

مروری بر روابط پایه مدل KW-GUIH در مطالعات آب‌های سطحی هیدرولوژی

محمد کیانی^۱، محمد کریم زاده مقدم^۲

^۱ گروه کشاورزی، مهندسی منابع آب، آبیاری زهکشی، واحد تربت حیدریه، دانشگاه آزاد اسلامی، تربت حیدریه، ایران.

^۲ عضو هیات علمی گروه مهندسی آب، واحد تربت حیدریه، دانشگاه آزاد اسلامی، تربت حیدریه، ایران

چکیده

مدل‌های شبیه‌سازی بارش رواناب می‌توانند بین پارامترهای ژئومورفولوژیکی و هیدرولوژی حوضه ارتباط برقرار نمایند. GIUH نیز یک مدل بر پایه خصوصیات ژئومورفولوژیکی می‌باشد که برای یافتن پاسخ هیدرولوژیکی حوضه بروی داده‌های ژئومورفولوژیکی تمرکز دارد. رتبه‌بندی استراهلر یا رتبه‌بندی هورتون- استراهلر روشی برای رتبه‌بندی آبراه‌ها و رودخانه‌هاست که توسط رابرت هورتون دانشمند علوم خاک آمریکایی (۱۹۴۵) و آرتور استرالر استاد علوم زمین دانشگاه کلمبیا (۱۹۵۷-۱۹۵۲) بر اساس قدرت شاخه‌های فرعی آن‌ها ارائه شد. نرم افزار KW-GIUH کنونی می‌تواند برای حوضه‌های با شبکه جریان مرتبه ۱ تا ۷ استفاده شود. در این مدل از نمایه Φ بعنوان شاخص نفوذ استفاده شده است. مدل KW-GUIH یکی از مدل‌های مناسب در زمینه مطالعات آب‌های سطحی می‌باشد. از جمله ویژگی‌های این مدل می‌توان به کاربرد طیف وسیعی از روابط به منظور تحلیل حالات مختلف، تطابق‌پذیری با غالب حوضه‌های ایران، امکان سهولت کاربری و . . . دانست. نکته قابل توجه در مورد این نرم‌افزار، قابلیت مناسب لینک شدن با نرم‌افزار جامع اطلاعات جغرافیایی (GIS) و همچنین سایر ماژول‌های آن از جمله Arc hydro و . . . بیان نمود.

واژه‌های کلیدی: روابط پایه، آب‌های سطحی، مدل KW-GUIH، هیدرولوژی.

۱- مقدمه

اکثر مناطق کشورمان دارای اقلیم خشک و نیمه خشک می‌باشد که از جمله خصوصیات این اقلیم‌ها بارش‌های نسبتاً ناچیز با شدت زیاد همراه با تغییرات شدید مکانی و زمانی می‌باشد. در نتیجه وقوع سیل در این مناطق یکی از بلاهای طبیعی عمده به-شمار می‌رود. در نتیجه تعیین دبی اوج و حجم سیلاب کمک زیادی به مدیریت بلاهای طبیعی و ساخت سازه‌هایی جهت کنترل سیلاب می‌نماید. عدم تخمین مناسب رواناب حاصل از بارندگی در حوضه‌ها، مدیریت منابع آبی را با مشکل روبرو می‌کند. از جمله مشکلات اساسی در زمینه پیش‌بینی سیلاب نبود داده‌های هیدرولوژیکی در اکثر حوضه‌ها می‌باشد. لذا از سال‌ها پیش مدل‌های هیدرولوژیکی بسیاری برای شبیه‌سازی فرایند تبدیل بارش به رواناب توسعه یافته‌اند. در فرآیند تبدیل باران به رواناب پارامترهای بسیار زیادی دخیل می‌باشند اما از آنجاییکه اندازه‌گیری تمام این پارامترها امکان‌پذیر نیست لذا باید در انتخاب مدل دقت شود و مدلی انتخاب شود که در عین سادگی بتواند با حداقل اطلاعات ورودی، خروجی قابل قبولی را ارائه نماید. مدلی که در این مطالعه استفاده شده است مدل هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی مبتنی بر موج سینماتیک^۱ (KW_GIUH) می‌باشد که توسط کوان تن لی و یین^۲ در سال ۱۹۹۷ ارائه شده است. این مدل یک مدل مفهومی است که هیدروگراف سیل را بر اساس خصوصیات ژئومورفولوژیکی حوضه شبیه‌سازی می‌کند. براین اساس از این مدل می‌توان در مناطق فاقد آمار بهره جست. مدل‌ها دارای پارامترهای ورودی متعددی می‌باشند که نتایج شبیه‌سازی تحت تأثیر آن‌ها می‌باشد. معمولاً مدل‌ها نسبت به یک یا چند پارامتر حساسیت بیشتری از خود نشان می‌دهند که ما با شناسایی آن‌ها می‌توانیم مدل را با دقت بیشتری واسنجی نماییم و در نتیجه باعث کاهش عدم قطعیت‌ها شویم. هدف از این مطالعه ارزیابی مدل KW_GIUH نسبت به پارامترهای ورودی ژئومورفولوژیکی و ارائه روابط پایه مورد استفاده در آن که در حوضه‌های فاقد آمار بکار می‌رود، می‌باشد.

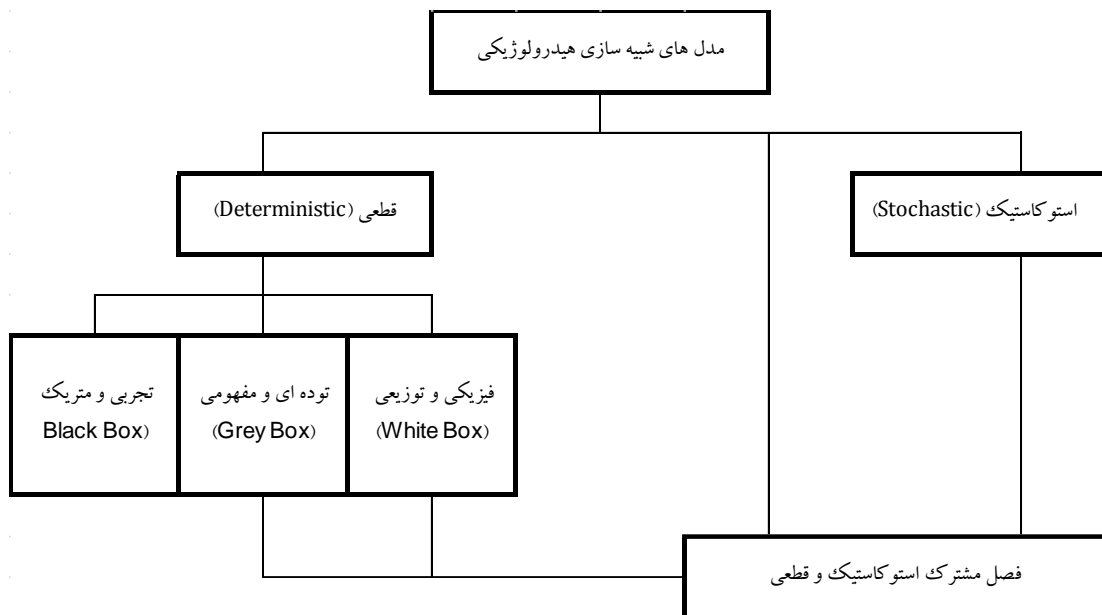
مبانی نظری**مدل‌های بارش - رواناب**

روش صحیح مدل‌سازی بدین صورت است که با یک مدل ساده کار را شروع کرده و به تدریج به کامل کردن آن پرداخته شود. هر مساله معمولاً از تعداد بیشماری متغیر، پارامتر، محدودیت، جز و رابطه تشکیل می‌شود. امروزه استفاده از مدل‌های ریاضی به عنوان تنها راه‌حل مسائل هیدرولوژیکی مورد قبول همگان است. برای بدست آوردن نتایج قابل قبول از شبیه‌سازی ما نیاز به شناخت مدل‌ها و محدودیت‌های هریک از آن‌ها داریم. به‌طورکلی هدف از ساخت مدل برآورد متغیر خروجی با استفاده از متغیرهای ورودی، استفاده از مدل‌ها برای پیش‌بینی و تعیین مقدار عدم حتمیت در پیش‌بینی نتایج می‌باشد. ابوت و رفسگارد^۳ در سال ۱۹۹۶ رایج‌ترین طبقه‌بندی مدل‌های بارش-رواناب براساس فرایندهای تولید رواناب را عملی ساختند که نتایج در شکل ۱ آمده است.

¹ Kinematic wave based geomorphologic instantaneous unit hydrograph

² Kwan Tun Lee and Yen

³ Abbott & Refsgaard



شکل ۱: طبقه بندی مدل های بارش-رواناب ابوت و رفسگارد

مدل های قطعی: مدل های شبیه سازی بدون هرگونه متغیر تصادفی را در رده مدل های قطعی قرار می دهند. مدل های قطعی مجموعه مشخصی از ورودی ها دارند که به مجموعه ای یگانه از خروجی ها می انجامد.

مدل های استوکاستیک یا احتمالاتی: یک یا چند متغیر تصادفی را به منزله ورودی دربردارد. ورودی های تصادفی به خروجی های تصادفی می انجامد. چون خروجی ها تصادفی اند، تنها می توان آنها را برآوردهایی از ویژگی های واقعی سیستم به-شمار آورد.

مدل های فیزیکی: مدل های فیزیکی به امید نمایش واقعی پروسه های فیزیکی ساخته شدند. این مدل ها براساس قوانین فیزیکی اند و مجموعه ای از معادلات بقای جرم، مومنتم و انرژی را که بر طبیعت حاکمیت دارند دربرمی گیرند و معادلات دیفرانسیلی را برای جریان های درون کانال ها و جریان های سطحی، جریان های زیرسطحی اشباع و غیر اشباع حل می کنند. مدل های فیزیکی به علت پیچیدگی در واسنجی به ندرت در کارهای منطقه ای به کار می روند. از جمله این مدل ها می توان به SHE^4 و REW^5 اشاره کرد. گزارش ها نشان می دهند که به علت تعداد زیاد پارامترها برای واسنجی، مدل های فیزیکی بیش-پارامتری^۶ می شوند. یعنی پارامترهای مدل که نشأت گرفته از مفاهیم فیزیکی می باشند، با مقدار مشاهده شده در حوضه مطابقت ندارند. به علاوه از معادلاتی که معمولاً در آزمایشگاه ها بدست می آیند، ثابت نشده است که بتوان در مقیاس های بزرگتر استفاده کرد. در نهایت، مدل های فیزیکی بهتر از مدل های مفهومی عمل نمی کنند آن هم زمانیکه شبیه سازی پروسه های بارش-رواناب در مقیاس حوضه ای صورت می پذیرد. در این حالت معمولاً تشخیص داده شده است که مدل های مفهومی باید مورد استفاده قرار گیرند. علی رغم این مشکلات، مدل های فیزیکی زمانی که اطلاعات مکانی جزئی لازم باشد، ابزارهای بارزشی هستند. همچنین امید می رود که داده های سنسجش از دور بتواند به عنوان منابع جدیدی از داده های لازم برای مدل سازی فیزیکی مورد استفاده قرار گیرد (خطیبی، ۱۳۹۱).

⁴ System Hydrologique European

⁵ Representative Elementary Watershed

⁶ overparameterised

مدل‌های مفهومی: مدل‌های مفهومی رایج‌ترین مدل‌های مورد استفاده در کاربردهای منطقه‌ای هستند، و برای واسنجی به داده‌های جریان وابسته می‌باشند. به دلیل معروف بودن این مدل‌ها برای کاربردهای مختلف و تعداد محدود پارامترهایشان برای واسنجی، از این مدل‌ها بسیار استفاده می‌شود. این مدل‌ها بر مبنای قوانین فیزیکی استوارند اما قادر خواهند بود که رفتارهای هیدرولوژیکی را با بیان تجربی شرح دهند و به علت اینکه از یک نمایش علت و معلولی از پروسه‌های هیدرولوژیکی ساخته می‌شوند و فقط یک ساده‌سازی از حقایق هستند با مدل‌های فیزیکی تفاوت دارند. تعداد مدل‌های مفهومی بسیار زیاد است و کاربرد آن‌ها بسته به اهداف عملی و تحقیقاتی متفاوت می‌باشد. مدل‌های مفهومی متناظر با دو دوره زمانی به دو گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول شامل مدل‌های ذخیره‌ای می‌باشد. برای مثال SWM^y و HBV^A از این دسته مدل‌ها هستند. یکی از اولین مدل‌های ذخیره‌ای می‌باشد که توسط نرم‌ن کرافورد^۹ و ری لینسلی^{۱۰} در سال ۱۹۶۶ ارائه گردید (Maréchal, 2004). در مدل‌های مفهومی همه فرایندهای بارش- رواناب به صورت مفاهیم ساده شده توصیف می‌شود. در موردی که تنها لازم است جریان در خروجی حوضه شبیه‌سازی شود، مدل‌های مفهومی اغلب بر انواع دیگر مدل‌های بارش- رواناب ترجیح داده می‌شوند. ولی واسنجی مدل‌های بارش رواناب در دهه‌های اخیر به عنوان یک چالش مطرح بوده است (Cooper et al, 2007).

مدل‌های تجربی یا متریک: مدل‌های متریک کمتر در مطالعات منطقه‌ای بکار می‌رود. این مدل‌ها پروسه‌های فیزیکی در حوضه را به صورت ساده نشان می‌دهند. این مدل‌ها خود به دو دسته یکپارچه و نیمه‌توزیعی تقسیم می‌شوند. در مدل‌های یکپارچه، حوضه بصورت یک واحد در نظر گرفته می‌شود و در مدل‌های نیمه‌توزیعی، حوضه را می‌توان به کلاس‌های ارتفاعی و گیاهی تقسیم نمود. از جمله این مدل‌ها می‌توان به روش هیدروگراف واحد و روش استدلالی اشاره کرد. همچنین در یک دسته‌بندی کلی می‌توان مدل‌ها را به مدل‌های دقیق و عددی و نیز توده‌ای^{۱۱} و توزیعی^{۱۲} تقسیم نمود. اکثر مدل‌های ریاضی موجود مدل‌های عددی هستند، زیرا مدل‌های حاکم بر پدیده‌های پیچیده هیدرولوژیکی، به علت تنوع عوامل دخیل عموماً از نوع معادلات دیفرانسیل با مشتقات جزئی بوده و جز در حالت‌های خاص حل بسته ندارند. علاوه بر این میدان حل واقعی با میدان‌های تئوریک مورد استفاده در ریاضیات تفاوت زیادی داشته و عملاً با یک عبارت مشخص ریاضی قابل تعریف نیستند.

مدل‌های توده‌ای توانایی دیدن جزئیات درون حوضه‌ها را نداشته و برای بکارگیری نیازمند اطلاعات و آمار ثبت شده به منظور اعتباریابی و ارزیابی مدل می‌باشند. در این مدل‌ها پارامترهای هیدرولوژیکی ورودی بطور متوسط بیان می‌شود و تغییرات مکانی آن‌ها مدنظر نیست. در مقابل این مشکلات، مدل‌های مزبور از سادگی و سرعت مناسبی برخوردار بوده و به همین علت کاربران زیادی را به خود جلب نموده‌اند. هیدروگراف واحد از مدل‌های توده‌ای به حساب می‌آید. مدل‌های توزیعی از نوع فیزیکی، که توسعه خود را مدیون رشد و توسعه علوم کامپیوتری هستند، در مقابل مدل‌های توده‌ای قرار دارند. این مدل‌ها از روابط ریاضی حاکم بر پدیده مورد نظر استفاده به عمل می‌آورند. لذا به نظر می‌رسد که از یک طرف باید به جواب‌های دقیقی برسند و از طرف دیگر نیازمند آمار و اطلاعات ثبت شده جهت اعتباریابی نیستند. علیرغم این مزیت‌ها به علت پیچیدگی ذاتی

⁷ stanford Watershed Model

⁸ Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning

⁹ Norman Crawford

¹⁰ Ray Linsley

¹¹ Lumped

¹² distributed

و تنوع اطلاعات موردنیاز جهت اجرای مدل‌های توزیعی، استفاده از آن‌ها در هیدرولوژی محاسباتی چندان عمومیت نیافته و هنوز راهی دراز درپیش دارند. در این رویکرد پارامترهای مدل دارای توزیع مکانی هستند که با فاصله معینی از یکدیگر متمایز می‌شوند. بنابراین در این رویکرد ما با یک شبکه از اطلاعات روبرو هستیم که باید در تحلیل‌ها مدنظر قرار گیرد. در هر حال گرایشی عمومی از سوی مدل‌های توده‌ای به سمت مدل‌های توزیعی در محققین دیده می‌شود و توسعه و پیشرفت سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی به این مسئله بیشتر دامن زده است.

مدل مورد استفاده در مطالعه حاضر مدل هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی مبتنی بر موج سینماتیک (KW-GIUH) می‌باشد که یک مدل مفهومی ریاضی می‌باشد.

(Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1997) روشی تحت عنوان هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی (GIUH) را^{۱۳} ارائه نمودند. این روش براساس پارامترهای ژئومورفولوژی کمی حوضه‌ها مانند نسبت انشعابات، نسبت طول، نسبت مساحت، طول بالاترین درجه آبراهه، شدت بارش و سرعت در دبی اوج سیلاب در حوضه‌ها هیدروگراف واحد لحظه‌ای را استخراج می‌کند. در این تئوری بارش مازاد مسیرهای مختلفی را روی سطح حوضه و سپس در آبراهه‌های موجود که دارای رتبه‌های مختلفی می‌باشند به سمت خروجی حوضه می‌پیماید. بعلاوه تنوع شرایط اقلیمی و ژئومورفولوژیکی در حوضه‌های آبخیز تحقیقات متعددی در سطح ایران و جهان به‌منظور ارزیابی کارایی روش‌های استنتاج هیدروگراف واحد انجام شده است. (Rosso, 1984) با استفاده از توزیع گامای دو پارامتری که برای استخراج هیدروگراف واحد لحظه‌ای توسط ناش در سال ۱۹۴۵ ارائه شده بود استفاده کرد و با بدست آوردن پارامتر شکل (α) و مقیاس (k)، با استفاده از روش GIUH برای یک حوضه آبخیز در ایتالیا، هیدروگراف را استخراج و نتایج مطلوبی بدست آورد. (Sarangi et al, 2008) به مقایسه روش‌های GIUH و CN^{۱۴} پرداختند. طبق نتایج بدست آمده روش ژئومورفولوژی در حوضه‌های آبخیز کوچک با ویژگی‌های ژئومورفولوژی مشابه از صحت بیشتری برخوردار بود. (بهادر و همکاران، ۲۰۰۸) به بررسی کارایی روش GIUH در حوضه آبخیزی در هندوستان پرداختند و نتایج را رضایتمند ابراز نمودند. (محمودی و همکاران، ۱۳۸۶) به ارزیابی مدل GIUH در حوضه کنگیر پرداختند، نتایج نشان داد که کارایی مدل در برآورد شکل کامل هیدروگراف پایین بوده در حالیکه کارایی آن در برآورد دبی پیک سیلاب‌ها نسبتاً مناسب بوده است و پارامترهای Qp و Tp علاوه بر عوامل ژئومورفولوژی، تا حدودی از تغییرات شدت بارش در هر رگبار نیز متاثر می‌شوند. (رحیمیان و زارع، ۱۳۷۴) به مقایسه روش‌های ژئومورفولوژیک، شنایدر، بی بعد و مثلثی پرداختند و براساس نتایج بدست آمده، هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی دارای انطباق بیشتری با هیدروگراف مشاهده‌ای بود. (خالقی و همکاران، ۲۰۱۱) به بررسی کارایی مدل GIUH و مدل هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک آب و هوایی^{۱۵} (GCIUH) در برآورد هیدروگراف واحد لحظه‌ای و مقایسه نتایج آن با روش‌های شنایدر و ROSSO و هیدروگراف مشاهده‌ای پرداختند. براساس نتایج بدست آمده روش‌های GIUH و GCIUH در برآورد دبی اوج و زمان تا اوج هیدروگراف دارای بیشترین صحت بودند. (غیائی و روغنی، ۱۳۸۵) به بررسی و مقایسه کارایی هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی با روش‌های شنایدر، SCS و مثلثی در حوضه کسلیان پرداختند. طبق نتایج آماری بدست آمده روش GIUH از سایر روش‌ها کارایی کمتری داشت و هیدروگراف GIUH نوع گاما از سایر روش‌ها دارای کارایی بیشتری بوده

¹³ Geomorphologic instantaneous unit hydrograph model

¹⁴ curve number

¹⁵ geomorphoclimatic instantaneous unit hydrograph

است. (گلکاریان و همکاران، ۱۳۹۳) به ارزیابی کارایی روش ژئومرفولوژی در برآورد هیدروگراف واحد لحظه‌ای و مقایسه آن با روش‌های اشنایدر و SCS و مثلثی پرداختند، بررسی دقیق هر چهار روش بیانگر برتر بودن روش های ژئومرفولوژی، مثلثی، SCS و اشنایدر در برآورد دبی اوج بوده که با نتایج گیائی و روغنی هم‌خوانی ندارد.

اگر بر اساس روش مورد استفاده رودریگز ایتورب و والدس، GIUH را یک مدل بر مبنای درجه آبراهه‌ها بنامیم می‌توان بزرگترین مشکل بکار بستن چنین مدلی را تعیین زمان پیمایش قطرات باران در فازهای مختلف جریان سطح‌الارض و آبراهه‌ای دانست. زمان پیمایش به سرعت جریان بستگی دارد که هم در زمان و هم در مکان متفاوت می‌باشد. رودریگز ایتورب و والدس (۱۹۷۹) برای تخمین زمان پیمایش در حوضه مورد مطالعه خود از روابط رگرسیونی با استفاده از داده‌های ثبت شده استفاده نمودند. GIUH (Gupt et al. 1980) را بعنوان تابع چگالی احتمال زمان پیمایش آب در حوضه تفسیر نمودند. (Agnese et al. 1988) از داده‌های تجربی یک فرمول برای زمان پیمایش بدست آوردند. (Jin, 1992) برای رسیدن به نتایج بهتر توزیع گاما را پیشنهاد کرد.

بدیهی است که روابط تجربی می‌توانند از یک حوضه به حوضه دیگر متفاوت باشند. (Lee and Yen, 1997) به جای استفاده از روش آزمون و خطا و یا استفاده از معادلات تجربی برای تخمین زمان پیمایش در حوضه (و متعاقب آن محاسبه سرعت جریان در دبی اوج هیدروگراف)، مدلی جدید به نام KW-GIUH را که مبتنی بر معادلات موج سینماتیک می‌باشد ارائه نمودند. روشی که توسط این دو محقق برای توسعه مدل استفاده گردیده است، زمان پیمایش را کمیتی احتمالاتی می‌داند ولی برای محاسبه آن از روش‌های هیدرولیکی استفاده می‌نماید. این دو محقق در این راستا از شکل ساده شده معادله موج دینامیکی یعنی سینماتیکی برای تحلیل استفاده نمودند و از هر نوع رابطه تجربی دوری جستند. استفاده از موج سینماتیک دارای دو محدودیت به شرح زیر می‌باشد:

اولین محدودیت پذیرفتن معادلات موج سینماتیک برای نشان دادن جریان؛ که در این راستا (Woolhiser and Liggett, 1967) برای استفاده از تقریب موج سینماتیک برای جریان سطح‌الارض رابطه زیر را پیشنهاد کردند:

$$\frac{S_0 L}{h_e F_e} \geq 20 \quad (1)$$

S_0 = شیب صفحه سطح‌الارض، L = طول صفحه سطح‌الارض، h_e = عمق آب در انتهای صفحه، F_e = عدد فرود در انتهای صفحه. و برای جریان کانال Ponce (۱۹۸۹) رابطه زیر را پیشنهاد کرد:

$$\frac{t_r S_0 V}{h} \geq 85 \quad (2)$$

t_r زمان صعود هیدروگراف جریان ورودی، S_0 شیب کانال، V میانگین سرعت جریان در کانال، h عمق متوسط جریان می‌باشد. دومین محدودیت اهمیت نسبی back water از پایین دست است؛ (Samuels, 1989) پیشنهاد کرد که طول کانال تحت تأثیر شرایط back water برابر است با:

$$L_s = 0.7 \frac{h}{S_0} \quad (2)$$

(Dooge, 1989) رابطه زیر را پیشنهاد کرد:

$$L_s = \frac{2}{3} (1 - 0.2 F^2) \frac{h}{S_0} \quad (4)$$

F عدد فرود می‌باشد. بنابراین تقریب موج سینماتیک برای حوضه‌های کوچک که شیب بیش از حد کم نباشد و شرایط فوق وجود داشته باشد ارائه شده است (Minshal, 1960). مشاهدات میدانی نشان می‌دهد که هیدروگراف واحد بستگی به میزان

جریان ورودی به حوضه دارد و رابطه بین ورودی آب و هیدروگراف خروجی غیرخطی است. این اثر غیرخطی از طریق زمان پیمایش تخمین زده شده توسط موج سینماتیک می تواند در مدل GIUH گنجانده شود.

بررسی مطالعات صورت گرفته در نقاط مختلف جهان با شرایط اقلیمی و توپوگرافی مختلف حاکی از کارایی قابل قبول مدل KW-GIUH دارد. در این میان می توان به تحقیقات صورت گرفته در آمریکا (Yen & Lee 1997)، تایوان (Yen & Lee 1997)، فلسطین (Shadeed et al. 2007)، ژاپن (Chiang et al. 2007)، هندوستان (Kumar 2008)، روسیه (Lee et al. 2009) و ایران (شکوهی و عزیزیان، ۱۳۹۳) اشاره نمود.

(Kwan Tun Lee and Yen, 1997) به استخراج هیدروگراف واحد لحظه ای با استفاده از مدل KW-GIUH پرداختند. آنها با آنالیز حساسیت مدل به این نتیجه رسیدند که اثر ضریب زبری روی خروجی هیدروگراف قابل توجه است. (CAO Shuyou et al, 2010) به استخراج هیدروگراف واحد در دو حوضه دارای آمار ثبت شده در سیچوان پرداختند و به نتایج قابل قبولی دست یافتند و سپس برای نشان دادن قابلیت مدل، از آن برای تولید هیدروگراف های جریان با دوره بازگشت- های مختلف استفاده کردند.

(Shadeed, 2007) به استخراج هیدروگراف با استفاده از مدل KW-GIUH در سه زیرحوضه از حوضه فاریا پرداخت و دبی پیک را محاسبه نمود و سپس به مقایسه با دبی های ثبت شده پرداخت. نتایج بدست آمده حاکی از کارکرد خوب مدل می باشد. همچنین او مشاهده کرد که تاثیر ضریب زبری دامنه ای برخلاف ضریب زبری آبراه های بروی نتایج مدل قابل ملاحظه است. پیک هیدروگراف با مقدار ضریب زبری دامنه ای رابطه عکس داشته و مقدار ضریب زبری دامنه ای تاثیر کمی در زمان اوج هیدروگراف دارد. نتایج آنالیز حساسیت مدل در حوضه فاریا با نتایج بدست آمده از مطالعه کوان تن لی و ین در سال ۱۹۹۷ روی حوضه رودخانه کلینگ^{۱۶} در تایوان تطابق داشت بجز ضریب زبری آبراه های، زیرا شدید در مطالعه خود به این نتیجه رسید که مدل نسبت به ضریب زبری آبراه های حساس نیست، درحالی که لی و ین به این نتیجه رسیدند که حساسیت مدل نسبت به ضریب زبری آبراه های قابل توجه است.

(Shen Ching et al, 2005) از شاخصی که از شاخص کارایی نش _ ساتکلیف^{۱۷} سرچشمه گرفته است و MSII^{۱۸} نامیده می شود برای ارزیابی قابلیت اطمینان سه مدل SFM، TOPMODEL و KW-GIUH استفاده نمودند. نتایج نشان داد که در عدم قطعیت های کوچک هیچ تمایزی بین قابلیت مدل ها نمی توان دید. اما وقتی که عدم قطعیت بیشتر می شود تفاوت بین مدل ها آشکار می گردد و صحت ساختار مدل ها از طریق MSII قابل اندازه گیری می شود. آن ها مشاهده کردند که در طی افزایش عدم قطعیت های ورودی، مدل KW_GIUH از نظر ساختار بسیار پایدارتر نسبت به دو مدل دیگر بود.

(شکوهی و عزیزیان، ۱۳۹۳) اثر استفاده از DEM های راداری و نقشه های زمینی بر نتایج شبیه سازی مدل های ژئومورفولوژی را ارزیابی نمودند. نتایج نشان داد که در صورت استفاده از DEM های راداری، مقادیر پارامترهای ژئومورفولوژیکی نظیر شیب متوسط زیر حوضه ها، شیب متوسط آبراهه ها و تعداد آبراهه ها بیشتر و طول متوسط جریان در سطح الارض و طول متوسط آبراهه ها همواره کمتر از مقادیر بدست آمده از نقشه های زمینی می باشند، که در این حالت دبی اوج هیدروگراف، زمان پایه و شیب شاخه صعودی هیدروگراف بدست آمده از دو منبع تأمین DEM متفاوت بوده. همچنین با بررسی آستانه های مختلف شکل گیری آبراهه ها نشان دادند که با افزایش مقدار آستانه، دبی اوج هیدروگراف افزایش و زمان

¹⁶ Keeling river

¹⁷ Nash-Satklif

¹⁸ Model Structure Indicating Index

پایه آن کاهش می‌یابد. در نهایت از نتایج بدست آمده برای سه پارامتر دبی اوج، زمان پایه هیدروگراف و زمان رسیدن به اوج در مقابل تغییرات حد آستانه، نشان داد که مدل KW-GIUH از بیشترین حساسیت نسبت به دبی اوج و بعد از آن به زمان پایه برخوردار است. آنها همچنین نشان دادند که زمان پایه هیدروگراف بیشتر از آنکه تحت تأثیر ابعاد سلول DEM باشد، نسبت به تغییر آستانه شکل گیری آبراهه‌ها حساس است. در زمینه آنالیز حساسیت مدل‌های بارش-رواناب نیز تحقیقاتی صورت گرفته که در این جا به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود.

(آورد و همکاران، ۱۳۸۵) به بررسی و آنالیز حساسیت مدل HEC-1 پرداختند و به این نتیجه رسیدند که عامل شماره منحنی و نکه داشت اولیه به عنوان حساس ترین پارامترهای مدل محسوب می‌شود. همچنین نتایج مطالعات آن‌ها نشان داد که این مدل نسبت به تغییرات زمان تمرکز و زمان تأخیر حساسیت چندانی از خود نشان نمی‌دهد.

(رضاییان و همکاران، ۲۰۱۰) در تحقیقی به ارزیابی الگوریتم SMA^{۱۹} در مدل HEC-HMS پرداختند. ایشان به منظور برداشتن پارامترهای غیرحساس از خروجی مدل، از روش تحلیل حساسیت چند معیاره استفاده کردند. نتایج نشان داد که خروجی SMA نسبت به تغییر پارامترهایی مانند ذخیره خاک و نرخ نفوذ خاک حساس نیست.

(Roy et al, 2013) در تحقیقی مدل HEC-HMS را برای شبیه سازی جریان در حوضه Subarnarekha در هند به کار بردند. تحلیل‌هایی که توسط ایشان صورت گرفت نشان داد که پارامترهای خاک مانند ذخیره خاک و ضریب ذخیره لایه زیرزمینی اول، پارامترهای حساس برای شبیه‌سازی جریان در این حوضه هستند.

(یعقوبی و مساح بوانی، ۱۳۹۲) به تحلیل حساسیت و مقایسه سه مدل مفهومی HBV، IHARCES و HEC-HMS در شبیه‌سازی بارش رواناب پیوسته در حوضه‌های خشک پرداختند. نتایج تحلیل حساسیت نشان داد که مدل HBV روی پارامترهای UZL و MAXBAS و BETA حساس است و نتایج خروجی را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد. و در مدل HEC-HMS سه پارامتر مربوط به SMA (Soil storage, Max infiltration, Tension storage) از پارامترهای حساس شناخته شدند. و مدل IHACRES حساسیت زیادی به پارامترها از خود نشان نداد، از طرفی تحقیقات آن‌ها نشان داد که هر سه مدل در برآورد دبی‌های حداکثر عملکرد ضعیف و غیرقابل قبولی دارند. به عبارتی هر سه مدل دبی‌های حداکثر را کم برآورد می‌کنند.

(حمیدپور و همکاران، ۱۳۸۹) به تحلیل حساسیت، واسنجی و اعتبارسازی مدل یوروسم^{۲۰} برای پیش‌بینی رواناب در حوضه آبخیز کارون جنوبی پرداختند. نتایج نشان داد که حساسیت مدل یوروسم به موقعیت و محل ارزیابی مدل بستگی دارد و لزوم انجام تحلیل حساسیت قبل از انجام مراحل واسنجی و اعتبارسازی تأیید شد. در این مدل کل رواناب، بیشترین حساسیت را به هدایت هیدرولیکی اشباع و کمترین حساسیت را به چسبندگی ذرات خاک نشان داده و دبی اوج رواناب بیشترین حساسیت را به ترتیب به هدایت هیدرولیکی اشباع، حرکت موینگی و رطوبت اولیه نشان داد و نسبت به تغییرات چسبندگی خاک، جداپذیری ذرات خاک توسط باران و ضریب زبری مانینگ هیچگونه تغییری نشان نداده بود.

(قسوری جهرمی و همکاران، ۱۳۸۹) به واسنجی و آنالیز حساسیت مدل WMS/HEC-HMS در تخمین مشخصه‌های هیدروگراف سیلاب در حوضه آبریز رودخانه شور جهرم پرداختند. نتایج آنالیز حساسیت نشان داد که در تخمین دبی اوج و همچنین حجم سیلاب، حساسیت مدل در برابر تغییرات CN، که رابطه مستقیم با رطوبت اولیه خاک دارد، نسبت به تغییرات نفوذ اولیه و زمان تاخیر بیشتر است. در تخمین زمان اوج توسط مدل نیز عامل مهم و حساس زمان تاخیر گزارش شد.

¹⁹ Simplified Memory Bounded

²⁰ Eurosem

(امیر احمدی و شیران، ۱۳۸۸) به کاربرد مدل HEC-HMS در تحلیل حساسیت متغیرهای ژئومورفولوژیکی مؤثر بر سیلاب دشت کرون پرداختند. در آنالیز حساسیت شیب و CN، مشخص شد تعدادی از زیرحوضه‌ها با افزایش این دو پارامتر در گستره منطقی خود، اثر کاهشی بر دبی سیلابی حوضه داشته اند (تأثیر معکوس) و در سایر زیرحوضه‌ها تأثیرات آن‌ها بر دبی سیلابی حوضه، مستقیم بوده است. در آنالیز حساسیت شیب مشخص شد تغییرات مساحت، مستقیماً در تمام زیرحوضه‌ها با دبی سیلابی کل حوضه در ارتباط است ولی زیرحوضه‌های با مساحت بیشتر الزاماً در گستره تغییرات خود تأثیر بیشتری بر دبی سیلابی کل حوضه ندارند.

(قشقایی زاده، ۱۳۹۱) به آنالیز حساسیت مدل HEC-HMS در برآورد مشخصه‌های هیدروگراف سیلاب در حوضه جاماش در هرمزگان پرداخت، نتایج آنالیز حساسیت مدل نشان داد که مدل در دبی‌های پایین نسبت به تغییرات شماره منحنی حساس نمی‌باشد اما به محض اضافه کردن ۵ درصد به شماره منحنی حوضه و رسیدن به مقدار ۲۷/۷۹، دبی پیک سیل به شدت افزایش پیدا می‌کند. این نکته نشان داد که هر گونه عملیات کنترل سیلاب در محدوده مورد مطالعه، باید با مطالعه کافی و در جهت کنترل پوشش گیاهی صورت گیرد.

(Rakesh Kumar et al, 2002) به آنالیز حساسیت نسبی مدل GIUH کلارک با هدف شناسایی پارامترهای ژئومورفولوژی و دیگر پارامترهای مدل که در برآورد پیک هیدروگراف واحد تأثیر بیشتری دارند پرداختند. آنالیز حساسیت برای سه پارامتر R_L ، R_Ω و V انجام شد. نتایج نشان داد پیک هیدروگراف شبیه سازی شده توسط مدل نسبت به V و R_Ω حساسیت بیشتر و نسبت به R_L حساسیت کمتری دارد.

(دولت آبادی و زمردیان، ۱۳۹۲) از مدل SWAT برای شبیه‌سازی هیدرولوژیکی حوضه فیروزآباد واقع در استان فارس استفاده کردند. در ابتدا رواناب حوضه شبیه‌سازی شد و سپس نتایج مورد آنالیز حساسیت، واسنجی و اعتبارسنجی و تحلیل عدم قطعیت قرار گرفت. در مرحله آنالیز حساسیت ابتدا ۳۱ پارامتر که بروی دبی خروجی حوضه مؤثر بودند شناسایی شدند. پس از انجام آنالیز حساسیت نسبی، دبی خروجی منطقه مورد مطالعه به ۹ پارامتر (ضریب تصحیح تبخیر از خاک، ضریب مانینگ جریان آبراهه‌ای در هر حوضه، حداقل مقدار ذخیره شده آب در آبخوان، ضریب مانینگ آبراهه اصلی هر حوضه، ضریب عکس‌العمل جریان آب زیرزمینی، درصد تغذیه آبخوان عمیق، ظرفیت آب قابل دسترس خاک، شماره منحنی رواناب در شرایط رطوبتی متوسط) حساسیت نشان داد.

(علیمحمدی و همکاران، ۱۳۹۰) به تحلیل حساسیت مدل SWAT پرداختند. با تحلیل حساسیت مشخص شد که پارامتر شماره منحنی (CN) مهمترین فاکتور است. پارامترهای ظرفیت آب در دسترس در لایه خاک (SOL-AWC)، و پارامتر جبران تبخیر از خاک (ESCO) به ترتیب در زمره مهمترین فاکتورهای کنترل‌کننده دبی در حوضه طالقان‌اند.

(Das et al, 2013) به آنالیز حساسیت کلی مدل SWAT با روش ترکیبی^{۲۱} (LH-OAT) پرداختند. اساس روش LH-OAT مانند روش مونت کارلو می‌باشد، با این تفاوت که در این روش از نمونه برداری خوشه‌ای به جای نمونه برداری تصادفی استفاده می‌شود. برای آنالیز حساسیت ۱۵ پارامتر هیدرولوژیکی و ۱۳ پارامتر رسوبی و مواد مغذی بعنوان پارامترهای حساس مدل شناخته شدند. نتایج نشان داد که مدل به پارامترهای هیدرولوژیکی حساسیت بیشتری دارد.

²¹ Latin-Hypercube and One-factor-At-a-Time

(Jiang et al, 2015) به مطالعه و آنالیز حساسیت مدل توزیعی $HIMS^{22}$ در منطقه نیمه خشک در حوضه رودخانه Luanhe پرداختند. این مدل شامل ۹ پارامتر که نیاز به کالیبراسیون دارد می باشد. برای استخراج پارامترهای مدل از الگوریتم $MSSE-SDPSO^{23}$ استفاده کردند. آن ها برای آنالیز حساسیت از روش آنالیز حساسیت کلی (GSA) بر پایه روش مورس که شبیه به روش sobol می باشد، برای توابع هدف کارایی نش- سائکلیف $(NSE)^{24}$ و خطای نسبی $(RE)^{25}$ استفاده نمودند. نتایج نشان داد که مدل به پارامترهای نفوذ R و r و پارامتر تبخیر و تعرق C بیشترین حساسیت را دارد و پارامترهای دیگر در درجه دوم حساسیت قرار دارند. همچنین رتبه بندی توابع هدف کمی با یکدیگر تفاوت داشتند، برای مثال R حساس-ترین پارامتر برای NSE و r حساس ترین پارامتر برای RE بود.

(Massmann and Holzmann, 2012) اثر ۱۱ پارامتر را بروی دبی یک مدل مفهومی بارش-رواناب برای حوضه کوچکی در اتریش مورد بررسی قرار دارند. آنالیز حساسیت کلی (GSA) با استفاده از سه روش sobol، انتروپی متقابل 26 و آنالیز حساسیت منطقه ای $(RSA)^{27}$ انجام شد. محاسبات برای مقیاس های زمانی مختلف اعم از دوره های روزانه تا چندساله انجام شد. ابتدا توانایی هر کدام از روش ها با مقایسه نتایج حاصل از دو مجموعه داده مختلف مورد بررسی قرار دادند. مقایسه روش ها نشان داد که وقتی از مجموعه داده های مختلف استفاده می شود، روش های RSA و انتروپی متقابل نتایج سازگارتری نسبت به روش sobol ارائه می دهند. سپس روش ها دو به دو باهم مقایسه شدند. مقایسه دوبه دو روش ها با استفاده از دو ویژگی شناسایی پارامترهای حساس و رتبه بندی آن ها انجام شد. در شناسایی پارامترهای حساس مشاهده کردند که دو پارامتر مهم حساس در همه روش ها و در همه مقیاس های زمانی وجود دارند. در این مقایسه ها مشاهده شد که بیشترین توافق بین دو مدل sobol و انتروپی متقابل می باشد. همه روش ها برای شناسایی حساس ترین پارامترها مناسب اند، اما افزایش تفاوت در نتیجه زمانی وجود دارد که پارامترهای مهم کمتر و مقیاس زمانی کوتاه تر در نظر گرفته شود. آنالیز حساسیت در مقیاس های مختلف نشان داد که تعداد پارامترهای مهم با در نظر گرفتن دوره زمانی طولانی، کاهش می یابد. بعنوان مثال، مشاهده شد در مقیاس زمانی یک روزه همه پارامترها مهم هستند ولی در مقیاس زمانی سالانه تنها پارامترهای شاخص ذخیره سازی خاک و ثابت رکود جریان درونی و نشت حساسیت بالایی دارند.

مواد و روش ها

مدل GIUH

مدل های شبیه سازی بارش رواناب می توانند بین پارامترهای ژئومورفولوژیکی و هیدرولوژی حوضه ارتباط برقرار نمایند. GIUH نیز یک مدل بر پایه خصوصیات ژئومورفولوژیکی می باشد که برای یافتن پاسخ هیدرولوژیکی حوضه بروی داده های ژئومورفولوژیکی تمرکز دارد. برای بدست آوردن اطلاعات در حوضه ها از نقشه های توپوگرافی و سنجش از دور و بهره گیری از GIS استفاده می شود. در طی چند دهه اخیر استفاده از ویژگی های ژئومورفولوژیکی حوضه آبریز در شبیه سازی رواناب بسیار قابل توجه بوده است. برای مثال گوپتا و همکاران (۱۹۸۰)، رودریگزایتورب و همکاران (۱۹۸۲)، آگنس و همکاران (۱۹۸۸)،

²² Hydro- Informatic Modelling System

²³ master-slave swarms, shuffling evolution algorithm based on self-adaptive dynamic particle swarm optimization

²⁴ Nash-Sutcliffe efficiencies

²⁵ relative errors

²⁶ Mutual entropy

²⁷ Regional sensitivity analysis

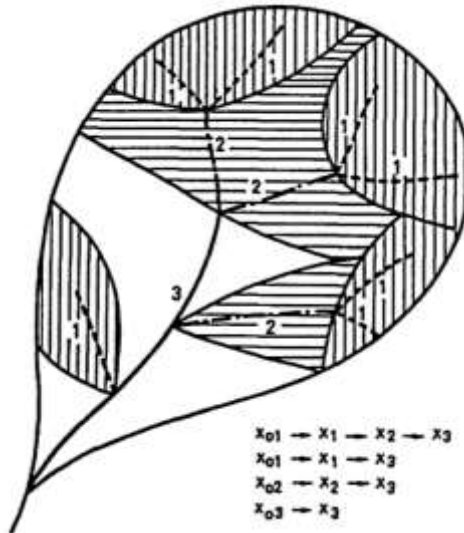
لی و یین (۱۹۹۷)، بارد و همکاران (۱۹۹۹)، بروکس و مک دائل (۲۰۰۰). مفهوم هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی توسط رودریگز ایتورب و والدس در سال ۱۳۷۹ معرفی شد. این روش براساس قانون رده بندی هورتن استراهلر می باشد. رتبه‌بندی استرالر یا رتبه‌بندی هورتون- استرالر روشی برای رتبه‌بندی آبراهه‌ها و رودخانه‌هاست که توسط رابرت هورتون دانشمند علوم خاک آمریکایی (۱۹۴۵) و آرتور استرالر استاد علوم زمین دانشگاه کلمبیا (۱۹۵۷-۱۹۵۲) بر اساس قدرت شاخه‌های فرعی آن‌ها ارائه شد. استرالر در یک رتبه‌بندی دقیق، روشی را برای رتبه‌بندی شاخه رودها به کار گرفت که بر اساس آن در یک سیستم زهکشی حوضه آبریز، آبراهه اصلی از ترکیب رده‌های اول، دوم، سوم و رده‌های بعدی تشکیل می‌شود. تمامی رده‌های آبراهه‌ای همراه با یک پیوستگی خاص و دقیق در شکل‌گیری سیستم زهکشی آن حوضه دخیل هستند. در این روش، شاخه رودهای کوچک می‌تواند در سرنوشت رتبه یا زهکش اصلی که آب‌ها را از منطقه خارج می‌کند موثر باشد. رتبه بندی استرالر بدین صورت است که سرشاخه هر آبراهه که از ارتفاعات شروع می‌شود و هیچ آبراهه دیگری به آن نمی‌پیوندد آبراهه رده یک می باشد. از اتصال حداقل دو آبراهه رده یک، آبراه رده دو تشکیل می‌شود و از اتصال حداقل دو آبراهه رده دو، آبراهه رده سوم و... تشکیل می‌شود. شماره رده آبراهه در نقطه تمرکز نشان دهنده درجه آبراهه‌ها در حوضه بالادست آن است.

در روش GIUH فرض می‌شود که بارش مازاد بصورت احتمالاتی و مطابق الگوی زهکشی حوضه مسیره‌های مختلفی را در سطح زمین و آبراهه‌ها طی می‌کنند تا به خروجی حوضه برسند. برای زمان پیمایش در بخش جریان دامنه‌ای و آبراهه‌ای، گوپتا و همکاران (۱۹۸۰) 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. برای تعیین مقیاس زمانی با توزیع‌های احتمالاتی روش‌های مختلفی ارائه شده است. رودریگز ایتورب و والدس در سال ۱۹۷۹ زمان پیمایش را با استفاده از روش رگرسیونی با استفاده از دبی‌های ثبت شده تخمین زدند که از حوضه‌های به حوضه دیگر متفاوت می‌باشد. در سال ۱۹۹۷ یک روش جایگزین توسط کوان تن لی و یین ارائه شد. در این روش زمان پیمایش برای رده‌های مختلف آبراهه‌ها و زیرحوضه‌ها با استفاده از تئوری موج سینماتیک استخراج شد و در داخل مدل GIUH گنجانده شد و مدل GIUH مبتنی بر موج سینماتیک برای شبیه‌سازی رواناب حوضه توسعه یافت. ورژن ۲.۱ مدل KW-GIUH برای حوضه‌های با رتبه ۷ کاربرد دارد.

ساختار مدل KW-GIUH

رتبه‌بندی استراهلر یا رتبه‌بندی هورتون- استراهلر روشی برای رتبه‌بندی آبراهه‌ها و رودخانه‌هاست که توسط رابرت هورتون دانشمند علوم خاک آمریکایی (۱۹۴۵) و آرتور استرالر استاد علوم زمین دانشگاه کلمبیا (۱۹۵۷-۱۹۵۲) بر اساس قدرت شاخه‌های فرعی آن‌ها ارائه شد. استرالر در یک رتبه‌بندی دقیق، روشی را برای رتبه‌بندی شاخه رودها به کار گرفت که بر اساس آن در یک سیستم زهکشی حوضه آبریز، آبراهه اصلی از ترکیب رده‌های اول، دوم، سوم و رده‌های بعدی تشکیل می‌شود. تمامی رده‌های آبراهه‌ای همراه با یک پیوستگی خاص و دقیق در شکل‌گیری سیستم زهکشی آن حوضه دخیل هستند. در این روش، شاخه رودهای کوچک می‌تواند در سرنوشت رتبه یا زهکش اصلی که آب‌ها را از منطقه خارج می‌کند موثر باشد.

اگر Ω بزرگترین رتبه آبراهه یک حوضه بر مبنای رتبه بندی آبراهه ها به روش استرال باشد، حوضه آبریز می تواند $2^{\Omega-1}$ مسیر جریان باشد. هر قطره بارانی که روی زیرحوضه ها وارد می شود، از آبراهه با رتبه پائین شروع به حرکت کرده تا در نهایت به آبراهه با رتبه بالا (خروجی حوضه) برسد که در شکل ۲ مشخص شده است.



شکل ۲: حوضه مرتبه ۳ رتبه بندی شده به روش استرال

طبق نظریه رودریگز ایتورب و والدس (۱۹۷۹)، چنانچه "w" مبین یک مسیر جریان خاص مانند: $X_{0i} \rightarrow X_i \rightarrow X_j \rightarrow X_{\Omega}$ باشد، احتمال حرکت قطره باران ورودی از این مسیر را می توان توسط رابطه (۵) بیان کرد.

$$P(w) = P_{0Ai} * P_{xoxi} * P_{xixj} * \dots * P_{xix\Omega} \quad (5)$$

که X_{0i} نشان دهنده زیرحوضه های منتهی به آبراهه های رتبه Ω ، X_j ، X_i ، Ω ، i و j ، نسبت مساحت زیرحوضه های منتهی به آبراهه رتبه Ω به مساحت کل حوضه، P_{xoxi} احتمال حرکت قطره باران از زیرحوضه های منتهی به آبراهه های رتبه Ω به داخل آبراهه می باشد که بر این اساس می توان آن را احتمال انتقال وضعیت (از جریان دامنه ای به جریان در آبراهه) دانست. اغلب این مقدار ۱ در نظر گرفته می شود. P_{xixj} احتمال انتقال وضعیت برای یک قطره باران جاری در آبراهه رتبه Ω (رتبه پایین) برای وارد شدن به آبراهه با رتبه j (رتبه بالاتر) که توسط رابطه (۶) قابل محاسبه می باشد.

$$P_{xixj} = \frac{N_{ij}}{N_i} \quad (6)$$

که N_{ij} تعداد آبراهه های رتبه Ω که به آبراهه های رتبه j می ریزند و N_i تعداد آبراهه های رتبه Ω می باشند. مدل برای کار کردن نیازمند محاسبه احتمال ریزش بارش بر مناطق دامنه ای با رتبه های مختلف است که از رابطه (۷) بدست می آید.

$$P_{0Ai} = \frac{1}{A} (N_i \bar{A}_i - \sum_{j=1}^{i-1} N_j \bar{A}_j P_{xixj}) \quad (7)$$

که \bar{A}_i متوسط مساحت حوضه آبریز رتبه Ω می باشد که خود از رابطه (۸) بدست می آید.

$$\bar{A}_i = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^{N_i} A_{ji} \quad (8)$$

لازم به ذکر است که A_{ji} نه تنها شامل مساحتی از سطحی است که به آبراه شماره j از رتبه i ام تخلیه می شود بلکه کل مساحتی را در بر می گیرد که در سرشاخه های با رتبه پایین ریخته و نهایتاً به همین آبراه زهکشی می شوند. چنانچه T_w مبین زمان کلی مورد نیاز جهت رسیدن قطره باران از مسیر w به خروجی حوضه باشد، می توان آن را از رابطه زیر محاسبه نمود:

$$T_w = T_{x_{oi}} + T_{x_i} + T_j + \dots + T_{x_{\Omega}} \quad (9)$$

این رابطه نشان می دهد که جریان ابتدا روی حوضه رتبه i حرکت کرده و خود را به آبراه رتبه i می رساند و سپس با حرکت در آبراه های مختلف که مرتباً رتبه شان افزایش می یابد، نهایتاً با ورود به آبراه رتبه Ω خود را به خروجی حوضه می رساند. با توجه به رابطه (۹) فرض می شود که زمان تمرکز قطره باران برای حالت های مختلف در حوضه از نظر آماری مستقل از هم بوده و می توان آن را به صورت تابع چگالی احتمال $f_{x_k}(t)$ نشان داد. برای زمان پیمایش در بخش جریان دامنه ای و آبراه های، گوپتا و همکاران (۱۹۸۰) توانستند با فرض توزیع احتمالاتی نمایی و یکنواخت برای دو بخش جریان دامنه ای و آبراه ای 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 دامنه ای و همچنین مولفه ذخیره در آبراه ها از توزیع نمایی و مولفه انتقال جریان در آبراه ها از توزیع یکنواخت تبعیت می کنند. توزیع احتمالاتی زمان پیمایش در بخش جریان دامنه ای (بصورت توزیع نمایی) و آبراه ای (بصورت توزیع یکنواخت) به شکل زیر می باشد:

(Gupta et al. , 1980 ; Lee and Yen, 1997)

$$f_{xt}(t) = \frac{1}{T_{xt}} \exp\left(-\frac{t}{T_{xt}}\right); \forall t \quad (10)$$

$$f_{xt}(t) = \begin{cases} \frac{1}{2T_{xt}}; & 0 \leq t \leq 2T_{xt} \\ 0; & \text{otherwise} \end{cases} \quad (11)$$

احتمال اینکه یک قطره در مسیری حرکت کند که زمان پیمایشی کمتر از یک مقدار خاص t داشته باشد می تواند بصورت زیر ارائه شود:

$$P(T \leq t) = \sum_{w \in W} P(T_w \leq t) \cdot P(w) \quad w \in W, W = (x_{oi}, x_i, x_j, \dots, x_{\Omega}) \quad (12)$$

با جایگذاری رابطه (۹) در (۱۲) به رابطه زیر دست می یابیم (feller 1960):

$$P(T \leq t) = \sum_{w \in W} \left[\int_0^t f_{tw}(t^t) dt^t \right]_w \cdot P(w) \left[\int_0^t f_{x_{oi}}(t^t) * f_{x_i}(t^t) * f_{x_j}(t^t) * \dots * f_{x_{\Omega}}(t^t) dt^t \right]_w \cdot P(w) \quad (13)$$

علامت * به معنای انتگرال پیچشی می باشد. نگهداشت آب در حوضه در زمان t بصورت زیر می باشد:

$$S(t) = \frac{(کل\ تعداد\ قطرات\ باران) - (کل\ حجم\ باران)}{کل\ قطرات\ باران} = (1 - P(T \leq t)) \quad (14)$$

با جایگذاری (۱۳) در (۱۴) و مشتق گیری بر حسب t داریم:

$$\frac{ds}{dt} = - \sum_{w \in W} [f_{x_{oi}}(t) * f_{x_i}(t) * f_{x_j}(t) * \dots * f_{x_n}(t)]_w . P(w) \quad (15)$$

از نظر تداوم $ds/dt = -U(t)$ در نتیجه هیدروگراف واحد لحظه ای مبتنی بر ژئومورفولوژی حوضه برای مسیر جریان w بصورت زیر خواهد شد:

$$u(t) = \sum_{w \in W} [f_{x_{oi}}(t) * f_{x_i}(t) * f_{x_j}(t) * \dots * f_{x_n}(t)]_w . P(w) \quad (16)$$

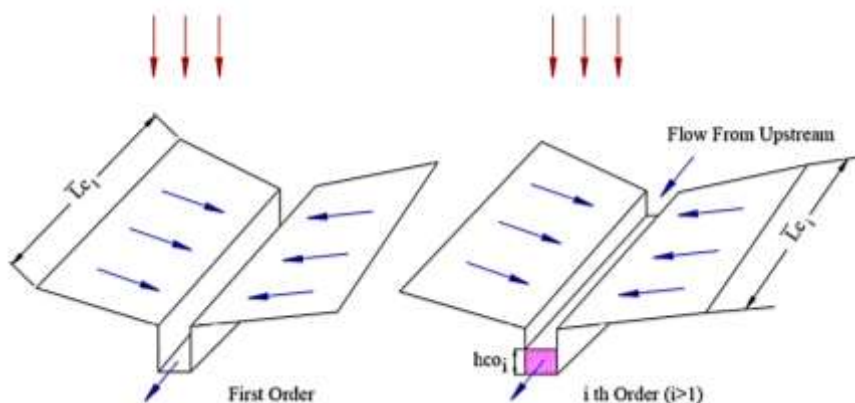
جمع هیدروگراف واحد مربوط به تمامی مسیرهای ممکن در خروجی حوضه، منجر به ایجاد هیدروگراف واحد لحظه ای حوضه خواهد شد.

$$U(t) = u_1(t) + u_r(t) + \dots + u_w(t) \quad (17)$$

در رابطه فوق w مبین مسیرهای ممکن جریان در یک حوضه آبریز می باشد.

تخمین زمان تمرکز جریان دامنه ای و آبراهه ای

تخمین زمان تمرکز جریان های دامنه ای و آبراهه ای در حوضه های فاقد آمار و یا با آمار ناکافی یکی از چالش های اساسی محققان در استفاده از مدل های مبتنی بر ژئومورفولوژی حوضه می باشد. زمان پیمایش جریان سطحی در یک حوضه به شیب و زبری سطح و عمق جریان بستگی دارد. Lee و Yen (۱۹۹۷) با استفاده از تئوری موج سینماتیک روشی را جهت محاسبه زمان تمرکز جریان های دامنه ای و آبراهه ای ارائه نمودند. در تحلیل امواج سینماتیک برای جریان های دامنه ای ناشی از بارش مازاد، از دیدگاه تئوریک می توان هر حوضه را با توجه به شکل، طول، شیب و شرایط سطحی دقیقاً شبیه سازی کرد. نیاز به اطلاعات گسترده ژئومورفولوژیکی و عدم استفاده از مدل های توزیعی سبب شده تا محققان مختلفی از جمله Wooding (۱۹۶۵) و Akan (۱۹۸۵) از شکل های ساده شده حوضه ها بدین منظور استفاده نمایند. یکی از عملی ترین این شکل ها صفحه ای V شکل است که متشکل از دو صفحه مستطیلی به عنوان میدان جریان دامنه ای و یک آبراهه می باشد (شکل ۳).



شکل ۳: صفحه v شکل (Wooding, 1965)

متوسط طول جریان دامنه ای رده n ام از رابطه (۱۸) بدست می آید.

$$\bar{L}_{oi} = \frac{AP_{oi}A_i}{\gamma N_i L_{ci}} \quad (18)$$

در رابطه فوق، A مساحت کل حوضه (km^2) ، P_{Oai} نسبت مساحت زیر حوضه های منتهی به آبراهه مرتبه i ام به مساحت کل حوضه، N_i تعداد آبراهه های رتبه i ام، \bar{L}_{ci} متوسط طول آبراهه ای رتبه i ام می باشد. معادلات پیوستگی و مومنتم برای جریان دامنه ای بصورت زیر می باشد.

$$\frac{\partial h_{oi}}{\partial t} + \frac{\partial q_{oi}}{\partial x} = q_L \quad (19)$$

$$q_{oi} = \alpha \cdot h_{oi}^m \quad (20)$$

که X مسیر جریان، h_{oi} عمق جریان دامنه ای رتبه i ام، q_{oi} دبی واحد عرض جریان دامنه ای رتبه i ام، m عدد ثابت که در صورت استفاده از معادله مانینگ مقدار آن $3/5$ خواهد بود، Q_o پارامتر منعکس کننده ویژگی های هیدرولیکی جریان دامنه ای می باشد که می توان از معادله مانینگ بصورت $\frac{S_{oi}^{1/2}}{n_o}$ برآورد کرد (Engman, 1986) که \hat{S}_{oi} شیب متوسط زیرحوضه های منتهی به آبراهه رتبه i ام و n_o ضریب زبری جریان دامنه ای می باشد، q_L مقدار جریان جانبی پیوسته به جریان اصلی q_{oi} ، که می تواند بصورت جریان ورودی (مثبت) حاصل از باران یا انشعابات فرعی یا بصورت جریان خروجی (منفی) ناشی از نشت باشد (Yen, 1986). نرخ جریان در پایان هر صفحه با زمان افزایش می یابد تا به تعادل برسد. طولانی ترین زمان برای اینکه یک قطره باران زیرحوضه های منتهی به آبراهه رتبه i ام را ببیماید زمانی است که جریان در صفحه به تعادل رسیده که با T_{xoi} نشان داده شده. بنابراین دبی زیرحوضه منتهی به آبراهه رتبه i ام برای هر زمان $t < T_{xoi}$ بصورت زیر می باشد:

$$q_{oi} = \frac{S_{oi}^{1/2}}{n_o} (q_L t)^m \quad (21)$$

و پس از رسیدن جریان به تعادل برای هر زمان $t > T_{xoi}$ داریم:

$$q_{oi} = q_{osi} = q_L \bar{L}_{oi} = \frac{S_{oi}^{1/2}}{n_o} h_{osi}^m \quad (22)$$

در معادله فوق، q_{osi} و h_{osi} دبی و عمق جریان دامنه ای منتهی به آبراهه رتبه i ام در حالت تعادل می باشند. بنابراین زمان پیمایش زیرحوضه منتهی به آبراهه رتبه i ام از (۲۱) و (۲۲) بدست می آید (Wooding 1965):

$$T_{xoi} = \frac{h_{osi}}{q_L} = \left(\frac{n_o \bar{L}_{oi}}{S_{oi}^{1/2} q_L^{m-1}} \right)^{1/m} \quad (23)$$

از آنجایی که در این مدل مفهومی زیرحوضه ها بصورت دو صفحه مستطیلی تشکیل شده اند، جریان جانبی ورودی به آبراهه مرکزی از هر دو صفحه مستطیلی می باشد. برای یک آبراهه رتبه i ام با عرض B_i ، دبی جانبی در حالت تعادل که به آبراهه کمک می کند $2q_L \bar{L}_{oi}$ است. بنابراین معادله پیوستگی و مومنتم برای جریان آبراهه ای بصورت زیر می باشد:

$$B_i \frac{\partial h_{ci}}{\partial t} + \frac{\partial Q_{ci}}{\partial x} = 2q_L \bar{L}_{oi} \quad (24)$$

$$Q_{ci} = \alpha_c h_{ci}^m \quad (25)$$

در معادلات فوق، h_{ci} عمق جریان آبراهه رتبه i ام، Q_{ci} دبی آبراهه مرتبه i ام، Q_c پارامتر منعکس کننده ویژگی های هیدرولیکی جریان آبراهه که تقریباً برابر $n_c / B_i S_{ci}^{0.5}$ می باشد که S_{ci} شیب متوسط آبراهه رتبه i ام و n_c ضریب زبری آبراهه می باشد، این تقریب برای کانال های مستطیلی عریض صحیح تر است و برای برآورد زمان تمرکز سایر کانال ها قابل قبول است.

حال اگر زمان تمرکز جریان در آبراهه رتبه i ام یعنی مدت زمانی که طول می کشد تا بارش مزاد در طول آبراهه رتبه i ام حرکت کرده تا به آبراهه با رتبه بالاتر برسد را با T_{xi} نشان دهیم در این صورت دبی آبراهه مرتبه اول در هر زمان $t < T_{xi}$ بصورت زیر می باشد:

$$Q_{ci} = \frac{B_i S_{ci}^{1/\gamma}}{B_i} \left(\frac{\gamma q_L L_{oi}}{B_i} t \right)^m \quad (26)$$

و برای $t > T_{xi}$:

$$Q_{ci} = Q_{csi} = \gamma q_L \bar{L}_{oi} \bar{L}_{ci} = \frac{B_i S_{ci}^{1/\gamma}}{n_c} h_{csi}^m \quad (27)$$

Q_{csi} و h_{csi} دبی و عمق آب آبراهه رتبه ۱ در حالت تعادل. بنابراین زمان تمرکز جریان در آبراهه رتبه ۱ برابر است با (Wooding 1965):

$$T_{xi} = \frac{B_i h_{csi}}{\gamma q_L L_{oi}} = \frac{B_i}{\gamma q_L L_{oi}} \left(\frac{\gamma q_L n_c L_{oi} L_{ci}}{B_i S_{ci}^{1/\gamma}} \right)^{1/m} \quad (28)$$

از انجایی که حوضه از چند زیر حوضه تشکیل شده، جریان به ترتیب از کانال های رتبه پایین تر به بالاتر منتقل می شود. در مقایسه با معادله (۲۶)، دبی آبراهه مرتبه i ($i > 1$) برای زمان های $t < T_{xi}$ برابر است با:

$$Q_{ci} = \frac{B_i S_{ci}^{1/\gamma}}{n_c} \left(h_{coi} + \frac{\gamma q_L L_{oi}}{B_i} t \right)^m \quad (29)$$

h_{coi} عمق آب در ورودی آبراهه رتبه i ام می باشد، که می توان بصورت زیر بیان کرد:

$$h_{coi} = \left[\frac{q_L n_c (N_i A_i - A_{POAi})}{N_i B_i S_{ci}^{1/\gamma}} \right]^{1/m} \quad (30)$$

و برای زمان های ($t \geq T_{xi}$)، دبی کانال در حالت تعادل بصورت زیر می باشد:

$$Q_{ci} = Q_{csi} = \frac{B_i S_{ci}^{1/\gamma}}{n_c} h_{coi}^m + \gamma q_L \bar{L}_{oi} \bar{L}_{ci} = \frac{B_i S_{ci}^{1/\gamma}}{n_c} h_{csi}^m \quad (31)$$

Q_{csi} و h_{csi} دبی و عمق آب آبراهه مرتبه i ام در حالت تعادل است. در معادله (3-28) با جایگزین کردن ($h_{csi} - h_{coi}$) به جای h_{csi} و استخراج h_{csi} از معادله (۲۸) زمان تمرکز آبراهه رتبه i ام بدست می آید.

$$T_{xi} = \frac{B_i}{\gamma q_L \bar{L}_{oi}} (h_{ci} - h_{coi}) = \frac{B_i}{\gamma q_L \bar{L}_{oi}} \left[\left(h_{coi}^m + \frac{\gamma q_L n_c \bar{L}_{oi} \bar{L}_{ci}}{B_i S_{ci}^{1/\gamma}} \right)^{1/m} - h_{coi} \right] \quad (32)$$

و در نهایت زمان تمرکز برای یک مسیر جریان مشخص w از فرمول زیر بدست می آید:

$$T_w = T_{oci} + \sum_{k=i}^{\Omega} T_{cck} = \left(\frac{n_o L_{oi}}{S_{oi}^{\phi} i_s^{m-1}} \right) + \sum_{k=i}^{\Omega} \frac{B_k}{\gamma i_s L_{ok}} \left[\left(h_{cok}^m + \frac{\gamma i_L n_c L_{oi} L_{ci}}{S_{ck}^{\phi} B_k} \right)^{1/m} - h_{cok} \right] \quad (33)$$

پارامترهای ورودی KW-GIUH

نرم افزار KW-GIUH کنونی می تواند برای حوضه های با شبکه جریان مرتبه ۱ تا ۷ استفاده شود. در این مدل از نمایه Φ بعنوان شاخص نفوذ استفاده شده است. نمایه Φ عبارت است از مقدار متوسطی از تلفات آب در طول بارندگی به نحوی که بالاتر از این مقدار تمام بارندگی اضافی به رواناب تبدیل شود. مقدار این پارامتر را می توان با آزمون و خطا و یا با استفاده از داده های ثبت شده جریان برآورد نمود.

پارامترهای ورودی شامل یک مجموعه داده هیدرولوژیکی و یک مجموعه داده مربوط به هندسه حوضه می باشد. داده‌های هیدرولوژیکی شامل موارد زیر می‌باشند:

- مساحت حوضه (km^2)
- زمان بارش (hr)
- مدت تداوم جریان (hr)
- دبی پایه (m^3/s) یا نمایه Φ (mm/hr)
- شدت بارش در هر ساعت (mm/hr)
- دبی در هر ساعت (m^3/s)

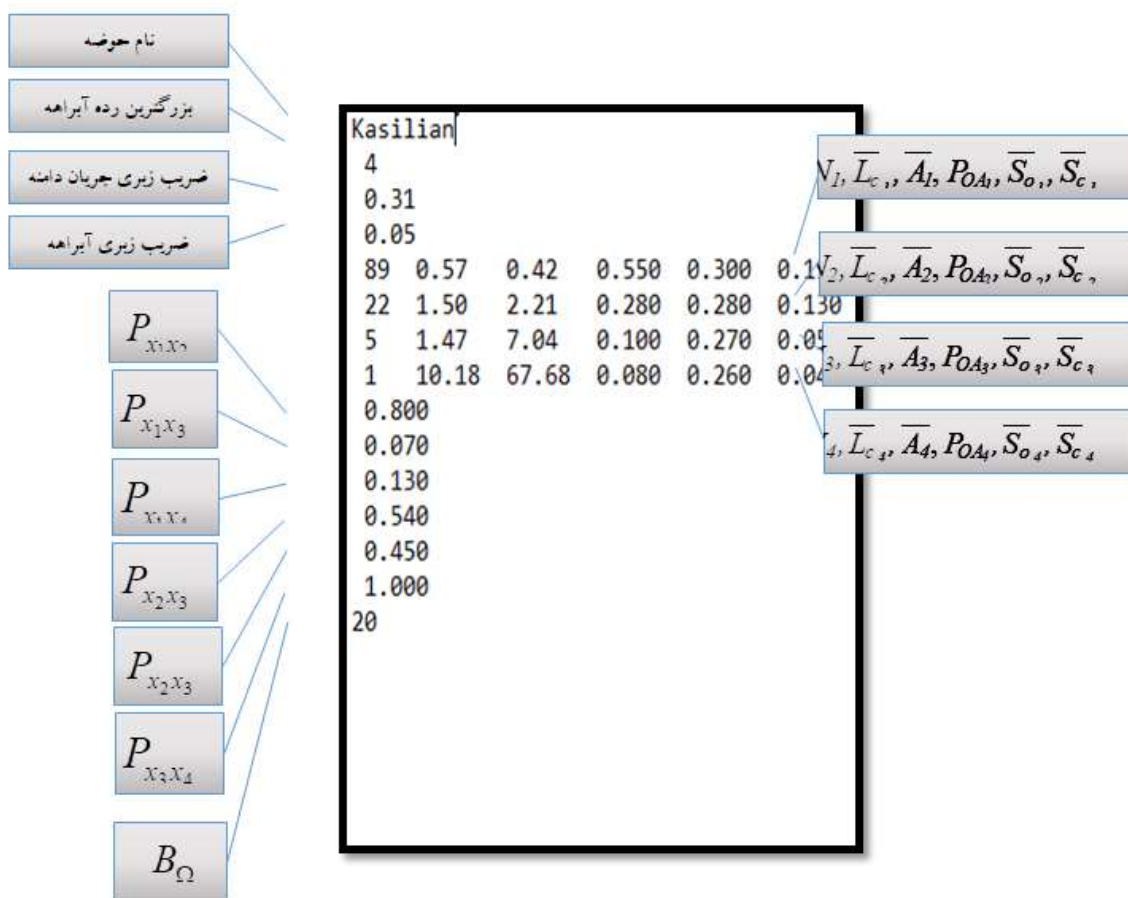
و داده‌های ژئومورفیکی حوضه :

- بالاترین رتبه آبراهه در حوضه Ω
- ضریب زبری جریان دامنه ای n_0
- ضریب زبری آبراهه n_c
- تعداد آبراهه های رتبه N_i ام
- متوسط طول آبراهه های رتبه i ام \bar{L}_{ci} (km)
- مساحت زیر حوضه رتبه i ام (km^2)
- نسبت مساحت زیر حوضه های منتهی به آبراهه رتبه i ام به مساحت کل حوضه P_{Oai}
- شیب متوسط زیرحوضه های منتهی به آبراهه رتبه i ام S_{oi} (m/m)
- متوسط شیب طولی آبراهه های رتبه i ام S_{ci} (m/m)
- احتمال انتقال وضعیت برای یک قطره باران جاری در آبراهه رتبه i ام برای وارد شدن به آبراهه با رتبه j ام P_{xixj}
- عرض آبراهه در خروجی حوضه (m)

یک نمونه از فرمت ورودی مدل برای حوضه کسلییان در شمال ایران برای رخدادهای سال ۱۳۶۶ در شکل‌های (۳-۴) و (۳-۵) نشان داده شده‌اند. شکل (۴) مربوط به مشخصات هیدرولوژیکی و شکل (۵) مربوط به مشخصات هندسی حوضه می‌باشد. نمونه‌ای از فایل خروجی مدل نیز در شکل (۶) نشان داده شده است.

نام حوضه						
تاریخ وقوع رگبار						
مساحت حوضه						
زمان تناوب زمان a.i.						
دبی پایه ویا شاخص Φ						
	kasilian					
	1366/6/17					
	67.8					
	6 30					
	0.04					
	0.00	0.069	0.179	0.0	0.269	شدت بارش
	0.679					
	0.0	0.08	0.18	0.40	0.78	دبی رودخانه
	2.49	3.30	3.40	2.90	2.21	
	1.81	1.39	1.11	0.90	0.69	
	0.51	0.43	0.37	0.25	0.18	
	0.13	0.10	0.07	0.02	0.01	

شکل ۴: مشخصات هیدرولوژیکی ورودی در مدل



شکل ۵: مشخصات ژئومورفولوژیکی ورودی در مدل

```

Kinematic-Wave based Geomorphic Instantaneous Unit Hydrograph
by Kwan Tun Lee and Chin-Hsin Chang
Watershed Hydrology and Hydraulics Laboratory
Department of River and Harbor Engineering
National Taiwan Ocean University
Version 1.2, February 2001, All rights reserved.

Station : kasilian
Date : 2014/2/10
Area = 67.80 km*km
Phi index = .00 mm/hr
Based flow = .04 cms

Watershed channel network order: 4
Overland flow roughness coefficient: .310
Channel flow roughness coefficient: .050

Order Ni Lci(km) Ai(km*km) Poai Soi Sci
-----
1 89 .570 .420 .550 .3000 .1950
2 22 1.500 2.210 .280 .2800 .1300
3 5 1.470 7.040 .100 .2700 .0590
4 1 10.180 67.680 .080 .2600 .0420

i -> j Pxi xj
-----
1 -> 2 .800
1 -> 3 .070
1 -> 4 .130
2 -> 3 .540
2 -> 4 .450
3 -> 4 1.000

Rainfall-Runoff Simulation Results:
Time Rainfall Q-recorded Q-simulated
(hr) (mm/hr) (cms) (cms)
-----

```

شکل ۶: فایل خروجی مدل KW-GIUH

جمع‌بندی

وجود مدل‌های متنوع در زمینه هیدرولوژی و متناظرا در بخش‌های مختلف آن به ویژه مطالعات آب‌های سطحی همواره با توجه به نمونه‌های موردی و مطالعات تجربی به دست آمده است. از این‌رو کاربرد آن‌ها همواره با رعایت جوانب احتیاط به منظور تطابق‌پذیری با شرایط مورد نظر می‌باشد. بنابراین هرچه روابط پایه بکار رفته در مدل‌ها مبتنی بر اصول حاکم در هیدرولیک و هیدرولوژی باشد، نتایج واقع‌گرایانه‌تری حاصل خواهد گردید. مدل KW-GIUH یکی از مدل‌های مناسب در زمینه مطالعات آب‌های سطحی می‌باشد. از جمله ویژگی‌های این مدل می‌توان به کاربرد طیف وسیعی از روابط به منظور تحلیل حالات مختلف، تطابق‌پذیری با غالب حوضه‌های ایران، امکان سهولت کاربری و . . . دانست. نکته قابل توجه در مورد این نرم‌افزار، قابلیت مناسب لینک شدن با نرم‌افزار جامع اطلاعات جغرافیایی (GIS) و همچنین سایر ماژول‌های آن از جمله Arc hydro و . . . بیان نمود. اطلاعات موجود مربوط به حوضه‌های مختلف غالباً در قالب بانک‌های اطلاعاتی ذخیره شده و به مرور زمان به روز رسانی می‌شود. بنابراین یکی از نقیصه‌های عمده در این زمینه فقدان نرم‌افزارهای کاربردی متناسب با خروجی‌های اطلاعات بانک اطلاعاتی موجود می‌باشد که با استفاده از نرم‌افزار KW-GIUH این مشکل رفع می‌گردد.

منابع

- ۱- شایگان، م. و علیمحمدی، ع. و روحانی، ح. (۱۳۹۰) "مدلسازی هیدرولوژیک حوضه طالقان در محیط GIS از مدل SWAT"، سنجش از دور و GIS ایران، سال ۱۳، شماره ۲، صص ۱-۱۸.
- ۲- شکوهی، ع. ر. و عزیزیان، ا. (۱۳۹۳) "ارزیابی اثر استفاده از DEMهای راداری و نقشه های زمینی برنتایج شبیه سازی مدل های ژئومورفولوژیکی"، نشریه علمی-پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز، سال ۶، شماره ۱.
- ۳- عزیزیان، ا. و شکوهی، ع. ر. (۱۳۹۲) "ارزیابی اثر توان تفکیک مدل های رقومی ارتفاعی و آستانه شکل گیری آبراهه ها بر نتایج مدل بارش-رواناب ژئومورفولوژیکی مبتنی بر موج سینماتیک (KW-GIUH)"، هیدرولیک، سال ۸، شماره ۳، صص ۱-۱۸.
- ۴- علیمحمدی، ع. و شایگان، م. و روحانی، ح. (۱۳۹۰) "مدلسازی هیدرولوژیک حوضه طالقان در محیط GIS با استفاده از مدل SWAT"، سنجش از دور و GIS ایران، سال ۳، شماره ۲، صص ۱-۱۸.
- ۵- غیائی، ن. ق. و روغنی، م. (۱۳۸۳) "کارائی هیدروگراف واحد لحظه ای ژئومورفولوژی و مقایسه آن با هیدروگراف های مصنوعی اشنایدر، مثلثی و SCS در حوضه آبخیز کسلیان"، پژوهش و سازندگی، سال ۱۹، شماره ۱، صص ۲۳-۳۲.
- ۶- قسوری جهرمی، م. و بوستانی، ف. و رستمی راوری، ا. (۱۳۸۹) "واسنجی و آنالیز حساسیت مدل WMS/HEC-HMS در تخمین مشخصه های هیدروگراف در حوضه آبریز رودخانه شور جهرم"، همایش ملی عمران و توسعه پایدار دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان.
- ۷- قشقایی زاده، ن. (۱۳۹۱) "واسنجی و اعتباریابی مدل HEC-HMS و آنالیز حساسیت آن در برآورد مشخصه های هیدروگراف سیلاب (مطالعه موردی حوزه جاماش استان هرمزگان)" پایان نامه ارشد علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، پردیس دانشگاهی قشم.
- ۸- کوثری، م. ر. و صارمی نایینی، م. ع. و تازه، م. و فروزه، م. ر. (۱۳۸۹) "آنالیز حساسیت چهار رابطه برآورد زمان تمرکز در حوزه آبخیز"، خشک بوم، سال ۱، شماره ۱، صص ۵۷-۶۷.
- ۹- گلکاریان، ع. و نقیعی، ا. و داودی مقدم، د. (۱۳۹۳) "ارزیابی ژئومورفولوژی در برآورد ابعاد هیدروگراف واحد لحظه ای و مقایسه آن با روش های اشنایدر، SCS و مثلثی (مطالعه موردی: حوزه آبخیز جنگکارده)"، آب و خاک، سال ۲۸، شماره ۲، صص ۴۴۰-۴۵۰.
- ۱۰- محمودی، ف. و یمانی، م. و بهرامی، ش. (۱۳۸۶) "ارزیابی مدل هیدروگراف واحد لحظه ای ژئومورفولوژیکی در حوضه آبخیز کنگیر(ایوان غرب)"، پژوهش های جغرافیایی، سال ۳۹، شماره ۸، صص ۱-۱۴.
- ۱۱- مساح بوانی، ع. ر. و یعقوبی، م. (۱۳۹۲) "تحلیل حساسیت و مقایسه عملکرد سه مدل مفهومی HBV، IHARCES و HEC-HMS در شبیه سازی بارش-رواناب پیوسته در حوضه های نیمه خشک (بررسی موردی: حوضه اعظم هرات-یزد)"، مجله فیزیک زمین و فضا، سال ۴۰، شماره ۲، صص ۱۵۳-۱۷۲.
- ۱۲- یعقوبی، م. و مساح بوانی، ع. ر. (۱۳۹۳) "تحلیل حساسیت و مقایسه عملکرد سه مدل مفهومی HBV، IHARCES و HEC-HMS در شبیه سازی بارش-رواناب پیوسته در حوضه های نیمه خشک (بررسی موردی: حوضه اعظم هرات-یزد)"، فیزیک زمین و فضا، سال ۴۰، شماره ۲، صص ۱۵۳-۱۷۲.

- 13- Cooper, V. A. , Nguyen, V. T. V. and Nicell, J. A. (2007)" Calibration of conceptual rainfall-runoff models using global optimisation methods with hydrologic process-based parameter constraints" *Journal of Hydrology*, 334 (3:4), 455- 466.
- 14- Lee, K. T. and Yen, B. (1997). "Geomorphology and kinematic-wave-based hydrograph derivation ",*J. Hydrology Eng.* ,123:1 , 73-80.
- 15- Cao, Sh. and Lee, K. T. and HO, J. and Liu, X. and Er, H and Yang, K. (2010) “ Analysis of Runoff Ungauged Watershed in Sichuan, China using Kinematic-wave-based GIUH Model” *J. Mountain Science*, 7:2, 157-166
- 16- Shadeed, S. and Shaheen, H. and Jayyousi, A. (2007)” GIS-based KW-GIUH Hydrological Model of Semiarid Catchments: the Case of Faria Catchment, Palestine” *The Arabian Journal for Science and Engineering*, 32:1 , 3-16.
- 17- Abbott, M. and Refsgaard, J. C. (1996)" Distributed Hydrological Modelling" s. 1. :Springer Netherlands.
- 18- Maidment, D. R. , 1996. *GIS and Hydrologic Modeling.* . An Assessment of Progress, Presented at the Third International Conference on GIS and Environmental Modeling. Santa Fe, New Mexico, 22-26
- 19- Maréchal, D. , 2004. *A soil-based approach to rainfall-runoff modelling in ungauged catchments for England and Wales.* s. 1. :s. n.
- 20- Haan Charles T. (2002). “statistical Methods in Hydrology-seconds edition,” Iowa state press, 496p.
- 21- Salteli A,K. Chan and M. Scott, Eds. (2002). “ Sensitivity analysis, Probability and Statistics Series.” John Willy & Sons: New York, NY
- 22- Fery Hc and Patil SR. (2002) “Identification and review of sensitivity analysis methods” *Risk Anal*, 22(3): 553-78
- 23- Fontaine, D. D. , P. L. Havens, GE. Blau, and P. M. Tillotson (1992), “ The Role of Sensitivity Analysis in Groundwater Risk Modeling for Pesticides,” *Weed Technology*, 6(3):716-724
- 24- RAKESH KUMAR*, C. CHATTERJEE, A. K. LOHANI, SANJAY KUMAR and R. D. SINGH. (2003). “Sensitivity Analysis of the GIUH based Clark Model for a Catchment” *Water Resources Management* **16**: 263–278
- 25- S. K. Das, A. W. M. Ng and B. J. C. Perera(2013),” Sensitivity analysis of SWAT model in the Yarra River catchment” 20th International Congress on Modelling and Simulation, Adelaide, Australia, 1–6 December 2013
- 26- Jiang . Y and Liu . C and Li . X and Wang . H (2015), “Rainfall-runoff modeling, parameter estimation and sensitivity analysis in a semiarid catchment” *Environmental Modelling & Software* 72-88
- 27- Massmann . C and Holzmann . H (2012). “Analysis of the behavior of a rainfall–runoff model using three global sensitivity analysis methods evaluated at different temporal scales” *Journal of Hydrology* 97-110
- 28- WMO (2008) *Guide to Hydrological Practices. Volume I: Hydrology – From Measurement to Hydrological Information.* WMO No. 168. 6th ed. World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland. ISBN 978-92-63-10168-6.

- 29- WMO (2009) Guide to Hydrological Practices. Volume II: Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices. WMO No. 168. 6th ed. World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland. ISBN 978-92-63-10168-6.
- 30- H. te Linde, J. C. J. H. Aerts, R. T. W. L. Hurkmans, and M. Eberle, (2008), "Comparing model performance of two rainfall-runoff models in the Rhine basin using different atmospheric forcing data sets" Hydrol. Earth Syst. Sci. , 12, 943-957
- 31- Clarke, K. C. 1995. Analytical and computer cartography. 2nd ed. Englewood Cliffs, N. j. : Prentice-Hall.
- 32- Kite, G. W. and E. Ellehoj. and A. Dalton. 1996. GIS for Large-Scale Watershed Modeling. Chap 13 of Geographical Information System in Hydrology by Singh, V. P. and Fiorentino, M. , Kluwer Academic Publishers. Netherlands.