

شبیه‌سازی دبی رودخانه کارون با طرحواره سطح OSU به شکل جفت نشده و

جفت شده با مدل SIMTOP

مهران خدامرادپور^۱ و پرویز ایران‌نژاد^{۲*}

^۱دانشجوی دکتری هوشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

mkhodamorad@gmail.com, piran@ut.ac.ir

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۷/۱۵، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۹/۲۲)

چکیده

طرحواره‌های پارامترسازی سطح تبادل تکانه، جرم و انرژی بین سطح و جو را برآورد می‌کنند. رواناب از مهم‌ترین مولفه‌های چرخه آبی طرحواره‌های سطح است که برآورد آن به دلیل وابستگی به بارندگی، رطوبت خاک و توپوگرافی که به شدت با زمان و مکان تغییر می‌کنند مشکل است. در این مقاله طرحواره سطح OSU، که در آن رواناب با تابع توزیع احتمال ظرفیت نفوذ خاک پارامتر می‌شود، و مدل جفت شده OSU-SIM، که رواناب را با تابع توزیع احتمال شاخص توپوگرافی پارامتر می‌کند، مورد بررسی قرار می‌گیرد و دبی‌های شبیه‌سازی شده از این دو روش متفاوت در سه زیرحوضه رودخانه کارون، شامل زیرحوضه‌های فارسیات، حرمله و سوسن، مقایسه می‌شود. برای اجرای طرحواره سطح OSU-SIM دو پارامتر واسنجی، یعنی پارامترهای میرایی و آهنگ پیشینه رواناب زیرسطحی، در دوره واسنجی (دسامبر ۲۰۰۵) با در نظر گرفتن بالاترین کارایی مدل در حوضه کارون برآورد شد. دبی شبیه‌سازی شده با طرحواره سطح OSU-SIM در دوره اعتبارسنجی (ژانویه ۲۰۰۶) در هر سه زیرحوضه ضریب کارایی بزرگ‌تر و اریبی و قدر مطلق میانگین خطاهای کوچک‌تری را نسبت به OSU نشان می‌دهد. بررسی ضریب همستگی و انحراف معیار نرمال شده رواناب شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در هر سه زیرحوضه مورد بررسی در دوره اعتبارسنجی مدل، بیانگر برتری طرحواره سطح OSU-SIM نسبت به طرحواره سطح OSU است. به کار بردن داده‌های ارتفاعی با توان تفکیک پایین برای محاسبه شاخص توپوگرافی موجب کاهش کارایی مدل و افزایش قدر مطلق میانگین خطاها در شبیه‌سازی دبی در طرحواره سطح OSU-SIM می‌شود.

واژه‌های کلیدی: طرحواره پارامترسازی سطح، رواناب، دبی رودخانه، شاخص توپوگرافی، کارایی مدل، حوضه رودخانه کارون

Simulation of discharge of the Karoon river by the OSU land-surface scheme in uncoupled and coupled form with the SIMTOP model

Mehran Khodamorad Poor¹ and Parviz Irannejad^{1*}

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 07 October 2009, accepted: 13 December 2009)

*Corresponding author:

piran@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

Summary

Land surface parameterization schemes estimate the exchanges of momentum, mass and energy between land surface and the atmosphere. Runoff is one of the important components of the land surface water balance. Parameterization of runoff is difficult because of its dependence on rainfall, soil moisture and topography which vary greatly across time and space. A coarse-resolution land surface scheme cannot explicitly model the complexities of runoff generation in the model grid square. Instead, it aims to represent the major processes via sub-grid parameterizations. A popular solution involves the use of probability distribution functions to represent sub-grid variability.

In this paper, the river discharge in three sub-basins of the Karoon river catchment (Farsiat, Harmaleh and Soosan) simulated by the OSU land surface scheme is compared to that simulated by the coupled OSU-SIMTOP (OSU-SIM) model. The OSU land surface scheme parameterizes runoff based on the probability distribution function (pdf) of the soil infiltration, while the coupled OSU-SIM uses the pdf of the topographic characteristics to model runoff. The two models were run off-line using the atmospheric forcing derived from the Weather Research and Forecasting (WRF) model for the 2-month period of 1 December 2005 to 31 January 2006. The simulations were conducted with a 5×5 km grid spacing over a domain having 106×115 grid points along altitude and longitude, respectively, and centered at 50°E and 32°N. The models were calibrated during December 2005, and the simulation results for January 2006 were used to intercompare the models and evaluate their simulations against the observed river discharge at the Farsiat, Harmaleh and Soosan hydrometric stations. The results show that, compared to OSU, the OSU-SIM model had higher efficiency, a smaller mean absolute error (MAE) and lower bias in simulating river discharge in all of the three sub-basins. The higher correlation coefficient between the simulated and observed river discharge and closer to 1 normalized standard deviation of the simulated runoff suggest the superiority of OSU-SIM to OSU in all of the three sub-basins for the evaluation period. The lower skill of the OSU in predicting runoff may be attributed to errors of the WRF model in the rainfall prediction, error in the rainfall-runoff relationship of the OSU, or inaccuracy in the surface parameters, especially those related to the pdf of the soil infiltration, used for the simulations. The comparison between the observed river discharge and that simulated by the OSU model shows the error in the initial conditions, especially those initial conditions of surface water and ground water storage, could also be another source of the error in the simulated discharge. Results also suggest that the performance of OSU-SIM is sensitive to the horizontal resolution of the model. Using low-resolution digital elevation data for calculating topographic index decreases the efficiency of the model and increases the mean absolute error of the OSU-SIM land surface scheme.

Key words: land-surface parameterization scheme, runoff, river discharge, topographic index, model efficiency, Karoon river catchment

بخش آبی طرحواره‌های سطح، شارهای آب محاسبه می‌شود به طوری که بارش به تبخیر-تعرق، رواناب و تغییرات رطوبت خاک تقسیم می‌شود. چرخه‌های آب و انرژی از طریق شار گرمای نهان و تبخیر-تعرق با یکدیگر در ارتباط هستند.

۱ مقدمه

طرحواره‌های سطح تبادل تکانه، جرم و انرژی بین سطح و جو را برآورد می‌کنند. طرحواره‌های سطح به طور کلی دارای دو بخش ترمودینامیکی و آبی هستند. بخش ترمودینامیکی شارهای انرژی سطح را محاسبه می‌کند. در

همکاران، ۲۰۰۵) است. در مدل‌های ظرفیت نفوذ خاک هر لایه خاک دارای ظرفیت نفوذ مشخصی است و تابع توزیع احتمال بیشینه ظرفیت نفوذ خاک محاسبه می‌شود. رواناب سطحی نیز زمانی رخ می‌دهد که شدت بارش بیشتر از بیشینه نفوذ خاک باشد (مانند مدل ویک: وود و همکاران، ۱۹۹۲).

اساس مدل‌های تابع توزیع احتمال شاخص‌های توپوگرافی، تاپ مدل است (بون و کرکبی، ۱۹۷۹). در این مدل رسانایی اشباع خاک به طور نمایی با عمق کاهش می‌یابد و کسر اشباع هر سلول شبکه با تابع توزیع احتمال شاخص توپوگرافی معرفی می‌شود. شاخص توپوگرافی از نظر مفهومی بیانگر این است که آب از چه مساحت ویژه‌ای از بالادست به سلول شبکه وارد می‌شود و این آب با چه سرعتی در امتداد شیب، جاری می‌شود. در واقع ویژگی‌های توپوگرافی به‌طور صریح در مفهوم شاخص توپوگرافی وارد شده‌اند. در سال‌های اخیر با توجه به در دسترس بودن داده‌های ارتفاعی با توان تفکیک بالا پارامترسازی رواناب براساس این دیدگاه در طرحواره‌های سطح افزایش یافته است (دوشان و همکاران، ۲۰۰۰؛ چن و کومار، ۲۰۰۱؛ نیو و یانگ، ۲۰۰۳؛ نیو و همکاران، ۲۰۰۵). پرادهان و همکاران (۲۰۰۶) نیز تاثیر توان تفکیک بالای داده‌های توپوگرافی در محاسبه شاخص توپوگرافی را با روش مقیاس‌کاهی (Downscaling) بررسی کردند و برآورد رواناب را بهبود بخشیدند. هبتس و ساونیر (۲۰۰۱) دیدگاه‌های پارامترسازی رواناب شامل ظرفیت نفوذ خاک و تاپ مدل را مقایسه کردند و اختلاف قابل ملاحظه‌ای در این دو دیدگاه در برآورد رواناب مشاهده نکردند، اما وارش و همکاران (۲۰۰۲) دیدگاه تاپ مدل را در برآورد رواناب مناسب‌تر یافتند.

در ارزیابی خروجی‌های رواناب طرحواره‌های سطح در رودخانه‌ها نیاز به مدل روندیابی رودخانه است و رواناب ایجاد شده در رودخانه از طریق شبکه کانال در

یکی از مهم‌ترین مولفه‌های چرخه آبی رواناب است که شبیه‌سازی غیر واقعی آن بر شبیه‌سازی تبخیر-تعرق (کاستر و میلی، ۱۹۹۷) و در نتیجه بر تقسیم انرژی در دسترس سطح به شارهای گوناگون انرژی تاثیر می‌گذارد. رواناب به رواناب سطحی و زیرسطحی تقسیم می‌شود. رواناب سطحی در اثر سازوکارهای اضافی اشباع (سازوکار دان) و اضافی نفوذ (سازوکار هورتون) ایجاد می‌شود. در سازوکار دان رواناب ناشی از بارندگی روی خاک اشباع است، درحالی‌که در سازوکار هورتون رواناب هنگامی رخ می‌دهد که شدت بارندگی بیشتر از ظرفیت نفوذ خاک است. رواناب زیرسطحی زمانی رخ می‌دهد که آب نفوذ کرده در خاک به لایه‌ای از خاک نفوذناپذیر یا با نفوذپذیری کم برسد و در این حالت جریان آب در زیر سطح و در امتداد شیب جاری می‌شود. عوامل موثر بر ایجاد رواناب، شامل بارندگی، رطوبت خاک و توپوگرافی، به شدت با زمان و مکان تغییر می‌کنند. طرحواره‌های سطح به دلیل توان تفکیک پایین قادر به مدل کردن صریح این فرایندهای پیچیده حاکم بر ایجاد رواناب نیستند. از این رو، برای وارد کردن این فرایندها در طرحواره‌های سطح تغییرات زیرشبکه‌ای معرفی می‌شوند که در مقیاس مدل قابل ردیابی نیست. روش‌های متفاوتی بر مبنای تابع توزیع احتمال بارش (انتخابی و ایگلسن، ۱۹۸۹؛ هامان، ۲۰۰۳) یا تابع توزیع احتمال ویژگی‌های فیزیوگرافی و هیدرولوژیکی سطح برای وارد کردن اثر تغییرات زیرشبکه‌ای در مدل‌سازی بارش-رواناب طرحواره‌های سطح خشکی‌ها معرفی شده است. روش‌های دسته‌آخر شامل به کار بردن تابع چگالی احتمال ظرفیت نفوذ خاک (دومنیل و تودینی، ۱۹۹۲؛ وود و همکاران، ۱۹۹۲)، تابع توزیع احتمال ظرفیت ذخیره آب خاک (ژائو و همکاران، ۱۹۸۰؛ مانفردا و فیورتنیو، ۲۰۰۸) و تابع توزیع احتمال شاخص‌های توپوگرافی (اشتاینگلاپتر و همکاران، ۱۹۹۷؛ گندی و کاکس، ۲۰۰۳؛ نیو و

۲ روش تحقیق

در این بخش مدل‌های مورد بررسی به‌طور خلاصه معرفی و خصوصیات منطقه مورد بررسی ارائه می‌شود.

۱-۲ طرحواره سطح OSU

طرحواره OSU (چن و دادهیا، ۲۰۰۱) یکی از سه طرحواره سطح جفت شده در نسخه سوم مدل WRF است. این طرحواره شامل ۴ لایه خاک، به ترتیب از سطح با ضخامت‌های ۰/۱، ۰/۳، ۰/۶ و ۱ متر، یک لایه پوشش برف و یک لایه پوشش گیاهی است. کل عمق خاک ۲ متر در نظر گرفته می‌شود که شامل یک متر بالایی خاک (ناحیه ریشه‌ها) و یک متری پایین خاک با جریان گرانشی کف است. این طرحواره سطح ترکیبی از مدل‌های چندلایه‌ای خاک مارت و پن (۱۹۸۴)، مدل پوشش گیاهی پن و مارت (۱۹۸۷) و رواناب سطحی شاکه و همکاران (۱۹۹۶) و مدل ساده برف است. در بخش ترمودینامیک طرحواره سطح، دمای خاک از طرحواره چندلایه‌ای خاک مارت و پن (۱۹۸۴) محاسبه می‌شود که در آن رابطه پخش شار گرمایی خاک به کار می‌رود و در بخش آبی آن، رطوبت حجمی خاک از حل عددی معادله ریچاردز (ریچاردز، ۱۹۳۱) محاسبه می‌شود.

در این طرحواره، برای بهبود شبیه‌سازی‌های رواناب، رواناب سطحی از مدل توازن ساده آب (SWB) پارامتر می‌شود (شاکه و همکاران، ۱۹۹۶). مدل توازن ساده آب یک مدل دو لایه‌ای خاک است که در آن تابع توزیع احتمال ظرفیت نفوذ لایه‌ای خاک برای توصیف تغییرات رطوبت خاک به کار می‌رود و هر لایه دارای ظرفیت ذخیره آب محدودی است. در این مدل رواناب سطحی زمانی رخ می‌دهد که شدت بارش از بیشینه نفوذ خاک

مسیر جریان آب انتقال می‌یابد. میلر و همکاران (۱۹۹۴) یک مدل روندیابی خطی را برای شبیه‌سازی دبی ماهانه خروجی‌های رواناب مدل گردش کلی جو به کار بردند. اکی و سود (۱۹۹۸) نیز مدل مسیرهای مجموع رواناب کل (TRIP: Total Runoff Integrating Pathways)، را که هدف آن توصیف جریان جانبی آب روی سطح براساس مسیرهای کانال رودخانه بود، معرفی کردند و شبیه‌سازی‌های رواناب مدل گردش کلی جو در حوضه رودخانه را به دبی تبدیل ساختند.

در این تحقیق رواناب طرحواره سطح دانشگاه ایالتی اورگون (OSU)، که از طرحواره‌های سطح موجود در مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF (Weather Research and Forecasting model) است، به‌طور مستقل (Offline)، خارج از مدل پیش‌بینی عددی WRF، مورد بررسی قرار می‌گیرد. پارامترسازی رواناب در OSU بر پایه تابع توزیع احتمال ظرفیت نفوذ لایه‌ای خاک است. سپس در این طرحواره سطح، پارامترسازی رواناب براساس دیدگاه تاپ مدل ساده شده (نیو و همکاران، ۲۰۰۵) وارد می‌شود و دبی شبیه‌سازی شده از این دو نوع پارامترسازی رواناب، مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای تبدیل رواناب به دبی رودخانه، نسخه دوم مدل روندیابی مسیرهای مجموع رواناب کل (اکی و همکاران، ۲۰۰۱) به کار می‌رود.

لازم به ذکر است که در این تحقیق فقط پارامترسازی رواناب مد نظر قرار گرفته است، درحالی‌که ضعف در شبیه‌سازی رواناب می‌تواند علاوه بر کاستی مدل رواناب، ناشی از ضعف مدل پیش‌بینی وضع هوا در شبیه‌سازی بارش، خطا در تعیین شرایط اولیه و مرزی، و کاستی طرحواره سطح نیز باشد.

$$I_{\max} = P_d \frac{D_x [1 - \exp(-kdt\delta_i)]}{P_d + D_x [1 - \exp(-kdt\delta_i)]} \quad (5)$$

که δ_i گام زمانی مدل برحسب مقیاس زمانی روزانه $(\frac{\delta_i}{86400})$ ، D_x کمبود رطوبت کل لایه‌های خاک از حالت اشباع برحسب متر است.

در طرحواره سطح OSU فرض می‌شود که شار آب در کف مدل خاک تنها در اثر نفوذ گرانشی رخ می‌دهد و از این رو برابر رسانایی هیدرولیکی پایین‌ترین لایه خاک است. در این طرحواره سطح، این شار رواناب زیرسطحی خوانده می‌شود.

۲-۲ تاپ‌مدل ساده شده (SIMTOP)

نیو و یانگ (۲۰۰۳) و نیو و همکاران (۲۰۰۵) تاپ‌مدل ساده شده را براساس تاپ‌مدل (بون و کرکبی، ۱۹۷۹) معرفی کردند. برتری تاپ‌مدل ساده شده بر تاپ‌مدل در کاهش تعداد پارامترهای واسنجی، بهبود کسر اشباع سلول شبکه و در نتیجه برآورد بهتر رواناب سطحی، به‌ویژه در نواحی کوهستانی و برآورد بهتری از رواناب زیرسطحی به‌صورت حاصل ضرب تابع نمایی از عمق تراز آب (فاصله مرز جدایی بخش اشباع و غیر اشباع خاک از سطح خاک) و یک پارامتر به‌جای چندین پارامتر وابسته به توپوگرافی و خواص فیزیکی خاک در تاپ‌مدل است. در این مدل رسانایی هیدرولیکی اشباع خاک، K_s ، به‌طور نمایی با عمق خاک (z) کاهش می‌یابد:

$$K_s(z) = K_{s0} e^{-fz} \quad (6)$$

که K_{s0} رسانایی اشباع در سطح خاک (ms^{-1}) و f پارامتر میرایی (m^{-1}) است.

شاخص توپوگرافی از رابطه (۷) محاسبه می‌شود، که در

بیشتر باشد. تابع توزیع تجمعی رواناب سطحی، $F(q_s)$ ، به تابع توزیع بارش موثر، P_x ، و ظرفیت نفوذ خاک، I_c ، وابسته است (شاکه و همکاران، ۱۹۹۶):

$$F(q_s) = 1 - \frac{P_x}{P_x + I_c} \exp\left(-\frac{q_s}{P_x}\right), \quad (1)$$

با مشتق‌گیری از رابطه (۱) و به‌دست آوردن تابع چگالی رواناب سطحی، $f(q_s)$ ، میانگین رواناب سطحی (Q_s) محاسبه می‌شود (مور، ۱۹۸۵):

$$Q_s = \int_0^x q_s f(q_s) dq_s = \frac{P_x^2}{(P_x + I_c)}, \quad (2)$$

با توجه به اینکه بارش موثر به رواناب سطحی و نفوذ واقعی، I ، تبدیل می‌شود ($P_x = Q_s + I$) براساس رابطه (۲)، میانگین مکانی نفوذ واقعی به‌دست می‌آید (شاکه و همکاران، ۱۹۹۶):

$$I = \frac{P_x I_c}{(P_x + I_c)}, \quad (3)$$

با توجه به وجود همبستگی بالایی میانگین مکانی رطوبت خاک در لایه نازک بالایی خاک (۱۰ سانتی‌متری از سطح خاک) و لایه عمیق دو متری خاک (دوان و همکاران، ۱۹۹۶) و با فرض برابری نفوذ واقعی در هر گام زمانی، $I_i(\Delta t)$ ، با ظرفیت نفوذ خاک، I_c ، ظرفیت نفوذ خاک به صورت رابطه (۴) تعریف می‌شود (شاکه و همکاران، ۱۹۹۶):

$$I_c = D_b [1 - \exp(-kdt\Delta t)], \quad (4)$$

پارامتری K_{dt} کمبود رطوبت لایه عمیق خاک و D_b که بدون بعد است که تابعی از رسانایی هیدرولیکی اشباع خاک است. با جایگزینی رابطه (۴) در رابطه (۳)، نفوذ واقعی محاسبه می‌شود.

بر این اساس پیشینه نفوذ خاک در طرحواره سطح OSU برابر است با (چن و داده‌ها، ۲۰۰۱a):

تفکیک ۱۰۰۰ متری به داده‌های ۱۰ متری به کار می‌رود (پردهان و همکاران، ۲۰۰۶). شاخص توپوگرافی تبدیل شده به ۱۰ متری، TI_{scaled} ، عبارت است از:

$$TI_{scaled} = \ln(c_i / w_i R_f \theta_{scaled}) - \ln I_f, \quad (11)$$

که c_i مساحت جریان آب بالادست وارد شده به سلول شبکه در توان تفکیک ۱۰۰۰ متری، R_f نسبت توان تفکیک درشت به توان تفکیک ریز، I_f فاکتور تاثیر (برابر ۱)، w_i اندازه توان تفکیک درشت (اینجا ۱۰۰۰ متر) و θ_{scaled} شدیدترین شیب مقیاس شده است.

۲-۴ مدل روندیابی مسیره‌های تجمعی رواناب کل (TRIP)

در این تحقیق مدل روندیابی مسیر مجموع رواناب کل (TRIP) که اکی و همکاران (۲۰۰۱) برای جریان‌های ثابت و متغیر عرضه کرده اند با طرحواره سطح OSU جفت می‌شود. در نسخه دوم TRIP، دو ذخیره آب شامل ذخیره آب سطحی و زیرزمینی تعریف می‌شود. ذخیره آب زیرزمینی (m^3)، S_g ، با ذخیره خطی ساده به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\frac{dS_g}{dt} = D_{LSMg} - D_{outg} \quad (12)$$

که در آن D_{LSMg} و D_{outg} به ترتیب حاصل ضرب رواناب زیرسطحی در مساحت سلول شبکه ($m^3 s^{-1}$) و برون شارش جریان از ذخیره زیرزمینی ($m^3 s^{-1}$) است. این برون شارش با در نظر گرفتن تاخیر زمانی جریان آب

$$D_{outg} = \frac{1}{T_g} \times S_g \times S_g$$

زیرزمینی (برحسب روز)، T_g ، برابر با S_g است. ذخیره آب سطحی (m^3)، S_s ، از رابطه تراز آب به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\frac{dS_s}{dt} = D_{up} + D_{outg} + D_{LSMs} - Q \quad (13)$$

آن a مساحت بالادست وارد شده به سلول شبکه بر واحد طول کنتور و $\tan\beta$ شیب سطح است:

$$\lambda = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right), \quad (7)$$

در این مدل رواناب سطحی، R_s ، شامل رواناب سطحی اضافی اشباع (سازوکار دان) و اضافی نفوذ (سازوکار هورتون) است (نیو و همکاران، ۲۰۰۵):

$$R_s = F_{sat} Q_{wat} + (1 - F_{sat}) \max(0, (Q_{wat} - I_{max})) \quad (8)$$

که Q_{wat} آهنگ بارش موثر رسیده به سطح خاک ($mm s^{-1}$)، I_{max} بیشینه ظرفیت نفوذ خاک و F_{sat} کسر اشباع است که با وارد کردن تاثیر خاک یخزده تعیین می‌شود (نیو و یانگ، ۲۰۰۶):

$$F_{sat} = (1 - F_{frz}) F_{max} e^{-0.5 f Z_w} + F_{frz} \quad (9)$$

که F_{max} بیشینه کسر اشباع است که کسری از سلول دارای شاخص توپوگرافی بزرگ‌تر یا برابر با میانگین شاخص توپوگرافی است. همچنین Z_w عمق تراز آب و F_{frz} کسر خاک یخزده است.

رواناب زیرسطحی نیز مجموع رواناب زیرسطحی ناشی از توپوگرافی، R_{bt} ، و رواناب زیرسطحی اضافی اشباع، R_{bsat} ، است (نیو و همکاران، ۲۰۰۵):

$$R_{bt} = R_{bmax} e^{-f Z_w} \quad (10)$$

که R_{bmax} آهنگ بیشینه رواناب زیرسطحی است زمانی که عمق تراز آب صفر است و مقدار آن بین $10^{-4} \times 0.5$ تا $10^{-4} \times 10$ $kgm^{-2}s^{-1}$ متغیر است.

۲-۳ تاثیر توان تفکیک داده‌های توپوگرافی بر رواناب

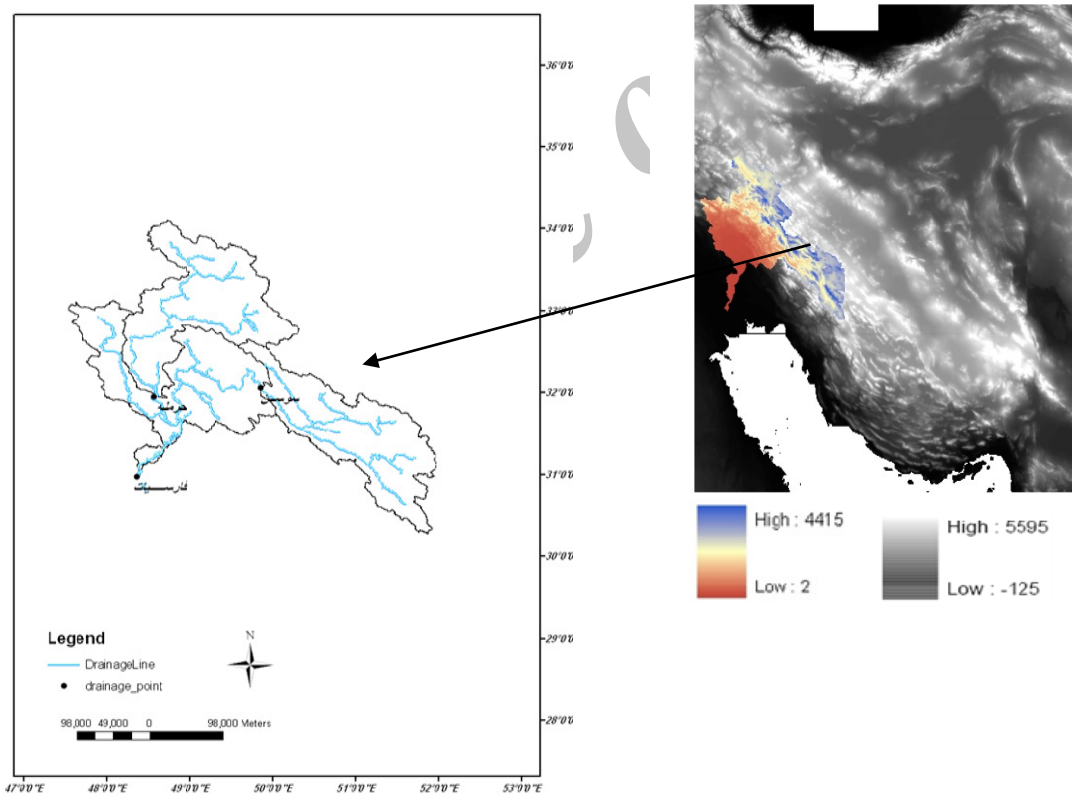
با توجه به تاثیر توان تفکیک داده‌های ارتفاعی در برآورد رواناب، روش مقیاس‌گامی برای تبدیل داده‌هایی با توان

۲-۵ مشخصات منطقه مورد بررسی

منطقه مورد بررسی حوضه رودخانه کارون محدود به طول جغرافیایی ۴۷/۴ تا ۵۲/۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰/۲ تا ۳۴/۲ درجه شمالی، شامل ۱۰۶ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و ۱۱۵ نقطه شبکه در راستای مدار با گام مکانی ۵km × ۵km است (شکل ۱). با بررسی ایستگاه‌های آب‌سنجی حوضه کارون و طول دوره آماری داده‌های موجود، ۳ ایستگاه آب‌سنجی شامل ایستگاه فارسیات (جنوب کارون)، حرمله (مرکز کارون) و

که D_{up} و D_{LSMs} حاصل ضرب رواناب سطحی در مساحت سلول شبکه (m^3s^{-1}) و کل برون‌شارش سلول‌های شبکه در بالادست (m^3s^{-1}) و مقدار دبی رودخانه m^3s^{-1} است. قابل ذکر است که در این مدل روندیابی مقدار محاسبه شده طول کانال کوچک‌تر از مقدار واقعی است. به همین دلیل ضریب اصلاحی r_m ، با مقدار جهانی ۱/۴، برای برآورد طول واقعی مسیر معرفی شده است.

تاخیر زمانی آب زیرزمینی ۳ روز و سرعت جریان آب ۰/۵ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است (اکی و همکاران، ۲۰۰۱).



شکل ۱. نقشه ارتفاعی با توان تفکیک افقی ۹۰ متر و سه زیرحوضه رودخانه کارون.

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (14)$$

که O_i ، M_i و \bar{O} به ترتیب داده‌های مشاهده‌ای در زمان i و داده مدل در زمان i و میانگین داده‌های مشاهده‌ای در کل گام‌های زمانی مورد نظر، N ، است. ضریب کارایی برابر صفر به این معنی است که شبیه‌سازی‌ها همان دقت را دارد که به‌جای اندازه رواناب در تمام زمان‌ها میانگین رواناب مشاهده شده را قرار دهیم. مقادیر مثبت E نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد و هنگامی که ضریب کارایی برابر با یک می‌شود، داده‌های شبیه‌سازی شده با مدل، در همه زمان‌ها با داده‌های مشاهده‌ای مشابه‌ای برابر است. مقادیر منفی ضریب کارایی نیز بیانگر این است که مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه در دوره مورد بررسی بسیار ناموفق است و حتی نمی‌تواند به اندازه به کار بردن میانگین مشاهدات نیز واقعیت جریان رودخانه را نمایش دهد.

همچنین اریبی مدل، b ، و میانگین قدر مطلق خطاها، MAE ، از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$b = \bar{M} - \bar{O} \quad (15)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i|$$

که \bar{M} میانگین داده‌های شبیه‌سازی شده مدل در کل زمان مورد بررسی است.

با اجرای طرحواره سطح OSU-SIM به‌طور مستقل در دسامبر ۲۰۰۵، دوره واسنجی، با پارامترهای f (محدوده تغییرات 1 تا 8 m^{-1}) و R_{bmax} (محدوده تغییرات بین 10^{-4} تا $0.5 \times 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) و با محاسبه کارایی مدل برای هر یک از این حالت‌ها، مقادیر این پارامترها در

ایستگاه سوسن (شرق کارون) برای تقسیم حوضه کارون به سه زیرحوضه انتخاب شده است (شکل ۱). برای تقسیم‌بندی حوضه کارون به سه زیرحوضه از داده‌های ارتفاعی با توان تفکیک افقی ۹۰ متر از ماهواره شاتل و از نرم افزارهای ARCGIS و ARCHYDRO استفاده شده است و زیرحوضه‌ها براساس نام ایستگاه‌های آب‌سنجی، زیرحوضه فارسیات، سوسن و حرمله نام‌گذاری می‌شود (شکل ۱). داده‌های شاخص توپوگرافی با توان تفکیک ۱۰۰۰ متری نیز از داده‌های USGS برای هر یک از زیرحوضه‌ها به دست آمده است.

۲-۶ بحث

طرحواره سطح OSU و طرحواره جفت شده با تاپ‌مدل ساده شده (از این پس OSU-SIM) در دو دوره واسنجی (دسامبر ۲۰۰۵) و اعتبارسنجی (ژانویه ۲۰۰۶) برای منطقه مورد بررسی، به‌طور مستقل اجرا می‌شود. شرایط مرزی و اولیه از داده‌های سه ساعته GFS و متغیرهای هواشناسی شامل تابش موج کوتاه و بلند، بارش، دما، فشار، رطوبت و سرعت باد در پایین‌ترین لایه مدل هواشناسی از خروجی‌های ۱۰ دقیقه‌ای مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF تامین شده است. همچنین در اجرای مدل OSU-SIM مقدار اولیه تراز آب ارتفاع پایین‌ترین لایه خاک از سطح (۲ متر) و آب زیرزمینی با عمق اولیه ۵۰ متر در زیر کف مدل خاک در نظر گرفته می‌شود. میانگین شاخص توپوگرافی از توان تفکیک ۱۰۰۰ متری نیز به ۱۰ متری برای هر سه زیرحوضه تبدیل شده است.

برای ارزیابی کارایی مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه، ضریب کارایی، E ، تعریف می‌شود (نش و ساتکلیف، ۱۹۷۰):

OSU-SIM در دوره اعتبارسنجی (ژانویه ۲۰۰۶) به کار می‌رود.

مقایسه دبی روزانه شبیه‌سازی شده طرحواره سطح OSU با داده‌های مشاهداتی در زیرحوضه فارسیات در کل دوره اعتبارسنجی مدل (ژانویه ۲۰۰۶) بیانگر فروبرآورد دبی توسط مدل است (شکل ۲-الف). در این زیرحوضه اختلاف میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده توسط این طرحواره سطح (۴۵۱/۴ مترمکعب بر ثانیه) و دبی مشاهداتی (۵۵۱/۴ مترمکعب بر ثانیه) زیاد است که سبب اریبی بالا و منفی و بزرگ بودن قدر مطلق میانگین خطاها می‌شود (جدول ۲).

بالاترین کارایی مدل برای هر زیرحوضه به دست می‌آید (جدول ۱). در اجرای این طرحواره سطح با مقادیر ذکر شده، با افزایش مقدار f رسانایی هیدرولیکی اشباع خاک کاهش می‌یابد. در واقع مقدار آبی که در اثر نفوذ گرانثی انتقال می‌یابد کاهش و در نتیجه مقدار R_{bmax} افزایش پیدا می‌کند. مقدار f برای هر سه زیرحوضه برابر است (2 m^{-1})، اما آهنگ پیشینه رواناب زیرسطحی در زیرحوضه فارسیات ($3/5 \times 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) نسبت به دو زیرحوضه دیگر بزرگ‌تر است. با وزن دادن به کارایی مدل، در حوضه رودخانه کارون، مقدار R_{bmax} برابر $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ و اندازه f برابر 2 m^{-1} در اجرای طرحواره سطح

جدول ۱. پارامترهای واسنجی و کارایی مدل در طرحواره سطح OSU-SIM در دوره واسنجی (دسامبر سال ۲۰۰۵).

نام زیرحوضه	پارامتر میرایی (m^{-1})	آهنگ پیشینه رواناب زیرسطحی ($10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	کارایی مدل
فارسیات	۲	۳/۵	۰/۶۰
حرمه	۲	۳/۰	۰/۷۱
سوسن	۲	۳/۰	۰/۸۵

جدول ۲. ارزیابی عملکرد طرحواره‌های سطح OSU و OSU-SIM در شبیه‌سازی دبی در سه زیرحوضه رودخانه کارون در دوره اعتبارسنجی (ژانویه ۲۰۰۶).

نام زیرحوضه	طرحواره سطح	کارایی مدل	اریبی مدل	میانگین مطلق خطا	میانگین دبی شبیه‌سازی شده مدل (مترمکعب بر ثانیه)
سوسن	OSU	۰/۴۴	-۵۱/۸	۵۲/۲	۹۶/۶
	OSU-SIM	۰/۸۹	-۱۲/۴	۱۳	۱۳۶/۰
حرمه	OSU	۰/۴۵	-۳۰	۴۲	۲۲۰/۴
	OSU-SIM	۰/۹۳	۲	۱۰	۲۵۲/۵
فارسیات	OSU	۰/۴۷	-۹۸	۱۰۰	۴۵۱/۴
	OSU-SIM	۰/۸۷	-۲۴	۳۰	۵۲۷/۸

کردن تاثیر صریح شاخص توپوگرافی در مدل بر می‌گردد.

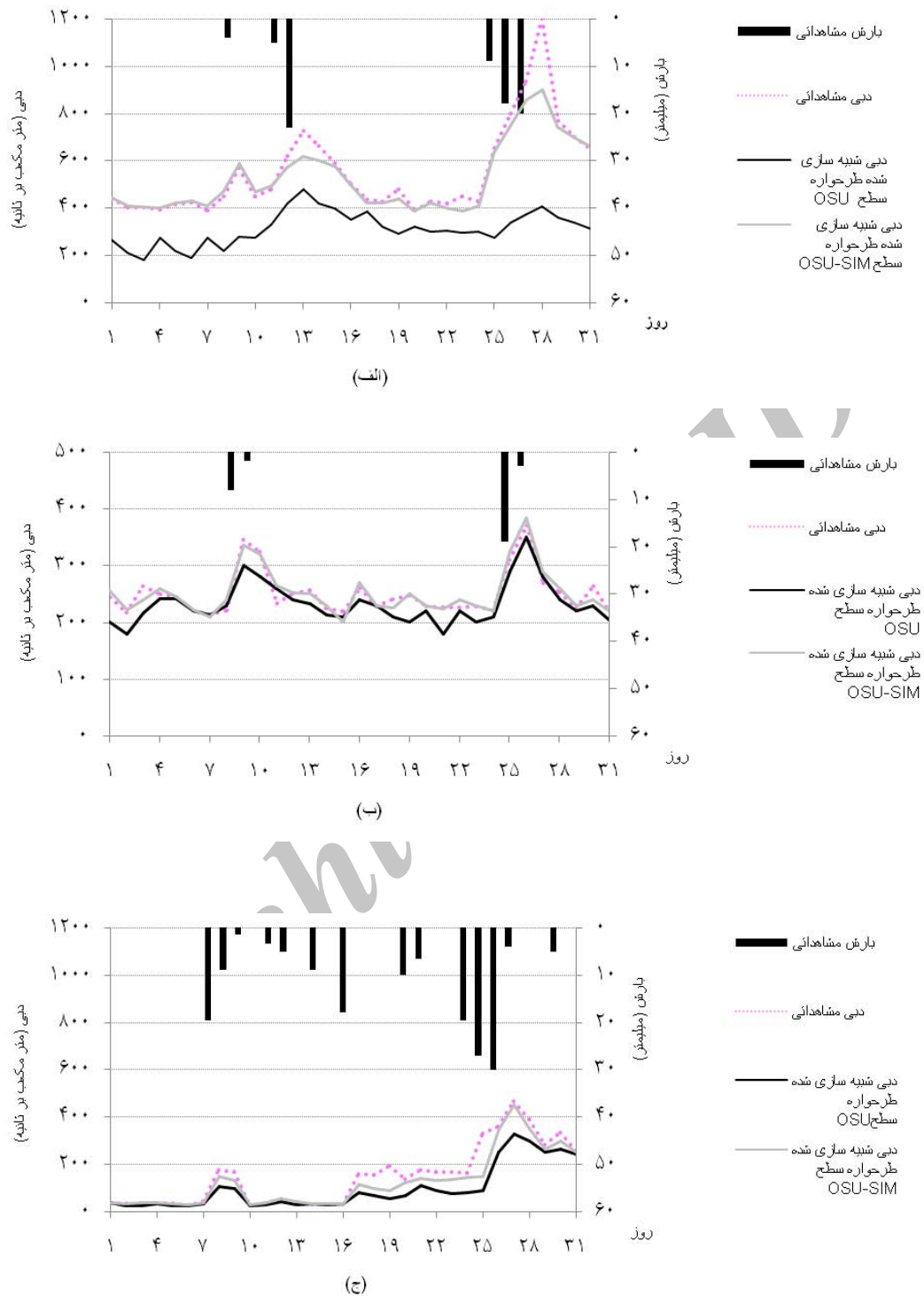
مقایسه دبی روزانه شبیه‌سازی شده طرحواره سطح OSU با داده‌های مشاهداتی در زیرحوضه حرمله در اکثر زمان‌های دوره اعتبارسنجی مدل (ماه ژانویه ۲۰۰۶) بیانگر فروبرآورد دبی با مدل است (شکل ۲-ب). در این زیرحوضه اختلاف میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده با این طرحواره سطح (۲۲۰/۴ مترمکعب بر ثانیه) و دبی مشاهداتی (۲۵۰/۵ مترمکعب بر ثانیه) بزرگ است که سبب اریبی نسبتاً زیاد و منفی ($-۳۰ \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) و قدر مطلق میانگین خطاهای نسبتاً بزرگ ($۴۲ \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) می‌شود (جدول ۲). ضریب کارایی مدل نیز مثبت (۰/۴۵) است که نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد (جدول ۲). شکل ۲-ب نشان می‌دهد که حتی با وجود پیش‌بینی درست بارش از WRF در روز ۹ ژانویه (۷ mm)، دبی شبیه‌سازی شده با OSU نسبت به مشاهدات بسیار کمتر است، که بخشی از این کاستی به ناکارایی مدل در پارامترسازی رواناب سطحی و در نتیجه به بیشینه ظرفیت نفوذ خاک مربوط است. در مقایسه با طرحواره سطح OSU، طرحواره سطح OSU-SIM در زیرحوضه حرمله کارایی بالاتری در برآورد دبی دارد، به طوری که کارایی بالا و مثبت مدل (۰/۹۳) و اریبی پایین و مثبت ($۲ \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) و قدر مطلق میانگین خطاها کوچک‌تر ($۱۰ \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) بیانگر این نکته است (شکل ۲-ب و جدول ۲). همچنین طی روزهای ۹ و ۲۷-۲۶ ژانویه رواناب سطحی شبیه‌سازی شده با طرحواره سطح OSU-SIM نسبت به OSU توافق بهتری با مشاهدات دارد.

مقایسه دبی روزانه شبیه‌سازی شده طرحواره سطح OSU با داده‌های مشاهداتی در زیرحوضه سوسن در حدود

ضریب کارایی مدل مثبت (۰/۴۷) است که نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها را دارد (جدول ۲).

بررسی شکل ۲-الف، بیانگر حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان‌ها است و اختلاف زیاد در دبی‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده توسط طرحواره سطح OSU سبب ایجاد اریبی بالا و منفی مدل می‌شود. از دلایل این اریبی بالا و منفی می‌تواند ناکارایی طرحواره سطح در پارامترسازی رواناب زیرسطحی و در نتیجه برآورد رطوبت پایین‌ترین لایه خاک مدل باشد. افزایش شدت بارش طی روزهای ۱۳ و ۲۷ ژانویه (هر دو بیش از ۲۰ میلیمتر در روز) سبب افزایش شدیدی در دبی مشاهداتی شده است. میزان بارش شبیه‌سازی شده توسط WRF در این روزها (به ترتیب ۱۱ mm و ۱۰ mm) بسیار کوچک‌تر از بارش واقعی است. از این رو، بخشی از خطا در دبی شبیه‌سازی شده را می‌توان ناشی از ضعف مدل هواشناسی در پیش‌بینی بارش دانست.

در مقایسه با طرحواره سطح OSU، طرحواره سطح OSU-SIM در زیرحوضه فارسیات کارایی بالاتری در برآورد دبی دارد، به طوری که کارایی مدل مثبت (۰/۸۷) و اریبی و قدر مطلق میانگین خطاها کوچکتر است (جدول ۲). با حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان‌ها، طرحواره سطح OSU-SIM با وارد کردن تراز آب در معادلات، توانسته است با بهبود رواناب زیرسطحی و در نتیجه افزایش میانگین دبی شبیه‌سازی شده مدل (۵۲۷/۴ متر مکعب بر ثانیه) سبب کاهش اریبی و قدر مطلق خطاها گردد (شکل ۲-الف). همچنین با توجه به افزایش شدت بارش طی روزهای ۱۳ و ۲۷ ژانویه رواناب سطحی شبیه‌سازی شده توسط طرحواره سطح OSU-SIM نسبت به OSU توافق بهتری با مشاهدات دارد که به وارد



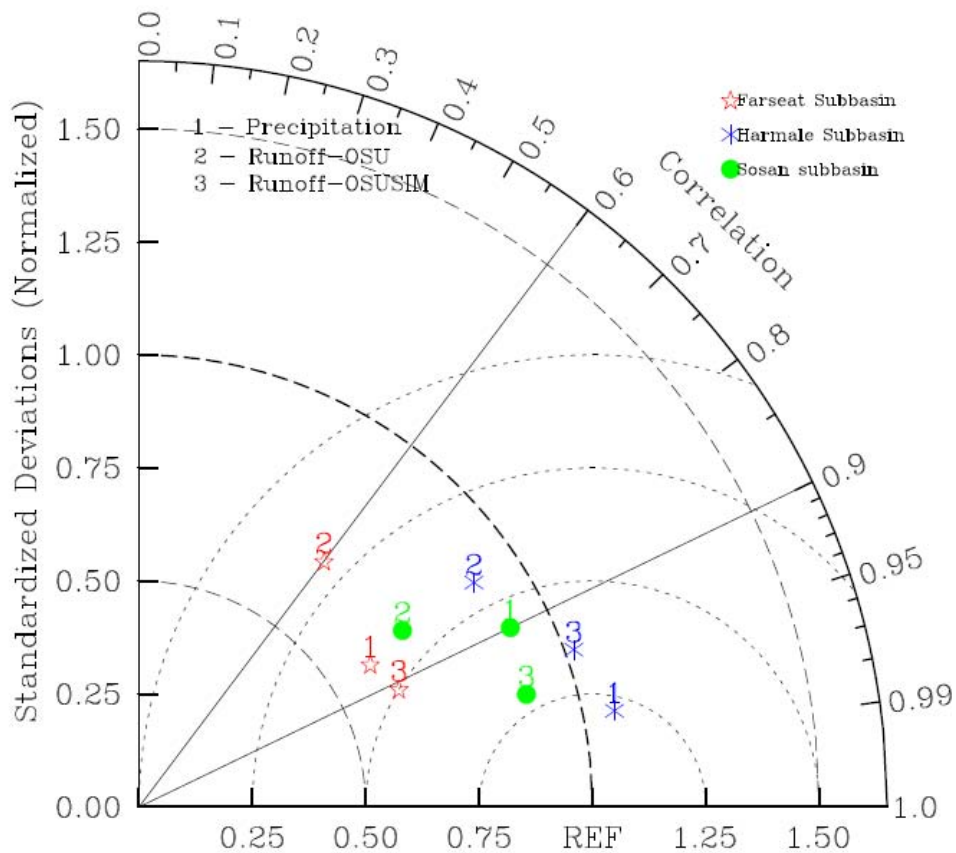
شکل ۲. مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده روزانه رودخانه (مترمکعب بر ثانیه) با طرحواره‌های مستقل سطح OSU و OSU-SIM در دوره اعتبار سنجی (ژانویه ۲۰۰۶) در (الف) زیرحوضه فارسیات، (ب) زیرحوضه حرمله و (ج) زیرحوضه سوسن.

شکل ۳ ضرایب همبستگی بین داده‌های بارش مشاهداتی و مدل هواشناسی و دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با طرحواره‌های سطح OSU-SIM و OSU-SIM و همچنین نسبت انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده به داده‌های مشاهداتی را در هر سه زیرحوضه مورد بررسی نشان می‌دهد. در این شکل، نقطه مرجع (REF) جایی است که دارای ضریب همبستگی و انحراف معیار نرمال شده برابر یک است. نیم دایره‌های به مرکز REF شاخصی از ریشه میانگین توان دوم خطاها (RMSE) است (تیلور، ۲۰۰۱). ضریب همبستگی بین بارش شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در زیرحوضه فارسیات (۰/۸۸) کوچک‌تر از دو زیرحوضه سوسن (۰/۹۰) و حرمله (۰/۹۸) است. انحراف معیار نرمال شده بارش در زیرحوضه حرمله بزرگ‌تر و در زیرحوضه‌های فارسیات و سوسن کوچک‌تر از یک است. این شکل به روشنی نشان می‌دهد که مدل WRF نتوانسته است تغییرات بارش را به‌ویژه در زیرحوضه فارسیات به‌خوبی شبیه‌سازی کند.

شکل ۳ نشان می‌دهد که هر دو طرحواره OSU و OSU-SIM دبی رودخانه را به طور قابل قبولی شبیه‌سازی کرده‌اند و اینک، هم‌آهنگی با توان مدل WRF در شبیه‌سازی بارش، شبیه‌سازی جریان رودخانه در زیرحوضه حرمله بسیار بهتر از شبیه‌سازی جریان رودخانه در زیرحوضه فارسیات است. رواناب شبیه‌سازی شده با طرحواره OSU-SIM نسبت به طرحواره OSU در هر سه زیرحوضه با داشتن ضریب همبستگی بالاتر با دبی مشاهده شده، انحراف معیار نرمال شده نزدیک‌تر به یک و ریشه میانگین توان دوم خطاهای کوچک‌تر، بسیار بهتر است. برای بررسی تاثیر توان تفکیک داده‌های ارتفاعی در محاسبه میانگین شاخص توپوگرافی و تاثیر آن بر رواناب، دبی شبیه‌سازی شده در طرحواره سطح OSU-SIM در توان تفکیک‌های ۱۰۰۰ و ۱۰ متری در ژانویه ۲۰۰۶، بدون

نیمی از دوره اعتبارسنجی (ماه ژانویه ۲۰۰۶) بیانگر فروبرآورد دبی با مدل است (شکل ۲-ج). در این زیرحوضه میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده توسط این طرحواره سطح ۹۶/۶ مترمکعب بر ثانیه و دبی مشاهداتی ۱۴۸/۵ مترمکعب بر ثانیه است که سبب اریبی بالا و منفی می‌شود (جدول ۲) که با توجه به حاکم بودن رواناب سطحی در اکثر زمان‌ها بیانگر ناکارایی طرحواره سطح در پارامترسازی رواناب سطحی است (شکل ۲-ج). شکل ۲-ج نشان می‌دهد که افزایش شدت بارش در روز ۷ ژانویه سبب افزایش شدیدی در دبی مشاهداتی می‌شود، درحالی‌که به دلیل فروبرآورد بارش با مدل هواشناسی (حدود ۲ میلی‌متر)، دبی شبیه‌سازی شده با مدل نسبت به مشاهدات کوچک‌تر است. در مقایسه با طرحواره سطح OSU-SIM، طرحواره OSU-SIM در زیرحوضه سوسن کارایی بالاتری در برآورد دبی دارد، به‌طوری‌که سبب کارایی مثبت و بالای مدل (۰/۸۹) و اریبی کوچک و منفی ($-12/4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) و قدرمطلق میانگین خطاها کوچک ($13 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) است (شکل ۲-ج و جدول ۲). طرحواره سطح OSU-SIM نتوانسته با بهبود شبیه‌سازی رواناب سطحی و در نتیجه افزایش میانگین دبی شبیه‌سازی شده مدل (۱۳۶ متر مکعب بر ثانیه) سبب کاهش اریبی و قدر مطلق خطاها شود که بیانگر کارایی مدل در پارامترکردن رواناب سطحی است. همچنین طی روزهای ۷ و ۲۷ ژانویه دبی شبیه‌سازی شده با طرحواره سطح OSU-SIM نسبت به OSU توافق بهتری با مشاهدات دارد.

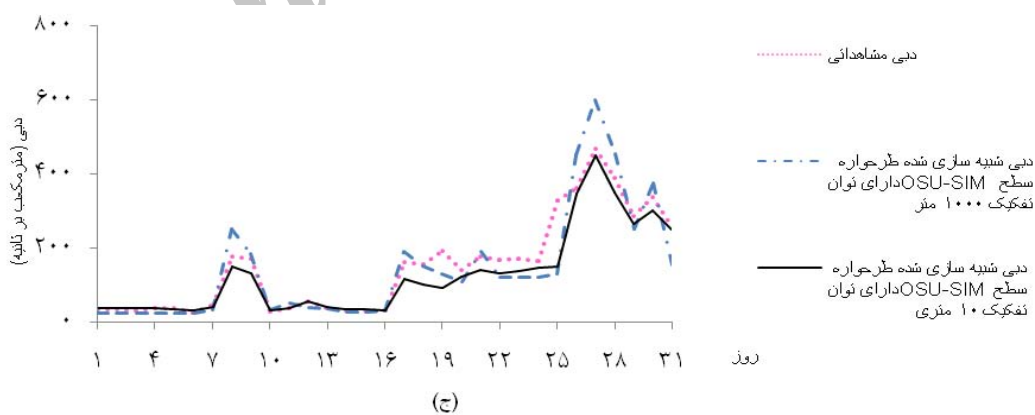
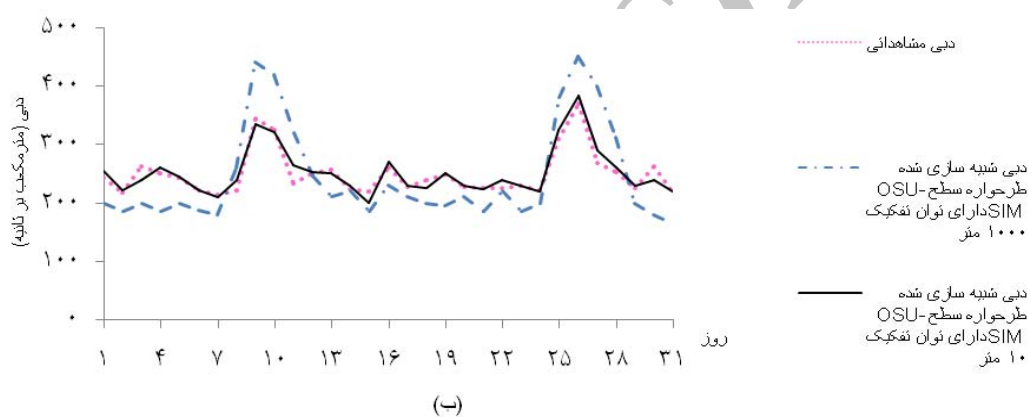
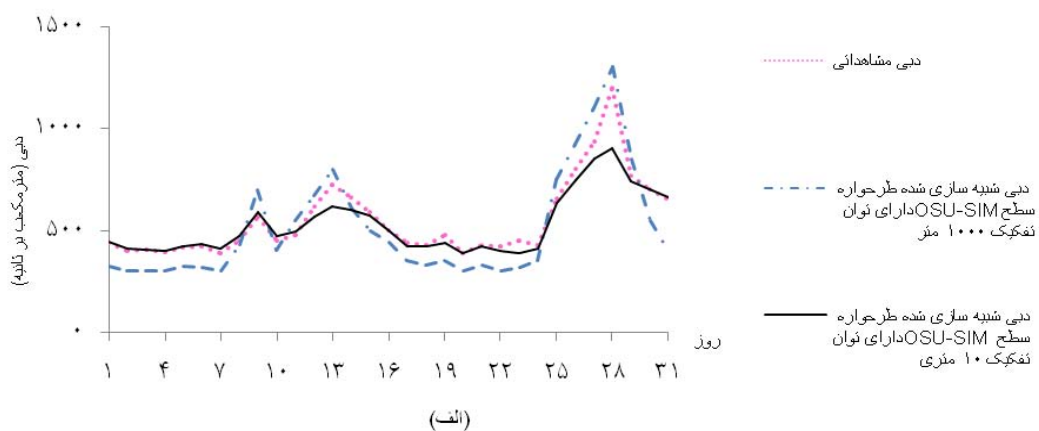
مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده و مشاهده شده طرحواره سطح OSU در زیرحوضه‌های فارسیات و حرمله (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب) نشان می‌دهد که خطا در شرایط آغازی به کار رفته در تحقیق حاضر، به‌ویژه شرایط آغازی ذخایر آب سطحی و زیرزمینی، نیز می‌تواند چشمه‌خطای دیگری برای دبی شبیه‌سازی شده باشد.



شکل ۳. نمودار تیلور بارش شبیه‌سازی شده با WRF و رواناب شبیه‌سازی شده با طرحواره‌های سطح OSU و OSU-SIM در سه زیرحوضه رودخانه کارون در دوره اعتبارسنجی (ژانویه سال ۲۰۰۶) (1 بیانگر بارش، 2 بیانگر رواناب با OSU و 3 بیانگر رواناب با OSU-SIM است).

جدول ۳. مقایسه عملکرد طرحواره سطح OSU-SIM در توان تفکیک ۱۰۰۰ متری و ۱۰ متری در ژانویه ۲۰۰۶ برای شبیه‌سازی دبی رودخانه در سه زیرحوضه کارون.

نام زیرحوضه	توان تفکیک (متر)	کارایی مدل	قدر مطلق میانگین خطا
سوسن	۱۰۰۰	۰/۵۰	۴۸
	۱۰	۰/۸۹	۱۳
حرمه	۱۰۰۰	۰/۲۵	۵۴
	۱۰	۰/۹۳	۱۰
فارسیات	۱۰۰۰	۰/۳۷	۹۹
	۱۰	۰/۸۷	۳۰



شکل ۴. نمودار روزانه دبی (مترمکعب بر ثانیه) مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با طرحواره سطح OSU-SIM با شاخص‌های توپوگرافی حاصل از نقشه ارتفاعی با توان تفکیک افقی ۱۰۰۰ و ۱۰ متری در ژانویه ۲۰۰۶ در (الف) زیرحوضه فارسیات، (ب) زیرحوضه حرمله و (ج) زیرحوضه سوسن

۳ نتیجه‌گیری

در طرحواره جفت شده OSU-SIM با پارامترسازی رواناب براساس شاخص توپوگرافی، اندازه دو پارامتر واسنجی، یعنی میرایی رسانایی هیدرولیکی خاک و آهنگ بیشینه رواناب زیرسطحی، در حوضه رودخانه کارون براساس بالاترین کارایی مدل در دوره واسنجی (دسامبر ۲۰۰۵) به ترتیب برابر 2 m^{-1} و $10^{-4} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ برآورد می‌شود.

بررسی روزانه شبیه‌سازی‌های دبی رودخانه در ماه ژانویه ۲۰۰۶ توسط طرحواره سطح OSU، که در آن رواناب به صورت ظرفیت نفوذ خاک پارامتر شده است، نشان می‌دهد که ضریب کارایی مدل در هر سه زیرحوضه رودخانه کارون مثبت است، که این نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد. با این حال اریبی نسبتاً زیاد و قدر مطلق میانگین خطاهای بزرگ در هر سه زیرحوضه بیانگر این است که مدل در پارامتر کردن رواناب‌های سطحی و زیرسطحی دارای دقت زیادی نیست.

بررسی روزانه شبیه‌سازی‌های دبی رودخانه با طرحواره سطح OSU-SIM در دوره اعتبارسنجی مدل (ژانویه ۲۰۰۶) در حوضه رودخانه کارون بیانگر افزایش کارایی مدل و کم شدن اریبی و قدر مطلق میانگین خطاهای کوچک نسبت به طرحواره سطح OSU است. پس طرحواره سطحی که رواناب را براساس شاخص توپوگرافی محاسبه می‌کند نسبت به طرحواره سطحی که آن را بر پایه ظرفیت نفوذ خاک محاسبه می‌کند، دبی را در حوضه رودخانه کارون در زمان مورد بررسی، بسیار بهتر برآورد می‌کند.

بررسی ضریب همبستگی بین بارش شبیه‌سازی شده و مشاهده شده و انحراف معیار نرمال شده بارش شبیه‌سازی شده در هر سه زیرحوضه مورد بررسی در دوره

تغییر پارامترهای تنظیمی برای توان تفکیک ۱۰۰۰ متری، مقایسه می‌شوند (شکل ۴). دبی شبیه‌سازی شده طرحواره سطح در توان تفکیک ۱۰۰۰ متری در هر سه زیرحوضه با افزایش شدت بارش، افزایش شدیدی را نشان می‌دهد. فراب‌آورد رواناب سطحی در توان تفکیک درشت، به دلیل افزایش شاخص توپوگرافی (افزایش حجم آب وارد شده به سلول شبکه از بالادست و کاهش شیب) است که سبب کاهش مقدار اولیه کمبود اشباع خاک می‌شود. پس مقدار اولیه عمق تراز آب پیش‌بینی شده توسط مدل کاهش می‌یابد و با توجه به کاهش نمای رواناب سطحی با عمق تراز آب (روابط (۸) و (۹))، مقدار رواناب سطحی بزرگ‌تری با مدل در توان تفکیک درشت برآورد می‌شود (ژانگ و مونتگومری، ۱۹۹۴؛ والاک و پرایس، ۱۹۹۴).

رواناب زیرسطحی شبیه‌سازی شده در هر سه زیرحوضه در طرحواره سطح OSU-SIM در توان تفکیک ۱۰۰۰ متری مقدار کمتری نسبت به توان تفکیک ۱۰ متری را نشان می‌دهد زیرا در محاسبه رواناب زیرسطحی در تاپ‌مدل ساده شده (رابطه (۱۰))، بیشینه رواناب زیرسطحی جایگزین رابطه‌ای شده است که در آن رواناب زیرسطحی با میانگین شاخص توپوگرافی به صورت نمایی کاهش می‌یابد (چن و کومار، ۲۰۰۱) و در نتیجه با افزایش شاخص توپوگرافی در توان تفکیک درشت، مقدار رواناب زیرسطحی کاهش می‌یابد. فروربرآورد رواناب زیرسطحی و فراب‌آورد رواناب سطحی در توان تفکیک درشت با مدل، سبب افزایش انحراف معیار دبی شبیه‌سازی شده با مدل و در نتیجه کاهش قابل ملاحظه کارایی مدل، افزایش قدر مطلق میانگین خطا در شبیه‌سازی دبی در طرحواره سطح OSU-SIM در توان تفکیک درشت نسبت به توان تفکیک ریز می‌شود (جدول ۳).

منابع

- Beven, K. J., and Kirkby, M. J., 1979, A physically based variable contributing area model of basin hydrology: *Hydrol. Sci. Bull.*, **24**, 43-69.
- Chen, F., and Dudhia, J., 2001a, Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system, Part I: Model implementation and sensitivity: *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- Chen, F., and Dudhia, J., 2001b, Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system, Part II: Preliminary model validation: *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 587-604.
- Chen, J., and Kumar, P., 2001, Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America: *J. Climate*, **14**, 1989-2014.
- Duan, Q. Y., Schaake, J. C., and V. I., Koren, 1996, FIFE 1987 water budget analysis: *J. Geophys. Res.*, **101**, 7197-7208.
- Ducharne, A. J., Koster, R. D., Suarez, M. J., Steglitz, M., and Kumar, P., 2000, A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 2 Parameter estimation and model demonstration: *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **105**, 24823-24838.
- Dumenil, L., and Todini, E., 1992, A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model: In: O'Kanne, J. P. (ed.): *Advances in theoretical hydrology, a tribute to James Dooze*, Elsevier, 129-157.
- Entekhabi D., and Eagleson, P. S., 1989, Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale variability: *J. Climate*, **2**, 816-831.
- Gendy, N., and Cox, P. M., 2003, The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity: *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1265-1275.
- Habets, F., and Saulnier, G. M., 2001, Subgrid runoff parameterization: *Phys. Chem. Earth (B)*, **26**, 455-459.
- Hahmann, A. N., 2003, Representing spatial subgrid-scale precipitation variability in a GCM: *J. Hydrometeorol.*, **4**, 891-900.
- Koster, R. D., and Milly, P. C. D., 1997, The اعتبارسنجی مدل، بیانگر ضریب همبستگی بزرگ‌تر در زیرحوضه‌های سوسن و حرمله نسبت به زیرحوضه فارسیات و انحراف معیار نرمال شده دارای تغییرات بزرگ‌تر در زیرحوضه حرمله (بزرگ‌تر از یک) نسبت به دو زیرحوضه دیگر است.
- بررسی ضریب همبستگی و انحراف معیار نرمال شده رواناب شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در هر سه زیرحوضه مورد بررسی در دوره اعتبارسنجی مدل، بیانگر ضریب همبستگی بالاتر و انحراف معیار نرمال شده رواناب شبیه‌سازی شده نزدیک‌تر به یک با طرحواره سطح OSU-SIM نسبت به طرحواره سطح OSU است.
- شبیه‌سازی دبی رودخانه در زیرحوضه حرمله که در آن بارش شبیه‌سازی شده خطای کمتری نسبت به زیرحوضه‌های دیگر دارد دقیق‌تر است. این نتیجه نشان می‌دهد که بخشی از خطای موجود در برآورد رواناب با طرحواره‌های سطح، ناشی از خطا در پیش‌بینی بارش با مدل هواشناسی است.
- مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در طرحواره سطح OSU همچنین نشان می‌دهد که خطا در شرایط آغازی به کار رفته در تحقیق حاضر، به‌ویژه شرایط آغازی ذخایر آب سطحی و زیرزمینی، نیز می‌تواند سرچشمه خطای دیگری برای دبی شبیه‌سازی شده باشد.
- بررسی تاثیر توان تفکیک داده‌های ارتفاعی در محاسبه شاخص توپوگرافی و تاثیر آن بر دبی شبیه‌سازی شده بیانگر این است که داده‌های ارتفاعی با توان تفکیک درشت، با افزایش اندازه شاخص توپوگرافی بزرگ‌تری سبب افزایش رواناب سطحی، کاهش رواناب زیرسطحی و در نتیجه کاهش کارایی مدل و افزایش قدر مطلق میانگین خطا در شبیه‌سازی دبی نسبت به داده‌های ارتفاعی با توان تفکیک ریز می‌شوند.

- Pan, H. L., and Mahrt, L., 1987, Interaction between soil hydrology and boundary-layer development: Bound-Layer Meteorol., **38**, 185-202.
- Pradhan, N. R., Tachikawa Y., and Takara, K., 2006, A downscaling method of topographic index distribution for matching the scales of model application and parameter identification: Hydrological Processes, **20**, 1385-1405.
- Richards, L. A., 1931, Capillary conduction of liquid through porous mediums: Physics, **1**, no.5, 318-333.
- Schaake, J. C., Koren, V. I., Mitchell, Q. Y., and Chen, F., 1996, A simple water balance model (SWB) for estimating runoff at different spatial and temporal scales: J. Geophys. Res., **101**, 7461-7475.
- Steiglitz, M., Rind, D., Famiglietti, J., and Rosenzweig, C., 1997, An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling: J. Climate, **10**, 118-137.
- Warrach, K., Steiglitz, M., Mengelkamp, H. T., and Raschke, E., 2002, Advantages of a topographically controlled runoff simulation in a soil-vegetation-atmosphere transfer model: J. Hydrometeorol., **3**, 131-148.
- Wolock, D. M., and Price, C. V., 1994, Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography based watershed model: Wat. Resour. Res., **30**, 3041-3052.
- Wood, E. F., Lettenmair, D. P., and Zartarian, V. G., 1992, A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general-circulation models: J. Geophys. Res.-Atmos., **97**, 2717-2728.
- Zhang, W., and Montgomery, D. R., 1994, Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations: Wat. Resour. Res., **30**, 1019-1028.
- Zhao, R. J., Zhang Y. L., and Fang, L. R., 1980, The Xinanjiang model: Hydrological Forecasting Proceedings Oxford Symposium, IAHS, **129**, 351-356.
- interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models: J. Climate, **10**, 1578-1591.
- Mahrt, L., and Pan, H. L., 1984, A two-layer model of soil hydrology: Bound- Layer Meteorol., **29**, 1-20.
- Manfreda, S., and Fiorentino, M., 2008, A stochastic approach for the description of the water balance dynamics in a river basin: Hydrol. Earth Syst. Sci., **12**, 1189-1200.
- Miller, J. R., Russel, G. L., and Caliri, G., 1994, Continental-scale river flow in climate models: J. Climate, **7**, 914-928.
- Moore, R. J., 1985, The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales: Hydrol. Sci. J., **30**, 273-297.
- Nash, J. E., and Sutcliffe, J. V., 1970, River flow forecasting through conceptual models .1. A discussion of principles: J. Hydrol., **10**, 282-290.
- Niu, G. Y., and Yang, Z. L., 2003, The versatile integrator of surface atmospheric processes-Part2: evaluation of three topography-based runoff schemes: Global and Planetary Change, **38**, 191-208.
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Dickenson, R. E., and Gulden, L. E., 2005, A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models: J. Geophys. Res.-Atmos., **110**, D21106, doi: 10.1029/2005JD00611.
- Niu, G. Y., and Yang, Z. L., 2006, Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale: J. Hydrometeorol., **7**, (5), V937-V952.
- Oki, T., and Sud, Y. C., 1998, Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), A global river channel network: Earth Interactions, **2**, (1), V1-V36.
- Oki, T., Agata, Y., Kanae, S., Saruhashi, T., Yang, D., and Musiake, K., 2001, Global assessment of current water resources using total runoff integrating pathways: J. Hydrol. Sci., **46**, 983-995.