کاربرد همزمان معادله‌های گرین-آمپت و سنت- ونانت در تأثیر تلفات نفوذ بر روندیابی سیل در رودخانه‌ها

صباح محمدی[1*]، رسول قبادیان[2] و سید محمود کاشفی پور[3]

۱*- نویسنده مسئول، دانشجوی دکتری سازه‌های آبی، دانشگاه رازی کرمانشاه Sabah.mohamadi@gmail.com

۲- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه رازی کرمانشاه

۳- استاد دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت:۹۳/۹/۱۰ تاریخ پذیرش:۹۴/۲/۳۰

چکیده

وقتی جریان سیلابی در یک رودخانه فصلی به راه می‌افتد در اثر نفوذ از بستر و کناره‌ها، حجم سیلاب کاهش می‌یابد. این کاهش حجم سیلاب تلفات انتقال نامیده می‌شود. به منظور تخمین تلفات نفوذ در این تحقیق مدلی کامپیوتری برای مقاطع نامنظم رودخانه‌ای تهیه شده است که در آن معادله‌های دیفرانسیل جزئی سنت ونانت پس از خطی شدن، با روش تفاضل‌های محدود حل می‌شوند. برای برآورد تلفات انتقال رابطه گرین-آمپت در مدل مذکور با معادله‌های جریان غیر ماندگار جفت شده است. پس از صحت سنجی مدل به برآورد مقدار تلفات نفوذ بعد از یک رخداد سیل ٦٥ ساعته در بازه‌ای از رودخانه قره‌سو به‌طول تقریبی ۱۸ کیلومتر با ٦۰ مقطع عرضی پرداخته شد. نتایج این شبیه سازی نشان داد که وقتی از رابطه گرین-آمپت برای محاسبه نفوذ استفاده می‌شود می‌توان مقدار نفوذ را با دقت خوبی محاسبه نمود. با استفاده از این مدل مقدار تلفات انتقال بر اثر نفوذ در بازه مورد نظر ۱٤۰۰۰۰۰ مترمکعب محاسبه گردید که حدود ۲/۷۵ درصد از حجم سیلاب ورودی به بازه می‌باشد. همچنین با استفاده از این مدل مقدار عمق نفوذ تجمعی و شدت نفوذ در هر یک از مقاطع در طول مسیر رودخانه قابل محاسبه و برآورد است.

کلید واژه‌ها: تلفات انتقال، گرین-آمپت، معادله‌های سنت – ونانت.

Coupling Green-Ampt and Saint-Venant Equations for Estimating of Transmission Losses during Flood Routing in Rivers

S. Mohamadi[1*], R. Ghobadian[2] and S. M. Kashefipour[3]

1*- Ph.D Students of Hydraulic Structures,Water Engineering Department, Razi University of Kermanshah
2- Associate Professor, Water Engineering Department, Razi University of Kermanshah
3- Professor, Water Science Engineering Faculty, Shahid Chmaran University of Ahvaz

Received:1 December 2014 Accepted:20 May 2015

Abstract

Volume of flooding flow volume in ephemeral streams decreases due to evaporation as well as the channel wall and bed penetration. This process is known as transmission losses. In this study, a model is developed to estimate the transmission losses in irregular sections of rivers, in which a finite difference scheme is used to solve Saint-Venant equations. In this model, for estimating the transmission losses, the Green-Ampt equation is coupled with Saint-Venant equations. After verification of model, the transmission losses at Gharesoo river with 18 KM length and 60 cross sections after 65 hours flood event is evaluated. The results showed that the Green-Ampt equation can predict transmission losses with good accuracy. Using model the transmission losses equal to 1400000 cubic meters is computed which is 2.75% of input flood volume to the reach. Also this model is enabled to evaluate the infiltration rate and cumulative infiltration depth.

Keywords: Transmission losses, Green-Ampt, Saint-Venant equations.

مقدمه

وقتی جریان سیلابی در یک رودخانه فصلی به راه می‌افتد در اثر تبخیر و نفوذ از کف و کناره‌ها، حجم سیلاب کاهش می‌یابد. این کاهش حجم سیلاب تلفات انتقال نامیده می‌شود. پارامترهای موثر بر تلفات انتقال عبارتند از (جوزف و همکاران[1]، ۲۰۰۴) : ۱- حجم و سرعت رواناب، معمولا سیلاب‌های بزرگ تلفات نفوذ بیشتری را ایجاد می‌نمایند، ۲- هندسه رودخانه، یک رودخانه در دره عمیق با کناره‌های شیب‌دار تند به‌صورت مرسوم از یک رودخانه کم عمق که نمی‌تواند سیلاب را به‌راحتی از خود عبور دهد تلفات نفوذ کمتری دارد. همچنین رودخانه‌های شریانی از یک نهر منفرد تلفات انتقال بیشتری را ایجاد می‌کند، ۳- پوشش گیاهی در مسیر رودخانه به دلیل کاهش سرعت جریان و استفاده مستقیم از آب موجود منجر به تلفات انتقال بیشتری می‌شود، ۴- سازه‌های آبی ساخته شده از قبیل سدها، چک‌ها و پل‌ها، ۵- رقوم سطح آب زیر زمینی به‌دلیل تاثیر گذاشتن بر ظرفیت ذخیره موجود آبرفت، ۶- خصوصیات خاک بستر و کناره‌های رودخانه، ۷- حجم کل خلل و فرج خاک بستر و کناره‌ها، اندازه، شکل و پیوستگی آنها و ۸- فرآیند تبخیر که تا به امروز تاثیر آن بر تلفات انتقال بصورت دقیق مورد توجه قرار نگرفته است. همچنین ارزیابی میزان نفوذ آب در خاک به ویژه در حوضه آبریز رودخانه‌ها اهمیت به‌سزایی دارد. روش‌های فیزیکی نسبتاً ساده‌ای برای تشریح فرایند نقطه‌ای نفوذپذیری وجود دارد. در این میان استفاده از قوانین و روابط اثبات شده مانند قانون بقای جرم و بقای انرژی و تلفیق آنها و در نتیجه دست‌یابی به مجموعه‌ای از معادله‌های ریاضی مانند معادله فیلیپ و گرین-آمپت به‌عنوان روابط پیش‌گام، همواره مدنظر محققان قرار گرفته‌اند. مهم‌ترین حسن این معادله‌های این است که بر پایه قوانین فیزیکی وضع شده‌اند. مدل‌های توسعه داده شده برای روندیابی جریان در رودخانه‌های فصلی باید بتوانند برآوردی مناسب از تلفات انتقال ارائه دهند چرا که تعیین مقدار تلفات انتقال اطلاعات مفیدی در خصوص رواناب سطحی و تغذیه آب زیر زمینی می‌دهد. افت انتقال نقش بسیار مهمی را در میزان جریان، تغذیه آب زیر زمینی و اکوسیستم رودخانه ایفا می‌کند (وتر[2]، ۲۰۰۸؛ داگز و همکاران[3]، ۲۰۰۸؛ گودریچ و همکاران[4]، ۲۰۰۴؛ لانگ[5]، ۲۰۰۵؛ شانفیلد و کوک[6]، ۲۰۱۴). ارتباط هیدرولوژیکی سطحی بین حوضه و رودخانه پایین دست آن در مناطق خشک فقط زمانی رخ می‌دهد که رواناب و سیل انتشار یافته در داخل رودخانه بر افت انتقال در داخل رودخانه غلبه کند(براکن و کروک[7]، ۲۰۰۷). هنگامی که داده‌های جریان برای بازه‌های زمانی طولانی موجود باشد، مدل‌های تحلیلی و تحلیل سری‌های زمانی، برآورد دقیقی را از افت انتقال در کانال‌ها ارائه می‌دهند اما در مناطق خشک به‌علت کم بودن ایستگاه‌های هیدرولوژی و دور بودن آنها و همچنین کوتاه بودن مدت بارندگی، مانیتورینگ جریان سطحی در رودخانه‌های فصلی بسیار مشکل است. افت انتقال در کانال‌ها موقعی اتفاق می‌افتد که از نظر هیدرولیکی ارتباط و یا عدم ارتباطی بین جریان رودخانه و سیستم آب زیر زمینی وجود داشته باشد(ایوکویک[8]، ۲۰۰۹). بسته به اینکه نحوه تعامل بین جریان داخل رودخانه و آب زیرزمینی به چه صورتی باشد، نفوذ ممکن است به‌صورت عمودی یا جانبی و اشباع یا غیر اشباع باشد (داهان و همکاران[9]، ۲۰۰۸). مدل‌های هیدرولوژیکی افت انتقال، برای رودخانه‌ها براساس مفهوم ضریب نفوذ هستند که برای مدل کردن مقدار آب تبادل یافته بین جریان رودخانه و آب زیر زمینی استفاده می‌شود. این مدل‌ها بیشتر برای مناطق مرطوب و گرم مورد استفاده قرار می‌گیرند. این مدل‌ها معمولاً برای مناطقی که ارتباطی بین جریان رودخانه و آب زیرزمینی وجود ندارد، به‌علت اینکه منطقه غیر اشباع را نادیده می‌گیرد با شکست مواجه می‌شوند (برونر و همکاران[10]، ۲۰۱۱؛ اینگلر و همکاران[11]، ۲۰۱۱). در مناطق خشک که سطح آب زیر زمینی پائین است تلفات انتقال قابل ملاحظه است برای مثال بروتو و گورجنز[12](۲۰۰۳) در مطالعه روی رودخانه لیمپوپو در ناحیه نیمه خشک آفریقای جنوبی نشان دادند که تلفات انتقال تا ۳۰ درصد نیز رسیده است. به هر حال معلوم شده است که تغذیه غیر مستقیم سفره آب زیر زمینی به وسیله تلفات انتقال از رودخانه‌های فصلی در مناطق خشک بیشتر است و آن را به عنوان عامل کلیدی برای جایگزنی آب تازه برداشت شده از سفره آب زیر زمینی می‌دانند (دانکرلی[13]، ۲۰۰۸). ویوارلی و پررا[14] (۲۰۰۲) روش‌های تخمین تلفات انتقال را به پنج دسته طبقه بندی می‌کنند: ۱- معادله های رگرسیونی ساده، ۲- معادله‌های دیفرانسیلی ساده شده، ۳- استفاده ترکیبی از معادله‌های رگرسیونی و دیفرانسیلی ساده شده، ۴- مدل‌های روند یابی جریان (موج سینماتیک، ماسکینگام و معادله‌های سنت-ونانت) و ۵- بیلان هیدرولوژیکی. برای انتخاب هر یک از روش‌های مذکور محدودیت‌های از جمله مقیاس مسئله مورد مطالعه وجود دارد. قطعا روش‌های ساده نیاز به اطلاعات کمتری از ساختار فیزیکی مسئله دارند ولی کاربرد آنها عمومی نیست. نفوذ جریان یا افت انتقال جریان در بستر رودخانه‌های فصلی از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. اندازه‌گیری میزان نفوذ به‌صورت ماندگار تقریباً کار ساده‌ای می‌باشد اما متأسفانه در طبیعت اغلب جریان به‌صورت غیرماندگار بوده و سطح جریان در رودخانه‌ها به‌طور مداوم در حال تغییر و نوسان می‌باشد. رودخانه‌های فصلی در مناطق نیمه خشک معمولاً بصورت مقطع نامنظم بوده و جریان‌های سیلابی کوتاه مدت و سریعی در آنها

1- Joseph *et al.*
2- Wheater
3- Dages *et al.*
4- Goodrich *et al.*
5- Lange
6- Shanafield and cook
7- Bracken and crock
8- Ivkovic
9- Dahan *et al.*
10- Brunner *et al.*
11- Engeler *et al.*
12- Boroto and gorgens
13- Dunkerly
14- vivarelli and perara

رخ می‌دهد(باتل آگولار و کوک[1]، ۲۰۱۲). ایشان نفوذ را از طریق بستر و کناره‌های یک رودخانه فصلی در استرالیا به‌صورت آزمایش-های میدانی بررسی کردند. آنها تغییرات تراز سطح آب در رودخانه را روی میزان نفوذ در یک بازه‌ای از رودخانه فصلی بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که با افزایش تراز سطح آب در رودخانه میزان نفوذ نیز افزایش می‌یابد. همچنین نتیجه گرفتند که میزان نفوذ در حالت واقعی که به‌صورت غیرماندگار می‌باشد تقریبا ۳۳ درصد بیشتر از حالت ماندگار فرض کردن میزان نفوذ می‌باشد. نفوذ در رودخانه‌ها به‌علت اثر نیروهای پتانسیل ماتریک و نیروی ثقل بترتیب به‌صورت جانبی و عمودی رخ می‌دهد و مدل‌های یک بعدی بطورگسترده‌ایی برای تفسیر این پدیده استفاده می‌شوند. این مدل‌ها بطور وسیعی در رودخانه‌های با شیب کم و عریض استفاده شده‌اند (بلاچ و همکاران[2]، ۲۰۰۶). کانستنتر و همکاران[3] (۲۰۰۲) نشان دادند که نادیده گرفتن نفوذ جانبی از کناره‌های رودخانه می‌تواند تا ۷۰ درصد نفوذ را کمتر تخمین بزند. باتوجه به اینکه روندیابی سیل در رودخانه‌های فصلی به دلیل تلفات انتقال و شرایط اولیه غیر متعارف (عمق جریان صفر) پیچیدگی‌های خاص خود را دارد بنابراین در این تحقیق مدلی ریاضی برای مقاطع نامنظم رودخانه‌ای نوشته شده است که در آن رابطه نفوذ گرین- آمپت به‌صورت کوپل با معادله های سنت – ونانت، پس از خطی شدن با روش تفاضل‌های محدود حل می‌شوند و مقدار تلفات نفوذ را در بازه رودخانه و بعد از یک رخداد سیل محاسبه می‌کند.

مواد و روش‌ها

روندیابی سیل در رودخانه‌ها با حل همزمان معادله‌های پیوستگی و اندازه حرکت که به معادله های سنت – ونانت شناخته می‌شوند، صورت می‌گیرد. در این تحقیق معادله‌های سنت ونانت بصورت زیر مورد استفاده قرار می‌گیرند:

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+T_w\frac{\partial Z}{\partial t}=\frac{Q_L}{\Delta x} \qquad (۱)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\beta\frac{\partial\left[\frac{Q^2}{A}\right]}{\partial x}=-gAS_f-gA\frac{\partial Z}{\partial x} \qquad (۲)$$

با جایگزین نمودن $\frac{\partial Q}{\partial x}$ از معادله پیوستگی در معادله مومنتم و همچنین جایگزینی $S_f=\frac{n_m^2Q^2}{A^2R^{4/3}}$، می‌توان معادله مومنتم را به‌صورت زیر بازنویسی نمود:

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{2\beta QQ_L}{A\partial x}-\frac{2\beta QT_w}{A}\frac{\partial Z}{\partial t}-\frac{\beta Q^2}{A^2}\frac{\partial A}{\partial x}=-gA\frac{\partial Z}{\partial x}-g\frac{n_m^2Q^2}{AR^{4/3}} \qquad (۳)$$

که در روابط فوق،

Q: دبی جریان، A : سطح مقطع جریان، Z: رقوم سطح آب، T_w: عرض سطح آب، β: ضریب تصحیح اندازه حرکت، n_m: ضریب زبری مانینگ ، R: شعاع هیدرولیکی مقطع، Q_L: دبی جریان ورودی یا خروجی جانبی و S_f: شیب خط انرژی می‌باشد. در رابطه فوق می‌توان به‌جای $\frac{Q_L}{\Delta x}$ از مقدار q_L استفاده کرد. برای محاسبه میزان دبی نفوذ (q_L) از بستر کانال‌ها و رودخانه‌ها روابط متعددی وجود دارد که در این تحقیق از رابطه نفوذ گرین- آمپت برای محاسبه میزان نفوذ به شکل زیر استفاده شده است :

تئوری مدل گرین و آمپت

معادله اصلی گرین- آمپت که بر اساس تئوری فیزیکی یک راه حل تحلیلی دقیق می‌باشد به صورت زیر است (گرین و آمپت[4]، ۱۹۱۱):

$$f=-K\left[1+\frac{(\eta-\theta_i)\,\psi_f}{F}\right] \qquad (۴)$$

که در آن K: هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتی‌متر بر ساعت)، ψ_f: مکش در جبهه رطوبتی (سانتی‌متر)، η: تخلخل خاک، θ_i : رطوبت اولیه، F: نفوذ تجمعی (سانتی متر) و f : سرعت نفوذ (سانتی‌متر بر ساعت) می‌باشد. علامت منفی در سمت راست این معادله به این دلیل است که جهت جریان به سمت پایین است. در شکل (۱) متغیرهای مدل گرین-آمپت نشان داده شده‌اند که در آن محور عمودی فاصله از سطح خاک و محور افقی مقدار رطوبت خاک را نشان می‌دهد. همان‌طوری‌که مشاهده می‌شود کلیه پارامترهای مدل گرین- آمپت تابع خصوصیات فیزیکی سیستم آب و خاک بوده و قابل اندازه‌گیری می‌باشند. معادله (۴) بر اساس قانون دارسی و حرکت پیستونی در خاک استخراج شده است . برای استخراج معادله نفوذ گرین- آمپت با توجه به شکل (۱) و با استفاده از معادله دارسی داریم:

$$q=-K_s\frac{\Delta h}{\Delta z}=-K_s\frac{h_2-h_1}{z_2-z_1}=-K_s\frac{(\psi_f+z_f)-(H+0)}{z_f-0}=-K_s\frac{\psi_f+z_f-H}{z_f} \qquad (۵)$$

که در آن، H: ارتفاع آب روی سطح خاک (سانتی‌متر)، q: شار جریان در سطح(سانتی‌متر بر ساعت)، Z : موقعیت عمقی (سانتی‌متر) و جهت آن رو به پایین است. با در نظر گرفتن فرضیه‌های:

- جبهه‌ی رطوبتی به صورت یکنواخت در عمق توسعه یافته است.
- با توسعه جبهه‌ی رطوبتی، رطوبت حجمی خاک در بالا و پایین آن ثابت باقی می‌ماند.
- با توسعه جبهه‌ی رطوبتی نسبت به زمان و مکان، مکش خاک بلافاصله در زیر جبهه رطوبتی ثابت باقی می‌ماند و با توجه به این

1- Battle- aguilar and cook
2- Blasch *et al.*
3- Constantz *et al.*
4- Green and Ampt

که q بردار و در جهت پایین و همچنین ψ_f و Z_f منفی و H مثبت است، عمق تجمعی نفوذ(F)، منفی و برابر است با:

$$F = z_f(\theta_s - \theta_i) \quad (۶)$$

و یا:

$$z_f = \frac{F}{\theta_s - \theta_i} \quad (۷)$$

از طرفی جریان ورودی به داخل خاک در سطح بالایی خاک برابر با سرعت نفوذ است که منفی می‌باشد و عبارت است از مشتق اول نسبت به زمان:

$$q = f = \frac{dF}{dt} \quad (۸)$$

با جای‌گذاری معادله‌های فوق در معادله دارسی و مساوی قرار دادن $q = q_L$ داریم:

$$q_L = f = \frac{dF}{dt} = -K\frac{\psi_f + \frac{F}{\theta_s - \theta_i} - H}{\frac{F}{\theta_s - \theta_i}} = -K\left(\psi_f + \frac{F}{\theta_s - \theta_i} - H\right)\frac{\theta_s - \theta_i}{F} \quad (۹)$$

با فرض اینکه H نسبت به سایر جملات معادله (۹) ناچیز باشد، معادله سرعت نفوذ گرین- آمپت به‌صورت زیر خواهد بود:

$$f = \frac{dF}{dt} = -K\left(\psi_f \frac{\theta_s - \theta_i}{F} + 1\right) \quad (۱۰)$$

با توجه به اینکه می‌توان رطوبت اشباع(θ_s)را برابر تخلخل خاک، یعنی η در نظر گرفت، معادله (۱۰) به معادله (۴) تبدیل می‌شود. با استفاده از روش تفاضل‌های محدود[1] معادله های بالا منفصل شده‌اند. بازه رودخانه بصورت شبکه زیگزاکی[2] گره‌بندی شده است بدین صورت که مطابق شکل (۲) معادله پیوستگی بر روی مقاطع با شماره زوج (نقاط مربعی شکل) منفصل و رقوم سطح آب برای آن محاسبه می‌گردد و معادله اندازه حرکت بر روی مقاطع با شماره فرد (نقاط دایره‌ای شکل) منفصل و دبی برای این نقاط محاسبه می‌شوند. برای حالت نشان داده شده در شکل(۲) شرط مرزی بالادست هیدروگراف ورودی و شرط مرزی پائین‌دست رابطه دبی- اشل می‌باشد.
شکل خطی معادله پیوستگی روی گره‌های زوج به‌صورت زیر است:

$$a_{ci} \times Q^{n+1}{}_{i-1} + b_{ci} \times Z^{n+1}{}_i + c_{ci} \times Q^{n+1}{}_{i+1} = d_{ci} \quad (۱۱)$$

که درآن،

$$a_{ci} = -\frac{\Theta}{x_{i+1} - x_{i-1}}, \quad b_{ci} = \frac{T^n{}_{w_i}}{\Delta t},$$
$$c_{ci} = \frac{\Theta}{x_{i+1} - x_{i-1}}$$
$$d_{ci} = -\frac{(1-\Theta)(Q^n{}_{i+1} - Q^n{}_{i-1})}{x_{i+1} - x_{i-1}} + \frac{T^n{}_{W_i} \times Z^n{}_i}{\Delta t} + (0.5 * q^{n+1}_{Li+1} + 0.5 * q^{n+1}_{Li-1})$$

همچنین منفصل کردن معادله اندازه حرکت روی مقاطع با شماره فرد رابطه خطی زیر را نتیجه می‌دهد:

$$a_{mi} \times Z^{n+1}{}_{i-1} + b_{mi} \times Q^{n+1}{}_i + c_{mi} \times Z^{n+1}{}_{i+1} = d_{mi} \quad (۱۲)$$

که درآن:

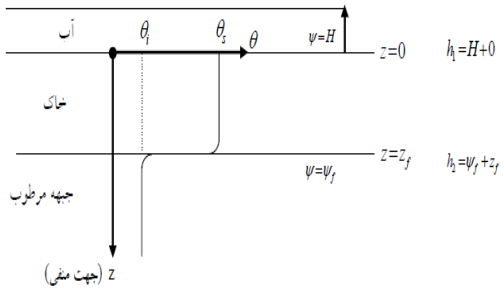
$$a_{mi} = -\frac{\beta Q^n{}_i T^n_{W\,i}}{A^n_i \times \Delta t} - \frac{g A^n_i \Theta}{x_{i+1} - x_{i-1}},$$
$$c_{mi} = -\frac{\beta Q^n{}_i T^n_{W\,i}}{A^n_i \times \Delta t} + \frac{g A^n_i \Theta}{x_{i+1} - x_{i-1}}$$
$$b_{mi} = \frac{1}{\Delta t} - \frac{2\beta\Theta q^{n+1}_{Li}}{A^n_i} - \frac{\beta Q^n_i}{(A^n_i)^2} \times \frac{A^n_{i+1} - A^n_{i-1}}{x_{i+1} - x_{i-1}} + \frac{g Q^n_i n_{m\,i}{}^2}{A^n_i R^{4/3}_i}$$
$$d_{mi} = \frac{Q^n{}_i}{\Delta t} + \frac{2\beta(1-\Theta)Q^n_i q^{n+1}_{Li}}{A^n_i} - \frac{\beta Q^n_i T^n_{Wi}(z^n_{i+1} + z^n_{i-1})}{A^n_i \Delta t} - g A^n_i (1-\Theta)\frac{z^n_{i+1} - z^n_{i-1}}{x_{i+1} - x_{i-1}}$$

در روابط فوق که معادله‌های سنت و نانت با معادله نفوذ گرین- آمپت جفت شده‌اند، n و n+1 نشان دهنده گام‌های زمانی و Θ پارامتر وزنی مربوط به زمان است که اگر برابر با صفر در نظر گرفته شود از روش کاملاً صریح و اگر یک باشد از روش کاملاً ضمنی برای منفصل کردن استفاده شده است. به منظور حل معادله‌های (۱۱) و (۱۲) و به‌دست آوردن دبی و عمق جریان در مقاطع موردنظر در هر زمان مطلوب، مدل ریاضی نوشته شده است که در آن دستگاه معادله‌های سه قطری حاصل شده با الگوریتم ماتریس سه قطری حل می‌شود. در مدل مذکور علاوه بر اینکه رابطه دبی- اشل را می توان به‌صورت دستی وارد کرد، این قابلیت نیز وجود دارد که مدل رابطه دبی- اشل را با استفاده از روابط مختلف محاسبه کند. با استفاده از رابطه زیر که از منفصل کردن معادله پیوستگی روی مقطع آخر به‌دست آمده و با کمک از رابطه دبی- اشل رقوم سطح آب برای گام زمانی n+1 در مقطع آخر به عنوان شرط مرزی وارد دستگاه معادله‌های می‌شود:

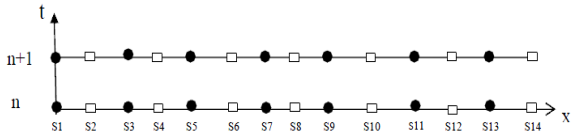
$$Z^{n+1}_{ns} = Z^n_{ns} - \frac{\Delta t}{Tw^n_{ns}} \times \frac{Q^n_{ns} - Q^n_{ns-1}}{x_{ns} - x_{ns-1}} \quad (۱۳)$$

در رابطه بالا ns: نشان دهنده مقطع آخر می‌باشد. همچنین Z^n_{ns} و Q^n_{ns} توسط رابطه دبی- اشل پایاب با هم مرتبط هستند.

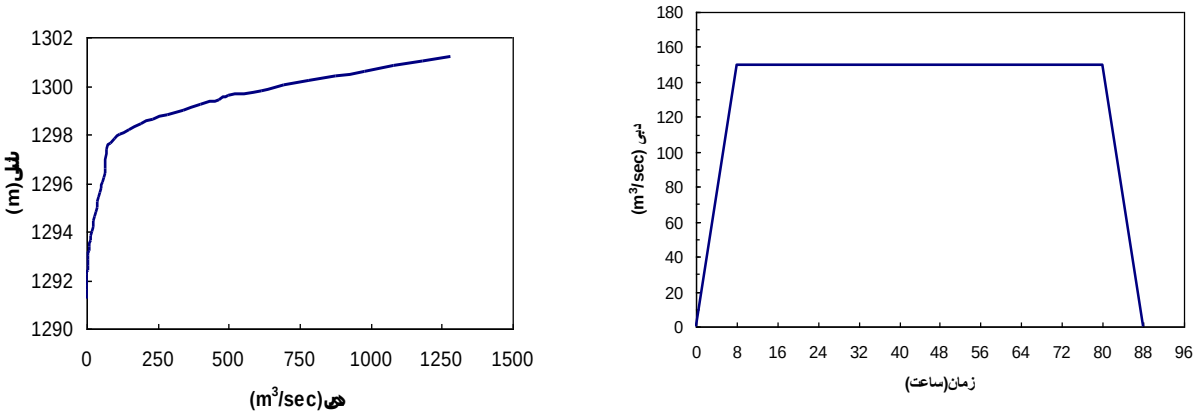
1-Finite Difference
2-Staggered Grid



شکل ۱- معرفی پارامترهای مدل گرین- آمپت



شکل ۲- شبکه‌بندی بازه مورد مطالعه به روش زیگزاگی



ب الف

شکل ۳- الف-هیدروگراف ورودی، ب – رابطه دبی- اشل مقطع خروجی

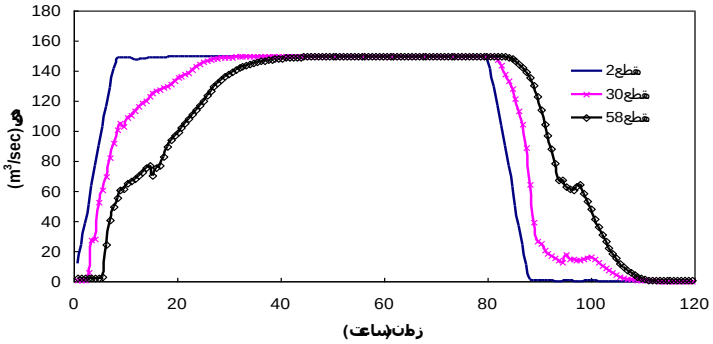
نتایج و بحث

صحت سنجی مدل

جریان یکنواخت

برای بررسی این موضوع که مدل توانائی شبیه‌سازی جریان یکنواخت را دارد از یک هیدروگراف ذوزنقه‌ای که ناحیه جریان ماندگار آن به اندازه کافی طولانی است استفاده شد (شکل۳- الف). این هیدروگراف به عنوان شرط مرزی بالا دست به مدل معرفی شد. شرط مرزی پائین دست رابطه دبی- اشل است که توسط مدل با استفاده از رابطه مانینگ با ضریب زبری ۰/۰۳۲ و شیب طولی ۰/۰۰۰۱۸ ساخته شده است. رابطه دبی- اشل ساخته شده توسط مدل در شکل (۳- ب) نشان داده شده است. با این شرایط و فرض غیر قابل نفوذ بودن بستر رودخانه مدل اجرا گردید.

برای جلوگیری از واگرایی مدل، گام زمانی مناسب ۳۰ ثانیه و پارامتر وزنی Θ ، ۰/۶ انتخاب شد. هیدروگراف محاسبه شده توسط مدل در سه مقطع با شماره‌های ۲ ، ۳۰ و ۵۸ در شکل(۴) نشان داده شده است. همان‌گونه که در این شکل نشان داده شده است مدل توانائی شبیه‌سازی جریان یکنواخت را دارد زیرا هیدروگراف مقاطع میانی و خروجی زمانی‌که هیدروگراف ورودی به حالت ثابت در آمده افقی شده‌اند. از طرفی محاسبات نشان می‌دهد که حجم هیدروگراف‌های مقاطع ورودی و شماره‌های ۲، ۳۰ و ۵۸ به ترتیب ۴۳/۲ ، ۴۳/۲۰۰۷، ۴۳/۱۶۹۴ و ۴۳/۱۳۶۶ میلیون متر مکعب است که نشان دهنده دقت بالای مدل در ارضاء رابطه پیوستگی است.



شکل٤- هیدروگراف روندیابی شده در مقاطع مختلف

صحت سنجی مدل از لحاظ تلفات نفوذ

برای صحت سنجی مدل در شبیه‌سازی سیل در رودخانه‌های فصلی و پیش‌بینی تلفات نفوذ از هیدروگراف اندازه‌گیری مربوط به سیل سی ام ژولای ۱۹۶۶ رودخانه فصلی هاگز واش حوضه والنات گالچ در جنوب شرقی آریزونا در حد فاصل بین فلوم شماره ۱۱ و فلوم شماره ۸ استفاده گردید که این هیدروگراف به اسم هیدروگراف لین معروف و شناخته شده است (لین و همکاران[1]، ۱۹۷۱). رودخانه مذکور در محدوده مورد مطالعه دارای طول ۶۴۰۰ متر با شیب تند و عمق کم می‌باشد. عرض رودخانه از ۴/۶ تا ۱۳/۷ متر متغیر است و مقدار میانگین آن حدود ۱۱ متر گزارش شده است. بیشتر طول رودخانه دارای بستر شنی و سنگریزه‌ای با ضخامت از صفر تا ۳/۴ متر و تخلخل میانگین ۳۶ درصد می‌باشد. شیب رودخانه در حد فاصل فلوم‌های اندازه‌گیری ۱/۲ درصد است. عمق جریان در بیشتر سیلاب‌های اتفاق افتاده در این رودخانه کمتر از ۰/۴۵ متر و سرعت جریان ۱/۲ تا ۲/۱ متر بر ثانیه بر آورد شده است. حداقل حدود پنج میلی‌متر بارندگی لازم است تا در رودخانه مذکور رواناب تولید شود. هیدروگراف‌های سیل اندازه‌گیری شده مربوط به سیل سی ام ژولای ۱۹۶۶ در فلوم‌های ۱۱ و ۸ به همراه مقطع تیپ رودخانه با پهنای حدود ۱۱ متر در فاصله ۲۴۱۴ متر پائین دست فلوم ۱۱ در شکل (۵) نشان داده شده است. برای بازه مورد مطالعه با توجه به مشخصات رودخانه، ضریب زبری مانینگ برابر با ۰/۰۳۵ در نظر گرفته شده است. با توجه به اطلاعات بازه موجود، مقادیر پارامترهای رابطه گرین- آمپت معادل با $K=15\ cm/hr,\ \psi_f=12\ cm,\ \Delta\theta=\theta_s-\theta_i=0.259$ در نظر گرفته شدند. با توجه به شیب تند رودخانه معادل ۱/۲ درصد، گام زمانی مناسب برای این حالت یک ثانیه و پارامتر θ ، ۰/۶ به‌دست آمد. از آنجائی‌که رودخانه مذکور قبل از وقوع سیلاب خشک بوده است بنابراین در نظر گرفتن عمق جریان صفر یا دبی صفر به عنوان شرط اولیه برای مدل باعث واگرا شدن آن در شروع محاسبات می‌شود. از این‌رو برای جلوگیری از کاهش دقت مدل و عدم واگرا شدن آن عمق جریان در تمام مقاطع برابر یک سانتیمتر به عنوان شرط اولیه در نظر گرفته شده است.

شکل (۶) هیدروگراف ورودی و خروجی اندازه گیری شده توسط لین و محاسبه شده توسط مدل ریاضی موجود، که با تحقیق صورت گرفته توسط قبادیان و فتحی مقدم[2](۲۰۱۳) مقایسه شده است را نشان می‌دهد. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود وقتی که از رابطه گرین- آمپت در این تحقیق برای محاسبه نفوذ استفاده شده است زمان شروع سیل در هیدروگراف لین و هیدروگراف محاسبه شده توسط مدل یکسان می‌باشد. در حالی‌که وقتی از رابطه موسکات برای محاسبه نفوذ استفاده شده است زمان شروع سیل در هیدروگراف لین و هیدروگراف محاسبه شده توسط مدل به ترتیب ۱/۰۲۳ و ۱/۰۵ ساعت می‌باشد. همچنین زمان اوج هیدروگراف‌های خروجی لین، گرین-آمپت و موسکات به ترتیب ۱/۱۹ و ۱/۱۸و ۱/۱۵ ساعت می‌باشد. دبی اوج هیدروگراف لین، ۱۵/۲۳ متر مکعب بر ثانیه و دبی اوج هیدروگراف محاسبه شده توسط مدل گرین-آمپت و موسکات به‌ترتیب ۱۴/۵۵ و ۱۹/۸۴ متر مکعب بر ثانیه است که نشان می‌دهد مدل گرین-آمپت دبی اوج را با دقت بیشتری پیش بینی می‌کند. لازم به ذکر است که مدل ارائه شده توسط فتوحی و حسینی(۱۳۸۶) دبی اوج هیدروگراف مذکور را ۲۳/۲ متر مکعب بر ثانیه پیش بینی نمود. حجم هیدروگراف لین و هیدروگراف خروجی محاسبه شده توسط مدل به ترتیب ۲۹۷۹۰ و ۲۳۷۲۱ متر مکعب است به عبارتی حجم هیدروگراف ایجاد شده توسط مدل ۲۰ درصد کمتر است. تلفات انتقال در اندازه گیری‌های لین ۲۱۹۱۵ متر مکعب و تلفات انتقال محاسبه شده توسط مدل ۳۰۲۳۶ متر مکعب است که ۲۷/۵ درصد بیشتر از مقدار اندازه‌گیری شده می‌باشد. دلایل این اختلاف می‌تواند ناشی از فرضیه‌های اعمال شده در روابط سنت- ونانت (معمولاً برای رودخانه‌های با شیب بیشتر از یک درصد، با این فرضیه‌های خطا قابل ملاحظه است)، خطای روش‌های عددی، خطا در تخمین ضریب زبری مانینگ و خطا در برآورد ضرایب نفوذ پذیری برای محاسبه دبی نفوذ باشد. یکی دیگر از دلایل اینکه حجم هیدروگراف خروجی لین بیشتر از مقدار محاسبه شده توسط مدل است می‌تواند ناشی از ورود جریان آبراهه‌های فرعی

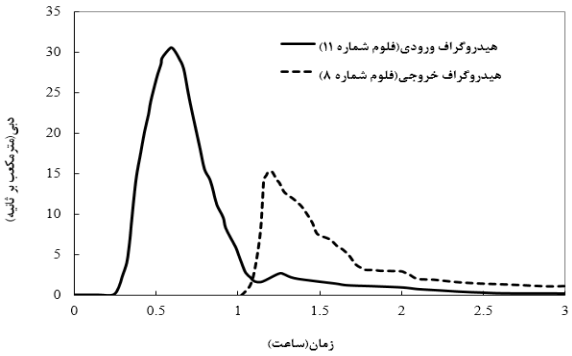
1- Lane *et al.*

2- Ghobadian and Fathi-moghadam

در حد فاصل بین فلوم شماره ۱۱ و ۸ باشد که به‌دلیل نبود اطلاعات در مدل مذکور در نظرگرفته نشده است. هرچند لین فرض نموده برای رگبارهای در نظر گرفته شده جریان آبراهه‌های فرعی وجود ندارد. به هر حال در محدوده مسائل عملی مواجهه با پدیده پیچیده نفوذ این اختلاف توجیه پذیر است. علاوه بر این استفاده از روابط دیویس – ویلسون و اینگهام برای محاسبه دبی نفوذ باعث می‌شود هیدروگراف‌های خروجی متفاوتی از روش موسکات و گرین-آمپت به‌دست آید. مقایسه هیدروگراف خروجی محاسبه شده توسط دو روش اخیر با هیدروگراف‌های خروجی دیگر نشان می‌دهد که روش‌های دیویس– ویلسون و اینگهام مقدار تلفات انتقال را اندک برآورد می‌کنند.

مطالعه موردی رودخانه قره سو

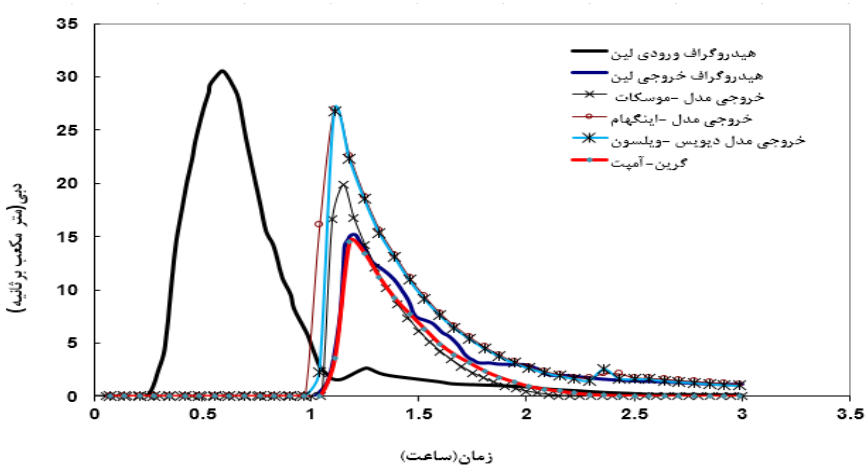
محدوده مورد مطالعه در این بررسی رودخانه‌ی قره‌سو است که یکی از پنج شاخه اصلی رودخانه کرخه می‌باشد. حوضه آبخیز قره‌سو در محدوده‌ی طول جغرافیایی "۱۲ '۲۲ °۴۶ تا "۱۲ '۲۲ °۴۷ و عرض جغرافیایی "۱۰ '۱۱ °۳۴ تا " ۱۰ '۵۵ °۳۴ قرار گرفته است که از شمال به حوضه آبخیز گاورود، از جنوب به حوضه آبخیز اروند، از غرب به حوضه آبخیز زمکان و از شرق به حوضه آبخیزگاماسیاب محدّود می‌شود. این حوضه از نظر تقسیمات کشوری در استان کرمانشاه قرار دارد. طول رودخانه حدود ۲۳۳ کیلومتر و ارتفاع متوسط حوضه ۱۲۶۸متر است. در این تحقیق مسیری از رودخانه به طول تقریبی ۱۸/۳ کیلومتر و شیب طولی ۰/۰۰۰۱۸ با ۶۰ مقطع عرضی انتخاب گردیده است. پلان و جانمایی رودخانه قره‌سو در مختصات جهانی و روی نرم افزار گوگل-ارث در شکل (۷) نشان داده شده است که برای نمونه تعدادی از مقاطع عرضی با شماره و کیلومتراژ آنها در شکل مشخص شده است.



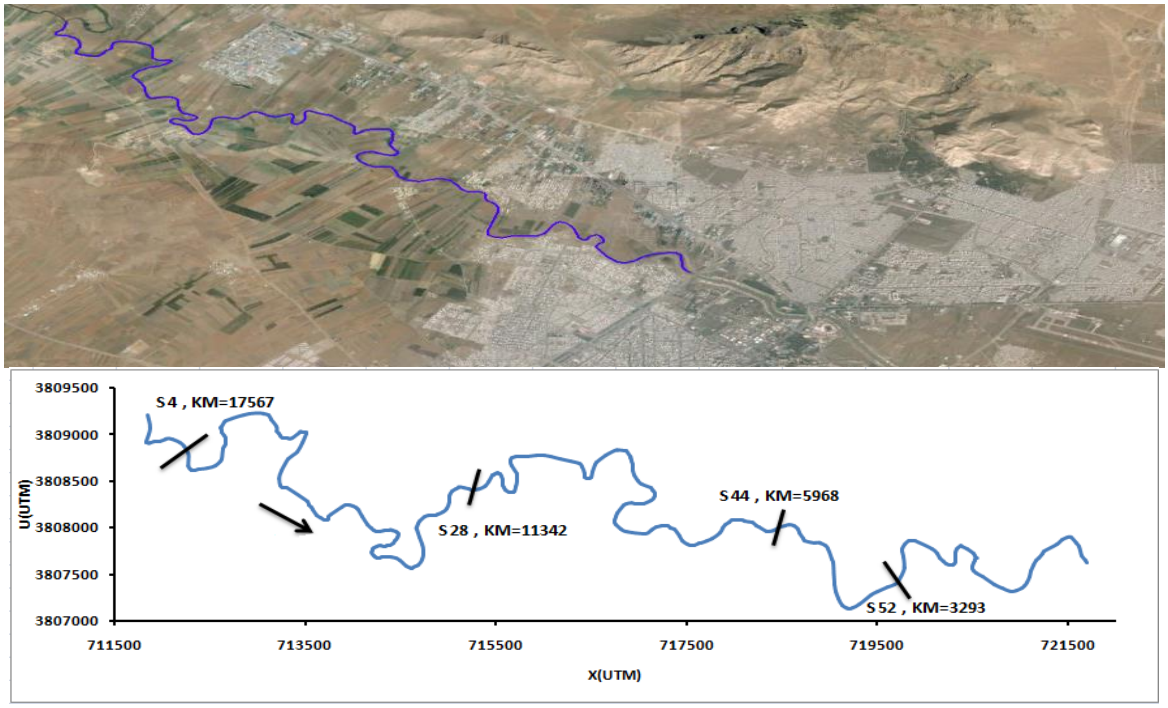


الف ب

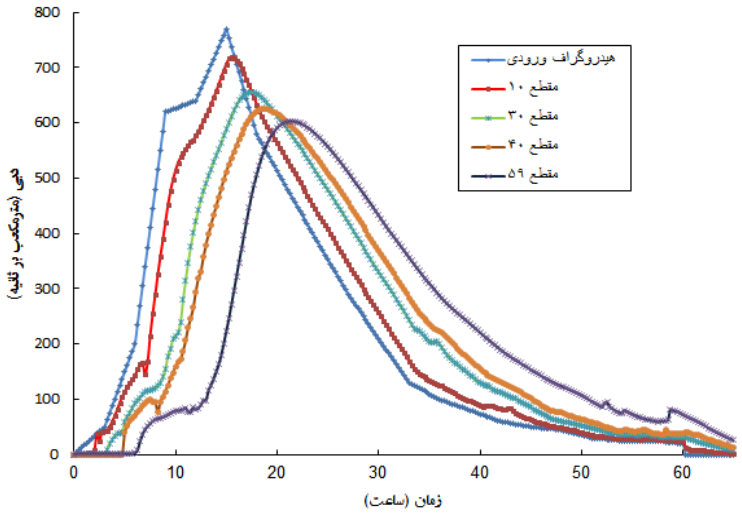
شکل ۵- الف) هیدروگراف‌های سیل اندازه‌گیری شده در فلوم‌های ۱۱ و ۸ ب) مقطع تیپ رودخانه در زمان اندازه‌گیری



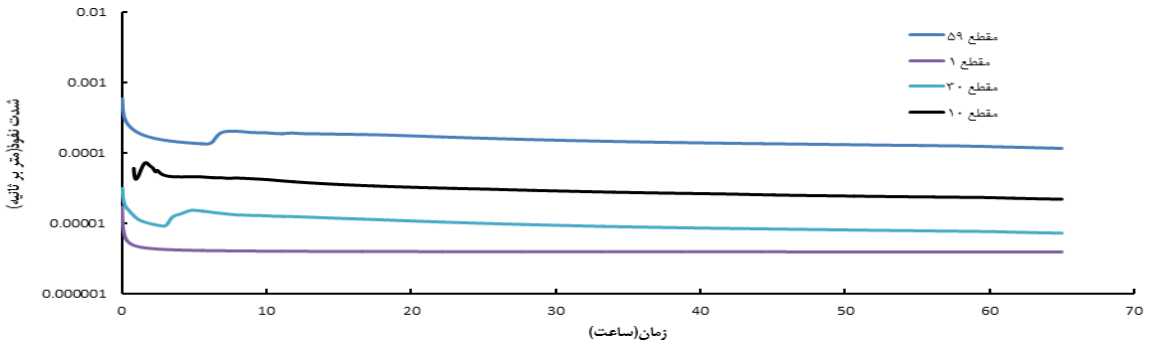
شکل٦- هیدروگراف‌های ورودی و خروجی لین و هیدروگراف خروجی محاسبه شده با روابط مختلف



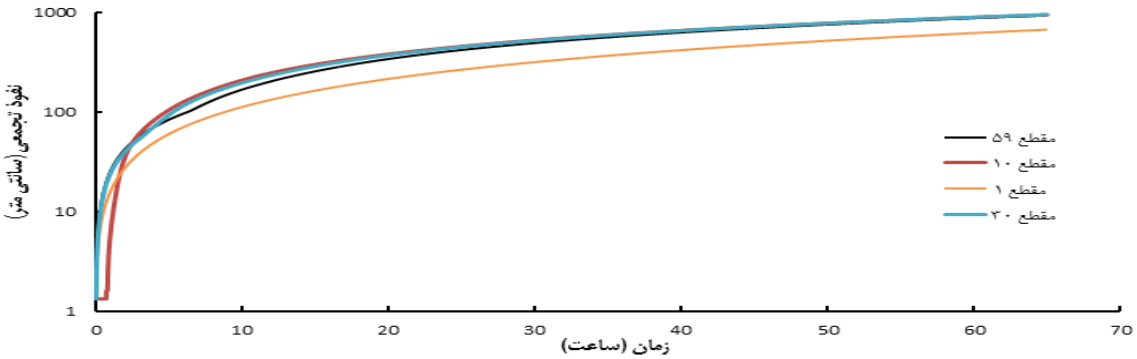
شکل ۷- پلان و جانمایی رودخانه قره‌سو



شکل ۸- روندیابی هیدروگراف سیل در مقاطع مختلف با در نظر گرفتن تلفات نفوذ



شکل ۹- تغییرات شدت نفوذ با گذشت زمان در مقاطع مختلف



شکل ۱۰- منحنی تجمعی نفوذ با گذشت زمان برای مقاطع متفاوت

پس از صحت سنجی مدل با هیدروگراف لین، مقدار تلفات نفوذ در بازه‌ی مذکور از رودخانه قره‌سو برآورد گردید. در این بازه برای شبیه‌سازی از ۶۰ مقطع عرضی برداشت شده استفاده گردید که برای تمامی مقاطع ضریب زبری مانینگ با توجه به دانه بندی بستر، ۰/۰۳۲ لحاظ شده است. در این تحقیق سعی شده است که مقدار تلفات نفوذ در طی یک رخداد سیل ۶۵ ساعته بررسی گردد. هیدروگراف این سیل به عنوان شرط مرزی بالادست و ورودی به بازه استفاده شده است که همراه با هیدروگراف سیل روندیابی شده در مقاطع ۱۰،۳۰، ۴۰ و ۵۹ در شکل (۸) نشان داده شده است.

همان‌طوری‌که در این شکل مشاهده می‌گردد هیدروگراف سیل ورودی در مقاطع پایین دست روندیابی شده و با گذشت زمان از مقدار دبی اوج هیدروگراف و از حجم هیدروگراف کاسته شده است. با محاسبه حجم زیر هیدروگراف در هر یک از مقاطع و تفاضل آن از مقطع قبلی می‌توان مقدار تلفات نفوذ را در هر بازه به‌دست آورد. حجم هیدروگراف محاسبه شده توسط مدل در مقطع ۱ و ۵۹ به‌ترتیب ۵۱۶۰۰۰۰۰ و ۵۰۲۰۰۰۰۰ مترمکعب می‌باشد که مقدار تلفات انتقال بر اثر نفوذ در بازه مورد نظر ۱۴۰۰۰۰۰ مترمکعب محاسبه گردید که حدود ۲/۷۵ درصد از حجم سیلاب ورودی به بازه می‌باشد.

همان‌طوری‌که پیشتر نیز اشاره گردید بررسی مقدار نفوذ در رودخانه از اهمیت به‌سزایی برخوردار است که در این تحقیق در تمامی ۶۰ مقطع عرضی مقدار نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ محاسبه شده است. بنا به تعریف شدت (سرعت) نفوذ عبارت است از میزان نفوذ در واحد زمان که معمولاً در ابتدا بسیار بالا بوده و به‌تدریج از میزان آن کاسته می‌شود. میزان شدت نفوذ و نفوذ تجمعی در بستر رودخانه در بازه موردنظر برای مقاطع ۱۰،۳۰،۵۹ و ۱ در شکل‌های (۹) و (۱۰) نشان داده شده است. همان‌طوری‌که از شکل (۹) پیداست مقدار شدت نفوذ در ابتدا بالا بوده و به‌تدریج از میزان آن کاسته می‌شود. به‌عنوان نمونه شدت نفوذ اولیه و نهایی در مقطع ۵۹ به‌ترتیب ۰/۰۰۰۴ و ۰/۰۰۰۱۲ متر بر ثانیه می‌باشد. نیروهای موثر در این فرایند عبارتند از نیروهای ثقل و نیروهای مکش خاک که در ابتدا هر دوی این نیروها تاثیر گذارند ولی به‌تدریج و با گذشت زمان که رطوبت خاک در زیر بستر رودخانه افزایش می‌یابد، نیروی مکش به‌سمت صفر میل می‌کند.

از روی شکل(۹) می‌توان چنین نتیجه گرفت که با گذشت زمان که مقارن با اشباع شدن خاک نیز هست تنها نیروی ثقل با مقدار ثابت، فرایند نفوذ را کنترل می‌نماید. شدت نفوذ در این حالت شدت نفوذ نهایی می‌باشد که در انتهای نمودار به مقدار ثابتی می رسد و با گذشت زمان تغییر نمی‌کند.

همچنین مقدار نفوذ تجمعی بر حسب سانتیمتر با گذشت زمان برای مقاطع ۱۰،۳۰،۵۹ و ۱ در شکل (۱۰) نشان داده شده است. همانطوریکه در این شکل مشاهده می‌گردد در تمامی مقاطع مقدار نفوذ تجمعی با گذشت زمان روند افزایشی دارد. منحنی نفوذ تجمعی در ابتدا با روند بسیار بالایی رشد نموده و پس از مدت زمانی این روند صعودی کاهش می‌یابد. با توجه به اینکه خصوصیات بستر رودخانه برای تمامی مقاطع یکسان در نظر گرفته شده است لذا منحنی تجمعی نفوذ برای تمامی مقاطع تقریبا شکل و روند یکسانی را داشته و مقدار نفوذ نهایی بعد از ۶۵ ساعت تقریبا ۱۰ متر محاسبه شده است.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه مدلی ریاضی نوشته شده است که در آن با استفاده از حل عددی معادله‌های جریان غیرماندگار (سنت- ونانت) که با معادله نفوذ گرین- آمپت جفت (کوپل) شده است روند یابی سیلاب در رودخانه‌های فصلی را هم‌زمان با برآورد نفوذ در مسیر رودخانه انجام می‌دهد. برای صحت سنجی مدل در شبیه سازی سیل در رودخانه‌های فصلی و پیش بینی تلفات نفوذ از داده‌های اندازه‌گیری رودخانه فصلی هاگز واش حوضه والنات گالچ در جنوب شرقی آریزونا استفاده گردید که این هیدروگراف‌ها به اسم هیدروگراف لین معروف و شناخته شده هستند. همچنین دقت مدل مذکور از نقطه نظر توانائی شبیه‌سازی جریان ماندگار با استفاده از یک هیدروگراف ذوزنقه‌ای بررسی شد. نتایج این مطالعه در این خصوص نشان داد که مدل توانائی شبیه سازی جریان ماندگار را دارد. همچنین با توجه به یکسان بودن حجم هیدروگراف‌های مقاطع ورودی، میانی و خروجی دقت مدل در ارضاء رابطه پیوستگی موفقیت آمیز ارزیابی می‌شود. نتایج مذکور نشان می‌دهد

که می‌توان از مدل مذکور نه تنها برای روندیابی سیلاب در شرایط بدون نفوذ استفاده نمود حتی می‌توان برای محاسبات جریان متغیر تدریجی هنگامی که هیدروگراف ورودی ماندگار فرض شود استفاده نمود. در این تحقیق به برآورد مقدار تلفات نفوذ بعد از یک رخداد سیل ۶۵ ساعته در بازه‌ای از رودخانه قره‌سو به‌طول تقریبی ۱۸ کیلومتر با ۶۰ مقطع عرضی پرداخته شد. نتایج این شبیه‌سازی نشان داد که وقتی از رابطه گرین- آمپت برای محاسبه نفوذ استفاده می‌شود می‌توان با محاسبه حجم هیدروگراف در هر مقطع و تفاضل آن از مقطع قبلی مقدار نفوذ را محاسبه نمود. حجم هیدروگراف محاسبه شده در مقاطع ۱ و ۵۹ به‌ترتیب ۵۱۶۰۰۰۰۰ و ۵۰۲۰۰۰۰۰ مترمکعب می‌باشد که مقدار تلفات انتقال بر اثر نفوذ در بازه مورد نظر ۱۴۰۰۰۰۰ مترمکعب محاسبه گردید که حدود ۲/۷۵ درصد از حجم سیلاب ورودی به بازه می‌باشد. نتایج این تحقیق با تحقیقات قبلی نیز مقایسه گردید و مشاهده شد که رابطه گرین- آمپت نسبت به روابط دیگر از دقت بالاتری برخوردار است. همچنین با استفاده از این مدل مقدار عمق نفوذ تجمعی و شدت نفوذ در هر یک از مقاطع در طول مسیر رودخانه قابل محاسبه و برآورد است.

منابع

۱- فتوحی، م. س.م. حسینی. ۱۳۸۶. تحلیل حساسیت پارامترهای روند یابی سیلاب و تلفات نفوذ در رودخانه های مناطق خشک. مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران،۱ (۱): ۲۳-۱۲.

2- Batlle-Aguilar, J. and P. G. Cook. 2012. Transient infiltration from ephemeral streams: A field experiment at the reach scale. Water Resources Research, 48(11):120-131.

3- Blasch, K. W., Ferré, T. P. A., Hoffmann, J. P., and Fleming, J. B. 2006. Relative contributions of transient and steady state infiltration during ephemeral streamflow. Water Resources Research, 42(8).

4- Boroto, R.A.J. and A.H.M.Görgens. 2003. Estimating transmission losses along the Limpopo river – an overview of alternative methods. Hydrology of The Mediterranean and Semiarid Regions, IAHS Publish.278: 138-143.

5- Bracken, L. and J.Croke. 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. Hydrological Processes, 21(13): 1749-1763.

6- Brunner, P., Cook, P.G and C. T. Simmons . 2011. Disconnected surface water and groundwater: From theory to practice, Ground Water, 49(4): 460–467.

7- Constantz, J., Srewart. A. E., Niswonger, R. and L. Sarma. 2002. Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. Water Resources Research, 38(12).

8- Dage`s, C.,Voltz, M., Lacas J. G., Huttel O., Negro S and X. Louchart. 2008. An experimental study of water table recharge by seepage losses from a ditch with intermittent flow. Hydrological Processes, 22(18): 3555–3563.

9- Dahan, O., Tatarsky, B., Enzel, Y., Kulls, C., Seely., M and G. Benito. 2008. Dynamics of flood water infiltration and ground water recharge in hyperarid desert. Ground Water, 46(3): 450–461.

10- Dunkerley, D. L. 2008. Bank permeability in an Australian ephemeral dry-land stream: Variation with stage resulting from mud deposition and sediment clogging. Earth Surface Processes and Landforms, 33(2): 226–243.

11- Engeler, I., Hendricks-Franssen, H. J., M¨uller, R. and Stauffer, F. 2011. The importance of coupled modelling of variably saturated groundwater flow-heat transport for assessing river-aquifer interactions. Journal of Hydrollogy. 397(3): 295–305.

12- Ghobadian, R., and M., Fathi-Moghadam, 2014. Estimation of seepage losses in ephemeral network and branching streams. Journal of Hydrologic Engineering, 19(2): 299–307.

13- Goodrich, D. C., Williams, D. G., Unkrich, C. L., Hogan, J. F., Scott, R. L., Hultine, K. R., Pool, D., Coes, A. L and S. Miller. 2004. Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge,

walnut gulch, san pedro river basin, Arizona. Groundwater Recharge in A Desert Environment: The Southwestern United States. Water Science and Application, Washington, DC, American Geophysical Union, 9: 77-99.

14- Green, W. H. and G. A. Ampt.1911.Studies in soil physics: I. The flow of air and water through soils. Journal of Agriculture Science, 4:1-24.

15- Ivkovic, K. M. 2009. A top-down approach to characterise aquifer-river interaction processes. Journal of Hydrollogy, 365(3): 145–155.

16- Joseph, C., Christopher, B., Franco M and J.P., Robert. 2004. A Summary of published reports of transmission losses in ephemeral streams in the U.S. A Report to The National Center for Housing and the Environment, 42 p.

17- Lane, L.J., Diskin, M.H. and K.G., Reynard. 1971. Input-output relationships for an ephemeral stream channel system. Journal of Hydrology, 13: 22-40.

18- Lange, J. 2005. Dynamics of transmission losses in a large arid stream channel. Journal of Hydrology, 306(1): 112–126.

19- Shanafield, M., and Cook, P. G. 2014. Transmission losses, infiltration and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: A review of applied methods. Journal of Hydrology, 511: 518-529.

20- Vivarelli, R. and B. J. C.,Perera. 2002. Transmission losses in natural rivers and streams, a review. In Proceedings River symposium, 3-6 September, Brisbane. Brisbane City Council and the Queensland Government in partnership with Channel Nine, Brisbane, Queensland.

21- Wheater, H. 2008. Modelling hydrological processes in arid and semiarid areas: An introduction, in: Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas, edited by: Wheater, H., Sorooshian, S., and Sharma, K. D., Cambridge Press, New York.