



کاربرد طرح‌واره برهمکنش جو- سطح خشکی (ALSIS) در شبیه‌سازی جریان رودخانه با تأکید بر ناهمگنی مکانی سطح خشکی در مقیاس زیر یاخته‌ای (مطالعه موردی: حوضه کرخه)

سمیه حاجبی^۱، جواد بذرافشان^{۲*}، پرویز ایران نژاد^۳، شهاب عراقی نژاد^۴، سرمد قادر^۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۴/۱۷

چکیده

در این مطالعه، کاربرد طرح‌واره برهم‌کنش جو- سطح خشکی (ALSIS) در شبیه‌سازی جریان رودخانه در حوضه آبریز کرخه مورد بررسی قرار می‌گیرد. از داده‌های شبکه‌بندی شده پایگاه داده‌های بازتحلیل سامانه پیش‌بینی اقلیم (CFSR) برای دوره ۱۹۸۲-۲۰۱۱ به عنوان داده‌های واداشت جوی استفاده شده است و پیاده‌سازی اثرات ناهمگنی در مقیاس زیریاخته‌ای مبتنی بر تقسیم یاخته‌های شبکه به موزائیک‌های خاک-پوشش گیاهی است. برای مدل‌سازی جریان پایه از مدل آبشار مخازن خطی و برای روندیابی رواناب از یک مدل روندیابی جریان در پیوند با طرح‌واره سطح خشکی استفاده شده است. مقایسه جریان شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در شش ایستگاه هیدرومتری در سطح حوضه کرخه حاکی از توانایی خوب طرح‌واره در شبیه‌سازی جریان ماهانه رودخانه است. به علاوه، مدل توانایی خوبی در شبیه‌سازی رژیم ماهانه مؤلفه‌های ترازمندی آب، توزیع مکانی میانگین بلندمدت مؤلفه‌ها و رابطه بین آن‌ها دارد.

واژه‌های کلیدی: جریان رودخانه، حوضه کرخه، طرح‌واره برهم‌کنش جو-سطح خشکی، ناهمگنی مکانی سطح خشکی

مقدمه

(et al., 2004). مدل‌های هیدرولوژیکی فیزیکی توزیعی، ناهمگنی ورودی‌ها را در نظر می‌گیرند و قابلیت توصیف مکانی متغیرهای هیدرولوژیکی را دارند. آن‌ها همچنین می‌توانند برای حوضه‌های آبریزی که داده‌های کافی برای واسنجی مدل‌های تجربی و مفهومی ندارند، استفاده شوند (Smith et al., 2004). با این حال، این مدل‌ها معمولاً بیان ساده شده‌ای از تبخیرتغرق و سایر فرآیندهای سطح خشکی دارند. در برخی از مدل‌های هیدرولوژیکی، تبخیرتغرق پتانسیل محاسبه نمی‌شود و باید به عنوان واداشت جوی تعیین شود. مثال‌هایی از این مدل‌ها شامل مدل‌های WASH123D^۴ (Yeh et al., 2006) و IHDM^۵ (Beven et al., 1987) هستند. برخی دیگر از مدل‌های هیدرولوژیکی، مانند مدل VIC^۶ (Liang et al., 1994) و SWAT^۷ (Arnold et al., 1998)، با استفاده از معادلات تجربی ساده، تبخیرتغرق پتانسیل را محاسبه می‌کنند. تبخیرتغرق یکی از مؤلفه‌های مهم هیدرولوژیکی و عامل اتصال چرخه‌های آب و انرژی است. تبادل آب و انرژی

مدل‌های هیدرولوژیکی ابزار مهمی برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی رخداد‌های هیدرولوژیکی هستند. علی‌رغم ساختار ساده، هزینه محاسباتی کم و موفقیت در پیش‌بینی سیلاب، مدل‌های مفهومی کمک کمی به درک فرآیندهای هیدرولوژیکی می‌کنند. بیش‌تر پارامترهای مورد استفاده در این مدل‌ها اعداد بهینه‌ای هستند که می‌توانند بهترین پیش‌بینی‌ها را فراهم کنند اما فاقد معنای فیزیکی هستند و تنها می‌توانند از طریق واسنجی به دست آیند (Shi, 2012). به علاوه، واسنجی مدل‌های مفهومی نیاز به تعداد کافی از داده‌های هواشناسی و پاسخ‌های حوضه آبریز دارد که به ویژه برای حوضه‌های آبریز کوچک مقیاس، همواره موجود نیستند. ضرایب واسنجی مدل مفهومی به دست آمده در یک مقیاس یا در یک حوضه آبریز به سختی قادر به انتقال به مقیاس دیگر یا حوضه آبریز دیگر است (Reed

^۱ دانشجوی دکترای هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران

^۲ دانشیار، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران

*نویسنده مسئول: jbazr@ut.ac.ir

DOI: 10.22125/agmj.2019.113711.

^۳ دانشیار، گروه فیزیک فضا، دانشگاه تهران

^۴ WAterSHed Systems of 1-D Stream-River Network, 2-D Overland Regime, and 3-D Subsurface Media

^۵ Institute of Hydrology Distributed Model

^۶ Variable Infiltration Capacity

^۷ Soil and Water Assessment Tool

وضع هوا^۳ (WRF) برای شبیه‌سازی جریان در حوضه رودخانه کارون استفاده کردند. نتایج توانایی بسیار ضعیف مدل OSU-WRF را در شبیه‌سازی جریان رودخانه نشان داد. Parviz et al., (2011) نشان دادند که مدل VIC توانایی زیادی در شبیه‌سازی جریان رودخانه در حوضه سفیدرود دارد. کاربرد مدل VIC در فلات لوئس^۴ توسط Zhang et al., (2013) نیز نشان داد که شبیه‌سازی‌های جریان رودخانه همبستگی زیادی با مشاهدات دارند. Bai et al., (2016) شبیه‌سازی جریان رودخانه به وسیله چهار مدل سطح خشکی CLM, Noah, VIC و Mosaic را در پنج رودخانه در فلات تبت ارزیابی کردند. نتایج حاکی از فرابرابرد جریان به وسیله مدل‌های Noah و CLM و فروبرآورد جریان به وسیله مدل‌های VIC و Mosaic بود. به علاوه، مدل Noah بهترین عملکرد از نظر شبیه‌سازی جریان ماهانه و چرخه فصلی را داشت، در حالی که مدل VIC بهترین عملکرد از نظر شاخص‌های اریبی و مدل Mosaic بهترین عملکرد از نظر مدل‌سازی روند جریان سالانه را داشت. به دلیل تنوع زیست‌بوم‌های طبیعی، دخالت‌های بشری، ویژگی‌های توپوگرافیکی، گوناگونی خاک و شرایط اقلیمی، سطح خشکی در مقیاس شبکه مدل‌های جوی به ندرت همگن است (Irannejad, 1999; Giorgi, 1997). به دلیل ماهیت غیرخطی بسیاری از فرایندهای سطح خشکی، ناهمگنی می‌تواند بر تبادل آب و انرژی بین سطح خشکی و جو تأثیرگذار باشد. لذا، شارهای سطحی مبتنی بر فرض همگن بودن سطح خشکی می‌توانند به طور قابل ملاحظه‌ای متفاوت از مقادیر مبتنی بر ناهمگنی ویژگی‌های سطح خشکی باشند. برای لحاظ کردن اثر ناهمگنی سطح خشکی در مقیاس زیرپاخته‌ای بر تبادلات تکانه، انرژی و آب بین سطح خشکی و جو می‌توان از مدل‌های اثرات تجمعی استفاده کرد (Avisar and Pielke, 1989; Koster and Suarez, 1992). روش‌های گسسته و پیوسته، روش‌های مورد استفاده در طرح‌واره‌های سطح خشکی به منظور پیاده‌سازی اثرات تجمعی هستند. روش‌های پیوسته مبتنی بر تابع چگالی احتمال^۵ (PDF) تحلیلی یا تجربی برای تعریف توزیع مکانی متغیرهای ناهمگن و انتگرال‌گیری

بین سطح خشکی و جو به طور قابل توجهی روی مشخصه‌های هیدرولوژیکی تأثیرگذار است (Singh and Woolhiser, 2002). تقسیم انرژی در دسترس به شار گرمای نهان و محسوس در سطح خشکی، به دلیل وابستگی بالای تبخیرتعرق به موجودی رطوبت خاک، در ارتباط تنگاتنگ با ترازمندی آب است (Irannejad and Shao, 1998). خشکی‌ها به دلیل ناهمگنی قابل ملاحظه، چرخه هیدرولوژیکی پویا و تغییرات شدید دما، پوشش و کاربری نقش مهمی در ترازمندی انرژی، رطوبت و تکانه ایفا می‌کنند (Yang, 2004). تبادلات انرژی، جرم و تکانه در سطح مشترک جو و سطح خشکی صورت می‌گیرد. این تبادلات نه تنها به وسیله تلاطم و حرکات مولکولی در جو، بلکه به وسیله فرایندهای هیدرولوژیکی سطح خاک و رفتار زیست‌سپهر قاره‌ای نیز کنترل می‌شود. از این دیدگاه، می‌توان سطح خشکی را در حکم لایه‌ای که در بردارنده پایین‌ترین بخش لایه مرزی جو، چند متر بالایی خاک، زیست‌سپهر قاره‌ای و سطح آب‌های داخل قاره‌ها است، در نظر گرفت (Irannejad and Shao, 2002). طرح‌واره‌های پارامترسازی سطح خشکی یا به بیان ساده‌تر طرح‌واره‌های سطح خشکی الگوریتمی برای تعیین تبادلات انرژی، جرم و تکانه بین جو و سطح خشکی هستند. این طرح‌واره‌ها به طور کلی از دو بخش ترمودینامیکی برای محاسبه شارهای انرژی سطح (گرمای نهان، گرمای محسوس، گرمای زمین و انرژی ذوب برف) و بخش هیدرودینامیکی برای محاسبه شار آب (تقسیم بارش به تبخیرتعرق، رواناب و تغییرات رطوبت خاک) تشکیل شده‌اند. چرخه‌های آب و انرژی از طریق شار گرمای نهان (تبخیرتعرق) با یکدیگر در ارتباط هستند. در سال‌های اخیر، استفاده از طرح‌واره‌های سطح خشکی در شبیه‌سازی‌های هیدرولوژیکی مورد توجه بسیار قرار گرفته‌اند. Lohmann et al., (1998b) توانایی مدل سطح خشکی VIC-2L را در شبیه‌سازی جریان رودخانه در حوضه رودخانه وسر^۱ بررسی کردند. نتایج بیان‌گر دقت بالای مدل در شبیه‌سازی روزانه، ماهانه و سالانه جریان رودخانه بود. (Khodamorad Pour et al., 2010) از مدل سطح خشکی OSU^۲ جفت‌شده با مدل پیش‌بینی عددی

³ Weather Research and Forecasting Model

⁴ Loess

⁵ Probability Distribution Function

¹ Weser

² Oregon State University Land Surface Model

شارهای سطحی برای واحد سطح هر موزائیک به طور جداگانه محاسبه و بر اساس مساحت آن‌ها میانگین‌گیری می‌شوند. به دلیل تفاوت در مشخصه‌های آیرودینامیکی، مقاومت سطحی و پاسخ به ذخایر متفاوت رطوبت خاک، خاک عریان و پوشش گیاهی از نظر تبادلات گرما و رطوبت با جو رفتار بسیار متفاوتی دارند. بنابراین، تبادلات آب و انرژی برای خاک عریان و پوشش گیاهی به طور مجزا محاسبه می‌شود. برای سطح پوشیده از گیاه، ALSIS یک لایه کانوپی در نظر می‌گیرد که بخشی از سطح خاک را می‌پوشاند. تبخیر از سطح خاک و بخش مرطوب کانوپی و تعرق از بخش خشک کانوپی به طور جداگانه محاسبه شود و میانگین تبادل رطوبت واحد سطح خشکی با جو برای هر موزائیک به دست می‌آید. کانوپی به عنوان یک محیط متخلخل نیمه‌شفاف در نظر گرفته می‌شود که تابش خورشید قبل از رسیدن به سطح خاک زیر کانوپی را تضعیف می‌کند. خاک در جهت قائم به چند لایه موازی تقسیم می‌شود که با افزایش عمق، ضخامت لایه‌ها افزایش می‌یابد. همچنین فرض می‌شود که خاک در جهت قائم ناهمگن است و مشخصه‌های فیزیکی و هیدرولیکی آن با عمق تغییر می‌کند. روش داریسی-باکینگهام^۳ و قانون فوریه^۴ برای محاسبه انتقال رطوبت و گرما درون خاک به کار برده می‌شود.

ساختار کلی ALSIS

جزئیات ALSIS در (Irannejad and Shao, 1998) آمده است. در این بخش، ساختار کلی ALSIS به طور مختصر شرح داده می‌شود.

ترازمندی انرژی سطحی

تابش خالص برای کانوپی (R_{nc}) و سطح خاک (R_{ns}) از معادلات ۱ و ۲ محاسبه می‌شود.

$$R_{nc} = R_{sc} + R_{lc} + R_{lus} \sigma_f (1 - f_{ext}) - 2R_{luc} \quad (1)$$

$$R_{ns} = R_{ss} + R_{ls} + R_{luc} - R_{lus} \quad (2)$$

که R_{sc} و R_{ss} تابش جذب شده توسط کانوپی و خاک، R_{lc} و R_{ls} تابش موج بلند رو به پایین جذب شده توسط کانوپی و خاک، R_{lus} و R_{luc} تابش موج بلند گسیل شده از کانوپی و سطح خاک، σ_f کسری از سطح است که با

فرایندهای مربوطه روی PDF است. حساسیت نتایج به انتخاب PDF، نبود اطلاعات در مورد میانگین، واریانس، چولگی و کشیدگی توزیع پارامترها و همچنین وابستگی زیاد توابع احتمال به مکان و زمان، به دلیل پیچیدگی اثرات متقابل بسیاری از فرایندها در محیط زیست طبیعی، از دشواری‌های روش‌های پیوسته می‌باشند (Irannejad, 1999). در روش‌های گسسته فرض می‌شود که یاخته شبکه با تعدادی زیریاخته همگن پوشیده می‌شود. محاسبه شارها و متغیرهای حالت هر یاخته مبتنی بر محاسبات مجزا برای هر زیریاخته و میانگین‌گیری وزنی بر اساس مساحت نسبی زیریاخته‌ها است. از جمله روش‌های گسسته می‌توان به روش موزائیک (Avisar and Pielke, 1989) اشاره کرد. این روش مبتنی بر تقسیم کردن یاخته شبکه به تعدادی موزائیک همگن است که سطح آن‌ها مستقل از یکدیگر با جو تبادل انرژی، جرم و تکانه دارد. بنابراین، در این روش فرض بر جفت‌شدگی افقی ضعیف بین موزائیک‌ها و جفت‌شدگی قائم قوی با جو است (Giorgi and Avisar, 1997). هدف از مطالعه حاضر ارزیابی عملکرد یک طرح‌واره سطح خشکی با تأکید بر ناهمگنی مکانی سطح خشکی در مقیاس زیریاخته‌ای در شبیه‌سازی جریان ماهانه رودخانه در حوضه آبریز کرخه است.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه از طرح‌واره برهمکنش جو-سطح خشکی^۱ (ALSIS, Irannejad and Shao, 1998) در پیوند با یک مدل آب زیرزمینی و مدل روندیابی جریان برای شبیه‌سازی جریان رودخانه استفاده می‌شود. ALSIS یک طرح‌واره پارامترسازی سطح خشکی است که می‌تواند به صورت تک‌ایستای^۲ و یا جفت‌شده با مدل جوی برای محاسبه شارهای انرژی، جرم و تکانه به کار رود. نسخه تک‌ایستای طرح‌واره ALSIS در محیط FORTRAN 77 نوشته شده و دارای یک ساختار ماژولی و تعدادی زیربرنامه برای نمایش پارامترسازی‌های گوناگون فرایندهای سطح خشکی است. در ALSIS هر یاخته شبکه به چند موزائیک، که دارای مشخصه‌های گوناگون سطحی از نظر نوع خاک و پوشش گیاهی هستند، تقسیم می‌شود و

³ Darcy-Buckingham

⁴ Fourier's law

¹ Atmosphere-Land-Surface Interaction Scheme

² Stand-alone

$$G_s = K_{h1} \frac{2(T_s - T_{s1})}{dz_1} \quad (۹)$$

که K_{h1} قابلیت هدایت گرمایی و T_{s1} دمای مرکز لایه فوقانی خاک با ضخامت dz_1 است. تبخیر از سطح مرطوب کانوپی (E_w) با استفاده از روش انتقال کپه‌ای محاسبه می‌شود.

$$E_w = f_w \rho_a \frac{q_{sat}(T_c) - q_a}{r_a} \quad (۱۰)$$

که $q_{sat}(T_c)$ رطوبت ویژه اشباع در دمای کانوپی و f_w کسر مرطوب کانوپی است. تعرق از بخش خشک کانوپی، E_t به صورت معادله ۱۱ محاسبه می‌شود.

$$E_t = (1 - f_w) \rho_a \frac{q_{sat}(T_c) - q_a}{r_a + r_c} \quad (۱۱)$$

که r_c مقاومت کانوپی است. شار گرمای محسوس کانوپی از معادله ۱۲ محاسبه می‌شود.

$$H_c = \rho_a c_p \frac{T_c - T_a}{r_a} \quad (۱۲)$$

برای محاسبه تبادلات گرما و حل معادلات ۴ و ۵ تعیین دمای کانوپی (T_c) و دمای سطح خاک (T_s) مورد نیاز است. T_c در هر گام زمانی با حل تکراری معادله ۵ محاسبه می‌شود تا زمانی که به دقت مورد نظر برسد. روش مشابهی برای معادله ۴ برای محاسبه T_s به کار برده می‌شود. در صورت وجود پوشش برف، معادله ۴ با جایگزین کردن دمای سطح برف (T_{sn})، به جای دمای سطح خاک (T_s) محاسبه می‌شود و شار گرما به درون برف، H_{sn} ، به صورت معادله ۱۳ محاسبه می‌شود.

$$H_{sn} = K_{sn} \frac{T_{sn} - T_s}{z_{sn}} \quad (۱۳)$$

که K_{sn} قابلیت هدایت گرمایی برف و z_{sn} عمق برف است. شار قائم گرما در خاک با استفاده از قانون هدایت گرمایی فوریه در خاک چند لایه توصیف می‌شود.

$$G_h = -K_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad (۱۴)$$

که K_h قابلیت هدایت گرمایی خاک و T دمای خاک است. معادلات پایستاری انرژی در خاک به صورت معادله ۱۵ است.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C_h} \frac{\partial G_h}{\partial z} \quad (۱۵)$$

کانوپی پوشیده شده است و f_{ext} کسری از تابش است که به سطح خاک زیر کانوپی می‌رسد. تابش خالص سطح خشکی (R_n) از مجموع تابش خالص در سطح خاک و کانوپی به دست می‌آید.

$$R_n = R_{ns} + R_{nc} \quad (۳)$$

تابش خالص سطح خاک و پوشش گیاهی به شارهای مختلف گرمای سطحی تقسیم می‌شود. معادله ترازمندی انرژی سطح خاک به صورت معادله ۴ است.

$$R_{ns}(T_s) - \lambda E_s(T_s) - H_s(T_s) - G_h(T_s) = 0 \quad (۴)$$

که λE_s شار گرمای نهان، E_s آهنگ تبخیر از سطح خاک، λ گرمای نهان تبخیر، H_s شار گرمای محسوس و $G_h(T_s)$ ($G_s =$) شار گرمای زمین است. همه مؤلفه‌ها تابعی از دمای سطح خاک T_s هستند. ترازمندی انرژی کانوپی به صورت معادله ۵ خواهد بود.

$$R_{nc}(T_c) - \lambda E_c(T_c) - H_c(T_c) = 0 \quad (۵)$$

با

$$E_c = E_w + E_t \quad (۶)$$

که λE_c شار گرمای نهان کانوپی، E_c آهنگ تبخیر تعرق کانوپی و H_c شار گرمای محسوس از کانوپی، E_w آهنگ تبخیر از سطح مرطوب کانوپی و E_t آهنگ تعرق کانوپی است. تبخیر از سطح خاک (E_s) با استفاده از معادله انتقال کپه‌ای^۱ محاسبه می‌شود.

$$E_s = \rho_a \beta \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a + r_d} \quad (۷)$$

که ρ_a چگالی هوا، β فاکتور بازدهی تبخیر، q_a رطوبت ویژه هوا در سطح مرجع (z_r ، ارتفاع ابزار هواشناسی)، $q_{sat}(T_s)$ رطوبت ویژه اشباع در دمای سطح خاک، r_d مقاومت آیرودینامیکی به شار رطوبت از ارتفاع زبری سطح خاک برای رطوبت (z_{0q}) به ارتفاع منبع کانوپی ($z_{0q} + z_d$)، z_d جابه‌جایی سطح صفر و r_a مقاومت آیرودینامیکی به شار رطوبت از ارتفاع منبع کانوپی به z_r است. شار گرمای محسوس از سطح خاک از معادله ۸ به دست می‌آید.

$$H_s = \rho_a c_p \frac{T_s - T_a}{r_a + r_d} \quad (۸)$$

که c_p گرمای ویژه هوا در فشار ثابت و T_a دمای هوا در ارتفاع مرجع است. G_s با استفاده از قانون فوریه برای لایه سطحی خاک محاسبه می‌شود.

^۱ Bulk transfer

Brooks and Corey,) کوری (ALSIS از مدل‌های بروکس-کوری (1966) و فرم ساده شده آن به نام مدل کلب-هورنبرگر (Clapp and Hornberger, 1978)، مدل ون-گناختن (Van Broadbridge, 1980) و برودبریج-وایت (Genuchten, 1980 and White, 1988) نیز استفاده می‌کند. انتگرال‌گیری عددی با استفاده از روش تفاضل کرنک-نیکلسون^۳ انجام می‌شود. معادله ترازمندی لایه‌ها، B_i ، به صورت تفاضل محدود معادله ۱۸ نوشته می‌شود.

$$B_i = \frac{\theta_i^{j+1} - \theta_i^j}{dt} dz_i + \delta(q_i^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) + (1 - \delta)(q_i^j - q_{i-1}^j) + S_i = 0 \quad (22)$$

که i و z معرف عمق و زمان، δ وزن زمانی تفاضل مکانی که بین صفر (کاملاً صریح) و یک (کاملاً ضمنی) تغییر می‌کند ($\delta = 0.5$) برای روش کرنک-نیکلسون) و S_i عبارت چاهه برای لایه خاک i است که مجموع شدت جریان جانبی و تعرق لایه است. در معادله ۲۲، q_i و q_{i-1} جریان آب در مرزهای بالا و پایین لایه i هستند. شرایط مرزی سطحی، q_0 ، به عنوان نفوذ منهای آهنگ تبخیر از سطح خاک محاسبه می‌شود. شرایط مرزی زیرین، q_m ، برابر قابلیت هدایت هیدرولیکی عمیق‌ترین لایه خاک در نظر گرفته می‌شود. q_m می‌تواند با یک فاکتور بازدهی زهکشی کنترل شود. در ALSIS، این فاکتور بین صفر (مرز غیر قابل نفوذ) و یک (کاملاً نفوذپذیر) قابل تعریف است. در هر گام زمانی، معادله ۲۲ برای ψ_i^{j+1} به روش نیوتن-رافسون^۴ با افزودن تصحیحات $\Delta\psi_i$ به تقریب اولیه ψ_i^{j+1} حل می‌شود تا زمانی که B_i با دقت مورد نظر موازنه شود.

مدل آب زیرزمینی

برای مدل‌سازی پاسخ کلی ذخیره آب زیرزمینی از مدل آبخار مخازن خطی^۵ (Nash, 1958) استفاده می‌شود که دارای دو پارامتر تعداد مخازن n و ثابت زمانی آن‌ها K (ضریب فروکش جریان) است. برای سهولت کاربرد، به جای استفاده از تابع توزیع گاما برای بیان تابع واکنش لحظه‌ای^۶ از یک رهیافت عددی استفاده می‌شود. این مدل مبتنی بر این فرض است که حجم آب ذخیره شده در مخزن i متناسب با خروجی آن است، یعنی $S_i = KB_i^1$.

که C_h ظرفیت گرمایی حجمی است. با قرار دادن معادله ۱۴ در ۱۵ معادله پیش‌یابی برای دمای خاک به دست می‌آید.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad (16)$$

که $D_h = K_h / C_h$ پخش گرمایی خاک است.

ترازمندی آب خاک

جریان قائم یک بعدی آب در یک خاک همگن و غیر اشباع با استفاده از معادله داری-باکینگهام توصیف می‌شود.

$$q = K \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z}\right) \quad (17)$$

که ψ پتانسیل خمیره آب خاک، $K(=K(\psi))$ قابلیت هدایت هیدرولیکی و z عمق خاک است. معادله ۱۷ تنها برای توصیف نیم‌رخ آب خاک تحت جریان پایدار مناسب است. برای جریان ناپایدار، که در آن اندازه و احتمالاً جهت جریان و گرادیان پتانسیل با زمان تغییر می‌کند، معرفی قانون پایستاری آب مورد نیاز است. برای جریان قائم یک بعدی معادله پایستاری آب به صورت معادله ۱۸ است.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} - S \quad (18)$$

که θ مقدار رطوبت حجمی خاک، t زمان و S عبارت چاهه برای آب است که ناشی از تبخیر تعرق و تخلیه افقی است. با جایگزین کردن معادله ۱۷ در ۱۸ معادله ریچاردز^۱ به دست می‌آید.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K - K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - S \quad (19)$$

از آن‌جا که K و θ توابع غیرخطی از ψ هستند، معادله ریچاردز شدیداً غیرخطی است. (Redinger et al., 1984) و (Campbell 1985) تبدیل کرشهف^۲ را برای عبارت پخش معادله ریچاردز به کار بردند.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K - \frac{\partial U}{\partial z} \right) - S \quad (20)$$

$$U = \int_{-\infty}^{\psi} K d\psi = \int_0^{\theta} D d\theta \quad (21)$$

که $D = K(d\psi/d\theta)$ پخش هیدرولیکی خاک است. حل معادله ریچاردز نیاز به معادلات بستر بین قابلیت هدایت هیدرولیکی، رطوبت خاک و پتانسیل خمیره آب خاک دارد.

³ Crank-Nicolson

⁴ Newton-Raphson

⁵ Cascade of Linear Reservoirs Model

⁶ Impulse response function

¹ Richards' Equation

² Kirchhoff transform

بین طول‌های جغرافیایی $۴۶^{\circ}۰۶'$ و $۴۹^{\circ}۱۱'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $۳۰^{\circ}۵۴'$ و $۳۵^{\circ}۰۴'$ شمالی قرار گرفته است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و مدل رقومی ارتفاع حوضه آبریز کرخه را نشان می‌دهد. حدود ۷۰ درصد مساحت حوضه را مناطق کوهستانی و حدود ۳۰ درصد آن را دشت‌ها، که عموماً در بخش‌های شمالی و جنوبی قرار دارند، می‌پوشانند. کوه الوند در سر حد شمال شرقی حوضه، مرتفع‌ترین قله حوضه و دشت آزادگان پست‌ترین نقطه آن به شمار می‌روند. تمرکز ارتفاعات در نواحی میانی، شرقی و همچنین مناطق شمالی حوضه است و دشت‌های آبرفتی با وسعت قابل ملاحظه در مناطق شمالی حوضه نظیر ملایر، نهاوند، کنگاور، سنقر، ماهیدشت و اسلام‌آباد قرار دارند که ارتفاع آن‌ها بیش از ۱۲۰۰ متر است.

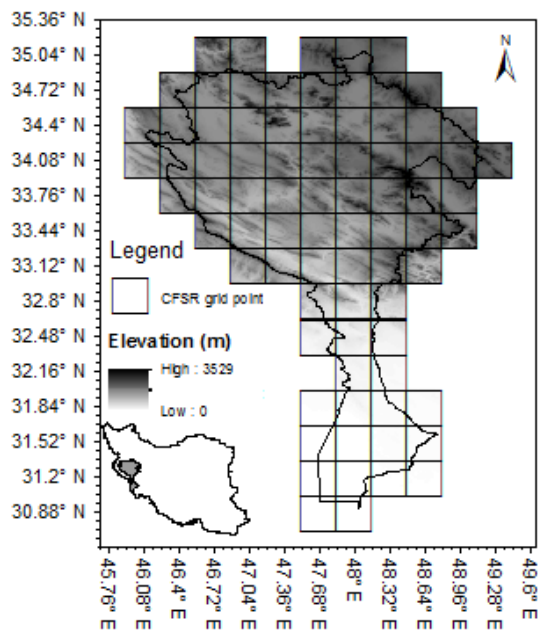


Figure 1- Geographic location and digital elevation model of Karkheh basin and grid points of CFSR reanalysis dataset network with the resolution of 0.32 degree

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه مدل رقومی ارتفاع حوضه کرخه به همراه یاخته‌های شبکه داده‌های بازتحلیل CFSR با تفکیک ۰/۳۲ درجه

داده‌های واداشت جوی

متغیرهای جوی مورد نیاز برای اجرای طرح‌واره ALSIS شامل دمای هوا (K)، رطوبت ویژه هوا ($kg\ kg^{-1}$)، تابش موج کوتاه و موج بلند رو به پایین ($W\ m^{-2}$)، سرعت باد ($m\ s^{-1}$)، شدت بارش ($mm\ s^{-1}$) و فشار هوا (Pa) است

بنابراین، معادله پیوستگی برای مخزن i به صورت معادله ۲۳ خواهد بود.

$$K \frac{\partial B_t^i}{\partial t} = B_t^{i-1} - B_t^i \quad (23)$$

که پس از گسسته‌سازی زمانی به روش تفاضل محدود مرکزی در زمان $t+\Delta t/2$ معادله ۲۴ برقرار است.

$$B_{t+\Delta t}^i = \frac{2K - \Delta t}{2K + \Delta t} B_t^i + \frac{\Delta t}{2K + \Delta t} (B_{t+\Delta t}^{i-1} + B_t^{i-1}) \quad (24)$$

که B^i جریان خروجی از مخزن i است؛ B^0 شار رطوبت از عمیق‌ترین لایه خاک است که از طرح‌واره ALSIS به دست می‌آید؛ و B^n جریان پایه است.

مدل روندیابی جریان

برای روندیابی جریان رودخانه از یک مدل روندیابی تک‌ایستا که توسط Lohmann et al., (1996) ارائه شده است، استفاده می‌شود. جریان سطحی و دبی پایه شبیه‌سازی شده توسط طرح‌واره سطح خشکی، ابتدا به خروجی هر یاخته (روندیابی درون‌یاخته‌ای، بر اساس هیدروگراف واحد) و سپس با این فرض که همه رواناب هر یاخته در یک جهت واحد ایجاد می‌شود، به شبکه رودخانه (روندیابی بین یاخته‌ای) روندیابی می‌شود. روندیابی کانال مبتنی بر معادله خطی شده سنت-ونانت^۱ است و تاخیر زمانی روندیابی بین یاخته‌ای بر اساس سرعت جریان و فاصله طی شده (مراکز بین یاخته‌ای) است. در معادله خطی شده سنت-ونانت:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - C \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (25)$$

D و C به ترتیب پارامترهای سرعت موج و ضریب پخشیدگی هستند. تابع واکنش لحظه‌ای با مقادیر مرزی و شرایط آغازین $h(x,0)=0$ برای $x>0$ و $h(0,t)=\delta t$ برای $t \geq 0$ به صورت معادله ۲۶ است.

$$h(x, t) = \frac{x}{2t\sqrt{\pi t D}} \exp\left(-\frac{(Ct - x)^2}{4Dt}\right) \quad (26)$$

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز رودخانه کرخه با مساحتی در حدود ۵۱۶۴۰ کیلومتر مربع در غرب کشور و در مناطق میانی و جنوب غربی رشته‌کوه‌های زاگرس قرار دارد. این حوضه

¹ Saint-Venant equation

دوره ۱۹۹۴-۱۹۸۱ بوده و در سه تفکیک مکانی 1° ، 0.1° و 0.08° موجود می‌باشد. نقشه توزیع جغرافیایی پوشش سطح خشکی با تفکیک 0.08° در گستره حوضه کرخه در شکل ۲ نشان داده شده است.

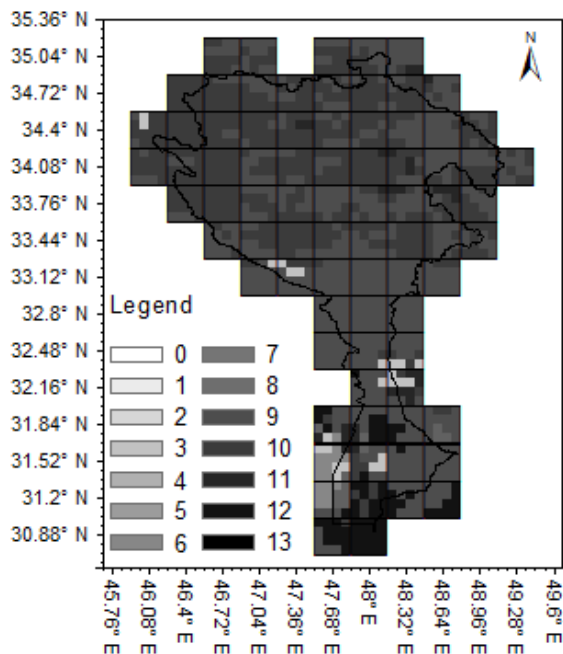


Figure 2- Geographic distribution of land surface cover with the resolution of 0.08 degree over Karkheh basin: 0) water, 1) Evergreen Needleleaf Forest, 2) Evergreen Broadleaf Forest, 3) Deciduous Needleleaf Forest, 4) Deciduous Broadleaf Forest, 5) Mixed Forest, 6) Woodland, 7) Wooded Grassland, 8) Closed Shrubland, 9) Open Shrubland, 10) Grassland, 11) Cropland, 12) Bare Ground, 13) Urban

شکل ۲- توزیع جغرافیایی پوشش سطح خشکی با تفکیک 0.08° درجه در محدوده حوضه کرخه: ۰) آب، ۱) جنگل سوزنی-برگ همیشه‌سبز، ۲) جنگل پهن‌برگ همیشه‌سبز، ۳) جنگل سوزنی‌برگ برگ‌ریز، ۴) جنگل پهن‌برگ برگ‌ریز، ۵) جنگل مخلوط، ۶) درختزار، ۷) مرتع پوشیده از درخت، ۸) بوته‌زار بسته، ۹) بوته‌زار باز، ۱۰) مرتع، ۱۱) اراضی تحت کشت، ۱۲) زمین‌های عریان و ۱۳) شهری

با توجه به اینکه تفکیک مکانی داده‌های واداشت جوی 0.32° درجه است، هر یاخته شبکه شامل ۱۶ زیریاخته می‌باشد. بنابراین تعداد موزائیک‌های خاک-پوشش هر یاخته حداقل یک و حداکثر ۱۶ می‌تواند باشد. بر اساس پارامترهای پوشش گیاهی موجود در پایگاه داده سامانه جهانی گوارد داده‌های زمین^۴ (GLDAS)، پارامترهای ارتفاع گیاه، درصد پوشش زمین توسط گیاه، آلبیدو و کمینه مقاومت روزنه‌ای برای ۱۴ نوع پوشش

که در سطح هر یاخته همگن لحاظ می‌شود. در این مطالعه از داده‌های جهانی واداشت جوی شبکه‌بندی‌شده پایگاه داده‌های بازتحلیل سامانه پیش‌بینی اقلیم^۱ (CFSR) مراکز ملی پیش‌بینی محیطی^۲ (NCEP) به عنوان ورودی طرح‌واره استفاده می‌شود. جزئیات بیشتر در مورد CFSR در (Saha et al., 2010) تشریح شده است. علت عدم استفاده از داده‌های واداشت جوی ایستگاه‌های همدید شامل موارد زیر است:

۱) داده‌های با تفکیک زمانی ساعتی برای دوره زمانی بلندمدت موجود نیست؛ ۲) بهترین تفکیک زمانی ایستگاه‌های همدید، تفکیک ۳ ساعتی است و علی‌رغم امکان استفاده از روش‌های درون‌یابی زمانی، داده‌های تابش خلاء آماری زیادی دارد؛ ۳) تراکم ایستگاه‌های دارای آمار بلندمدت برای انجام درون‌یابی مکانی کافی نیست؛ ۴) تلفیق داده‌های مشاهداتی با پیش‌بینی‌های عددی کوتاه‌مدت، ماهیت شبکه‌ای بودن، تفکیک زمانی و مکانی بالا و نبود خلاء در داده‌های بازتحلیل باعث تسهیل مطالعات اقلیمی می‌شود. متغیرهای واداشت جوی با تفکیک زمانی یک ساعتی و تفکیک مکانی T382 (km^۲) از پایگاه مراکز ملی اطلاعات محیطی^۳ (۳۸) برای دوره زمانی ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۱ بارگیری و برای حوضه کرخه استخراج و تفکیک مکانی یاخته‌های شبکه به 0.32° در راستای طول و عرض جغرافیایی تغییر یافتند. همچنین درون‌یابی زمانی داده‌ها از تفکیک یک ساعتی به ۳۰ دقیقه‌ای انجام شد. شکل ۱ یاخته‌های شبکه داده‌های بازتحلیل CFSR با تفکیک 0.32° را در محدوده حوضه کرخه نشان می‌دهد.

پیکربندی ناهمگنی سطح خشکی در مقیاس زیر یاخته‌ای

برای شمول ناهمگنی مکانی در مقیاس زیر یاخته‌ای، هر یاخته شبکه بر اساس نوع پوشش سطح خشکی و خاک به تعدادی موزائیک همگن تقسیم می‌شود. برای این منظور، از محصول جهانی طبقه‌بندی پوشش سطح خشکی AVHRR (Hansen et al., 1998) استفاده می‌شود. این محصول که شامل ۱۴ نوع پوشش زمین است، مبتنی بر تحلیل تصاویر ماهواره‌ای AVHRR برای

¹ Climate Forecast System Reanalysis

² National Centers for Environmental Prediction

³ National Centers for Environmental Information

⁴ Global Land Data Assimilation System

استفاده از بافت خاک قابل تخمین است. آن‌ها مقادیر پارامتر مربوط به ۱۱ نوع بافت خاک USDA را پیشنهاد کردند.

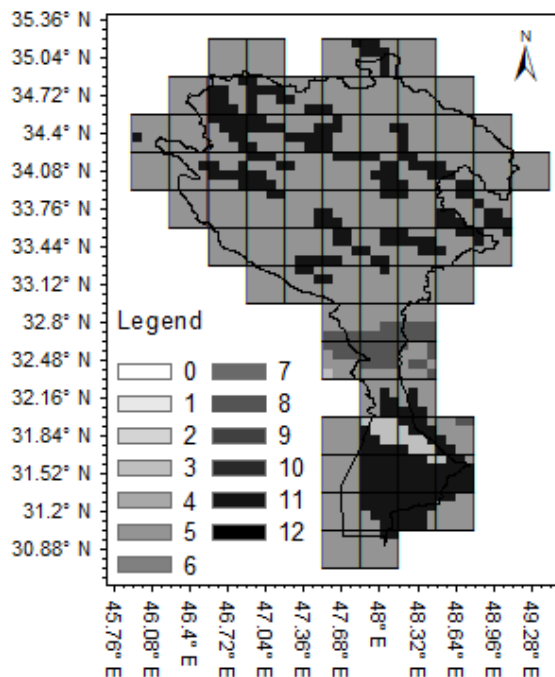


Figure 3- Geographic distribution of soil texture for A horizon with the resolution of 0.08 degree over Karkheh basin: 0) Water, 1) Sand, 2) Loamy sand, 3) Sandy loam, 4) Silty loam, 5) Loam, 6) Sandy clay loam, 7) Silty clay loam, 8) Clay loam, 9) Sandy clay, 10) Silty clay, 11) Clay, 12) Silt

شکل ۳- توزیع جغرافیایی بافت افق A خاک با تفکیک ۰/۰۸ درجه در محدوده حوضه کرخه: ۰) آب، ۱) شن، ۲) شن لومی، ۳) لوم شنی، ۴) لوم سیلنتی، ۵) لوم، ۶) لوم رسی شنی، ۷) لوم رسی سیلنتی، ۸) لوم رسی، ۹) رس شنی، ۱۰) رس سیلنتی، ۱۱) رس، ۱۲) سیلت

مقادیر متوسط پارامترهای هیدرولیکی برای بافت‌های مختلف خاک در جدول ۱ آورده شده است (Clapp and Hornberger, 1978). این مقادیر در فایل ذخیره و هنگام اجرای طرح‌واره بر اساس بافت خاک موزائیک فراخوانی می‌شود. سایر پارامترهای خاک مورد نیاز برای اجرای طرح‌واره ALSIS شامل پتانسیل خمیره خاک در ظرفیت زراعی و نقطه پژمردگی هستند که در فایل اطلاعات طرح‌واره تعریف شدند. از طریق هم‌پوشانی نقشه توزیع جغرافیایی بافت افق A و B خاک و پوشش سطح خشکی، نقشه توزیع جغرافیایی ترکیب‌های بافت خاک-پوشش خشکی به دست آمد (شکل ۵).

زمین تهیه شد و متغیرهای مربوطه در طرح‌واره ALSIS (cov, hc, $g_{sMax}=1/r_{sMin}$) مقداردهی شدند. در مورد شاخص سطح برگ^۱ (LAI)، از داده‌های جهانی تهیه شده توسط گروه پژوهش اقلیم و پوشش گیاهی^۲ دانشگاه بوستن (Zhu et al., 2013) استفاده شد. این داده‌ها از نسل سوم داده‌های شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی^۳ (NDVI) گروه مطالعات مدل‌سازی و نقشه‌برداری جهانی^۴ (NDVI3g) مشتق شده‌اند و با تفکیک مکانی ۰/۰۸۳° و تفکیک زمانی ۱۵ روزه برای ژوئیه ۱۹۸۱ تا دسامبر ۲۰۱۱ موجود هستند. تفکیک مکانی داده‌های LAI از ۰/۰۸۳° به ۰/۰۸° تغییر یافتند. برای تهیه نقشه بافت خاک از نسخه ۱/۲ پایگاه داده جهانی هماهنگ خاک^۵ (HWSD v1.2) استفاده می‌شود. این پایگاه داده شامل پارامترهای مختلف خاک از جمله درصد رس، شن و سیلت برای دو افق خاک A (صفر تا ۳۰ سانتی‌متر) و افق B (۳۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر) است و با تفکیک مکانی ۰/۰۵° می‌باشند. از آن‌جا که پارامترهای هیدرولیکی خاک وابسته به بافت خاک هستند، ابتدا داده‌های درصد رس، شن و سیلت از تفکیک مکانی ۰/۰۵° به تفکیک مکانی ۰/۰۸° انتقال یافت. سپس بر اساس طبقه‌بندی بافت خاک وزارت کشاورزی ایالات متحده (USDA) و با استفاده از درصد رس و شن افق‌های A و B خاک، بافت خاک هر یک از دو افق خاک برای نقاط واقع در محدوده مورد مطالعه تعیین شد. نقشه توزیع جغرافیایی بافت افق‌های A و B خاک با تفکیک ۰/۰۸° در گستره حوضه کرخه در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. همان‌طور که ذکر شد طرح‌واره ALSIS از چهار مدل هیدرولیکی خاک پشتیبانی می‌کند. در این مطالعه از مدل کلب و هورنبرگر (Clapp and Hornberger, 1978) استفاده شد، زیرا این مدل نسبت به مدل‌های دیگر تعداد پارامتر کم‌تر و شکل ریاضی ساده‌ای دارد و از نظر محاسباتی کارا تر است (Irannejad, 1999). Clapp and Hornberger (1978) داده‌های ۱۴۴۶ خاک را تحلیل کردند و دریافتند که پارامتر مربوط به توزیع اندازه خلل و فرج ($b=1/\lambda$) در توابع نگهداشت آب خاک و قابلیت هدایت هیدرولیکی با

¹ Leaf Area Index

² Climate and Vegetation Research Group

³ Normalized Difference Vegetation Index

⁴ Global Inventory Modeling and Mapping Studies

⁵ Harmonized World Soil Database

موزائیک و میانگین‌گیری وزنی بر اساس مساحت نسبی موزائیک‌ها است. نقشه شیب زمین با استفاده از نقشه توپوگرافی (شکل ۱) برای تفکیک مکانی 0.8° تهیه شد (شکل ۶) و میانگین شیب برای موزائیک‌های هر یک از یاخته‌ها محاسبه شد.

Table 1- Soil Hydraulic Parameters for Clapp-Hornberger Model, including: Saturation moisture (θ_s), Saturated hydraulic conductivity (K_s), Scale matric Potential (ψ_s) and b parameter (Clapp and Hornberger, 1978).

جدول ۱- پارامترهای هیدرولیکی خاک برای مدل کلپ-هورنبرگر، شامل: رطوبت اشباع (θ_s)، هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s)، پتانسیل ماتریک مقیاس (ψ_s) و پارامتر b (Clapp and Hornberger, 1978)

Soil Texture	θ_s ($m^3 m^{-3}$)	K_s ($m s^{-1}$)	ψ_s (m)	b (-)
Sand	0.395	1.76×10^{-3}	-0.0350	4.05
Loamy Sand	0.410	1.56×10^{-3}	-0.0178	4.38
Sandy Loam	0.435	3.47×10^{-5}	-0.0718	4.90
Silty Loam	0.485	7.20×10^{-7}	-0.5660	5.30
Loam	0.451	6.95×10^{-6}	-0.1460	5.39
Sandy Clay Loam	0.420	6.30×10^{-6}	-0.0863	7.12
Silty Clay Loam	0.477	1.70×10^{-6}	-0.1460	7.75
Clay Loam	0.476	2.45×10^{-6}	-0.3610	8.52
Sandy Clay	0.426	2.17×10^{-6}	-0.0616	10.40
Silty Clay	0.492	1.03×10^{-6}	-0.1740	10.40
Clay	0.482	1.28×10^{-6}	-0.1860	11.40

در گام بعد، تعداد موزائیک‌های هر یاخته، کد بافت خاک، کد پوشش زمین، درصد پوشش یاخته توسط هر یک از موزائیک‌های هر یاخته و شیب زمین (بر حسب درجه) به عنوان پارامترهای سطح خشکی مقاردهی شدند. پس از تعیین موزائیک‌ها، سری زمانی LAI برای هر موزائیک، از طریق میانگین‌گیری سری‌های زمانی LAI زیریاخته‌های تشکیل‌دهنده آن موزائیک به دست آمد. سپس تفکیک زمانی LAI به ۳۰ دقیقه تغییر و برای هر یک از موزائیک‌ها استخراج شد. سایر اطلاعات مورد نیاز برای اجرای طرح‌واره شامل تعداد لایه‌های خاک، ضخامت افق A خاک، فاکتور وزنی تجمیع رواناب، گام زمانی محاسبات، زمان آغاز و پایان، نام فایل داده‌های واداشتی، نام فایل اطلاعات سطح خشکی، نام فایل شاخص سطح برگ، نام فایل خروجی، ارتفاع مرجع داده‌های جوی، زبری سطح خاک، گسیلندگی (جذبندگی) تابش موج بلند برای گیاه و خاک، ضریب خاموشی تابش در پوشش گیاهی، ضریب شار آب (زهکشی) در کف عمیق‌ترین لایه خاک و

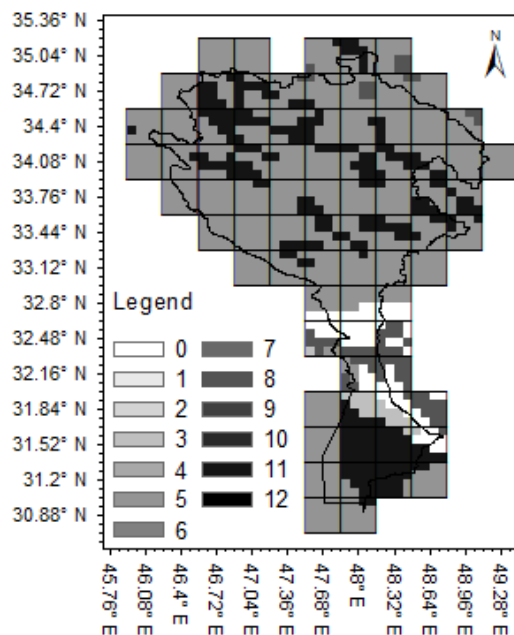


Figure 4- Same as Figure 3, but for soil B horizon
شکل ۴- مشابه شکل ۳، اما برای بافت افق B خاک

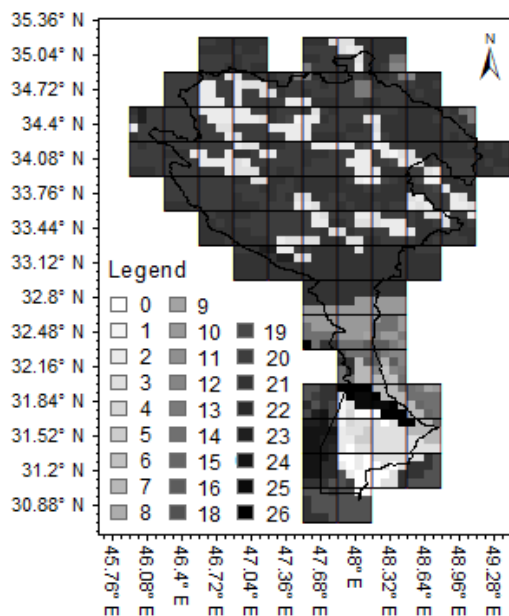


Figure 5- Geographic distribution map of soil texture-land cover combinations with the resolution of 0.08 degree over Karkheh basin

شکل ۵- نقشه توزیع جغرافیایی ترکیب‌های بافت خاک-پوشش زمین با تفکیک 0.8° درجه در محدوده حوضه کرخه برای تعیین موزائیک‌های هر یاخته، زیر یاخته‌های دارای کد ترکیب مشابه به‌عنوان یک موزائیک در نظر گرفته شدند. بنابراین مشاهده می‌شود که در برخی یاخته‌ها فقط یک موزائیک و در برخی تا ۷ موزائیک وجود دارد. علاوه بر تعیین تعداد موزائیک‌ها، درصد پوشش یاخته توسط هر موزائیک نیز محاسبه شد، زیرا محاسبه شارهای هر یاخته مبتنی بر محاسبات مجزا برای هر

کشکان، سیمره و کرخه جنوبی را همراه آبراهه‌های اصلی و شش ایستگاه هیدرومتری پل‌چهر، قورباغستان، پل‌دختر، نظرآباد، جلوگیر و پای‌پل نشان می‌دهد. از آن‌جا که هدف بررسی مقادیر جریان ماهانه است، نیاز به دقت زیادی در پارامترهای مدل روندیابی نیست.

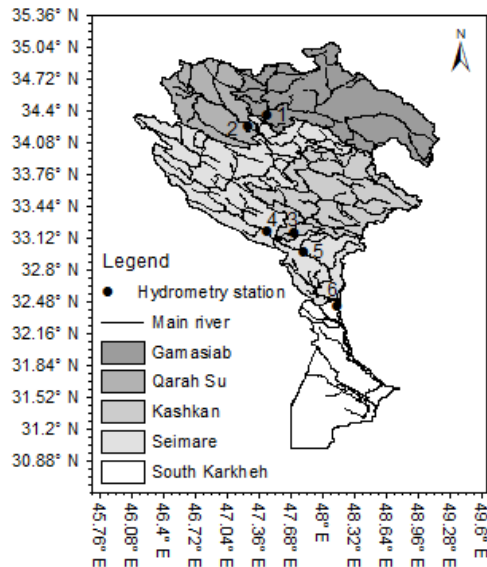


Figure 7- Geographic location map of Karkheh sub-basins (Gamasiab, Qarah Su, Kashkan, Seimare, South Karkheh), main rivers and studied hydrometric stations: 1) Pol Chehr, 2) Ghurbaghestan, 3) Pol Dokhtar, 4) Nazar Abad, 5) Jelogir and 6) Pay Pol

شکل ۷- نقشه موقعیت جغرافیایی زیرحوضه‌های کرخه (گاماسیاب، قره‌سو، کشکان، سیمره و کرخه جنوبی)،

آبراهه‌های اصلی و ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه: (۱) پل‌چهر، (۲) قورباغستان، (۳) پل‌دختر، (۴) نظرآباد، (۵) جلوگیر و (۶) پای‌پل

لذا، مدل روندیابی جریان برای جریان ماهانه عموماً واسنجی نمی‌شود (Lohmann et al., 1996). پارامترهای جهت جریان و فاکتور سهم رواناب از نقشه مدل رقومی ارتفاع به دست می‌آیند و برای سایر پارامترها مانند سرعت جریان، پخشیدگی و هیدروگراف واحد جریان مقادیر قابل قبول فیزیکی بدون واسنجی استفاده می‌شوند. (Lohmann et al., 1996) در مورد جریان ماهانه مقدار $800 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ را برای پخشیدگی و مقدار $1/5 \text{ m s}^{-1}$ را برای سرعت پیشنهاد کردند. سهم هر یک از یاخته‌ها در حجم رواناب حوضه وابسته به نسبتی از مساحت یاخته است که سطح حوضه را پوشش می‌دهد. برای محاسبه این فاکتور، با استفاده از نرم‌افزار ArcMap 10.3، مساحت بخشی از حوضه که توسط هر یاخته پوشش داده می‌شود

فاکتور رواناب زیرسطحی می‌باشند که در فایل اطلاعات طرح‌واره تعریف می‌شوند.

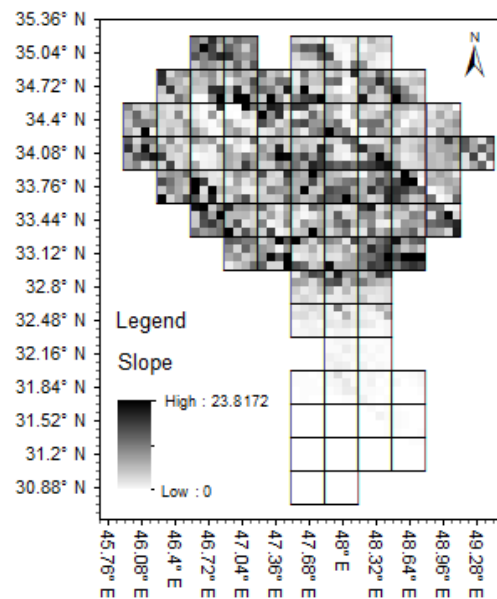


Figure 6- Geographic distribution map of land slope (in degree) with the resolution of 0.08 degree over Karkheh basin

شکل ۶- نقشه توزیع جغرافیایی شیب زمین (بر حسب درجه) با تفکیک 0.08 درجه در محدوده حوضه کرخه

به‌علاوه، شش متغیر شامل ارتفاع آب روی کانویی، ارتفاع برف روی کانویی، ارتفاع برف روی سطح، دمای سطح کانویی، دمای سطح خاک و پارامتر پایداری مونین-ابوخوف^۱ به‌عنوان متغیرهای آغازگری مقداردهی می‌شوند.

واسنجی و صحت‌سنجی طرح‌واره

علاوه بر پارامترهای خاک و پوشش گیاهی که نحوه تعیین آن‌ها در بخش قبل توضیح داده شد، پارامتر بازدهی تبخیر و ضریب فروکش آب زیرزمینی از طریق واسنجی تعیین می‌شود. دوره ۱۹۹۲-۱۹۸۲ برای واسنجی و دوره ۲۰۱۱-۱۹۹۳ برای صحت‌سنجی مدل استفاده می‌شود. مقدار آغازگری رطوبت برابر ظرفیت زراعی و مقدار آغازگری دمای خاک برابر دمای هوا در نظر گرفته شد. سال ۱۹۸۲ به عنوان دوره گرم شدن^۲ مدل در نظر گرفته می‌شود. واسنجی و صحت‌سنجی طرح‌واره از طریق مقایسه جریان رودخانه شبیه‌سازی شده و مشاهده شده شش ایستگاه هیدرومتری در حوضه کرخه انجام می‌شود. شکل ۷ موقعیت زیرحوضه‌های گاماسیاب، قره‌سو،

¹ Monin-Obukhov stability parameter

² Warm-up period

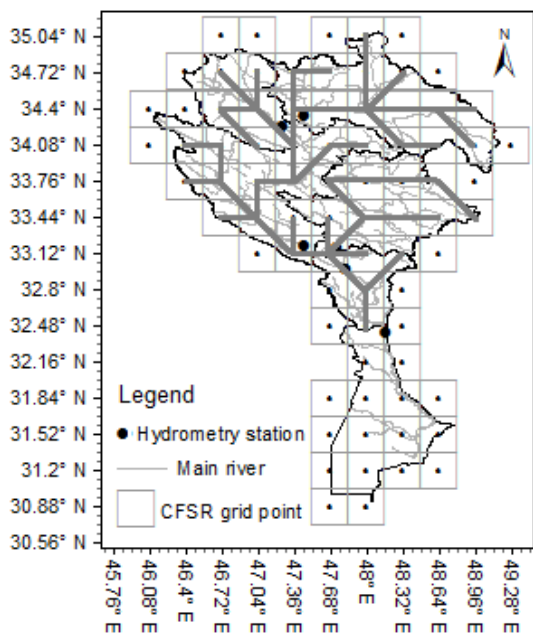


Figure 9- Stream flow network of upstream grid cells of studied stations
 شکل ۹- شبکه جریان آب یاخته‌های بالادست ایستگاه‌های مورد مطالعه

نتایج و بحث

نتایج شبیه‌سازی جریان رودخانه

شکل ۱۰ مقادیر مشاهده شده و شبیه‌سازی شده جریان ماهانه رودخانه را برای دوره واسنجی (۱۹۸۳-۱۹۹۲) و صحت‌سنجی (۲۰۱۱-۱۹۹۳) به صورت سری زمانی و نمودار پراکنش برای شش ایستگاه نشان می‌دهد. بررسی چشمی نمودارها نشان می‌دهد که به طور کلی توافق خوبی بین مشاهدات و مقادیر شبیه‌سازی شده وجود دارد. توافق ضعیف بین مشاهدات و مقادیر شبیه‌سازی شده ایستگاه پای پل در نیمه دوم دوره مورد مطالعه علاوه بر خطای داده‌های واداشت جوی و خطای مدل می‌تواند ناشی از عوامل انسانی در بالادست ایستگاه باشد. شاخص‌های آماری عملکرد مدل در شبیه‌سازی جریان رودخانه در جدول ۲ آورده شده است. نتایج حاکی از ضریب همبستگی بالای ۰/۸ برای همه ایستگاه‌ها (غیر از ایستگاه پل‌چهر با ضریب همبستگی ۰/۷۵) برای دوره واسنجی و ضریب همبستگی بالای ۰/۷ برای همه ایستگاه‌ها (غیر از ایستگاه پل‌چهر با ضریب همبستگی ۰/۶۴) در دوره صحت‌سنجی است. به علاوه میزان شاخص NSE برای دوره‌های واسنجی و صحت‌سنجی غیر از ایستگاه پل‌چهر (با مقدار ۰/۵۷ و ۰/۳۷) در سایر

محاسبه و با تقسیم بر مساحت یاخته، فاکتور سهم رواناب هر یاخته به دست آمد. شکل ۸ توزیع فاکتور سهم رواناب یاخته‌ها را برای شش زیرحوضه بر حسب درصد نشان می‌دهد. به علاوه، چون الگوریتم روندیابی جریان Lohmann et al., (1996) مبتنی بر این فرض است که همه رواناب هر یاخته در یک جهت از هشت جهت اصلی جریان می‌یابد، با استفاده از نقشه شبکه آبراهه‌های حوضه، جهت جریان برای هر یک از یاخته‌ها تعیین شد. شکل ۹ شبکه جریان آب یاخته‌های بالادست ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. ارزیابی آماری عملکرد مدل، از طریق بررسی رابطه همبستگی خطی بین مقادیر مشاهده شده و شبیه‌سازی شده جریان و شاخص کارایی نش- ساتکلیف^۱ (NSE) انجام می‌شود.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \quad (27)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (28)$$

که S_i و O_i به ترتیب مقادیر مشاهده شده و شبیه‌سازی شده جریان، \bar{S} و \bar{O} مقادیر میانگین متناظر و n تعداد مشاهدات است.

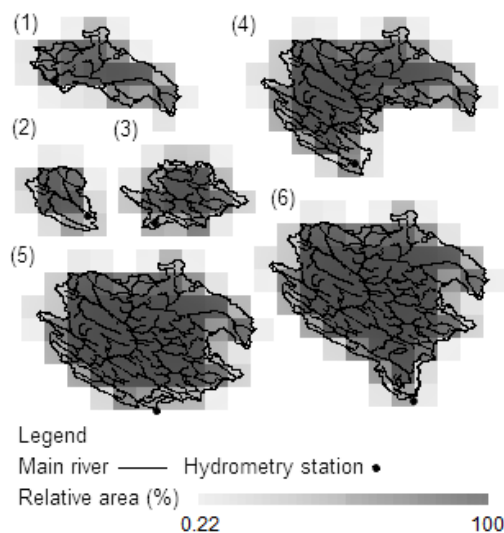


Figure 8- Geographic distribution of runoff contribution factor (%) of grid cells over six sub-basins

شکل ۸- توزیع جغرافیایی فاکتور سهم رواناب یاخته‌ها در هر یک از شش زیرحوضه بر حسب درصد

¹ Nash-Sutcliffe Efficiency

طور کلی، می‌توان نتیجه گرفت که مدل توانایی قابل قبولی در شبیه‌سازی جریان ماهانه رودخانه دارد.

ایستگاه‌ها بیش از ۰/۶ و ۰/۵ است. کاهش قابل ملاحظه شاخص NSE در دوره صحت‌سنجی در ایستگاه پای‌پل ناشی از اثرات حاصل بهره‌برداری از سد کرخه است. به

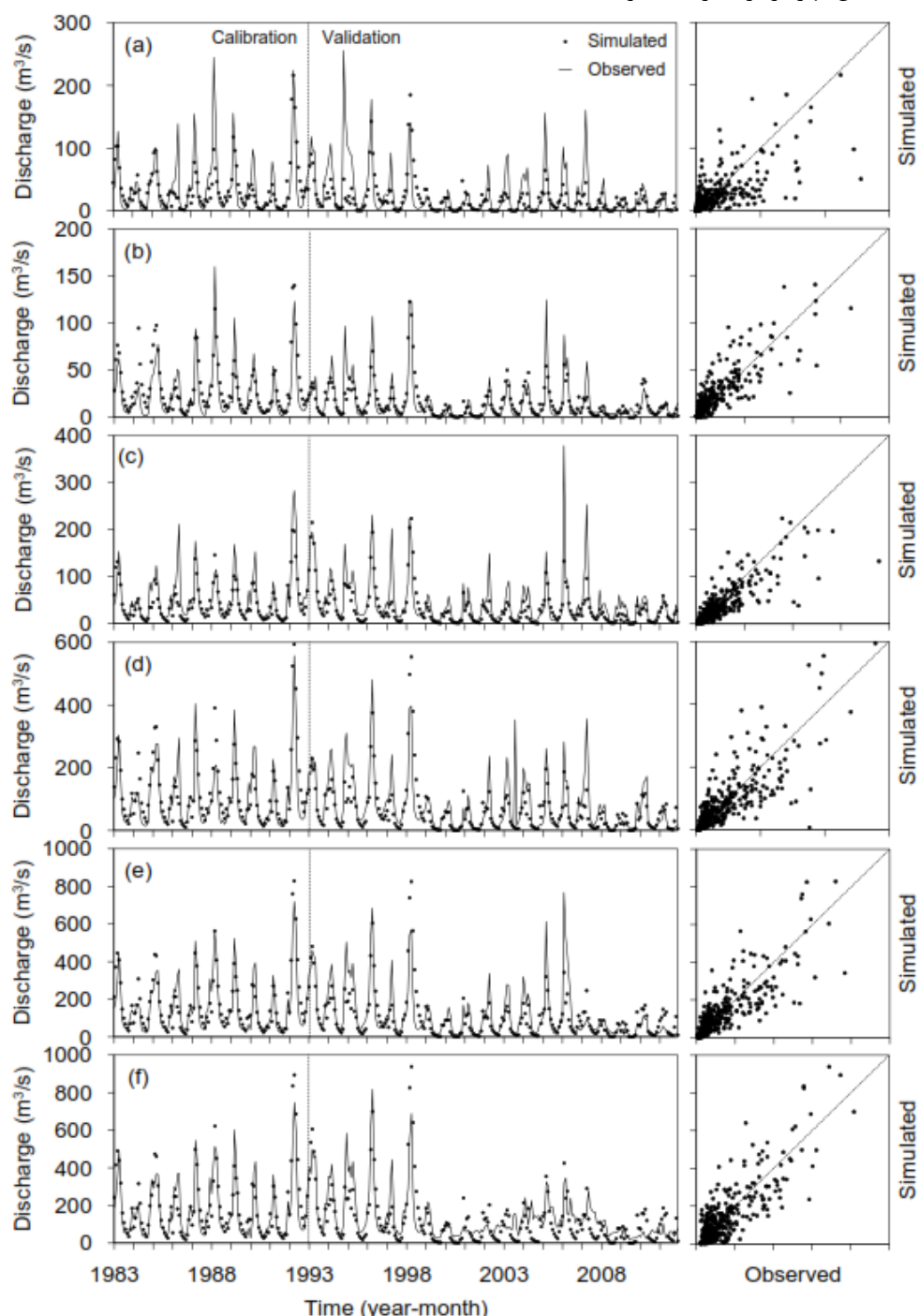


Figure 10- Time series and scatter plots of observed and simulated values of monthly stream flow at stations: Pol Chehr (a), Ghurbaghestan (b), Pol Dokhtar (c), Nazar Abad (d), Jelogir (e) and Pay Pol (f)
 شکل ۱۰- سری زمانی و نمودار پراکنش مقادیر مشاهده شده و شبیه‌سازی شده جریان ماهانه رودخانه در ایستگاه‌های پای‌چهر (a)، قورباغستان (b)، پل دختر (c)، نظرآباد (d)، جلوگیر (e) و پای‌پل (f)

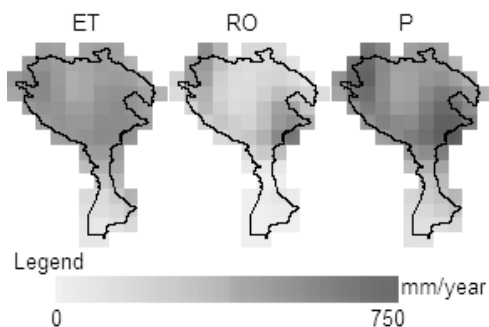


Figure 12- Spatial distribution of long-term annual average of evapotranspiration (ET), runoff (RO) and precipitation (P) (in mm year⁻¹) in Karkheh basin for the period 1983-2011

شکل ۱۲- توزیع مکانی میانگین بلندمدت سالانه تبخیر تعرق (ET)، رواناب (RO) و بارش (P) بر حسب mm year⁻¹ در حوضه کرخه برای دوره ۲۰۱۱-۱۹۸۳

برای ماه‌های مارس تا سپتامبر مجموع تبخیر تعرق و رواناب بیشتر از بارش است، در حالی که برای ماه‌های اکتبر تا فوریه عکس این حالت رخ می‌دهد. در ماه‌های سپتامبر/اکتبر خاک کم‌ترین میزان رطوبت را دارد و در ماه‌های فوریه/مارس بیش‌ترین مقدار رطوبت را دارد که منجر به حداقل و حداکثر شدت رواناب می‌شوند. تغییرات ذخیره رطوبت خاک طی این ماه‌ها نزدیک به صفر است. تبخیر تعرق طی ماه‌های ژوئن-سپتامبر به دلیل خشک شدن خاک به شدت محدود می‌شود. عدم قطعیت مربوط به سایر مؤلفه‌های ترازمندی آب (تغییرات ذخیره رطوبت و تبخیر تعرق) تنها از طریق برآوردهای مستقل از رطوبت خاک یا تبخیر تعرق به وسیله تحلیل ترازمندی جوی قابل بررسی است (Lohmann et al., 1998b). در مقیاس سالانه تغییرات ذخیره رطوبتی خاک نزدیک به صفر است، بنابراین بارش مساوی مجموع رواناب و تبخیر تعرق است.

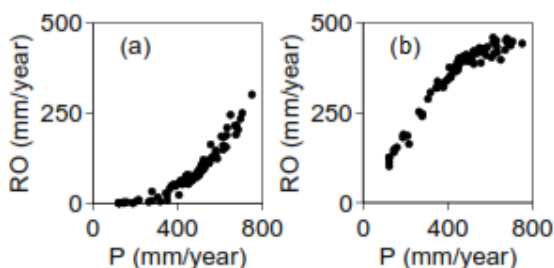


Figure 13- Scatter plot of long-term annual average of a) Runoff and precipitation and b) evapotranspiration and precipitation (in mm year⁻¹) for all the grid cells of Karkheh basin for the period 1983-2011

شکل ۱۳- نمودار پراکنش میانگین بلندمدت سالانه (a) رواناب و بارش و (b) تبخیر تعرق و بارش بر حسب mm year⁻¹ برای همه یاخته‌های حوضه کرخه برای دوره ۲۰۱۱-۱۹۸۳

Table 2- Statistical indices of model performance in simulating the streamflow for the periods of calibration, validation and total studied period at hydrometric stations (PC: Pol Chehr, G: Ghurbaghestan, PD: Pol Dokhtar, N: Nazar Abad, J: Jelogir, P: Pay Pol)

جدول ۲- شاخص‌های آماری عملکرد مدل در شبیه‌سازی جریان رودخانه برای دوره‌های واسنجی، صحت‌سنجی و کل دوره مورد مطالعه در ایستگاه‌های آب‌سنجی (PC: پل چهر، GH: قورباغستان، PD: پل دختر، N: نظرآباد، J: جلوگیر، P: پای پل)

Station	1983-1992		1993-2011		1983-2011	
	r	NSE	r	NSE	r	NSE
PC	0.75	0.57	0.64	0.37	0.70	0.46
G	0.85	0.62	0.84	0.70	0.84	0.67
PD	0.84	0.68	0.81	0.61	0.83	0.64
N	0.85	0.65	0.77	0.55	0.80	0.60
J	0.88	0.74	0.79	0.61	0.83	0.66
P	0.87	0.71	0.79	0.49	0.83	0.60

نتایج ترازمندی آب

تقسیم ماهانه بارش به مؤلفه‌های مختلف ترازمندی آب (تغییرات ذخیره رطوبت خاک، تبخیر تعرق و رواناب) برای یاخته‌های بالادست سد کرخه میانگین‌گیری شد. شکل ۱۱ مقادیر میانگین شدت بارش، تبخیر تعرق، رواناب و تغییرات ذخیره رطوبت خاک را بر حسب mm month⁻¹ برای دوره ۲۰۱۱-۱۹۸۳ نشان می‌دهد. انطباق نقاط (مجموع تغییرات ذخیره رطوبت خاک، تبخیر تعرق و رواناب) و خط ممتد (بارش) حاکی از دقت بالای مدل ترازمندی آب است.

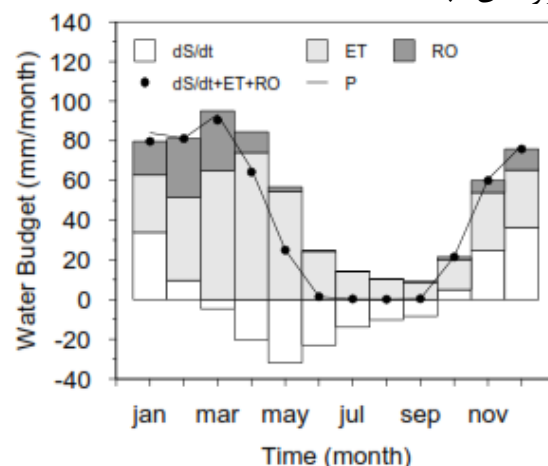


Figure 11- Monthly average values of precipitation rate (P), evapotranspiration (ET), runoff (RO) and soil moisture storage changes (dS/dt) in upstream grid cells of Karkheh dam for the period 1983-2011

شکل ۱۱- مقادیر میانگین ماهانه شدت بارش (P)، تبخیر تعرق (ET)، رواناب (RO) و تغییرات ذخیره رطوبت خاک (dS/dt)

یاخته‌های بالادست سد کرخه برای دوره ۲۰۱۱-۱۹۸۳

al., 2001; Wu et al., 2007; Tang and Piechota, 2013; Zhang et al., 2009). Arnell (1995) اظهار داشته که توانایی یک مدل در شبیه‌سازی شارهای گرمای نهان و محسوس با استفاده از مشاهدات رواناب قابل ارزیابی است. بنابراین، از آنجا که شبیه‌سازی رواناب در این مطالعه از دقت قابل قبول برخوردار است، می‌توان استدلال کرد که برآورد تبخیرتعرق نیز قابل قبول است. مقایسه نتایج این مطالعه با مطالعات مشابه در حوضه کرخه بیان‌گر این است که عملکرد مدل هیدرولوژیکی نیمه‌توزیعی HBV¹ بسیار نزدیک به مطالعه حاضر است (Muthuwatta et al., 2009). استفاده از مدل فیزیکی SWAT برای شبیه‌سازی جریان ماهانه رودخانه در زیرحوضه قره‌سو نیز عملکرد مشابهی با مطالعه حاضر داشته است. استفاده از مدل مفهومی HEC-HMS، در مقایسه با مطالعه حاضر، عملکرد بهتری در شبیه‌سازی جریان رودخانه دارد (Davtalab et al., 2017). همچنین، کمترین عملکرد شبیه‌سازی به طور مشابه در ایستگاه پل‌چهر مشاهده شد. عملکرد ضعیف مدل در مناطق کوهستانی تا حد زیادی مربوط به عدم شمول توپوگرافی در شبیه‌سازی‌های ترازمندی انرژی است. علی‌رغم لحاظ کردن شیب متوسط موزائیک‌ها در محاسبات مربوط به رواناب، اثر زاویه و جهت شیب روی میزان تابش ورودی در مدل لحاظ نشده است. این امر می‌تواند سبب خطاهای قابل ملاحظه‌ای در شار گرمای سطحی به ویژه در مناطق دارای شیب‌های رو به جنوب یا رو به شمال شود (Shi, 2012). عامل دیگر خطا می‌تواند مربوط به داده‌های واداشت جوی باشد. با وجود تفکیک زمانی و مکانی بالا، ماهیت شبکه‌ای و نبود خلاء در داده‌های بازتحلیل، وجود آریبی احتمالی در این داده‌ها در مقایسه با مشاهدات منجر به خطا در شبیه‌سازی‌های مدل می‌شود. علی‌رغم امکان استفاده از روش‌های تصحیح آریبی، کاربرد آن‌ها در اهداف مدل‌سازی به دلیل تصحیح آریبی مستقل متغیرها و لحاظ نکردن سازگاری فیزیکی بین متغیرها کارا نیست (Hoffmann and Rath, 2012). لذا، استفاده از روش‌های تصحیح آریبی مبتنی بر سازگاری متغیرها در مطالعات آتی اهمیت دارد. با وجود ماهیت فیزیکی‌تر مدل‌های سطح خشکی، شبیه‌سازی‌های رواناب معمولاً از دقت کافی برخوردار نیستند. نتایج بررسی شبیه‌سازی‌های رواناب طرح‌واره‌های

توزیع مکانی میانگین بلندمدت سالانه تبخیرتعرق، رواناب و بارش برای دوره ۲۰۱۱-۱۹۸۳ در شکل ۱۲ نشان می‌دهد که تبخیرتعرق و رواناب همبستگی بالایی با توزیع بارش دارند. دامنه تغییرپذیری مکانی تبخیرتعرق (حدود 360 mm year^{-1}) از دامنه تغییرپذیری مکانی رواناب (حدود 300 mm year^{-1}) بیش‌تر است. همچنین نمودار پراکنش میانگین بلندمدت سالانه رواناب در مقابل بارش و نمودار پراکنش میانگین بلندمدت سالانه تبخیرتعرق در مقابل بارش (شکل ۱۳) نشان می‌دهد که شیب تغییرات رواناب نسبت به بارش با افزایش بارش افزایش می‌یابد اما در مورد تبخیرتعرق با افزایش بارش شیب تغییرات تبخیرتعرق نسبت به بارش کاهش می‌یابد. دلیل آن این است که در مناطق کم‌باران مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده تبخیر-تعرق، بارش و رطوبت خاک است اما در مناطقی از حوضه که میزان بارش زیاد است، عامل کنترل‌کننده تبخیرتعرق میزان انرژی در دسترس است. تغییرپذیری مکانی رواناب که به‌طور عمده در ماه‌های ژانویه-مارس رخ می‌دهد، وابسته به شدت بارش و سرعت پر شدن ذخیره خاک از طریق بارش است. در مناطق پر باران حوضه، ذخیره خاک سریع‌تر پر می‌شود، در حالی که در مناطق کم‌باران پر شدن ذخیره خاک مدت بیشتری به طول می‌انجامد.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه توانایی طرح‌واره برهمکنش جو-سطح خشکی (ALISIS) در شبیه‌سازی جریان ماهانه رودخانه در حوضه کرخه مورد بررسی قرار گرفت. از آنجایی که ناهمگنی سطح خشکی در مقیاس زیربایخته‌ای می‌تواند به طور قابل توجهی بر تبادلات تکانه، انرژی و آب بین سطح خشکی و جو تاثیرگذار باشد، از روش موزائیک برای بیان ناهمگنی سطح خشکی استفاده شد. بررسی نتایج شبیه‌سازی در شش ایستگاه هیدرومتری در سطح حوضه کرخه نشان داد که طرح‌واره ALISIS در پیوند با یک مدل آب زیرزمینی و یک مدل روندیابی جریان، توانایی خوبی در شبیه‌سازی جریان ماهانه رودخانه دارد. از آنجا که جریان رودخانه یک پاسخ تجمعی به فرایندهای هیدرولوژیکی درون حوضه است، می‌تواند به عنوان سنج‌های برای ارزیابی طرح‌واره سطح خشکی در مقیاس‌های مکانی بزرگ در نظر گرفته شود (Nijssen et

¹ Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning model

منابع

- Arnell, N. W. 1995. River runoff data for the validation of climate simulation models. Oliver, H. R., Oliver, S. A. (Eds.), *The Role of Water and the Hydrological Cycle in Global Change*. Springer, pp. 349-371.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., Williams, J. R. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. *Journal of American Water Resources Association*, 34(1): 73-89.
- Avissar, R., Pielke, R.A. 1989. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Monthly weather review*, 117(10): 2113-2136.
- Bai, P., Liu, X., Yang, T., Liang, K., Liu, C.H. 2016. Evaluation of streamflow simulation results of land surface models in GLDAS on the Tibetan plateau. *Journal of Geophysics Research*, 121(20): 12180-12197.
- Beven, K. J., Calver, A., Morris, E. M., 1987. *The Institute of Hydrology Distributed Model*. Institute of Hydrology Report 98, Wallingford, UK.
- Broadbridge, P., White, I. 1988. Constant rate infiltration: a versatile non-linear model. 1. Analytic solution. *Water Resources Research*, 24: 145-154.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of Irrigation and Drainage Division*, 92(2): 61-90.
- Campbell, G.S. 1985. *Soil Physics with Basic: transport models for soil-plant systems*. Elsevier, New York, pp. 149.
- Clapp, R.B., Hornberger, G.M. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14: 601-604.
- Davtalab, R., Mirchi, A., Khatami, S., Gyawali, R., Massah, A., Farajzadeh, M., Madani, K. 2017. Improving Continuous Hydrologic Modeling of Data-Poor River Basins Using Hydrologic Engineering Center's Hydrologic Modeling System: Case Study of Karkheh River Basin. *Journal of Hydrologic Engineering*, 22(8): 1-13.
- Giorgi, F. 1997. An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models. Part I: Theoretical framework. *Monthly weather review*, 125(8): 1885-1899.
- Giorgi, F., Avissar, R. 1997. Representation of heterogeneity effects in earth system modeling: Experience from land surface modeling. *Reviews of Geophysics*, 35(4): 413-437.
- Hansen, M., DeFries, R., Townshend, J.R., Sohlberg, R. 1998. UMD global land cover classification, 8 kilometers, 1.0. Department of Geography, University of Maryland, College Park, Maryland.
- Hoffmann, H., Rath, T. 2012. Meteorologically consistent bias correction of climate time series for agricultural models. *Theoretical and Applied Climatology*, 110: 129-141
- Irannejad, P. 1999. Impact of land surface scheme structure on the prediction of soil moisture and surface energy fluxes. University of New South Wales.
- Irannejad, P., Shao, Y. 1998. Description and validation of the atmosphere- land-surface interaction scheme (ALSIS) with HAPEX and Cabauw data. *Global Planetary Change*, 19: 87-114.
- Irannejad, P., Shao, Y. 2002. Land Surface Processes, Peng, G., Leslie, L. M., Shao, Y. (Eds.), *Environmental Modelling and Prediction*, Springer, pp 173-213.
- Khodamorad Pour, M., Irannejad, P., Hajjam, S. 2010. The evaluation of simulated discharge of coupled surface scheme and river routing in numerical weather prediction WRF (Case study Karoon river). *Journal of earth space physics*, 37(1):199-214. (In Farsi)
- Koster, R. D., Suarez, M.J. 1992. Modeling the land surface boundary in climate models as a

¹ Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes

² Palmer Drought Severity Index

- composite of independent vegetation stands. *Journal of Geophysic Research*, 97(3): 2697-2715.
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood E. F., Burges, S. J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysic Research*, 99(7): 14415-14428.
- Lohmann, D., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wood, E.F., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Desborough, C., Dickinson, R.E., Duan, Q., Ek, M., Gusev, Y.M., Habets, F., Irannejad, P., Koster, R., Mitchell, K.E., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, J., Schlosser, A., Shao, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D., Warrach, K., Wetzel, P., Xue, Y., Yang, Z.L., Zeng, Q.C. 1998a. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2 (c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global Planetary Change*, 19(1): 161- 179.
- Lohmann, D., Nolte Holube, R., Raschke. E. 1996. A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes. *Tellus*, 48: 708-721.
- Lohmann, D., Raschke, E., Nijssen, B., Lettenmaier, D.P. 1998b. Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany. *Hydrological Science Journal*, 43(1):143-158.
- Muthuwatta, L.P., Booij, M.J., Rientjes, T.H.M., Bos, M.G., Gieske, A.S.M., Ahmad, M. 2009. Calibration of a semi-distributed hydrological model using discharge and remote sensing data, Yilmaz, K., Yucel, I., Gupta, H.V., Wagener, T., Yang, D., Savenije, H., Neale, C., Kunstmann, H., Pomeroy, J. (Eds.), *News approaches to hydrological prediction in data sparse regions*. IAHS Press, pp. 52-58.
- Nash, J.E. 1958. The form of the instantaneous unit hydrograph. *IAHS Publ.*, 45: 114-121.
- Nijssen, B., Schnur, R., Lettenmaier, D.P. 2001. Global retrospective estimation of soil moisture using the variable infiltration capacity land surface model, 1980-93. *Journal of Climate*, 14(8): 1790-1808.
- Parviz, L., Kholghi, M., Irannejad, P., Araghinejad, S., Valizadeh, K. 2011. An Assessment of the Integrated Variable Infiltration Capacity and Routing Model in the Sefidrood River Basin. *Journal of Water and Soil*, 25(3): 570-582. (In Farsi)
- Redinger, G.J., Campbell, G.S., Saxton, K.E., Papendick, R.I. 1984. Infiltration rate of slot mulches: measurement and numerical simulation. *Soil Science Society of America Journal*, 48: 982-986.
- Reed, S.M., Koren, V.I., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F., Seo, D.J. 2004. Overall distributed model intercomparison project results. *Journal of Hydrology*, 298(1): 27-60.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of American Meteorological Society*, 91(8): 1015.
- Shi, Y. 2012. Development of a land surface hydrologic modeling and data assimilation system for the study of subsurface-land surface interaction. The Pennsylvania State University.
- Singh, V., Woolhiser, D. A. 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(4): 270-292.
- Smith, M. B., Seo, D.J., Koren, V. I., Reed, S.M., Zhang, Z., Duan, Q., Moreda, F., Cong, S. 2004. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology*, 298(1): 4-26.
- Tang, C., Piechota, T.C. 2009. Spatial and temporal soil moisture and drought variability in the Upper Colorado River Basin. *Journal of Hydrology*, 379(1): 122-135.
- van Genuchten, M.T.H. 1980. A close-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.
- Wieder, W., Boehnert, J., Bonan, G., Langseth, M. 2014. RegridDED Harmonized World Soil Database v1. 2, Data set. Available on-line [<http://daac.ornl.gov>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, USA.
- Wood, E.F., Lettenmaier, D.P., Liang, X., Lohmann, D., Boone, A., Chang, K.S., Chen, F., Dai, Y., Dickinson, R.E., Duan, Q., Ek, M., Gusev, T.M., Habets, F., Irannejad, P., Koster, R., Mitchell, K.E., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, J., Schlosser, A., Shao, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D., Warrach, K., Wetzel, P., Xue, Y., Yang, Z.L., Zeng, Q.C. 1998. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planetary Change*, 19(1): 115-135.
- Wu, Z., Lu, G., Wen, L., Lin, C.A., Zhang, J., Yang, Y. 2007. Thirty five year (1971-2005) simulation of daily soil moisture using the variable infiltration capacity model over China. *Atmosphere-ocean*, 45(1): 37-45.
- Yang, Z. L. 2004. Modeling land surface processes in short-term weather and climate studies. *World Scientific Series on Meteorology of east*

- Asia, Zhu, X., Li, X., Cai, M. Zhou, S. Zhu, Y., Jin, F.-F., Zou, X., Zhang, M. (Eds.), World Scientific, New Jersey, pp. 288–313.
- Yeh, G. T., Huang, G. B., Cheng, H. P., Zhang, F., Lin, H. C., Edris, E., Richards, D. 2006. A first-principle, physics-based watershed model: WASH123D. Singh, V. P., Frevert, D. K. (Eds.), *Watershed Models*, CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 211–244.
- Zhang, B., Wu, P., Zhao, X., Wang, Y., Gao, X., Cao, X. 2013. A drought hazard assessment index based on the VIC-PDSI model and its application on the Loess Plateau, China. *Theoretical and Applied Climatology*, 114(1): 125-138.
- Zhu, Z., Bi, J., Pan, Y., Ganguly, S., Anav, A., Xu, L., Samanta, A., Piao, S., Nemani, R.R., Myneni, R.B. 2013. Global data sets of vegetation leaf area index (LAI)3g and Fraction of Photosynthetically Active Radiation (FPAR)3g derived from Global Inventory Modeling and Mapping Studies (GIMMS) Normalized Difference Vegetation Index (NDVI3g) for the period 1981 to 2011. *Rem. Sens.*, 5(2): 927-948.



Application of Atmosphere-Land Surface Interaction System (ALSIS) scheme in simulating the streamflow with emphasis on the spatial heterogeneity of land surface in sub-grid scale (Case study: Karkheh river basin)

S. Hejabi¹, J. Bazrafshan^{2*}, P. Irannejad³, S. Araghinejad², S. Ghader³

Received: 01/01/2017

Accepted: 08/07/2017

Abstract

This study evaluates the application of Atmosphere-Land Surface Interaction System (ALSIS) scheme in simulating the streamflow in Karkheh river basin. The Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) data for the period 1982-2011 are used as atmospheric forcing data and sub-grid scale heterogeneity of the land-surface is represented by soil-vegetation mosaics. The cascade of linear reservoirs model is used for modelling the base flow and a routing model, linked to the land surface scheme, is used for modelling river discharge. The comparison of simulated and observed streamflow in six hydrometric stations over Karkheh basin reveals the model ability in simulating the monthly streamflow. Moreover, the model has a good ability in simulating the monthly regime of water balance components, spatial distribution of long-term average of components and their relationships.

Keywords: Atmosphere-Land Surface Interaction System, Karkheh basin, Spatial heterogeneity of land surface, Streamflow



¹ Ph. D. Student of Agrometeorology, Department of Irrigation and Reclamation, University of Tehran

² Associate Professor, Department of Irrigation and Reclamation, University of Tehran

(*Corresponding Author Email Address: jbazr@ut.ac.ir)

DOI: 10.22125/agmj.2019.113711.

³ Associate Professor, Department of Space Physics, University of Tehran