

ارزیابی دبی شبیه سازی شده رودخانه توسط طرحواره سطح NOAH جفت شده در مدل WRF با وارد کردن تاثیر شاخص توپوگرافی و مدل آب زیرزمینی

مهرانه خدامرادپور^{۱*}، پرویز ایران‌نژاد^۲

۱- استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا

۲- دانشیار گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۵/۱۶

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۰/۱۲/۱۷

چکیده

رواناب از مهم‌ترین مولفه‌های طرحواره‌های سطح است که برآورد آن به دلیل وابستگی به بارندگی، رطوبت خاک و توپوگرافی، که به شدت با زمان و مکان متغیر هستند، مشکل است. در این بررسی دو روش مختلف پارامترسازی زیرشبکه‌ای رواناب در طرحواره سطح NOAH جفت شده در مدل پیش‌بینی عددی WRF در سه زیرحوضه رودخانه کارون (زیرحوضه‌های سوسن، حرمله و فارسیات) در زمستان ۲۰۰۶ مقایسه می‌شوند. رواناب سطحی در طرحواره NOAH بر اساس تابع توزیع احتمال بیشینه ظرفیت نفوذ خاک و رواناب زیر سطحی بر اساس نفوذ گرانشی کف مدل خاک پارامتره می‌شود. مدل WRF-NOAH با مدل روندیابی رودخانه TRIP در حوضه رودخانه کارون، دبی را به شدت فرو-برآورد می‌کند که این می‌تواند ناشی از عدم قطعیت در پارامترسازی رواناب سطحی، به دلیل در دسترس نبودن داده‌های نفوذ خاک و بکار بردن تابع ذهنی در برآورد تابع چگالی احتمال آن، و رواناب زیر سطحی، به دلیل برآورد نادرست رطوبت لایه کف مدل خاک، باشد. لذا در این مقاله طرحواره جدید NOAH-SIM بر مبنای روش تاپ‌مدل ساده‌شده ارائه می‌شود که رواناب سطحی بر اساس شاخص توپوگرافی، به دلیل در دسترس بودن داده‌های شاخص توپوگرافی، رواناب زیر سطحی با وارد کردن عمق ایستایی و مدل آب زیرزمینی پارامتره می‌شود. ارزیابی دبی شبیه سازی شده توسط طرحواره‌های سطح NOAH و NOAH-SIM به طور جفت شده در مدل WRF در حوضه رودخانه کارون، بیانگر ضریب کارایی بالاتر، اریبی پایین‌تر، خطاهای مدل کوچک‌تر، ضریب همبستگی بالاتر و انحراف معیار نرمال شده نزدیک به یک طرحواره NOAH-SIM است که برتری پارامترسازی رواناب بر اساس تاپ‌مدل ساده شده، به ویژه رواناب زیر سطحی به دلایلی حاکم بودن آن در اکثر زمان‌های مورد مطالعه، را نشان می‌دهد. همچنین تاثیر پارامترسازی رواناب بر توازن بودجه آبی در هر دو طرحواره سطح، بیانگر توازن بهتر بودجه آبی توسط طرحواره NOAH-SIM است.

واژگان کلیدی: طرحواره‌های پارامتره سازی سطح، رواناب، دبی رودخانه، شاخص توپوگرافی، کارایی مدل

مقدمه

رواناب از مهم ترین مولفه های بخش آبی در طرحواره های سطح است که شبیه سازی غیر واقعی آن بر شبیه سازی تبخیر و تعرق (Koster & Milly, 1997) و در نتیجه بر تقسیم انرژی در دسترس سطح به شارهای مختلف انرژی تاثیر می گذارد. در طرحواره های سطح رواناب به رواناب سطحی و زیرسطحی تقسیم می شود. رواناب سطحی در اثر سازوکارهای اضافی اشباع (سازوکار دان^۱) و اضافی نفوذ (سازوکار هورتون^۲) ایجاد می شود. در سازوکار دان، رواناب ناشی از بارندگی روی خاک اشباع است، در حالی که در سازوکار هورتون رواناب هنگامی رخ می دهد که شدت بارندگی بیشتر از ظرفیت نفوذ خاک است. رواناب زیر سطحی نیز زمانی رخ می دهد که آب نفوذ کرده در خاک به لایه ای از خاک نفوذناپذیر یا با نفوذپذیری کم برسد. در این حالت جریان آب در زیر سطح و در امتداد شیب جاری می شود.

طرحواره های سطح به دلیل تفکیک پایین قادر به مدل کردن صریح این فرآیندهای پیچیده حاکم بر ایجاد رواناب کل (بارندگی، رطوبت خاک و توپوگرافی) نیستند. از این رو، برای وارد کردن اثر این فرآیندها در طرحواره های سطح پارامتره سازی زیر شبکه ای^۳ برای رواناب سطحی ارائه شده است که اغلب بر پایه توابع چگالی احتمال استوار هستند (Entekhabi & Eagleson, 1989). این توابع چگالی احتمال براساس پارامترهای هواشناختی (مانند بارش: Hahmann, 2003) و یا ویژگی های سطح شامل ظرفیت نفوذ خاک (Chen & Dudhia, 2001)، ظرفیت ذخیره خاک (Manfreda & Fiorentino, 2008) و شاخص های توپوگرافی (Steiglitz et al., 1997; Gendy & Cox, 2003; Niu et al., 2005) ارائه می شوند.

در مدل های مبتنی بر ظرفیت نفوذ خاک، هر لایه خاک دارای ظرفیت نفوذ مشخصی است و رواناب بر اساس تابع توزیع احتمال بیشینه ظرفیت نفوذ خاک محاسبه می شود

(مانند مدل VIC: Wood et al., 1992). در مدل های ظرفیت ذخیره خاک، توزیع ظرفیت ذخیره های رطوبت خاک توسط تابع تجمعی محاسبه می شود و ظرفیت های بیشینه و کمینه برای هر ذخیره در نظر گرفته می شود (مانند مدل PDM⁺: Moor, 1985; Moor & Bell, 2002). اساس مدل های تابع توزیع احتمال شاخص های توپوگرافی، تاپ مدل (Beven & Kirkby, 1979) است. در این مدل بخش اشباع هر سلول شبکه با تابع توزیع احتمال شاخص توپوگرافی معرفی می شود. شاخص توپوگرافی از نظر مفهومی بیانگر این است که چه حجم آبی از بالادست به سلول شبکه وارد می شود و این آب با چه سرعتی در امتداد شیب جاری می شود. در واقع، مشخصه های توپوگرافی به طور صریح در مفهوم شاخص توپوگرافی وارد شده اند. در سال های اخیر، با توجه به در دسترس بودن داده های ارتفاعی با تفکیک بالا، پارامتره سازی رواناب سطحی بر اساس دیدگاه شاخص توپوگرافی در طرحواره های سطح افزایش یافته است (Duchrane et al., 2000; Niu et al., 2005). پرادها و همکاران (Pradhan et al., 2006) دریافتند که بکاربردن داده های توپوگرافی با توان تفکیک بالا در محاسبه شاخص توپوگرافی را با روش مقیاس کاهی، تبدیل داده ها از مقیاس درشت تر به ریزتر، سبب بهبود برآورد رواناب می شود. با توجه به زیاد بودن تعداد پارامترهای تنظیمی در تاپ مدل، نیو و همکاران (Niu et al., 2005 & 2007) تاپ مدل ساده شده را ارائه کردند که در آن تعداد پارامترهای تنظیمی کاهش یافته است و در محاسبه تابع توزیع احتمال شاخص توپوگرافی، به جای تابع توزیع گامای سه پارامتری، تابع توزیع تجمعی چگالی شاخص توپوگرافی بکار می رود. رواناب زیرسطحی در اکثر طرحواره های سطح یا بر اساس نفوذ گرانشی (Dickinson et al., 1993) و یا بر مبنای نفوذ جانبی در امتداد شیب پارامتره می شد. به تدریج پارامتره سازی رواناب زیرسطحی بر اساس دیدگاه تاپ مدل در مدل های اقلیمی، یا به صورت تابع نهایی از کمبود رطوبت کل حوضه رودخانه (Koster et al., 2004) و یا

معرفی مدل WRF

مدل WRF^۴ مدل میان مقیاس پیش‌بینی عددی وضع هوا است که امروزه به‌طور گسترده‌ای در پیش‌بینی و در پروژه‌های تحقیقاتی بکار می‌رود. اولین نسخه این مدل در دسامبر ۲۰۰۱ ارائه شد (Wang et al., 2001). گام مکانی مدل می‌تواند از چندین متر تا هزاران کیلومتر متغیر باشد. مدل WRF دارای دو هسته دینامیکی و فیزیکی است. هسته دینامیکی شامل دو هسته ARW^۵، جرم اوپلری، و NMM^۶، مدل غیر هیدروستاتیکی میان مقیاس، می‌باشد. هسته فیزیکی مدل شامل طرحواره‌های پارامتره‌سازی تابش، لایه مرزی، سطح، همرفت و میکروفیزیک است که هر کدام شامل چندین نسخه مختلف می‌باشند. دستگاه مختصات قائم مدل دستگاه سیگما است که مقدار آن از یک تا صفر؛ از سطح زمین تا بالاترین لایه جو، تغییر می‌کند. شبکه افقی مدل، شبکه C آراکوا است.

معرفی طرحواره سطح NOAA

طرحواره NOAA (Chen & Dudhia, 2001) 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 چند لایه‌ای خاک مارت و پن (Mahrt & Pan, 1984)، مدل پوشش گیاهی پن و مارت (Pan & Mahrt, 1987)، رواناب سطحی شاکه و همکاران (Schaake et al., 1996) و مدل ساده برف است.

در این طرحواره سطح، برای بهبود شبیه‌سازی‌های رواناب، رواناب سطحی از مدل توازن ساده آب (SWB)^۱ پارامتره می‌شود (Schaake et al., 1996). مدل توازن ساده

به صورت عمق ایستایی (Famiglietti & Wood, 1994; Steiglitz et al., 1997; Niu & Yang, 2003) ارائه شد. اما اشکال این روش پارامتره سازی در معرفی ذخیره آب در آبخوان در شرایط خاک خشک و در نتیجه برآورد نادرست عمق ایستایی بود که منجر به وارد کردن مدل‌های آب زیرزمینی در کف مدل خاک طرحواره‌های سطح در دهه اخیر شد (Gutowski et al., 2002; Geny & Cox, 2003; Niu et al., 2007).

در ارزیابی خروجی‌های رواناب در رودخانه‌ها نیاز به مدل روندیابی است و رواناب ایجاد شده از طریق شبکه کانال و در مسیر جریان آب انتقال می‌یابد. اکی و سود (Oki & Sud, 1998) مدل روندیابی مسیره‌های مجموع رواناب کل (TRIP^۱) را معرفی کردند که هدف آن توصیف جریان جانبی آب روی سطح براساس مسیره‌های کانال رودخانه بود و شبیه‌سازی‌های رواناب مدل گردش کلی جو را در حوضه رودخانه به دبی تبدیل کردند. در تحقیق حاضر طرحواره سطح NOAA^۳-LSM (یا OSU^۳-LSM) در مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا (WRF Weather Research and Forecasting model) مورد بررسی قرار می‌گیرد که در آن رواناب سطحی در هر مربع گریدی بر پایه تابع توزیع احتمال بیشینه ظرفیت نفوذ خاک و رواناب زیرسطحی بر اساس نفوذ گرانشی در کف مدل خاک برآورد می‌شود. سپس در این طرحواره سطح، پارامتره‌سازی رواناب‌های سطحی و زیر سطحی بر اساس دیدگاه تاپ‌مدل ساده شده (Niu et al, 2005) وارد می‌شود و تاثیر روش‌های مختلف پارامتره‌سازی رواناب بر میانگین دبی شبیه‌سازی شده و رواناب‌های سطحی و زیرسطحی، و همچنین ترازمندی بودجه آبی حاصل از این دو طرحواره سطح بررسی می‌شود. در این پژوهش، نسخه دوم مدل روندیابی مسیره‌های مجموع رواناب کل (Oki et al., 2001) برای تبدیل رواناب به دبی رودخانه به‌کار می‌رود.

مواد و روش‌ها

1. Total Runoff Integration Pathways-
3. Oregon State University
5. Advanced Research WRF

2. NCEP.OSU. Air Force. office Of Hydrology
4. Weather Research and Forecasting
6. Non hydrostatic Mesoscale Model

محاسبه می شود. بر این اساس بیشینه نفوذ خاک (I_{max}) در طرحواره سطح NOAH به شکل

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

ارائه می شود (Chen & Dudhia, 2001) که δ_i گام زمانی مدل برحسب مقیاس زمانی روزانه و D_x کمبود رطوبت کل لایه های خاک از حالت اشباع برحسب متر است. در این طرحواره سطح، رواناب سطحی هنگامی رخ می دهد که اضافی بارش به داخل خاک نفوذ پیدا نکند.

در این طرحواره سطح فرض می شود که در کف مدل خاک پخش هیدرولیکی برابر صفر است و شار آب در این لایه تنها در اثر نفوذ گرانازی (که برابر سانایی هیدرولیکی لایه کف خاک است) صورت می گیرد. این شار برابر با رواناب زیرسطحی در نظر گرفته می شود.

معرفی تاپ مدل ساده شده (SIMTOP)

نیو و یانگ (Niu & Yang, 2003) و نیو و همکاران (Niu et al., 2005) تاپ مدل ساده شده را بر اساس تاپ مدل (Beven & Kirkby, 1979) معرفی کردند. برتری تاپ مدل ساده شده بر تاپ مدل در کاهش تعداد پارامترهای واسنجی، بهبود کسر اشباع سلول شبکه و در نتیجه برآورد بهتر رواناب سطحی، به ویژه در نواحی کوهستانی و برآورد بهتری از رواناب زیر سطحی به صورت حاصل ضرب تابع نمایی از عمق ایستابی (فاصله مرز جدایی بخش اشباع و غیر اشباع خاک) و یک پارامتر به جای چندین پارامتر وابسته به توپوگرافی و خواص فیزیکی خاک در تاپ مدل است. در این مدل سانایی هیدرولیکی اشباع خاک، K_s ، به طور نمایی با عمق خاک (z) کاهش می یابد:

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

که K_{s0} سانایی اشباع در سطح خاک (m/s) و f پارامتر میرایی (m^{-1}) است. شاخص توپوگرافی از رابطه (۷) محاسبه می شود، که در آن a مساحت بالادست وارد شده به سلول شبکه بر واحد طول کنتور و $\tan \beta$ شیب سطح است.

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

آب یک مدل دو لایه ای خاک است که در آن تابع توزیع احتمال ظرفیت نفوذ خاک برای توصیف تغییرات رطوبت خاک بکار می رود. لایه نازک بالایی حدود چند میلی متر بالایی خاک است که تاثیر تبخیر از بخش مرطوب پوشش گیاهی نیز در آن در نظر گرفته می شود. لایه پایینی در بردارنده ناحیه ریشه و سامانه آب خاک است که در آن جذب آب توسط ریشه ها و درون شارش اضافی بارش از لایه بالایی به این لایه در نظر گرفته می شود. هر دو لایه دارای ظرفیت ذخیره آب محدودی هستند. تابع توزیع تجمعی رواناب سطحی، $F(q_s)$ ، به تابع توزیع بارش موثر (P_x) و ظرفیت نفوذ خاک (I_c) وابسته است و به شکل:

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

محاسبه می شود (Schaake et al., 1996). با مشتق گیری از رابطه (۱) و محاسبه تابع چگالی رواناب سطحی، $f(q_s)$ میانگین رواناب سطحی (Q_s) محاسبه می شود (Moor, 1985).

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

با توجه به تقسیم بارش موثر به رواناب سطحی و نفوذ واقعی خاک، I ، $(P_x = Q_s + I)$ براساس رابطه (۲)، میانگین مکانی نفوذ واقعی تعریف می شود (Schaake et al., 1996).

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

با توجه به وجود همبستگی بالایی میانگین مکانی رطوبت خاک در لایه نازک بالایی خاک (۱۰ سانتیمتری از سطح خاک) و لایه دو متری خاک و با فرض برابری نفوذ واقعی در هر گام زمانی ($I_i(\Delta t)$) با ظرفیت نفوذ خاک، $I_{c,i}(\Delta t)$ ، ظرفیت نفوذ خاک را می توان به صورت رابطه (۴) تعریف کرد (Schaake et al., 1996).

$$I_c = D_b [1 - \exp(-k_{dt} \Delta t)] \quad (4)$$

که D_b کمبود رطوبت لایه کف خاک و k_{dt} پارامتری بدون بعد است که تابعی از سانایی هیدرولیکی اشباع است. با جایگزینی رابطه (۴) در رابطه (۳)، نفوذ واقعی خاک

کف مدل خاک قرار دارد که تغییرات زمانی آب ذخیره‌شده در آن، W_a (mm)، به شکل:

$$\frac{dW_a}{dt} = Q - R_{sb} \quad (11)$$

تعریف می‌شود که R_{sb} برون‌ده آبخیز و Q آهنگ آب ورودی به آن است که بر اساس قانون دارسی تعیین می‌شود:

$$Q = -K_a \frac{-z_w - (\psi_{bot} - z_{bot})}{z_w - z_{bot}} \quad (12)$$

که z_{bot} ارتفاع لایه کف مدل خاک از سطح خاک و ψ_{bot} پتانسیل ماتریس لایه کف مدل خاک و K_a رسانایی هیدرولیکی آبخوان است. آهنگ تغییرات رطوبت حجمی لایه کف مدل خاک، θ_{bot} ، از رابطه ریچاردز با شرط مرزی شار صفر از رابطه (۱۳) به‌هنگام می‌شود.

$$\frac{d\theta_{bot}}{dt} = \frac{-Q}{\rho_w \Delta z_{bot}} \quad (13)$$

که Δz_{bot} ضخامت لایه کف خاک است. این رابطه تنها زمانی بکار می‌رود که عمق ایستابی از ارتفاع لایه کف مدل خاک پایین‌تر باشد.

مدل مقیاس‌کاهی شاخص توپوگرافی

با توجه به تاثیر توان تفکیک داده‌های ارتفاعی در برآورد رواناب، روش مقیاس‌کاهی برای تبدیل داده‌هایی با توان تفکیک ۱۰۰۰ متری به داده‌های ۱۰ متری به‌کار می‌رود (Pradhan et al., 2006). شاخص توپوگرافی تبدیل شده به ۱۰ متری، عبارت است از:

$$TI_{scaled} = \ln\left(\frac{C_i}{w_i R_f \theta_{scaled}}\right) - \ln I_f \quad (14)$$

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 مقیاس‌شده است.

(۷)

در این مدل رواناب سطحی، R_s شامل رواناب سطحی اضافی اشباع (سازوکار دان) و اضافی نفوذ (سازوکار هورتون) است (Niu et al., 2005):

$$\lambda = \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (8)$$

که Q_{wat} بارش موثر وارد شده 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 (Niu et al., 2005):

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

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

رواناب زیر سطحی نیز مجموع رواناب زیر سطحی ناشی از توپوگرافی، R_{bt} و رواناب زیر سطحی اضافی اشباع، R_{bsat} است (Niu et al., 2005):

$$R_{bt} = R_{bmax} e^{-f z_w} \\ R_{bsat} = \max\left[0, (\theta_i - \theta_{sat}) \frac{\Delta z_i}{\Delta t}\right] \quad (10)$$

که R_{bmax} آهنگ بیشینه رواناب زیر سطحی است زمانی که عمق ایستابی صفر است و مقدار آن بین $10^{-4} \times 0.5$ تا $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ متغیر است. همچنین N تعداد لایه‌های مدل خاک، θ_i و θ_{sat} رطوبت حجمی خاک لایه i ام (m^3/m^3) و رطوبت حجمی خاک اشباع (m^3/m^3) و Δz_i ضخامت لایه خاک مورد نظر (m) است.

با توجه به تاثیر آب زیرزمینی بر رطوبت خاک و در نتیجه بر انرژی سطح و توازن آب، به‌ویژه در نواحی با عمق ایستابی کم، نیو و همکاران (Niu et al., 2007) مدل ساده آب زیرزمینی ($SIMGM^1$) را در تاپ مدل ساده‌شده وارد کردند. در مدل ساده آب زیرزمینی یک آبخوان نامحصور در

مدل روندیابی TRIP

داده‌های ارتفاعی با تفکیک افقی ۹۰ متر از ماهواره شاتل و از نرم افزارهای ARCHYDRO و ARCGIS استفاده شده است و زیر حوضه‌ها بر اساس نام ایستگاه‌های آب سنجی، زیرحوضه فارسیات، حرمله و سو سن نام‌گذاری می‌شوند (شکل ۱). بررسی مشخصات ارتفاعی سه زیرحوضه مورد نظر بیان‌گر این است که زیرحوضه سوسن مرتفع‌ترین زیرحوضه رودخانه کارون با میانگین ارتفاعی ۲۲۶۲ متر (محدوده تغییرات ۸۳۳ تا ۴۳۶۷ متر) و زیرحوضه فارسیات پست‌ترین زیرحوضه با میانگین ارتفاع ۱۳۵۵ متر (محدوده تغییرات ۶ تا ۴۳۶۷ متر) است. هم‌چنین زیرحوضه حرمله دارای میانگین ارتفاع ۱۶۸۱ متر (محدوده تغییرات ۲۹ تا ۴۰۵۲ متر) است، به‌طوری‌که بخش‌های جنوبی این زیرحوضه شامل نواحی پست و بخش‌های شمالی آن نواحی مرتفع‌تر است. داده‌های شاخص توپوگرافی با تفکیک ۱۰۰۰ متری نیز از داده‌های USGS برای هر یک از زیرحوضه‌ها بدست آمده است.

اجرای مدل

در این بررسی مدل WRF با هسته دینامیکی ARW و طرحواره‌های سطح NOAH و NOAH-SIM و نسخه طرحواره‌های دیگر (جدول ۱) در محدوده مورد مطالعه در زمستان ۲۰۰۶، با داده‌های سه ساعته GFS برای شرایط مرزی و اولیه، با روش لانه‌ای یکسویه (استفاده از داده‌های شبکه مادر به‌عنوان شرایط مرزی شبکه داخلی) اجرا می‌شود. گام مکانی برای شبکه مادر ۱۵km×۱۵km شامل ۶۹ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و ۶۹ نقطه شبکه در راستای مدار و برای شبکه داخلی ۵km×۵km شامل ۱۱۴ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و ۱۰۸ نقطه شبکه در راستای مدار است. در اجرای مدل با طرحواره NOAH-SIM مقدار اولیه تراز آب ارتفاع پایین‌ترین لایه خاک از سطح (۲ متر) و آب زیرزمینی با عمق اولیه ۵۰ متر در کف مدل خاک در نظر گرفته می‌شود. هم‌چنین در این طرحواره سطح، اندازه پارامترهای تنظیمی شامل f و R_{bmax} به ترتیب برابر با $4/5 \times 10^{-4} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ و 2 m^{-1} ، بر اساس اجرای این طرحواره به‌طور مستقل از مدل در دوره واسنجی در حوضه رودخانه کارون، در نظر گرفته می‌شود.

در این تحقیق مدل روندیابی TRIP، که اکی و همکاران (Oki et al., 2001) برای جریان‌های ثابت و متغیر معرفی کرده‌اند، برای تبدیل رواناب به دبی رودخانه به کار می‌رود. در نسخه دوم TRIP، دو ذخیره آب شامل ذخیره آب سطحی و زیرزمینی تعریف می‌شود. ذخیره آب زیرزمینی (S_g ، m^3)، با ذخیره خطی ساده به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\frac{dS_g}{dt} = D_{LSMg} - D_{outg} \quad (15)$$

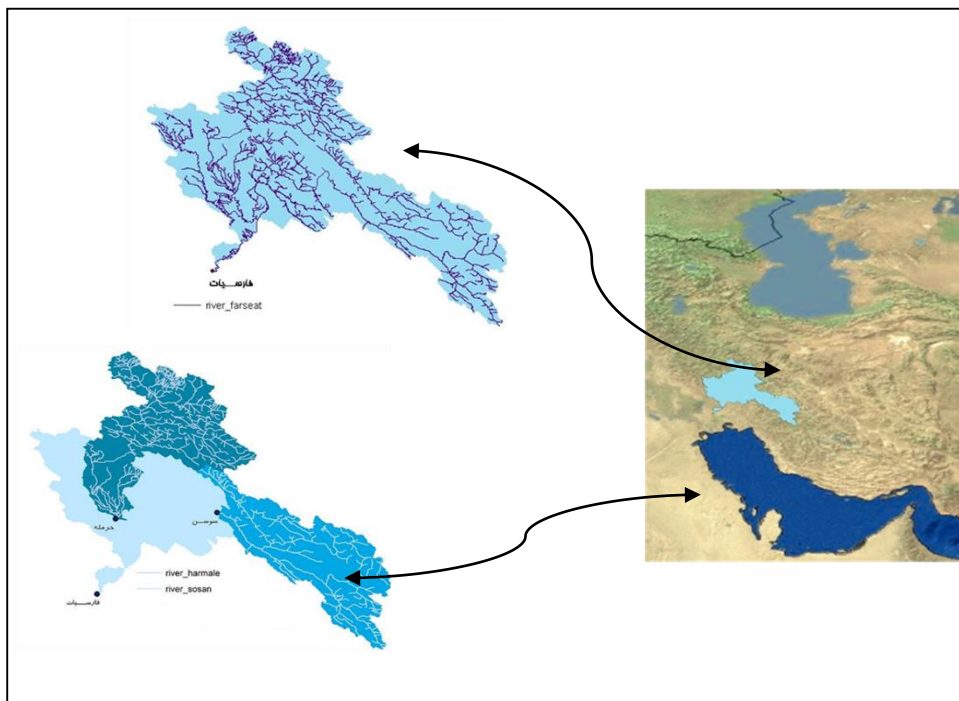
که در آن D_{outg} و D_{LSMg} به ترتیب حاصل‌ضرب رواناب زیرسطحی در مساحت سلول شبکه (m^3s^{-1}) و برون شارش جریان از ذخیره زیرزمینی (m^3s^{-1}) است. این برون شارش با در نظر گرفتن تاخیر زمانی جریان آب زیرزمینی (برحسب روز)، T_g ، برابر با $D_{outg} = \frac{1}{T_g} \times S_g$ است. ذخیره آب سطحی (S_s ، m^3)، از رابطه ترازمندی آب به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\frac{dS_s}{dt} = D_{up} + D_{outg} + D_{LSMs} - Q \quad (16)$$

که D_{up} و D_{LSMs} حاصل‌ضرب رواناب سطحی در مساحت سلول شبکه (m^3s^{-1}) و کل برون شارش سلول‌های شبکه در بالادست (m^3s^{-1}) و Q مقدار دبی رودخانه (m^3s^{-1}) است. تاخیر زمانی آب زیرزمینی ۳ روز و سرعت جریان آب ۰/۵ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است (Oki et al., 2001).

داده‌ها و منطقه مورد مطالعه

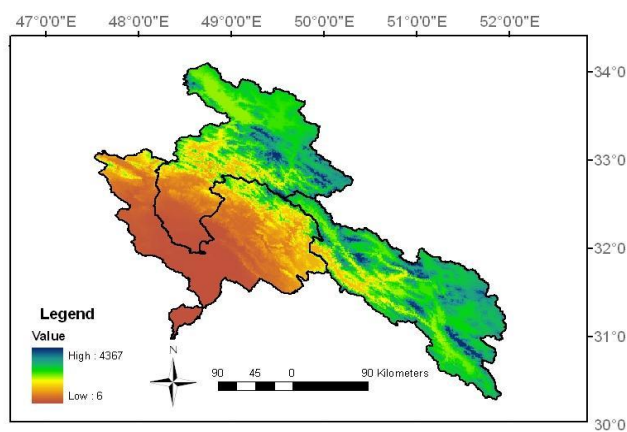
منطقه مورد مطالعه حوضه رودخانه کارون محدود به طول جغرافیایی ۴۷/۴ تا ۵۲/۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰/۲ تا ۳۴/۲ درجه شمالی است (شکل ۱). با بررسی ایستگاه‌های آب سنجی حوضه کارون و طول دوره آماری داده‌های موجود، ۳ ایستگاه آب سنجی شامل ایستگاه فارسیات (جنوب کارون) و معرف کل حوضه رودخانه کارون، حرمله (مرکز کارون) و ایستگاه سوسن (شرق کارون) برای تقسیم حوضه رودخانه به سه زیرحوضه انتخاب شده است (شکل ۱). برای این تقسیم‌بندی از



شکل ۱- زیرحوضه‌های رودخانه کارون و مسیرهای رودخانه در آن‌ها

جدول ۱- طرحواره‌های بکاررفته در اجرای سومین نسخه مدل WRF

طرحواره لایه مرزی	طرحواره لایه سطحی	طرحواره همرفتی	طرحواره میکروفیزیک ابر	طرحواره تابش موج کوتاه	طرحواره تابش موج بلند
YSU	Monin-Obukhov	Kain-Fritsch	Kessler	Dudhia scheme	RRTM



شکل ۲- نقشه پراکنش ارتفاعی زیرحوضه‌های رودخانه کارون

$$\frac{dw}{dt} = Pr - Ev - Ro$$

(۱۷)

بررسی توازن بودجه آبی طرحواره‌های سطح

برای بررسی توازن بودجه آبی در طرحواره‌های سطح

رابطه به شکل:

نیز بیانگر این است که مدل در شبیه سازی دبی رودخانه در دوره مورد مطالعه بسیار ناموفق است و حتی نمی تواند به اندازه به کار بردن میانگین مشاهدات نیز واقعیت جریان رودخانه را نمایش دهد. همچنین اریبی مدل، b ، و میانگین قدر مطلق خطاها، MAE^1 ، از روابط زیر محاسبه می شود:

$$b = \bar{M} - \bar{O}$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i| \quad (19)$$

که \bar{M} میانگین داده های شبیه سازی شده مدل در کل زمان مورد بررسی است.

نتایج و بحث

میانگین فصلی دبی مشاهداتی در زمستان ۲۰۰۶ در زیرحوضه های فارسیات، حرمله و سوسن به ترتیب m^3s^{-1} $823/81$ ، $347/7m^3s^{-1}$ و $263/7m^3s^{-1}$ است، در حالی که میانگین فصلی دبی شبیه سازی شده توسط طرحواره NOAH جفت شده در مدل WRF در این زیرحوضه ها، به ویژه فارسیات و حرمله، به شدت فروبرآورد می شود (فروبرآورد دبی در زیرحوضه فارسیات $364/6m^3s^{-1}$ ، حرمله $159/6m^3s^{-1}$ و سوسن $79/27m^3s^{-1}$). طرحواره NOAH-SIM جفت شده در مدل WRF میانگین فصلی دبی را در زیرحوضه های فارسیات و حرمله به ترتیب m^3s^{-1} $9/51$ ($3/4$) و $17/1m^3s^{-1}$ ($4/9$) فروبرآورد و در زیرحوضه سوسن $9m^3s^{-1}$ ($3/9$) فرابرآورد می کند. مقایسه میانگین فصلی دبی شبیه سازی شده توسط طرحواره های سطح NOAH-SIM و NOAH جفت شده در مدل WRF در هر سه زیرحوضه بیانگر افزایش میانگین دبی مدل توسط NOAH-SIM و در نتیجه کاهش اختلاف آن با دبی مشاهده شده است که سبب کاهش قابل توجه اریبی مدل و میانگین قدر مطلق خطاهای مدل می شود (جدول ۴).

معرفی می شود که در آن $\frac{dw}{dt}$ آهنگ تغییرات در ذخیره آب سطحی است. ذخیره آب سطحی شامل برف، آب در لایه های مختلف خاک و همچنین آب رودخانه ها و دریاچه ها (که کسر کوچکی از مولفه آب سطح است) است که در مقیاس زمانی چند سال و بدون تغییرات اقلیمی می توان از آهنگ تغییر ذخیره آب سطحی در مقایسه با سمت راست رابطه (۱۷) صرف نظر کرد. در چنین مقیاس زمانی تغییرات $\frac{dw}{dt}$ از مقدار صفر بیانگر عدم توازن آب سطحی است که می تواند ناشی از پارامتره سازی نادرست و یا مشکل آغازگری در داده ها باشد (Irannejad & Henderson-Sellers, 2007).

ارزیابی خروجی های مدل

برای ارزیابی کارایی مدل در شبیه سازی دبی رودخانه توسط هر دو طرحواره سطح، ضریب کارایی مدل، E ، تعریف می شود (Nash & Sutcliffe, 1970):

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (18)$$

که O_i ، M_i و \bar{O} به ترتیب داده مشاهداتی در زمان i و داده مدل در زمان i و میانگین داده های مشاهداتی در گام های زمانی مورد نظر، N ، است. ضریب کارایی برابر صفر به این معنی است که شبیه سازی ها همان دقت را دارد که به جای اندازه رواناب در تمام زمان ها میانگین رواناب مشاهده شده را قرار دهیم. مقادیر مثبت ضریب کارایی E نشان از برتری شبیه سازی ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان ها دارد و هنگامی که ضریب کارایی برابر با یک می شود، داده های شبیه سازی شده با مدل در همه زمان ها با داده های مشاهداتی برابر است. مقادیر منفی ضریب کارایی

برآوردهای کوچکی (کمتر از ۱۰٪)، به جز فرا-برآورد کوچک دبی در زیرحوضه فارسیات در فوریه (۶٪) و فرا-برآورد نسبتاً بزرگ دبی در زیرحوضه سوسن (۴۰٪)، است. مقایسه میانگین ماهانه دبی شبیه سازی شده توسط این دو طرحواره سطح با دبی مشاهداتی بیانگر کاهش قابل توجه اختلاف میانگین ماهانه دبی NOAH-SIM با مشاهدات، به‌ویژه در زیرحوضه‌های فارسیات و حرمله، است (جدول ۲).

بررسی میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده توسط WRF-NOAH در هر سه زیرحوضه در زمستان ۲۰۰۶ بیانگر فرو-برآوردهای بزرگ دبی، به‌ویژه در ماه‌های دسامبر و فوریه، است، به‌طوری که بیشترین فرو-برآورد دبی توسط این طرحواره سطح در زیرحوضه فارسیات در ماه فوریه (۵۷٪ فرو-برآورد) و در زیرحوضه‌های حرمله و سوسن در ماه دسامبر (۵۹٪ و ۶۸٪ فرو-برآورد) است (جدول ۲). میانگین ماهانه دبی شبیه سازی شده توسط NOAH-SIM جفت‌شده در مدل WRF در هر سه زیرحوضه، بیانگر فرو-

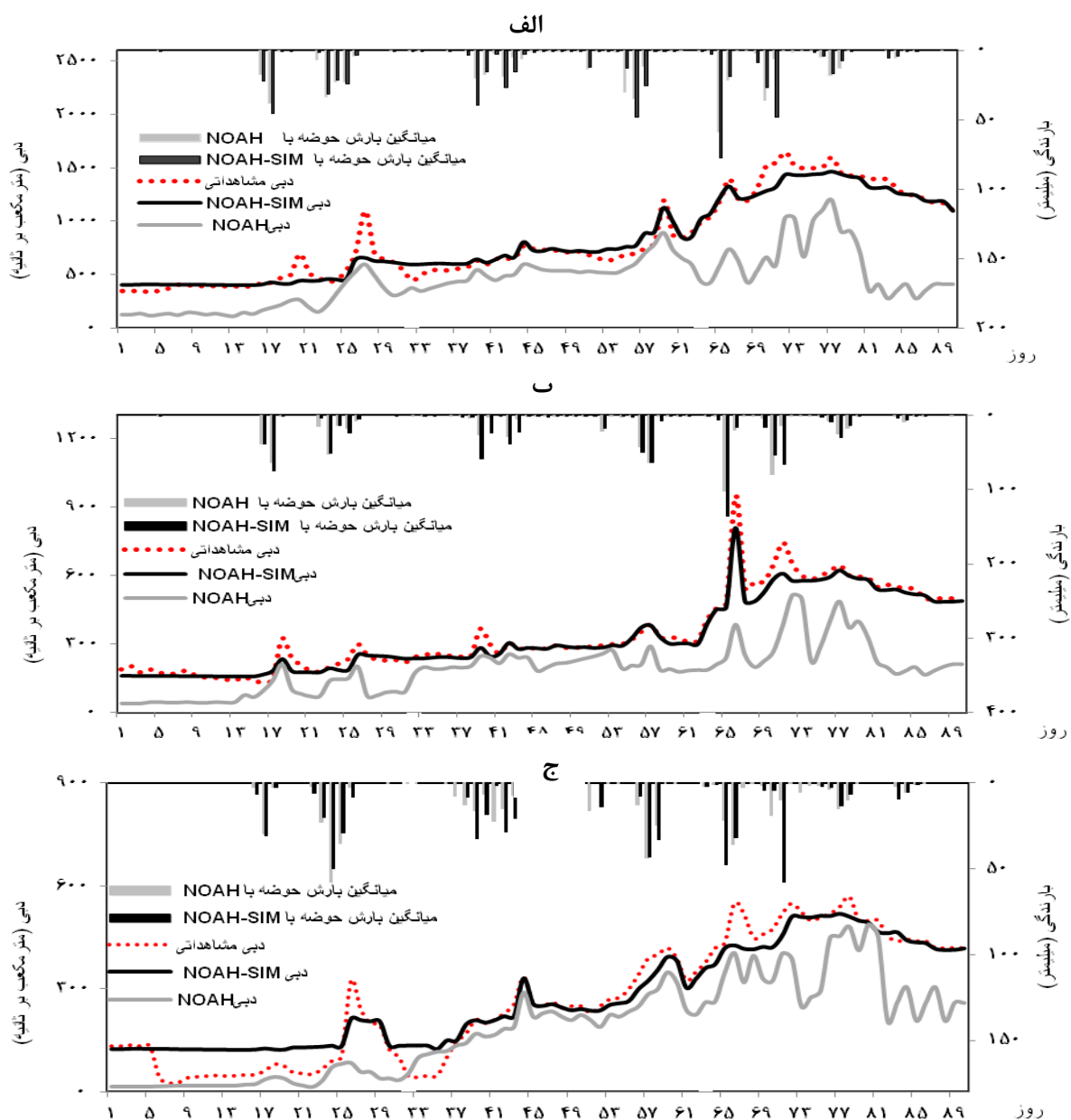
جدول ۲- اختلاف میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده توسط طرحواره‌های سطح NOAH و NOAH-SIM جفت‌شده در مدل WRF با دبی مشاهداتی (برحسب درصد) در زیرحوضه‌های رودخانه کارون در زمستان ۲۰۰۶ (+ بیانگر فرا-برآورد و - بیانگر فرو-برآورد)

نام ایستگاه	طرحواره سطح	دسامبر ۲۰۰۵	ژانویه ۲۰۰۶	فوریه ۲۰۰۶
سوسن	NOAH	-۶۸٪	-۲۳٪	-۳۲٪
	NOAH-SIM	۴۰٪	-۲٪	-۸٪
حرمله	NOAH	-۵۹٪	-۴۴٪	-۵۳٪
	NOAH-SIM	-۴٪	-۶٪	-۷٪
فارسیات	NOAH	-۵۲٪	-۲۱٪	-۵۷٪
	NOAH-SIM	-۴٪	-۹٪	۶٪

دبی روزانه شبیه‌سازی شده توسط طرحواره‌های سطح NOAH و NOAH-SIM جفت‌شده در مدل WRF با دبی مشاهداتی در هر سه ایستگاه آب‌سنجی فارسیات، سوسن و حرمله در زمستان ۲۰۰۶ بیانگر افزایش دبی شبیه‌سازی شده، به‌ویژه NOAH-SIM، هماهنگ با مشاهدات، در طی فصل است (شکل ۳). از دلایل این افزایش می‌تواند افزایش بارش برف و در نتیجه افزایش ذخیره آب سطحی در اثر ذوب برف در این فصل باشد. طرحواره NOAH، دبی را در تمام روزهای فصل زمستان، به شدت فرو-برآورد می‌کند، در حالی که دبی شبیه‌سازی شده توسط NOAH-SIM سازگاری بسیار خوبی با مشاهدات دارد. به‌عنوان مثال، با افزایش شدت بارش مدل طی روزهای ۱۵۴ تا ۱۵۸ (معادل

۲۷-۲۳ ژانویه)، بیشینه دبی توسط هر دو طرحواره سطح، هم‌زمان با بیشینه دبی مشاهداتی، در زیرحوضه‌های فارسیات و سوسن در روز ۱۵۹ (۲۸ ژانویه) و در زیرحوضه حرمله در روز ۱۵۷ (۲۶ ژانویه) برآورد می‌شود، در حالی که طرحواره NOAH بیشینه دبی را، به‌ویژه در زیرحوضه فارسیات $304 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ و در زیرحوضه حرمله $95 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ به‌شدت فرو-برآورد می‌کند (شکل ۳). بیشینه‌های دبی توسط طرحواره سطح NOAH-SIM در هر سه زیرحوضه فرو-برآوردهای کوچکتری را نسبت به طرحواره NOAH نشان می‌دهد، به‌طوری که این کاهش فرو-برآورد دبی در NOAH-SIM نسبت به NOAH در زیرحوضه‌های

فارسیات، حرمه و سوسن به ترتیب ۸۳٪، ۸۸٪ و ۱۰٪ است.



شکل ۳- دبی های روزانه مشاهداتی و شبیه سازی شده رودخانه (مترمکعب بر ثانیه) و میانگین بارش حوضه شبیه سازی شده توسط مدل WRF با طرحواره های NOAH و NOAH-SIM در ایستگاه های آب سنجی الف، فارسیات ب، حرمه ج، سوسن در زمستان

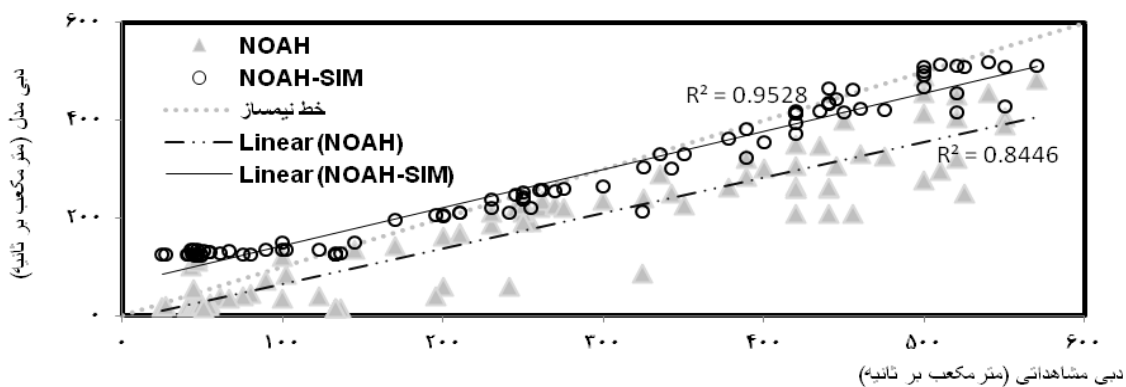
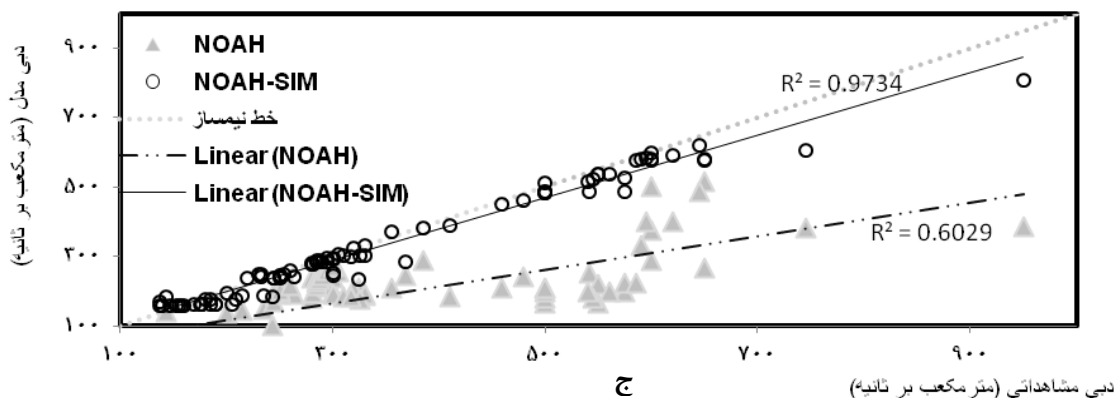
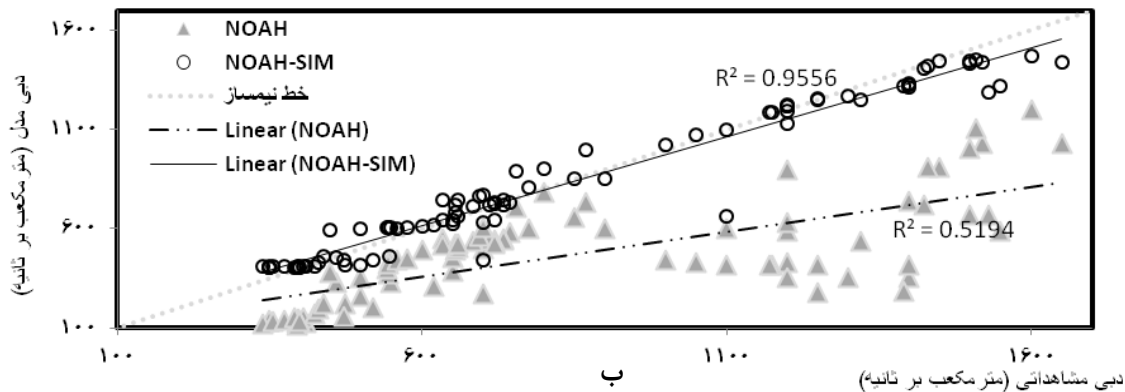
۲۰۰۶

نیمساز) دارد، درحالی که دبی NOAH-SIM و خط رگرسیون برازش داده شده بر آن‌ها به خط نیمساز نزدیکتر است. هم چنین ضریب تعیین خط برازش داده شده (R^2) بر دبی شبیه سازی شده توسط NOAH-SIM (محدوده

بررسی نمودار پراکنش و بهترین خط برازش داده شده بر دبی های روزانه شبیه سازی شده توسط طرحواره های سطح NOAH و NOAH-SIM در هر سه زیرحوضه در زمستان (شکل ۴) نشان از دوری خط رگرسیون برازش داده شده بر NOAH از خط نیمساز و فرو-برآورد شدید دبی توسط این طرحواره سطح (به دلیل واقع شدن زیر خط

تغییرات ۰/۹۵ تا ۰/۹۷) نسبت به NOAA (محدوده تغییرات ۰/۵۲ تا ۰/۸۴) در هر سه زیرحوضه به مقدار یک نزدیک‌تر است که نشان از برآورد بهتر دبی توسط طرحواره NOAA-SIM دارد (شکل ۴).

الف



شکل ۴- همبستگی بین دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده توسط طرحواره‌های سطح NOAA و NOAA-SIM جفت‌شده در مدل WRF در ایستگاه‌های آب‌سنجی الف. فارسیات ب. حرمله ج. سوسن در زمستان ۲۰۰۶

صفر است (جدول ۳). این سطح معنی‌داری، کوچک‌تر از ۰/۰۵، نشان از رد فرضیه H_0 (برابری میانگین‌ها) با اطمینان ۹۵ درصد دارد. با توجه به قرار نداشتن مقادیر t محاسبه شده در فاصله اطمینان ۹۵ درصد اختلاف، فرضیه برابری میانگین‌ها در این دو طرحواره سطح قابل قبول

نتایج حاصله از آزمون معنی‌داری اختلاف میانگین‌های دبی شبیه‌سازی شده توسط این دو طرحواره سطح با بکاربردن آزمون تی استیوننت جفت‌شده در هر سه ایستگاه آب‌سنجی بیانگر اختلاف معنی‌داری در مقدار t محاسبه شده با t بحرانی (۱/۹۸۷) با سطح معنی‌داری در حدود

نمی باشد. هم چنین این آزمون، معنی دار بودن اختلاف این دو طرحواره سطح در برآورد دبی را در هر سه ایستگاه آب سنجی در سطح اعتماد ۵ درصد نشان می دهد.

جدول ۳- نتایج آزمون t جهت مقایسه دبی برآورد شده توسط طرحواره های سطح NOAH و NOAH-SIM جفت شده در مدل

WRF در ایستگاه های آب سنجی حوضه رودخانه کارون در زمستان ۲۰۰۶

نتیجه آزمون (P value)	حدود اعتماد ۹۵٪ اختلاف		t محاسبه شده	درجه آزادی	نام ایستگاه
	حد بالا	حد پایین			
۰/۰۰	۳۰۸/۸۷	۴۱۸/۴	۱۳/۱۹	۸۹	فارسیات
۰/۰۰	۱۲۵/۷۶	۱۶۹/۶۹	۱۳/۳۶	۸۹	حرمه
۰/۰۰	۷۶/۶۲	۹۹/۴	۱۵/۳۵	۸۹	سوسن

رواناب طرحواره های سطح NOAH و NOAH-SIM در هر سه ایستگاه بیانگر تغییرات بزرگ تر (کوچک تر) رواناب شبیه سازی شده طرحواره سطح NOAH-SIM (NOAH) نسبت به داده های مشاهداتی است، به طوری که طرحواره NOAH-SIM نسبت به NOAH دارای انحراف معیار نرمال شده رواناب نزدیک تر به مقدار یک است. این انحراف معیار نرمال شده نزدیک به یک بیانگر بهبود عملکرد طرحواره NOAH-SIM در برآورد رواناب است. هم چنین کاهش ریشه میانگین توان دوم خطاهای رواناب طرحواره سطح NOAH-SIM (محدوده تغییرات ۰/۳۰-۰/۲۵) نسبت به NOAH (محدوده تغییرات ۰/۷۵-۰/۴۰) نشان از خطاهای کمتر طرحواره NOAH-SIM در شبیه سازی رواناب و در نتیجه برآورد بهتر آن دارد.

در شکل ۵ ضرایب همبستگی بین رواناب شبیه سازی شده توسط طرحواره های سطح NOAH و NOAH-SIM جفت شده در مدل WRF و دبی مشاهداتی و هم چنین نسبت انحراف معیار داده های شبیه سازی شده به داده های مشاهداتی را در هر سه زیرحوضه مورد مطالعه نشان داده شده است. در این شکل نقطه مرجع (REF) دارای ضریب همبستگی و انحراف معیار نرمال شده یک است. نیم دایره هایی به مرکز REF شاخصی از ریشه میانگین توان دوم خطاها است (تیلور، ۲۰۰۱). نمودار تیلور رواناب شبیه سازی شده توسط طرحواره های سطح NOAH و NOAH-SIM در هر سه ایستگاه آب سنجی رودخانه کارون نشان از افزایش ضریب همبستگی رواناب طرحواره سطح NOAH-SIM (محدوده تغییرات ۰/۹۶-۰/۹۵) نسبت به طرحواره NOAH (محدوده تغییرات ۰/۸۸-۰/۶۳) دارد. مقایسه انحراف معیار نرمال شده

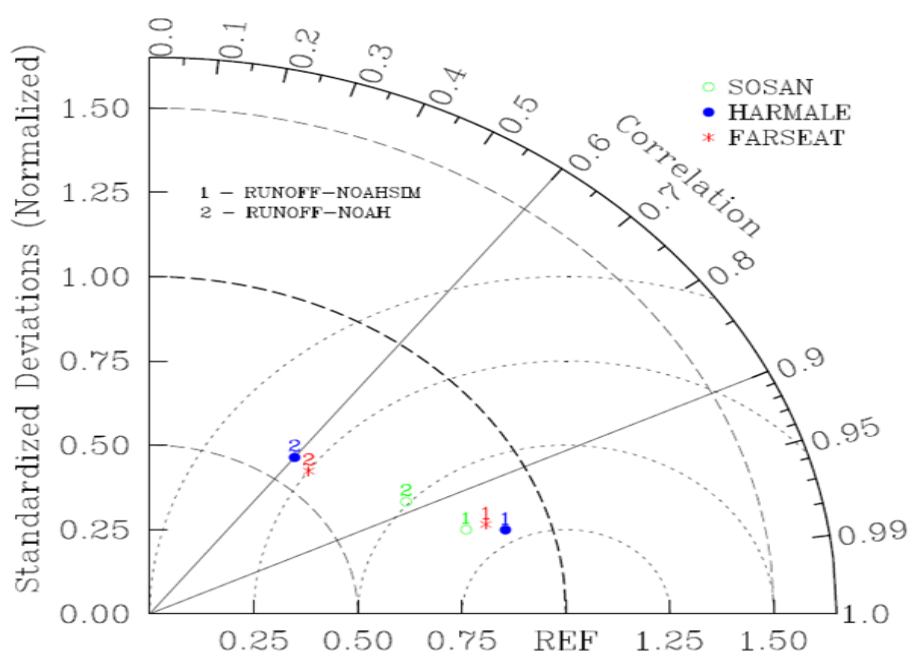
جدول ۴- ارزیابی عملکرد طرحواره های NOAH و NOAH-SIM در مدل WRF در شبیه سازی دبی کارون در زمستان ۲۰۰۶

نام ایستگاه	طرحواره سطح	ضریب تعیین (R^2)	کارایی مدل	ارایی مدل (m^3/s)	میانگین قدر مطلق خطا (m^3/s)
سوسن	NOAH	۰/۸۴	۰/۴۸	-۷۹/۱	۸۵/۱
	NOAH-SIM	۰/۹۵	۰/۸۷	۸/۸	۴۹/۴
حرمه	NOAH	۰/۵۸	-۰/۲	-۱۶۵	۱۶۵

۲۶/۹	-۱۷	۰/۹۰	۰/۹۴	NOAH-SIM	فارسیات
۳۹۲	-۳۸۶/۸	۰/۱۲	۰/۴۴	NOAH	
۷۵	-۲۹/۲	۰/۹۰	۰/۹۴	NOAH-SIM	

زیرحوضه در طرحواره سطح NOAH-SIM بیانگر برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات است. همچنین ارزیابی مدل و میانگین قدرمطلق خطاهای مدل در شبیه‌سازی دبی تو سط NOAH-SIM نسبت به NOAH به طور قابل توجهی کاهش داشته است (جدول ۴).

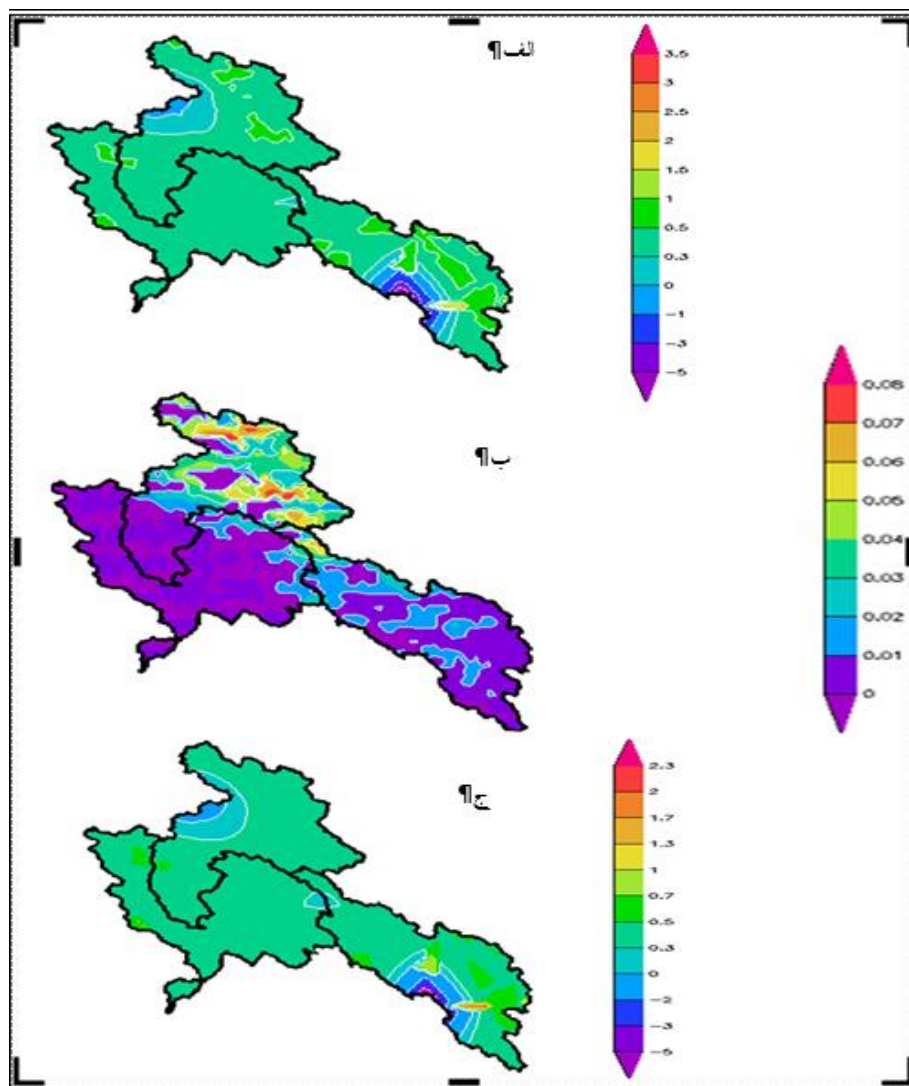
اگرچه ضریب کارایی مدل در هر دو طرحواره سطح در ایستگاه‌های فارسیات و سوسن مثبت است، اما طرحواره سطح NOAH-SIM دارای ضریب کارایی بالاتری است (جدول ۴). منفی بودن ضریب کارایی طرحواره سطح NOAH در ایستگاه حرمله بیانگر ناموفق بودن این مدل در برآورد دبی است، در حالی که مثبت بودن آن در این



شکل ۵- نمودار تیلور رواناب طرحواره‌های سطح NOAH و NOAH-SIM جفت‌شده در مدل WRF در ایستگاه‌های رودخانه کارون در زمستان ۲۰۰۶

افزایش رواناب کل در اکثر نقاط حوضه رودخانه کارون نسبت به طرحواره NOAH (افزایش $2/5m^3s^{-1}$ - $0/3$ در هر سلول شبکه) توانسته سبب بهبود برآورد رواناب کل شود. کاهش رواناب طرحواره NOAH-SIM در نواحی بیشینه رواناب، به دلیل تعداد کم گریدهای شبکه، نتوانسته تاثیر چشمگیری در کاهش میانگین رواناب کل توسط این طرحواره سطح داشته باشد.

شکل ۶- الف، نقشه پراکنش مکانی اختلاف میانگین فصلی رواناب کل NOAH-SIM از NOAH جفت شده در مدل WRF در حوضه رودخانه کارون در زمستان ۲۰۰۶ را نشان می‌دهد. این شکل بیانگر افزایش رواناب کل توسط طرحواره NOAH-SIM در اکثر نقاط حوضه رودخانه کارون، به جز جنوب غرب زیرحوضه سوسن و شمال غرب زیرحوضه حرمله، است. طرحواره سطح NOAH-SIM با



شکل ۶- نقشه پراکنش مکانی تفاوت میانگین فصلی الف. رواناب کل (مترمکعب بر ثانیه) ب. رواناب سطحی (مترمکعب بر ثانیه) و ج. رواناب زیرسطحی (مترمکعب بر ثانیه) طرحواره های سطح NOAH-SIM از NOAH جفت شده در مدل WRF در حوضه رودخانه کارون در زمستان ۲۰۰۶.

اکثر نقاط حوضه رودخانه کارون در طرحواره NOAH-SIM این طرحواره توانسته است سبب بهبود پارامتره سازی رواناب سطحی شود، به طوری که میانگین رواناب سطحی در این طرحواره سطح در زیرحوضه سوسن ۲۴۲٪، حرمله ۳۳۰٪ و فارسیات ۲۶۳٪ نسبت به NOAH افزایش بزرگی داشته است.

پراکنش مکانی تفاوت میانگین رواناب زیرسطحی طرحواره سطح NOAH-SIM از NOAH در زمستان ۲۰۰۶ بیانگر افزایش قابل توجهی در رواناب زیرسطحی

با توجه به این که رواناب کل مجموع رواناب های سطحی و زیرسطحی می باشد، لذا پراکنش مکانی آن ها به طور جداگانه بررسی می شود. بررسی پراکنش مکانی تفاوت میانگین رواناب سطحی طرحواره سطح NOAH-SIM از NOAH بیانگر افزایش قابل توجهی در رواناب سطحی طرحواره NOAH-SIM در اکثر نواحی، به ویژه در شمال زیرحوضه سوسن و جنوب و شمال زیرحوضه حرمله، است (شکل ۶-ب) که از دلایل این افزایش می تواند وارد کردن شاخص توپوگرافی در برآورد رواناب سطحی طرحواره NOAH-SIM باشد. با توجه به افزایش رواناب سطحی در

می‌دهد که الگوی تغییرات رواناب زیرسطحی با الگوی تغییرات رواناب کل کاملاً هماهنگ است، که نشان از حاکم بودن رواناب زیرسطحی در رواناب کل در حوضه رودخانه کارون در دوره مورد مطالعه (بالاتر از ۹۵٪ رواناب کل) دارد. بهبود پارامترسازی رواناب زیرسطحی توسط طرحواره NOAH-SIM می‌تواند از دلایل کاهش اریبی و خطای مدل در این طرحواره باشد (جدول ۴).

طرحواره NOAH-SIM در اکثر نقاط حوضه رودخانه-کارون، به‌جز در جنوب زیرحوضه سوسن و شمال‌غرب زیرحوضه حرمله، است به‌طوری‌که افزایش در رواناب زیرسطحی در این طرحواره سطح نسبت به NOAH در زیرحوضه سوسن ۵۰٪، حرمله ۱۴۲/۵٪ و فارسیات ۱۲۲/۵٪ است (شکل ۶-ج). مقایسه شکل تفاوت‌های رواناب زیرسطحی (۶-ج) با رواناب کل (شکل ۶-الف) نشان



شکل ۷- نمودار بودجه آبی حوضه کارون در طرحواره‌های الف. NOAH و ب. NOAH-SIM در مدل WRF در زمستان ۲۰۰۶

حرمله 0.27 mmday^{-1} و سوسن -0.18 mmday^{-1} . این امر نشان از برقراری توازن بودجه آبی بهتر توسط طرحواره NOAH-SIM دارد.

نتایج

طرحواره سطح NOAH-SIM جفت‌شده در مدل WRF در برآورد میانگین فصلی دبی عملکرد بسیار بهتری نسبت به طرحواره NOAH در هر سه ایستگاه آب‌سنجی حوضه رودخانه کارون، به‌ویژه در فارسیات و حرمله، دارد. همچنین میانگین ماهانه دبی توسط طرحواره NOAH-

میانگین مولفه‌های بودجه آبی در هر دو طرحواره سطح در هر سه زیرحوضه رودخانه کارون بیانگر افزایش رواناب نسبی و کاهش تبخیر نسبی توسط طرحواره سطح NOAH-SIM نسبت به NOAH است، به‌طوری‌که بیشترین افزایش در رواناب نسبی و کاهش در تبخیر نسبی در زیرحوضه فارسیات (۹/۴٪ افزایش و ۷٪ کاهش) برآورد می‌شود (شکل ۷). طرحواره سطح NOAH، بودجه آبی را در زیرحوضه‌های فارسیات، حرمله و سوسن به ترتیب در 0.15 mmday^{-1} ، 0.38 mmday^{-1} و -0.21 mmday^{-1} می‌بتدد، در حالی که طرحواره NOAH-SIM بودجه آبی را با مقدار کوچکتری نسبت به NOAH می‌بتدد (فارسیات 0.18 mmday^{-1} ،

mm/day ± 0.5 است در حالی که، طرحواره سطح NOAA-SIM با بهبود پارامتره سازی رواناب توانسته است توازن بودجه آبی بهتری نسبت به طرحواره NOAA برقرار کند.

به طور کلی مقایسه روش های پارامتره سازی زیرشبکه ای رواناب سطحی در طرحواره سطح NOAA جفت شده در مدل WRF بیانگر برتری روش پارامتره سازی بر اساس شاخص توپوگرافی بر روش پارامتره سازی بر اساس بیشینه ظرفیت نفوذ خاک، به دلیل در دسترس بودن داده های توپوگرافی و در نتیجه بکاربردن تابع عینی در برآورد تابع چگالی احتمال آن، است. هم چنین بهبود پارامتره سازی رواناب زیرسطحی بر اساس عمق ایستابی و مدل آب زیرزمینی، به جای نفوذ گرانشی در کف مدل خاک، تاثیر قابل توجهی در برآورد رواناب زیرسطحی و در نتیجه رواناب کل، با حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان های مورد مطالعه، دارد.

منابع

1. Beven, K. J. and M. J. Kirkby, 1979, A physically based variable contributing area model of catchment hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, No. 24, pp. 43-69.
2. Chen, F., and J. Dudhia, 2001, Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system, Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, No. 129, pp. 569-585.
3. Chen, F., and J. Dudhia, 2001, Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system, Part II: Preliminary model validation. *Mon. Wea. Rev.*, No. 129, pp. 587-604.
4. Clark, D. B., and N. Gendy, 2008, Representing the effects of subgrid variability of soil moisture on runoff generation in a land surface model. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, No. 113, D10111, doi:10.1029/2007JD008940.
5. Dickinson, R. E., A. Henderson-sellers, and P. J. Kennedy, 1993, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Note, NCAR/TN-387+STR, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo.

SIM، به دلیل کاهش اختلاف میانگین دبی مدل با دبی مشاهده شده به ویژه در ماه های دسامبر و فوریه، نسبت به طرحواره NOAA در هر سه زیرحوضه بهتر برآورد می شود. نزدیکی خط رگرسیون برازش داده شده بر دبی های روزانه شبیه سازی شده توسط NOAA-SIM به خط نیمه ساز و نزدیک تر بودن ضریب تعیین خط برازش داده شده بر آن به مقدار یک نسبت به NOAA نشان از بهبود پارامتره سازی رواناب توسط این طرحواره سطح دارد.

ارزیابی عملکرد مدل WRF با طرحواره های سطح NOAA و NOAA-SIM در شبیه سازی دبی رودخانه در زمستان ۲۰۰۶، در هر سه ایستگاه آب سنجی حوضه رودخانه کارون بیانگر ضریب کارایی بالاتر، اریبی پایین تر و میانگین قدرمطلق خطاهای بسیار کوچکتر طرحواره سطح NOAA-SIM نسبت به NOAA است که می تواند ناشی از ضعف طرحواره NOAA در پارامتره سازی رواناب، به دلیل عدم قطعیت در پارامتره های تابع توزیع چگالی احتمال ظرفیت نفوذ خاک و برآورد نادرست رطوبت آخرین لایه خاک مدل، باشد. هم چنین طرحواره NOAA-SIM با افزایش ضریب همبستگی، کاهش ریشه میانگین توان دوم خطاها و انحراف معیار نرمال شده نزدیک به یک در شبیه سازی رواناب توانسته سبب بهبود پارامتره سازی رواناب در این طرحواره سطح نسبت به NOAA شود. طرحواره NOAA-SIM علاوه بر بهبود پارامتره سازی رواناب سطحی، با کاهش اختلاف بیشینه های دبی مدل با مشاهدات، با وارد کردن تاثیر عمق ایستابی و مدل آب زیرزمینی در پارامتره سازی رواناب زیرسطحی توانسته نقش مهمی در افزایش برآورد رواناب زیرسطحی در گریدهای حوضه رودخانه کارون و در نتیجه افزایش رواناب کل، با حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان های مورد مطالعه، داشته باشد. این نتایج، که نشان از بهبود برآورد رواناب در روش پارامتره سازی بر اساس تاپ مدل ساده شده دارد، با نتایج بررسی های نیو و همکاران (Niu et al., 2005 & 2007) و کلارک و جندی (Clark & Gendy, 2008) هماهنگی کامل دارد. مقایسه توازن آب در زیرحوضه های رودخانه کارون توسط طرحواره های سطح NOAA-SIM و NOAA در زمستان ۲۰۰۶ بیانگر عدم توازن آب کوچکتر از

6. Ducharne, A. J., R. D. Koster, M. J. Suarez, M. Steiglitz, and P. Kumar, 2000, A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 2. Parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, No. 105, pp. 24823-24838.
7. Entekhabi D., and P. S. Eagleson, 1989, Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale variability. *J. Climate*, No. 2, pp. 816-831.
8. Famiglietti, J. S., and E. F. WOOD, 1994, Multi-scale modeling of spatially variable water and energy balance processes, *Water Resour. Res.*, No. 30(11), pp. 3061-3078.
9. Gendy, N., and P. M. Cox, 2003, The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity. *J. Hydrometeor.*, No. 4, pp. 1265-1275.
10. Gutowski, W. J., C. J. Vorosmarty, M. Person, Z. Ötles, B. Fekete and J. York, 2002, A coupled land atmosphere simulation program (CLASP): Calibration and validation. *J. Geophys. Res.*, No. 107(D16), 4283, doi:10.1029/2001JD000392.
11. Hahmann, A. N., 2003, Representing spatial subgrid-scale precipitation variability in a GCM. *J. Hydrometeor.*, No. 4, pp. 891-900.
12. Irannejad, P. and A., Henderson-Sellers, 2007, Evaluation of AMIP II global climate model simulations of the land-surface water budget and its components over the GEWEX-CEOP regions. *J. Hydrometeor.*, No. 8, pp. 304-325.
13. Koster, R. D., and P. C. D. Milly, 1997, The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *J. Climate.*, No. 10, pp. 1578-1591.
14. Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, Z. C. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu10, C. H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud1, C. M. Taylor, D. Verseghy4, R. Vasic, Y. Xue and T. Yamada, 2004, Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Sciences*, No. 305(5687), pp. 1138-1140.
15. Mahrt, L. and H. L. Pan, 1984, A two-layer model of soil hydrology. *Bound-Layer Meteor.*, No. 29, pp. 1-20.
16. Manfreda, S. and M. Fiorentino, 2008, A stochastic approach for the description of the water balance dynamics in a river basin. *Hydrolo. Earth Syst. Sci.*, No. 12, pp. 1189-1200.
17. Moore, R. J., 1985, The Probably-Distributed Principle and Runoff Production at Point and Basin Scales. *Hydrol. Sci. J.*, No. 30, pp. 273-297.
18. Moore, R. J., and V. A. Bell, 2002, Incorporation of groundwater losses and well level data in rainfall-runoff models illustrated using the PDM. *Hydrology and Earth System Sciences*, No. 6, pp. 25-38.
19. Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe, 1970, River flow forecasting through conceptual models. 1. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, No. 10, pp. 282-290.
20. Niu, G. Y., and Z. L. Yang, 2003, The versatile integrator of surface atmospheric processes - Part2: evaluation of three topography-based runoff schemes. *Global and Planetary Change*, No. 38, pp. 191-208.
21. Niu, G. Y., Z. L. Yang, R. E. Dickinson, and L. E. Gulden, 2005, A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, No. 110, D21106, doi:10.1029/2005JD00611.
22. Niu, G. Y., Z. L. Yang, R. E. Dickinson, and L. E. Gulden, 2007, Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. *J. Geophys. Res.*, No. 112, D07103, doi:10.1029/2006JD007522.
23. Oki, T. and Sud, Y. C., 1998, Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP),- A global river channel network. *Earth Interactions* 2, <http://EarthInteractions.org>.
24. Oki, T., Y. Agataa, S. Kanae, T. Saruhashi, D. Yang and K. Musiake, 2001, Global assessment of current water resources using total runoff integrating pathways. *J. Hydrol. Sci.*, No. 46, pp. 983-995.
25. Pan, H.-L., and L. Mahrt, 1987, Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Bound-Layer Meteor.*, No. 38, pp. 185-202.
26. Pradhan, N. R., y. Tachikawa and K. Takara, 2006, A downscaling method of topographic index distribution for matching the scales of model application and parameter identification. *Hydrol. Proc.*, No. 20, pp. 1385-1405.
27. Schaake, J. C., V. I. Koren, Q. Y. Mitchell, and F. Chen, 1996, A simple water balance model (SWB) for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *J. Geophys. Res.*, No. 101, pp. 7461-7475.
28. Steiglitz, M., D. Rind, J. Famiglietti, and C. Rosenzweig, 1997, An Efficient Approach to Modeling the Topographic Control of Surface Hydrology for Regional and Global Climate Modeling. *J. Climate*, No. 10, pp. 118-137.

29. Taylor, K.E., 2001, Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, No. 106, pp. 7183-7192.
30. Wang, W., D. Baker, C. Bruyere, J. Dudhia, D. Gill and J. Michalakes, 2001, User's Guide ARW (Available online at <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>).
31. Wood, E. F., D. P. Lettenmair, and V.G. Zartarian, 1992, A Land-surface Hydrology Parameterization with Subgrid Variability for General-Circulation Models. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, No. 97, pp. 2717-2728.