

توزیع تناوب سیل مشتق شده بر اساس آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک و تابع چگالی بارش مازاد حوزه (مطالعه موردی حوزه مند رجان)^۱

سعید سلطانی کوپانی^۲ محمد مهدوی^۳

چکیده

روش توزیع تناوب سیل مشتق شده با استفاده از تئوری آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک به عنوان مدل بارش- رواناب، توزیع توامان شدت و مدت بارش به همراه معادله نفوذ فیلیپ (برای محاسبه بارش مازاد) برای برآورد توزیع تناوب سیل در یکی از زیرحوزه‌های سد زاینده‌رود (مندرجان) به کار برده شد. این روش می‌تواند جایگزین مناسبی در حوزه‌های فاقد آمار باشد. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد روش مذکور با استفاده از پارامترهای خاک در حالت عادی برآورد ضعیفی را از خود نشان می‌دهد. درحالی‌که با استفاده از پارامترهای خاک در حالت کلیماکس اقلیمی دقت خوبی را ارایه می‌کند. همچنین مشخص شد که برآورد سیل با این روش برای دوره بازگشت‌های بالا دقت مناسبی ندارد.

واژه‌های کلیدی: سیل، توزیع تناوب، آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک، معادله نفوذ فیلیپ، توزیع توامان شدت و مدت بارش مازاد، کلیماکس اقلیمی.

^۱ - تاریخ دریافت: ۸۲/۴/۷، تاریخ پذیرش: ۸۲/۱۱/۲۷

^۲ - دانشجوی دکتری آبخیزداری دانشگاه تهران و عضو هیات علمی دانشکده منابع طبیعی دانشگاه صنعتی اصفهان (E-mail: SSoltani@cc.iut.ac.ir)

^۳ - استاد دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران

مقدمه

یکی از کاربردهای مهم و عملی هیدرولوژی برآورد وقایع حدی مربوط به سیلاب‌ها است. زیرا طراحی و اجرای طرح‌های منابع آب و آبخیزداری، کنترل سیلاب و... همگی بر اساس تناوب و بزرگی سیلاب اوج با دوره بازگشت مشخص می‌باشد. به طور کلی روش‌های مورد استفاده برای تحلیل وقایع حدی به سه دسته تقسیم بندی می‌شوند:

۱- روش‌های صرفاً آماری (Purely Statistical).

۲- روش‌های شبیه سازی (Simulation).

۳- روش‌های توزیع تناوب سیل مشتق شده

(Derived Flood Frequency Distribution).

در روش‌های آماری توزیع‌های احتمال مقادیر حدی (نظیر نرمال، پیرسون، گامبل و...) به داده‌های دبی اندازه‌گیری شده حدی در یک ایستگاه برازش داده می‌شود و بهترین توزیع احتمال که با مقادیر مذکور همخوانی و مطابقت بیشتری داشته باشد به عنوان توزیع مناسب انتخاب شده و مقادیر دبی برای دوره بازگشت‌های مختلف مورد نیاز از آن برآورده می‌شود.

در روش‌های شبیه سازی از مدل‌های بارش - رواناب با درجات مختلف پیچیدگی برای تولید دبی‌های مصنوعی از سری‌های اندازه‌گیری شده و یا بارش مصنوعی استفاده می‌گردد. در هر دو روش فوق مقادیر کافی از داده‌های دبی اندازه‌گیری شده هم برای کفایت اندازه نمونه (روش‌های آماری) و هم برای اطمینان از کالیبره شدن مناسب و کافی مدل بارش - رواناب (روش‌های شبیه سازی) مورد نیاز می‌باشد. اگر چه دو روش فوق به طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد و مقالات زیادی نیز در مورد آنها نوشته می‌شود اما در مواردی که داده‌های دبی اندازه‌گیری شده با محدودیت مواجه هستند (آبخیزهای فاقد ایستگاه هیدرومتری) مناسب نمی‌باشد. در چنین مواردی، روش‌های دسته سوم یا توزیع تناوب سیل مشتق شده به عنوان یک جایگزین بالقوه و جذاب مطرح می‌شوند.

روش‌های توزیع تناوب سیل مشتق شده بر اساس مدل‌های بارش - رواناب ساده‌ای هستند که برای به دست آوردن تابع توزیع تجمعی رواناب مستقیم مورد استفاده قرار

گرفته و سپس به دنبال آن رابطه‌ای بین دبی و دوره بازگشت به دست می‌آید. پارامترهای مورد نیاز مدل در این روش از داده‌های اقلیمی موجود، نقشه‌های خاکشناسی و توپوگرافی حاصل می‌شود.

اولین بار ایگلسون^۱ (۱۹۷۲) توزیع تناوب سیل مشتق شده را مطرح نمود (۵). وی از یک مدل بارش رواناب بر اساس تئوری موج جنبشی استفاده نمود. روش‌های هبسون و وود^۲ (۱۹۸۲) و دیاز-گرانادوس و همکاران^۳ (۱۹۸۴) دو روش مهم توزیع تناوب سیل مشتق شده می‌باشند که هر دو بر اساس روش ایگلسون (۱۹۷۲) توسعه داده شده‌اند (۴، ۱۱). هبسون و وود (۱۹۸۲) یک ظرفیت نفوذ ثابت (شاخص Φ) را برای تعیین بارش مازاد در مدل خود در نظر گرفتند. در حالیکه دیاز - گرانادوس و همکاران (۱۹۸۴) از یک مدل نفوذ متغیر با زمان (مدل فیلیپ ۱۹۶۰) برای این کار استفاده نمودند (۴). هر دو روش فوق مدل‌های پاسخ حوزه بر اساس ژئومورفولوژی را مورد استفاده قرار دادند. با این تفاوت که هبسون و وود (۱۹۸۲) از آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی (GIUH) توسعه داده شده توسط رودریگوئز - ایتورب و والدس^۴ (۱۹۷۹) استفاده نمودند (۱۱، ۱۸) در صورتی که دیاز - گرانادوس و همکاران (۱۹۸۴) از آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک (GCIUH) که توسط رودریگوئز - ایتورب و همکاران (۱۹۸۲) ارزیاب شده بود استفاده کردند (۱۸). هبسون و وود (۱۹۸۲) مدل خود را در دو حوزه آپالاشی به کار بردند و گزارش کردند که نتایج قابل مقایسه با داده‌های موجود می‌باشد (۱۱). دیاز - گرانادوس و همکاران (۱۹۸۴) مدل خود را در دو حوزه که یکی معرف مناطق خشک و دیگری معرف مناطق مرطوب بود به کار بردند و در مقایسه با داده‌های اندازه‌گیری شده در مناطق خشک نتایج خوب و در مناطق مرطوب نتایج امیدوارکننده و رضایت‌بخش به دست آوردند (۴).

^۱-Eagleson

^۲-Hebson & Wood

^۳-Diaz-Granados et al.

^۴-Rodriguez-Iturbe & Valdes

همکاران (۱۹۸۴) بود(۵). کادوید و همکاران (۱۹۹۱) مدل بارش ایگلسون (۱۹۷۲) را با معادله نفوذ فیلپ و مکانیسم رواناب سطحی سینماتیک ترکیب نمودند (۲ و ۵). آنها مدل خود را در دو حوزه آبخیز یکی در کالیفرنیا و دیگری در آیوا به کار بردند و گزارش کردند که این روش در مقایسه با روش ترسیم موقعیت با فرمول ویبول و روش های آماری لوگ پیرسون نوع ۳ در دوره برگشت های پایین نتایج بهتری نسبت به دوره برگشت های بالا می دهد. آنها همچنین بیان کردند که مدل نمایی برای بارش نمی تواند به طور کافی فرآیندهای بارش که کنترل کننده شکل گیری سیلاب است را مشخص کند و اظهار داشتند که صحت تعیین پارامترهای بارش تاثیر به سزایی در موفقیت استفاده از روش های توزیع تناوب سیل مشتق شده دارد.

راینز و والدس (۱۹۹۳) روش توزیع تناوب سیل مشتق شده ای را معرفی کردند که در آن برای به دست آوردن تابع چگالی احتمال شدت و مدت بارش مازاد از روش شماره منحنی (SCS ۱۹۸۵-۱۹۹۳) استفاده نمودند (۱۷). آنها مدل خود را با مدل های هبسون و وود (۱۹۸۲) و مدل دیاز-گرانادوس و همکاران (۱۹۸۴) مقایسه کردند و بیان نمودند که روش آنها یک بهبود نسبت به روش های گذشته داشته است (۱۱ و ۴). این بهبود به خاطر جایگزینی مدل CN با معادله نفوذ فیلپ و عدم وجود پارامترهای نامعین نفوذ بود. اما هیچ کدام از روش های آزمون شده در مقایسه با توزیع لوگ پیرسون نوع ۳ نتایج بهتری ارائه نمی کنند.

کاروته^۴ (۱۹۹۷) توزیع تناوب سیل مشتق شده با ظرفیت نفوذ ثابت شاخص Φ را در حالتی در نظر گرفت که همبستگی منفی بین شدت و مدت بارش مازاد در تابع چگالی آنها به صورت یک ضریب همبستگی دخالت داده شده بود (۱۳). وی گزارش کرد که در صورت در نظر گرفتن همبستگی منفی بین شدت و مدت بارش در روش های توزیع تناوب سیل مشتق شده، نتایج بهتری نسبت به حالتی که شدت و مدت بارش به صورت مستقل از هم در نظر گرفته می شدند، به دست می آید.

موقامیان و همکاران^۱ (۱۹۸۷) مدل های هبسون و وود (۱۹۸۲) و دیاز-گرانادوس و همکاران (۱۹۸۴) را در چند حوزه آبخیز مشابه به کار بردند و گزارش کردند که وقتی نتایج حاصل از مدل های فوق با نتایج حاصل از روش ترسیم موقعیت و لوگ پیرسون نوع ۳ در یک دوره آماری ۴۰ ساله مقایسه می شود مدل های فوق قابلیت اجرای ضعیفی از خود نشان می دهند (۱۵). آنها پیشنهاد کردند که مدل های پاسخ حوزه نمی توانند به طور شایسته و کافی تولید رواناب در حوزه را توصیف نمایند. همچنین آنها گزارش کردند که برآورد پارامترهای نفوذ مشکل بوده و منحنی های تناوب سیل بایستی حساسیت نسبتاً کمی به تغییرات در این پارامترهای نامعلوم و ورودی داشته باشد.

سیواپلان و همکاران^۲ (۱۹۹۰) مدل تولید رواناب سیواپلان و همکاران (۱۹۸۷) را با مدل پاسخ حوزه GIUH تعمیم یافته برای بررسی رواناب ناشی از متغیر مکانی بارش در حوزه های آبخیز غیر همگنی که توپوگرافی حوزه در دینامیک نواحی سهمیم تولید رواناب در آنها مؤثر هستند را با هم تلفیق کردند (۲۰ و ۲۱). آنها همچنین آزمایشاتی را در مطالعه حساسیت تناوب سیل به پارامترها انجام دادند. نتایج آنها نشان داد که شکل منحنی تناوب سیل به پارامترهای خاک و بارش حساس بوده و متغیرهایی نظیر متوسط نواحی سهمیم در تولید رواناب، رطوبت اولیه حوزه و مدت زمان رگبار در دوره بازگشت های مختلف ثابت هستند. همچنین در دوره برگشت های پایین، سیلاب های اوج تحت تاثیر فرآیند مازاد اشباع (Dunne) بوده و در دوره برگشت های بالا این فرآیند به فرآیند مازاد نفوذ (هورتونی) تغییر مکان می دهد.

کادوید و همکاران^۳ (۱۹۹۱) سعی در برآورد تناوب سیل از طریق توزیع تناوب سیل مشتق شده برای حوزه های آبخیز شهری کوچک که در آن رواناب سطحی اصلی ترین جزو تولید روانابی می باشد نمودند (۲). این روش در واقع ترکیبی از کار ایگلسون (۱۹۷۲) و دیاز-گرانادوس و

۱- Mou ghamian & et al.

۲-Sivapalan & et al.

۳-Cadvid & et al.

^۴-Kurote

می‌گردد و سپس روش برآورد پارامترهای مورد نیاز مدل و به‌کاربردن مدل درحوزه مطالعاتی مورد نظر توضیح داده می‌شود.

۱- تشریح مدل

در این روش ابتدا مشتق توزیع احتمال توامان شدت و مدت بارش موثر، t_e و t_r مشخص می‌شود این کار بر اساس توزیع احتمال شدت و مدت بارش کل و معادله فیلیپ به عنوان مدل نفوذ می‌باشد.

این توزیع سپس با هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک به‌عنوان تابع پاسخ حوزه همراه می‌گردد، تا توزیع تناوب سیل برای آن حوزه خاص بر اساس پارامترهای اقلیمی، ژئومورفولوژیک و خاک آن حوزه به دست آید.

۱-۱- تابع چگالی احتمال شدت و مدت بارش مازاد

ایگلسون (۳ - ۱۹۷۸) با استفاده از حل فیلیپ برای یک محیط غیر اشباع، ظرفیت نفوذ را به این صورت مشخص کرد.

$$f_i^* = \frac{1}{2} s_i t_i^{-1/2} + a \quad (1)$$

در این معادله: a شدت نفوذ ثقلی و S_i نفوذ جذبی (مبین مقدار آبی است که از طریق نیروی کاپیلاری قابل جذب است) می‌باشد و از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$S_i = (1 - S_0) \left\{ \frac{[\Delta n K(1) \Psi(1) \Phi_1(d, s)]}{\gamma m \pi} \right\}^{1/2} \quad (2)$$

$$a = \frac{1}{2} K(1)(1 + s_0^2) - w \quad (3)$$

در روابط بالا: $\pi = ۳.۱۴$ ، $K(1)$ هدایت موثر اشباع خاک، S_0 رطوبت اولیه خاک در لایه سطحی، Ψ_1 پتانسیل ماتریک اشباع خاک، n تخلخل موثر خاک، C شاخص عدم اتصال خلل و فرج خاک، m شاخص توزیع اندازه خلل و فرج خاک و W سرعت ظاهری صعود شعریه از سطح ایستایی می‌باشد. تشریح کامل پارامترهای فوق را در ایگلسون (۱۹۷۸) می‌توان یافت (۷). یک حوزه آبخیز از چندین تیپ خاک تشکیل شده است که برای بررسی رفتار نفوذ در یک حوزه آبخیز مجموعه خاک‌های آن را به صورت

گوال وهمکاران^۱ (۲۰۰۰) توزیع تناوب سیل مشتق شده را برای حالتی که شدت و مدت بارش دارای همبستگی هستند به‌کار برد (۱۰). وی اظهار داشت در مطالعات قبلی بین شدت و مدت بارش همبستگی منفی در نظر گرفته می‌شد و یا به صورت مستقل از هم فرض می‌شدند. نتایج کار وی نشان داد علت اینکه چندک‌های به دست آمده در توزیع تناوب سیل مشتق شده کمتر از حد واقعی نسبت به توزیع‌های آماری و حدود اعتماد برآورد می‌شوند، می‌تواند ناشی از در نظر نگرفتن همبستگی بین شدت و مدت بارش باشد و یا اینکه آنها را با همبستگی منفی در نظر می‌گیرند، در صورتی که یک همبستگی مثبت می‌تواند بین آنها وجود داشته باشد.

کاروته و گوال (۲۰۰۱) توزیع تناوب سیل مشتق شده را در حالتی که مدل نفوذ آن روش شماره منحنی SCS و مدل رواناب- بارش موثر آن مدل موج سینماتیک بود در بعضی از حوزه‌های مرکزی هندوستان به‌کار بردند (۱۴). آنها گزارش کردند که مدل فوق می‌تواند جایگزین مناسبی برای تعیین تناوب سیل باشد و نتایج رضایت‌بخشی را از مدل خود به دست آورند. همچنین بیان کردند که مدل فوق بایستی در حوزه‌های با آمار طولانی مدت بارش و رواناب آزمون گردند و در صورتی که از مقادیر ناحیه‌ای شده پارامترهای بارش استفاده گردد به راحتی می‌تواند در حوزه‌های فاقد آمار نیز مورد استفاده واقع گردد.

هدف از این مطالعه بررسی یکی از روش‌های توزیع تناوب سیل مشتق شده (بر اساس آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک و تابع چگالی بارش مازاد حوزه) برای برآورد توزیع فراوانی سیل در یک حوزه آبخیز می‌باشد.

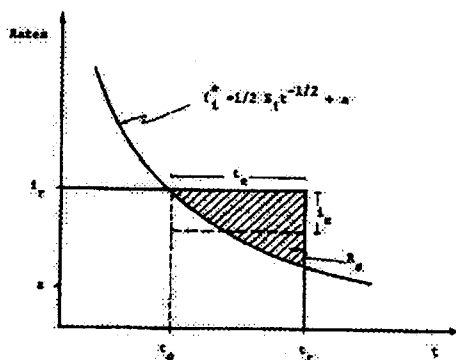
مواد و روش‌ها

در این مطالعه از توزیع تناوب سیل مشتق شده‌ای که مدل نفوذ آن معادله فیلیپ (۱۹۶۰) و مدل رواناب- بارش موثر آن آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک (GCIUH) می‌باشد استفاده شد. در زیر ابتدا مدل مورد نظر تشریح

به دلیل اینکه آب‌های نفوذ کرده قبلی محتوای رطوبت خاک را افزایش داده‌اند، کاهش می‌یابد این روند تا زمان t_0 ادامه داشته و در این زمان شدت بارش با ظرفیت نفوذ برابر شده و ابتدای تولید رواناب در حوزه می‌باشد.

یک واحد خاک در هم در نظر می‌گیریم. این رفتار در شکل (۱) نشان داده شده است.

با توجه به معادله (۱) مشخص است که در شروع یک رگبار ظرفیت نفوذ خاک همیشه بیشتر از شدت بارش i_r می‌باشد. بعد از گذشت یک مدت زمان، ظرفیت نفوذ خاک



شکل ۱- نمایش فرایند نفوذ

مناسب و عمومی برای Pdf توآمان i_r و t_r به صورت زیر می‌باشد:

$$f_{I,T_r}(i_r, t_r) = \beta \delta \exp(-\beta i_r - \delta t_r) \quad (۸)$$

در این رابطه: β و δ پارامترهای Pdf حاشیه‌ای نمای شدت و مدت بارش می‌باشند. و به صورت زیر تعریف می‌شوند:

β : عکس شدت متوسط بارش که برابر است با :

$$\beta = 1/mi_r$$

و δ : عکس مدت متوسط بارش که برابرست با :

$$\delta = 1/mt_r$$

در روابط فوق mi_r شدت متوسط بارش و mt_r مدت متوسط بارش می‌باشد. شکل (۲) صفحه $i_r - t_r$ را نشان می‌دهد که در آن نواحی هاشورخورده مشخص‌کننده رگبارهایی هستند که قادر به تولید رواناب سطحی نمی‌باشند. چون در آن $t_r \leq t_0$ بوده و یا $i_r \leq a$ می‌باشد.

این رواناب در شکل (۱) به صورت ناحیه هاشور زده نشان داده شده است و در واقع نشان دهنده بارش مازاد یا بارش موثر می‌باشد. ایگلسون (۱۹۷۸) دو رابطه تخمینی با دقت مناسب برای R_s و t_0 به صورت زیر ارائه کرد (۷) :

$$t_0 \cong S_i / \psi (i_r - a)^2 \quad (۴)$$

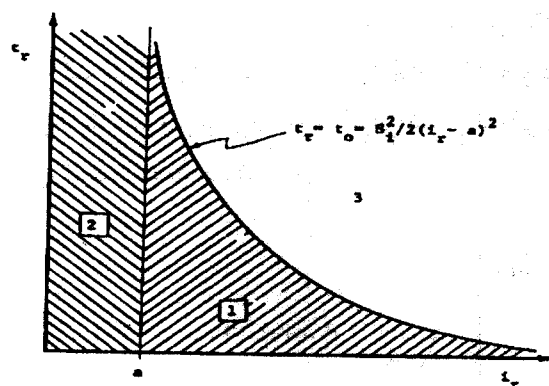
$$R_s \cong (i_r - a)t_r - S_i (t_r / \psi)^{1/2} \quad (۵)$$

در روابط (۵ و ۴)، t_r مدت زمان بارش برای یک رگبار با شدت یکنواخت i_r می‌باشد. با توجه به فرض بالا، بارش مؤثر نیز با شدت یکنواخت i_e در طول مدت زمان t_e در نظر گرفته می‌شود. بنابراین با توجه به شکل (۱) داریم :

$$t_e = t_r - t_0 \quad (۶)$$

$$i_e = R_s / t_e \quad (۷)$$

روابط فوق از طریق معادلات (۲ تا ۵) مشخص شده و سپس به همراه تابع چگالی (Pdf) توآمان شدت و مدت بارش کل، مشتق چگالی احتمال توآمان شدت و مدت بارش مؤثر $f_{I,T_r}(i_e, t_e)$ به دست می‌آید. یک رابطه



شکل ۲- نواحی تولید رواناب در صفحه $i_r - t_r$ (ناحیه هاشور خورده مشخص کننده حالت بدون رواناب است)

در شکل (۳)، صفحه $i_r - t_r$ نشان داده شده که در آن منحنی‌هایی که با حالت خط چین و خط نقطه نشان داده شده‌اند مشخص کننده مقادیر مختلف t_e می‌باشند. ناحیه هاشورخورده مربوط به مقادیر t_e بین ۰ تا t_{e1} است. با توجه به موارد اشاره شده انتگرال $f_{I_r T_r}$ برای یک t_e معین عبارت است از:

(۱۳)

$$\text{Prob}[0 < t_e \leq t_{e1}] = \int_a^\infty \left[\int_0^{t_{e1} + t_e} \delta \beta \exp(-\delta t_r - \beta i_r) dt_r \right] di_r$$

$$= \beta \cdot e^{-\beta a} [1 - \exp(-\delta t_{e1})] \int_0^\infty \exp(-\beta y - \frac{\delta \cdot S_i^2}{2y^2}) dy$$

انتگرال بالا می‌تواند مستقیماً با استفاده از خواص تابع چگالی تجمعی (CDF) به این صورت ارزیابی شود:

$$F_{T_e}(t_e) \rightarrow 1 \quad \text{بنابراین} \quad t_e \rightarrow \infty$$

بعد از یکسری محاسبات و ساده سازی‌ها که توسط دیاز - گرانادوس و همکاران (۱۳) صورت گرفت، رابطه به صورت زیر خواهد شد:

$$F_{T_e}(t_e) = 1 - \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma} \exp(-\beta a - 2\delta - \delta t_e) \quad (14)$$

بنابراین انتگرال گیری از $f_{I_r T_r}(i_r, t_r)$ روی نواحی هاشورخورده می‌تواند نشان دهنده عدم وجود بارش مزاد (مؤثر) در یک رگبار باشد، به صورت زیر:

(۹)

$$\text{Prob}[i_e = 0, t_e = 0] = \int_0^\infty \left[\int_0^{a + S_i(2t_r)^{-1/2}} \beta \delta \exp(-\beta i_r - \delta t_r) di_r \right] dt_r$$

$$= 1 - \delta e^{-\beta a} \int_0^\infty \exp[-\delta t_r - \beta S_i(2t_r)^{-1/2}] dt_r$$

رابطه فوق را آقای دیازگرانادوس و همکاران (۱۹۸۳) بعد از یکسری محاسبات و ساده سازی‌های به صورت رابطه تقریبی زیر ارائه نمودند:

(۱۰)

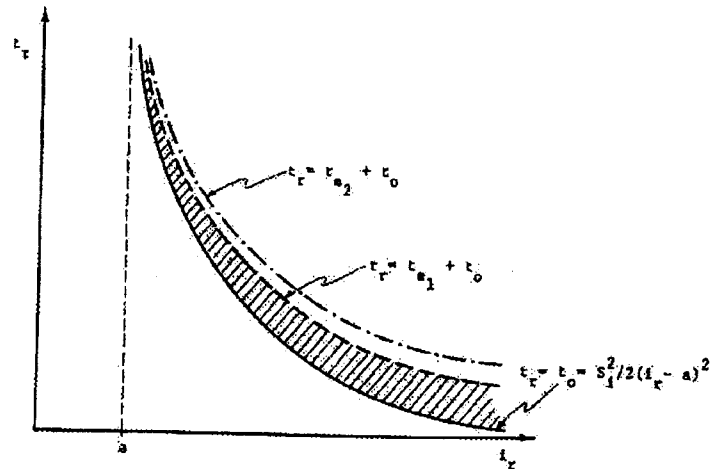
$$P_{T_e}(t_e) = \text{Prob}[i_e = 0, t_e = 0] \cong 1 - \exp(-\beta a - 2\sigma) \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma}$$

در رابطه بالا: $\Gamma(\cdot)$ تابع گاما است و σ از رابطه (۱۱) بدست می‌آید:

$$\sigma = \delta (\beta S_i / 2 \sqrt{2\delta})^{2/3} \quad (11)$$

بخش پیوسته $f_{I_e T_e}(i_e, t_e)$ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$f_{I_e T_e}(i_e, t_e) = f_{I_e | T_e}(i_e, t_e) \cdot f_{T_e}(t_e) \quad (12)$$



شکل ۳- ناحیه انتگرالگیری برای ارزیابی cdf پارامتر t_e

و بنابراین $f_{T_e}(t_e)$ به صورت زیر می‌شود:

(۱۵) و

$$f_{T_e}(t_e) = \delta \cdot \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma} \exp(-\beta \cdot a - \gamma \sigma - \delta \cdot t_e) \quad t_e > 0$$

$$P_{T_e}(t_e) = 1 - \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma} \exp(-\beta \cdot a - \gamma \sigma) \quad t_e = 0$$

برای t_e و i_e بزرگتر از صفر معادله (۵) را در (۷) جایگزین می‌کنیم و داریم:

$$i_e = \left[(i_r - a)t_r - S_i \left(\frac{t_r}{2} \right)^{1/2} \right] / t_e \quad (16)$$

با توجه به توضیحات قبل داریم $t_r = t_0 + t_e$ و همچنین نسبت t_e / t_0 را با پارامتر d تعریف می‌کنیم. بنابراین رابطه بالا به این صورت خواهد شد:

$$i_e = k(d)(i_r - a) \quad (17)$$

که در این رابطه $k(d)$ برابر است با:

$$k(d) = [1 + d - (1 + d)^{1/2}] / d \quad (18)$$

برای اینکه بتوانیم از توزیع i_e نسبت به t_e مشتق بگیریم، لازم است رابطه $k(d)$ را به وسیله یک تابع دیگر به صورت تقریبی برآورد کنیم. یک تقریب رضایت بخش برای $k(d)$ به صورت زیر است:

$$k(d) \cong 0.60729d^{0.09229} \quad (19)$$

که با استفاده از آن می‌توان به حل ضمنی t_e دست یافت.

بر اساس محاسبات انجام شده توسط دیاز-گرانادوس و همکاران (۱۹۸۳) توزیع شرطی مقادیر i_e مثبت که در آن $t_e > 0$ باشد به صورت زیر خواهد بود:

(۲۰)

$$F_{i_e|T_e}(i_e, t_e) = \frac{1}{\sqrt{218}} \beta \left(\frac{S_i}{i_e} \right)^{1/1008} t_e^{-1/1008} \exp\left(-\frac{1}{\sqrt{218}} \beta S_i^{1/1008} i_e^{-1/1008} t_e^{-1/1008}\right) \quad i_e, t_e > 0$$

حال با استفاده از معادلات (۱۴) و (۱۹) توزیع توانان i_e و t_e به صورت زیر خواهد شد:

(۲۰-۱)

$$F_{i_e, T_e}(i_e, t_e) = \frac{1}{\sqrt{218}} \beta \delta \exp(-\beta a - \gamma \sigma) \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma} \left(\frac{S_i}{i_e} \right)^{1/1008} t_e^{-1/1008} \exp\left(-\delta t_e - \frac{1}{\sqrt{218}} \beta S_i^{1/1008} i_e^{-1/1008} t_e^{-1/1008}\right) \quad i_e, t_e > 0$$

و با

$$P_{i_e, T_e}(i_e, t_e) = 1 - \exp(-\beta a - 2\sigma) \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma} \quad i_e = t_e = 0 \quad (20-2)$$

۲-۱- توزیع تناوب سیل مشتق شده:

مشخصه اصلی یک آبنمود واحد لحظه‌ای (IUH) دبی اوج Q_p و زمان رسید تا اوج t_p می‌باشد. بر طبق توضیحات هندرسون (۱۹۶۳) اگر این دو پارامتر به‌طور صحیح برآورد شوند شکل IUH خیلی مهم نبوده و یک برآورد مثلثی شکل نیز از آن می‌تواند برای هدف پیش‌بینی کافی باشد.

طول‌ها در حوزه می‌باشد. اگر معادله (۲۲) در معادله (۲۱) اعمال شود روابط بالا به صورت زیر خواهد شد:

$$(24-1)$$

$$Q_p = 0.877 K_1 A_\Omega i_e^{2/5} t_e (1 - 0.877 K_1 i_e^{2/5} t_e / 4)$$

$$t_e \leq (2 / 0.877 K_1) i_e^{-2/5}$$

$$(24-2)$$

$$Q_p = i_e A_\Omega \quad t_e > (2 / 0.877 K_1) i_e^{-2/5}$$

پارامتر K_1 در معادله بالا به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$K_1 = (A_\Omega R_L)^{1/5} \alpha_\Omega^{2/5} / L_\Omega \quad (25)$$

اگر معادله (۲۴-۱) را بر حسب t_e حل کنیم داریم:

$$t_e = (2 / 0.877 K_1) i_e^{-2/5} [1 - (1 - Q_p / A_\Omega i_e)^{5/2}] \quad (26)$$

با توجه به معادله (۲۶) اگر مقدار t_e در این رابطه برابر با

Q_p / A_Ω شود در نتیجه t_e با مقدار محدودکننده (شرط

معادله) در رابطه (۲۴) برابر خواهد شد.

دبی پیک یک متغیر تصادفی است که این تصادفی بودن

آن ناشی از تصادفی بودن t_e و i_e می‌باشد. برای یک مقدار

مشخص Q_p رابطه (۲۶) برای وقتی که t_e بزرگتر یا

مساوی Q_p / A_Ω باشد معتبر خواهد بود که این مورد در

شکل (۴) نشان داده شده است.

در حالت IUH مثلثی شکل، هندرسون (۱۹۶۳)

برای دبی اوج در خروجی یک حوزه Q_p و با توجه به اینکه در یک IUH مثلثی شکل $q_p t_e = 2$ است

روابط زیر را پیشنهاد کرد:

$$(21-1)$$

$$Q_p = i_e t_e A_\Omega q_p (1 - q_p t_e / 4)$$

$$t_e < 2 / q_p$$

$$(21-2)$$

$$Q_p = i_e A_\Omega$$

$$t_e \geq 2 / q_p$$

در این روابط: t_e شدت بارش مازاد بوده که در طول مدت t_e ثابت در نظر گرفته شده است. A_Ω مساحت حوزه و

t_b زمان پایه IUH می‌باشد.

در تئوری آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک

(GCIUH) رودریگوئز-ایتورب و همکاران (۱۹۸۲) دبی

اوج IUH را به صورت زیر ارایه کردند (۱۹):

$$q_p = 0.877 / \Pi_{i_e}^{2/5} \quad (22)$$

در این رابطه:

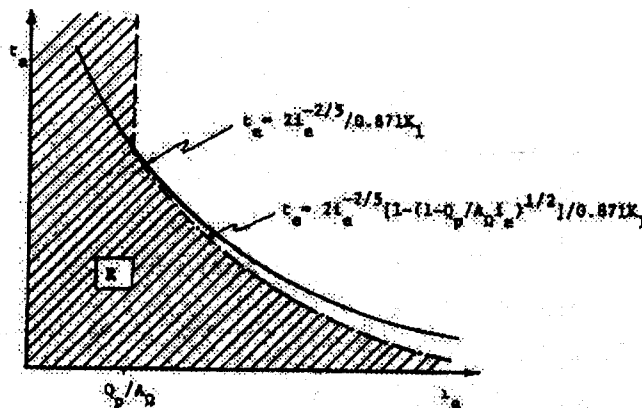
$$\Pi_{i_e} = L_\Omega^{2/5} / i_e A_\Omega R_L \alpha_\Omega^{2/5}$$

و در این روابط: L_Ω طول آبراهه اصلی بر حسب Km

α_Ω پارامتر جنبشی موج آبراهه اصلی بر حسب $S^{-1} m^{-2/3}$

i_e : شدت بارش مازاد بر حسب Cm/hr، A_Ω مساحت

حوزه بر حسب km^2 و q_p بر حسب h^{-1} و R_L نسبت



شکل ۴- ناحیه انتگرال گیری برای ارزیابی Cdf مربوط به Q_p

$$F_Q(Q_p) = 1 - \delta \exp(\beta a - 2\sigma) \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma} \left\{ I + \sum_{i=1}^4 J_i \right\} \quad (28)$$

که در آن: I و J_i انتگرال‌هایی به صورت زیر هستند:

$$I = \int_{t_0}^{\infty} \exp - \left\{ \delta t_e + 1 / 2222 S_i^* t_e^2 Q_p^* \right\} dt_e \quad (29)$$

$$J_i = \int_{t_0}^{\infty} \exp - \left\{ \delta t_e + 1 / 2222 \beta S_i^* t_e^2 \right. \\ \left. \cdot \left[\gamma(c_i Q_p^*)^{d_i} / 1.01871 K_i t_e \right]^{j_i} \right\} dt_e \quad (30)$$

در روابط بالا ضرایب a_i و b_i و c_i و d_i و e_i در جدول (۱) مشخص شده‌اند و ضرایب j و k و l برابرند با:

$$l = 0.8222 \quad k = 0.1558 \quad j = -0.2779$$

انتگرال‌های I و J_i به صورت تحلیلی قابل ارزیابی نبوده و بایستی به صورت حل عددی محاسبه گردند.

این معادله به صورت منحنی خط نقطه در شکل (۴) مشخص شده است. در کنار آن، خط خط چین عمودی مربوط به رابطه (۲۴-۲) برای مقادیر مشابه Q_p می‌باشد.

در هر حال ناحیه هاشور خورده در شکل (۴) مشخص‌کننده ناحیه‌ای از پلان $t_e - t_e$ است که در آن دبی پیک کمتر یا مساوی یک مقدار مشخص Q_p می‌باشد. به عبارت دیگر این ناحیه، ناحیه انتگرال‌گیری برای ارزیابی توزیع احتمال تجمعی (Cdf) مربوط Q_p می‌باشد که به صورت زیر خواهد شد.

$$F_Q(Q_p) = 1 - \exp(-\beta a - 2\sigma) \Gamma(\sigma + 1) \sigma^{-\sigma} + \int_{t_0}^{\infty} \left[\int_{t_e}^{\infty} f_{I,T_e}(i_e, t_e) dt_e \right] di_e \\ + \int_{t_0}^{\infty} \left[\int_{t_e}^{\infty} f_{I,T_e}(i_e, t_e) dt_e \right] di_e \quad (27)$$

در رابطه بالا * t_e همان مقداری است که در رابطه (۲۶) مشخص شده است و $Q_p^* = Q_p / A_Q$ و $f_{I,T_e}(i_e, t_e)$ در رابطه (۱-۲۰) ارایه شده است.

بعد از یکسری محاسبات و ساده سازی نهایتاً تابع توزیع احتمال تجمعی Q_p به صورت زیر خواهد شد:

جدول ۱- ضرایب مربوط به انتگرال J_i

| i | a_i | b_i | c_i | d_i | e_i |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|
| ۱ | ۰ | ۰/۱۲۳۵ | ۰/۵ | ۱/۰ | ۱/۴ |
| ۲ | ۰/۱۲۳۵ | ۰/۵۰۳۳ | ۰/۶۵۲۹ | ۱/۱۰۸۱ | ۱/۵۰۸۱ |
| ۳ | ۰/۵۰۳۳ | ۱/۲۲۱۶ | ۰/۸۰۴۸ | ۱/۳۶۴۰ | ۱/۷۶۴۰ |
| ۴ | ۰/۲۲۱۶ | ۲/۲۹۶۲ | ۱/۰ | ۳/۱۳۵۸ | ۳/۵۳۵۸ |

پارامترهای مدل شامل سه دسته پارامتر می‌باشند که به ترتیب نحوه استخراج آنها تشریح می‌گردد.

۲-۱- پارامترهای اقلیمی

این پارامترها شامل: متوسط شدت بارندگی m_i ، متوسط مدت بارندگی mt_r ، که از روی گراف‌های باران نگار در طول یک دوره آماری برای رگبارهای مختلف مقادیر شدت و مدت محاسبه شده و از آنها میانگین گرفته می‌شود. m_v ، متوسط تعداد رویدادهای بارش سالیانه که از میانگین تعداد بارش سالیانه ایستگاه منطقه برآورد می‌گردد.

۲-۲- پارامترهای فیزیکی

با استفاده از رابطه زیر می‌توان دوره برگشت را برای هر مقدار دبی معین (Q_E) که در رابطه (۲۸) قراردادده می‌شود به دست آورد:

$$T_E^{-1} = m_v \left[1 - F_Q(Q_E) \right] \quad (31)$$

که در این رابطه: T_E دوره برگشت بر حسب سال، m_v متوسط تعداد بارش سالیانه حوزه (که بایستی بارش‌هایی که به صورت یک رویداد مستقل هستند در نظر گرفته شود) و $F_Q(\cdot)$ توزیع تجمعی جریان پیک می‌باشد که از رابطه (۲۸) به دست می‌آید.

۲- نحوه بر آورد پارامترهای مدل

$$W = K(1)B \left[\frac{\Psi(1)}{Z} \right]^{mc} \quad (34)$$

$$d = (1 + 2m) / m \quad (35)$$

$$B = 1 + 3 / 2(mc - 1) \quad (36)$$

۳- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه حوزه مندرجان (پارسل B2) از زیر حوزه‌های سد زاینده‌رود در بالادست سد می‌باشد. این حوزه بین طول‌های $50^{\circ} 40' 34''$ و $50^{\circ} 07' 16''$ شرقی و عرض‌های $32^{\circ} 45' 12''$ و $32^{\circ} 48' 56''$ شمالی در قسمت شمال دریاچه سد زاینده‌رود واقع شده است. برای برآورد پارامترهای اقلیمی برای حوزه مورد نظر از نزدیک‌ترین ایستگاه باران سنجی که دارای باران‌سنج ثابت بود یعنی ایستگاه سد زاینده‌رود استفاده شد.

برای برآورد پارامترهای خاک نقشه خاک تهیه شده برای حوزه مندرجان توسط آبخیزداری استان اصفهان مبنای کار قرار گرفت و بر اساس بافت خاک هرتیپ، پارامترهای آن از جداول ایگلسون (۳-۱۹۷۸) برآورد گردید و سپس به صورت میانگین وزنی برای کل حوزه محاسبه شد.

مدل مورد مطالعه در نرم افزار MatLab برنامه‌نویسی گردید و محاسبات مربوطه با استفاده از این برنامه انجام شد.

نتایج

پارامترهای فیزیکی این حوزه در جدول (۲) آرایه شده است.

این پارامترها شامل مساحت حوزه (A) بر حسب Km^2 ، طول آبراهه اصلی (L) بر حسب (Km)، نسبت طول‌ها RL و α یا پارامتر موج جنبشی است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\alpha = \frac{S_{\Omega}^{1/2}}{n_{\Omega} b^{2/3}} \quad (32)$$

که در آن: S_{Ω} ، شیب طولی آبراهه، n_{Ω} ضریب زبری مانینگ و b عرض آبراهه می‌باشد.

پارامترهای فوق با استفاده از اطلاعات حاصل از نقشه‌های توپوگرافی استخراج گردید.

۲-۳ پارامترهای خاک

این پارامترها شامل S_0 ، رطوبت اولیه خاک در لایه سطحی، m شاخص توزیع اندازه خلیل و فرج، $K(1)$ هدایت هیدرولیک اشباع، $\Psi(1)$ پتانسیل، ماتریک خاک، n تخلخل موثر خاک، C شاخص عدم اتصال خلیل و فرج خاک می‌باشد. ایگلسون (۳-۱۹۷۸) جدولی آرایه نموده که کلیه پارامترهای فوق را برای تیپ‌های مختلف خاک بر حسب بافت را ذکر نموده است. در نتیجه برای برآورد آنها کافی است نقشه خاک حوزه را در اختیار داشته باشیم و بر اساس نقشه خاک بافت هر تیپ را مشخص نموده و پارامترهای فوق را از جدول مذکور قرائت و برای کل حوزه میانگین وزنی محاسبه کنیم.

علاوه بر پارامترهای فوق دو پارامتر دیگر یعنی $\Phi_i(d, S_0)$ و W از روابط زیر محاسبه می‌شوند.

$$(33)$$

$$\Phi_i(d, s_0) = (1 - S_0)^n \left[\sqrt{d + \frac{5}{r}} + \sum_{i=1}^n \left[d + (5/r - n) \right] \left(\frac{S_0}{1 - S_0} \right)^i \right]$$

جدول ۲- ویژگی‌های فیزیکی حوزه مندرجان

| پارامتر | A (مساحت حوزه) | L (طول آبراهه اصلی) | RL (نسبت طولها) | α |
|---------|-------------------|------------------------|--------------------|-------------------|
| مقدار | ۲۲۶/۸ | ۷۵ | ۲ | ۰/۵۷ |
| واحد | Km^2 | Km | - | $S^{-1} m^{-1/3}$ |

پارامترهای اقلیمی در جدول (۳) آرایه شده است.

جدول ۳- پارامترهای اقلیمی حوزه مندرجان

| پارامتر | m_i | m_t | m_v |
|---------|-------|-------|-------|
| مقدار | ۰/۱۹ | ۲/۵ | ۳۲ |
| واحد | Cm/hr | hr | - |

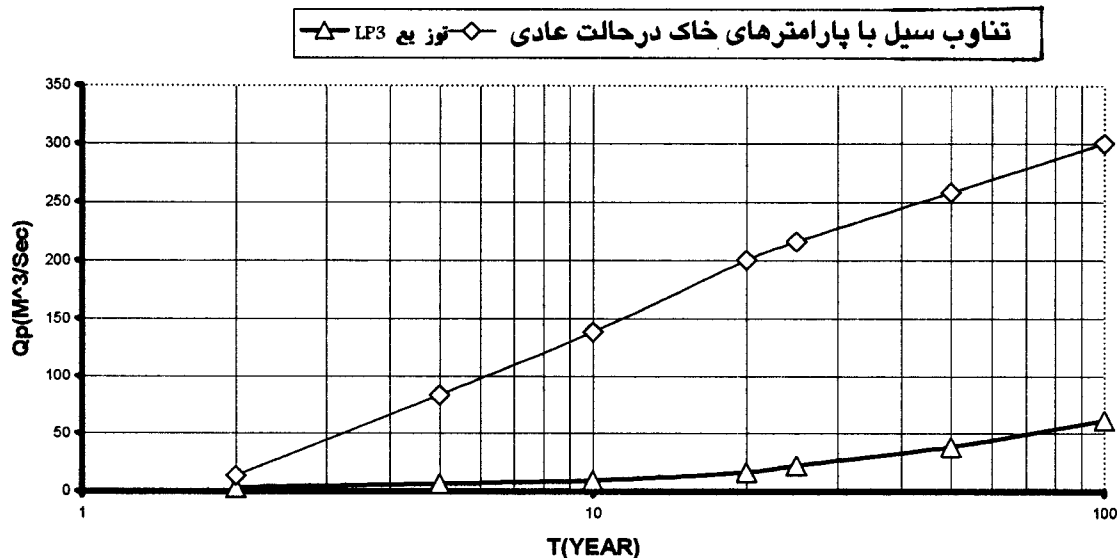
پارامترهای خاک مورد نیاز مدل نفوذ فیلپ در این حوزه در جدول (۴) ارایه شده است.

جدول ۴- پارامترهای خاک حوزه مندرجان

| پارامتر | n | c | \bar{S}_0 | m | K(1) | $\Psi_{(1)}$ | w |
|---------|------|-------|-------------|-----|-------|--------------|----------------------|
| مقدار | ۰/۳۸ | ۱۰/۱۶ | ۰/۴ | ۰/۳ | ۰/۰۶۹ | ۲۲/۵ | $1/2 \times 10^{-4}$ |
| واحد | - | - | - | - | - | cm | cm/hr |

شده است و با مقادیر حاصل از توزیع LP۳ مقایسه گردیده است.

بر اساس پارامترهای فوق توزیع تناوب سیل مشتق شده برای این حوزه برآورد گردید که در شکل (۵) نشان داده



شکل ۵- منحنی توزیع تناوب سیل مشتق شده و منحنی تناوب سیل LP۳ حوزه مندرجان

در این روش ابتدا با استفاده از متوسط تاج پوشش در کل حوزه مقدار ضریب مصرف آب گونه‌ها $K_{\psi 0}$ به دست می‌آید و سپس با استفاده از تخلخل موثر خاک و معادله بیلان آبی پیشنهادی آقای ایگلسون (۷-۱۹۷۸)، مقدار متوسط رطوبت اولیه خاک \bar{S}_0 محاسبه گردیده و با استفاده از آنها و روش ایگلسون - تالزر (۲-۱۹۸۲) پارامترهای خاک در حالت کلیماکس محاسبه می‌شود. با

توجه به شکل (۵) دیده می‌شود که مقادیر برآورد شده از توزیع تناوب سیل مشتق شده همخوانی مناسبی با مقادیر حاصل از توزیع LP۳ ندارد.

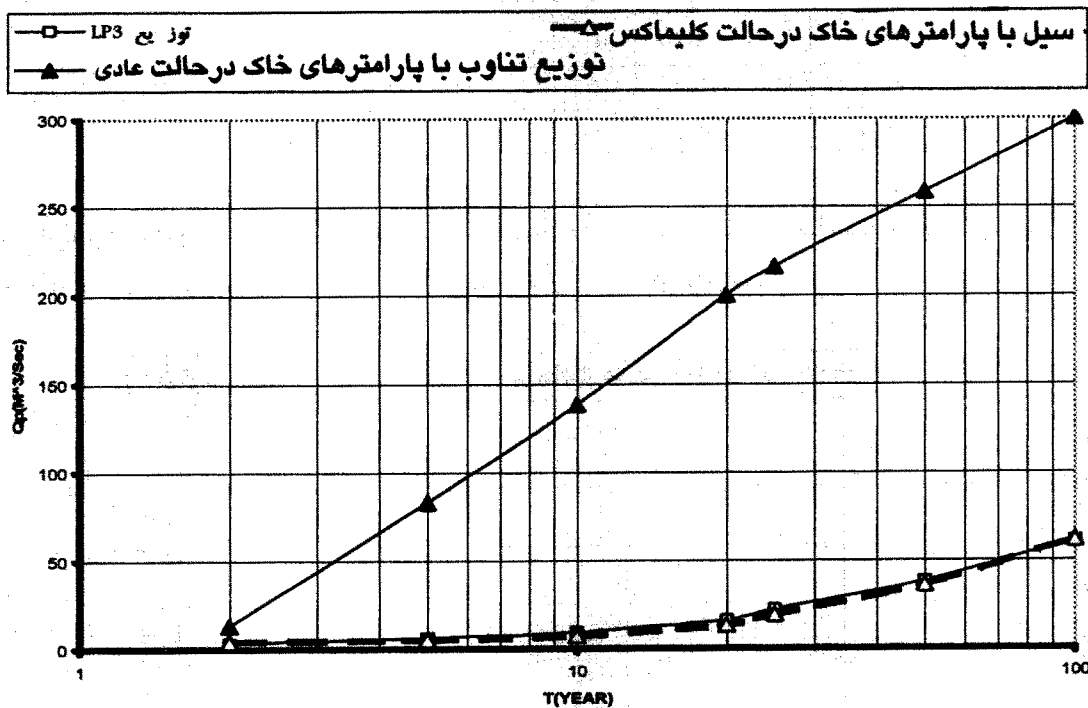
دیاز-گرانادوس و همکاران (۳) ۱۹۸۳ پیشنهاد کردند که اگر با استفاده از روش ایگلسون و تالزر ۲-۱۹۸۲ (۹) پارامترهای خاک در حالت کلیماکس برای حوزه محاسبه شود و نتایج آن در مدل قرار گیرد، برازش آن خیلی نزدیک به برازش توزیع آماری مناسب حوزه خواهد بود.

با توجه به پارامترهای خاک در حالت کلیماکس، توزیع تناوب سیل مشتق شده برای حوزه مندرجان محاسبه گردید که نتایج آن در شکل (۶) در مقایسه با نتایج حاصل از توزیع LP۳ آمده است.

استفاده از روش فوق پارامترهای کلیماکس حوزه مندرجان در جدول (۵) ارایه شده است.

جدول ۵- پارامترهای خاک حوزه مندرجان در حالت کلیماکس

| اقلیمی | | | | | | |
|---------|--------------|----------------|-----|----------------|-----|------|
| پارامتر | $\psi_{(1)}$ | K _۱ | m | S _۰ | c | n |
| مقدار | ۵۴۰/۶ | ۰/۰۸۵ | ۰/۹ | ۰/۴۵ | ۵/۲ | ۰/۳۸ |
| واحد | cm | cm/hr | - | - | - | - |



شکل ۶-مقایسه منحنی‌های توزیع تناوب سیل مشتق شده در حالت عادی و کلیماکس اقلیمی با توزیع LP۳

بارش مازاد و توزیع توامان شدت و مدت بارش به کار برده شد.

این توزیع می‌تواند در حوزه‌های فاقد آمار به عنوان جایگزین برای روش‌های متداول برآورد PDF سیل مورد استفاده قرار گیرد. چون فقط به داده‌های بارندگی، خاک و ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوزه نیاز دارد.

از آنجایی که پراکنش ایستگاه‌های باران سنجی بیشتر از ایستگاه‌های هیدرومتری بوده و اینکه اطلاعات حاصل از ایستگاه‌های باران سنجی را می‌توان به یک محدوده وسیع‌تری تعمیم داد و مشابه ایستگاه‌های هیدرومتری به یک حوزه محدود نیستند، اهمیت مدل فوق را می‌رساند.

شکل فوق نشان می‌دهد که نتایج حاصل برازش خوبی را نسبت به توزیع آماری نشان می‌دهد. با استفاده از مدل فوق برای دوره برگشت‌های ۲۰۰ و ۵۰۰ سال مقادیر ۱۳۳ و ۲۲۵ مترمکعب در ثانیه به دست می‌آید در صورتی که این مقادیر در LP۳ به ترتیب ۹۸ و ۱۸۱ متر مکعب در ثانیه می‌باشد. دلایل برآورد بیشینه در قسمت بحث و نتیجه‌گیری تشریح گردیده است.

بحث و نتیجه گیری

در این مطالعه توزیع تناوب سیل مشتق شده با استفاده از هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفوکلیماتیک به عنوان مدل بارش-روناب به همراه مدل نفوذ فیلپ برای محاسبه

نمی‌تواند در بر داشته باشد. در این رابطه می‌توان به مدل‌هایی که تأکید بیشتری بر دقت تشریح رگبارهای نادر دارند توجه کرد.

علاوه بر مدل نفوذ فیلپ می‌توان سایر مدل‌های موجود را نیز برای به دست آوردن بارش مازاد مورد توجه قرار داد. دیاز-گرانادوس و همکاران (۱۹۸۳) شاخص نفوذ Φ و رانیز والدس (۱۹۹۳) روش شماره منحنی SCS را به کار بردند که به علت ساده بودن برآورد پارامترهای آن می‌تواند مورد توجه قرار گیرد (۳ و ۱۷).

کاربرد این مدل‌ها در مناطق مرطوب برازش خوبی ارایه نمی‌دهد. همان‌طور که دیاز-گرانادوس و همکاران (۱۹۸۴) برای حوزه ناشوآ در آمریکا به نتایج خوبی نرسیدند (۴). این مسئله نیز به این صورت قابل بحث است که در نواحی مرطوب استفاده از میانگین رطوبت خاک برای فرموله کردن آن معتبر نیست، چون در این مناطق شرایط رطوبت پیشین نقش بسیار مهمی در تعیین مقادیر حدی بازی می‌کند. یک برآورد بیش از حد از رطوبت قبلی برای رویدادهای معمولی و یا یک برآورد کمتر از مقدار واقعی مدت زمان بارندگی برای رویدادهای نادر می‌تواند باعث ارایه نتایج نامناسب گردد.

روش‌های توزیع تناوب سیل مشتق شده هنوز در مرحله تحقیق و بررسی هستند و بنابراین سؤالات بسیار زیادی در موارد مرتبط با آن وجود دارد که جواب‌های آن به تحقیقات آینده بستگی دارد.

با این حال این روش‌ها می‌تواند به عنوان یک راه حل بالقوه و جذاب برای حوزه‌های فاقد آمار مطرح باشد. اگر چه این مدل‌ها در تمامی موارد جواب‌های خوبی ارایه نکرده‌اند اما اعتقاد بر این است که با توسعه و پیشرفت این مدل‌ها و بهبودهایی که در برآورد پارامترها و مدل‌های مورد استفاده در آنها ایجاد می‌شود می‌تواند در آینده امیدوارکننده باشد.

پارامترهای خاک را با استفاده از نقشه خاک حوزه و جداول پارامترها برحسب بافت به صورت میانگین وزنی می‌توان محاسبه نمود. ویژگی‌های ژئومورفولوژیک و اکولوژیک نیز از نقشه‌های توپوگرافی، مشاهدات صحرایی و سنجش از دور قابل دسترسی است. در واقع موارد اشاره شده می‌تواند در صورتی که به نتایج خوبی منجر شود اهمیت مدل را به صورت یک جایگزین برای روش‌های متداول برساند.

این مدل در حوزه مورد نظر با استفاده از پارامترهای خاک در حالت عادی نتایج قابل قبولی ارایه نکرد، اما در حالتی که از پارامترهای خاک در حالت کلیماکس در آن استفاده شد نتایج خوبی را نشان داد. دیاز-گرانادوس و همکاران ۱۹۸۴، موقامیان و همکاران ۱۹۸۷ نیز به نتایج مشابهی دست یافتند (۴ و ۱۵). با توجه به اینکه برآورد پارامترها در حالت کلیماکس فقط نیاز به چند پارامتر ساده دارد این مسئله می‌تواند مورد توجه قرار گیرد.

این مدل برای دوره بازگشت‌های خیلی زیاد حتی با پارامترهای کلیماکس، برآورد بیش از حد ارایه می‌دهد. ممکن است در این حالت پارامترهای یک حوزه به یک رویداد برازش بهتری داشته باشد اما برای کل منحنی تناوب سیل برازش خوبی نشان ندهند. این ناسازگاری می‌تواند انعکاس دهنده ناکارایی‌های مدل احتمالاتی بارش و یا مدل پاسخ حوزه باشد. موقامیان و همکاران (۱۹۸۷) در این مورد به اختلاف مکانیسم‌های تولید رواناب اشاره کردند که بیشترین تأثیر را در رویدادهای کوچک، متوسط و بزرگ دارند (مکانیسم‌های هورتونی و غیر هورتونی). به این مسئله نیز باید توجه نمود که فرضیات مربوط به شدت و مدت بارش (شدت ثابت در طول مدت رگبار) می‌تواند در این رابطه مؤثر باشد (۱۵). ثابت بودن شدت، توزیع نمایی بارش که جزو فرضیات مطرح شده در این مدل‌ها است، فقط به شدت و مدت متوسط رگبار بستگی داشته و تمام اطلاعات مربوط به طبیعت و ساختار رگبارهای نادر که مسئول تولید دبی‌های با دوره برگشت زیاد هستند را

منابع

- ۱- مدیریت آبخیزداری استان اصفهان، ۱۳۷۴. مطالعات خاکشناسی حوزه مندرجان.
- 2-Cadavid, L. , J. T. B. Obeykara, & H. W. Shen, 1991. Flood Frequency Derivation From Kinematic Wave , J. Hydr. Eng. , Asce, 117(4):489-510.
- 3-Diaz-Granados, M. A. , J. B. Valdes, & R. L. Bras, 1983. A Derived Flood Frequency Distribution Based on Geomorphoclimatic Iuh and Density Function for Rainfall Excess, Report No. 292, Massachusetts Inst. of Tech. , 125 Pp.
- 4- Diaz-Granados, M. A. , J. B. Valdes, & R. L. Bras, 1984. A Physically Based Flood Frequency Distribution , Water Resour. Res. , 20(7) : 995-1002.
- 5-Eagleson, P. S, 1972. Dynamic of Flood Frequency, Water Resour. Res , 8(4):325-340.
- 6-Eagleson, P. S, 1978. Climate , Soil , And Vegetation, 3: A Simplified Model of Soil Moisture Movement In Liquid Phase , Water Resour. Res , 14(5):722-730.
- 7-Eagleson, P. S, 1978. Climate , Soil , And Vegetation, 5: A Derived Distribution of Storm Surface Runoff , Water Resour. Res , 14(5):740-748.
- 8-Eagleson, P. S, 1978. Climate , Soil , And Vegetation, 7: A Derived Distribution of Annual Water Balance, Water Resour. Res , 14(5):765-776.
- 9- Eagleson, P. S. , & T. E. Tellers, 1982. Ecological Optimality In Water-Limited Vegetation Systems, 2: Tests and Application , Water Resour. Res , 18(2):341-354.
- 10-Goel, N. K. , R. S. Kurote & B. S Mathur, R. M. Vogel, 2000. A Derived Flood Frequency Distribution for Correlated Rainfall Intensity and Duration , J. Hydrology, 228:56-67.
- 11-Hebson, C. , & E. F. Wood, 1982. A Derived Flood Frequency Distribution Using Horton Order Ratio, Water Resour. Res , 18(5):1509-1518.
- 12-Henderson, F. M. 1963. Some Properties of The Unit Hydrograph, J. Geophys. Res. , 68(16):4785-47.
- 13-Kurote. , R. S. , N. K Goel. & B. S Mathur, 1997. Derived Flood Frequency Distribution For Negatively Correlated Rainfall Intensity and Duration Water Resour. Res. , 33 : 2103-2107.
- 14-Kurote. , R. S, N. K Goel. & B. S Mathur, 2001. Derivation of A Curve Number And Kinematic-Wave Based Flood Frequency Distribution, Hydrologic Sciences-J. , 46(4):571-584.
- 15-Moughamian, M. S. , D. B. Mclaughlin & R. L. Bras. 1987. Estimation of Flood Frequency: an Evaluation of Two Derived Distribution Procedures , Water Resour. Res. , 23(7):1309-1319.
- 16-Philip, J. R. , 1960. General Method of Exact Solution of The Concentration- Dependent Diffusion Equation, Aust. J. Phys., 13(1):1-12.
- 17-Raines, T. H. , & J. B. Valdes , 1993. Estimation Of Flood Frequencies Of Ungauged Catchments, J. Hydr. Engrg. , Asce, 119(10):1138-1154.
- 18-Rodriguez-Iturbe, I. , & J. B. Valdes. , 1979. The Geomorphologic Structure Of Hydrologic Response, Water Resour. Res. , 15(6):1409-1420.
- 19 -Rodriguez-Iturbe , I. , M. Gonzalez & R. L. Bras, 1982. A Geomorphoclimatic Theory Of Instantaneous Unit Hydrograph, Water Resour. Res. , 18(4):877-886.
- 20-Sivapalan, M. , K. Beven & E. F. Wood , 1987. On Hydrologic Similarity. 2: A Scaled Model Of Storm Runoff Production, Water Resour. Res. , (23)12:2266-2278.
- 21 -Sivapalan, M. , K. Beven & E. F. Wood , 1990. On Hydrologic Similarity. 3: A Dimensionless Flood Frequency Model Using A Generalized Geomorphologic Unit Hydrograph And Partial Area Runoff Generation, Water Resour. Res. , 26(1):43-58.

Flood Frequency Distribution Derived on the Based on Geomorphoclimatic Instantaneous Unit Hydrograph and Probability Density Function of Rainfall Excess Intensity and Duration (Case study: Menderjan Catchment)

S. Soltani Kopaie¹

M. Mahdavi²

Abstract

Derived flood frequency distribution method with geomorphoclimatic instantaneous unit hydrograph, the joint probability density function (pdf) of storm intensity & duration, Philip's equation of the infiltration process were employed to derive a flood frequency distribution in Menderjan catchment (one of the subbasins of Zayanderud watershed). This method provides an alternative to estimate flood frequency distribution in ungauged catchments. This frequency distribution was compared with frequency distribution resulted from statistical method (LP3 distribution). The results in this study indicated that using climatic climax soil parameters was in a better agreement with the observations than the ordinary conditions of soil parameters. This method was of poor performance in estimating high return period floods.

Keywords: Derived flood frequency distribution, Geomorphoclimatic instantaneous unit hydrograph, Joint pdf of storm intensity and duration, Philip's equation of infiltration, Climatic climax.

¹-Ph.D. Scholar of Watershed Management, University of Tehran, Scientific Member of Isfahan University of Technology
(E-mail: SSoltani@cc.iut.ac.ir)

²-Professor, Faculty of Natural Resources, University of Tehran