

تخمین رواناب سطحی دامنه‌های حوضه‌های آبخیز بر اساس روش موج جنبشی و رواناب

زیر سطحی بر اساس حل معادلات ریچاردز مدل Hydrus

تورج سبزواری^{۱*}، مهدی کرمی مقدم^۲، زهرا قدم پور^۳

چکیده

تخمین رواناب سطحی و زیرسطحی به‌عنوان اجزاء رواناب مستقیم حوضه جهت طراحی سازه‌های هیدرولیکی بسیار حائز اهمیت است. در بسیاری از حوضه‌ها با نفوذپذیری خاک تراوا و پوشش گیاهی مناسب، جریان زیرسطحی از اهمیت بالایی در ایجاد رواناب برخوردار است. در این تحقیق از سازوکار هورتونی برای تخمین رواناب سطحی صفحات حوضه با کاربرد روش موج جنبشی استفاده گردید. برای پیش‌بینی جریان زیرسطحی دامنه‌های آبخیز از حل معادله ریچاردز در محیط غیراشباع توسط نرم‌افزار Hydrus استفاده شد و آب نگار رواناب زیرسطحی دامنه‌ها محاسبه گردید. برای صحت‌سنجی از داده‌های آزمایشگاهی دستگاه باران ساز به طول ۲ متر، عرض ۱ و عمق ۰٫۳۵ متر با خاک بافت ماسه‌ای متوسط استفاده شد. آزمایش‌ها تحت سه زاویه شیب ۰/۱، ۳/۶ و ۹ درجه و تحت بارش‌های ۳۱٫۷۳، ۴۷٫۶ و ۶۳٫۴۶ میلی‌متر بر ساعت انجام گرفت. جریان سطحی و زیرسطحی دستگاه به ترتیب با نتایج روش موج جنبشی و نتایج مدل Hydrus مقایسه گردید. متوسط خطای پیش‌بینی اوج رواناب سطحی با کاربرد روش موج موجهی در ۱۲ رویداد محاسبه شده ۳٫۵ درصد و متوسط خطای پیش‌بینی اوج ر رواناب زیرسطحی در ۹ رویداد ۱۰ درصد بوده است که مقادیر مناسبی هستند. نتایج مدل Hydrus جهت تخمین رواناب دامنه‌های افقی با شیب صفر دارای ۴۰ درصد خطا در محاسبه اوج رواناب زیرسطحی بود که مناسب نبوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: موج جنبشی، Hydrus، رواناب سطحی، رواناب زیرسطحی.

^۱ دانشیار گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان، فارس

^۲ استادیار، گروه کشاورزی، دانشگاه پیام نور، ایران

^۳ استادیار گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان، فارس

*نویسنده مسئول مقاله: tooraj419@yahoo.com

۱- مقدمه

رواناب یک حوضه از سه جزء رواناب سطحی، رواناب زیرسطحی و پایه تشکیل شده است. تخمین رواناب سطحی و زیرسطحی آبخیزهای فاقد آمار جهت طراحی سازه‌های هیدرولیکی از اهمیت بالایی برخوردار است. در زمینه رواناب سطحی تحقیقات وسیعی انجام گرفته است. مدل‌های بارندگی - رواناب زیادی همچون مدل SCS، کلارک، ناش، اشناپدر و موج جنبشی جهت تخمین رواناب سطحی حوضه‌ها توسط هیدرولوژیست‌ها به کار گرفته می‌شود.

روش موج جنبشی یکی از روش‌های پرکاربرد جهت شبیه‌سازی رواناب سطحی آبخیزها است که توسط لایت-هیل و ویتهم (۱۹۹۵) ارائه گردید. روش جنبشی روش ساده‌ای است که تابع زمان تعادل صفحات حوضه است که این زمان نیز تابعی از طول، شیب، بارش مازاد و ضریب مانینگ صفحات است. ضریب مانینگ به جنس خاک و پوشش گیاهی و بارش مازاد نیز به مشخصات نفوذ ارتباط دارد. تخمین رواناب زیرسطحی در حوضه‌ها هنوز نامفهوم است و تخمین رواناب زیرسطحی، معمولاً با کاربرد مدل‌های عددی مانند حل معادلات ریچارد، حل معادلات بوسینسک و غیره انجام می‌گردد. در این زمینه می‌توان به تحقیقات همفلد (۱۹۸۱)، پارلنگ و همکاران (۱۹۸۱)، گویندراجو و همکاران (۱۹۹۰)، سینگ و همکاران (۲۰۱۴) و (۲۰۱۷)، سیلوپرا و همکاران (۲۰۱۶) و آبرانتس و همکاران (۲۰۱۵) اشاره نمود.

در بسیاری از آبخیزها که نفوذ خاک تراوا بوده و سنگ بستر نزدیک سطح زمین است، درصد زیادی از بارش به داخل خاک نفوذ کرده و درنهایت آب نفوذ یافته به‌صورت جریان زیرسطحی وارد نهرها می‌گردد. رواناب مستقیم حوضه (Direct runoff) از مجموع رواناب سطحی و زیرسطحی در این حوضه‌ها تشکیل می‌گردد که معیار طراحی بسیاری از سازه‌های آب‌شناسی است.

با توجه به اینکه نفوذپذیری یکی از پیچیده‌ترین پارامترهای آب‌شناسی است، لذا تخمین دقیق جریان زیرسطحی کار مشکلی بوده و تحقیقات وسیع‌تری در این زمینه لازم است. در بسیاری از حوضه‌ها سازوکار رواناب دانی-بلاک حاکم است و این جریان زیرسطحی است که باعث ایجاد منطقه اشباع در حوضه شده و رواناب سطحی ایجاد می‌گردد. در این حوضه‌ها اندرکنش جریان سطحی

و زیرسطحی باید به‌صورت دقیق‌تر بررسی شود. رواناب سطحی بر روی سطح دامنه‌ها یا صفحات حوضه ایجاد می‌گردد و رواناب زیرسطحی داخل خاک در زیر سطح دامنه‌ها تشکیل شده و درنهایت هر دو رواناب وارد نهرها می‌گردند و از طریق شبکه آبراهه‌ها به خروجی حوضه منتقل شوند.

معادله نفوذ فیلیپ، چاو و همکاران (۱۹۸۸) و معادلات نفوذ گرین امپت که توسط مین و لارسون (۱۹۷۳) و اسمیت و پارلنگ (۱۹۸۷) گسترش یافتند کاربرد وسیعی در محاسبه نفوذ محلی در حوضه‌ها دارند. هورتون (۱۹۳۸، ۱۹۳۳) جزء اولین افرادی بود که بحث نفوذ بارش را در صفحات حوضه را و جریان روزمینی (Overland flow) مطرح نمود. هیچ پارامتری به اندازه نفوذ در حوضه بر نتایج پیش‌بینی رواناب سطحی و زیرسطحی تأثیرگذار نیست. تخمین دقیق فرا سنج نفوذ کار پیچیده‌ای می‌باشد. برای محاسبه هم‌زمان رواناب سطحی و زیرسطحی بر اساس نوع سازوکار رواناب که هورتونی باشد یا دانی-بلاک، باید به بحث اندرکنش دو رواناب دقت نمود. در سازوکار رواناب دانی-بلاک جداسازی منطقه اشباع از غیراشباع در دامنه‌ها بسیار حائز اهمیت است. رواناب سطحی در منطقه اشباع و زیرسطحی در منطقه غیراشباع در جریان است. در این زمینه می‌توان به تحقیقات سبزواری و همکاران (۲۰۱۰)، سبزواری و نوروزپور (۲۰۱۴)، بیون (۲۰۱۱) و آریال و همکاران (۲۰۰۵) اشاره کرد.

در زمینه اندرکنش جریان سطحی و زیرسطحی می‌توان به تحقیقات اسمیت و هولپیزر (۱۹۷۱)، والاچ و همکاران (۱۹۹۷)، ماکسول (۲۰۰۶)، کولت (۲۰۰۶) و واندرکوک و لوآگیو (۲۰۰۱) اشاره نمود.

گویندراجو و کاواس (۱۹۹۱) با ترکیب معادلات ۳ بعدی آب زیرزمینی با معادلات یک‌بعدی کانال و یک مدل روی زمینی به تخمین رواناب سطحی و زیرسطحی حوضه پرداختند. استیوس و همکاران (۲۰۰) معادلات دوبعدی نهرها را با معادلات یک‌بعدی گرین-امپت ترکیب نمود تا رواناب سطحی را بر اساس سازوکار هورتونی پیش‌بینی نماید.

بیامونته و سینگ (۲۰۱۵) معادلات موج جنبشی صفحات حوضه را برای صفحات نفوذپذیر بر اساس روش نفوذ گرین امپ در نظر گرفت.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- سازوکار رواناب سطحی و زیرسطحی در دامنه‌ها

به‌طورکلی، آب شناسان از دو سازوکار هورتونی و دانی-بلاک استفاده می‌کنند. در سازوکار هورتونی، بارندگی (P) از باعث اشباع شدن سطح خاک گشته و بارش مازاد باعث رواناب سطحی و تغذیه به آبخوان یا نفوذ (f) باعث جریان زیرسطحی و آب زیرزمینی می‌گردد. شکل ۱ سازوکار هورتونی را نمایش می‌دهد.

در سازوکار دانی-بلاک جریان زیرسطحی (q_r) از زیر دامنه را اشباع کرده و در منطقه اشباع جریان سطحی (q_0) رواناب و در منطقه غیراشباع جریان زیرسطحی ایجاد می‌گردد، که در نهایت رواناب زیرسطحی بر روی سطح خاک نمایان شده و با رواناب سطحی ترکیب شود. شکل ۲ سازوکار مزبور را نشان می‌دهد.

در این تحقیق فرض بر آن است که سنگ بستر در نزدیکی سطح زمین بوده و بحث جریان آب زیرزمینی مطرح نیست؛ بدین ترتیب کل آب نفوذ یافته به داخل خاک به‌صورت یک جریان زیرسطحی وارد نهر می‌گردد. در این مطالعه، سازوکار در نظر گرفته شده هورتونی است؛ رواناب سطحی بر اساس روش موج جنبشی در صفحات حوضه محاسبه‌شده و آب‌شناسی زیرسطحی با کاربرد حل معادلات ریچارد در محیط خاک به‌وسیله بیشینه Hydrus محاسبه می‌گردد.

اسیگ (۲۰۰۹) از یک مدل آزمایشگاهی باران ساز به طول ۱۵۲ سانتی‌متر، عرض ۱۲۲ سانتی‌متر و عمق ۷۸ سانتی و زاویه ۱ تا ۱۵ درجه برای مدل‌سازی جریان زیرسطحی استفاده کرد. نتایج نمونه‌ی آزمایشگاهی با نتایج معادله ریچارد و بیشینه sharp-front مقایسه شدند. نتایج مدل‌ها در مقایسه درصد رطوبت و هیدروگراف رواناب زیرسطحی قابل قبول بود.

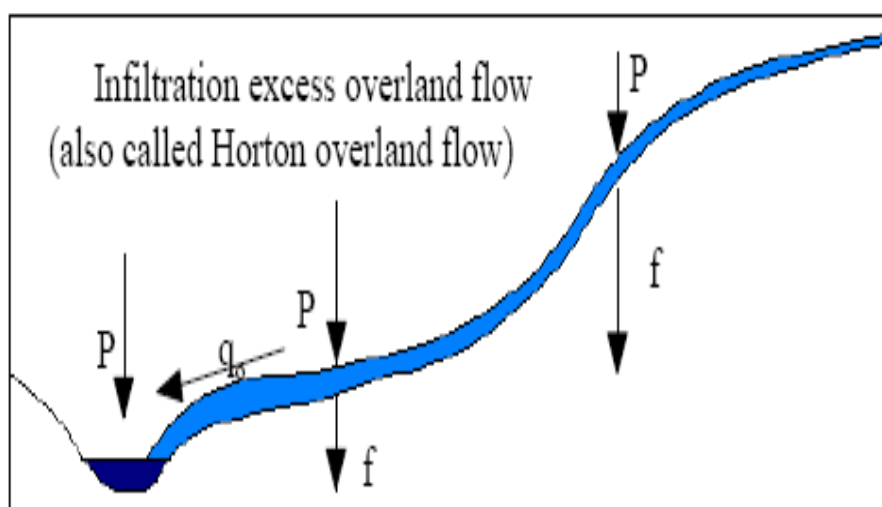
موربیدلی (۲۰۱۵) بیشینه آزمایشگاهی اسیگ (۲۰۰۹) را به کار گرفته و به تخمین جریان سطحی و زیرسطحی دامنه‌ها برای شیب‌های ۱ تا ۱۰ درجه پرداخت. بر اساس نتایج آن‌ها نسبت دبی زیرسطحی برای شیب ۱ درجه به شیب ۱۰ درجه برابر با چهار بود.

مهم‌ترین اهداف این تحقیق به‌صورت زیر هستند:
الف) تخمین رواناب سطحی صفحات آبخیز بر اساس روش موج جنبشی در صفحات.

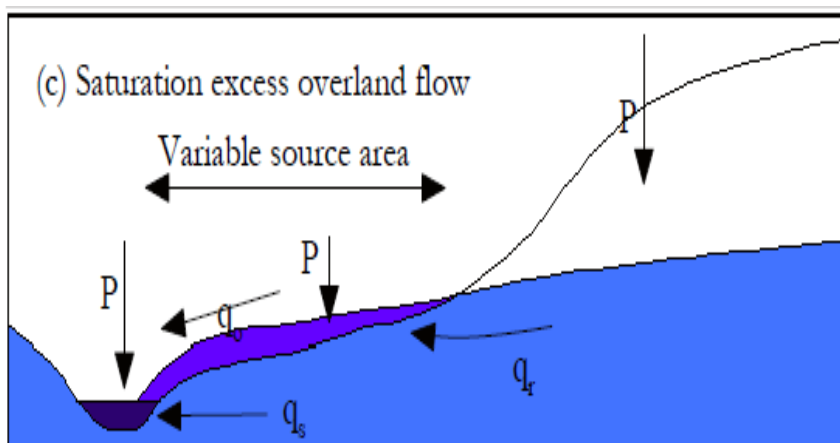
ب) تخمین رواناب زیرسطحی صفحات حوضه بر اساس معادله ریچارد با استفاده از نرم‌افزار Hydrus.

ج) مقایسه نتایج رواناب سطحی و زیرسطحی محاسبه شده با نتایج نمونه‌ی آزمایشگاهی.

مهم‌ترین دلیل انجام این تحقیق کاربرد مدل‌های موج جنبشی که برای تخمین رواناب دامنه‌های حوضه کرد ضمناً یکی از دیگر از کاربردهای این تحقیق، پیش‌بینی رواناب زیرسطحی دامنه‌ها با استفاده از بیشینه Hydrus و صحت سنجی نتایج آن است.



شکل ۱- سازوکار هورتونی تولید رواناب (یوسف و همکاران ۲۰۰۹).

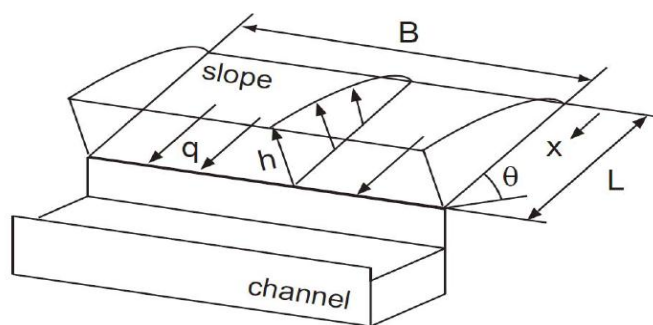


شکل ۲- ساز و کار دانی-بلاک (یوسف و همکاران ۲۰۰۹).

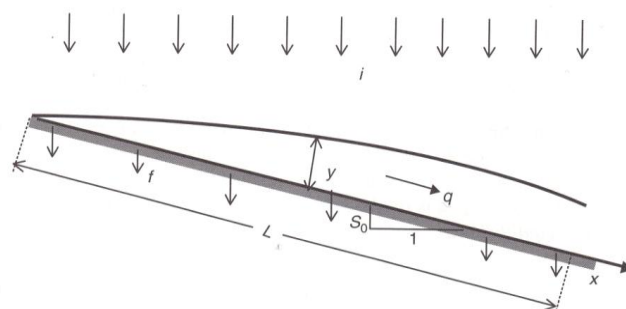
۲-۲- معادلات موج جنبشی در صفحات حوضه

آبخیزها از یک گروه صفحات یا دامنه‌ها تشکیل شده‌اند که به وسیله‌ی یک شبکه آبراه‌ای به یکدیگر متصل گردیده و رواناب‌های سطحی و زیرسطحی این صفحات شبکه‌ی مزبور به انتهای حوضه می‌رسد. روانابی که بر روی سطح خاک در جریان است، رواناب روزمینی (Overland flow) نامیده می‌شود. جریان روی زمینی صفحات مطابق شکل ۳ به سمت نهر حرکت کرده و رواناب سطحی صفحات حوضه را به خروجی آن منتقل می‌کند.

در این تحقیق فرض بر آن است که سنگ بستر در نزدیکی سطح زمین بوده و بحث جریان آب زیرزمینی مطرح نیست؛ بدین ترتیب کل آب نفوذ یافته به داخل خاک به صورت یک جریان زیرسطحی وارد نهر می‌گردد. در این مطالعه، سازوکار در نظر گرفته شده هورتونی است؛ رواناب سطحی بر اساس روش موج جنبشی در صفحات حوضه محاسبه شده و آب‌شناسی زیرسطحی با کاربرد حل معادلات ریچارد در محیط خاک به وسیله پیشینه Hydrus محاسبه می‌گردد.



شکل ۳- جریان روی زمینی صفحات به سمت نهر.



شکل ۴- جریان بر روی یک صفحه‌ی نفوذپذیر (آکان و هوقتان ۲۰۰۳).

عرض برای $t_d < t \leq t_e$ مقداری ثابت و برابر با $i_e \cdot L$ است

عمق جریان (y_L) برای هر دبی q_L به صورت زیر محاسبه می شود:

$$y_1 = \left(\frac{q_L}{\alpha}\right)^{\frac{1}{m}} \quad (2)$$

معادله زمان و عمق جریان در منحنی نزولی به صورت زیر است (آکان و هوقتانل ۲۰۰۳):

$$t = t_d + \frac{\frac{L}{\alpha y_L^{m-1}} - \frac{y_L}{i_e}}{m} \quad (3)$$

مقدار y_L به صورت فرضی به وسیله محاسب در نظر گرفته شده و مقدار t محاسبه گردد، سپس دبی جریان از معادله $q_L = \alpha (y_L)^m$ محاسبه شود. اگر $t_e > t_d$ ، معادلات بده آب نگار رواناب سطحی کمی متفاوت است. در این شرایط می توان گفت (آکان و هوقتانل ۲۰۰۳):

$$q_L = \alpha (i_e \cdot t)^m \quad 0 \leq t \leq t_d \quad (4)$$

اگر مقدار t_p را از معادله زیر محاسبه نماییم:

$$t_p = t_d - \left(\frac{t_d}{m}\right) + \frac{L}{m\alpha (i_e \cdot t_d)^{m-1}} \quad (5)$$

دبی بیشینه در زمان t_d برابر است با q_{max} دبی $\alpha (i_e \cdot t_d)^m$. دبی بیشینه بین زمان $t_d \leq t \leq t_p$ ثابت باقی می ماند. مقدار دبی برای $t > t_p$ از معادله ۱۰ مشخص می شود (آکان و هوقتانل ۲۰۰۳):

$$t = t_d + \frac{\frac{L}{\alpha y_L^{m-1}} - \frac{y_L}{i_e}}{m} \quad (6)$$

۳- معرفی بیشینه آزمایشگاهی

در این تحقیق برای صحت سنجی بیشینه های پیش بینی رواناب سطحی و زیرسطحی صفحات حوضه از یک بیشینه آزمایشگاهی باران ساز که تحت شیب ها و شدت های بارش متفاوت قرار می گیرد، استفاده شده است. شکل (۵) و (۶) نمایی کلی از دستگاه باران ساز را نشان می دهد. چهار شیب صفر، ۳، ۶ و ۹ درجه با سه شدت بارندگی بارش های ۳۱،۷۳،۴۷،۶ و ۶۳،۴۶ میلی متر بر ساعت در نظر گرفته شد. دستگاه باران ساز طراحی شده قابلیت اندازه گیری جریان سطحی و زیرسطحی داخل خاک را به صورت جداگانه دارد.

مطابق شکل ۴ بارانی با شدت i بر صفحه ای با شدت نفوذ f می بارد. طول دامنه L و شیب متوسط S_0 است. عمق جریان بر روی صفحه (y) کم می باشد و عرض صفحه مستطیل شکل معمولاً زیاد است، لذا می توان گفت که شعاع هیدرولیکی ($R_h = y$) برابر با عمق جریان است. معادله پیوستگی سنت ونانت برای یک صفحه مستطیل شکل در عوض بارندگی به صورت زیر تبدیل می گردد:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = q = i_e = i - f \quad (1)$$

که در آن i_e شدت بارش مازاد است که به عنوان جریان جانبی وارد صفحه می گردد. معادله مومنتوم برای موج جنبشی به صورت $S_f = S_0$ است که در معادله مانینگ استفاده می گردد. معادله بدهی جریان بر روی صفحه به صورت زیر است:

$$q = \alpha y^m \quad (2)$$

شرایط جریان بر روی صفحات حوضه معمولاً از نوع جریان آشفته مد نظر است، لذا:

$$\alpha = \left(\frac{1}{n}\right) s_0^{\frac{1}{2}}, m = \frac{5}{3} \quad (3)$$

که در آن n ضریب مانینگ و s_0 شیب صفحه است. زمان تعادل صفحه بر اساس نظریه موج نبشی به صورت زیر است:

$$t_e = \frac{\frac{1}{L^{\frac{1}{m}}}}{(\alpha \cdot i_e^{m-1})^{\frac{1}{m}}} \quad (4)$$

که در آن L طول صفحه است. تعادل در زمانی ایجاد می گردد که جریان در صفحه به حالت بیشینه می رسد.

۲-۳- آب نگار رواناب سطحی

اگر بارندگی با شدت مازاد i_0 به مدت t_d بر روی صفحه ای ببارد، مقادیر آب نگار جریان روی زمینی به مقدارهای t_d و t_e بستگی داشته و شرایط جریان در دو حالت $t_e \leq t_d$ و $t_e > t_d$ متفاوت است. اگر $t_e \leq t_d$ ، شاخه صعودی آب نگار جریان از معادله زیر محاسبه می شود (آکان و هوقتانل ۲۰۰۳):

$$q_L = \alpha (i_e \cdot t)^m \quad (1)$$

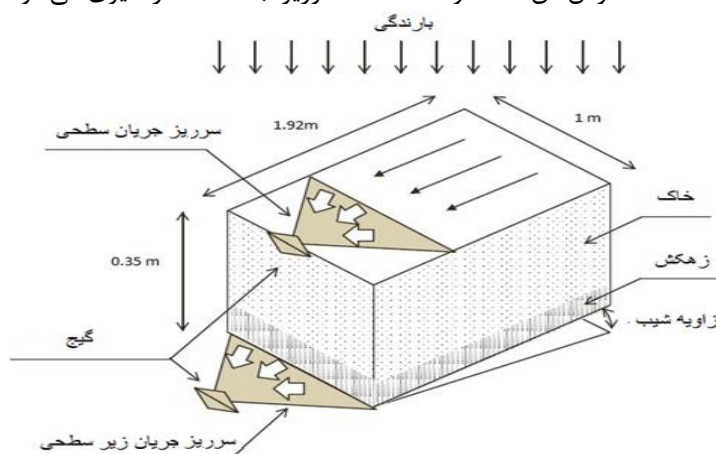
که در آن q_L بوده در واحد عرض است. مقدار دبی در زمان تعادل (t_e) به حد بیشینه می رسد، لذا مقدار دبی ماکزیمم برابر است با $q_{max} = \alpha (i_e \cdot t_e)^m$ بوده در واحد



شکل ۵- نمایی کلی از دستگاه باران ساز آب‌شناسی.
(آزمایشگاه آب و هیدرولیک دانشگاه آزاد واحد استهبان)

عمق خاک ۳۵ سانتی‌متر است. ضریب هدایت آبی خاک در آزمایشگاه خاک ۳/۶۷ سانتی‌متر بر ساعت محاسبه گردیده است. جریان سطحی و زیرسطحی به‌وسیله‌ی دو سرریز جداگانه اندازه‌گیری می‌شود.

دستگاه با یک خاک از زمین‌های کشاورزی انجیرستان حوضه استهبان با بافت متوسط ماسه‌ای با ۸۵/۶ درصد ماسه، ۱۴/۱۴ درصد لای و ۰/۲۷ درصد رس پر شده است. طول مخزن خاک ۱۹۲، عرض آن ۱۰۰ و



شکل ۶- طرح‌واره‌ای از دستگاه باران ساز آب‌شناسی (موریبدلی و همکاران ۲۰۱۵).

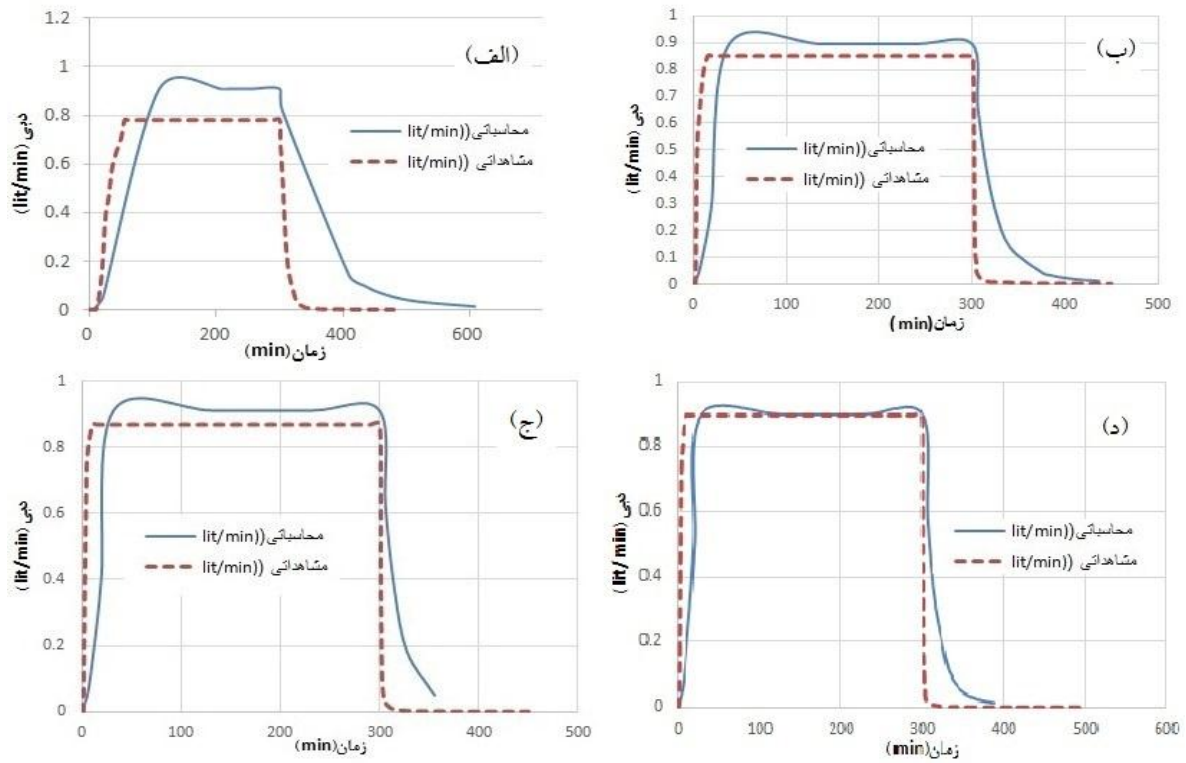
خاک ماسه ۰,۰۲ محاسبه گردید. ضریب رواناب سطحی و تبدیل بارش به بارش مازاد به‌طور متوسط در چند رویداد ۰,۹ محاسبه شد.

شکل ۷ آب نگار جریان سطحی را با کاربرد روش موج جنبشی برای شدت بارش ۳۲ میلی‌متر بر ثانیه برای چهار شیب را نشان می‌دهد. شکل ۸ آب نگار جریان سطحی با کاربرد روش موج جنبشی را برای شدت بارش ۴۷,۶ میلی‌متر بر ثانیه را نشان می‌دهد. شکل ۹ آب نگار جریان سطحی با کاربرد روش موج جنبشی را برای شدت بارش ۶۳,۶۴ میلی‌متر بر ساعت نشان می‌دهد.

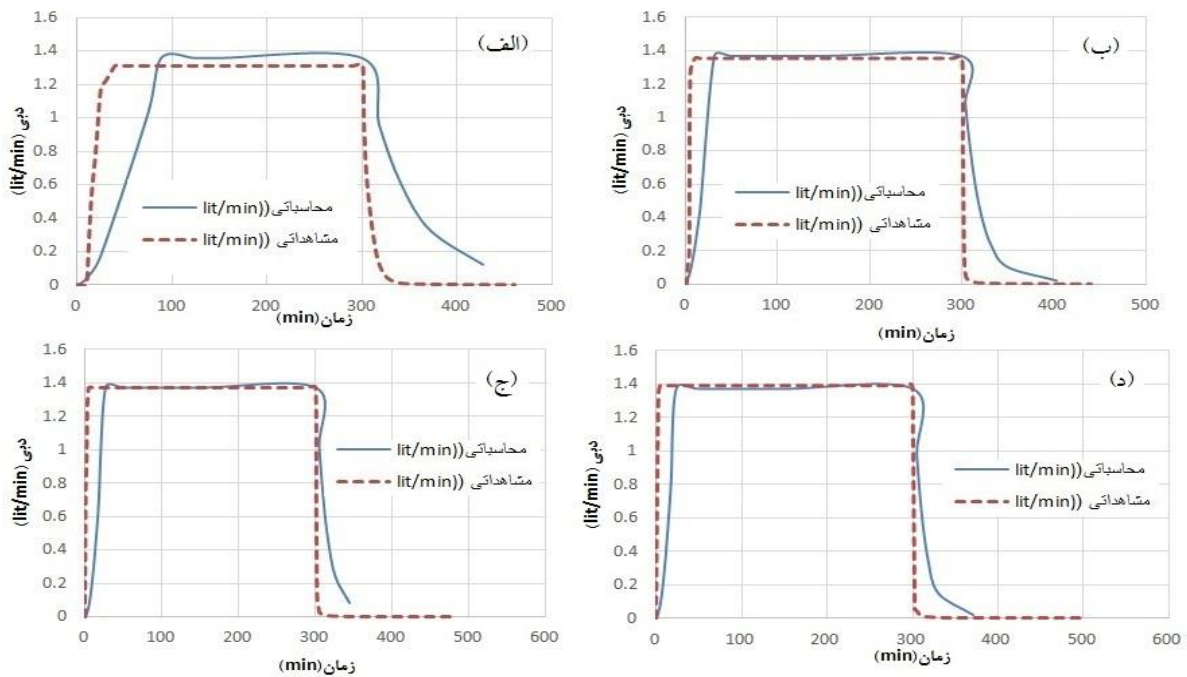
۴- نتایج

۴-۱- تخمین رواناب سطحی و صحت سنجی

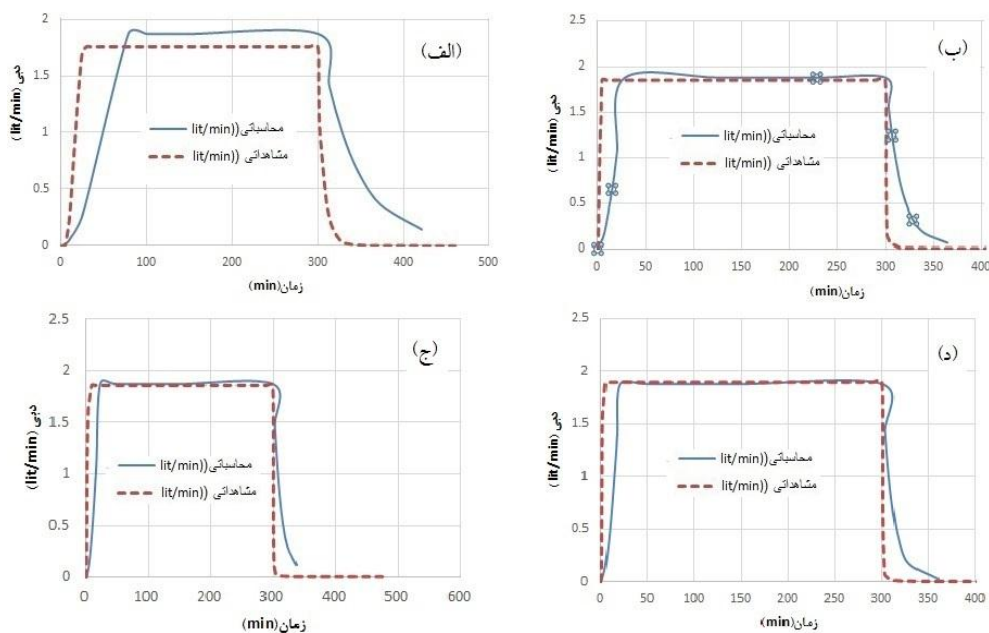
برای استفاده از مدل موج جنبشی جریان سطحی بایستی مقادیر ضریب مانینگ بر اساس نوع خاک کالیبره شود. ضمناً، برای محاسبه شدت بارش مازاد نیز نمونه آزمایشگاهی باید واسنجی گردد. قسمتی از بارش پاشیده شده بر روی سطح خاک به رواناب سطحی تبدیل شده و بقیه نفوذ کند. با واسنجی کردن دستگاه ضریب مانینگ



شکل ۷- آب نگار رواناب سطحی صفحات حوضه برای شدت بارندگی ۳۲ میلی متر بر ساعت
(الف: شیب صفر درجه، ب: ۳ درجه، ج: ۶ درجه، د: ۹ درجه).



شکل ۸- آب نگار رواناب سطحی صفحات حوضه برای شدت بارندگی ۴۷,۶ میلی متر بر ساعت
(الف: شیب صفر درجه، ب: ۳ درجه، ج: ۶ درجه، د: ۹ درجه).



شکل ۹- آب نگار رواناب سطحی صفحات حوضه برای شدت بارندگی ۶۳,۶۴ میلی متر بر ساعت
(الف: شیب صفر درجه، ب: ۳ درجه، ج: ۶ درجه، د: ۹ درجه).

جدول ۱ مقادیر اوج جریان سطحی طبق روش موج جنبشی و مقادیر مشاهداتی را در آزمایشگاه نشان می‌دهد. مقدار خطای اوج رواناب از معادله زیر محاسبه می‌گردد:

$$e_p = (QP_c - QP_0) / QP_0 * 100 \quad (1)$$

که در آن QP_c دبی اوج محاسباتی و QP_0 دبی اوج مشاهداتی است.

جدول ۱- اوج رواناب سطحی، مشاهداتی و خطای اوج.

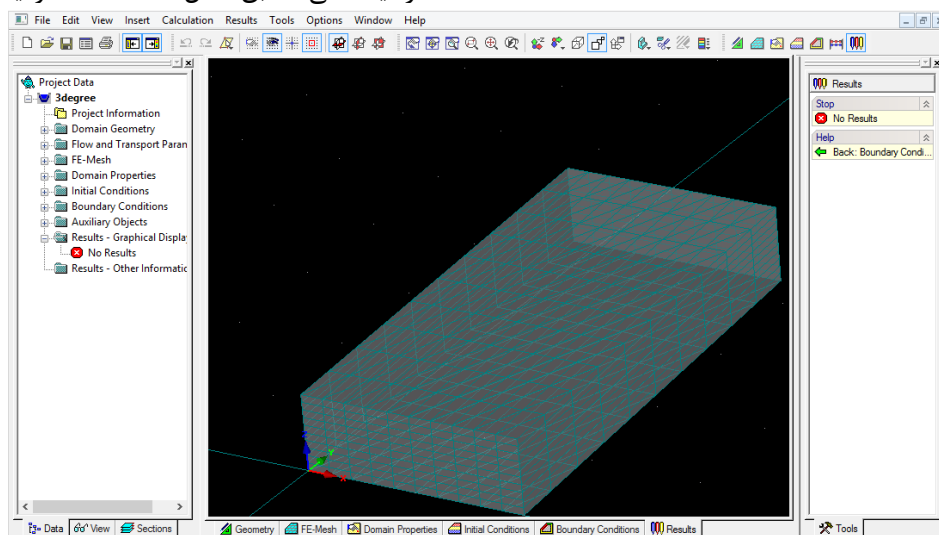
شدت بارش mm/hr	شیب	مشاهداتی	موج جنبشی	خطای پیک %
۳۲,۰۰	۰	۰,۷۸	۰,۹۱	۱۶,۲۴
	۰	۰,۸۵	۰,۹۰	۵,۴۰
	۶	۰,۸۷	۰,۹۱	۴,۸۷
	۹	۰,۸۹	۰,۹۰	۰,۷۴
۴۷/۶۰	۰	۱,۳۲	۱,۳۶	۲,۶۸
	۳	۱,۳۵	۱,۳۷	۱,۲۲
	۶	۱,۳۷	۱,۳۷	۰,۰۶
	۹	۱,۳۹	۱,۳۷	۱,۳۸
۶۳,۶۴	۰	۱,۷۶	۱,۸۷	۶,۴۵
	۳	۱,۸۵	۱,۸۷	۱,۲۷
	۶	۱,۸۶	۱,۸۷	۰,۷۳
	۹	۱,۸۹	۱,۸۷	۰,۸۷

۰ تا ۹ درجه بر رویدادها تأثیر محسوسی نداشته است. فقط از شیب صفر به حالت شیب‌دار کمی تغییرات رواناب

بر اساس نتایج، هرچه شدت بارندگی بیشتر می‌گردد، دبی سطحی نیز افزایش می‌یابد. تغییرات شیب دامنه‌ها از

۴-۲- تخمین جریان زیرسطحی با استفاده از نمونه Hydrus

در این تحقیق برای محاسبه آب نگار جریان زیرسطحی از نرم افزار Hydrus استفاده شده است. این نرم افزار قادر است که حرکت آب، املاح، حرارت، جذب آب به وسیله ریشه و همچنین رشد ریشه را در شرایط اشباع و غیراشباع را به صورت دو و سه بعدی در خاک شبیه سازی کند (سیمونک و همکاران ۱۹۹۹، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۸). این برنامه معادله ریچاردز را برای جریان آب در محیط غیراشباع به صورت عددی حل می کند. در این تحقیق از نسخه ی سه بعدی نرم افزار برای پیشنه سازی دامنه آزمایشگاهی مطابق شکل ۱۰ استفاده گردید.



شکل ۱۰- شبیه سازی نمونه ی آزمایشگاهی در نرم افزار Hydrus

سطحی مشاهده شده است. مقادیر خطای اوج رواناب سطحی با بیشینه موج جنبشی در حالت شیب صفر بیشتر از حالت های شیب دار بوده است. مقدار این خط برای سه شدت بارندگی به ترتیب ۱۶٫۲۴٪، ۲٫۶۸٪ و ۶٫۴۵٪ بوده است که آن خطا مربوط به حالت شیب صفر است. علت این است که در شیب صفر نفوذ بیشتر بوده و رواناب سطحی کمتر انجام شده است. هرچه م شیب بیشتر گردد انتظار می رود اندازه ی نفوذ کم تر و رواناب سطحی بیشتر باشد. میانگین خطای اوج ۳٫۵ درصد در ۱۲ رویداد بوده که مقداری بسیار مناسب است.

$$S = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3)$$

که در آن θ_r و θ_s رطوبت باقی مانده و اشباع هستند. در این تحقیق از معادلات Genuchten-Mualem برای محاسبه ضریب هدایت آب شناسی مطابق معادله زیر

$$K(h) = K_s S_0^{0.5} [1 - (1 - S_0^{1/m})^m]^2 \quad (4)$$

وچتن (۱۹۸۰):

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta + \frac{\theta - \theta_r}{(1 + |ah|)^m} & h < 0 \\ \theta_s & h > 0 \end{cases} \quad (16)$$

که در آن h بار آبی فشاری و $m-1-1/n$ پارامتر شکل است. فرا سنج های روش Genuchten-Mualem برای خاک ماسه ای لایه ی به صورت جدول شماره ۲ در نظر گرفته شد:

نمونه شبیه اخیراً اسکاچز و همکاران (۲۰۰۴) به وسیله با اندازه گیری درصد رطوبت در آبیاری مزارع اعتبار سنجی گردیده است. معادله ریچاردز در محیط غیراشباع به صورت معادله (۱۲) تعریف می گردد:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial X_i} \left[K (K_{iz}^A \frac{\partial h}{\partial X_j} + K_{iz}^A) \right] - S \quad (1)$$

که در آن θ رطوبت حجمی، h هد فشار، S تخلیه، t زمان، K تابع هدایت آبی غیراشباع، x مختصات مکانی و K_{iz}^A مؤلفه های بی بعد تانسور ناهمسانی K^A هستند. هدایت آبی خاک طبق نظر بروکس و کوری به صورت توابع زیر تعریف می گردند:

$$K(h) = K_s S_e^{2/n+1+2} \quad (2)$$

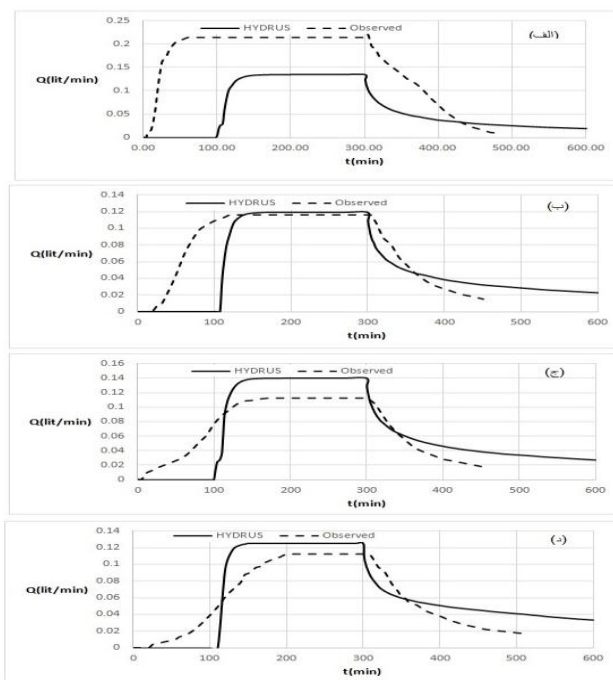
که در آن K_s هدایت آبی اشباع و S_e رطوبت مؤثر که از رابطه زیر محاسبه می گردد:

جدول ۲- فرا سنج‌های روش Genuchten-Mualem برای خاک ماسه‌ای لایی.

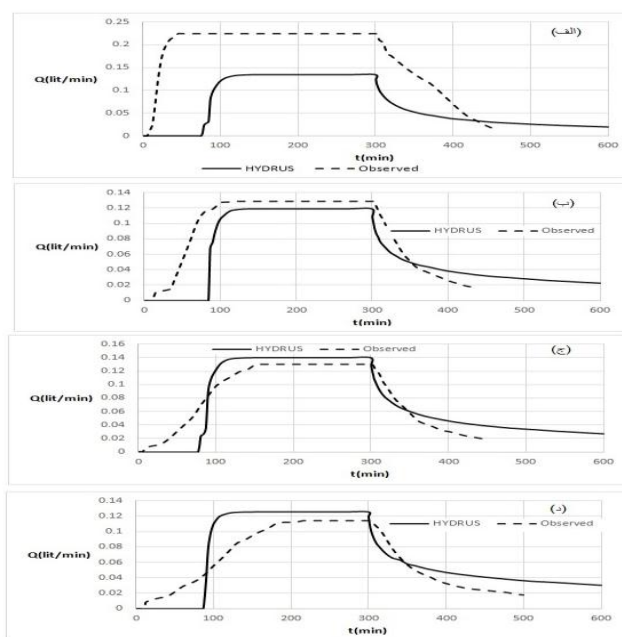
θ_r	θ_s	α	n	$K_s \left(\frac{m}{s}\right)$
۰,۰۴۸۵	۰,۳۹	۳,۴۷	۱,۷۴	۰,۰۴۳۸

شکل ۱۲ آب نگار رواناب زیرسطحی دامنه را برای چهار شیب ۰، ۳، ۶ و ۹ درجه را برای شدت بارندگی ۴۷,۶ میلی‌متر بر ساعت را نشان می‌دهد.

شکل ۱۱ آب نگار رواناب زیرسطحی محاسبه با کاربرد نرم‌افزار را برای چهار شیب ۰، ۳، ۶ و ۹ درجه، برای شدت بارندگی ۳۲ میلی‌متر بر ساعت را نشان می‌دهد.

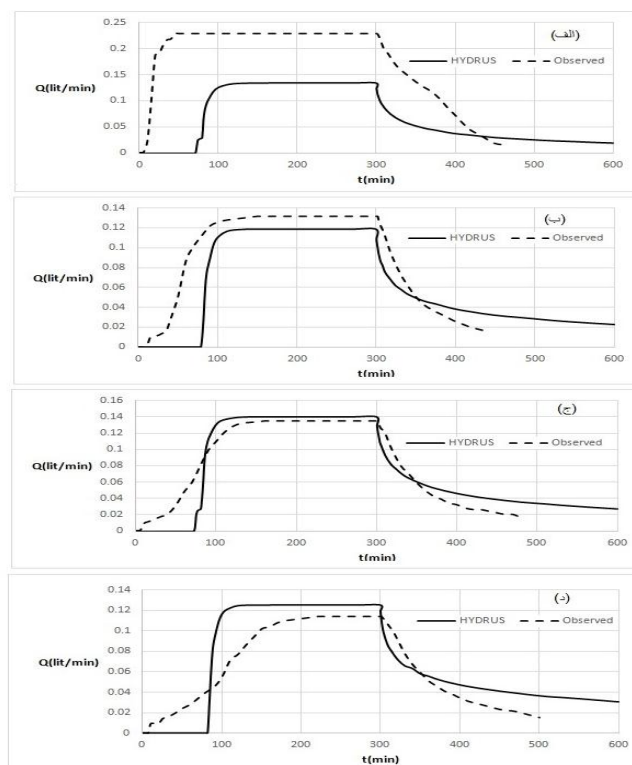


شکل ۱۱- آب نگار رواناب زیرسطحی صفحات حوضه برای شدت بارندگی ۳۲ میلی‌متر بر ساعت (الف: شیب صفر درجه، ب: ۳ درجه، ج: ۶ درجه، د: ۹ درجه).



شکل ۱۲- آب نگار رواناب زیرسطحی صفحات حوضه برای شدت بارندگی ۴۷,۶ میلی‌متر بر ساعت

(الف: شیب صفر درجه، ب: ۳ درجه، ج: ۶ درجه، د: ۹ درجه).



شکل ۱۳- آب نگار رواناب سطحی صفحات حوضه برای شدت بارندگی ۶۳,۶۴ میلی متر بر ساعت (الف: شیب صفر درجه، ب: ۳ درجه، ج: ۶ درجه، د: ۹ درجه).

متوسط ۳۸ درصد بوده است که مناسب نیست. در شیب‌های ۳ تا ۹ درجه مقدار متوسط خطا ۱۰ درصد بوده است که مقداری مناسب است. تغییرات شدت بارندگی از ۳۲ به ۶۳,۶۴ باعث تغییر در اوج رواناب زیرسطحی در چهار شیب نداشته است.

شکل ۱۳ آب نگار رواناب زیرسطحی دامنه را برای چهار شیب ۰، ۳، ۶ و ۹ درجه، برای شدت بارندگی ۶۳,۶۴ میلی متر بر ساعت را نشان می‌دهد. جدول ۳ مقادیر اوج رواناب زیرسطحی و خطای اوج با کاربرد شبیه‌بیشینه Hydrus و بیشینه آزمایشگاهی را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج، برای شیب صفر درجه، خطای بیشینه نرم‌افزار Hydrus در تخمین اوج رواناب زیرسطحی به‌طور

جدول ۳- مقادیر اوج رواناب زیرسطحی و خطای اوج توسط بیشینه Hydrus و بیشینه آزمایشگاهی.

شیب	I=32mm/hr			I=47.6mm/hr			I=63.64mm/hr		
	Observed	Hydrus	خطا %	Observed	Hydrus	خطا %	Observed	Hydrus	خطا %
۰	۰,۲۱۴	۰,۱۳۴	۳۷,۴	۰,۲۲۴	۰,۱۳۴	۰,۴۰	۰,۲۲۸	۰,۱۳۴	۰,۴۱
۳	۰,۱۱۶	۰,۱۱۹	۲,۵۰	۰,۱۲۹	۰,۱۱۹	۷,۸۰	۰,۱۳۲	۰,۱۱۹	۹,۸۰
۶	۰,۱۱۲	۰,۱۴	۲۵	۰,۱۳	۰,۱۴	۷,۷	۰,۱۳۵	۰,۱۴	۳,۷
۹	۰,۱۱۲	۰,۱۲۵	۱۱,۶	۰,۱۱۴	۰,۱۲۵	۹,۶	۰,۱۱۴	۰,۱۲۵	۹,۶

است. روش موج جنبشی در صفحات روشی کاربردی و ساده است که با دقت مناسبی می‌تواند به تخمین رواناب سطحی حوضه‌ها بپردازد. این روش تابعی از زمان تعادل دامنه‌ها است که خود زمان تعادل نیز تابعی از طول، شیب،

۵- خلاصه و نتیجه‌گیری

در این تحقیق هدف، ارائه روش‌هایی برای محاسبه رواناب سطحی و زیرسطحی دامنه‌های حوضه‌های آبریز

stormwater quality: engineering applications and computer modeling. John Wiley & Sons.

3) Aryal S. K., O'Loughlin E. M., Mein R. G (2005) A similarity approach to determine response times to steady-state saturation in landscapes. *Advances in Water Resources*, 28(2), 99-115.

4) Baiamonte, G., & Singh, V. P. (2015). Analytical solution of kinematic wave time of concentration for overland flow under Green-Ampt infiltration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 21(3), 04015072.

5) Beven K. J (2011). *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons.

6) Chow V.T, Maidment D.R, Mays L.W (1988). *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.

7) Essig E. T, Corradini C, Morbidelli R, Govindaraju R. S (2009). Infiltration and deep flow over sloping surfaces: Comparison of numerical and experimental results. *Journal of hydrology*, 374(1), 30-42.

8) Genuchten M.Th (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.

9) Govindaraju RS, Kavvas ML, Jones SE. Approximate analytical solutions for overland flows. *Water Resour Res* 1990;26(11): 2903-12.

10) Govindaraju R. S, Kavvas M. L (1991) Dynamics of moving boundary overland flows over infiltrating surfaces at hillslopes. *Water Resources Research*, 27(8), 1885-1898.

11) Hjelmfelt Jr AT. (1981) Overland flow from time-distribution rainfall. *J Hydraul Div—ASCE*;107(2):227-38.

12) Horton R.E. (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Trans. AGU*, 14th Ann. Mtg, 446-460.

13) Horton R.E (1938) The interpretation and application of runoff plane experiments with reference to soil erosion problems, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1, 401-437.

14) Kollet S.J, Maxwell R.M, (2006) Integrated surface-groundwater flow modelling: a free-surface overland flow boundary condition in a parallel

ضریب مانینگ و شدت بارش مازاد است. اگر شدت بارش مازاد که تابعی از پارامترهای نفوذ است به صورت خوب تخمین زده شود، روش مزبور نتایج مناسبی را جهت پیش‌بینی رواناب سطحی دارد. برای پیش‌بینی رواناب زیرسطحی دامنه‌ها از روش حل معادلات ریچاردز با کاربرد نرم‌افزار Hydrus استفاده گردید. روش مزبور روشی دقیق‌تر نسبت به بیشینه‌های آب‌شناسی زیرسطحی دیگر بوده و نتایج قابل قبول‌تری را در تحقیقات گذشته ارائه داده است. با توجه به سادگی کار از این نرم‌افزار، برای صحت‌سنجی جریان سطحی و زیرسطحی از اطلاعات آزمایشگاهی باران ساز در دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان استفاده گردید. آزمایش‌ها تحت سه زاویه شیب ۰/۱، ۳/۶ و ۹ درجه و تحت بارش‌های ۳۱،۷۳، ۴۷،۶ و ۶۳،۴۶ میلی‌متر بر ساعت انجام گرفت. جریان زیرسطحی و سطحی دستگاه با نتایج روش موج جنبشی در جریان سطحی و نتایج بیشینه نرم‌افزار Hydrus در جریان زیرسطحی شد. نتایج حاصل از تحقیق عبارت‌اند از:

- ۱) مقدار متوسط خطای اوج رواناب سطحی ۳،۵ درصد در ۱۲ رویداد بوده است که مقداری بسیار مناسب است.
- ۲) بر اساس نتایج در روش موج جنبشی، با افزایش شیب، تغییراتی محسوس در جریان سطحی مشاهده نشد. با افزایش شدت بارش مقادیر رواناب سطحی افزایش یافت.
- ۳) برای شیب صفر درجه، خطای مدل Hydrus در تخمین اوج رواناب زیرسطحی به‌طور متوسط ۳۸ درصد و مناسب نبوده است.
- ۴) در شیب‌های ۳ تا ۹ درجه میانگین خطای اوج رواناب زیرسطحی ۱۰ درصد بوده است که مقداری مناسب است.
- ۵) تغییرات شدت بارندگی از ۳۲ به ۶۳،۶۴ باعث تغییر در اوج رواناب زیرسطحی در چهار شیب نشده است.

۶- منابع

- 1) Abrantes, J. R. C. B., J. L. M. P. de Lima, and A. A. A. Montenegro. 2015. "Performance of kinematic modelling of surface runoff for intermittent rainfall on soils covered with mulch." *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 19 (2): 166-172. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v19n2p166-172>.
- 2) Akan, A. O., & Houghtalen, R. J. (2003). *Urban hydrology, hydraulics, and*

- 24) Šimůnek J, M Šejna, and M.Th. van Genuchten (2006) The HYDRUS software package for simulating two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Technical Manual, Version 1.0. PC Progress, Prague, Czech.
- 25) Singh J, Altinakar M.S, Ding Y (2014). Numerical modeling of rainfall-generated overland flow using nonlinear shallow-water equations. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(8), 04014089.
- 26) Singh V. P (2017) Kinematic wave theory of overland flow. *Water Resources Management*, 1-14.
- 27) Skaggs T. H, Trout T.J, Simunek J, Shouse P. J (2004) Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 1305, 304–310.
- 28) Smith R. E , Woolhiser D.A (1971) Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resources Research*, 7(4), 899-913.
- 29) Smith R.E, Parlange J.Y (1978) A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resour. Res.* 14, 533–538.
- 30) VanderKwaak J.E, Loague K, (2001) Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resour. Res.* 37, 999–1013.
- 31) Wallach R, Grigorin G, Byk, J.R (1997) The errors in surface runoff prediction by neglecting the relationship between infiltration rate and overland flow depth. *Journal of Hydrology*, 200(1-4), 243-259.
- 32) Yusoff, I. M., Ujang, M. U., & Rahman, A. A. (2009). 3D Dynamic Simulation and Visualization for GIS-based Infiltration Excess Overland Flow Modelling. In *3D Geo-Information Sciences* (pp. 413-430). Springer, Berlin, Heidelberg
- groundwater model. *Adv. Water Resour.* 29, 945–958.
- 15) Mein R.G, Larson C.L (1973) Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resour. Res.* 9, 384–394.
- 16) Morbidelli R, Saltalippi C, Flammini A, Cifrodelli M, Corradini C, Govindaraju R. S (2015) Infiltration on sloping surfaces: Laboratory experimental evidence and implications for infiltration modeling. *Journal of Hydrology*, 523, 79-85.
- 17) Mualem Y (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513–522.
- 18) Parlange JY, Rose CW, Sander G.(1981) Kinematic flow approximation of runoff on a plane: an exact analytical solution. *J Hydrol*;52:171–6.
- 19) Republic Simunek J, M.Th van Genuchten, M. Šejna (2008). Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. *Vadose Zone J.* 7:587–600.
- 20) Sabzevari T, Talebi A, Ardakanian R, Shamsai A (2010) A steady-state saturation model to determine the subsurface travel time (STT) in complex hillslopes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 891.
- 21) Sabzevari T, Noroozpour S (2014) Effects of hillslope geometry on surface and subsurface flows. *Hydrogeology journal*, 22(7), 1593-1604.
- 22) Silveira, A., J. R. C. B. Abrantes, J. L. M. P. de Lima, and L. C. Lira. 2016. "Modelling runoff on ceramic tile roofs using the kinematic wave equations." *Water Sci. Technol.* 73 (11): 2824–2831. <https://doi.org/10.2166/wst.2016.148>.
- 23) Simunek J, Sejna M, van Genuchten M.Th (1999) The HYDRUS-2D software package for simulating the two dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, IGWMC-TPS 53, version 2, Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colo.

