مجله دانش كشاورزی/جلد 18 شماره 1/ سال 1387/ صفحه‌های 26-17

شبيه سازي هيدروليكي رواناب حاصل از بارش با كاربرد مدل موج پخشيدگي در حوضه كمانج عليا

صابره دربندي[1]، احمد فاخري فرد[2*]، علي حسين زاده دلير[2]، سيد علي اشرف صدرالديني[2] و داود فرسادي زاده[2]

تاريخ پذيرش: 86/12/25

1- دانشجوي دكتري مهندسي آب دانشكده كشاورزي دانشگاه تبريز
2- گروه مهندسي آب دانشكده كشاورزي دانشگاه تبريز
*مسئول مكاتبه E-mail:fakheri@tabrizu.ac.ir

چكيده
در اين تحقيق تبديل بارش به رواناب با استفاده از حل عددي معادلات دو بعدي سنت - ونانت در حوضه كمانج عليا، يكي از زير حوضه هاي رودخانه آجي چاي واقع در استان آذربايجان شرقي، مورد بررسي قرار گرفت. رواناب ناشي از بارش بر مبناي مدل موج پخشيدگي با لحاظ نمودن سرعت نفوذ لحظه اي براي تحليل زماني و مكاني شبيه سازي گرديد. پس از تعريف شرايط اوليه و مرزي، حل معادلات با استفاده از تكنيك عددي تفاضل هاي محدود با روش صريح به انجام رسيد. ابتدا سطح حوضه مورد مطالعه در محيط GIS به سلول هايي با ابعاد ۲۵۰×۲۵۰ متر تقسيم بندي و سپس نقشه رقومي ارتفاعي (DEM) تهيه شد. معادله نفوذ كوستياكف بر مبناي تحليل اطلاعات ميداني با توجه به تطابق مطلوب آن براي بيان مؤلفه نفوذ در معادلات سنت - ونانت انتخاب گرديد. قابليت مدل در شبيه سازي جريان حاصل از بارش به دليل تطابق مطلوب هيدروگراف هاي مشاهداتي و شبيه سازي شده مورد تأييد قرار گرفت. براي صحت سنجي مدل سه هيدروگراف مورد استفاده قرار گرفت. حداقل مقدار ميانگين خطاي نسبي دبي ۹/۴ درصد بدست آمد. نتايج نشان مي دهد كه مدل تهيه شده مي تواند براي تعيين رواناب به ازاي بارش‌هاي لحظه‌اي و با در نظر گرفتن تغييرات زماني و مكاني نفوذ در حوضه‌ها به كار رود. با استفاده از اين مدل مي توان دبي پيک و زمان پيک را در خروجي حوضه پيش بيني نمود.

واژه هاي كليدي: بارش- رواناب، مدل موج پخشيدگي، معادلات سنت- ونانت

Rainfall- Runoff Hydraulic Simulation Using Diffusive Wave Model in Kamanaj Olia Watershed

S Darbandi[1], A Fakheri Fard[2*], A Hosseinzadeh Dalir[2], SA Sadraddini[2] and D Farsadyzadeh[2]

[1]Student Ph.D. Dept of Water Eng, Faculty of Agriculture, University of Tabriz, Iran
[2]Dept of Water Eng, Faculty of Agriculture, University of Tabriz, Iran
*Corresponing author: E-mail:fakheri@tabrizu.ac.ir

Abstract

In the present research the transformation of rainfall into runoff was simulated using two-dimensional Saint-Venant equations in the Kamanaj watershed, a subwatershed of Ajichay, located in East Azarbaijan Province, Iran. Rainfall-runoff was simulated based on diffusive model by consideration of momentary infiltration rate for temporal and spatial analysis. Saint-Venant equations were solved using explicit method of finite difference numerical technique as the initial and boundary conditions were defined. For this purpose, the watershed area was divided into 250×250 meters cell size grid by the tools of GIS, then digital elevation model was prepared. Kostiokov infiltration model, as the best fitted model to measured infiltration data was selected for expression of infiltration in Saint-Venant equations. Three hydrographs were used to verify the model. In the calibration of the model, lower relative average error of discharge was equal to %9.4. Comparing the simulated hydrographs to those observed, verificated the capability of model in simulation of rainfall-runoff. The presented model can be used for determination of runoff from momentary rainfall with consideration of temporal and spatial variation of infiltration over the watersheds. This model can also be used to forecast the peak discharge and time to peak in the watershed outlet.

Key Words: Diffusive wave model, Rainfall-Runoff, Saint- Venant equations

مقدمه

فرآیند بارش- رواناب در حوضه ها بخش مهمي از چرخه هيدرولوژي مي باشد. پاسخ يک حوضه به بارش به صورت رواناب در خروجي حوضه مشاهده مي گردد (کال و فلدمن ۱۹۹۸). رواناب در سطح زمين از نظر هيدروليکي به صورت جريان کم عمق مي باشد (تاربتون۲۰۰۰) تحليل رواناب در حوضه ها نياز به مشخصات فيزيوگرافي و هيدروليکي متعددي دارد که به دليل عدم شناسايي چگونگي تأثير آنها در فرآيند بارش- رواناب معمولا مدل‌هاي متداول در هيدرولوژي جواب مناسبي ارائه نمي دهند (چاو و همکاران ۱۹۸۸). در روش هاي متداول از مدل هاي مفهومي استفاده مي شود. مدل‌هاي مفهومي هيدرولوژي مدل‌هايي هستند که بدون آنکه نقشي در نمايش تمامي واقعيت داشته باشند، به منظور حفظ سادگي ساختار خود از يك يا چند قانون فيزيکي در فرمول بندي خود استفاده مي‌کنند. در مورد مدل‌هاي رونديابي که در زمره مدل هاي مفهومي قرار دارند، قانون مزبور قانون بقاي جرم يا قانون پيوستگي جريان مي باشد (ثقفيان و همکاران۲۰۰۰). تلفات نفوذ که عامل بسيار مهمي در تحليل بارش- رواناب مي باشد معمولا در اين روش ها در نظرگرفته نشده است. در برخي از روش ها تنها به شاخص ϕ اکتفا شده است که به دليل يکسان گرفتن تلفات نفوذ براي کل حوضه خطاي قابل ملاحظه‌اي ايجاد مي کند. برخي از روش‌هاي تحليل بارش- رواناب، حوضه را به صورت شبکه در نظر مي گيرند که در اين صورت مشخصات فيزيوگرافي هر شبکه به صورت دقيق‌تري شناسايي شده و به مدل وارد مي‌شود ولي در غالب روش‌هاي متداول از شبکه بندي استفاده نمي‌شود و لذا تحليل جامعي ارائه نمي‌دهند (پونس ۱۹۸۹). حرکت موج را مي‌توان با حل هم‌زمان معادلات پيوستگي و اندازه حرکت تحليل نمود(برونر، ۱۹۹۲). موسا و بوکيلون (۲۰۰۰) جريان آب در رودخانه را بر مبناي انواع موج‌هاي رودخانه به صورت موج‌هاي ديناميک، پخشيدگي و سينماتيك مطابق با فرم‌هاي مختلف معادله اندازه حرکت سنت- ونانت طبقه‌بندي

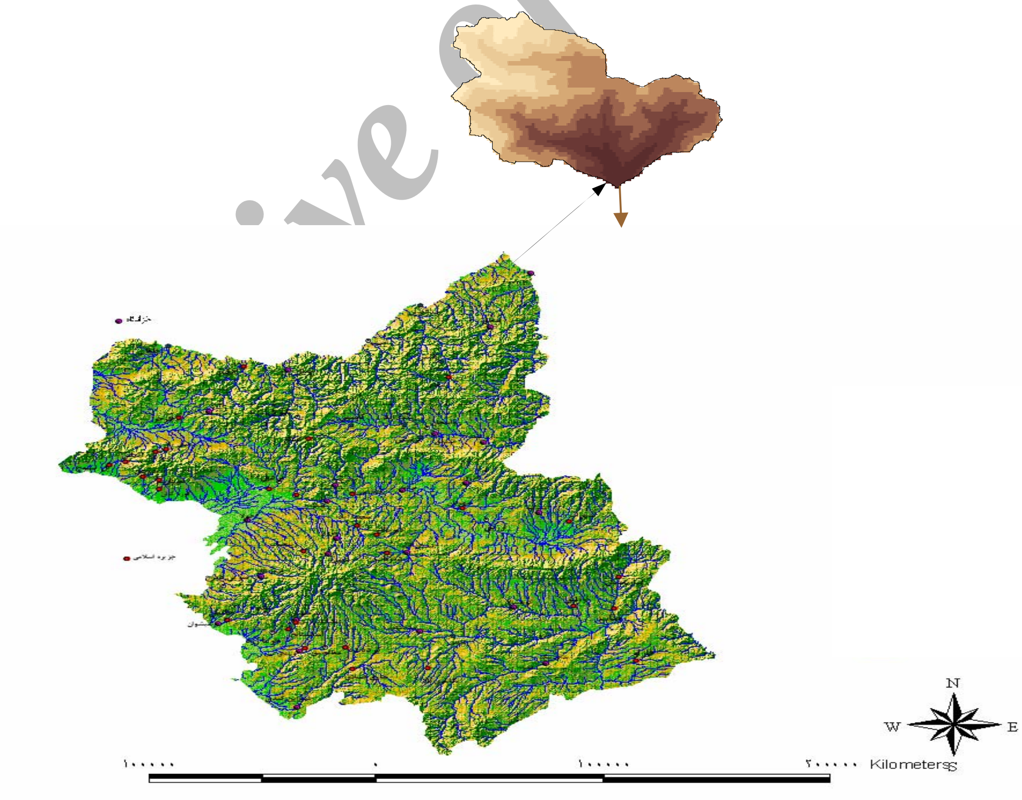
كردند و معادلات سنت- ونانت را براي رونديابي سيلاب در كانال‌هاي طبيعي به كار بردند.

هجلمفلت (۱۹۷۸) ثابت كرد كه نفوذپذيري اثري تعيين‌كننده روي زمان تمركز و نيز شكل هيدروگراف دارد. هدف از اين تحقيق تبديل بارش به رواناب با استفاده از حل عددي معادلات دو بعدي سنت- ونانت در حوضه كمانج عليا مي باشد. در اين بررسي پس از شبكه بندي حوضه نمونه انتخابي مدل پخشيدگي جهت شبيه سازي رواناب با استفاده از معادله نفوذ كوستياكف به عنوان مؤلفه نفوذ در معادله پيوستگي به كار گرفته شد. با استفاده از مدل تهيه شده مي توان دبي پيک و زمان پيک را در خروجي حوضه پيش بيني نمود.

مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در اين تحقيق حوضه كمانج عليا مي باشد كه در فاصله ۳۳ كيلومتري تبريز واقع شده است. طول جغرافيايي حوضه مورد مطالعه ″۱۹ ′۲۳ °۴۶ و عرض جغرافيايي آن ″۲۶ ′۲۵ °۳۸ مي باشد. موقعيت جغرافيايي اين حوضه در استان آذربايجان شرقي در شكل ۱ ارائه شده است.



شكل ۱ ـ موقعيت حوضه كمانج عليا در استان آذربايجان شرقي

ارتفاع بالاترين و پايين ترين نقطه به ترتيب 2744 و 1880 متر مي باشد. در اين تحقيق بررسي هاي فيزيوگرافي محدوده مورد مطالعه در محيط *GIS* انجام گرفت. براي انجام مطالعات در اين سيستم نقشه *DEM*

حوضه تهيه گرديد. بديهي است هر چه دقت اين مدل بالاتر باشد نتيجه مطالعات دقت بيشتري خواهد داشت.

در جدول ۱ برخي از مشخصات فيزيوگرافي حوضه مورد مطالعه آورده شده است.

جدول ۱ ـ برخي مشخصات فيزيوگرافي حوضه كمانج عليا

ارتفاع متوسط (كيلومتر)	طول بزرگ ترين آبراهه (كيلومتر)	محيط حوضه (كيلومتر)	مساحت حوضه (كيلومترمربع)
2/27003	**7/98**	**29/88**	۲۶/۰۴۱۵۰۰

روش اندازه‌گيري نفوذ آب در خاك

آزمايشات صحرايي نفوذ آب در خاک توسط استوانه هاي مضاعت در ۱۵ نقطه حوضه انجام گرفت. آزمايش تا زماني كه افت ارتفاعي آب در فواصل زماني يكسان به يك مقدار ثابت برسد، ادامه داشت.

مدل هاي مختلف نفوذ آب در خاک بر روي داده‌هاي اندازه‌گيري شده برازش داده شد و مناسب ترين مدل كه تطابق بيشتري با داده هاي اندازه‌گيري داشت مدل نفوذ كوستياكف بود. صورت كلي معادله كوستياكف به صورت زير است:

$$i(t) = abt^{b-1} \qquad [۱]$$

در معادله فوق $i(t)$ سرعت نفوذ، t زمان از شروع نفوذ و b , a ضرايب مربوط به نوع خاک هستند كه از آزمايش بدست مي آيند (عليزاده ۱۳۷۸).

مدل رونديابي هيدروليكي

معادلات سنت ـ ونانت

شبيه سازي جريان سطحي با حل معادلات دو بعدي پيوستگي و اندازه حركت سنت- ونانت انجام گرفت. شكل كلي اين معادلات به صورت زير مي باشد (جوليان و همكاران ۱۹۹۵):

معادلة پيوستگي :

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial q_x}{\partial x}+\frac{\partial q_y}{\partial y}=r_e \qquad [۲]$$

معادله اندازه حركت:

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}=g(S_{0x}-S_{fx}-\frac{\partial h}{\partial x}) \qquad [۳]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}=g(S_{0y}-S_{fy}-\frac{\partial h}{\partial y}) \qquad [۴]$$

معادله اندازه حركت درحالت پخشيدگي بر پايه فرضيات ساده كننده به صورت زير در مي آيد:

$$S_{fx}=S_{0x}-\frac{\partial h}{\partial x} \qquad [۵]$$

$$S_{fy}=S_{0y}-\frac{\partial h}{\partial y} \qquad [۶]$$

در معادلات فوق h عمق جريان سطحي، y, x محورهاي مختصات، q_x مقدار جريان واحد در جهت x، q_y مقدار جريان واحد در جهت y، r_e مقدار متوسط بارش مازاد، $S_{0(x,y)}$ شيب هاي بستر يا سطح زمين به ترتيب در جهت y, x، $S_{f(x,y)}$ شيب‌هاي اصطكاك به ترتيب در جهت y, x، v,u سرعت هاي متوسط به ترتيب در جهت y, x و g شتاب ثقل مي باشد.

حل معادلات سنت ـ ونانت به روش تفاضل هاي محدود صريح

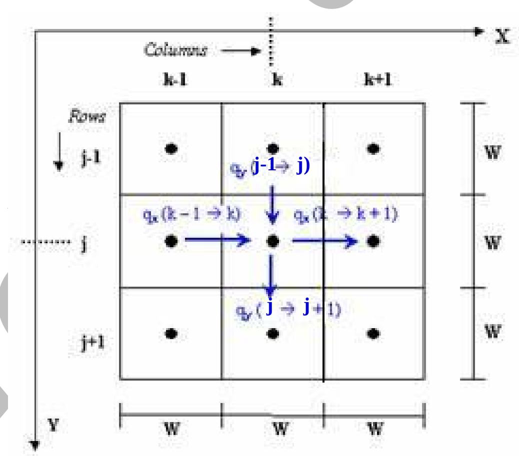
اساس رونديابي جريان سطحي از مفهوم بقاي جرم و اندازه حركت استنتاج مي‌شود. ثقفيان و جوليان (۱۹۹۵) نشان داده‌اند كه معادله پيوستگي براي سلول (j, k) ارائه شده درشبكه تفاضل هاي محدود شكل ۲ را مي‌توان توسط معادله زير بسط داد:

$$h^{t+\Delta t}(j,k)=h^{t}(j,k)+r_e\Delta t-\left[\frac{q_x^t(k\to k+1)-q_x^t(k-1\to k)}{w}+\frac{q_y^t(j\to j+1)-q_y^t(j-1\to j)}{w}\right]\Delta t \qquad [۷]$$

در معادله فوق $h^{t+\Delta t}(j,k)$ عمق جريان در سلول (j,k) در زمان $t+\Delta t$، $h^t(j,k)$ عمق جريان در سلول (j,k) در زمان t، Δt طول گام زماني، r_e مقدار متوسط بارش مازاد هنگام شروع يك گام زماني در زمان t، $q_x^t(k\to k+1)$ مقادير جريان واحد در جهت x در زمان t از (j,k) به $(j,k+1)$، $q_x^t(k-1\to k)$ مقادير جريان واحد در جهت x در زمان t از $(j,k-1)$ به (j,k)، $q_y^t(j\to j+1)$ مقادير جريان واحد در جهت y در زمان t از (j,k) به $(j+1,k)$، $q_y^t(j-1\to j)$ مقادير جريان واحد در جهت y در زمان t از $(j-1,k)$ به (j,k) و w اندازه سلول مي باشد. جهت جريان واحد براي هر زمان و مكان بستگي به شيب اصطكاك s_f دارد. s_f بر اساس معادله اندازه حركت در حالت پخشيدگي براي جهت هاي x, y در شبكه تفاضل هاي محدود شكل ۲ به صورت زير نشان داده مي شود (جوليان و همكاران ۱۹۹۵):

$$S_{fx}^t(k-1\to k)\cong S_{0x}(k-1\to k)-\frac{h^t(j,k)-h^t(j,k-1)}{w} \qquad [۸]$$

$$S_{fy}^t(j-1\to j)\cong S_{0y}(j-1\to j)-\frac{h^t(j,k)-h^t(j-1,k)}{w} \qquad [۹]$$



شكل ۲ ـ شبكه مدل دو بعدي تفاضل هاي محدود

شيب سلول

شيب سطح زمين در هر سلول بايستي در جهت محورهاي مختصات تعيين گردد. با توجه به نقشه DEM حوضه كه با قدرت تفكيك ۵۰ متر بر اساس نقشه هاي توپوگرافي ۱:۲۵۰۰۰ در محيط GIS تهيه شد شيب هر سلول در جهت دو محور x و y تعيين گرديد (شكل۳).

شکل۳ ـ مدل ارتفاعي رقومي (***DEM***) منطقه مورد مطالعه

ضريب زبري مانينگ

ضريب زبري مانينگ (n) در زمان پيمايش نقش بسزايي دارد و در سطح سلول ها بايستي برآورد گردد. مولنار و همکاران (۲۰۰۰) با تحقيقاتي که بر روي اثرات اندازه سلول ها بر رواناب حاصل از بارش در حوضه گودوين کريک آمريکا انجام دادند يک ضريب زبري متوسط براي کل حوضه در نظر گرفتند. جوليان و همکاران (1995) در مدل بندي رواناب حوضه مک کريک واقع در جنوب غربي ايداهو آمريکا براي کل حوضه مقدار ثابت ضريب زبري مانينگ به کار بردند. در اين پژوهش براي دقت بيشتر سه نوع ضريب زبري براي حوضه مورد مطالعه در نظر گرفته شد. در قسمت هاي کم ارتفاع حوضه که شامل خاک لوم شني بدون پوشش گياهي بود ضريب زبري ۰/۰۳ و ارتفاعات حوضه که شامل دو بخش خاک رسي متراکم و قسمتي ديگر سنگلاخي بود به ترتيب ضريب زبري ۰/۰۲ و ۰/۰۴ در نظر گرفته شد.

ارزيابي مدل

براي تعيين خطاي برآورد مدل و مقايسه نتايج بدست آمده از شبيه سازي با مقادير مشاهداتي دبي هاي جريان از معيارهاي آماري مجذور ميانگين مربعات خطا، $RMSE$ [1] بر اساس رابطه [۱۰] و ميانگين خطاي نسبي، RAE [2] بر اساس رابطه [۱۱] استفاده گرديد.

$$RMSE = \left[\frac{1}{m} \sum_{i=1}^{m} (Q_{oi} - Q_{ci})^2 \right]^{0.5} \quad [10]$$

$$RAE = \frac{\sum_{i=1}^{m} \left| (Q_{oi} - Q_{ci}) \right|}{\sum_{i=1}^{m} Q_{oi}} \quad [11]$$

Q_{ci} دبي شبيه سازي شده، Q_{oi} دبي مشاهداتي در گام زماني i و m تعداد دبي هاي جريان مي باشد.

نتايج و بحث

تحقيق حاضر به عنوان يک گام براي شبيه سازي بارش - رواناب با استفاده از حل عددي معادلات دو بعدي سنت - ونانت بر اساس مدل پخشيدگي در حوضه انتخابي کمانج عليا انجام گرفت. مدل تهيه شده مي تواند

[1]Root Mean Square of Error
[2]Relative Average Error

براي تعيين رواناب به ازاي بارش‌هاي لحظه‌اي و با درنظر گرفتن تغييرات زماني و مكاني نفوذ در حوضه‌ها به كار رود.

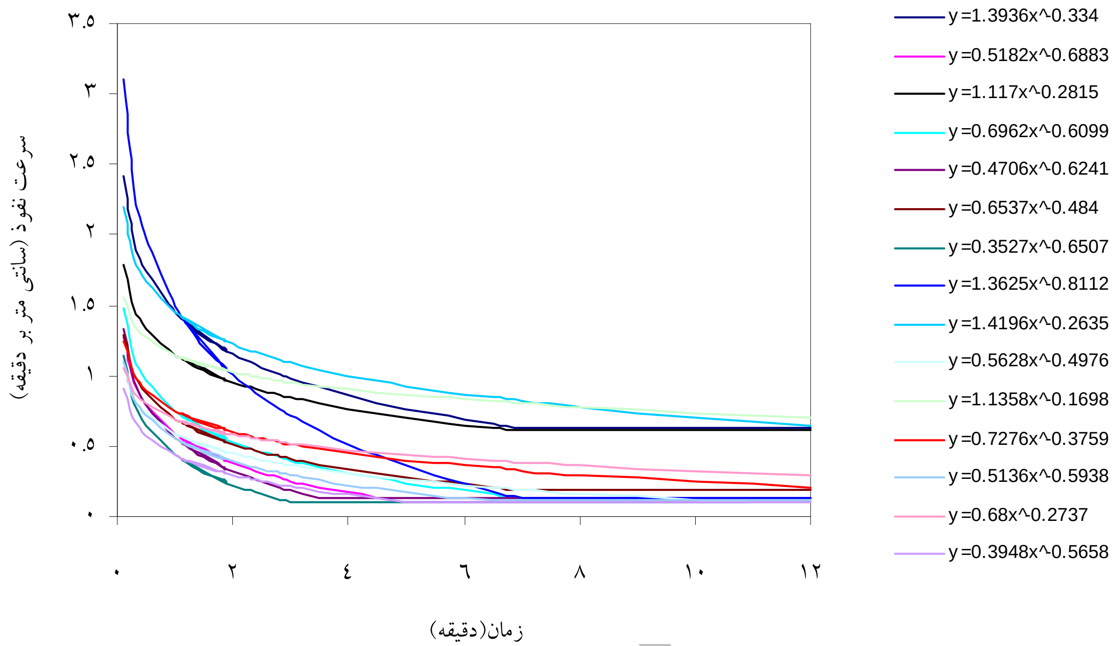
در شكل ۴ نمودار تغييرات سرعت نفوذ نسبت به زمان و معادلات نفوذ در ۱۵ نقطه حوضه ارائه شده است.

براي به حداقل رساندن خطاي شبيه سازي مدل موج پخشيدگي در حوضه مورد مطالعه واسنجي مدل بر مبناي تطبيق يكي از هيدروگراف هاي جريان خروجي حوضه با مقادير حاصله از مدل به انجام رسيد. براي اين منظور بهترين مقدار براي ضريب زبري مانينگ بر اساس اجراي متعدد مدل انتخاب گرديد به طوري كه خطاي مدل تا حد ممكن كمتر شود. با تغيير ضريب زبري مانينگ به مقدار ۰/۰۳۵ در ارتفاعات و تغيير ضريب زبري به مقدار ۰/۰۲ در قسمت هاي كم ارتفاع حوضه و مشاهده آن در خروجي حوضه به صورت سعي و خطا، بهترين مقادير براي دبي هاي خروجي با حداقل مقدار خطا بدست آمد. پس از مرحله واسنجي صحت سنجي مدل واسنجي شده انجام شد. هيدروگراف هاي شبيه سازي شده پس از مرحله واسنجي با اين مدل براي سه رويداد مختلف در خروجي حوضه مورد مطالعه را مي توان در شكل ۵ مشاهده نمود. خطاي برآورد دبي جريان با مدل موج پخشيدگي در حوضه كمانج عليا در جدول ۲ ارائه شده است.

نتايج حاصله نشان مي دهد كه حداقل مقدار ميانگين خطاي نسبي دبي ۹/۴ درصد مي باشد. حداكثر مقدار ميانگين خطاي نسبي دبي ۱۳/۴ درصد بدست آمده است. حداكثر مقدار ميانگين خطاي نسبي حجم رواناب ۷/۸ درصد و حداقل مقدار آن ۲/۳ مي باشد. حداقل مقدار ميانگين خطاي نسبي دبي پيک 9/8 درصد و حداكثر مقدار آن ۱۴/۲ درصد بدست آمده است. حداقل خطاي مجذور ميانگين مربعات برابر با 0/18 مترمكعب بر ثانيه مي باشد. حداكثر مقدار خطاي مجذور ميانگين مربعات 0/63 متر مكعب بر ثانيه مي باشد. جوليان و همكاران (1995) با تحقيقاتي كه در حوضه مک كريک واقع در جنوب غربي ايداهو آمريكا انجام دادند متوسط خطاي نسبي دبي در مرحله صحت سنجي را برابر ۴/۴ درصد بدست آوردند. همچنين جانسون و همكاران (1993) با مطالعه بر روي حوضه گودوين كريک واقع در شمال مي‌سي‌سي‌پي متوسط خطاي نسبي دبي پيک و حجم رواناب را به ترتيب ۱۰ درصد و ۱۵ درصد بدست آورند. متوسط خطاي نسبي دبي در مرحله صحت سنجي براي رويدادهاي مختلف در اين تحقيق بيشتر از مقدار بدست آمده توسط جوليان و همكاران مي باشد. از دلايل آن مي توان به خطاي قرائت دبي هاي خروجي و وجود تنها يک باران سنج براي كل حوضه اشاره نمود.

نتايج بدست آمده از مدل موج پخشيدگي در حوضه كمانج عليا همخواني خوبي با مقادير مشاهداتي دارد و از اين مدل مي توان براي شبيه سازي جريان در حوضه ها با دقت خوبي استفاده نمود. مقايسه بين هيدروگراف‌هاي مشاهداتي و شبيه سازي شده نشان مي دهد كه اختلاف بين مقادير دبي مشاهداتي و شبيه سازي شده نسبتا كم مي باشد. با استفاده از اين مدل مي توان دبي پيک و زمان پيک را در خروجي حوضه پيش بيني نمود .اختلاف بين مقادير شبيه سازي شده با مقادير مشاهداتي دلايل مختلفي مي تواند داشته باشد. از جمله اين دلايل مي توان به موارد ذيل اشاره نمود:

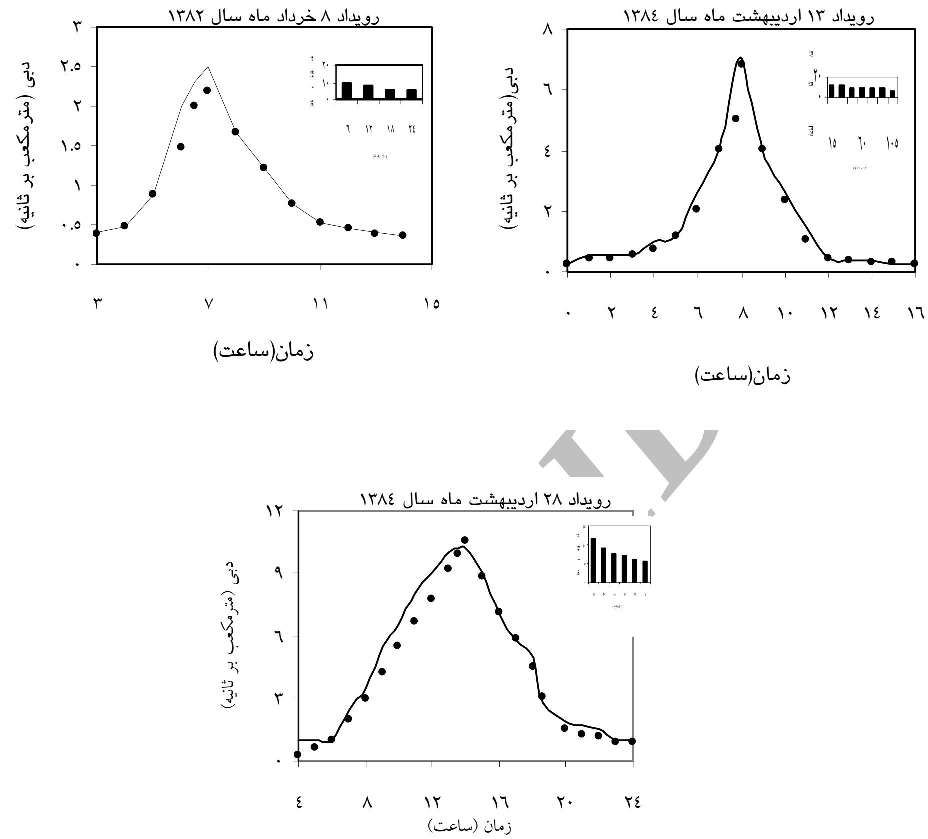
در اين مدل از تلفات تبخير در سطح حوضه صرف نظر گرديده است كه مي تواند عاملي براي ايجاد خطا در شبيه سازي باشد. با توجه به اينكه شبيه سازي براي رويدادهاي فصل بهار انجام گرفته و در اين فصل متوسط درجه حرارت حوضه مورد مطالعه پايين مي-باشد تبخير و تعرق در سطح حوضه خيلي كم مي‌باشد و خطا ناچيز خواهد بود. همچنين مي‌توان به خطاي قرائت دبي هاي خروجي از حوضه اشاره نمود.



شکل ۴ ـ منحني هاي نفوذ آب در خاک منطقه مورد مطالعه

جدول ۲ ـ خطاي مدل در شبيه سازي دبي خروجي از حوضه

رویداد	RAE (درصد)			RMSE (مترمکعب بر ثانیه)	R^2
	دبي	حجم رواناب	دبي پیک	دبي	دبي
21خرداد ماه سال ۱۳۸۲ (مرحله واسنجي)	۷/۶۹	۱/۷	۳/۳	۰/۱۲	۰/۹۸
۸خرداد ماه سال ۱۳۸۲ (مرحله صحت سنجي)	۹/۴	۷/۸	۱۴/۲	۰/۱۸	۰/۹۷
۱۳ اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۴(مرحله صحت سنجي)	۱۳/۴	۲/۳	۱۲/۱	۰/۴۸	۰/۹۷
۲۸ اردیبهشت ماه سال ۱۳۸۴(مرحله صحت سنجي)	۱۱/۲۳	۳/۸	۹/۸	۰/۶۳	۹۸۰



شکل ۵ ـ هيدروگراف هاي مشاهداتي • و شبيه سازي شده (منحنی پيوسته) حوضه مورد مطالعه

در اندازه گيري ميزان نفوذپذيري خاک غير يکنواخت بودن مقدار رطوبت اوليه خاک در سطح حوضه و تغييرات مکاني شيب سطح زمين مي تواند عامل ايجاد خطا در شبيه سازي مدل باشد.

از جمله دلايل ديگر مي توان اثر اندازه سلول ها را بر روي مقادير شبيه سازي شده ذکر نمود. با کاهش اندازه سلول ها و دست يابي به يک مقدار بهينه اندازه سلول توسط سعي و خطا اختلاف بين مقادير مشاهداتي و شبيه سازي شده کاهش خواهد يافت. با توجه به تحقيقات انجام پذيرفته در زمينه تاثير اندازه سلول ها بر روي مدل بندي رواناب سطحي به علت بيشتر بودن رطوبت خاک در فصل بهار اندازه سلول ها تاثير زيادي بر روي رواناب حاصل از بارش ندارد (مولنار و همکاران 2000). در اين پژوهش نيز به دليل اينکه شبيه سازي براي رويدادهاي فصل بهار انجام گرفته است و در اين فصل رطوبت خاک منطقه بيشتر مي باشد و همان طوري که از منحني هاي نفوذ پذيري ارائه شده مشاهده مي گردد زمان رسيدن به سرعت نفوذ نهايي به علت بالا بودن شرايط رطوبتي خاک در حد چند دقيقه مي باشد در نتيجه مي توان از اثر اندازه سلول ها صرف نظر نمود.

در اين تحقيق تنها از داده هاي آماري يک باران سنج براي تعيين شدت بارش در هر سلول استفاده گرديده است. در واقع شدت بارش در هر مکان از حوضه يکسان در نظر گرفته شده است. در صورت وجود باران سنج هاي متعدد در سطح حوضه شدت بارش در هر سلول به

طور دقيق تعيين شده و در نتيجه خطاهاي شبيه سازي كاهش خواهد يافت.

سپاسگزاري

بدين وسيله مراتب قدرداني و تشكر خود را از خانم مهندس ليلا آقايي كارشناس ارشد دفتر مطالعات آبهاي سطحي سازمان آب منطقه‌اي استان آذربايجان شرقي كه در تمامي مراحل اين تحقيق نهايت همكاري را ابراز داشته‌اند اعلام مي‌كنيم. همچنين از استاد محترم جناب آقاي دكتر سيامک ساعدي و خانم مهندس نسرين صادقيان به خاطر راهنمايي هاي ارزنده شان در انجام آزمايشات صحرايي و آزمايشگاهي تشكر و قدرداني مي‌گردد.

منابع مورد استفاده

عليزاده الف، ۱۳۷۸. رابطه آب و خاك و گياه. انتشارات دانشگاه امام رضا (ع).

Brouner IH, 1992. Subsurface water. ITC Postgradute Course in Water Resources .

Chow VT, Maidment DR and Mays LW, 1988. Applied Hydrology. Mc Graw Hill, New York.

Hjelmfelt AT, 1978. Influence of infiltration on overland flow. Journal of Hydrology 36:179-185.

Johnson BE, Raphelt NK and Willis JC, 1993. Verification of hydrologic modeling systems.Proc.Federal Water Agency Workshop on Hydrologic Modeling Demands for the 90՛s, USGS Water Resources Investigations Report 93-4018, June 6-9, Sec. 8, : 9-20.

Julien PY, Saghafian B and Ogden FL, 1995. Raster- based hydrological modeling of spatially-varied surface. Water Resources Bulletin 31(3):523-536.

Kull DW and Feldman AD, 1998. Evaluation of Clark’s unit graph method to hydrologic spatially distributed runoff. Journal of Hydrology Engineering 3: 9-19.

Molnar DK, Julien PY and Member ASCE, 2000. Grid-size effects on surface runoff modeling. Journal of Hydrologic Engineering 5: 8-16.

Moussa R and Bocquillon C, 2000 . Approximation zones of the Saint-Venant equations for flood routing with overbank flow . Hydrology and Earth System Sciences 4 (2): 251-261.

Ponce VM, 1989. Engineering Hydrology, Principle and Practice. Printice Hall.

Saghafian B and Julien PY, 1995. Time to equilibrium for spatially variable watersheds. Journal of Hydrology 172: 231-293.

Saghafian B, Julien PY and Rajaie HM, 2000. A spatial travel-time method for watershed routing. 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4): Problems, Prospects and Research Needs. September 2-8, Banff, Alberta, Canada.

Tarboton DC, 2000. Watershed and stream network delineation. Hydro GIS Short Course. University of Padua.