi} | عمق جریان ورودی به آبراهه رتبه نام (به واسطه انتقال جریان از بازه‌های بالادست) | مدل‌سازی‌های هیدرولوژیکی و استخراج مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه‌های آبریز، در این تحقیق علاوه بر ارزیابی کارایی مدل KW-GIUH، تأثیر آستانه‌های مختلف شکل‌گیری آبراهه‌ها و نیز اثر توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی و نیز عملکرد مدل مورد بررسی قرار گرفته است. |
| i_e | شدت بارش مازاد | نتایج بدست آمده از مرحله واسنجی و نیز اعتبارسنجی حاکی از توانایی مناسب این مدل در تخمین دبی اوج و شکل هیدروگراف سیل می‌باشد. بررسی نتایج حاصل از اثر تغییر توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی تأثیرگذار بر عملکرد مدل نیز حاکی از آن است که با کاهش توان تفکیک این مدل‌ها، شیب متوسط زیرحوضه‌ها و تعداد آبراهه‌ها (خصوصاً رتبه 1 و 2) کاهش و مساحت زیرحوضه‌های منتهی به هر آبراهه و طول جریان دامنه‌ای افزایش می‌یابد. همچنین بررسی آستانه‌های مختلف شکل‌گیری آبراهه‌ها نشان می‌دهد که با افزایش مقدار آستانه، دبی اوج هیدروگراف افزایش و زمان پایه آن کاهش می‌یابد. علت اصلی این امر را می‌توان به افزایش تعداد آبراهه‌های درجه 1، افزایش ضریب زهکشی حوضه، کاهش طول جریان دامنه‌ای و زمان تمرکز مرتبط دانست. بر اساس نتایج بدست آمده برای سه پارامتر دبی اوج، زمان پایه هیدروگراف و زمان رسیدن به اوج، مدل از بیشترین حساسیت روی دبی اوج و بعد از آن زمان پایه برخوردار است. در یک نتیجه‌گیری کلی نیز می‌توان چنین بیان نمود که زمان پایه هیدروگراف بیشتر از آنکه تحت تأثیر ابعاد سلول DEM باشد، نسبت به تغییر آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها حساس است. |
| L_{oi} | متوسط طول جریان دامنه‌ای | |
| L_{ci} | متوسط طول آبراهه‌های رتبه i ام | |
| m | توان معادله | |
| N_{ij} | تعداد آبراهه‌های رتبه نام که به آبراهه‌های رتبه j ام می‌ریزند | |
| N_i | تعداد آبراهه‌های رتبه نام | |
| n_o | ضریب زبری جریان دامنه‌ای | |
| n_c | ضریب زبری آبراهه | |
| $P(w)$ | احتمال حرکت قطره باران ورودی از مسیر w | |
| P_{oi} | نسبت مساحت زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه رتبه نام به مساحت کل حوضه | |
| P_{XoXi} | احتمال حرکت قطره باران از زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه‌های رتبه نام به داخل آبراهه | |
| P_{XiXi} | احتمال انتقال وضعیت برای یک قطره باران جاری در آبراهه رتبه نام برای وارد شدن به آبراهه با رتبه نام | |
| S_{oi} | شیب متوسط زیرحوضه‌های منتهی به آبراهه رتبه نام | |
| S_{ci} | متوسط شیب طولی آبراهه‌های رتبه نام | |
| T_w | زمان کلی موردنیاز جهت رسیدن قطره باران از مسیر w به خروجی حوضه | |
| T_{Xk} | مقدار متوسط زمان تمرکز در هر حالت | |
| T_{xi} | مقدار زمان تمرکز در آبراهه رتبه نام | |
| $u_w(t)$ | هیدروگراف واحد ژئومورفولوژیکی | |

6- منابع

روحانی فرد، ن. (1382). " کاربرد فن‌آوری‌های سنجش از دور در پایش اثرات زیست محیطی تغییرات کاربری اراضی بر تالاب انزلی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات تهران.

حصاری، ب.، آخوند علی، م. و قرمز چشمه، ب. (1388). "اصلاح DEM جهت تهیه نقشه پیوسته جریان آب رودخانه (مطالعه موردی حوضه بالادست سد کرخه)"، دومین همایش

5- فهرست علائم

| | |
|-------------|---------------------------------|
| \bar{A}_i | متوسط مساحت حوضه آبریز رتبه نام |
| B_i | عرض آبراهه رتبه نام |
| $f_{Xk}(t)$ | تابع چگالی احتمال |

- Kienzle, S. (2004). "The effect of DEM raster resolution on first order, second order and compound terrain derivatives", *Transactions in GIS*, 8(1), pp. 83-111.
- Lam, N. and Quattrochi, D.A. (1992). "On the issues of scale, resolution, and fractal analysis in the mapping sciences", *The professional Geographer*, 44(1), 8898.
- Lassueur, T., Joost, S. and Randin, C.F. (2006). "Very high resolution digital elevation models. Do they improve models of plant species distribution?", *Ecological Modeling* 198(1-2), pp. 139-153.
- Lee, K.T., Chen, N.C. and Chung, Y.R. (2008). "Derivation of variable IUH corresponding to time-varying rainfall intensity during storms", *Hydrol. Sci. J.*, 53(2), pp. 323-327.
- Lee, K.T. and Yen, B.C. (1997). "Geomorphology and kinematic-wave-based hydrograph derivation", *J. Hydraulic Eng.*, 123(1), pp. 73-80.
- McMaster, K. J. (2002). "Effects of digital elevation model resolution on derived stream network positions", *Water Resources Research*, 38(4), 13-1, pp. 13-8.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V. (1970). "River flow forecasting through conceptual models part I a discussion of principles". *J. Hydrol.* 10(3), pp. 282-290.
- Pradhan N. R., Ogden, F.R., Tachikawa Y. and Takara, K. (2008). "Scaling of slope, upslope area, and soil water deficit: Implications for transferability and regionalization in topographic index modeling", *Water Resources Research*, 44, W12421.
- Rodriguez-Iturbe, I. and Valdes, J.B. (1979). "The geomorphological structure of hydrologic response", *Water Res. Res.*, 15(6), pp. 1409-1420.
- Smith, P. A., Xing Zhu, J. and Burt, E. (2006). "The effects of DEM resolution and neighborhood size on digital soil survey", *Geoderma* 137, pp. 58-69.
- Tarboton, D. (2003). "Terrain analysis using digital elevation models in hydrology", *Proc. of 23rd ESRI International Users Conference*, July 7-11, San Diego, California.
- Wooding, R.A. (1965). "A hydraulic model for the catchment-stream problem. II.", *Numerical solutions. J. of Hydrol.*, 3, pp. 254-267.
- اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن، اصفهان. قرمزچشمه، ب.، ثقفیان، ب. و اختری، ر. (1384). "بررسی تاثیر اندازه شبکه سلولی بر دقت مدل رقومی ارتفاع (DEM)", دومین کنفرانس آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک، کرمان.
- Akan, A. O. (1985). "Kinematic-wave method for peak runoff estimates", *J. Transp. Div., ASCE*, 111(4), pp. 419-425.
- A. Akbari, A. Abu Samah, and F. Othman. (2012). "Integration of SRTM and TRMM data into the GIS-based hydrological model for the purpose of flood modeling", *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, pp. 4747-4775.
- Bian, L. and Walsh, S.J. (1993). "Scale dependencies of vegetation and topography in a mountainous environment of Montana", *The Professional Geographer*. 45(1), pp. 1-11.
- Chang, K.T. and Tsai, B.W. (1991). "The effect of DEM resolution on slope and aspect mapping", *Cartogr. Geogr. Inf. Syst.*, 18, pp. 69-77.
- Chaubey, I., Cotter, A. S., Costello, T. A., and Soerens, T. S. (2005). "Effect of DEM data resolution on SWAT Output uncertainty", *Hydrol. Process.*, 19, pp. 621-628.
- Elsheikh, Sh. and Guercio, R. (1997). "GIS topographic analysis applied to unit hydrograph models: sensitivity to DEM resolution and threshold area", *Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems (Proceedings of Rabat Symposium)*. IAHS Publ. No. 242.
- Gupta, VK, Waymire, E. and Wang, C.T. (1980). "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology", *Water Resources Research.*, 16, pp. 855-862.
- Hancock, G. R. (2005). "The use of DEMs in the identification and characterization of catchment over different grid scales", *Hydrological Processes*, 19, pp. 1727-1749.
- Jin, C.X. (1992). "A deterministic gamma-type geomorphologic instantaneous unit hydrograph based on path types", *Water Resources Research.*, 28(2), pp. 479-486.