

تحلیل عدم قطعیت پارامترها برای شبیه‌سازی جریان رودخانه با کاربرد روش GLUE

مریم شفیعی^۱، جواد بذرافشان^۲، پرویز ایران نژاد^۳

تاریخ وصول: ۱۳۹۷/۰۱/۰۸، تاریخ تایید: ۱۳۹۷/۰۸/۰۱

چکیده

در سال‌های اخیر تعیین عدم قطعیت مدل‌های هیدرولوژیکی در تحقیقات هیدرولوژی بسیار مورد توجه قرار گرفته است. هر چند پارامترهای مدل هیدرولوژیکی معمولاً به وسیله واسنجی تعیین می‌شوند ولی عدم قطعیت قابل توجه در پارامترهای مدل وجود دارد. در این مطالعه با هدف واسنجی و تحلیل عدم قطعیت مدل جفت‌شده ALSIS-HBV در حوضه کرخه از روش GLUE استفاده شده است. تعیین منابع اصلی عدم قطعیت و شناسایی پارامترها، همچنین برآورد میزان عدم قطعیت در نتایج شبیه‌سازی جریان رودخانه از اهداف دیگر این پژوهش است. آماره‌های مورد استفاده برای ارزیابی عملکرد مدل جفت‌شده شامل ضریب تبیین (R^2)، ضریب کارایی نش- ساتکلیف (NSE)، اریبی (BIAS) و نسبت ریشه میانگین مربعات خطا به انحراف استاندارد داده‌های اندازه‌گیری (RSR) می‌باشد. یافته‌ها نشان می‌دهد پارامترهای روال خاک و پاسخ شامل ماکزیمم ذخیره رطوبت خاک (Fcap)، محدودیت رطوبت خاک در تبخیر- تعرق پتانسیل (Ip)، ضریب توزیع ذخیره رطوبت خاک (B) و نرخ رکود از لایه عمیق خاک (K2) منابع اصلی عدم قطعیت جریان رودخانه و قابل‌شناسایی‌ترین پارامترها هستند. ارزیابی نتایج عدم قطعیت توسط P-factor و R-factor نشان می‌دهد در دوره واسنجی، پهنای محدوده عدم قطعیت (R-factor) در زیرحوضه سیمره از سایر زیرحوضه‌ها بیشتر است و بیشترین درصد داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه (P-factor) در این محدوده قرار گرفته است. در دوره صحت‌سنجی، پهنای محدوده عدم قطعیت در حوضه کرخه از همه زیرحوضه‌ها بیشتر است و ۷۶ درصد داده‌های مشاهداتی را پوشش می‌دهد. به‌طور کلی ارزیابی عملکرد مدل برای شبیه‌سازی جریان رودخانه در حوضه کرخه به‌ویژه در دوره واسنجی خوب و قابل‌قبول است و بیشتر داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه در محدوده ۹۵ درصدی فاصله اطمینان قرار دارند، بنابراین توزیع احتمال محاسبه‌شده از جریان رودخانه می‌تواند برای پیش‌بینی جریان رودخانه به‌کار رود.

کلیدواژگان: مدل جفت‌شده، پارامتر، واسنجی، عدم قطعیت، حوضه کرخه.

۱- فارغ التحصیل دکتری هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۲- دانشیار، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، نویسنده مسئول: jbazr@ut.ac.ir

۳- دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

مقدمه

مدل‌های هیدرولوژیکی به عنوان یک ابزار مهم برای توصیف و آنالیز فرآیندهای هیدرولوژیکی، به طور گسترده‌ای به منظور شبیه‌سازی‌های هیدرولوژیکی حوضه و مدیریت منابع آب به کار می‌روند. پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی برای توصیف فرآیندهای مهم سطحی و زیرسطحی در حوضه استفاده می‌شوند. صحت مقادیر این پارامترها تأثیر اساسی بر توانایی مدل در انعکاس فرآیندهای سیستم واقعی دارد (Shrestha et al., 2007). پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی به طور غیرمستقیم و از طریق واسنجی مدل تخمین زده می‌شوند که ممکن است با مقادیر واقعی پارامتر که فرآیندهای واقعی فیزیکی را نشان می‌دهند، فرق کند (Singh and Bardossy, 2012) در نتیجه این تفاوت منجر به سطوح بالای عدم قطعیت می‌شود.

چگونگی ارزیابی عدم قطعیت‌ها در پارامترهای مدل هیدرولوژیکی و تأثیر آن‌ها بر عدم قطعیت خروجی مدل همیشه مورد توجه زیادی بوده است (Hughes et al., 2010). عدم قطعیت‌های مدل‌های هیدرولوژیکی مانند شرایط آغازینو مرزی، ساختار مدل و پارامترها می‌تواند به علت فقدان اطلاعات و دانش ضعیف از سازوکارهای پاسخ هیدرولوژیکی باشد (Ye et al., 2008). این عدم قطعیت‌ها تأثیر منفی بر دقت پیش‌بینی‌های مدل دارند. برای کاهش عدم قطعیت در پارامترهای مدل و به دست آوردن پاسخ مناسب سامانه مشاهده‌شده در یک حوضه مشخص، از رهیافت‌هایی مثل بهینه‌سازی پارامترها، تحلیل حساسیت و تحلیل عدم قطعیت استفاده می‌شود (Razavi et al., 2012).

تحلیل عدم قطعیت مربوط به تعیین عدم قطعیت در خروجی‌های مدل می‌باشد که از عدم قطعیت ورودی‌های مدل و پارامترها نشأت می‌گیرد (Song et al., 2015). بنابراین تحلیل عدم قطعیت باید به منظور توسعه و تضمین کیفیت مدل انجام شوند.

سه منبع اساسی عدم قطعیت در مدل‌های هیدرولوژیکی شامل عدم قطعیت در پارامترهای مدل، عدم قطعیت مربوط به داده‌های ورودی و نقص در ساختار مدل می‌باشد (Refsgaard and Storm, 1995; Xue et al., 2014). Engeland et al. (2005) نشان دادند در یک مدل مفهومی تعادل آب تأثیر عدم قطعیت ساختار مدل بر روی عدم قطعیت شبیه‌سازی بیشتر از عدم قطعیت پارامترها است.

برای محاسبه عدم قطعیت در دهه‌های گذشته روش‌های آنالیز عدم قطعیت بسیاری توسعه یافته و در حوضه‌های مختلفی به کار رفته است. انگیزه اصلی برای توسعه روش‌های جدید و اصلاح شده ناشی از این واقعیت است که استفاده از روش‌های معمول که از رویکردهای مثل روش بیزی استفاده می‌کنند به علت اینکه تنها عدم قطعیت پارامترها و خطای اندازه‌گیری را در نظر می‌گیرند و از عدم قطعیت‌های مربوط به ورودی و ساختار مدل چشم‌پوشی می‌کنند، منجر به پیش‌بینی فاصله اطمینان غیرواقعی می‌شود (Mirzaei et al., 2015). این توسعه شامل سه دسته اصلی است: ۱- توسعه رهیافت‌هایی که بدون فرضیات آماری سخت می‌باشند. این رهیافت‌ها سعی دارند همه عدم قطعیت موجود را با افزایش در عدم قطعیت پارامتر نشان دهند. مانند روش‌های GLUE (Beven and Binley, 1992) و SUFI-2 (Abbaspour et al., 2004) ۲- رهیافت‌هایی که برای نشان دادن تأثیر ورودی و خطاهای مربوط به ساختار مدل بر روی خروجی از یک مدل خطای اضافی استفاده می‌کنند که همبستگی زمانی باقیمانده‌ها را نشان می‌دهند (Yang et al., 2007) ۳- توسعه تابع احتمال بهبود یافته که به طور صریح خطاهای مربوط به ورودی

-
- 1- Bayesian
 - 2- Generalised Likelihood Uncertainty Estimation
 - 3- Sequential Uncertainty Fitting

و ساختار مدل را نشان می‌دهد. این رویکرد شامل در نظر گرفتن عدم قطعیت ورودی از طریق تخمین عدم قطعیت بیزی است (Ajami et al., 2007).

روش GLUE یکی از رایج‌ترین روش‌ها برای تعیین عدم قطعیت پارامترها و خروجی مدل است و در پژوهش‌های زیادی به کار رفته است. (Jin et al. (2010 روش GLUE را برای تعیین عدم قطعیت پارامترهای مدل مفهومی هیدرولوژیکی WASMOD^۱ در حوضه Dongjiang در جنوب چین به کار بردند. (Shen et al. (2012 به منظور تعیین عدم قطعیت پارامترهای شبیه‌سازی جریان رودخانه و رسوب در حوضه رودخانه Daning در چین روش GLUE را با مدل SWAT^۲ جفت کردند. (Shrestha (2009 روش GLUE را برای تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل HBV^۳ در حوضه آبریز Sieve در ایتالیا به کار برد.

بررسی مطالعات انجام شده در زمینه عدم قطعیت نشان می‌دهد روش GLUE به دلیل سادگی محاسبات و قابل فهم بودن نسبت به سایر روش‌های محاسبه عدم قطعیت، به طور گسترده‌ای برای مدل‌های هیدرولوژیکی به کار رفته است. در این روش به دلیل ارتباط مقادیر اندازه‌گیری شده با مجموعه‌ای از پارامترها، با محاسبه همه منابع عدم قطعیت، منابع خطا و هرگونه اثرات همگرایی مقادیر پارامترها بر عملکرد مدل را به صورت ضمنی نشان می‌دهد. در این مطالعه با هدف واسنجی و تحلیل عدم قطعیت مدل جفت-شده ALSIS^۴-HBV در حوضه آبریز کرخه از روش GLUE استفاده شده است. تعیین منابع اصلی عدم قطعیت و شناسایی پارامترها، همچنین برآورد میزان عدم قطعیت در نتایج شبیه‌سازی جریان رودخانه از اهداف دیگر این پژوهش است. نوآوری این تحقیق جفت‌سازی مدل هیدرولوژیکی HBV با طرحواره سطح زمین ALSIS به منظور بهبود شبیه‌سازی‌های جریان رودخانه در حوضه کرخه است، همچنین بررسی مطالعات قبلی در حوضه کرخه نشان می‌دهد تاکنون مطالعه‌ای در زمینه تحلیل عدم قطعیت در این حوضه صورت نگرفته است.

مدل جفت‌شده ALSIS-HBV^۵

در این مطالعه برای شبیه‌سازی جریان رودخانه از یک مدل جفت‌شده سطح زمین-هیدرولوژیکی استفاده می‌شود. در مدل هیدرولوژیکی HBV بخش مربوط به رطوبت خاک خیلی ساده‌سازی شده در مقابل نقطه قوت طرحواره ALSIS دقت بالا در پیش‌بینی رطوبت خاک است، بنابراین از رطوبت خاک شبیه‌سازی شده توسط طرحواره ALSIS به عنوان ورودی مدل HBV استفاده می‌شود. در هر گام زمانی رطوبت خاک مدل HBV توسط طرحواره ALSIS به روز رسانی می‌شود. سپس مدل HBV با محاسبه توزیع جانبی رطوبت و نفوذ عمقی بر روی حوضه، جریان خروجی حوضه را شبیه‌سازی می‌کند. در این جفت‌سازی پارامترهای مدل HBV به طور مستقیم دخالت دارند و در تحلیل عدم قطعیت مدل جفت‌شده به کار می‌روند (جدول ۱). در ادامه طرحواره سطح زمین ALSIS و مدل هیدرولوژیکی HBV به اختصار شرح داده می‌شود:

الف- طرحواره پارامترسازی سطح خشکی (ALISIS)

طرحواره برهمکنش جو-سطح خشکی (Irannejad and Shao, 1996; 1998) یک طرحواره پارامترسازی سطح خشکی است که می‌تواند به صورت تک‌ایستاد^۶ و یا جفت‌شده با مدل جوی برای محاسبه شارهای انرژی، جرم

- 1- Water Balance Simulation Model
- 2- Soil and Water Assessment Tool
- 3- Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning
- 4- Atmosphere-Land-Surface Interaction Scheme
- 5- Coupled Model
- 6 - Stand-alone

و تکانه به‌کار رود. نسخه تک‌ایستای طرحواره ALSIS در محیط FORTRAN 77 نوشته شده و دارای یک ساختار مازولی و تعدادی زیربرنامه برای نمایش پارامترسازی‌های گوناگون فرایندهای سطح خشکی است. در این مطالعه، از طرحواره برهمکنش جو-سطح خشکی (ALISIS) برای برآورد رطوبت خاک استفاده می‌شود. 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. برای اجرای طرحواره ALSIS از داده‌های ایستگاه همدید استفاده می‌شود. داده‌های دمای هوا، سرعت باد، فشار هوا و رطوبت نسبی هر سه ساعت یک بار و داده‌های بارش هر شش ساعت یک بار برداشت می‌شود. از آنجایی که گام زمانی اجرای طرحواره ALSIS نیم‌ساعتی است، داده‌ها درون‌یابی می‌شوند. درون‌یابی زمانی داده‌ها از تفکیک ۳ ساعتی به ۳۰ دقیقه‌ای انجام شد. داده‌های بارش به صورت تجمعی است و مجموع بارندگی شش ساعت را نشان می‌دهد، شدت بارش با فرض بارش یکنواخت طی فواصل شش ساعتی برای گام زمانی ۳۰ دقیقه محاسبه می‌شود. در ایستگاه‌های همدید، داده‌های تابش به صورت مقادیر روزانه تابش کل گزارش می‌شود که برای طرحواره ALSIS کارایی ندارد بنابراین داده‌های تابش از پایگاه داده‌های بازتحلیل سامانه پیش‌بینی اقلیم (CFSR)^۱ تهیه شد. مقادیر متغیر سرعت باد با استفاده از مؤلفه‌های مداری (u) و نصف‌النهاری (v) سرعت باد و بر اساس رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$\sqrt{u^2 + v^2} \quad (1)$$

رطوبت ویژه با استفاده از رابطه August-Roche-Magnus محاسبه می‌شود (Alduchov and Eskridge, 1996):

$$q = 6.22 \times 10^{-3} \frac{RH \times e_s}{P} = 0.038 \frac{RH}{P} \exp\left(-\frac{17.67T}{T+243.5}\right) \quad (2)$$

که T دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$)، RH رطوبت نسبی (%)، P فشار هوا (mb)، e_s فشار بخار اشباع در دمای T (mb) و q رطوبت ویژه (kg kg^{-1}) است.

برای تعیین درصد پوشش زمین از محصول جهانی طبقه‌بندی پوشش سطح خشکی (AVHRR, Hansen et al., 1998) با تفکیک مکانی ۰/۰۸ درجه استفاده شد. پارامترهای ارتفاع گیاه، درصد پوشش زمین توسط گیاه، آلبیدو و حداقل مقاومت روزانه‌ای از پایگاه داده سامانه جهانی گوارد داده‌های زمین (GLDAS)^۲ تعیین شد. شاخص سطح برگ (LAI)^۳ از داده‌های جهانی تهیه شده توسط گروه پژوهش اقلیم و پوشش گیاهی^۴ (Zhu et al., 2013) استفاده شد. برای تهیه نقشه بافت خاک از پایگاه داده جهانی هماهنگ خاک (HWSD)^۵ استفاده شد (Wieder et al., 2014). در طرحواره ALSIS مقدار آغازگری رطوبت برابر ظرفیت زراعی و مقدار آغازگری دمای خاک برابر دمای هوا در نظر گرفته می‌شود.

ب- مدل هیدرولوژیکی HBV

مدل (Bergstrom, 1995) HBV یک مدل مفهومی بارش-رواناب است، نسخه اصلی مدل برای شرایط اقلیمی اسکاندیناوی توسعه یافت، اما به طور گسترده برای پیش‌بینی جریان رودخانه در حوضه‌های مختلف جهان به کار

1 - Climate Forecast System Reanalysis
2 - Global Land Data Assimilation System
3 - Leaf Area Index
4 - Climate and Vegetation Research Group
5 - Harmonized World Soil Database

گرفته شده است (Van Pelt et al., 2009; Driessen et al., 2010; Akhtar et al., 2008). مدل HBV شامل ۴ روال برف، رطوبت خاک، پاسخ (آب زیرزمینی) و روندیابی است.

مدل HBV به زبان برنامه‌نویسی C++ نوشته شده و در گام زمانی روزانه اجرا می‌شود. در این مطالعه برای شبیه‌سازی جریان رودخانه از مدل هیدرواویژیک HBV استفاده می‌شود. متغیرهای جوی مورد نیاز برای اجرای مدل HBV شامل دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$)، بارش (mm) است.

جدول ۱- پارامترهای مدل HBV بر اساس مطالعات قبلی (Herman et al., 2013)

ردیف	پارامتر	واحد	توضیح	محدوده بالا	محدوده پایین
۱	K2	۱/روز	نرخ رکود از لایه عمیق خاک	۰/۱	۰/۰۰۰۰۵
۲	K1	روز	نرخ رکود لایه میانی خاک	۱	۰/۰۱
۳	K0	روز	نرخ رکود لایه سطحی خاک	۲	۰/۰۵
۴	MaxBas	ساعت	طول انتقال هیدروگراف روندیابی	۱۲۰	۲۴
۵	degd	میلی‌متر بر (ساعت در درجه سانتی‌گراد)	فاکتور درجه روز (نرخ ذوب برف)	۲۰	۰
۶	degw	درجه سانتی‌گراد	دمای پایه که بالاتر از آن ذوب برف رخ می‌دهد	۳	-۳
۷	ttlim	درجه سانتی‌گراد	دمای آستانه که در کمتر از آن یخ‌زدگی رخ می‌دهد	۳	-۳
۸	perc	میلی‌متر بر روز	نرخ نفوذ در لایه عمیق خاک	۱۰۰	۰
۹	B	-	ضریب توزیع ذخیره رطوبت خاک	۷	۰
۱۰	lp	-	محدودیت رطوبت خاک در تبخیر-تعرق پتانسیل	۱	۰/۳
۱۱	Fcap	میلی‌متر	ماکزیمم ذخیره رطوبت خاک	۲۰۰۰	۱۰
۱۲	h11	میلی‌متر	ماکزیمم ذخیره لایه سطحی خاک	۱۰۰	۰

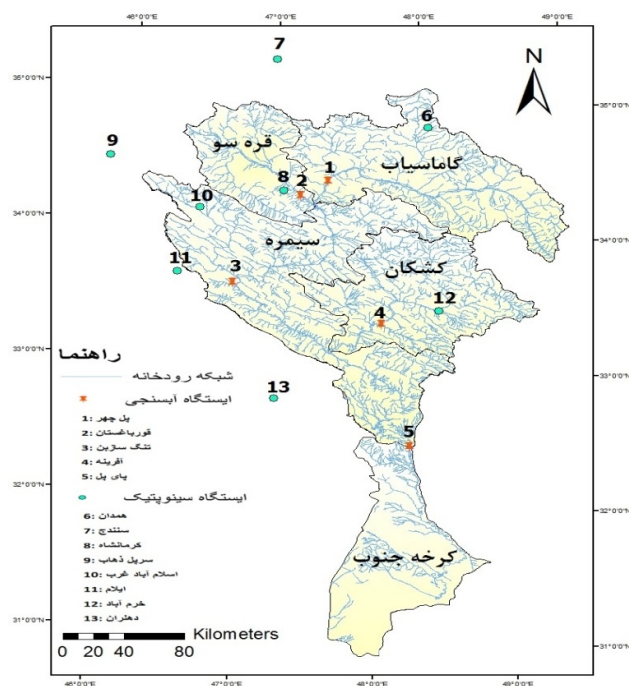
منطقه مطالعاتی

منطقه مطالعاتی این تحقیق حوضه آبریز کرخه است (شکل ۱). این حوضه از نظر تامین منابع آب در غرب کشور حائز اهمیت است. حوضه کرخه در غرب کشور، در مناطق میانی و جنوب غربی رشته کوه‌های زاگرس قرار دارد و شامل ۵ زیرحوضه گاماسیاب، سیمره، قره سو، کشکان و کرخه جنوب می‌باشد. مساحت حوضه بالغ بر ۵۰۷۶۸ کیلومتر مربع است و در طول جغرافیایی $۱۰^{\circ}۴۹' - ۴۶^{\circ}۰۶'$ شرقی و $۳۴^{\circ}۵۶' - ۳۰^{\circ}۵۲'$ عرض شمالی قرار گرفته است. حوضه کرخه از شمال به حوضه‌های رودخانه‌های سیروان، سفید رود و قره‌چای، از غرب به رودخانه‌های مرزی و غرب ایران (عراق) و از شرق به رودخانه دز محدود می‌شود. سرشاخه‌های اصلی تشکیل‌دهنده رودخانه کرخه شامل رودخانه‌های گاماسیاب، قره‌سو، کشکان، سیمره می‌باشند. ایستگاه هیدرومتری پای پل در پایین دست رودخانه کرخه دبی خروجی حوضه را اندازه‌گیری می‌کند. ویژگی‌های حوضه کرخه و زیرحوضه‌های آن در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۲- مشخصات حوضه کرخه و زیرحوضه‌های آن

نام زیرحوضه / حوضه	ایستگاه هیدرومتری	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	مساحت (کیلومتر مربع)	دوره واسنجی	دوره صحت-سنجی
زیرحوضه گاماسیاب	پل چهر	$47^{\circ} 26'$	$34^{\circ} 21'$	۱۰۸۶۰	۱۹۸۰-۱۹۵۶	۱۹۸۱-۲۰۱۳
زیرحوضه قره‌سو	قورباغستان	$47^{\circ} 15'$	$34^{\circ} 14'$	۵۳۷۰	۱۹۸۲-۱۹۵۸	۱۹۸۳-۲۰۱۱
زیرحوضه کشکان	آفرینه	$47^{\circ} 54'$	$33^{\circ} 20'$	۹۱۴۰	۱۹۸۱-۱۹۵۷	۱۹۸۲-۲۰۱۳
زیرحوضه سیمره	تنگ سزین	$46^{\circ} 51'$	$33^{\circ} 32'$	۱۵۷۳۵	۱۹۸۷-۱۹۹۶	۱۹۹۷-۲۰۱۳
حوضه کرخه	پای پل	$48^{\circ} 05'$	$32^{\circ} 15'$	۴۲۲۳۹	۱۹۶۲-۱۹۸۰	۱۹۸۳-۲۰۱۳

در این مطالعه برای محاسبه بارش و دما به ترتیب از میانگین مکانی به روش تیسن (Thiessen) و میانگین ریاضی استفاده شده است. برای محاسبه بارش و دما در حوضه کرخه از میانگین داده‌ها در ایستگاه‌های همدان، سنندج، کرمانشاه، و خرم آباد استفاده شده است. بازه زمانی مورد مطالعه برای زیرحوضه‌ها و حوضه کرخه با توجه به آمار موجود می‌باشد. داده‌های ایستگاه سینوپتیک از سازمان هواشناسی کشور و داده‌های آبنجی از وزارت نیرو، شرکت مدیریت منابع آب ایران تهیه شده است.



شکل ۱- حوضه آبریز کرخه و زیرحوضه‌های آن

روش تحقیق

در این تحقیق به منظور تحلیل عدم قطعیت مدل جفت شده ALSIS-HBV از جعبه ابزار^۱ MOUSE استفاده می‌شود. این نرم‌افزار مبتنی بر زبان برنامه‌نویسی جاوا می‌باشد که برای ارزیابی مدل‌های زیست محیطی ارائه شده است (Ascough II et al., 2015). این نرم‌افزار ابتدا بر اساس سامانه واسنجی مدل OPTAS^۲ (Fischer et al., 2012) طراحی شده است و عدم قطعیت خروجی مدل را تعیین می‌کند. در این مطالعه با لینک کردن مدل با این جعبه‌افزار و تغییر تنظیمات پیکربندی^۳ مدل و پارامترهای آن محاسبات تحلیل عدم قطعیت صورت می‌گیرد. برای این منظور بر اساس روش نمونه‌گیری مونت- کارلو و تکنیک مربع لاتین^۴ برای هر کدام از زیرحوضه‌ها به صورت جداگانه ۱۰۰۰۰۰ نمونه‌گیری برای مجموعه پارامترهای ورودی با محدوده مشخص برای هر پارامتر صورت می‌گیرد و پس از آن محاسبات مربوط به تحلیل عدم قطعیت انجام می‌شود. در ادامه تحلیل عدم قطعیت به روش GLUE به اختصار شرح داده می‌شود.

الف- تحلیل عدم قطعیت به روش GLUE

پنج مرحله اساسی روش GLUE در زیر آورده شده است (Yang et al., 2008; Abbaspour, 2014):
گام اول: ابتدا محدوده‌ی تغییرات اولیه (توزیع پیشین)^۵ پارامترهای واسنجی مدل تعیین شد که در اینجا به صورت تابع توزیع یکنواخت در نظر گرفته شده است. دامنه اولیه پارامترهای مدل HBV در جدول ۱ آمده است.
گام دوم: تولید N مجموعه پارامتر تصادفی بر اساس روش‌های مبتنی بر نمونه‌گیری مونت- کارلو، که در این پژوهش از روش مربع لاتین استفاده شده است. تعداد مجموعه پارامترهای تولید شده در این پژوهش ۱۰۰۰۰۰ نمونه می‌باشد.

گام سوم: اجرای مدل ALSIS-HBV با استفاده از مجموعه پارامترهای تولید شده گام قبلی و محاسبه مقدار احتمال کلی یا تعمیم‌یافته^۶ $(L(\theta))$ بر اساس مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهداتی جریان رودخانه انجام شد. در این مطالعه ضریب کارایی نش- ساتکلیف (NSE)^۷، به عنوان به احتمال کلی به کار رفت.
گام چهارم: پس از محاسبه مقادیر ضریب نش- ساتکلیف برای هر مجموعه پارامتر، با توجه به آستانه قابل قبول $(NSE > 0.5)$ برای مجموعه پارامترهایی که منجر به عملکرد بهتر مدل شده‌اند، این مجموعه از سایر مجموعه پارامترها به‌عنوان رفتاری^۸ جدا شدند و از خصوصیات آماری (مانند فراوانی و پراکندگی) این مجموعه برای تعیین توزیع پسین پارامترها و استخراج دامنه بهینه مقادیر واسنجی شده پارامترها و در نهایت محاسبه میزان عدم قطعیت در خروجی مدل استفاده شد.

گام پنجم: پیش‌بینی عدم قطعیت خروجی مدل با محاسبه وزن‌های احتمال برای هر مجموعه پارامتر رفتاری طبق رابطه زیر:

-
- 1 - The Model Optimization, Uncertainty, and Sensitivity analysis (MOUSE) toolbox
 - 2 - OPTIMIZATION OF ASSORTMENT MANAGEMENT
 - 3 - Setup Configuration
 - 4 - Latin Hypercube
 - 5 - Prior Distribution
 - 6 - Generalized Likelihood Measures
 - 7 - Nash- Sutcliffe efficiency
 - 8 - Behavioral

$$w_i = \frac{L(\theta_i)}{\sum_{k=1}^N L(\theta_k)} \quad (3)$$

که w_i وزن احتمال مربوط به آامین مجموعه پارامتر است و N تعداد مجموعه پارامترهای رفتاری است. مجموع این وزن‌ها برابر با یک است و این مقادیر (وزن‌ها) تشکیل توزیع احتمال تجمعی^۱ مجموعه پارامترهای رفتاری را می‌دهند.

پیش‌بینی عدم قطعیت از توزیع تجمعی حاصل از مجموعه پارامترهای رفتاری وزن‌دار شده صورت می‌گیرد. در نهایت ۲/۵ و ۹۷/۵ درصد توزیع تجمعی به عنوان محدوده پایینی و بالایی عدم قطعیت استفاده می‌شود و فاصله اطمینان ۹۵ درصد (95CI^۲) برای خروجی شبیه‌سازی شده مدل استخراج می‌شود (۲/۵ درصد حد بالا و پایین آن به عنوان شبیه‌سازی‌های پرت کنار گذاشته می‌شود). محدوده عدم قطعیت یا 95CI به دست آمده در روش GLUE عدم قطعیت مربوط به پیش‌بینی مدل را نشان می‌دهد.

ارزیابی نتایج عدم قطعیت توسط P-factor و R-factor تعیین می‌شود. P-factor درصد داده‌های مشاهداتی است که توسط ۹۵ درصد محدوده عدم قطعیت در برگرفته شده‌اند. فاکتور دیگر تعیین توانایی تحلیل عدم قطعیت R-factor است که میانگین ضخامت محدوده عدم قطعیت (95CI) تقسیم بر انحراف استاندارد داده‌های رواناب مشاهداتی است. مقادیر P-factor بین ۰ و ۱ و R-factor بین صفر و بی‌نهایت است. R-factor کوچک‌تر و P-factor بزرگ‌تر، نشان می‌دهد محدوده عدم قطعیت باریک است و داده‌های مشاهداتی بیشتری در محدوده عدم قطعیت قرار می‌گیرند، بنابراین نتایج شبیه‌سازی بهتر است. مقادیر P-factor، ۱ و R-factor، صفر شبیه سازی است که دقیقاً با مشاهداتی مطابقت دارد.

ب - شاخص‌های ارزیابی عملکرد مدل جفت‌شده

ارزیابی عملکرد یک مدل هیدرولوژیکی نیاز به برآورد دقت رفتار شبیه‌سازی شده مدل در مقایسه با داده‌های مشاهداتی دارد. در این مطالعه از ۴ تابع هدف برای سنجش عملکرد مدل جفت‌شده ALSIS-HBV استفاده شده است. آماره‌های مورد استفاده شامل ضریب تبیین (R^2)، ضریب کارایی نش - ساتکلیف (NSE)، اریبی (BIAS) و نسبت ریشه میانگین مربعات خطا به انحراف استاندارد داده‌های اندازه‌گیری (RSR) می‌باشد.

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})}{[\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2]^{0.5} [\sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})^2]^{0.5}} \right)^2 \quad (4)$$

که در آن N تعداد مشاهدات، Q_{obs} و Q_{sim} دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده، \bar{Q}_{obs} و \bar{Q}_{sim} متوسط دبی مشاهدتی و شبیه‌سازی‌شده برای کل دوره زمانی است.

شاخص NSE یک مقدار نرمال شده است که بزرگی نسبی واریانس باقیمانده‌ها را ارزیابی می‌کند و تغییرات آن از منهای بی‌نهایت تا یک است. مقادیر NSE بزرگ‌تر از صفر نشان می‌دهد که پیش‌بینی‌های مدل دقیق‌تر از میانگین داده‌های مشاهداتی هستند و NSE برابر با یک نشان می‌دهد که پیش‌بینی‌های مدل کاملاً با داده‌های مشاهداتی یکسان هستند. NSE یکی از آماره‌هایی است که به‌طور گسترده برای ارزیابی توافق بین دو متغیر در مدل‌سازی هیدرولوژیکی استفاده می‌شود (Moriasi et al, 2007).

1 - Cumulative Probability Distribution

2 - 95% Confidence Interval

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (5)$$

BIAS نشان‌دهنده توافق کلی بین دو متغیر است (Gupta et al, 1999). BIAS صفر به معنی عدم وجود اریبی کلی در خروجی شبیه‌سازی شده در مقایسه با مشاهداتی است. مقادیر اریبی مثبت و منفی به ترتیب نشان‌دهنده فرا-برآورد و فروبرآورد مدل هستند.

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim,i} - Q_{obs,i})}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i})} \quad (6)$$

RSR می‌تواند از صفر تا یک مقدار مثبت بزرگ تغییر کند. هر چه این آماره کوچک‌تر باشد اجرای بهتر مدل را نشان می‌دهد.

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2}} \quad (7)$$

نتایج

الف- تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل جفت‌شده

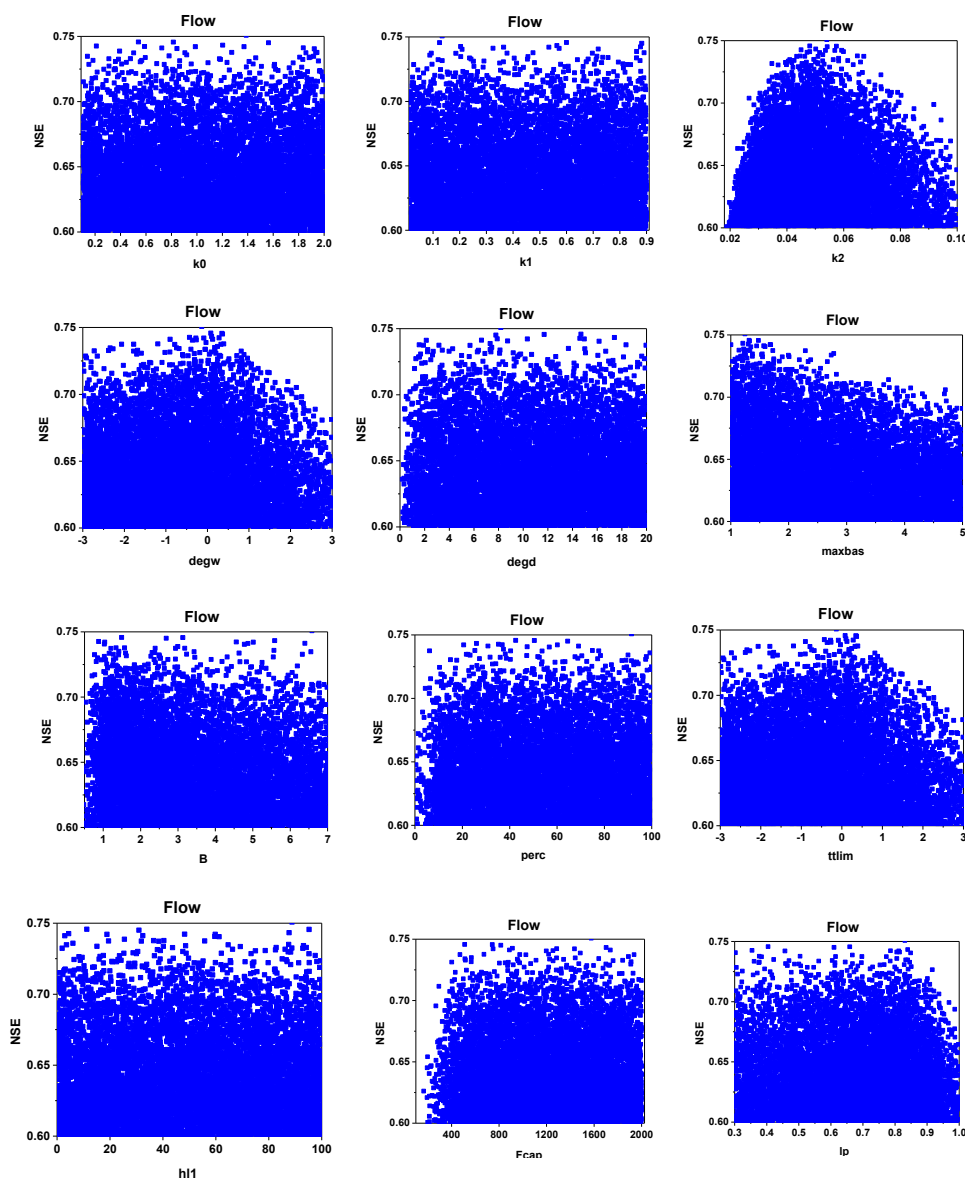
شکل ۲ نتایج نمودار نقطه‌ای مجموعه پارامترهای رفتاری با ضریب NSE بزرگ‌تر از ۰/۵ را در زیرحوضه گاماسیاب نشان می‌دهد. هر کدام از نقاط ارائه‌دهنده یک اجرای مدل با مجموعه پارامترهای رفتاری است. نمودار نقطه‌ای نشان می‌دهد تعداد زیادی از مجموعه پارامترها وجود دارند که با توجه به تابع هدف مشخص منجر به اجرای خوب مدل می‌شوند. همچنین مشخص می‌شود شبیه‌سازی‌های خوب در طول محدوده گسترده‌ای از مقادیر هر پارامتر مشخص وجود دارد، بنابراین ترکیبی از مجموعه پارامترها مهم است.

اگر سطح نمودار نقطه‌ای به‌طور مشخصی ماکزیمم یا مینیمم باشد، نشان می‌دهد پارامتر قابل‌شناسایی^۱ است که این پارامتر حساس‌تر است و نقش مهمی در شبیه‌سازی جریان رودخانه دارد. به‌طور مشابه پارامترهای غیرحساس توسط پیک پخش شده مشخص می‌شوند، این پارامترها نقش کمتری در پیش‌بینی جریان رودخانه دارند. همچنین پارامترهایی که روند کاهشی و یا افزایشی دارند، تاثیر بیشتری در شبیه‌سازی جریان رودخانه دارند. سایر پارامترها تاثیر کوچکی در شبیه‌سازی جریان رودخانه دارند.

طبق شکل ۲ در زیرحوضه گاماسیاب پارامترهای k2 (نرخ رکود از لایه عمیق خاک) و Fcap (بیشینه ذخیره رطوبت خاک) به‌عنوان پارامترهای قابل‌شناسایی در این زیرحوضه محسوب می‌شوند و Fcap روند افزایشی دارد یعنی در مقادیر بیشتر این پارامتر مدل اجرای بهتری دارد و ضریب NSE بالاتر است. پارامترهای MaxBas (طول انتقال هیدروگراف روندیابی)، degw (دمای پایه برای ذوب برف)، ttlim (آستانه دما برای یخ‌زدگی)، B (ضریب توزیع ذخیره رطوبت خاک) و lp (محدودیت رطوبت خاک در تبخیر- تعرق پتانسیل) روند کاهشی دارند و در مقادیر کمتر

این پارامترها مدل اجرای باکیفیت‌تری دارد. نتایج نشان می‌دهد در زیرحوضه قره‌سو پارامتر B قابل‌شناسایی‌ترین پارامتر است. این پارامتر به‌همراه پارامترهای MaxBas، K2 و lp روند کاهشی دارد و پارامتر Fcap روند افزایشی دارد. در زیرحوضه کشکان پارامترهای lp و Fcap قابل‌شناسایی هستند که پارامتر Fcap افزایشی و lp به‌همراه K2 و MaxBas کاهشی است. در زیرحوضه سیمره پارامترهای K2 و perc (نرخ نفوذ در لایه عمیق خاک) قابل‌شناسایی هستند. پارامترهای perc و Fcap افزایشی و lp کاهشی است. در کل حوضه کرخه پارامترهای K2، lp و Fcap قابل‌شناسایی هستند، پارامترهای lp و MaxBas کاهشی و پارامتر B افزایشی است.

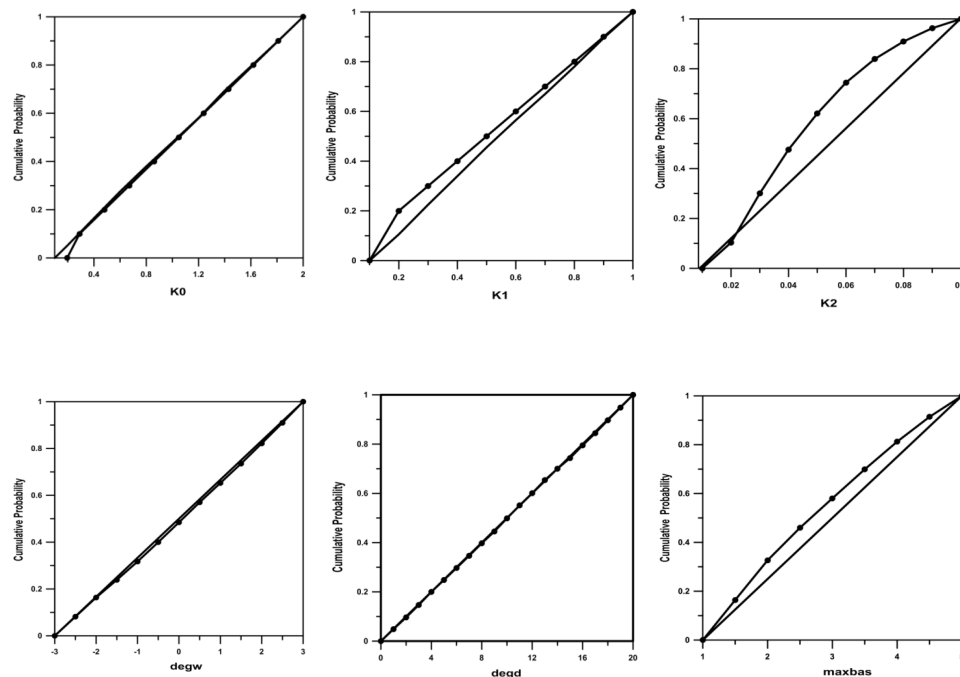
تغییرات ضریب کارایی نش- ساتکلیف برای حوضه کرخه و زیرحوضه‌های آن به عنوان تابعی از تغییرات پارامترها نشان می‌دهد پارامترهای K2، Fcap، MaxBas، lp، degw و ttlim منابع اصلی عدم قطعیت جریان رودخانه هستند و پارامترهای K2، B، Fcap، lp و perc قابل‌شناسایی‌ترین پارامترها هستند.



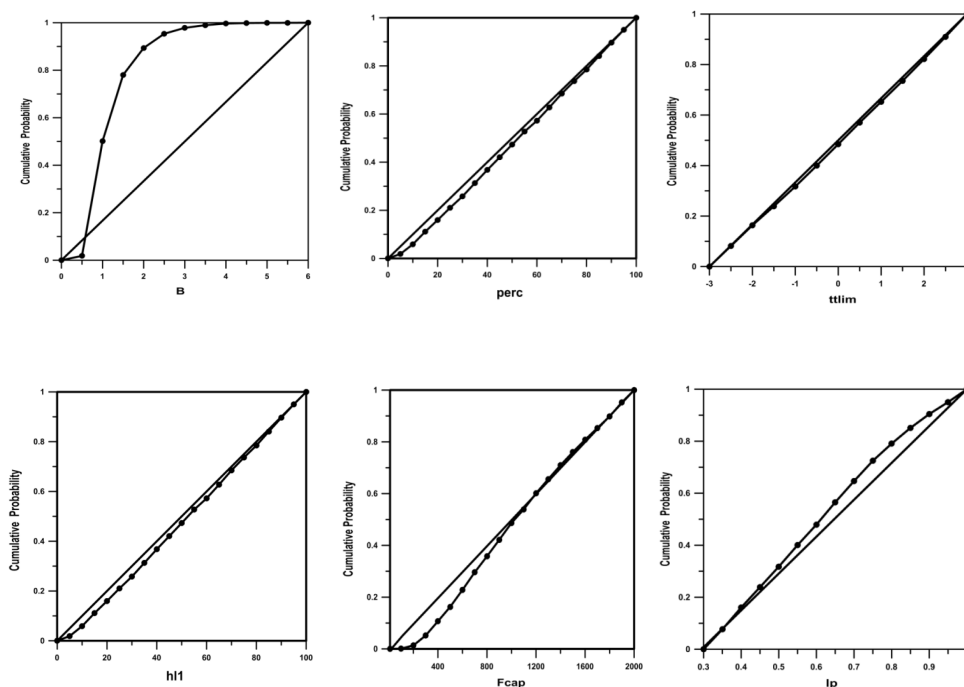
شکل ۲- نمودار نقطه‌ای مجموعه پارامترهای رفتاری در مقابل تابع هدف ضریب NSE در زیرحوضه گاماسیاب

شکل ۳ نمودار احتمال تجمعی توزیع اولیه (پیشین)^۱ و پسین^۲ پارامترها را در زیرحوضه قره‌سو نشان می‌دهد. توزیع تجمعی برای هر پارامتر از توزیع پسین حاشیه‌ای^۳ پارامتر محاسبه شده است. شیب توزیع تجمعی مقدار حساسیت پارامتر را اندازه‌گیری می‌کند. تابع توزیعی که یکنواخت‌تر و دامنه تغییرات آن به دامنه اولیه نزدیک‌تر است، ضریب تغییرات بیشتر و حساسیت کمتری دارد. توزیع پسین محاسبه‌شده، مستقیماً برای ارزیابی محدوده عدم قطعیت پیش‌بینی جریان رودخانه استفاده می‌شود.

نتایج نشان می‌دهد در زیرحوضه گاماسیاب توزیع پسین پارامترهای K0 (نرخ رکود از لایه سطحی خاک) و K1 (نرخ رکود از لایه میانی خاک) به توزیع اولیه خیلی نزدیک است بنابراین ضریب تغییرات این دو پارامتر زیاد و حساسیت آن‌ها در این زیرحوضه کم است. توزیع پسین پارامترهای K2، degw و tlim بیش‌ترین شیب و حساسیت را دارد. طبق شکل ۳ در زیرحوضه قره‌سو توزیع پسین پارامتر degd (نرخ ذوب برف) دقیقاً بر توزیع پیشین منطبق است بنابراین کاملاً غیرحساس است و در شبیه‌سازی جریان رودخانه و تعیین محدوده عدم قطعیت نقشی ندارد. در این زیرحوضه پارامترهای B و K2 موثرند. در زیرحوضه‌های کشکان و سیمره و حوضه کرخه پارامترهای K2، Ip و Fcap حساس‌اند، در زیرحوضه سیمره به‌جز سه پارامتر مذکور per و tlim هم موثرند. پارامترهای K0 و degd در هر سه حوضه غیرحساس هستند و به‌جز دو پارامتر مذکور، پارامترهای MaxBas در زیرحوضه سیمره و K1 در حوضه کرخه هم به‌عنوان پارامترهای غیرموثر می‌باشند.



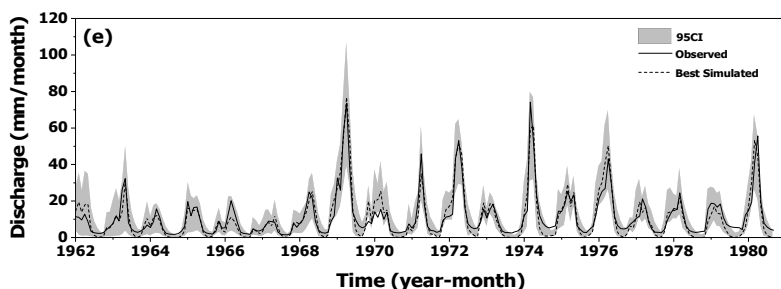
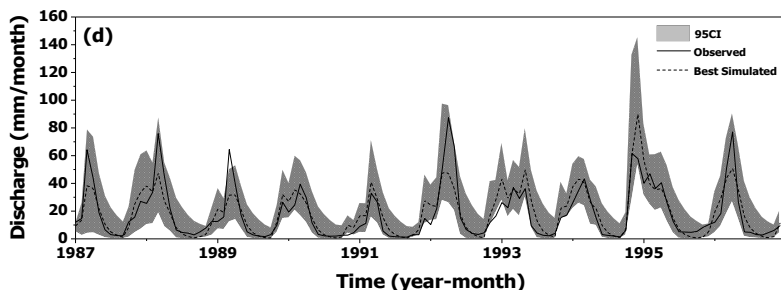
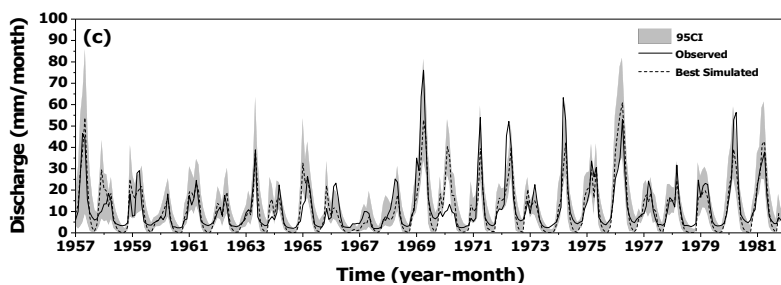
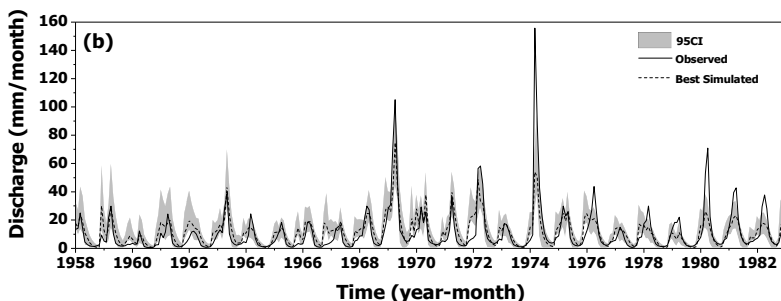
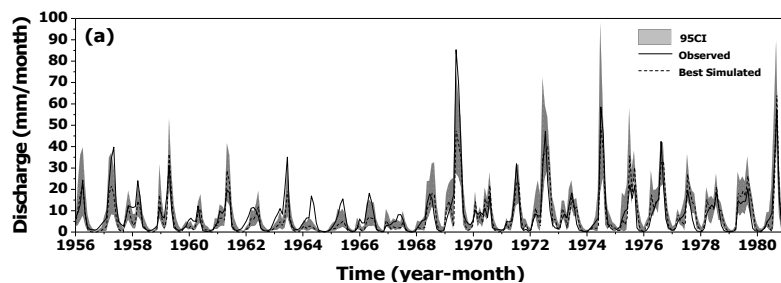
-
- 1 - prior
 - 2 - posterior
 - 3 - marginal



شکل ۳- نمودار توزیع اولیه (خط صاف) و توزیع پسین (خط نشان‌دار) پارامترها در زیرحوضه قره‌سو

ب- عدم قطعیت در شبیه‌سازی

شکل‌های ۴ و ۵ نشان‌دهنده آستانه‌های $2/5$ و $97/5$ درصدی به‌عنوان محدوده‌های پایینی و بالایی عدم قطعیت حاصل از توزیع پسین پارامترها برای دستیابی به فاصله اطمینان ۹۵ درصدی (محدوده عدم قطعیت پارامترها معمولاً با فاصله اطمینان بیان می‌شود) به ترتیب در دوره‌های واسنجی و صحت‌سنجی است. جدول ۳ شاخص‌های ارزیابی عدم قطعیت و عملکرد مدل جفت‌شده را نشان می‌دهد. بررسی نمودارها و جدول نشان می‌دهد در دوره واسنجی، پهنای محدوده عدم قطعیت (R-factor) در زیرحوضه سیمره از سایر زیرحوضه‌ها بیشتر است و بیشترین درصد داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه (P-factor) در این محدوده قرار گرفته است. در زیرحوضه‌های قره‌سو و گاماسیاب مقادیر R-factor کمتر از سایر زیرحوضه‌هاست و مقادیر P-factor مربوط به این زیرحوضه‌ها به ترتیب ۷۲ و ۶۷ می‌باشد. در دوره صحت‌سنجی، پهنای محدوده عدم قطعیت در حوضه کرخه از همه زیرحوضه‌ها بیشتر است و ۷۶ درصد داده‌های مشاهداتی را پوشش می‌دهد. بیشترین و کم‌ترین درصد پوشش داده‌های مشاهداتی مربوط به زیرحوضه‌های قره‌سو و کشکان به ترتیب ۷۸ و ۴۹ درصد است. در زیرحوضه کشکان به‌علت باریک بودن محدوده عدم قطعیت، بیشتر دوره‌های خشک و تر مخصوصاً جریان‌های بیشینه را به‌خوبی پوشش نمی‌دهد.



شکل ۴- فاصله اطمینان ۹۵ درصدی برای شبیه‌سازی جریان رودخانه در دوره واسنجی در زیرحوضه‌های (a) گاماسیاب، (b) قره‌سو، (c) کشکان، (d) سیمره و (e) کل حوضه کرخه

بررسی نمودارها نشان می‌دهد بین پهنای فاصله اطمینان و دوره‌های تر رابطه آشکاری وجود دارد. در شرایط بارندگی زیاد و جریان‌های بیشینه عدم قطعیت افزایش می‌یابد. ممکن است بارندگی که در حوضه اتفاق می‌افتد فقط بر روی بخش کوچکی از حوضه تاثیر بگذارد ولی در مدل ALSIS-HBV فرض شده بر روی کل حوضه تاثیر می‌گذارد بنابراین عدم قطعیت در شبیه‌سازی مدل در طول دوره مرطوب نسبتاً بیشتر از دوره خشک است.

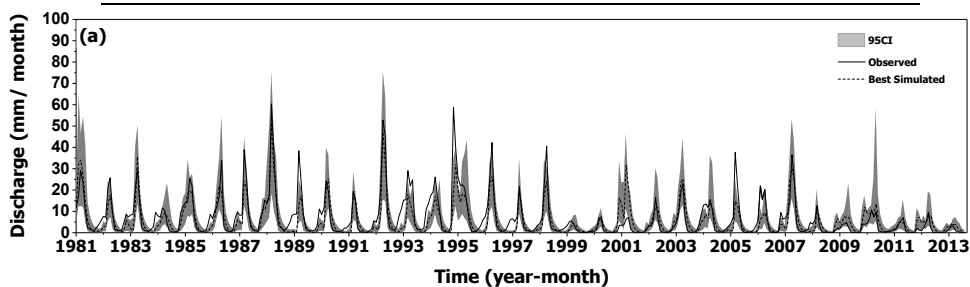
نکته قابل توجه در مورد نمودارها در دوره صحت‌سنجی به‌ویژه طی سال‌های ۲۰۰۸-۲۰۱۳، قرار گرفتن نمودارهای داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه در محدوده پایینی نمودار عدم قطعیت است که برداشت آب و تاثیر عوامل انسانی در سال‌های اخیر را به طور کاملاً مشهود نشان می‌دهد.

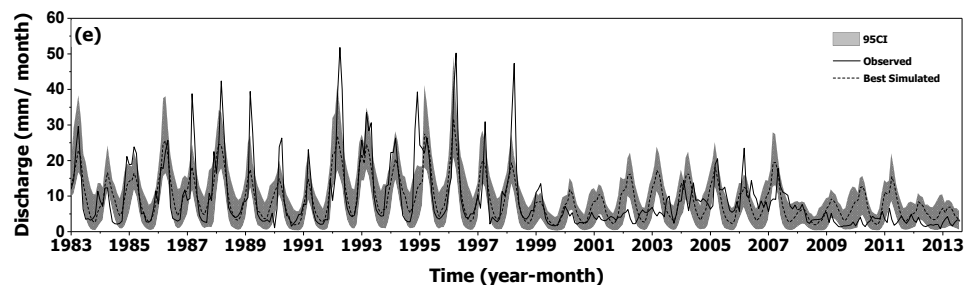
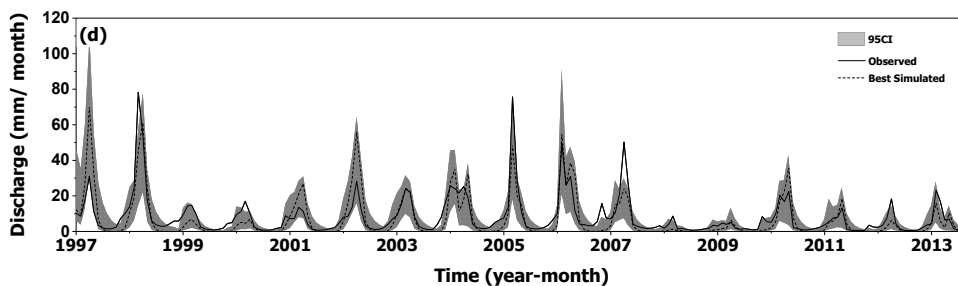
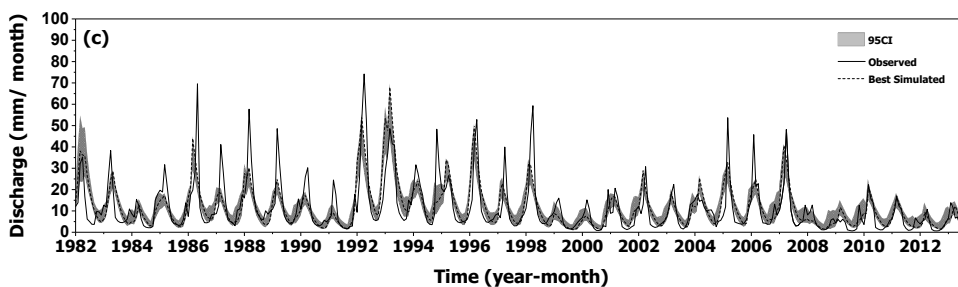
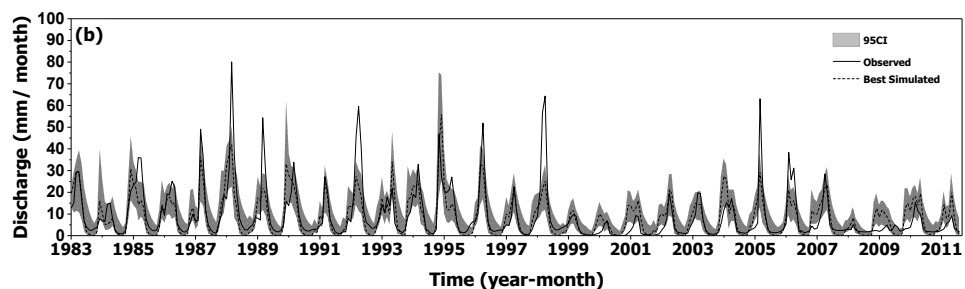
طبق جدول ۳، عملکرد مدل جفت‌شده در همه زیرحوضه‌های کرخه در دوره واسنجی بهتر از دوره صحت‌سنجی است. ضریب NSE مربوط به کل حوضه کرخه با مقدار ۰/۸۵ در دوره واسنجی نشان می‌دهد عملکرد مدل در حوضه کرخه از سایر زیرحوضه‌ها بهتر است. در دوره صحت‌سنجی ضریب NSE با مقدار ۰/۶۹، مربوط به زیرحوضه گاماسیاب عملکرد بهتری نسبت به سایر زیرحوضه‌ها نشان می‌دهد.

به‌طور کلی ارزیابی عملکرد مدل برای شبیه‌سازی جریان رودخانه به‌ویژه در دوره واسنجی قابل قبول است و بیشتر داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه در محدوده ۹۵ درصدی فاصله اطمینان قرار دارند، بنابراین توزیع احتمال محاسبه شده از جریان رودخانه می‌تواند برای پیش‌بینی جریان رودخانه به‌کار رود.

جدول ۳- مقادیر شاخص‌های ارزیابی عدم قطعیت و عملکرد مدل جفت‌شده در دوره واسنجی و صحت‌سنجی

						نام زیرحوضه / حوضه
RSR	BIAS	R ²	NSE	P-factor	R-factor	
۰/۵۱	۰/۱۱	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۶۷	۰/۸۶	واسنجی گاماسیاب
۰/۵۵	۰/۱۵	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۹۵	صحت‌سنجی گاماسیاب
۰/۶۱	۰/۰۶	۰/۶۶	۰/۶۳	۰/۷۲	۰/۸۶	واسنجی قره‌سو
۰/۶۲	۰/۰۵	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۷۸	۱/۰۱	صحت‌سنجی قره‌سو
۰/۵۶	۰/۰۶	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۸۲	۱/۱۶	واسنجی کشکان
۰/۶۷	۰/۰۳	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۴۹	۰/۶۲	صحت‌سنجی کشکان
۰/۵۱	۰/۰۳	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۹۵	۱/۵	واسنجی سیمره
۰/۶۳	۰/۱۴	۰/۶۸	۰/۶۱	۰/۷۴	۱/۰۲	صحت‌سنجی سیمره
۰/۳۷	۰/۰۵	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۹	۱/۲۴	واسنجی کرخه
۰/۶۸	۰/۰۲	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۷۶	۱/۱۸	صحت‌سنجی کرخه





شکل ۵- فاصله اطمینان ۹۵ درصدی برای شبیه‌سازی جریان رودخانه در دوره صحت‌سنجی در زیرحوضه‌های (a) گاماسیاب، (b) قره‌سو، (c) کشکان، (d) سیمره و (e) کل حوضه کرخه

بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه با هدف واسنجی و تحلیل عدم قطعیت مدل جفت‌شده ALSIS-HBV در حوضه کرخه از روش GLUE استفاده شده است. تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل جفت‌شده به منظور شناسایی پارامترها و تعیین محدوده عدم قطعیت شبیه‌سازی شده از اهداف دیگر پژوهش است. یافته‌ها نشان می‌دهد پارامترهای K_2 , F_{cap} , $MaxBas$, lp , B , $degw$ و $tlim$ منابع اصلی عدم قطعیت جریان رودخانه و پارامترهای K_2 , F_{cap} , B و lp قابل شناسایی-

ترین پارامترها هستند. (Shrestha (2009) در مطالعه‌ای پارامترهای MaxBas و ALFA را به‌عنوان پارامترهای قابل‌شناسایی مدل HBV معرفی کرد. در دوره واسنجی، پهنای محدوده عدم قطعیت (R-factor) در زیرحوضه سیمره از سایر زیرحوضه‌ها بیشتر است و بیشترین درصد داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه (P-factor) در این محدوده قرار گرفته است. در زیرحوضه‌های قره‌سو و گاماسیاب مقادیر R-factor کمتر از سایر زیرحوضه‌هاست و مقادیر P-factor مربوط به این زیرحوضه‌ها به ترتیب ۷۲ و ۶۷ می‌باشد. در دوره صحت‌سنجی، پهنای محدوده عدم قطعیت در حوضه کرخه از همه زیرحوضه‌ها بیشتر است و ۷۶ درصد داده‌های مشاهداتی را پوشش می‌دهد. بیشترین و کم‌ترین درصد پوشش داده‌های مشاهداتی مربوط به زیرحوضه‌های قره‌سو و کشکان به ترتیب ۷۸ و ۴۹ درصد است. نتایج مطالعه (Quan et al. (2015) برای تعیین عدم قطعیت جریان رودخانه در حوضه Yalong - چین با استفاده از مدل HYMOD و کاربرد روش GLUE نشان داد مقادیر P-factor در دوره‌های واسنجی و صحت‌سنجی به ترتیب ۴۰ و ۵۸ درصد و R-factor در هر دو دوره ۱/۳ است. در زیرحوضه کشکان به‌علت باریک بودن محدوده عدم قطعیت، بیشتر دوره‌های خشک و تر مخصوصاً جریان‌های بیشینه را به‌خوبی پوشش نمی‌دهد. بین پهنای فاصله اطمینان و دوره‌های تر رابطه آشکاری وجود دارد. در شرایط بارندگی زیاد و جریان‌های بیشینه عدم قطعیت افزایش می‌یابد. ممکن است بارندگی که در حوضه اتفاق می‌افتد فقط بر روی بخش کوچکی از حوضه تأثیر بگذارد ولی در مدل ALSIS-HBV فرض شده بر روی کل حوضه تأثیر می‌گذارد بنابراین عدم قطعیت در شبیه‌سازی مدل در طول دوره مرطوب نسبتاً بیشتر از دوره خشک است. نکته قابل‌توجه در دوره صحت‌سنجی به‌ویژه طی سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۰۸، قرار گرفتن داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه در محدوده پایینی باند عدم قطعیت است که برداشت آب و تأثیر عوامل انسانی در سال‌های اخیر را به‌طور کاملاً مشهود نشان می‌دهد. به‌طور کلی ارزیابی عملکرد مدل برای شبیه‌سازی جریان رودخانه به‌ویژه در دوره واسنجی خوب و قابل‌قبول است و بیشتر داده‌های مشاهداتی جریان رودخانه در محدوده ۹۵ درصدی فاصله اطمینان قرار دارند، بنابراین توزیع احتمال محاسبه شده از جریان رودخانه می‌تواند برای پیش‌بینی جریان رودخانه به کار رود.

منابع

1. Abbaspour, K. C., Johnson C. A. and Van Genuchten, M. T. (2004), Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. *Vadose Zone J*, 3(4),1340-1352;
2. Abbaspour, K.C. (2014), *SWAT-CUP 2012: SWAT Calibration and Uncertainty Programs—A User Manual*, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology;
3. Ajami, N. K., Duan, Q. Y. and Sorooshian, S. (2007), An integrated hydrologic Bayesian multimodal combination framework: confronting input, parameter, and model structural uncertainty in hydrologic prediction, *Water Resour Res*, 43 (1), Art. No. W01403;
4. Akhtar, M., Ahmad, N. and Booi, M. (2008), The impact of climate change on the water resources of Hindukush-Karakorum-Himalaya region under different glacier coverage scenarios, *Journal of hydrology*, 355(1), 148-163;
5. Alduchov, O.A. and Eskridge, R.E. (1996), Improved Magnus form approximation of saturation vapor pressure, *Journal of Applied Meteorology*, 35(4), 601-609;
6. Ascoug II, J. C., Green, T. R., Fischer, C., Kralisch, S., Lighthart, N. and David, O. (2015), The Model Optimization, Uncertainty, and SENSitivity analysis (MOUSE) toolbox: overview and application, *Annual Hydrology Days Conference Proceedings*, Green, T. R. and Kralisch, S. (2015), The model optimization, uncertainty, and sensitivity analysis (MOUSE) Toolbox: overview and application, In: Ramirez, JA (Ed.), *Proc. Hydrology Days 2015*, March 23-25, Fort Collins, Colorado. Colorado State University, Fort Collins, Colorado;
7. Bergstrom, S. (1995), The HBV model, *Computer models of watershed hydrology*;
8. Beven, K. and Binley, A. (1992), The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction, *Hydrol Process*, 6, 279-298;
9. Driessen, T., Hurkmans, R., Terink, W., Hazenberg, P., Torfs, P. and Uijlenhoet, R. (2010), The hydrological response of the Ourthe catchment to climate change as modelled by the HBV model, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 651-665;
10. Engeland, K., Xu, C. Y. and Gottschalk, L. (2005), Assessing uncertainties in a conceptual water balance model using Bayesian methodology, *Hydrol Sci J*, 50(1),45-63;
11. Fischer, C., Kralisch, S. and Flügel, W. (2012), An integrated, fast and easily useable software toolbox which allows comparative and complementary application of various parameter sensitivity analysis methods, *Proc. International Congress on Environ. Modell. & Soft., Sixth Biennial Meeting, Leipzig, Germany*;
12. Gupta, H. V., Sorooshian, S. and Yapo, P. O. (1999), Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration, *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135-143;
13. Hansen, M., DeFries, R., Townshend, J.R. and Sohlberg, R. (1981), *UMD global land cover classification, 8 kilometers, 1.0*. Department of Geography, University of Maryland, College Park, Maryland, 1994: 1998;
14. Hughes, D. A., Kapangaziwiri, E. and Sawunyama, T. (2010), Hydrological model uncertainty assessment in southern Africa, *J Hydrol*, 378, 221- 232;
15. Irannejad, P. and Shao, Y. (1996), The atmosphere-land-surface interaction scheme: Description and validation, *Centre for Advanced Numerical Computation in Engineering and Science, The University of New South wales, Tech. Note 2*, 31 pp;
16. Irannejad, P. and Shao, Y. (1998), Description and validation of the atmosphere- land-surface interaction scheme (ALSIS) with HAPEX and Cabauw data, *Global. Planet. Change*, 19, 87-114;
17. Jin, X., Xu, C. Y., Zhang, Q. and Singh, V.P. (2010), Parameter and modeling uncertainty simulated by GLUE and a formal Bayesian method for a conceptual hydrological model, *Journal of Hydrology*, 383, 147-155;
18. Mirzaei, M., Huang, YF., El-Shafie, A. and Shatirah, A. (2015), Application of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) approach for assessing uncertainty in hydrological models: a review, *Stoch Environ Res Risk Assess*, 29,1265-1273, DOI 10.1007/s00477-014-1000-6;

19. Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D. and Veith, T. L. (2007), Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations, *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900;
20. Quan, Z., Teng, J., Sun, W., Cheng, T. and Zhang, J. (2015), Evaluation of the HYMOD Model for Rainfall-Runoff Simulation Using the GLUE Method, *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 368, 180-185;
21. Razavi, S., Tolson, B. A. and Burn, D. H. (2012), Review of surrogate modeling in water resources, *Water Resources Research*, 48(7);
22. Refsgaard, J. C. and Storm, B. (1995), MIKE SHE. In: Miller PC (ed) *Computer Models of Catchment Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado, pp 809–846;
23. Shen, Z.Y., Chen, L. and Chen, T. (2012), Analysis of parameter uncertainty in hydrological and sediment modeling using GLUE method: a case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China, *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 16, 121–132;
24. Shrestha, D., Bastola, S. and Babel, M. S. (2007), The assessment of spatial and temporal transferability of a physically based distributed hydrological model parameters in different physiographic regions of Nepal, *J Hydrol*, 347, 153–172;
25. Shrestha, D. (2009), *Uncertainty Analysis in Rainfall-Runoff Modelling: Application of Machine Learning Techniques* (Doctoral Dissertation), Delft University of Technology and of the Academic Board of UNESCO-IHE Institute for Water, Netherlands;
26. Singh, S. K. and Bardossy, A. (2012), Calibration of hydrological models on hydrologically unusual events, *Adv Water Resour*, 38, 81–91;
27. Song, X., Zhang, J., Zhan, C., Xuan, Y., Ye, M. and Xu, C. (2015), Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications, *Journal of hydrology*, 523, 739-757;
28. Van Pelt, S., Kabat, P., Ter Maat, H., Van den Hurk, B. and Weerts, A. (2009), Discharge simulations performed with a hydrological model using bias corrected regional climate model input, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(12), 2387-2397;
29. Wieder, W., Boehner, J., Bonan, G. and 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;
30. Xue, C., Chen, B., Wu, H. (2014), Parameter uncertainty analysis of surface flow and sediment yield in the Huolin Basin, China. *J. Hydrol. Eng.* 19 (6), 1224–1236;
31. Yang, J., Reichert, P., Abbaspour, K. C. and Yang, H. (2007), Hydrological modelling of the Chaohe Basin in China: statistical model formulation and Bayesian inference, *J Hydrol*, 340, 167–182;
32. Yang, J., Reichert, P., Abbaspour, K.C., Xia, J. and Yang, H. (2008), Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China, *J. Hydrol*, 358, 1–23;
33. Ye, M., Meyer, P. D. and Neuman, S. P. (2008), On model selection criteria in multimodel analysis, *Water Resources Research*, 44(3);
34. Zhu, Z., Bi, J., Pan, Y., Ganguly, S., Anav, A., Xu, L., Samanta, A., Piao, S., Nemani, R.R. and 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, *Remote Sensing*, 5(2), 927-948.