شبیه‌سازی رواناب سطحی و تبخیرتعرق حوزهٔ آبخیز معرف رود زرد با مدل استانفورد -٤

سیف‌الله امین و عبدالمجید غفوری روزبهانی[۱]

چکیده

پیش‌بینی رفتار هیدرولوژی حوزه‌های آبخیز و تخمین دبی و حجم سیلاب، برای طراحی و ارزیابی بیشتر پروژه‌های آبی، جلوگیری از فرسایش خاک و حفاظت منابع آب مورد نیاز است. برای تعیین واکنش حوزه‌های آبخیز در شرایط مختلف آب و هوایی، معمولاً از روش‌های هیدرولوژی و نیز مدل‌های مختلف ریاضی استفاده می‌شود که شبیه‌سازی رگبارهای منفرد و یا داده‌های پیوسته سال‌های متوالی را انجام می‌دهند . در این پژوهش از مدل پیوسته استانفورد (SWM- IV) برای شبیه‌سازی دبی متوسط روزانه، حجم سیلاب ماهیانه و سالیانه و تبخیرتعرق سالیانه در حوزه معرف رود زرد با وسعت ۸۹٦ کیلومتر مربع، واقع در جنوب غربی ایران استفاده شده است. به منظور کنترل دقت شبیه‌سازی مدل، تحلیل حساسیت پارامترهای ورودی نیز بررسی گردید. برای واسنجی مدل از اطلاعات هیدرولوژی موجود سال آبی ٥٦-۱۳٥٥ (همراه با ویژگی‌های فیزیکی حوزه)، و برای ارزیابی مدل از داده‌های سال‌های ۷٥-۱۳٦۰ استفاده شد.

نتایج شبیه‌سازی نشان داد که حجم سیلاب‌های ماهیانه و سالیانه، حجم آب زیرزمینی، جریان زیر سطحی، تبخیرتعرق واقعی و ضریب رواناب حوزه آبخیز مورد بررسی با درستی بسیاری شبیه‌سازی می‌شود. رگرسیون بین مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهده شدهٔ حداکثر دبی متوسط روزانه ضریب تبیین (R^2) ۰/٤٤ تا ۰/۸۱ را به دست داد. بنابراین، با توجه به نتایج، مدل استانفورد-٤ برای بررسی پیش‌بینی رفتار هیدرولوژی سیلاب و تبخیرتعرق حوزه‌های آبخیز با مساحت‌های مختلف در ایران توصیه می‌گردد.

واژه‌های کلیدی: *رواناب، تبخیرتعرق، حوزهٔ آبخیز رود زرد، مدل ریاضی، مدل استانفورد-٤*

---

۱. به ترتیب استاد و دانشجوی سابق کارشناسی ارشد آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

مقدمه

روند صعودی رشد جمعیت جهان، پیشرفت صنعت، آلودگی محیط زیست و ارتقای سطح بهداشت باعث مصرف روزافزون آب شده است. با توجه به ثابت بودن نسبی منابع آب تجدید شونده، باید جایگاه این منابع به خوبی شناخته شود، و امکان بررسی دقیق کمی و کیفی آنها برای کارایی بیشتر مصرف، مشخص گردد (۳). نبود یا کمبود داده‌ها در مورد واکنش حوزه‌های آبخیز مانع بزرگی در راه بررسی دقیق وضعیت منابع آب یک منطقه یا کشور است (۳ و ۵). یکی از راه‌های بر طرف نمودن این نقیصه، تعیین حوزه‌های معرف (Representative watersheds) و پژوهش در مورد واکنش هیدرولوژی این نوع حوزه‌هاست (۱۵ و ۲٤). گزینش این حوزه به گونه‌ای صورت می‌گیرد که هر حوزه نماینده اراضی پهناوری از منطقه مورد بررسی باشد. در این صورت، این گونه حوزه‌ها، به عنوان آزمایشگاه‌های هیدرولوژی، کمک مهمی در شناخت مؤلفه‌های چرخهٔ آب و تحلیل نتایج حاصله از آنها خواهند بود (٦).

به علت تغییرات زمانی و مکانی عوامل مؤثر در چرخه آب حوزه‌های آبخیز طبیعی، شناخت همهٔ اجزای چرخهٔ آب آنها از طریق تحلیلی یا تئوری، وقت‌گیر و اغلب غیر ممکن است (۲۵، ۲۷ و ۲۸). مدل‌های هیدرولوژی برای غلبه بر این مشکل به وجود آمده‌اند، و در سطح حوزه‌های آبخیز دنیا به کار گرفته شده، توسط آنها تغییرات مؤلفه‌های زیادی از چرخهٔ پیچیدهٔ آب بررسی شده است (۳، ۵، ۸، ۹ و ۲۹). در این زمینه، مدل‌های زیادی در مورد ایجاد (Generation) جریان‌های رودخانه‌ای ارائه و به کار گرفه شده است (۱۱، ۱٤ و ۱۷). از آن جمله مدل‌های SSARR، مدل SWM- IV (۷)، مدل USDAHL-74 (۱۳)، و مدل SEAMOD (۱۹) را می‌توان نام برد. بزرگ‌ترین مشکل به کارگیری این مدل‌ها اطلاعات زیادی است که برای ایجاد پروندهٔ ورودی (نهاده) لازم است.

در این پژوهش، مدل استانفورد-٤ (SWM-IV یا Stanford Watershed Model- IV) برای تخمین دبی، حجم جریان تبخیرتعرق، و بررسی وضعیت چرخهٔ آب حوزه معرف رودخانهٔ رود زرد به کار گرفته شده است. این مدل، یک مدل جامع و قطعی (General and deterministic) است که در حوزه‌های آبخیز مختلف طبیعی، کشاورزی، و شهری استفاده گردیده است، و می‌تواند افزون بر تخمین دبی جریان رودخانه، عوامل مؤثر بر چرخهٔ هیدرولوژی مانند جریان آب زیرزمینی، تأثیر پوشش گیاهی، تأثیر توسعه شهرسازی بر رژیم رودخانه، و تبخیرتعرق حقیقی را نیز شبیه‌سازی (Simulation) نماید. در کشورهایی همچون آمریکا (٤، ۱۵، ۱٦، ۲۱ و ۲۲)، انگلستان (۱۰ و ۲۰)، زلاندنو (۲٦)، استرالیا (۲۳) و آفریقای جنوبی (۱۲)، این مدل برای شبیه‌سازی و برآورد شاخص‌های مربوط به چرخهٔ آب در حوزه‌های بزرگ مورد استفاده پژوهندگان و مهندسین قرار گرفته است.

در طول زمان، تغییرات زیادی در مدل استانفورد -٤ داده شده، ولی کامل‌ترین تغییرات منتج به پیرایش مدل HSP (Hydrocomp Simulation Program) گردیده، که در آن علاوه بر شبیه‌سازی، ۲۰ شاخص مربوط به کیفیت آب و تجمع و ذوب برف نیز به فرایندهای هیدرولوژی مدل افزوده شده است. بنابراین، مدل استانفورد-٤ یکی از انواع مدل‌های میانگینی (Lumped parameters models) کیفیت آب نیز محسوب می‌گردد (۱۸). برای کاربرد این مدل در شبیه‌سازی واکنش هیدرولوژی حوزه‌های آبخیز، از ویژگی‌های حوزه‌های معرف بزرگ استفاده می‌شود تا کارایی مدل عملاً مشخص شده، بتوان با اطمینان بیشتری در برنامه‌ریزی‌های منابع آب و پیش‌بینی سیلاب و رسوب از آن استفاده نمود.

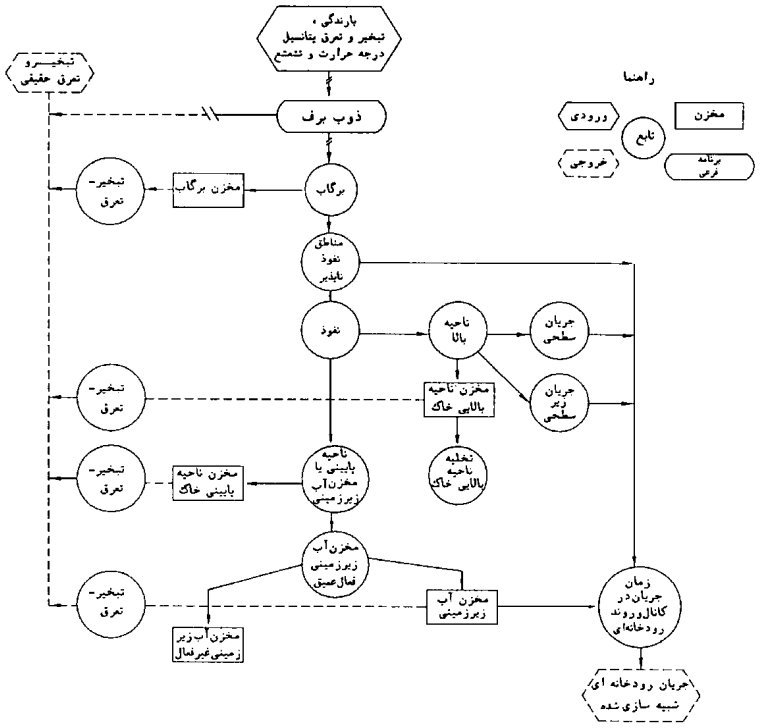
مواد و روش‌ها

ساختمان کلی مدل استانفورد-٤

رابطه‌های ریاضی و فیزیکی مورد استفاده در این مدل بیشتر تجربی بوده و از تحلیل داده‌های مربوط به ٤۰ حوزه آبخیز آمریکا به دست آمده است (۷). در مدل هیدرولوژی آن، برگاب، نفوذ سطحی خاک‌های حوزه آبخیز، روند سیلاب و ... مد نظر قرار می‌گیرد (شکل ۱). تمام آب ذخیره شده در حوزه

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]



شکل ۱. دیاگرام مدل استانفورد-٤

و یا وارد شده به آن، به عنوان ریزش‌های جوی در خلال هر فاصلهٔ زمانی، در معادله پیوستگی وارد شده و محاسبه می‌شود.

$$P= E+R+\Delta S \qquad [۱]$$

که:P= کلیهٔ ریزش‌های جوی

E= تبخیرتعرق از سطح حوزه آبخیز

R=جریان رودخانه‌ای

ΔS= تغییرات کلی در لایه‌های بالایی و پایینی خاک و آب زیرزمینی حوزه آبخیز

کلیهٔ فرایندهای هیدرولوژی، بجز برگاب و روند سیل (که بر اساس فاصلهٔ زمانی یک ساعته برآورد می‌شود)، با فاصلهٔ زمانی ۱۵ دقیقه‌ای در معادله بیلان آبی محاسبه می‌گردد (۱ و۲).

برگاب: این عامل نخستین پارامتری است که به وسیله مدل استانفورد- ٤ شبیه‌سازی می‌شود. اگرچه در بررسی سیلاب‌های ناشی از رگبارهای بزرگ و طولانی مدت، غالباً مؤلفه برگاب نادیده گرفته شود، ولی در بیلان آب یک حوزه آبخیز عامل مهمی است (٢٦). مدل در مورد برگاب بدین صورت عمل می‌کند که نخست تمام بارندگی حاصل از یک رگبار به مخزن برگاب وارد شده، انباشته می‌شود، تا این مخزن فرضی به حداکثر خود (EPXM) برسد. مقدار حداکثر برگاب به نوع پوشش گیاهی یک حوزه بستگی دارد. جدول ۱ حداکثر برگاب را برای پوشش‌های گیاهی مختلف نشان می‌دهد (۲۳).

بررسی‌های انجام شده در مناطق جنگلی نشان داده است که تا ۲۰ درصد باران سالیانه به صورت برگاب درآمده و از طریق تبخیر به چرخهٔ آب باز می‌گردد (۲۳).

تبخیرتعرق: این پارامتر از محل برگاب، ناحیهٔ بالایی و پایینی خاک (Upper and lower soil zones)، و آب زیرزمینی انجام می‌گیرد. در مورد آب‌های زیرزمینی کم عمق، برگاب و ناحیهٔ بالایی سطح خاک، تبخیرتعرق با شدت حالت بالقوه صورت می‌گیرد. پس از پایان یافتن مخازن نامبرده، تبخیرتعرق از ناحیهٔ پایینی خاک با شدتی کمتر از تبخیرتعرق پتانسیل ادامه می‌یابد.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

جدول ۱. حداکثر مقدار برگاب با پوشش‌های مختلف

نوع پوشش	حداکثر مقدار برگاب (EPXM)
مرتعی	۲/۵
جنگل	۳/۸
جنگل انبوه	۵/۰

جریان سطحی در مدل: به طور کلی، حرکت رواناب سطحی در سطح حوزه آبخیز به صورت جریان سطحی (Overland fiow) و جریان کانالیزه (Chanalized) در نظر گرفته شده است. دبی جریان سطحی به عنوان تابعی از مخزن نگهداشت سطحی (Surface detention storage) با معادله زیر در مدل محاسبه می‌گردد.

$$q = \frac{1}{n} \times S^{1/2} \times (D/L)^{5/3} \times (1 + 0.6(\frac{D}{D_e})^3)^{5/3} \qquad [۲]$$

که:

q= دبی جریان سطحی جریان ($m^3/s/m$)

D= میانگین عمق نگهداشت در خلال فاصلهٔ زمانی (mm)

S= میانگین شیب حوزه آبخیز (m/m)

n= ضریب زبری مانینگ

L= میانگین طول جریان سطحی در حوزه آبخیز (m)

D_e= مقدار نگهداشت سطح در حالت تعادل در واحد عرض جریان سطحی (m^3/m)

مقدار D_e از معادله زیر قابل محاسبه است:

$$D_e = \frac{0.000818 \times 1^{-0.6} \times n^{0.6} \times L^{1.6}}{S^{0.3}} \qquad [۳]$$

که:

i= شدت بارندگی (mmh^{-1})

عوامل دیگر در معادلهٔ ۲ تعریف شده است.

جریان کانالیزه: این روند در مدل از طریق تجربی محاسبه و ارائه می‌شود (۹). در این روش از هیستوگرام زمان رسیدن جریان به خروجی آبخیز، بدون در نظر گرفتن اثر کاهندهٔ ذخیره در کانال استفاده می‌شود.

تغییرات کلی رطوبت در مناطق بالایی و پایینی خاک: تغییرات کلی رطوبت در این قسمت تابع پستی و بلندی و پوشش گیاهی حوزه آبخیز است. ناحیهٔ بالایی بخش بزرگی را در هنگام آغاز یک رگبار دریافت می‌کند، و چنانچه تبخیرتعرق از این ناحیه صورت نگیرد، در جریان سطحی زیر سطحی، و نفوذ عمقی وارد می‌شود. ناحیه پایینی خاک رطوبت خود را از نفوذ خالص آب و فرونشت عمقی دریافت می‌نماید. درصدی از رطوبت که به مخزن آب زیرزمینی می‌رسد بستگی به رطوبت موجود خاک دارد.

روندیابی جریان در رودخانه: در مدل، این روند از معادله زیر پیروی می‌کند.

$$O_2 = \bar{I} - KS_1 \times (\bar{I} - O_1) \qquad [٤]$$

که:

O_2= شدت جریان خروجی در انتهای فاصله زمانی انتخاب شده (m^3/s)

O_1= شدت جریان خروجی در آغاز فاصلهٔ زمانی انتخاب شده (m^3/s)

$\bar{I}$ = میانگین شدت جریان ورودی در خلال فاصلهٔ زمانی انتخاب شده (m^3/s)

KS_1= عامل افت جریان سطحی که از طریق تحلیل آبنمودهای رواناب حوزه آبخیز و با روش ترسیمی برآورد می‌شود.

داده‌های ورودی مدل استانفورد-٤

برای شبیه‌سازی روند هیدرولوژی هر حوزه آبخیز، مدل استانفورد -٤ به پارامترها و ویژگی‌های زیر نیازمند است:

الف) ویژگی‌های فیزیکی حوزه شامل مساحت حوزه، شیب متوسط حوزه، طول جریان سطحی (Overland flow length) و ضریب زبری مانینگ (Maning roughness coefficient).

ب) بارندگی با تداوم زمانی یک ساعته.

ج) تبخیرتعرق بالقوه (با استفاده از مقدار تبخیر روزانه محاسبه شده از تشتک تبخیر و با احتساب ضریب تشتک تبخیر).

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

حوزه معرف رود زرد

حوزه معرف رود زرد با توجه به برنامهٔ ده ساله بین‌المللی هیدرولوژی (International Hydrological Decade) سازمان جهانی یونسکو در بیشتر کشورهای عضو، از جمله ایران، با اهداف تجهیز و بهره‌برداری از داده‌های برداشت شده از این حوزه آبخیز ایجاد شده است (۱ و ۲). بنابراین، می‌توان در مناطق نزدیک این حوزه آبخیز، که فاقد آمار و اطلاعات هواشناسی و هیدرولوژی بوده، یا این که داده‌های آنها محدود است، از اطلاعات این حوزه معرف برای اجرای پروژه‌های آبی مانند سدسازی، احداث شبکه‌های آبیاری و زه‌کشی، و تأسیسات انتقال آب استفاده نمود. برای حوزه‌ها یا مناطقی که دارای آمار و اطلاعات طولانی می‌باشند، می‌توان به کمک مدل استانفورد-٤ پژوهش‌های عملی را گسترش داده، مدل‌های ریاضی دیگری را واسنجی و ارزیابی نمود، و کاربرد آنها را بررسی کرد.

حوزه معرف رود زرد با دامنهٔ تغییرات ارتفاع حدود ۳٤۰ تا ۳۱۰۰ متر از سطح دریا، در جنوب غربی ایران و در مسیر رشته کوه‌های زاگرس، بین طول‌های شرقی ´۲۵ °٤۹ تا ´۵ °۵۰، و عرض‌های شمالی ´۲۳ °۳۱ و ´٤۲ °۳۱ واقع شده است. رودخانه رود زرد یکی از سه سرشاخهٔ اصلی رودخانه جراحی است، که با رودخانه‌های الله و مارون تشکیل رودخانه جراحی را داده، به خلیج فارس می‌ریزد. ویژگی‌های فیزیکی حوزه، با توجه به مسیر جریان رودخانه‌ای، به صورت زیر است (۱ و ۲):

سطح حوزه $۸٦۹/۸\ km^2$ (۸٦۹۸۰ هکتار) با شیب متوسط ۰/۲۱ m/m و تراکم زه‌کشی $۱/۵۷\ km/km^2$.

میانگین ارتفاع حوزه از سطح دریا برابر با ۱۱۷۵m.

طول جریان سطحی ۲۹۸m با شیب متوسط ۰/۰۳٦۵m/m.

ضرایب افت جریان‌های سطحی، زیرزمینی، و آب زیرزمینی به ترتیب برابر با ۰/۷۷، ۰/۳۸ و ۰/۹۸۷.

در این حوزه دو ایستگاه هواشناسی باغ ملک و رود زرد ماشین، که به ترتیب در ارتفاع ٦۷۵ متری و ۳٤۷ متری از سطح دریا قرار دارند، مجهز به باران‌نگار، تشتک تبخیر نوع A، دماسنج، و بادسنج می‌باشند. ایستگاه باغ ملک تقریباً در مرکز حوزه و ایستگاه رود زرد ماشین نزدیک دهانهٔ خروجی حوزه واقع شده است.

افزون بر این دو ایستگاه، یازده ایستگاه باران‌سنج ذخیره‌ای وزارت نیرو در نقاط پراکندهٔ حوزه با ارتفاعات مختلف، برای اندازه‌گیری مقدار باران سالیانه نصب گردیده است. اندازه‌گیری دبی با اشل و لیمنوگراف در محل خروجی حوزه صورت می‌گیرد (۱). شکل ۲ موقعیت جغرافیایی، محل ایستگاه‌های باغ ملک و رود زرد ماشین، و دیگر ویژگی‌های حوزه رود زرد را نشان می‌دهد. پهنهٔ نسبتاً زیاد حوزه آبخیز رود زرد و پستی و بلندی متنوع آن باعث تغییرات زیادی در مقدار بارندگی سالیانه، رژیم حرارتی، و پوشش گیاهی آن گردیده است.

در ابتدای حوزه بوته‌های پراکنده‌ای از گیاهان خودرو دیده می‌شود. در صورتی که در مسیر مرکز حوزه و ارتفاعات آن پوشش مرتعی، و از بخش باغ ملک به بعد جنگل‌های بلوط و بیشه‌زارهای متراکم روییده است. در این پژوهش از آمارهای باران‌سنج ثبات و تشتک تبخیر باغ ملک (سال‌های ٦۰-۱۳۵۵)، و آمار مربوط به دبی متوسط روزانه در ایستگاه رود زرد ماشین استفاده شده است.

نتایج و بحث

تحلیل نتایج حساسیت مدل استانفورد-٤

پیش از به کارگیری هر مدل ریاضی برای شبیه‌سازی، تحلیل حساسیت مقادیر خروجی مدل در اثر تغییرات عوامل مؤثر در روند هیدرولوژی صورت می‌گیرد. هرچه مدل‌ها پیچیده‌تر شوند تحلیل حساسیت آنها مشکل‌تر می‌گردد (۳). تحلیل حساسیت مدل استانفورد -٤ با استفاده از آمار و اطلاعات سال آبی ٥٦-۱۳۵۵ برای ارزیابی دوازده پارامتر مهم زیر انجام پذیرفت:

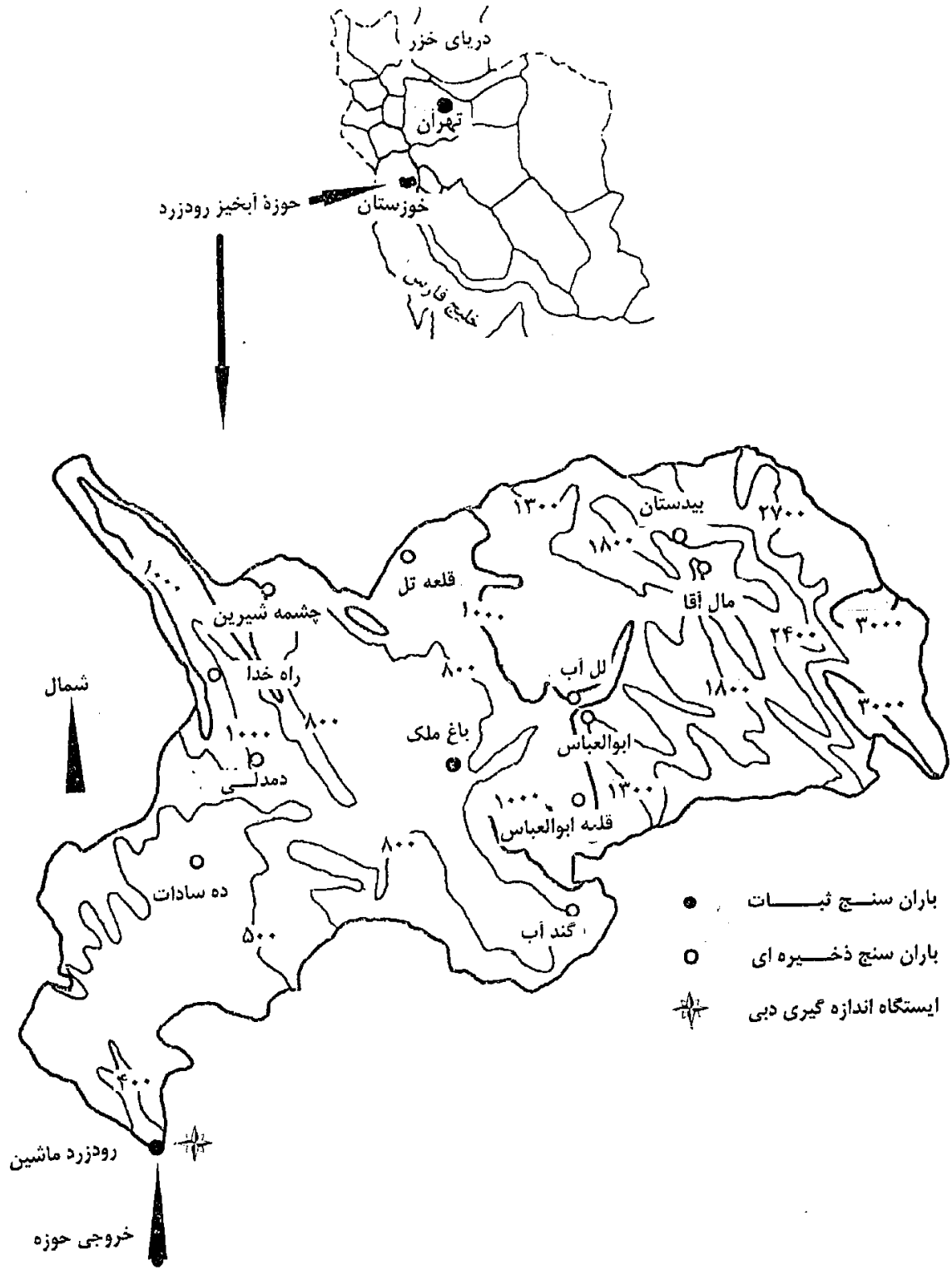
CB: شاخص نفوذپذیری سطحی

CC: شاخص جریان زیر سطحی

LZSN: ذخیره اسمی لایهٔ پایینی خاک

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی، توپوگرافی، و محل باران‌سنج‌های حوزهٔ آبخیر رود زرد (برگرفته از غفوری روزبهانی، ۱۳٦٦).

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

UZSN: ذخیرهٔ اسمی لایهٔ بالایی خاک

LZS: ذخیرهٔ موجود رطوبت لایهٔ پایینی خاک

SGW: ذخیرهٔ موجود آب زیرزمینی

GWS: شاخص شیب آب زیرزمینی

KK24: ضریب افت آب زیرزمینی KV: شاخص تخلیه غیر خطی آب زیرزمینی

IRC: ضریب افت جریان زیر سطحی

K3: شاخص تبخیرتعرق حقیقی

POWER: نمای نسبت رطوبتی خاک

کرافورد و لینزلی (۷) حساسیت پارامترهای فوق و چگونگی تغییر مقدار آنها را در محدوده‌های پیشنهاد شده تحلیل نمودند (۱). نتایج تحلیل حساسیت پارامترهای LZSN، UZSN و SGW نشان داد که تغییرات آنها بر حجم سالیانهٔ دبی مؤثر است. در مورد پارامتر LZSN اختلاف نسبی صفر تا ۲۳۲/۷ درصد به دست آمد. در مورد UZSN دامنهٔ تغییرات اختلاف نسبی از ۳۵/۹- تا ۷/۲ درصد، و برای SGW اختلاف مذکور از ٦٦/٤- تا ۲۳۵۰ درصد حاصل گردید. تغییرات پارامترهای CB، GWS، KK24 و POWER بر توزیع جریان ماهیانه و شبیه‌سازی آن مؤثر بوده ولی تأثیر چندانی بر حجم دبی سالیانه نداشتند. برآورد صحیح ET_p (تبخیرتعرق بالقوه) تا حد زیادی در دقت برآورد حجم جریان سالیانه مؤثر است.

واسنجی مدل استانفورد-٤

با توجه به نتایج تحلیل حساسیت مدل، واسنجی و ارزیابی مدل با آمار و اطلاعات یک دورهٔ پنج ساله متوالی از ۱۳۵۵ تا ۱۳٦۰ انجام پذیرفت. مقادیر اولیهٔ پارامترهایی همچون برگاب، نگهداشت سطحی، نگهداشت زیر سطحی و مقادیر رطوبت ذخیره شده در لایه‌های بالایی و پایینی خاک به مدل داده شد. مقادیر اغلب پارامترها تا یک هفته پیش از نخستین بارندگی صفر در نظر گرفته شد. برای واسنجی مدل، اطلاعات سال آبی ٥٦-۱۳۵۵ به کار رفت. نتایج واسنجی در جدول ۱ نشان داده شده است.

نتایج واسنجی نشان داد که مقادیر حجم خروجی سالیانهٔ دبی بسیار به هم نزدیک بوده و به طور میانگین یک درصد اختلاف دارند. ضریب تبیین (R^2) ۰/۹۹ نشان دهندهٔ توانایی مدل در پیش‌بینی دبی حوزه‌های آبخیز با پهنهٔ زیاد است. مقادیر دبی متوسط روزانه و لحظه‌ای اوج سالیانهٔ ثبت شده و پیش‌بینی شده در جدول ۲ آورده شده است. ضریب تبیین حجم ماهیانه از ۰/٦۷ تا ۰/۸٦ متغیر بوده و خطای معیار برآورد بین ٦/٦ mm و ۱۷ mm واقع شده است.

شبیه‌سازی

جدول ۳ نتایج شبیه‌سازی حداکثر دبی روزانه و دبی اوج لحظه‌ای سالیانه را نشان می‌دهد. با توجه به مقادیر جدول ۳، حداکثر دبی متوسط روزانه در سال آبی ٥٦-۱۳۵۵ (اول دی‌ماه) اتفاق افتاده و مقدار آن ۲۰۷ m^3/s بوده است. مقدار شبیه‌سازی شدهٔ آن ۱۱۹ m^3/s می‌باشد، که ٤۲/٤ درصد کمتر پیش‌بینی شده است. اگرچه با کم کردن ضریب نفوذ سطحی (CB) می‌توان مقادیر این دو سیل را به هم نزدیک نمود، ولی سیلاب ۱۱ دی‌ماه همان سال و سال‌های بعد متأثر از این تغییرات شده، سرانجام اختلاف مقادیر شبیه‌سازی شده و ثبت شده سیلاب‌ها زیاد می‌گردد. به هر حال حداقل و حداکثر خطا بین مقادیر مشاهده شده و ثبت شده به ترتیب برابر ٤۲/٤- و ٥٥/۳ درصد است. حداقل تأخیر در ثبت زمان وقوع وسیلهٔ مدل ۲ ساعت و حداکثر آن ۸ ساعت به دست آمده است. مدل، برخی از سیلاب‌های کوچک را نتوانسته است پیش‌بینی نماید. با توجه به کم بودن مقادیر آنها تأثیر زیادی بر دبی رود زرد ندارند.

مقدار ضریب تبیین برای دبی‌های حداکثر متوسط روزانه و مقادیر پیش‌بینی شده پنج سال آبی متوالی ۱۳٦۰- ۱۳۵۵ به ترتیب برابر با ۰/۷۰، ۰/۸۱، ۰/٥٥، ۰/٤٤ و ۰/٦۱ محاسبه گردید. نتایج شبیه‌سازی دبی متوسط روزانه برای مقادیر حداکثر و حداقل R^2 در شکل‌های ۳ و ٤ نمایش داده شده است.

زمان وقوع سیلاب‌های پیش‌بینی شده و مشاهده شده با هم انطباق نزدیکی دارد. به هر حال، نتایج شبیه‌سازی در حد قابل

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

جدول ۲. حجم سالیانهٔ پیش‌بینی شده و ثبت شده رودخانه رود زرد در سال‌های ۶۰- ۱۳۵۵.

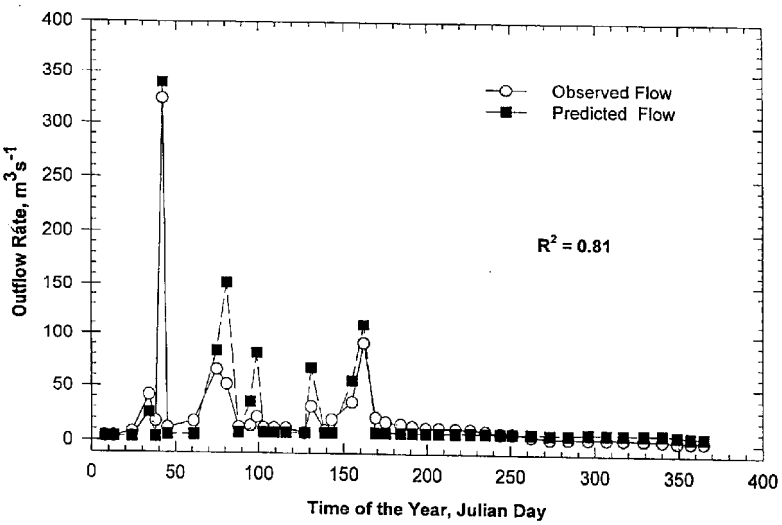
سال آبی	حجم سالیانه دبی (mm)		درصد خطا[1]
	ثبت شده	پیش‌بینی شده	
۵۶-۱۳۵۵	۲۹۵/۷	۲۸۹/۶	-۲
۵۷-۵۶	۲۷۹/۵	۳۶۹/۱	-۲/۷
۵۸-۵۷	۲۷۵/۱	۲۷۸/۴	۱/۲
۵۹-۵۸	۵۱۶/۹	۴۹۶/۳	-۴/۰
۶۰-۵۹	۲۲۶/۳	۲۴۲/۳	۷/۱
میانگین	۳۳۸/۶	۳۳۵/۱	-۱/۰

۱. درصد خطا = ۱۰۰ × (مقدار مشاهده شده – مقدار پیش بینی شده) / مقدار مشاهده شده

جدول ۳. دبی اوج لحظه‌ای و متوسط اوج سالیانه مشاهده شده و شبیه‌سازی شده در سال‌های مورد بررسی در حوزه آبخیز رود زرد.

سال آبی	دبی (m^3/s)					زمان تأخیر دبی لحظه‌ای یا ثبت شده (h)
	لحظه‌ای ثبت شده	اوج سالیانه شبیه‌سازی شده	خطا (٪)	متوسط ثبت شده	اوج سالیانه شبیه‌سازی شده	درصد خطا[1]
۵۶-۱۳۵۵	۵۱۴	۴۰۲	۲۱/۸	۲۰۷	۱۱۹	-۴۲/۴	۰
۵۷-۵۶	۷۷۲	۹۱۲	۱۸/۱	۳۲۴	۳۴۲	۵/۷	۴
۵۸-۵۷	۷۹۰	۸۴۲	۶/۶	۳۳۶	۳۱۴	-۶/۳	۲
۵۹-۵۸	۶۱۴	۷۵۲	۲۲/۵	۵۳۳	۴۷۶	-۱۰/۷	۰
۶۰-۵۹	۲۶۴	۴۴۳	۶۸	۱۱۳	۱۷۵	۵۵/۳	۸

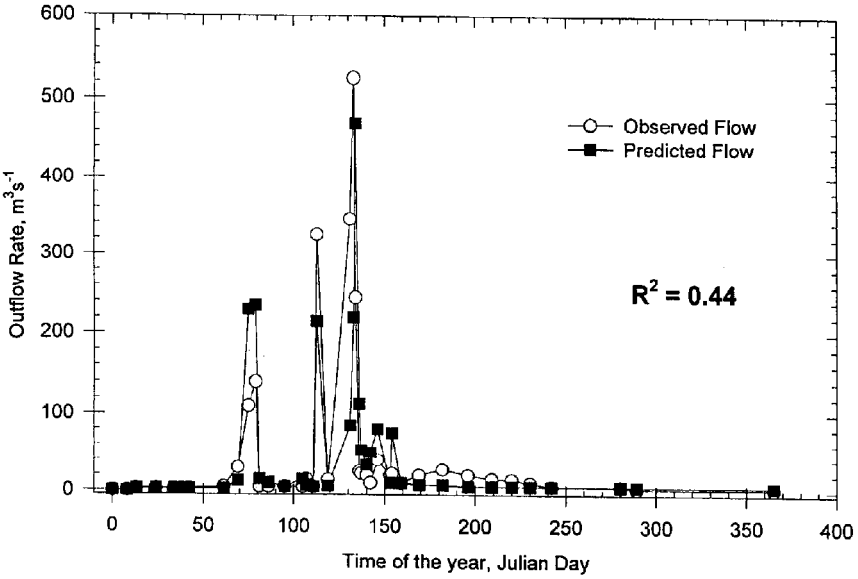
۱. به زیر نویس جدول ۱ مراجعه شود.



شکل ۳. مقادیر رواناب مشاهده شده و شبیه‌سازی شده رود زرد، سال آبی ۵۷-۱۳۵۶.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]



شکل ٤. مقادیر رواناب مشاهده شده و شبیه‌سازی شده رود زرد، سال آبی ٥٩-١٣٥٨.

قبولی است، و نشان می‌دهد که مدل توانایی شبیه‌سازی سیلاب از حوزه‌های آبخیز بزرگ را دارد. با توجه به شکل ٥، پنجاه درصد مواقع پیش‌بینی شده و ثبت شده بر هم منطبق می‌باشند. عدم انطباق در دبی‌های بین ١٠ m^3/s و ٣٠ m^3/s است و حدود ٣ m^3/s و ٦ m^3/s را در بر می‌گیرد.

مؤلفهٔ غالب جریان رود زرد و ضریب رواناب سالیانه

تحلیل رودخانه‌ای سال‌های آبی ٦٠-١٣٥٥ حوزه آبخیز رود زرد نشان می‌دهد که نسبت به جریان‌های سطحی، جریان زیر سطحی حداقل و جریان زیرزمینی بیشترین مقدار را دارا می‌باشند. بنابراین، با توجه به نتایج تحلیل جریان مورد اشاره و مقایسهٔ آنها با مقدار کل بارندگی سالیانه، مقدار ضریب هرزآب در حوزه رود زرد بین ٦/٦ تا ٢١ درصد با میانگین ١٤/٧ درصد است.

تبخیرتعرق حقیقی

تبخیرتعرق حقیقی (ET_a) یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های بیلان آبی یک حوزه آبخیز است. با استفاده از مدل استانفورد-٤، مقدار ET_a قابل شبیه‌سازی است. مقادیر بارندگی (PP_t)، تبخیرتعرق حقیقی (ET_a) و تبخیرتعرق بالقوه (ET_a) در جدول ٤ نشان داده شده است. مقدار تبخیرتعرق بالقوه (ET_P) تغییر چندانی نداشته، در حالی که تبخیرتعرق حقیقی (ET_a) تابع بارندگی و توزیع فصلی آن است.

شکل ٦ رابطه نسبت ET_a و PPt (مقادیر بارندگی سالیانه) را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود، این رابطه روند کاهشی دارد. مقدار تبخیرتعرق حقیقی برای مناطق مرطوب و نیمه مرطوب به ترتیب ٧٦٢ mm/yr تا ٨٨٩ mm/yr و ٧١١ mm/yr گزارش شده است (٢٠). مقادیر به دست آمده برای حوزه آبخیر رود زرد برابر ٢٠٤ mm/yr تا ٢٣١ mm/yr، با میانگین ٢٢١ mm/yr شبیه‌سازی شده است. به دلیل این که حوزه آبخیز رود زرد در منطقه نیمه خشک ایران قرار دارد، و با توجه به شرایط این منطقه، مقدار پیش‌بینی شده در حد قابل قبول است.

خلاصه و نتیجه‌گیری

مدل استانفورد-٤ برای شبیه‌سازی دبی متوسط لحظه‌ای، ماهیانه، و سالیانه، و جریان‌های سطحی، زیر سطحی، و زیرزمینی، تبخیرتعرق بالقوه و محاسبهٔ ضریب هرزآب سطحی در حوزه

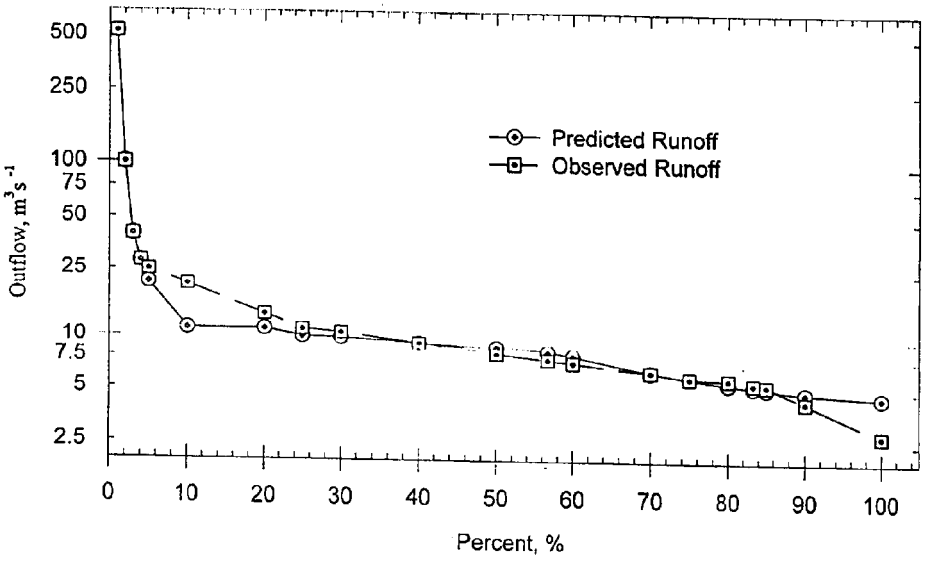
[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

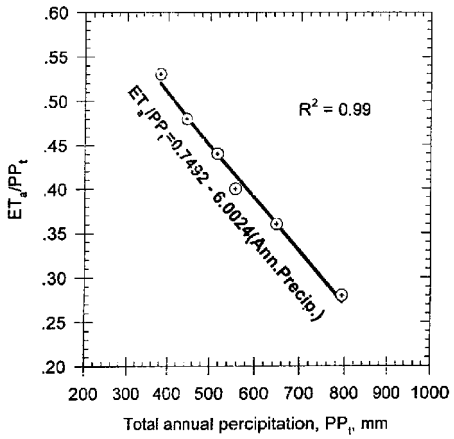
جدول ٤. مقدار تبخیرتعرق حقیقی و شبیه‌سازی شده در سال‌های آبی ٦٠-١٣٥٥ در حوزه آبخیز مورد بررسی.

سال آبی	ETP (mm)	Eta (mm)	PPt (mm)	ET_a/P (Pt)	[1]TRO (mm)	[2]GW (mm)	[3]IF (mm)	[4]RO (mm)	[5]RC (%)
١٣٥٥-٥٦	٨٦٧	٢٢٦	٥١٧	٠/٤٤	٢٩٠	١٩٠	٣١/٥	٦٩	١٣/٣
٥٦-٥٧	٧٨٥	٢٣١	٦٤٨	٠/٣٦	٣٦٩	٢٢٦	٥٣	٩١	١٤
٥٧-٥٨	٧٩٠	٢١٦	٤٤٥	٠/٤٨	٢٧٨	١٩٨	٢٣/١	٥٧	١٣
٥٨-٥٩	٨٠٩	٢٢٦	٧٩٣	٠/٢٨	٤٩٦	٢٣٠	٩٨	١٦٨	١٢/٢
٥٩-٦٠	٧٧٨	٢٠٤	٣٨٢	٠/٥٣	٢٤٢	٢٠٣	١٤/٢	٢٥	٦/٦
میانگین	٨٠٦	٢٢١	٥٥٧	٠/٤٠	٣٣٥	٢٠٩	٤٤	٨٢	١٤/٧

١. کل جریان رودخانه‌ای ٢. آب زیرزمینی ٣. جریان زیر سطحی ٤. مقدار رواناب ٥. ضریب رواناب



شکل ٥. انطباق حداکثر دبی متوسط روزانهٔ مشاهده شده و تخمین زده شدهٔ رود زرد، سال آبی ٦٠-١٣٥٥.



شکل ٦. هم‌بستگی نسبت تبخیرتعرق حقیقی به بارندگی سالیانهٔ حوزه رود زرد، سال آبی ٦٠-١٣٥٥.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

آبخیز معرف رود زرد به کار رفت. نتایج شبیه‌سازی نشان داد که این مدل در شبیه‌سازی دبی سالیانه و ماهیانه توانایی زیادی دارد، ولی در مورد دبی‌های متوسط روزانه و لحظه‌ای مقادیر قابل قبولی تولید نمی‌کند. مقدار میانگین ضریب هرزآب سطحی برابر ١٤/٧ درصد کل بارندگی را تشکیل می‌دهد. مقدار میانگین متوسط تبخیرتعرق حقیقی برای یک دورهٔ پنج ساله برابر ٢١٤ mm شبیه‌سازی است. هم‌چنین، جریان زیرسطحی بیشترین مقدار را نسبت به جریان سطحی به خود اختصاص می‌دهد.

سپاسگزاری

از سرکار خانم مهندس ضیمران، که در استخراج آمار دبی حوزهٔ آبخیز رود زرد و تهیه شکل‌های این مقاله همکاری نموده‌اند، تشکر می‌گردد.

منابع مورد استفاده

١. غفوری روزبهانی، ع. م. ١٣٦٦. تشبیه رقمی سیکل هیدرولوژی در حوزه معرف و آزمایش رود زرد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد آبیاری (منتشر نشده). دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.

٢. غفوری روزبهانی، ع. م.، س. امین سیچانی و ن. طالب بیدختی. ١٣٦٩. تشبیه رقمی سیکل هیدرولوژی در حوزه معرف و آزمایشی رود زرد. مجموعهٔ مقالات سومین کنگره بین‌المللی مهندسی راه و ساختمان ایران، ٢٤ تا ٢٨ اردیبهشت، دانشکده مهندسی، دانشگاه شیراز.

3. Amin-Sichani, S. 1982. Modeling of phosphorus transport in surface runoff from agricultural watersheds. Ph. D. Thesis unpublihed, Purdue Univ., W. Laf., IN., USA.
4. Balk, E. L. 1968. Application of Stanford Watershed Model to the Coshton hydrologic station data. MSc. Thesis, Dept. of Civil Eng., Ohio State Univ., USA.
5. Chariot, S. and W. Delleur. 1993. Integrating a physically based hydrological model with GRASS. HydroGIS: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources. Proceeding of the Vienna Conference, April 1990, Austria.
6. Clarke, R. T. 1981. Statistical Methods for the Extrapolation of Data from Research and Experimental Basins. Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris.
7. Crawford, H. and R. K. Linsley. 1966. Digital simulation in hydrology, Stanford Watershed Model IV. Technical Report No. 39, Civil Eng. Dept., Stanford Univ., USA.
8. Duan, Q., S. Sorooshian and V. Gupta. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall - runoff models. Water Resour. 28: 1015-1031.
9. Fedora, M. A. and R. L. Beschta. 1989. Stern runoff simpleton using and antecedent precipitation index (API) model. J. Hydrol. 89: 121-133.
10. Fleming, C. 1970. Simulation of stream flow in Scotland. I. A. S. H. Bulletin 15: 53-59.
11. Gao, X., S. Sorooshian and D. C. Goodrich. 1993. Linkage of a GIS to a distributed rainfall-runoff models. PP.182-187. *In*: M. F. Godchild, B. O. Parks and L. T. Stewart (Eds.), Environmental Modeling with GIS. USA.
12. Gorgon, A. H. M. 1983. Reliability of calibration of monthly rainfall-runoff model, the semiarid case. Hydrol. Sci. J. 26(4): 485- 489.
13. Holtan, H. N., G. J. Stiltner, W. H. Henson and N. C. Lopez. 1975. USDAHL-74 revised model of watershed hydrology. Agric. Res. Service, U. S. Dept. of Agric., Technical Bulletin No. 1518.
14. Jakeman, A. J. and D. A. Post. 1994. From Data and Theory to Environmental Model: The case of Rainfall Runoff In Environmetric. John Wiley and Sons, New York.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]

15. James, L. D. 1972. Hydrologic modeling, parameter estimation and watershed characteristics. J. Hydrol. 17: 283-307.
16. James, L. D. and S. J. Burges. 1982. Selection, calibration, and tesing of hydrologic models. PP. 437- 472. *In*: C. T. Hann, H. P. Johnson and D. L. Brakensiek (Eds.), Modeling of Small Watersheds. ASAE, St. Joseph, Michigan.
17. Kirkby, M. J., R. Abrahart, M. D. McMahon, J. Shao and J. B. Thornes. 1997. MEDALUS soil erosion models for global change. Geomorphol. 24: 35-49.
18. Renard, K. C., W. J. Rawls and M. M. Fogel. 1982. Currently available models. PP. 507- 522. *In*: C. T. Hann, H. P. Johnson and D. L. Brakensiek (Eds.), Modeilng of Small Watershed. ASAE, St. Joseph, Michigan.
19. Salas, J. D. 1984. Seasonal Models for Watershed Simulation. Dept. of Civil Eng., Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado.
20. Saxton, K. E. and J. L. McGuinness. 1982. Evapotranspiration. PP. 229-273. *In*: C. T. Hann, H. P. Johnson and D. L. Brakensiek (Eds.), Modeling of Small Watersheds. ASAE, St. Joseph, Michigan.
21. Shahlaee, A. K. 1975. Aspects of hydrology of Brwoney basin, Northeast England. Ph. D. Thesis (Unpublished), Univ. Durham, England.
22. Shanholtz, V. C. and J. H. Lillard. 1971. Simulation of watershed hydrology on agricultural watershed in Virginia with the Stanford Model. Research Div., Bulletin No. 139, VPI and SU, USA.
23. Trimble, G. R. and S. Weitzman. 1954. Effect of a hardwood forest canopy on rainfall internsities. Trans. Am. Geophys. Union 35(2): 226-234.
24. Weeks, W. D. and R. H. B. Hebbert. 1980. Comparison of rainfall-runoff models. Nord. Hydrol. 11(1): 7-24.
25. Wheater, H. S., A. J. Jakeman and K. J. Beven. 1993. Progress and direction in rainfall-runoff modeling. Proceeding of International Congress on Modeling and Simulation, December 6-10, Univ. Western Australia.
26. Wigham, J. M. 1970. Interception. *In*: D. M. Gray (Ed.), Principles of Hydrology. National Committee for the International Hydrology Decade (IHD). USA.
27. Willgoose, G. R. 1994. A physical explanation for an observed area sleep- evaluation relationship for catchments with delining releif. Water Resour. Res. 30: 151-156.
28. Wood, M. J. and A. J. Sutherland. 1971. Evaluation of digital catchment model on New Zealand catchment. J. Hydrol. 2: 325-335.
29. Zhang, L, A. L. O'Neill and S. Laley. 1996. Modeling approaches to the prediction of soil erosion in Catchments Environ. Softwere, 11(1-3): 123-133.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2026-11-18]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1381.6.3.1.2]