

ارزیابی و تحلیل عدم قطعیت معادلات مختلف برآورد زمان تمرکز

(حوزه مورد مطالعه: حوضه‌های آبریز امامه و کسلیان)

اصغر عزیزیان^{*۱}

۱. استادیار، گروه مهندسی آب، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۵/۵ - تاریخ بازنگری: ۱۳۹۵/۵/۳۰ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۶/۶)

چکیده

وابستگی معادلات زمان تمرکز به پارامترهای مختلف آنها را در معرض عدم قطعیت‌های ناشی از تغییرات شدت بارش، مقیاس نقشه توپوگرافی و کاربری اراضی، توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی و همچنین آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها قرار می‌دهد. در پژوهش حاضر به ارزیابی و تحلیل عدم قطعیت ۲۰ معادله پرکاربرد و متداول در زمینه محاسبه زمان تمرکز در دو حوضه آبریز کسلیان و امامه پرداخته شده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که معادلات Morgali-Linsley و BransbyWilliams با دارا بودن خطای نسبی کمتر از ۱۰ درصد، بیشترین تطابق را با زمان تمرکز مشاهداتی در دو حوضه مذکور، دارا می‌باشند. همچنین تحلیل عدم قطعیت معادلات مختلف برآورد زمان تمرکز به روش مرتبه اول تغییرات حاکی از آن است که معادلات ASCE, McCuen و Eagleson دارای بیشترین عدم قطعیت (بیش از ۵۰ درصد) و معادلات FAA و Johnstone کم‌ترین عدم قطعیت (کمتر از ۱۰ درصد) می‌باشند. در روش‌های مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی نیز سهم عدم قطعیت ناشی از آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها بر عملکرد معادلات زمان تمرکز تقریباً ۳ تا ۴ برابر مقیاس نقشه و توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی می‌باشد. لذا توصیه می‌گردد به هنگام استفاده از چنین معادلاتی به‌ویژه در حوضه‌های فاقد آمار به مبحث آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها توجه ویژه‌ای بعمل آید.

واژه‌های کلیدی: زمان مرکز، عدم قطعیت، پارامترهای ژئومورفولوژیکی، خطای نسبی، مقیاس نقشه، توان تفکیک مدل رقومی ارتفاعی

مقدمه

تقریباً تمامی تجزیه و تحلیل‌های هیدرولوژیکی نیازمند یکسری پارامترهای زمانی می‌باشند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به زمان تمرکز اشاره نمود (Wong, McCuen et al., 1984). زمان تمرکز به‌عنوان یک مفهوم مورد استفاده در هیدرولوژیکی می‌باشد که برای اندازه‌گیری پاسخ حوضه نسبت به یک بارش ورودی به کار می‌رود (Pavlovich and Moglen, 2008). این پارامتر از اهمیت بسیار بالایی در مطالعاتی همچون: طراحی سیستم‌های جمع‌آوری آب‌های سطحی (Viessman and Lewis, 2003)، مدل‌سازی بارش-رواناب با استفاده از مدل‌هایی همچون TR-55 (NRCS, 1986)، HEC-HMS (USACE, 2001)، KW-GIUH (Azizian and Shokoohi, 2014)، استخراج هیستوگرام زمان-مساحت در هیدروگراف واحد لحظه‌ای کلارک (Froehlich, 2011؛ Sadeghi et al., 2015) و محاسبه هیدروگراف سیلاب به روش هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی (Kumar et al., 2004) برخوردار می‌باشند. با توجه به اهمیت زمان تمرکز، تاکنون معادلات تجربی و نیمه تجربی بسیار زیادی توسط محققین مختلف توسعه داده شده است. بررسی‌های صورت گرفته حاکی از آن است که در حال حاضر بیش از ۵۰ معادله مختلف در این زمینه ارائه شده و همین مسئله موجب شده تا اغلب پژوهشگران و طراحان با سردرگمی بسیار زیادی در انتخاب معادله مناسب روبرو باشند. در بیشتر موارد، محققین معادله مورد نظر خود را بدون هیچ‌گونه آگاهی از صحت معادله و یا مقایسه آن نسبت به دیگر روش‌ها، انتخاب می‌نمایند (Wong, 2005؛ Fang et al., 2008). معادلات متعدد توسعه داده شده برای محاسبه این پارامتر عمدتاً مبتنی بر دو دیدگاه مختلف می‌باشند. در دیدگاه اول، زمان تمرکز مدت زمان مورد نیاز برای حرکت جریان از دورترین نقطه تا خروجی حوضه می‌باشد که البته ممکن است این فاصله به معنی فاصله فیزیکی و یا هیدرولیکی دو نقطه مذکور باشد (McCuen et al., 1984؛ Singh, 1988؛ Fang et al., 2008). معادلاتی که مبتنی بر این دیدگاه می‌باشند عمدتاً از پارامترهای ژئومورفولوژیکی (مانند طول و شیب آبراهه اصلی، مساحت و متوسط شیب حوضه،

تقریباً تمامی تجزیه و تحلیل‌های هیدرولوژیکی نیازمند یکسری پارامترهای زمانی می‌باشند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به زمان تمرکز اشاره نمود (Wong, McCuen et al., 1984). زمان تمرکز به‌عنوان یک مفهوم مورد استفاده در هیدرولوژیکی می‌باشد که برای اندازه‌گیری پاسخ حوضه نسبت به یک بارش ورودی به کار می‌رود (Pavlovich and Moglen, 2008). این پارامتر از اهمیت بسیار بالایی در مطالعاتی همچون: طراحی سیستم‌های جمع‌آوری آب‌های سطحی (Viessman and Lewis, 2003)، مدل‌سازی بارش-رواناب با استفاده از مدل‌هایی همچون TR-55 (NRCS, 1986)، HEC-HMS (USACE, 2001)، KW-GIUH (Azizian and Shokoohi, 2014)، استخراج هیستوگرام زمان-مساحت در هیدروگراف واحد لحظه‌ای کلارک (Froehlich, 2011؛ Sadeghi et al., 2015) و محاسبه هیدروگراف سیلاب به روش هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی (Kumar et al., 2004) برخوردار می‌باشند. با توجه به اهمیت زمان تمرکز، تاکنون معادلات تجربی و نیمه تجربی بسیار زیادی توسط محققین مختلف توسعه داده شده است. بررسی‌های صورت گرفته حاکی از آن است که در حال حاضر بیش از ۵۰ معادله مختلف در این زمینه ارائه شده و همین مسئله موجب شده تا اغلب پژوهشگران و طراحان با سردرگمی بسیار زیادی در انتخاب معادله مناسب روبرو باشند. در بیشتر موارد، محققین معادله مورد نظر خود را بدون هیچ‌گونه آگاهی از صحت معادله و یا مقایسه آن نسبت به دیگر روش‌ها، انتخاب می‌نمایند (Wong, 2005؛ Fang et al., 2008). معادلات متعدد توسعه داده شده برای محاسبه این پارامتر عمدتاً مبتنی بر دو دیدگاه مختلف می‌باشند. در دیدگاه اول، زمان تمرکز مدت زمان مورد نیاز برای حرکت جریان از دورترین نقطه تا خروجی حوضه می‌باشد که البته ممکن است این فاصله به معنی فاصله فیزیکی و یا هیدرولیکی دو نقطه مذکور باشد (McCuen et al., 1984؛ Singh, 1988؛ Fang et al., 2008). معادلاتی که مبتنی بر این دیدگاه می‌باشند عمدتاً از پارامترهای ژئومورفولوژیکی (مانند طول و شیب آبراهه اصلی، مساحت و متوسط شیب حوضه،

* نویسنده مسئول : Azizian@eng.ikiu.ac.ir

بررسی‌ها تنها محدود به چند معادله تجربی در یک حوضه خاص بوده و تحقیق جامعی به‌ویژه در زمینه بررسی عدم قطعیت معادلات و همچنین برآورد سهم عدم قطعیت ناشی از هرکدام از پارامترهای ورودی معادلات، گزارش نشده است. یکی از مهم‌ترین مسائلی که در مورد استفاده از معادلات مختلف زمان تمرکز در مطالعات هیدرولوژیکی مطرح می‌باشد، عدم قطعیت ناشی از عوامل تأثیرگذار مختلف می‌باشد. این مسئله برای مدل‌سازی به‌ویژه در حوضه‌های فاقد آمار از اهمیت بسزایی برخوردار می‌باشد. پژوهش حاضر به دنبال یافتن عدم قطعیت هر کدام از معادلات و همچنین برآورد سهم عدم قطعیت ناشی از پارامترهای ورودی به‌ویژه شدت بارش، ضریب زبری مانینگ، مقیاس نقشه، توان تفکیک DEM و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها می‌باشد.

مواد و روش‌ها

ساختار معادلات زمان تمرکز

در تحقیق حاضر برای ارزیابی معادلات زمان تمرکز در حوضه‌های مورد مطالعه، از ۲۰ رابطه تجربی و نیمه تجربی پرکاربرد استفاده شده است. در معادلات منتخب، پارامترهای ژئومورفولوژیکی و هواشناسی حوضه از اهمیت بسیار بالایی برخوردار می‌باشند. در جدول (۱)، جزئیات مربوط به هر روش ارائه گردیده است. همچنین برای مقایسه هرچه بهتر معادلات با یکدیگر، واحد داده‌های ورودی طوری در نظر گرفته شده تا خروجی همه معادلات در واحد ساعت باشد.

فرآیند استخراج داده‌های ژئومورفولوژیکی مورد نیاز معادلات زمان تمرکز

محاسبه زمان تمرکز به روش‌های مختلف نیازمند استخراج پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه آبریز از روی نقشه‌های توپوگرافی و یا مدل‌های رقومی ارتفاعی می‌باشد. با توسعه روزافزون سیستم اطلاعات جغرافیایی در سال‌های اخیر و کاربرد آن در مدل‌سازی هیدرولوژیکی، الگوریتم‌ها و مدل‌های مختلفی برای استخراج خودکار پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه توسعه داده شده است که برخلاف روش‌های سنتی و دستی از دقت و سرعت بسیار بالایی برخوردار می‌باشند. در پژوهش حاضر از بسته نرم‌افزاری متن‌باز کوانتوم GIS (Quantum GIS) و الگوریتم D₈ برای استخراج پارامترهای مورد نیاز، استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده برای ساخت مدل رقومی ارتفاعی با ابعاد سلولی مختلف (۲۵ تا ۳۰۰ متر)، نقشه توپوگرافی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور، DEM‌های ۹۰ متری

اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه اصلی، متوسط ارتفاع حوضه و... و در برخی از موارد نیز از پارامترهای هواشناسی (مانند شدت بارش، مقدار بارش ۲۴ ساعته با دوره بازگشت ۲ ساله و...) برای برآورد زمان تمرکز استفاده می‌نمایند. در دیدگاه دوم نیز زمان تمرکز به‌عنوان فاصله زمانی بین انتهای بارش مؤثر و نقطه عطف واقع در بازوی پایین‌رونده هیدروگراف سیلاب در نظر گرفته می‌شود (McCuen et al., 1984; Fang et al., 2008; Manjo and Fang, 2014). معادلات مبتنی بر دیدگاه اول به علت وابستگی به پارامترهای ژئومورفولوژیکی در معرض عدم قطعیت‌های مختلفی به‌ویژه عدم قطعیت ناشی از مقیاس نقشه قرار دارند (McCuen, 2009). به‌عنوان مثال، پژوهش‌های صورت گرفته توسط McCuen (2009) بر روی روش مبتنی بر سرعت حرکت جریان NRCS نشان می‌دهد که عدم قطعیت محاسبه زمان تمرکز با این روش در حوضه‌های کوچک و بزرگ به ترتیب در حدود ۳۹ و ۵۹ درصد می‌باشد. تحقیقات صورت گرفته توسط Azizian and Shokoochi (2014, 2015, 2016) نیز حاکی از آن است که پارامترهای ژئومورفولوژیکی از وابستگی بسیار معنی‌داری به مقیاس نقشه، توان تفکیک DEM و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها^۱ برخوردار می‌باشند و همین مسئله بر عملکرد بسیاری از معادلات و مدل‌های بارش- رواناب مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی (مانند مدل نیمه توزیعی TOPMODEL و KW-GIUH)، تأثیرگذار می‌باشد. طبق نتایج این محققین، مقدار شیب و طول آبراهه اصلی بدست آمده از نقشه‌های با مقیاس متفاوت، ابعاد سلولی و آستانه‌های مختلف به ترتیب بین ۳/۴ تا ۷/۴ درصد و ۶/۴ تا ۱۴ کیلومتر متغیر می‌باشند که این خود به معنی وجود ضریب تغییراتی بین ۴/۹ تا ۳۶/۵ درصد در پارامترهای ژئومورفولوژیکی می‌باشد. همچنین طبق مطالعات صورت گرفته توسط USWRC (۱۹۸۱) در ۷۰ حوضه کشور آمریکا، متوسط عدم قطعیت موجود در برآورد پارامترهای شیب، طول و مقدار زمان تمرکز به ترتیب در حدود ۱۵/۳، ۶۱ و ۴۰ درصد می‌باشد. تاکنون در زمینه تحلیل حساسیت، ارزیابی و مقایسه بین روش‌های مختلف برآورد زمان تمرکز تحقیقات مختلفی صورت گرفته که از جمله مهم‌ترین آنها می‌توان به (McCuen et al (1984; McCuen and Spiess (1995); Wong (2005); Eslamian and Mehrabi (2004); Hosseini and Fang et al (2007); Kosari et al (2010); Sharifi (2011); Manjo and Dastourani et al (2013); Fang (2014) اشاره نمود. در بیشتر تحقیقات مذکور، این

اختیار شود، به ترتیب شبکه آبراهه با تراکم کمتر و بیشتری استخراج خواهد گردید. علت انتخاب مقادیر مذکور برای آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها، بر مبنای مقادیر متداول مورد استفاده در بسیاری از تحقیقات مرتبط با مطالعات هیدرولوژیکی و ژئومورفولوژیکی بوده است (Tarboton, 1991؛ Azizian and Shokoochi, 2015).

SRTM و DEM‌های ۳۰ متری ASTER می‌باشند. همچنین برای استخراج شبکه آبراهه‌ها و دیگر پارامترهای فیزیوگرافی، آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها به ترتیب معادل ۰/۵، ۱، ۲ و ۳ درصد مساحت کل حوضه اختیار شده است. آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها معیاری برای استخراج شبکه زیرحوضه‌ها و آبراهه‌ها در بستر GIS می‌باشد. هر چه مقدار این آستانه بیشتر و کمتر

جدول ۱. معادلات زمان تمرکز و جزئیات مربوط به هر معادله*

نام	معادله	توضیحات
ASCE (Morgali & Linsley 1965)	$T_c = 7.2983L^{0.6}n^{0.6}i^{-0.4}S^{-0.2}$	مبتنی بر تحلیل معادله موج سینماتیک
Bransby Williams	$T_c = 0.605L(100S)^{-0.2}A^{-0.1}$	بدست آمده در حوضه‌های روستایی
California Culverts Practice (1995)	$T_c = 0.95L^{1.155}H^{-0.385}$	بدست آمده در حوضه‌های کوچک کوهستانی
Chow (1962)	$T_c = 0.1602L^{0.64}S^{-0.32}$	بدست آمده از ۲۰ حوضه کوچک با مساحتی بین ۰/۰۱ تا ۱۸/۵ کیلومترمربع و شیب آبراهه بین ۰/۰۰۵ تا ۰/۰۹
Corps of Engineers (Linley 1977)	$T_c = 0.191L^{0.76}S^{-0.19}$	بدست آمده از ۲۵ حوضه کوچک در کشور آمریکا با مساحت‌هایی کمتر از ۱۲ کیلومترمربع
DNOS (Silveira 2005)	$T_c = 0.419k^{-1}A^{0.2}L^{0.2}S^{-0.4}$	بدست آمده از ۶ حوضه در کشور آمریکا با مساحت‌هایی کمتر از ۰/۴۵ کیلومترمربع و شیب آبراهه بین ۰/۰۳ تا ۰/۱
Eagleson (1962)	$T_c = 0.275nLR^{-0.667}S^{-0.5}$	بدست آمده در حوضه‌هایی با مساحت کمتر از ۲۱ کیلومترمربع
FAA (Chow et al 1988)	$T_c = 0.3788(1.1 - C)L^{0.5}S^{-0.332}$	بدست آمده از اطلاعات اندازه‌گیری شده در چندین فرودگاه کشور آمریکا
Morgali and Linsley (1965)	$T_c = 7.354(nL)^{0.6}S^{-0.3}i^{-0.4}$	بدست آمده در حوضه‌های آبریز با مساحت بین ۰/۰۴ تا ۰/۰۵ کیلومترمربع و مناسب برای حوضه‌های مسطح
Johnstone & Cross (1949)	$T_c = 0.4623L^{0.5}S^{-0.25}$	بدست آمده از ۱۹ حوضه در کشور آمریکا با مساحتی بین ۶۴/۸ تا ۴۲۰۶ کیلومترمربع
Kerby-Hathaway (1959)	$T_c = 0.606N^{0.47}L^{0.47}S^{-0.234}$	بدست آمده از داده‌های آزمایشگاهی
Kinematic wave (Kibler, 1982)	$T_c = 7.35n^{0.6}i^{-0.4}L^{0.6}S^{-0.2}$	بدست آمده از داده‌های آزمایشگاهی
Kirpich-Tennessee(1940)	$T_c = 0.0653L^{0.77}S^{-0.385}$	بدست آمده از اطلاعات مربوط به چندین حوضه در ایالت‌های تنسی و پنسیلوانیا با مساحتی بین ۰/۰۰۴ تا ۰/۴۵۳ کیلومترمربع و شیب آبراهه بین ۰/۰۳ تا ۰/۱
McCuen et al (1984)	$T_c = 2.2535 i^{-0.7164}L^{0.555}S^{-0.207}$	بدست آمده از ۴۸ حوضه شهری در آمریکا با مساحتی بین ۰/۴ تا ۱۶ کیلومترمربع و شیب آبراهه بین ۰/۰۰۷ تا ۰/۰۳
Pasini (1914)	$T_c = 0.108 A^{0.332}L^{0.332}S^{-0.5}$	بدست آمده از حوضه‌های کوچک کشور ایتالیا
Picking	$T_c = 0.0883 L^{0.667}S^{-0.332}$	بدست آمده از حوضه‌های کوچک کشور آمریکا
SCS Lag (Mackus 1961)	$T_c = 0.057 \left(\left(\frac{1000}{CN} \right) - 9 \right)^{0.7} L^{0.8}S^{-0.5}$	بدست آمده از ۲۴ حوضه کوچک کشور آمریکا با مساحتی کمتر از ۸ کیلومترمربع

* در جدول فوق، L: طول آبراهه اصلی رودخانه (km)، S: شیب آبراهه اصلی (m/m)، A: مساحت حوضه آبریز (km²)، i: شدت بارش (mm/hr)، m: ضریب زبری مانینگ (بدون بعد)، H: اختلاف ارتفاعی ابتدا و انتهای آبراهه (m)، R: شعاع هیدرولیکی (m)، C: ضریب رواناب (بدون بعد)، N: ضریب تأخیر مربوط به پوشش گیاهی، k: ضریب مربوط به نوع پوشش سطح زمین، CN: شماره منحنی حوضه و S_{scs}: حداکثر نگهداشت رطوبت در سطح حوضه (mm) می‌باشند.

برآورد زمان تمرکز واقعی حوضه

برای برآورد زمان تمرکز واقعی حوضه روش‌های مختلفی وجود دارد که مهم‌ترین آنها عبارتند از: روش تزریق ردیاب (معمولاً محلول نمک) در جریان و محاسبه مدت زمان رسیدن ردیاب به پائین‌دست رودخانه (Dingman, 2002)، محاسبه حدفاصل بین انتهای بارش مؤثر و نقطه عطف بازوی پایین‌رونده هیدروگراف سیلاب مشاهداتی (Singh, 1988؛ McCuen *et al.* 1984)، روش سرعت NRCS که با حل هیدرولیکی جریان در طول آبراه‌ها زمان تمرکز را محاسبه می‌نماید (Fang *et al.*, 2007). استفاده از هر کدام از روش‌های مذکور نیازمند داده‌های موردنیاز می‌باشد که فراهم نمودن برخی از آنها در بسیاری از حوضه‌ها میسر نبوده و یا از نظر اقتصادی و زمانی مقرون به صرفه نمی‌باشد. روش تزریق ردیاب نیازمند حجم بالای محلول ردیاب و نیروی انسانی قابل توجه برای تزریق و ردیابی آن در پائین‌دست هر بازه می‌باشد و به همین علت در حوضه‌های بزرگ از نظر اقتصادی و زمانی مقرون به صرفه نمی‌باشد. علاوه بر این تزریق محلول‌های ردیاب در مسیر جریان در یک محدود وسیع می‌تواند مشکلات زیست‌محیطی خاصی را ایجاد نماید (Comina *et al.*, 2013). روش سرعت NRCS نیز نیازمند اطلاعات جامعی از مشخصات هندسی مسیر جریان در آبراه‌های مختلف (مانند طول آبراهه، شیب آبراهه) و نقشه مربوط به پوشش گیاهی بستر آبراهه‌ها (برای محاسبه ضریب زبری مانینگ) می‌باشد. حساسیت این روش در نحوه برآورد پارامترهای ورودی کاربرد آن را در حوضه‌های فاقد آمار با مشکل اساسی روبرو می‌نماید (Fang *et al.*, 2007). روش سوم نیز به علت عدم وجود یک روش یکتا برای محاسبه نفوذ و متعاقب آن بارش مؤثر، با محدودیت‌هایی روبرو می‌باشد. برای کاهش محدودیت کاربرد این روش می‌توان اقدام به انجام چندین آزمایش نفوذ در سطح حوضه نمود و با مقایسه نتایج مشاهداتی و نتایج بدست آمده از معادلات نفوذ متداول (مانند روش هورتون، گرین-امپت، شاخص Φ ، روش شماره منحنی SCS و...)، بهترین رابطه نفوذ را انتخاب و بارش مؤثر را محاسبه نمود. در پژوهش حاضر از روش سوم یعنی محاسبه فاصله زمانی بین انتهای بارش مؤثر و نقطه عطف واقع در بازوی پایین‌رونده هیدروگراف سیلاب مشاهداتی، برای برآورد زمان تمرکز واقعی حوضه‌های مورد مطالعه استفاده شده است.

نحوه ارزیابی معادلات

برای ارزیابی، مقایسه و انتخاب بهترین معادلات تجربی که تطابق مناسبی با داده‌های بدست آمده از هیدروگراف مشاهداتی دارند، از شاخص آماری درصد خطای نسبی (RE) استفاده شده است. رابطه مربوط به شاخص مزبور به شرح زیر می‌باشد:

(رابطه ۱)

$$RE = 100 \times (T_{c\text{estimated}} - T_{c\text{observed}}) / T_{c\text{observed}}$$

در روابط فوق، $T_{c\text{estimated}}$: زمان تمرکز محاسباتی و $T_{c\text{observed}}$: زمان تمرکز مشاهداتی می‌باشد. به‌طور قراردادی رابطه‌ای مناسب می‌باشد که درصد خطای نسبی آن کمتر از ۱۰ درصد باشد (Hosseini and Sharifi, Razmjoei *et al.*, 2011). همچنین رابطه‌ای که دارای درصد خطای نسبی کمتر از ۲۰ درصد باشد، می‌تواند به‌عنوان رابطه قابل قبول در نظر گرفته شود.

روش تحلیل عدم قطعیت

عدم قطعیت^۱ حاصل فقدان یا کمبود اطلاعات صحیح درباره پدیده‌ها و فرآیندهای مرتبط با تعریف مسائل مختلف و حل آنها می‌باشد. با افزایش حضور پدیده‌های طبیعی و تصادفی، مقادیر عدم قطعیت‌ها افزایش می‌یابد. در تجزیه و تحلیل عدم قطعیت معادلات و مدل‌های ریاضی، محاسبه سه خاصیت آماری میانگین، واریانس و ضریب تغییرات از متغیر یا متغیرهای خروجی یک مدل دارای اهمیت زیادی می‌باشد (Khan *et al.*, 2008). بطور کلی برای تجزیه و تحلیل عدم قطعیت در مباحث مرتبط با هیدرولوژی آب‌های سطحی روش‌های مختلفی وجود دارد که آنها را می‌توان به سه دسته کلی روش‌های تحلیلی^۲، روش‌های تقریبی^۳ و روش‌های شبیه‌سازی تقسیم‌بندی نمود. متداول‌ترین روش‌های تجزیه و تحلیل عدم قطعیت، روش‌های تحلیل مرتبه اول^۴ (روش دلتا)، روش برآورد نقطه‌ای هار و روش شبیه‌سازی مونت-کارلو می‌باشد (Tung, 1996; Khan *et al.*, 2008) از آنجائی که در پژوهش حاضر رابطه بین زمان تمرکز و پارامترهای ورودی یک رابطه ریاضی نسبتاً ساده و صریح می‌باشد، نیازی به استفاده از روش‌های پیچیده احتمالاتی مانند مونت-کارلو نمی‌باشد و با استفاده از روش مرتبه اول تغییرات نیز می‌توان اقدام به برآورد عدم قطعیت معادلات نمود. روش

1. Uncertainty Analysis

2. Analytic methods

3. Approximate methods

4. First-order analysis of uncertainties (Delta method)

نسبت به هر کدام از پارامترهای ورودی $(a_i = [\partial g / \partial x_i]_{\bar{x}})$ محاسبه نمود. سپس با توجه به داده‌های مختلف اندازه‌گیری شده (از روی نقشه‌های با مقیاس و توان تفکیک مختلف) برای هر پارامتر، توزیع احتمالاتی حاکم بر آن استخراج و پارامترهای آماری مانند میانگین و ضریب تغییرات محاسبه خواهند گردید. با جایگذاری مقادیر مزبور در رابطه (۵) می‌توان عدم قطعیت هر کدام از معادلات را بدست آورد. همچنین سهم عدم قطعیت ناشی از هر پارامتر نیز با تقسیم عدم قطعیت هر پارامتر بر عدم قطعیت کل، بدست خواهد آمد (Loucks et al., 2005). از جمله مهم‌ترین عواملی که موجب ایجاد عدم قطعیت در خروجی حاصل از روش‌های مختلف برآورد زمان تمرکز می‌گردد می‌توان به مواردی همچون: مقیاس نقشه‌های توپوگرافی (منبع داده)، توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی، آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها، مقیاس نقشه مربوط به پوشش گیاهی و کاربری اراضی (برای تعیین ضریب مانینگ و برخی پارامترهای مورد استفاده در معادلات) و مقادیر شدت بارش با دوره بازگشت‌های مختلف، اشاره نمود. در پژوهش حاضر علاوه بر بررسی عدم قطعیت حاصل از معادلات مختلف، به برآورد سهم هر کدام از عوامل ورودی بر خروجی معادلات نیز پرداخته شده است.

محدوده مطالعاتی

در پژوهش حاضر از اطلاعات دو حوضه آبریز معرف با شرایط توپوگرافی و اقلیمی متفاوت به نام‌های کسلیان و امامه استفاده شده است. حوضه آبریز کسلیان از زیرحوضه‌های رودخانه تالار در استان مازندران به شمار می‌آید. این حوضه با توجه به وضعیت طبیعی آب و هوا و پوشش گیاهی، معرف مناطق کوهستانی و جنگلی در البرز میانی می‌باشد. این حوضه در شرق راه آهن تهران- مازندران و در ۲۷ کیلومتری بخش پل سفید به مختصات $۱۱' ۵۳''$ تا $۱۷' ۵۳''$ طولی و $۵۹' ۳۵''$ تا $۰۷' ۳۶''$ عرضی واقع است. حوضه آبریز امامه نیز یکی از زیرحوضه‌های رودخانه جاجرود بوده که بخشی از دامنه‌های جنوبی رشته کوه‌های البرز مرکزی را به خود اختصاص داده است. این حوضه بین مختصات $۳۲' ۵۱''$ تا $۳۸' ۵۱''$ طولی و $۵۱' ۳۵''$ تا $۵۷' ۳۵''$ عرضی واقع شده است. موقعیت مکانی و جزئیات مربوط به پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه‌های مذکور به ترتیب در شکل (۱) و جدول (۲) ارائه شده است.

تحلیل عدم قطعیت مرتبه اول به علت سادگی نسبی آن، روشی متداول در بسیاری از مسائل مهندسی به شمار می‌آید (Tung, 1996). تحلیل مرتبه اول برای تخمین مقدار عدم قطعیت یک مدل قطعی که دارای چندین پارامتر با مقدار نامشخص (و دارای عدم قطعیت) می‌باشد، کاربرد دارد. همچنین با استفاده از این روش می‌توان متوسط و واریانس یک متغیر تصادفی که خود تابعی از چندین متغیر می‌باشد را برآورد نمود. یک متغیر تصادفی که تابعی از k متغیر تصادفی می‌باشد را می‌توان به صورت زیر بیان نمود:

$$y = g(x_1, x_2, \dots, x_k) \quad (\text{رابطه ۲})$$

رابطه فوق می‌تواند یک معادله ریاضی ساده و یا یک مدل پیچیده که تنها با استفاده از رایانه قابل اجرا است، باشد. هدف از تحلیل عدم قطعیت ارزیابی اثر عدم قطعیت پارامترهای ورودی (x_1, x_2, \dots, x_k) بر خروجی یک مدل قطعی می‌باشد. رابطه فوق را می‌توان به صورت $y = g(x)$ نیز بیان نمود. با استفاده از بسط سری تیلور حول k متغیر تصادفی و حذف ترم‌های با مرتبه دوم به بالا، رابطه زیر حاصل خواهد شد:

$$y \approx g(\bar{x}) + \sum_{i=1}^k \left[\frac{\partial g}{\partial x_i} \right]_{\bar{x}} (x_i - \bar{x}) \quad (\text{رابطه ۳})$$

مقدار عبارت $[\partial g / \partial x_i]_{\bar{x}}$ ، ضرائب حساسیت^۱ رابطه فوق هستند که به نوعی مبین نرخ تغییرات مقدار تابع $g(x)$ در $x = \bar{x}$ می‌باشند. با فرض اینکه تمامی متغیرهای تصادفی مستقل از یکدیگر هستند، واریانس تابع y را می‌توان به صورت زیر محاسبه نمود:

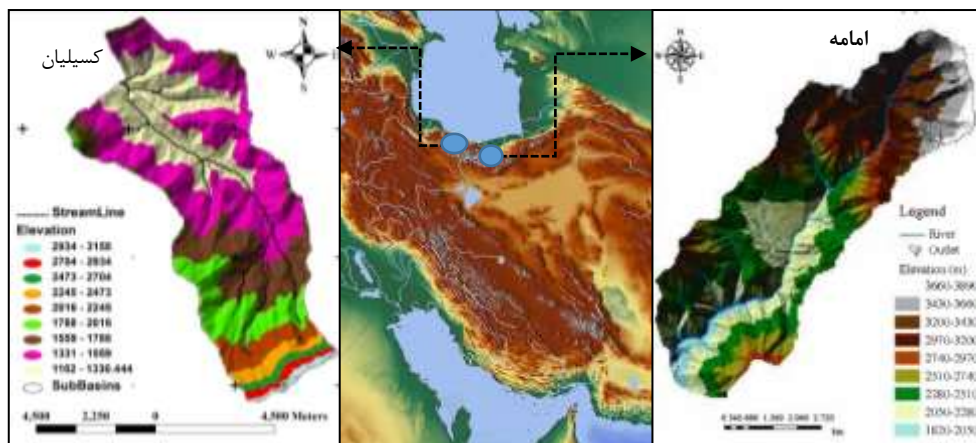
$$\sigma_y^2 = \text{Var}[y] = \sum a_i^2 \sigma_{x_i}^2 \quad (\text{رابطه ۴})$$

همچنین ضریب تغییرات^۲ تابع y که همان عدم قطعیت خروجی می‌باشد را نیز می‌توان از رابطه زیر بدست آورد:

$$CV_y = \left[\sum_{i=1}^k a_i^2 \left(\frac{\bar{x}_i}{\mu_y} \right)^2 CV_{x_i}^2 \right]^{0.5} \quad (\text{رابطه ۵})$$

در رابطه فوق، $a_i = [\partial g / \partial x_i]_{\bar{x}}$ می‌باشد. از آنجائی که در رابطه (۵) عدم قطعیت خروجی مدل مجموع عدم قطعیت‌های ناشی از پارامترهای مختلف می‌باشد، به راحتی می‌توان سهم هر کدام از پارامترهای ورودی را در عدم قطعیت خروجی محاسبه نمود. برای این کار بایستی ابتدا مشتق معادلات زمان تمرکز را

1. Sensitivity Coefficients
2. Coefficient of Variation



شکل ۱. موقعیت جغرافیائی حوضه‌های آبریز مطالعاتی

جدول ۲. مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه‌های مورد مطالعه

نام حوضه	مساحت (km ²)	محیط (km)	طول آبراهه اصلی (km)	شیب متوسط آبراهه اصلی (%)	شیب متوسط حوضه (%)	ارتفاع متوسط حوضه (m)	اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه اصلی (m)
کسیلیان	۶۷/۰	۴۲/۵	۱۶/۵	۴/۷	۱۶/۴	۱۵۶۹	۷۷۶
امامه	۳۷/۲	۲۹/۱	۱۳/۵	۹/۲	۱۳/۰	۲۶۵۰	۱۲۴۲

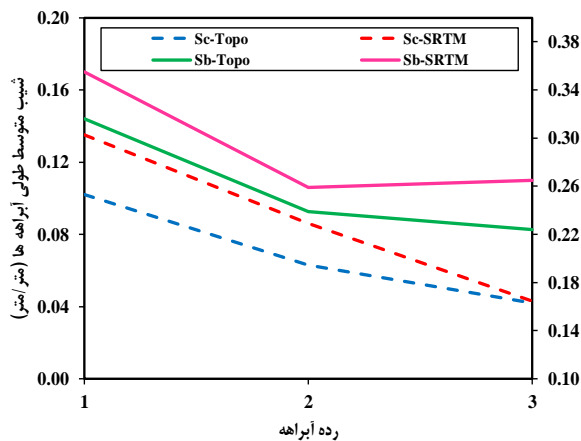
نتایج

اثر مقیاس نقشه، توان تفکیک مدل‌های رقمی ارتفاعی و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی

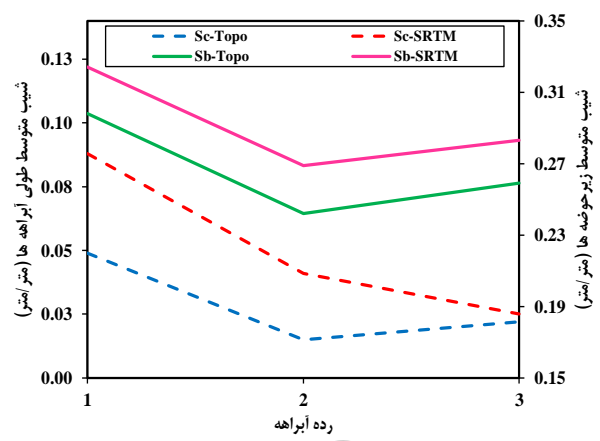
همان‌طور که عنوان شد، در این پژوهش برای استخراج پارامترهای ژئومورفولوژیکی مورد نیاز معادلات زمان تمرکز از آستانه‌های ۰/۲۵، ۰/۵، ۱، ۲ و ۳ و نیز DEM‌های بدست آمده از نقشه‌های توپوگرافی، DEM‌های SRTM (با ابعاد سلولی ۲۵ تا ۳۰۰ متر) استفاده بعمل آمده است. به علت حجم بالای داده‌های استخراج شده، تنها پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه کسیلیان در DEM با ابعاد سلولی ۵۰ متر و در آستانه‌های ۰/۲۵ و ۳ درصد (در دو منبع مختلف) در شکل‌های (۲ تا ۷) نشان داده شده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که در تمامی رده‌ها متوسط شیب آبراهه‌ها و زیرحوضه‌های بدست آمده از نقشه‌های توپوگرافی همواره از مقادیر بدست آمده از DEM‌های SRTM کمتر می‌باشد. به عنوان مثال، شیب آبراهه اصلی (رده ۴) بدست آمده از نقشه‌های توپوگرافی و SRTM به ترتیب در حدود ۵/۳ و ۶/۵ درصد (در آستانه ۰/۲۵ درصد) می‌باشد. در آستانه ۳ درصد مقادیر مذکور به ترتیب معادل ۱/۹ و ۳/۳ درصد بدست آمده است. همچنین طبق نتایج ارائه‌شده در شکل‌های (۴ و ۵)، طول آبراهه بدست آمده از DEM‌های SRTM نسبت به نقشه‌های توپوگرافی همواره دارای مقدار کمتری می‌باشد. به عنوان مثال، متوسط طول آبراهه اصلی بدست آمده از نقشه‌های توپوگرافی در آستانه ۰/۲۵ درصد نسبت به مقادیر بدست آمده

از DEM‌های SRTM در حدود ۱۰ درصد بیشتر می‌باشد. در شکل‌های (۶ و ۷) نیز اثر توان تفکیک مدل‌های رقمی ارتفاعی بر متوسط طول آبراهه‌های هر رده در آستانه‌های ۰/۲۵ و ۳ درصد نشان داده شده است.

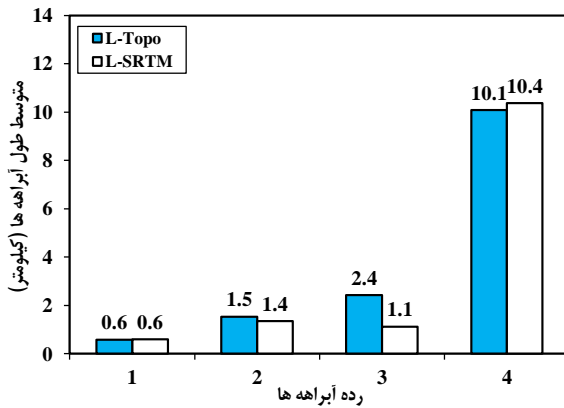
بالا بودن شیب و همچنین پائین بودن طول آبراهه اصلی در DEM‌های SRTM به معنی افزایش سرعت حرکت جریان (در هر دو بخش سطح‌الارض و آبراهه) و متعاقب آن کاهش مقدار زمان تمرکز خواهد بود. روند تغییرات مذکور در تمامی ابعاد سلولی وجود دارد اما با افزایش ابعاد سلولی و یکسان شدن محتوی اطلاعاتی، نتایج حاصل از دو منبع فوق تقریباً یکسان می‌گردد. نتایج کلی بدست آمده در حوضه کسیلیان و در منابع، توان‌های تفکیک و آستانه‌های مختلف حاکی از آن است که شیب طولی آبراهه اصلی بین ۳/۴ تا ۷/۴ درصد و طول آن بین ۶/۴۳ تا ۱۴/۰۴ کیلومتر متغیر می‌باشند. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد اثر مقیاس نقشه، توان تفکیک مدل رقمی ارتفاعی و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها بر مقادیر پارامترهای ژئومورفولوژیکی تأثیر قابل‌توجهی را در بر دارد و به همین خاطر می‌توان موارد فوق را به‌عنوان یکی از منابع ایجاد عدم قطعیت در مقادیر محاسباتی زمان تمرکز، برشمرد. در بخش‌های بعدی به بررسی سهم عدم قطعیت ناشی از هر کدام از موارد فوق بر خروجی معادلات مختلف زمان تمرکز، پرداخته شده است.



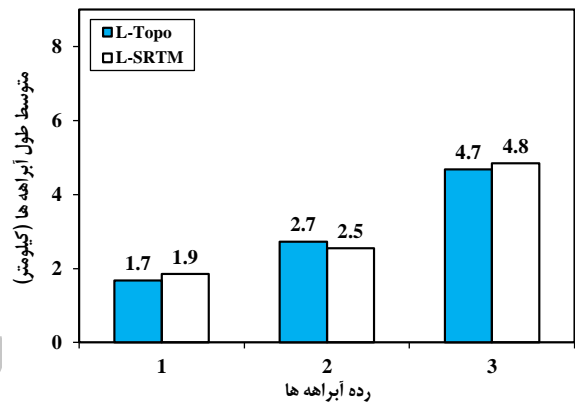
شکل ۳. تغییرات شیب طولی آبراهه و زیرحوضه‌ها در دو منبع مختلف (آستانه ۰/۲۵ درصد)



شکل ۴. تغییرات شیب طولی آبراهه و زیرحوضه‌ها در دو منبع مختلف (آستانه ۲ درصد)



شکل ۵. تغییرات متوسط طول آبراهه‌ها در دو منبع مختلف (آستانه ۰/۲۵ درصد)



شکل ۶. تغییرات متوسط طول آبراهه‌ها در دو منبع مختلف (آستانه ۲ درصد)

کسیلیان، روش‌های Johnstone, Morgali-Linsley, McCuen و BransbyWilliams دارای خطای نسبی کمتر از ۱۰ درصد می‌باشند و به همین علت مطلوب ارزیابی می‌شوند. روش‌های Morgali-Linsley و McCuen علاوه بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی به پارامترهایی همچون شدت بارش و ضریب زبری مانینگ نیز وابسته می‌باشند و همین مسئله کاربرد آنها را با عدم قطعیت‌های معنی‌داری روبرو می‌نماید. لذا توصیه می‌شود در حوضه‌هایی با شرایط اقلیمی و توپوگرافی مشابه حوضه کسیلیان از معادلات Johnstone, FAA و BransbyWilliams استفاده بعمل آید. روابط مربوط به SCS-Lag, Eagleson, California, Picking, Kirpich-Ten و DNOS نیز به علت دارا بودن خطایی بین ۹۱-۵۸ درصد، از قابلیت بسیار پائینی برای برآورد زمان تمرکز در این حوضه برخوردار می‌باشند. همچنین در این حوضه، حداکثر و حداقل اختلاف بین مقادیر مشاهداتی و محاسباتی، به ترتیب در حدود ۷/۸ (معادله McCuen) و ۹۰/۸ (SCS-Lag) درصد می‌باشد. یکی از نکات قابل توجه در

برآورد زمان تمرکز از روی هیدروگراف سیلاب

پس از بررسی آمار ایستگاه‌های هیدرومتری واقع در خروجی دو حوضه کسیلیان و امامه، تعدادی واقعه سیلابی انتخاب و پس از تجزیه و تحلیل (کسر دبی پایه و محاسبه مدت زمان بارش مازاد) آنها، مقادیر زمان تمرکز حوضه‌های مذکور بدست آمد. در جدول (۳) مقادیر زمان تمرکز مشاهداتی و پارامترهایی همچون ضریب رواناب و عدد شماره منحنی (CN) ارائه شده است. طبق محاسبات صورت گرفته، متوسط زمان تمرکز مشاهداتی برای دو حوضه کسیلیان و امامه به ترتیب معادل ۴ و ۳/۷ ساعت می‌باشد. در بخش‌های بعدی از این مقادیر برای ارزیابی معادلات مختلف برآورد زمان تمرکز استفاده شده است.

ارزیابی کارائی معادلات برآورد زمان تمرکز

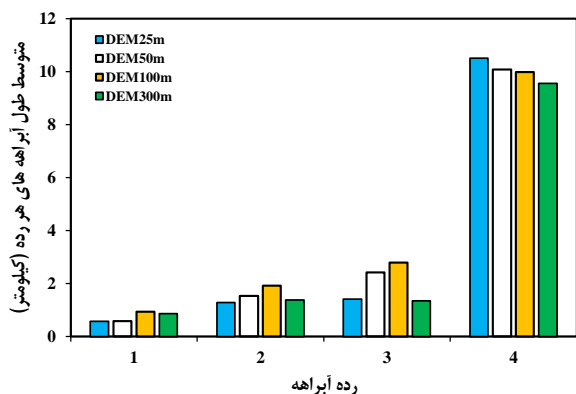
پس از استخراج پارامترهای موردنیاز هر کدام از معادلات در دو حوضه آبریز کسیلیان و امامه، مقادیر زمان تمرکز محاسبه و با نتایج بدست آمده از هیدروگراف‌های سیلاب مشاهداتی مورد مقایسه و ارزیابی قرار گرفت. طبق نتایج بدست آمده در حوضه

محاسبه نموده و از اثر جریان‌های سطح‌الارض چشم‌پوشی می‌نمایند. در سوی مقابل مقادیر زمان تمرکز بدست آمده از تجزیه و تحلیل هیدروگراف‌های سیلاب مشاهداتی، مبین مدت زمان حرکت جریان در هر دو بخش آبراهه و سطح‌الارض می‌باشد و به همین خاطر نسبت به بسیاری از معادلات، مقادیر بالاتری را بدست می‌دهد. در شکل (۸) درصد خطای نسبی هر کدام از معادلات در حوضه کسلیان نشان داده شده است.

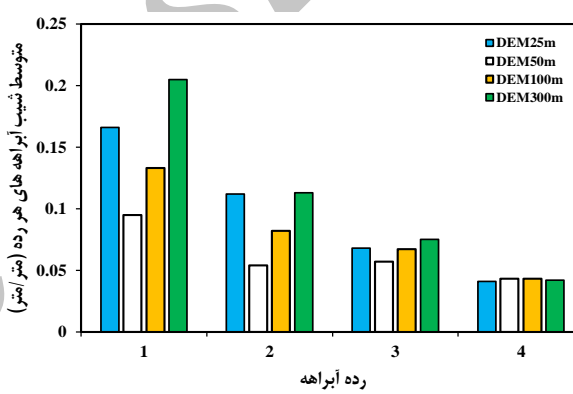
عملکرد معادلات برآورد زمان تمرکز در حوضه آبریز کسلیان، تخمین کم مقادیر محاسباتی نسبت به مقادیر مشاهداتی می‌باشد. یکی از علت‌های این امر را می‌توان به پوشش متراکم و جنگلی حوضه کسلیان مرتبط دانست که موجب می‌شود جریان آب مدت زمان زیادی را جهت رسیدن به خروجی حوضه طی نماید. علاوه بر این عمده معادلات موجود زمان تمرکز را تنها بر اساس پارامترهایی همچون: شیب و طول آبراهه اصلی

جدول ۳. زمان تمرکز، ضریب رواناب و شماره منحنی حوضه‌های کسلیان و امامه

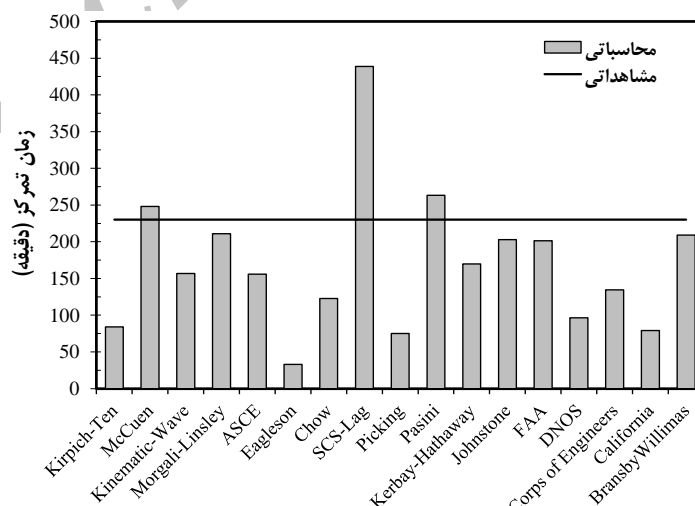
نام حوضه	تعداد رگبار	ضریب رواناب (C)	عدد شماره منحنی (CN)	زمان تمرکز (دقیقه)	شدت بارش (mm/hr)	دامنه تغییرات شدت بارش (mm/hr)	دامنه تغییرات ضریب مانینگ
کسلیان	۶	۰/۳۱	۸۷	۲۴۰	۷	۴۴-۲	۰/۰-۰/۰۵
امامه	۸	۰/۰۸	۸۶	۲۲۶	۵	۸-۲	۰/۰-۰/۰۴



شکل ۷. اثر توان تفکیک DEM بر متوسط طول آبراهه‌های هر رده (در آستانه ۰/۲۵ درصد)



شکل ۶. اثر توان تفکیک DEM بر متوسط شیب آبراهه‌های هر رده (در آستانه ۰/۲۵ درصد)



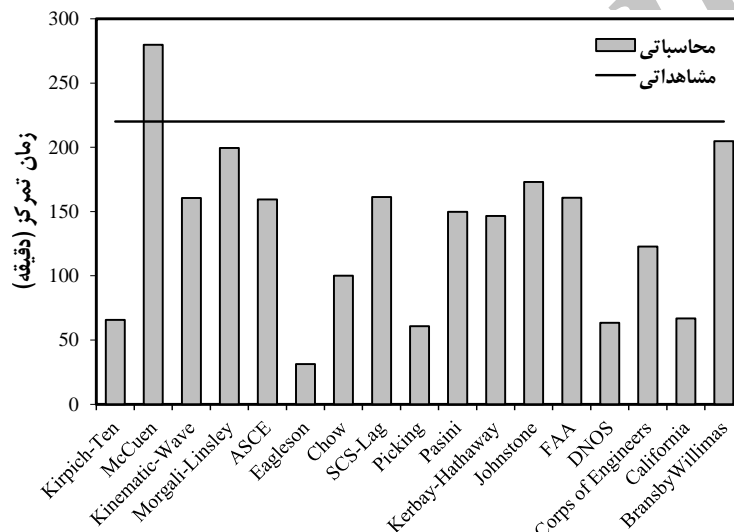
شکل ۸. مقادیر مشاهداتی و محاسباتی زمان تمرکز در حوضه آبریز کسلیان

تمرکز در این حوضه معرفی می‌گردند (شکل ۹). همچنین روش‌های Johnstone، FAA و SCS-Lag نیز به علت دارا بودن خطای نسبی کمتر از ۲۰ درصد، روش‌های قابل قبولی بشمار

در حوضه آبریز امامه نیز روش‌های Morgali-Linsley و BransbyWilliams به ترتیب دارای خطای نسبی ۷ و ۹/۳ درصد می‌باشند و لذا روش‌های مناسبی برای تخمین زمان

برای برآورد زمان تمرکز معرفی نمودند. Mobaraki (2006) نیز با بررسی معادلات تجربی مختلف زمان تمرکز، روش‌های BransbyWilliams و FAA را مناسب ارزیابی نمودند. تحقیقات صورت گرفته توسط Moghaddamnia (2000) و Eslamian and Mehrabi (2005) نیز حاکی از آن است که روش‌های SCS و BransbyWilliams از کارایی به مراتب بهتری نسبت به روش‌های دیگر برخوردار می‌باشند. همچنین طبق تحقیقات انجام شده توسط Dastourani *et al* (2013) نتایج حاصل از روش‌های Kirpich, California و Yen-Chow دارای درصد خطای نسبی بین ۴۰ تا ۷۵ درصد نسبت به مقادیر مشاهداتی می‌باشند.

می‌آیند. در این حوضه نیز روابط مربوط به Picking, Eagleson, Kirpich-Ten, DNOS و California Chow به علت ایجاد خطائی بین ۵۸-۸۶ درصد، از قابلیت کاربرد بسیار پائینی برخوردار می‌باشند. به عبارت بهتر روش‌های مزبور برای تخمین زمان تمرکز در حوضه‌های کوهستانی مناسب نمی‌باشند و بایستی از روابط مناسب که در بالا بدانها اشاره شد، استفاده گردد. در رابطه با تطابق نتایج این تحقیق با پژوهش‌های صورت گرفته توسط محققین مختلف می‌توان به موارد مختلفی اشاره نمود. به‌عنوان مثال، Razmjoei *et al* (2011) پس از ارزیابی نتایج بدست آمده از روش‌های تجربی با مقادیر اندازه‌گیری شده صحرائی، رابطه BransbyWilliams را به‌عنوان روش مناسب



شکل ۹. مقادیر مشاهداتی و محاسباتی زمان تمرکز در حوضه آبریز امامه

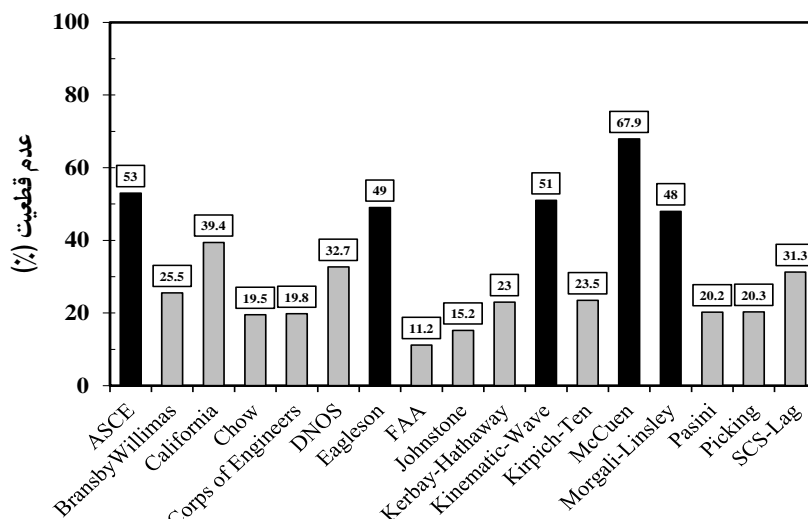
تحلیل عدم قطعیت معادلات زمان تمرکز

برای برآورد عدم قطعیت با استفاده از روش تحلیل مرتبه اول بایستی میانگین، واریانس و ضریب تغییرات (CV) هر کدام از پارامترهای ورودی مشخص باشد. همان‌طور که قبلاً نیز عنوان شد، برای برآورد مقادیر آماری مذکور بایستی توزیع احتمالاتی حاکم بر هر پارامتر مشخص باشد. با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده (از نقشه‌های با مقیاس و توان تفکیک مختلف) برای هر پارامتر و استفاده از بسته نرم‌افزاری SPSS، توزیع احتمالاتی محاسبه و از روی آن مقدار متوسط و ضریب تغییرات برآورد گردیدند. طبق نتایج بدست آمده در این پژوهش، توزیع احتمالاتی حاکم بر پارامترهای طول آبراهه (L)، شیب آبراهه (S) و اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه (H) از توزیع گاما و توزیع احتمالاتی حاکم بر شدت بارش (i) و ضریب زبری مانینگ (n) از توزیع لوگ نرمال تبعیت می‌نمایند. همچنین لازم به ذکر است که طبق تحقیقات McCuen (2009) توزیع

علاوه بر آنچه که در حوضه کسلیان اشاره شد، یکی دیگر از علت‌های اصلی اختلاف بین مقادیر محاسباتی و مشاهداتی را می‌توان به ماهیت و شرایط موجود در ساختار معادلات مرتبط نمود. به‌عنوان مثال، روش Kirpich-Ten و DNOS برای حوضه‌های آبریز کوچکی با مساحت کمتر از ۱ کیلومتر مربع و شیب آبراهه کمتر از ۹ درصد توسعه داده شده‌اند و لذا در حوضه‌های بزرگ مقیاس و پرشیب (مانند مناطق کوهستانی) از کارائی مطلوب و مناسبی برخوردار نمی‌باشند (Kirpich, 1940؛ Silveira, 2005). به عبارت بهتر توجه به محدودیت‌های حاکم بر معادلات می‌تواند در انتخاب معادلات مناسب به‌ویژه در حوضه‌های فاقد آمار بسیار سودمند و مفید باشد. عدم آگاهی از ساختار و محدودیت‌های حاکم بر معادلات موجب شده که در بسیاری از مطالعات و تحقیقات صورت گرفته از روش کرپیچ به‌عنوان متداول‌ترین روش برای برآورد زمان تمرکز استفاده

شده است. در شکل‌های (۱۰ تا ۱۴) عدم قطعیت هر کدام از معادلات و همچنین سهم عدم قطعیت ناشی از هر کدام از پارامترهای ورودی معادلات نشان داده شده است.

احتمالاتی حاکم بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی و ضریب مانینگ عمدتاً از توزیع گاما تبعیت می‌نمایند که با یافته‌های این تحقیق مطابقت خوبی را نشان می‌دهد. با توجه به حجم بالای نتایج بدست آمده، تنها نتایج بدست آمده در حوضه کسلیان ارائه



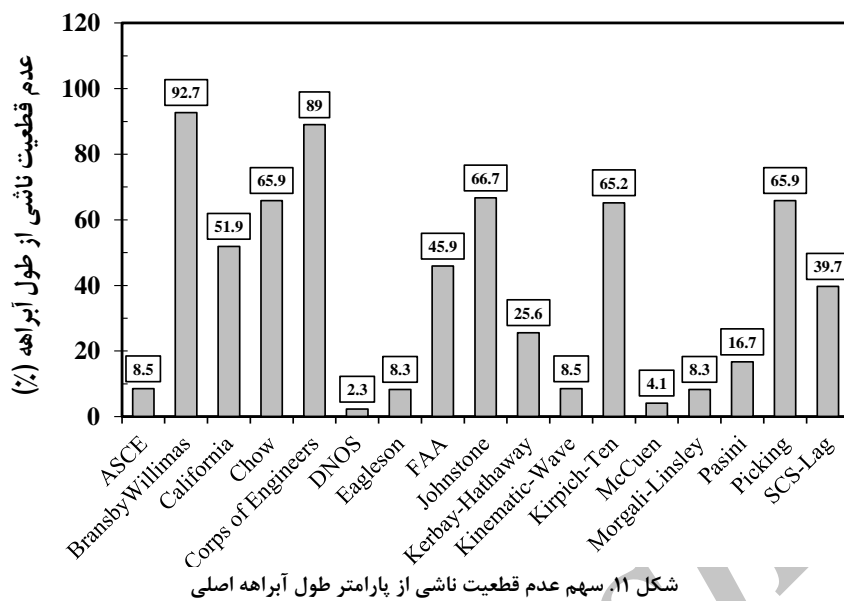
شکل ۱۰. ضریب تغییرات (عدم قطعیت) روش‌های مختلف بر آورد زمان تمرکز

بارش و ضریب مانینگ به علت دارا بودن عدم قطعیت بیشتر از تأثیر و سهم قابل توجهی بر عدم قطعیت خروجی حاصل از معادلات زمان تمرکز برخوردار می‌باشند. به عبارت بهتر روش‌های مذکور از حساسیت بسیار زیادی نسبت به پارامترهای i و n برخوردار هستند. هر چند لازم به ذکر است که نسبت سهم عدم قطعیت ناشی از این پارامترها در حوضه‌های با اقلیم مرطوب (که با تغییرات زیاد شدت بارش و تنوع بالای پوشش گیاهی همراه هستند) نسبت به حوضه‌های با شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک متفاوت می‌باشد.

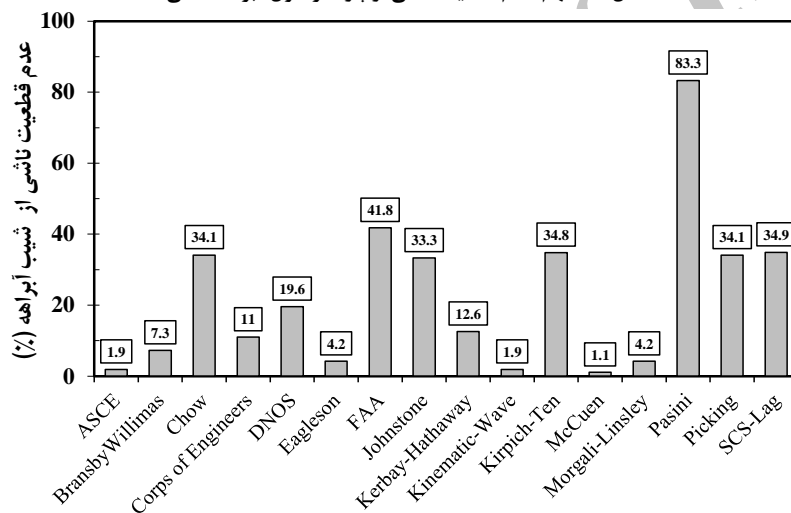
از میان معادلات مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی نیز روش DNOS کمترین وابستگی و روش‌های BransbyWilliams و Corps of Engineers از بیشترین وابستگی به پارامتر طول آبراهه برخوردار می‌باشند. همچنین در این روش‌ها سهم عدم قطعیت ناشی از پارامتر شیب آبراهه کمتر از ۲۰ درصد برآورد شده است. به عبارت بهتر حساسیت آن دسته از معادلاتی که مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی می‌باشند، نسبت به طول آبراهه به مراتب بیشتر از عامل شیب می‌باشد. طبق محاسبات صورت گرفته، متوسط سهم پارامتر طول و شیب آبراهه اصلی در عدم قطعیت معادلات مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی به ترتیب در حدود ۵۲ و ۲۲/۵ درصد می‌باشد که این خود به معنی تأثیر تقریباً ۲ برابری طول آبراهه نسبت به شیب آبراهه می‌باشد.

طبق نتایج بدست آمده، روش‌های FAA، Johnstone، Chow و Corps of Engineers دارای کمترین عدم قطعیت و در سوی مقابل روش‌های ASCE، Eagleson، Kinematic wave، McCuen و Morgali-Linsley دارای بیشترین مقدار عدم قطعیت می‌باشند. نتایج مذکور حاکی از آن است که روش‌هایی که علاوه بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی از پارامترهای دیگری همچون شدت بارش و ضریب زبری مانینگ نیز استفاده می‌نمایند، دارای عدم قطعیت بیشتری هستند. در این روش‌ها افزایش تعداد پارامترهای ورودی موجب افزایش عدم قطعیت آنها نیز شده است و لذا به هنگام استفاده از این روش‌ها به‌ویژه در حوضه‌های فاقد آمار بایستی نهایت دقت را در برآورد مناسب پارامترهای ورودی بعمل آورد. بررسی نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که در چنین روش‌هایی، سهم پارامترهای ژئومورفولوژیکی (مانند طول و شیب آبراهه اصلی، اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه، ارتفاع متوسط و مساحت حوضه) در مقدار عدم قطعیت خروجی نسبتاً کم می‌باشد. به‌عنوان مثال، در روش‌های ASCE، Eagleson، Morgali-Linsley سهم پارامتر طول آبراهه اصلی (L) به ترتیب معادل ۸/۳، ۸/۵ و ۸/۳ درصد می‌باشد (شکل ۱۱). همچنین در روش‌های مذکور سهم پارامتر شیب آبراهه نیز بسیار پائین بوده و به ترتیب در حدود ۴/۲، ۱/۹ و ۴/۳ درصد می‌باشد (شکل ۱۲).

بر خلاف پارامترهای ژئومورفولوژیکی، پارامترهای شدت



شکل ۱۱. سهم عدم قطعیت ناشی از پارامتر طول آبراهه اصلی



شکل ۱۲. سهم عدم قطعیت ناشی از شیب آبراهه اصلی

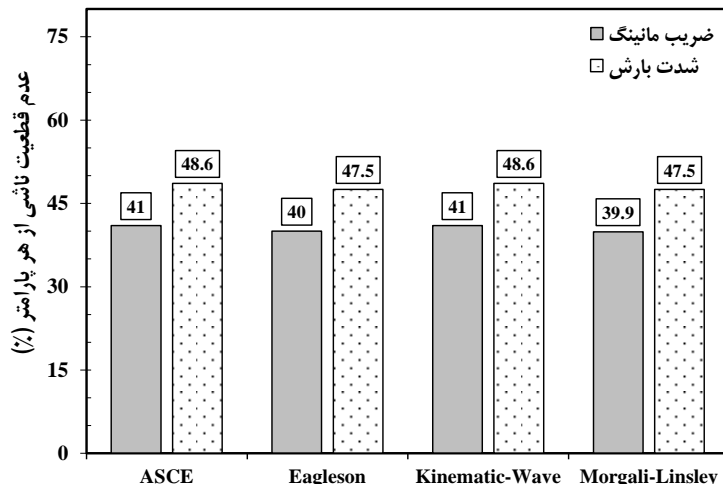
می‌گردد، برخلاف حوضه کسپلیان که دو عامل شدت بارش و ضریب زبری آبراهه دارای سهم و تأثیر تقریباً یکسانی می‌باشند، در حوضه امامه سهم عدم قطعیت ناشی از ضریب زبری تقریباً ۲ برابر پارامتر شدت بارش می‌باشد.

بررسی پژوهش‌های صورت گرفته توسط محققین مختلف نیز حاکی از وجود عدم قطعیت قابل توجه در خروجی‌های حاصل از روش‌های برآورد زمان تمرکز می‌باشد. به‌عنوان مثال، پژوهش‌های صورت گرفته توسط McCuen (2009) بر روی روش مبتنی بر سرعت حرکت جریان NRCS نشان می‌دهد که عدم قطعیت محاسبه زمان تمرکز با این روش در حوضه‌های کوچک و بزرگ به ترتیب در حدود ۳۹ و ۵۹ درصد می‌باشد. همچنین طبق تحقیقات صورت گرفته توسط USWRC (1981) در ۷۰ حوضه کشور آمریکا، متوسط عدم قطعیت موجود در برآورد پارامترهای شیب، طول آبراهه (از نقشه‌های با مقیاس

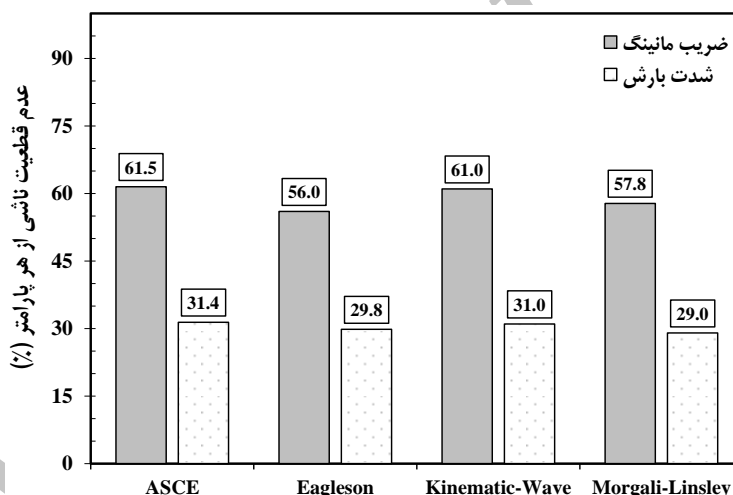
در یک جمع‌بندی کلی می‌توان چنین عنوان نمود که در حوضه‌های مرطوب سهم پارامترهای تأثیرگذار در خروجی معادلات به ترتیب عبارتند از: شدت بارش، ضریب مانینگ، طول آبراهه، اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه، شیب آبراهه، شماره منحنی و مساحت حوضه. هر چند در حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک به علت پائین بودن تغییرات شدت بارش، ضریب مانینگ از اهمیت و تأثیر به‌مراتب بیشتری بر مقادیر زمان تمرکز برخوردار می‌باشد. به‌عنوان مثال در حوضه آبریز امامه (که دارای تغییرات شدت بارش کمتری نسبت به حوضه کسپلیان برخوردار می‌باشد) و در معادله ASCE، سهم عدم قطعیت ناشی از پارامتر ضریب زبری و شدت بارش به ترتیب در حدود ۶۱ و ۳۱ درصد می‌باشد (شکل ۱۳) و این در حالیست که در حوضه کسپلیان این مقادیر به ترتیب معادل ۴۱ و ۴۸/۶ درصد برآورد شده است (شکل ۱۴). همان‌طور که ملاحظه

مذکور به انجام رسیده، همخوانی قابل توجهی را با پژوهش‌های صورت گرفته توسط محققین مختلف، از خود نشان می‌دهد.

مختلف) و مقدار زمان تمرکز به ترتیب در حدود ۱۵/۳، ۶۱ و ۴۰ درصد می‌باشد. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد، نتایج حاصل از این پژوهش که در سطح گسترده‌تری نسبت به مطالعات



شکل ۱۳. سهم عدم قطعیت ناشی از شدت بارش و ضرب زبری مانینگ (حوضه کسلیان)



شکل ۱۴. سهم عدم قطعیت ناشی از شدت بارش و ضرب زبری مانینگ (حوضه امامه)

محاسبه گردد. نتایج بدست آمده حاکی از آن است که در تمامی معادلات مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی، عدم قطعیت حاصل از آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها به مراتب بسیار بیشتر از عدم قطعیت ناشی از دو عامل مقیاس نقشه و توان تفکیک DEM می‌باشد. متوسط عدم قطعیت ناشی از عوامل مذکور، در شکل (۱۵) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد، عدم قطعیت ناشی از آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها تقریباً ۳ تا ۴ برابر عدم قطعیت حاصل از دو عامل دیگر می‌باشد. لذا توصیه می‌گردد، به هنگام محاسبه زمان تمرکز به تأثیر آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها توجه ویژه‌ای شده و از انتخاب مقادیر بالا و یا پائین برای آن پرهیز شود.

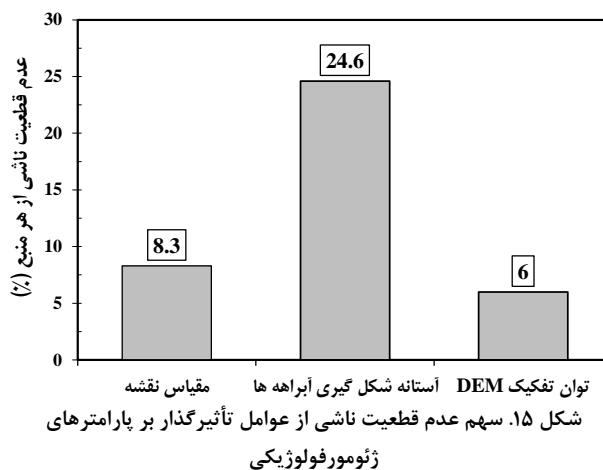
بررسی عدم قطعیت ناشی از مقیاس نقشه، توان تفکیک DEM و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها

همان‌طور که در بخش‌های قبل نیز عنوان شد، معادلات برآورد زمان تمرکز عمدتاً وابسته به پارامترهای ژئومورفولوژیکی می‌باشند و به همین علت تحت تأثیر مقیاس نقشه، توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها می‌باشند؛ اما سؤالی که در اینجا مطرح می‌باشد، عبارتست از "عدم قطعیت ناشی از هر کدام از موارد فوق بر عملکرد معادلات مختلف زمان تمرکز چه مقدار می‌باشد؟". برای پاسخ به این سؤال ابتدا بایستی محدوده تغییرات پارامترهای ژئومورفولوژیکی در هر حالت استخراج و پس از برآورد ضرب تغییرات هر مقدار، مقدار عدم قطعیت هر کدام از معادلات زمان تمرکز

می‌شود در حوضه‌های کوهستانی و پرشیب از معادلات مذکور به‌عنوان معادلات مناسب برای برآورد زمان تمرکز استفاده بعمل آید. همچنین در هر دو حوضه مذکور مقادیر بدست آمده از معادلات California, Kirpich-Ten, DNOS, Picking و Eagleson اختلاف زیادی با مقادیر مشاهداتی دارند به طوری که درصد خطای نسبی این معادلات بیش از ۵۰ درصد می‌باشد. در نتیجه استفاده از معادلات مذکور در حوضه‌های کوهستانی و پرشیب توصیه نمی‌گردد. تمامی معادلات تجربی و نیمه تجربی زمان تمرکز به پارامترهای ژئومورفولوژیکی و هواشناسی وابسته هستند و وجود نقشه‌های با مقیاس‌های متفاوت منجر به ایجاد عدم قطعیت در خروجی آنها می‌گردد. طبق نتایج بدست آمده در این پژوهش، از میان معادلات موردبررسی، معادلات McCuen و FAA به ترتیب دارای بیشترین و کمترین عدم قطعیت می‌باشند. همچنین از میان عوامل مختلف تأثیرگذار بر عملکرد معادلات مختلف، پارامترهای هواشناسی (مانند شدت بارش) و پارامترهای مربوط به پوشش گیاهی و نوع کاربری (مانند ضریب زبری و شماره منحنی) نسبت به پارامترهای ژئومورفولوژیکی از اهمیت به‌مراتب بیشتری برخوردار می‌باشند. همچنین در معادلاتی که تنها وابسته به پارامترهای ژئومورفولوژیکی هستند، عدم قطعیت ناشی از آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها تقریباً ۳ تا ۴ برابر عدم قطعیت ناشی از عواملی همچون مقیاس نقشه و توان تفکیک DEM می‌باشد که این بدین معنی است که آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها از تأثیر به‌مراتب بیشتری بر عملکرد معادلات زمان تمرکز، برخوردار می‌باشد. در یک جمع‌بندی کلی می‌توان چنین عنوان نمود که حساس‌ترین پارامترهای مورد استفاده در ساختار معادلات زمان تمرکز به ترتیب عبارتند از: شدت بارش، ضریب زبری مانینگ (و دیگر ضرائب مربوط به پوشش)، طول آبراهه اصلی، شیب متوسط آبراهه، اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه، عدد شماره منحنی (CN) و مساحت حوضه. البته لازم به ذکر است که در حوضه‌های خشک و نیمه خشک تأثیر ضریب زبری نسبت به شدت بارش، بسیار بیشتر می‌باشد.

REFERENCES

- Azizian, A. and Shokoohi, A.R. (2014). DEM resolution and stream delineation threshold effects on the results of geomorphologic-based rainfall runoff models. *Turkish J Eng Env Sci*, 38, 64-78.
- Azizian, A. and Shokoohi, A.R. (2015a). Effects of Data resolution and stream delineation threshold effects on the results of a Kinematic Wave based GIUH model. *Journal of Water S.A*, 4(9), 61-70.
- Azizian, A. and Shokoohi A.R. (2015b). Investigation of the Effects of DEM Creation Methods on



عدم توجه به مسئله مذکور می‌تواند منجر به محاسبه کم و یا زیاد زمان تمرکز در یک حوضه و متعاقب آن محاسبه دبی اوج سیلاب با عدم قطعیت بالا گردد. در معادلاتی مانند: ASCE, McCuen, Kinematic Wave و Morgali-Linsley که عدم قطعیت ناشی از پارامترهای شدت بارش و ضریب زبری نسبت به پارامترهای ژئومورفولوژیکی بسیار بیشتر می‌باشد، عدم قطعیت حاصل از منابع فوق ناچیز می‌باشد. به عبارت بهتر در چنین معادلاتی اهمیت ترم‌های ژئومورفولوژیکی پائین بوده و سهم کلیه عدم قطعیت‌های ناشی از مقیاس نقشه، توان تفکیک DEM و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها به کمتر از ۱۰ درصد محدود می‌گردد.

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر با هدف ارزیابی و تحلیل عدم قطعیت معادلات تجربی و نیمه تجربی زمان تمرکز و همچنین تعیین سهم عدم قطعیت ناشی از هر کدام از پارامترهای ورودی معادلات (شدت بارش، ضریب زبری مانینگ، ضرائب مربوط به پوشش گیاهی حوضه، مقیاس نقشه، توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی و آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها)، به انجام رسیده است. نتایج حاصل از ارزیابی معادلات در دو حوضه آبریز امامه و کسلیان نشان می‌دهد که معادلات Morgali-Linsley و BransbyWilliams نسبت به معادلات دیگر به علت دارا بودن خطای نسبی کمتر از ۱۰ درصد، از کارایی مناسب‌تری برخوردار می‌باشند. لذا توصیه

the Performance of a Semi distributed Model: TOPMODEL. *J. Hydro. Eng*, 20(11), 05015005 (1-9).

- Azizian, A. and Shokoohi, A.R. (2016). Effect of Data Spatial Resolution on Topographic Index and Performance of the Simi-Distributed Model (TOPMODEL). *Modares Civil Engineering Journal*, 16(2), 187-201 (In Farsi).

- Comina, C., Lasagna, M., Luca, D. A. De., and Sambuelli, L. (2013). Discharge measurement with salt dilution method in irrigation canals.

- direct sampling and geophysical controls. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*, 10, 10035-10060.
- Dastourani, M.T., Abdollahvand, A., Osareh, H., Talebi, A. and Moghaddamnia, A. (2013). Determination of application of some experimental relations of concentration time for estimation of surveying time in waterway. *Journal of Watershed Management Research*, 99, 42-52 (In Farsi).
- Dingman, S. L. (2002). *Physical Hydrology*, Prentice Hall.
- Eslamian, S. and A. Mehrabi. (2005). Determination of experimental relations in estimation of concentration time in mountainous watershed basins. *Journal of Natural Resources and Agricultural Sciences*, 12(5), 23-34 (In Farsi).
- Fang, X., Thompson, D. B., Cleveland, T. G., and Pradhan, P. (2007). Variations of time of concentration estimates using NRCS velocity method. *J. Irrig. Drain Eng*, 133(4), 314-322.
- Fang, X., Thompson, D. B., Cleveland, T. G., Pradhan, P., and Malla, R. (2008). Time of concentration estimated using watershed parameters determined by automated and manual methods. *J. Irrig. Drain Eng*, 134(2), 202-211.
- Froehlich, D.C. (2011). NRCS overland flow travel time calculation. *J. Irrig. Drain Eng*, 137(4), 258-262.
- Kirpich, Z. P. (1940). Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Eng*, 10(6), 362-368.
- Khan, A.L., Lye, L. and Husain, T. (2008). Latin Hypercube Sampling for Uncertainty Analysis in Multiphase Modelling. *J. of Environ. Eng. Sci.*, 7, 617-626.
- Kosari, M.R., Saremi Nayeeni, M.A., Tazeh, M. and Rahim Firrozeh, M. (2010). Sensitivity analysis of four concentration time estimation methods in watershed basins. *Journal of Khoshkboom*, 1(1), 43- 55 (in Farsi).
- Kumar, R., Chatterjee, C., Singh, R.D., Lohani, A.K. and Kumar, S. (2004). GIUH based Clark and Nash models for runoff estimation for an ungauged basin and their uncertainty analysis. *Intl. J. River Basin Management*, 2(4), 281-290.
- Loucks, D.P., Van Beek, E., Stedinger, J., Dijkman, J.P.M. and Villars, M.T. (2005). *Water Resources Systems Planning and Management An Introduction to Methods, Models and Applications*. UNESCO publishing, Turin, Italy.
- Manjo, K.C. and Fang, X. (2014). Estimating Time of Concentration of Overland Flow on Impervious Surface using Particle Tracking Model. *World Environmental and Water Resources Congress*. Water without Borders © ASCE.
- McCuen, R. (2009). Uncertainty Analyses of Watershed Time Parameters. *J. Hydrol. Eng*, 14(5), 490-498.
- McCuen, R. H. and Spiess, J. M. (1995). Assessment of kinematic wave time of concentration. *J. Hydraul. Eng*, 121(3), 256-266.
- McCuen, R. H., Wong, S. L. and Rawls, W. J. (1984). Estimating urban time of concentration. *J. Hydraul. Eng*, 110(7), 887-904.
- Mobaraki, J. (2006). *Analysis the accuracy of empirical Tc and time to peak equations*. MSc. Dissertation, Natural resources faculty, Tehran.
- Moghaddamnia, E. (2000). *Comparing time of concentration, lag time and time to peak equations with using empirical equations and the shape of hydrograph*, MSc. Dissertation, Natural resource and marine sciences, Tarbiat Modares university, Tehran.
- NRCS (Natural Resource Conservation Service). 1986. Urban hydrology for small watersheds. Tech. Release No. 20, Soil Conservation Service, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, DC.
- Pavlovich, S. B. and Moglen, G. E. (2008). Discretization issues in travel time calculation. *J. Hydrol. Eng*, 13(2), 71-79.
- Razmjoei, N., Mahdavi, M., Mohseni Saravi, M. and MoetamedVaziri, B. (2011). Comparing some of Tc equations (case study: Tehran). *7th National Conference on Watershed Management Sciences and Engineering of Iran*, Esfahan University.
- Sadeghi, S. H. R., Mostafazadeh, R. and Sadoddin, A. (2015). Changeability of simulated hydrograph from a steep watershed resulted from applying Clark's IUH and different time-area histograms. *J. of Environ. Eng. Sci*, 74(4), 3629-3643.
- Sharifi, S. and Hosseini, S.M. (2011). Methodology for identifying the best equations for estimating the time of concentration of watersheds in a particular region. *J. Irrig. Drain Eng*. 137(11), 712-719.
- Singh, V. P. (1988). *Hydrologic systems: Rainfall-runoff modeling*. Vol. 1, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Tarboton, D. G. (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5(1), 81-100.
- Tung, Y.K. (1996). Uncertainty analysis in water resources engineering. Tick, K. S. Goulter, I. C., Xu, c., Wasimi, S. A., and Bouchart, F. (Eds.), *In Stochastic Hydraulics 96*.
- USACE (U.S. Army Corps of Engineers). 2001. HEC-HMS hydrologic modeling system. User's manual Version 2.2.1. www.usace.army.mil.
- USWRC (U.S. Water Resources Council). 1981. Estimating peak flow frequencies for natural ungauged watersheds. Washington, D.C.
- Viessman, W. Jr. and Lewis, G. L. (2003). Introduction to hydrology. *Pearson Education*, New York.
- Wong, T. S. W. (2005). Assessment of time of concentration formulas for overland flow. *J. Irrig. Drain Eng*, 131(4), 383-387.
- Wong, T. S. W. (2009). Evolution of kinematic wave time of concentration formulas for overland flow. *J. Hydrol. Eng*, 14(7), 739-744.