

اثر منابع مختلف تهیه مدل‌های رقومی ارتفاعی بر شاخص توپوگرافی و

نتایج حاصل از مدل نیمه توزیعی TOPMODEL

اصغر عزیزیان^{۱*}، علیرضا شکوهی^۲

۱- استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

۲- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

Azizian@eng.ikiu.ac.ir

تاریخ پذیرش: [۱۳۹۴/۸/۱۳]

تاریخ دریافت: [۱۳۹۳/۱۰/۱۰]

چکیده - مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEMs) به عنوان یکی از ورودی‌های مهم بیشتر مدل‌های بارش-رواناب به شمار می‌آیند. در حال حاضر منابع مختلفی همچون: DEMهای SRTM و ASTER وجود دارند که با توجه به سهولت دسترسی و رایگان بودن از جایگاهی ارزشمند در مدلسازی‌های هیدرولوژیکی و استخراج خصوصیات ژئومورفولوژیکی حوضه‌ها برخوردار می‌باشند. در تحقیق حاضر به بررسی اثر منابع مختلف تهیه DEM بر شاخص توپوگرافی و نیز نتایج حاصل از مدل نیمه توزیعی TOPMODEL پرداخته شده است. نتایج حاکی از آن است که اختلاف بین متوسط شاخص توپوگرافی بدست آمده از DEMهای SRTM و نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰۰ زمینی همواره بیشتر از مقادیر متناظر بدست آمده از DEMهای ASTER و نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰۰ زمینی می‌باشد. بررسی نتایج حاصل از خروجی TOPMODEL نیز نشان می‌دهد که متوسط دبی روزانه، متوسط کمبود اشباع حوضه و متوسط فاصله تا تراز سطح ایستابی حوضه در منابع مختلف اختلاف چندانی ندارند. اما شاخص کارایی بدست آمده بر مبنای DEMهای SRTM همواره از نتایج بدست آمده از نقشه‌های زمینی و DEMهای ASTER کمتر می‌باشد. در دبی‌های روزانه، شاخص کارایی مدل بر اساس DEMهای ASTER تا محدوده ابعاد سلولی ۵۰۰ متر با نتایج بدست آمده از نقشه‌های زمینی تطابق مناسبی داشته و این در حالیست که در جریان‌های ساعتی (سیلاب) نتایج حاصل از دو منبع فوق در تمامی ابعاد سلولی تقریباً یکسان ارزیابی می‌شود.

واژگان کلیدی: مدل‌های رقومی ارتفاعی، DEMهای SRTM و ASTER، مدل نیمه توزیعی TOPMODEL، شاخص توپوگرافی

۱- مقدمه

اطلاعاتی بسیار مهم هستند اما دستیابی به DEM مناسب برای یک حوضه اغلب راحت نمی‌باشد. DEMهایی که از نقشه‌های توپوگرافی حاصل می‌شوند از دقت نسبتاً مناسبی برخوردار می‌باشند ولی با توجه به تحقیقات عدم دسترسی به چنین منابعی به خصوص در کشورهای در حال توسعه همواره یکی از مشکلات پیش روی محققین بوده است [۳]. در حال حاضر منابع DEM متنوعی جهت مقاصد مختلف وجود دارد که از مهم‌ترین آنها می‌توان به نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰-اسازمان نقشه‌برداری، DEMهای ۳۰ و ۹۰ متری SRTM^۱، DEMهای ۳۰ متری ASTER و DEMهای یک کیلومتری GTOPO30 اشاره نمود. ظهور DEMهای SRTM و

مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEMs) را می‌توان از دو منبع متفاوت یعنی نقشه‌های توپوگرافی و داده‌های سنجش از دور بدست آورد. در این میان DEMهای حاصل از داده‌های سنجش از دور طی دهه‌های اخیر کاربرد وسیعی در هیدرولوژی و سایر علوم داشته است. منابع تولید DEMها امروزه از تنوع زیادی برخوردار بوده و دقت‌های مختلف از چند صد متر تا کمتر از دو متر را در بر می‌گیرد [۲]. در سالهای اخیر به علت دسترسی راحت به DEMها، علاقه محققین به استفاده از این داده‌ها در مطالعاتی همچون استخراج پارامترهای ژئومورفولوژی حوضه، مدلسازی بارش-رواناب، کنترل سیل و... به طور قابل توجهی افزایش یافته است [۱ و ۲]. اگرچه DEMها از منابع

1 - Shuttle Radar Topography Mission

داد که اختلاف معنی‌داری بین مشخصات حوزه آبریز (مساحت، محیط، شیب و . . .) مستخرج از دو نوع DEM در مناطق کوهستانی وجود نداشته و همبستگی بین پارامترهای ژئومورفولوژیکی بدست آمده از هر دو DEM در این مناطق کاملاً معنی‌دار است [۱۳]. راوات و همکاران (۲۰۱۰) جهت محاسبه پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوزه آبریز واقع در سنت لوئیس آمریکا از سه نوع DEM استفاده نمودند (DEMهای ۳۰ متری SRTM، DEMهای به دست آمده از داده‌های ارتفاعی ملی آمریکا (NED) و DEMهای USGS). نتایج نشان داد که استفاده از DEMهای ۳۰ متری SRTM نسبت به DEMهای به دست آمده از داده‌های ارتفاعی ملی آمریکا، مساحت و محیط زیرحوزه‌ها را با دقت بهتری برآورد می‌نماید [۱۴]. شکوهی و عزیزیان (۱۳۹۲) به ارزیابی قابلیت استفاده از DEMهای SRTM برای شبیه‌سازی فرآیند بارش-رواناب در حوضه‌های فاقد آمار پرداختند. نتایج نشان داد که هیدروگراف‌های شبیه‌سازی و مشاهداتی مطابقت قابل قبولی را با یکدیگر دارند به طوریکه متوسط شاخص کارائی مدل (نش - ساتکلایف: NSE^1) در حدود ۸۲ درصد می‌باشد [۱۵].

همانطور که عنوان شد در حال حاضر منابع اطلاعاتی مختلفی جهت تهیه DEM وجود دارد که برخی از این منابع از توان تفکیک بالا^۲ و برخی نیز از توان تفکیک پائینی^۳ برخوردار می‌باشند. یکی از بهترین منابع تهیه نقشه برای مدلسازی بارش و رواناب، نقشه‌های زمینی است که با مقیاس مناسب مثلاً ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰ از طریق سازمانهای مسئول مانند سازمان نقشه‌برداری قابل تهیه می‌باشد. این نقشه‌ها که معمولاً مبتنی بر برداشت‌های هوایی و کنترل زمینی هستند برای همه نقاط خصوصاً در کشورهای در حال توسعه در دسترس نبوده و از طرف دیگر برحسب وسعت منطقه مورد مطالعه ممکن است منابع مالی لازم برای خرید آنها به آسانی تأمین نگردد. مهمترین مسئله‌ای که در مورد استفاده از DEMهای مذکور برای مدلسازی بارش-رواناب وجود دارد، کفایت و یا عدم کفایت

به انتظار کارشناسان و محققین (خصوصاً هیدرولوژیست‌ها) برای داشتن اطلاعات ارتفاعی با دقت، صحت و توان تفکیک بالا در تمام نقاط کره زمین پایان داد [۴]. DEMهای مذکور با توان تفکیک نسبتاً مناسب تقریباً تمامی سطح کره زمین را پوشش داده‌اند. DEMهای SRTM و ASTER برای کل دنیا به ترتیب در ابعاد ۹۰ و ۳۰ متری و برای کشور آمریکا در ابعاد ۳۰ متری تهیه شده است [۵]. یکی از مهمترین دلایلی که موجب افزایش کاربرد این نوع از DEMها در بسیاری از مطالعات (خصوصاً هیدرولوژی) شده، یکنواختی داده‌ها و دسترسی رایگان و راحت به آن‌ها می‌باشد [۶]. توسعه الگوریتم‌های مختلفی مانند الگوریتم‌های استخراج شبکه آبراهه‌ها و زیرحوضه‌ها که جهت محاسبه خصوصیات توپوگرافیکی از DEMها توسعه داده شده‌اند بر محبوبیت این منابع افزوده است [۷و۸]. در سالهای اخیر مطالعات متعددی در این زمینه صورت گرفته که نشان دهنده اثر مواردی همچون منابع اطلاعاتی، دقت مکانی DEMها و الگوریتم‌های مورد استفاده جهت تجزیه و تحلیل DEMها بر روی نتایج مدل‌های هیدرولوژیکی می‌باشد [۹و۱۰]. تاکنون کاربردهای مختلفی از DEMهای SRTM و ASTER در این زمینه گزارش شده است. هنکاک و همکاران (۲۰۰۶) در دو حوضه آبریز واقع در استرالیا و با اقلیم‌های متفاوت از DEMهای ۱۰ و ۹۰ متری SRTM برای استخراج شبکه آبراهه‌ها و نیز شبیه‌سازی رواناب خروجی از حوضه‌ها استفاده نمودند. نتایج نشان داد که در هر دو حوضه شبکه آبراهه بدست آمده از هر دو DEM منطبق بر یکدیگر بوده ولی مقادیر رواناب شبیه‌سازی شده با یکدیگر متفاوتند [۱۱]. عزیزیان و شکوهی (۲۰۱۴) به ارزیابی اثر نقشه‌های راداری (DEMهای SRTM) و زمینی بر عملکرد مدل KW-GIUH در حوضه آبریز کسپلیان پرداختند. نتایج نشان داد که دبی اوج هیدروگراف سیل و نیز شیب بازوی بالارونده شبیه‌سازی شده توسط مدل در نقشه‌های راداری همواره بالاتر از مقادیر بدست آمده از نقشه‌های زمینی می‌باشد [۱۲]. رحمان و همکاران (۲۰۱۰) مطالعه جامعی را جهت ارزیابی DEMهای SRTM و DEMهای به دست آمده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ در حوزه آبریز کلنگ مالزی انجام دادند. نتایج نشان

1 - Nash Sutcliffe Efficiency

2 - High Resolution

3 - Low Resolution

می‌گردد. این شاخص مبین تمایل جریان به تجمع (a) و حرکت آن در راستای شیب پائین‌دست (β) به وسیله نیروی ثقل می‌باشد و به صورت معادله ۱ تعریف می‌گردد:

$$\lambda = \text{Ln}\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) \quad (1)$$

در معادله فوق λ : شاخص توپوگرافیکی، Ln : لگاریتم طبیعی، a: مساحت زهکشی محدوده بالادست هر سلول در واحد طول خطوط کنتور و $\tan\beta$: شیب سطحی زمین می‌باشد [۱۶]. روش محاسبه a در بخش‌های بعدی آورده شده است. در شیب‌های بالا خصوصاً در مناطق کوهستانی و مناطق واقع در بالادست حوضه آبریز مقدار a پائین بوده و لذا موجب کاهش مقادیر شاخص توپوگرافی می‌گردد. در مقابل، مقادیر بالای این شاخص در مناطقی رخ می‌دهد که دارای بیشترین مقدار a و کمترین مقدار شیب باشند (مانند مناطق دشتی و کف بستر رودخانه‌ها و دره‌ها). فرضیات اساسی این مدل عبارتند از: الف) تغذیه به آب زیرزمینی در سراسر حوضه آبریز در حالت ماندگار و به صورت یکنواخت انجام می‌پذیرد. ب) گرادیان هیدرولیکی موضعی تقریباً معادل با شیب عمومی سطح زمین ($\tan\beta$) می‌باشد. ج) بین هدایت هیدرولیکی (ظرفیت انتقال) و عمق یک رابطه نمائی نزولی حاکم است و د) سلول‌های دارای شاخص توپوگرافی یکسان، از نظر هیدرولوژیکی مشابه‌اند [۱۷]. فرضیات مذکور عمدتاً برای حوضه‌های کوچک تا متوسط، خاک‌های کم عمق و نیز توپوگرافی متوسط با عدم وجود دوره‌های خشکسالی طولانی مدت کاربرد دارد. مطالعات گذشته در رابطه با مدلسازی فرآیند بارش-رواناب، اغلب از نظریه هورتون تبعیت می‌کردند. اما بعدها نظریه‌ای با عنوان تئوری مازاد اشباع جهت لحاظ نمودن اثر جریان زیرسطحی و مازاد بر میزان اشباع خاک ارائه گردید [۱۶]. بر اساس تئوری نفوذ هورتون، رواناب سطحی حتی در صورتی که لایه خاک اشباع نگردد نیز تولید خواهد شد. اما بر اساس تئوری مازاد اشباع، جریان سطحی تنها در صورتی رخ می‌دهد که کل لایه خاک اشباع شده و سپس مازاد ظرفیت اشباع به رواناب تبدیل می‌گردد.

دقت مدل رقومی ارتفاعی برای مدل ریاضی مورد استفاده می‌باشد. این مسئله برای مدلسازی در حوضه‌های فاقد آمار که دقت اطلاعات فیزیوگرافی برای درستی عملکرد مدل بسیار حیاتی است، از اهمیت بیشتری برخوردار می‌باشد. تحقیق حاضر بدنبال یافتن پاسخ این مسئله و بررسی میزان اثر توان تفکیک داده برحسب مقیاس نقشه^۱ بر عملکرد مدل ریاضی بارش-رواناب می‌باشد. مدل ریاضی مورد استفاده در این تحقیق TOPMODEL^۲ می‌باشد که یک مدل ریاضی بارش-رواناب از نوع نیمه توزیعی^۳ بوده و از مفاهیم مازاد اشباع^۴ برای شبیه‌سازی سیل استفاده می‌نماید.

مواردی که به عنوان خروجی TOPMODEL در این تحقیق مورد بررسی قرار خواهند گرفت عبارتند از: شاخص NSE در جریان‌های با گام زمانی ساعتی و روزانه، جریان زیرسطحی و سطحی، متوسط دبی روزانه، متوسط کمبود اشباع حوضه و متوسط فاصله تا تراز سطح ایستابی، الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع و شاخص توپوگرافی. DEM‌های مورد استفاده در این تحقیق از منابعی مانند نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور، SRTM و ASTER تهیه شده است.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- اصول و فرضیات مدل

TOPMODEL، یک مدل نیمه توزیعی است که تغییرات توپوگرافی منطقه و سطوح مشارکت‌کننده در رواناب نقش اصلی را در آن ایفا می‌کنند. علت استفاده از این مدل خاص که مشخصات آن به تفصیل در ادامه ارائه می‌گردد، اهمیت بسیار زیاد شاخصه‌های فیزیوگرافی از منظر مدلسازی یعنی TCA^۵، SCA^۶ و شیب سطح الارض زمین در ساختار مدل و لذا اطمینان به امکان مقایسه بهتر بین اثر منابع مختلف تهیه DEM بر عملکرد مدل می‌باشد. اطلاعات توپوگرافی مورد استفاده در این مدل در قالب شاخصی به نام شاخص توپوگرافی معرفی

- 1 - Data Resolution
- 2 - Topographically based model
- 3 - Semi Distributed
- 4 - Saturation Excess
- 5 - Total Contributing Area
- 6 - Specific Contributing Area

۲-۲- روابط حاکم

در رابطه فوق S_i : کمبود اشباع در گام زمانی t ، (m) ، S_{i-1} : کمبود اشباع در گام زمانی $t-1$ ، (m) ، $Q_{b,t-1}$: دبی پایه (m^3/s) در گام زمانی $t-1$ و $Q_{v,t-1}$: دبی جریان ورودی (m^3/s) به مخزن اشباع (از مخزن غیراشباع) در گام زمانی $t-1$. دبی جریان ورودی به مخزن اشباع از معادله زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$Q_v = \sum_{i=0}^n \frac{S_{UZ}}{S_{i,t_d}} \quad (4)$$

شکل ۱- نمایی شماتیک از فرآیند حرکت جریان در پروفیل خاک در

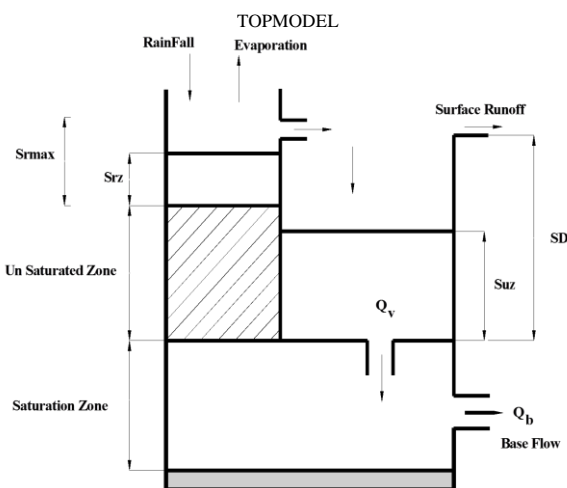


Fig. 1. Schematic of flow movement in soil profile (in TOPMODEL)

در رابطه فوق، n : تعداد کلاس‌هایی که از نظر هیدرولوژیکی یکسان می‌باشند، که در مدل TOPMODEL حداکثر تعداد این کلاس‌ها ۳۰ می‌باشد، S_{UZ} : ارتفاع در نظر گرفته شده برای مخزن واقع در ناحیه غیراشباع (m) و t_d : ثابت تاخیر زمانی جهت تخلیه جریان از مخزن ناحیه غیر اشباع به مخزن ناحیه اشباع $(h.m^{-1})$. خروجی از ناحیه اشباع با ترم Q_b که همان دبی پایه (m^3/s) می‌باشد، بیان می‌گردد. Q_b از معادله زیر بدست می‌آید:

$$Q_b = Q_s \exp\left(-\frac{\bar{S}}{m}\right) \quad (5)$$

در معادله فوق $Q_s = T_0 \cdot \Delta t \cdot \exp(-\bar{\lambda})$ مقدار دبی را وقتی که $\bar{S} = 0$ است، نشان می‌دهد. در این رابطه T_0 : پارامتر انتقال موثر خاک در حالت اشباع (m^2/hr) می‌باشد. در اولین گام زمانی متوسط کمبود اشباع (متوسط کمبود اشباع اولیه در شروع شبیه‌سازی) از معادله زیر قابل محاسبه می‌باشد:

TOPMODEL جهت مدل‌سازی فرآیند حرکت آب در خاک از مخزن بهم پیوسته به نام‌های مخزن مربوط به محدوده ریشه، مخزن لایه اشباع و مخزن لایه غیراشباع استفاده می‌نماید. بارش ورودی ابتدا مخزن موجود در ناحیه ریشه را پر نموده و پس از کسر مقادیر مربوط به تبخیر و تعرق، بارش مازاد وارد مخزن لایه غیراشباع شده و در نهایت با پر شدن این مخزن، مازاد آن با یک زمان تاخیر وارد لایه اشباع (آب زیرزمینی) می‌گردد. با ادامه بارش و ورود جریان به حوضه آبریز، تراز سطح ایستابی افزایش یافته تا به سطح زمین برسد (اشباع موضعی). بارش مستقیمی که بر روی مناطق اشباع وارد می‌شود، موجب شکل‌گیری رواناب سطحی خواهد گردید. در شکل ۱ نمایی از فرآیند حرکت جریان بین مخازن ۳ گانه موجود در TOPMODEL نشان داده شده است.

میزان کمبود اشباع در هر سلول از معادله زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$S_i = \bar{S} + m * (\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (2)$$

در رابطه فوق \bar{S} : متوسط کمبود اشباع حوضه (m) ، $\bar{\lambda}$: متوسط شاخص توپوگرافی حوضه، λ_i : شاخص توپوگرافی در هر سلول و m پارامتر مقیاس (m) می‌باشد. پارامتر m کاهش هدایت هیدرولیکی خاک نسبت به عمق را نشان می‌دهد. مقدار m هرچه قدر زیاد باشد، بدین معنی است که عمق موثر خاک نیز افزایش می‌یابد و در نتیجه خاک، مقدار بیشتری از بارش را به خود جذب می‌نماید. این پارامتر در مرحله کالیبراسیون بدست می‌آید. مقدار \bar{S} نیز با متوسط‌گیری از رابطه ۲ در سطح حوضه قابل محاسبه می‌باشد.

در مناطقی که $S_i \leq 0$ می‌باشد، بارش مازاد موجب تولید رواناب سطحی خواهد شد. به عبارت بهتر در تمامی نقاطی که $\lambda_i \leq \lambda_*$ می‌باشد، حوضه به حالت اشباع در می‌آید (λ_* مبین شاخص توپوگرافی در $S_i = 0$ می‌باشد). برای بروز کردن مقدار کمبود اشباع در هر گام زمانی از معادله زیر استفاده می‌شود:

$$S_i = S_{i-1} + (Q_{b,t-1} - Q_{v,t-1}) \Delta t \quad (3)$$

جدول (۱) محدوده تغییرات پارامترهای ۵ گانه TOPMODEL

پارامتر	m	ln(T ₀)	Sr _{max}	S _{RZ}	CHVeI
دامنه	-۰/۰۵	۰-۱۰	-۱	۰/۰-۱	-۵۰۰۰
تغییرات	۰/۰۲		۰/۰۱		۵۰۰

Table 1. Ranges of TOPMODEL parameters

با بازدیدهای میدانی، نمونه‌برداری‌های صحرائی از وضعیت خاک حوضه و در نظر گرفتن مقادیر جدول ۱ می‌توان مقادیر اولیه پارامترهایی مانند T₀ و m را برآورد نمود. با اجرای TOPMODEL و با استفاده از پارامترهای اولیه مذکور، هیدروگراف جریان حاصل می‌گردد. نهایتاً با انتقال نتایج مدل به روش مونت-کارلو به محیط^۱ GLUE مقادیر بهینه تمامی پارامترهای مدل به دست می‌آید (در این مدل از چندین تابع هدف برای بهینه نمودن اختلاف بین داده‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده استفاده می‌گردد که مهمترین آن شاخص NSE می‌باشد). روش کار برای بدست آوردن مقادیر بهینه پارامترهای واسنجی این‌طور است که در مدل GLUE مقادیر پارامترها در دامنه مجاز خود آنقدر تغییر داده می‌شوند که تابع هدف به مطلوب‌ترین مقدار خود (برای شاخص NSE هرچه مقدار آن به ۱ نزدیک باشد بهترین حالت و برای شاخص‌های دیگر موجود در TOPMODEL مقدار صفر مناسبترین حالت می‌باشد) برسد. مقدار مطلوب تابع هدف نشان‌دهنده کمترین اختلاف بین هیدروگراف‌های مشاهده‌ای و محاسباتی بوده و لذا پارامترهای نظیر، پارامترهای بهینه نامیده می‌شوند. در نهایت با انتقال این پارامترهای بهینه به TOPMODEL، هیدروگراف جریان شبیه‌سازی شده مجدداً برآورد و با استفاده از شاخص NSE کارایی مدل محاسبه می‌گردد.

۲-۴- محدود مطالعاتی

حوضه آبریز کارده یکی از زیرحوضه‌های اصلی حوضه آبریز کشف رود می‌باشد. این حوضه، معرف حوضه‌های آبریز شمال خراسان به شمار می‌رود. رودخانه کارده زهکش اصلی این حوضه را تشکیل می‌دهد که از شمال به جنوب جریان دارد. طول رودخانه اصلی در حدود ۶۷ کیلومتر و مساحت حوضه

$$\bar{S} = -m \ln\left(\frac{Q_0}{Q_s}\right) \quad (6)$$

در رابطه فوق Q₀: جریان پایه اولیه (m/sec) در ابتدای شبیه‌سازی که از داده‌های مشاهده‌ای قابل استخراج می‌باشد. در TOPMODEL میزان جریانی که توسط فرآیند تبخیر و تعرق از مخزن واقع در ناحیه ریشه خارج می‌شود از معادله زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$E_a = E_p \cdot \left(1 - \frac{S_{RZ}}{S_{r_{max}}}\right) \quad (7)$$

در رابطه فوق E_a: تبخیر و تعرق واقعی (m/hr)، E_p: پتانسیل تبخیر و تعرق (m/hr)، S_{RZ}: کمبود ذخیره اولیه در ناحیه ریشه (m) و S_{r_{max}}: رطوبت ذخیره شده در پروفیل خاک که در معرض تعرق قرار دارد و یا به عبارت بهتر ظرفیت آب در دسترس (m).

۲-۳- کالیبراسیون و اعتبارسنجی مدل

TOPMODEL جهت ارزیابی عملکرد مدل از چندین شاخص آماری استفاده می‌نماید که مهمترین آن شاخص نش-سانتکیف به شرح معادله زیر می‌باشد:

$$EFF = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - \bar{Q}_0)^2} \quad (8)$$

که در آن Q_m^t: دبی شبیه‌سازی شده و Q₀^t: دبی مشاهده‌ای در زمان t می‌باشند. ضریب NSE در محدوده‌ای بین ۱ تا -∞ متغیر می‌باشد. EFF = ۱ نشان‌دهنده تطابق کامل دبی مشاهده‌ای و دبی شبیه‌سازی شده می‌باشد. در این مدل جهت سهولت کاربرد و واسنجی آن از ۵ پارامتر به شرح زیر، استفاده شده است:

m: ضریب تابع نمائی انتقال به کار رفته در مدل (m)، ln(T₀): لگاریتم طبیعی پارامتر انتقال موثر خاک در حالت اشباع (m²/hr)، S_{r_{max}}: رطوبت ذخیره شده در پروفیل خاک که در معرض تعرق قرار دارد (m) و یا به عبارت بهتر ظرفیت آب در دسترس، S_{RZ}: کمبود ذخیره اولیه در ناحیه ریشه (m) و CHVeI: سرعت روندیابی سطحی (m/hr). در جدول ۱ نیز محدود تغییرات هر کدام از پارامترهای فوق بر اساس مطالعات بون (۱۹۹۷) ارائه شده است.

۲-۵-۲- داده‌های DEM و پیش پردازش‌های اولیه

در این تحقیق از DEMهای بدست آمده از نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری، DEMهای ۹۰ متری SRTM و DEMهای ۳۰ متری ASTER استفاده شده است. برای تولید DEM از هر کدام از منابع فوق با ابعاد سلولی مختلف، از تکنیک Resampling در GIS (روش کریجینگ^۱) استفاده به عمل آمده است. برای دستیابی به DEMهای SRTM و ASTER می‌توان به ترتیب به لینک‌های زیر مراجعه نمود:

1. <http://www.cgiar-csi.org/data/elevation/item/45-srtm-90m-digital-elevation-database-v41>
2. <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/search.jsp>

قبل از مدلسازی هیدرولوژیکی لازم است برخی از پیش پردازش‌ها به منظور برطرف نمودن مشکلات و ایرادات موجود در داده‌ها انجام گیرد. این پردازش‌ها می‌توانند صحت DEM مورد استفاده را افزایش دهند. چنین مشکلاتی که اغلب در DEMهای خام دیده می‌شود، اصطلاحاً چاهک^۲ نامیده می‌شوند. چاهک اغلب در دره‌های باریک جاییکه عرض دره از اندازه سلول کوچکتر باشد، ظاهر می‌شود. چاهک‌ها همچنین در نواحی کم شیب و به واسطه خطاهای درون‌یابی نیز ایجاد می‌شوند. چاهک‌ها با گسستن ارتباط بین سلول‌های زهکشی DEMها موجب بروز مشکلاتی می‌شوند و برای ایجاد شبکه پیوسته جهت جریان^۳، می‌بایست حذف گردند. در این تحقیق از روش ارائه شده توسط تاربوئن و همکاران (۱۹۹۱) جهت حذف چاهک‌ها و اصلاح DEM استفاده شده است [18]. پس از این مرحله بایستی اقدام به استخراج شبکه جهت جریان برای هر DEM نمود. این شبکه، از توابع کلیدی برای استخراج مشخصه‌های هیدرولوژیکی یک سطح به شمار می‌آید و در واقع اساس و پایه همه پردازش‌های موردنیاز در مدلسازی حوضه آبریز می‌باشد. با استفاده از شبکه جهت جریان می‌توان شبکه انباشت جریان^۴ را برای هر سلول محاسبه نمود. در یک شبکه انباشت، مقدار هر سلول معرف تعداد کل سلول‌هایی است که به داخل یک سلول منحصر به فرد می‌ریزند. سلول-

آبریز آن در حدود ۶۳۹ کیلومتر مربع می‌باشد. بالاترین نقطه ارتفاعی حوضه در شمال‌غرب آن و در حدود ۲۹۷۷ متر و پایین‌ترین نقطه ارتفاعی آن در خروجی حوضه و در پایین‌دست روستای کارده با ۱۲۰۰ متر می‌باشد. متوسط بارندگی در بخش جنوبی حوضه کارده ۳۷۴ میلیمتر و در ارتفاعات بخش شمالی ۴۵۰ میلیمتر می‌باشد. کاربری اراضی حوضه آبریز کارده عمدتاً از نوع اراضی جنگلی (۵۷ درصد) و مرتعی (۲۶) می‌باشد. حوضه معرف کارده دارای دو ایستگاه هیدرومتری جنگ و کارده می‌باشد که میزان جریان در داخل و خروجی حوضه را اندازه‌گیری می‌کنند. در شکل ۲ نمائی از موقعیت حوضه آبریز کارده نشان داده شده است.

۲-۵-۲- داده‌ها

۲-۵-۱- داده‌های هیدرولوژیکی

بررسی‌ها حاکی از آن است که در محدوده مطالعاتی ۴ ایستگاه باران‌سنجی به نام‌های بلغور، مارشک، جنگ و آل و نیز ۲ ایستگاه هیدرومتری جنگ و کارده وجود دارد. با توجه به تعداد بالای ایستگاه‌های باران‌سنجی در حوضه مورد مطالعه از روش پلیگون Thiessen جهت برآورد متوسط مقادیر بارش و تبخیر و تعرق در سطح حوضه آبریز کارده استفاده شده است. همچنین جهت مدلسازی بارش- رواناب از داده‌های روزانه و ساعتی ثبت شده (ایستگاه هیدرومتری کارده) در سال ۸۵-۱۳۸۴ استفاده شده است.

شکل (۲) نمائی از موقعیت حوضه آبریز، وضعیت شبکه آبراهه‌ها و DEM حوضه آبریز کارده

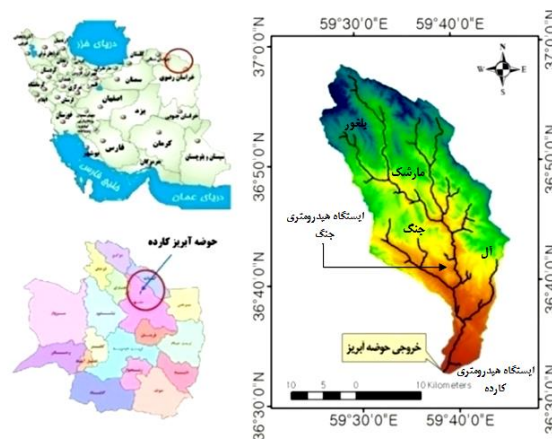


Fig. 2. The watershed location, streams network and DEM with 50 meter resolution of Karde

- 1 - Kriging Method
- 2 - Sinks
- 3 - Flow Direction
- 4 - Flow Accumulation

ماکزیمم شاخص توپوگرافی افزایش می‌یابد از فراوانی سلول-های محدودده مزبور کاسته می‌شود. اختلاف بین شاخص توپوگرافی در منابع مختلف را می‌توان با توجه به معادله یک و ثابت بودن مساحت زهکشی بالادست هر سلول در تمامی منابع به مقادیر شیب بدست آمده از هر کدام از منابع مرتبط دانست.

شکل (۳) توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی در DEM با ابعاد ۳۰ متر

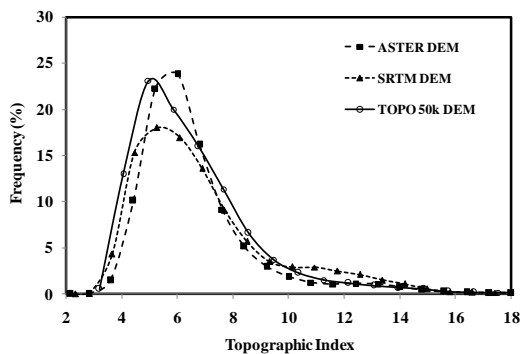


Fig. 3. Frequency distribution of Topolindex (30m)

شکل (۴) توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی در DEM با ابعاد ۵۰ متر

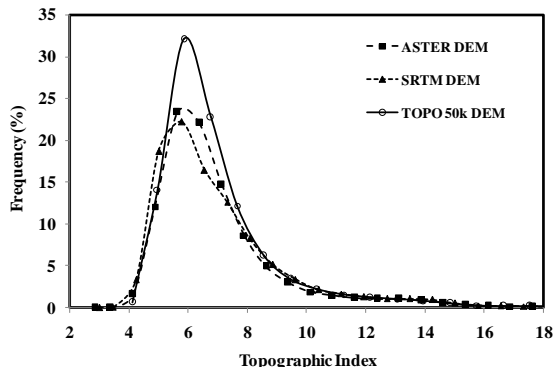


Fig. 4. Frequency distribution of Topolindex (50m)

شکل (۵) توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی در DEM با ابعاد ۷۵ متر

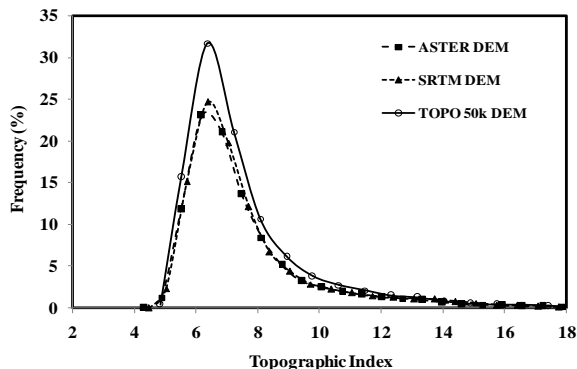


Fig. 5. Frequency distribution of Topolindex (75m)

هایی که انباشت بالائی دارند نواحی با جریان متمرکز بوده و می‌توانند برای شناسائی شبکه آبراهه‌ها استفاده شوند. در این تحقیق با استفاده از الگوریتم D8 و در محیط ArcGIS، شبکه جریان و شبکه انباشت جریان برای هر کدام از DEMها در ابعاد و منابع مختلف استخراج شده است. در نهایت با محاسبه شبکه شیب می‌توان طبق رابطه $\lambda = \ln(a/\tan\beta)$ شاخص توپوگرافی را محاسبه نمود.

همانطور که قبلاً نیز عنوان شد، مواردی که به عنوان خروجی TOPMODEL در این تحقیق مورد بررسی قرار خواهند گرفت عبارتند از: شاخص کارائی مدل (در گامهای زمانی ساعتی و روزانه)، جریان زیرسطحی و سطحی، متوسط دبی روزانه، متوسط کمبود اشباع حوضه و متوسط فاصله تا تراز سطح ایستابی، الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع و شاخص توپوگرافی.

۳- نتایج

۳-۱- شاخص توپوگرافی

در شکل‌های ۳ تا ۸ تاثیر منابع مختلف تهیه DEM بر روی توزیع شاخص توپوگرافی در ابعاد سلولی مختلف نشان داده شده است. همانطور که در این شکل‌ها نشان داده شده، توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی بدست آمده از منابع مختلف دارای وضعیت متفاوتی نسبت به هم می‌باشند. شاخص توپوگرافی ماکزیمم که به ازای ابعاد سلولی کمتر از ۱۰۰ متر در محدوده ۵-۸ قرار می‌گیرد در ابعاد سلولی بزرگتر به محدوده بالاتر از ۸ تا ۱۰ ارتقا می‌یابد. در همه موارد به ازای ابعاد سلولی کمتر از ۱۰۰ متر درصد سلولهای دارای شاخص توپوگرافی در محدوده ماکزیمم یاد شده به ازای Topo-DEM بیشتر از DEMهای ASTER و SRTM می‌باشد. نکته قابل توجه دیگر آن است که بجز ابعاد سلولی ۳۰ متری که نتیجه حاصل از ASTER بالاتر از SRTM و نزدیک به نتیجه حاصل از TOPO می‌باشد، در بقیه موارد نتیجه حاصل از DEMهای ASTER و SRTM بر هم منطبق می‌باشد. در ابعاد سلولی بزرگتر از ۱۰۰ متر عملاً اختلاف میان منابع مختلف از نظر تولید شاخص توپوگرافی معنی‌دار نمی‌باشد. در همین اشکال ملاحظه می‌گردد که با افزایش ابعاد سلولی و بدون توجه به منبع DEM در حالیکه

شیب‌های ۰ تا ۱۵ درجه (که شامل مناطق دشتی و خروجی حوضه آبریز کرده می‌باشد) بیشتر از مقادیر حاصله از DEMهای زمینی گردد. لذا اختلاف مزبور در توزیع فراوانی شیب‌ها در منابع مختلف موجب خواهد گردید تا توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی نیز تحت تاثیر معنی‌داری قرار گیرد. مطابق شکل‌های ۱۰ و ۱۱ این اختلاف برای ابعاد سلولی ۱۰۰ متر کاهش یافته و در ابعاد سلولی ۲۰۰ متر عملاً قابل ملاحظه نمی‌باشد.

شکل (۹) توزیع فراوانی شیب در منابع مختلف (۵۰ متر)

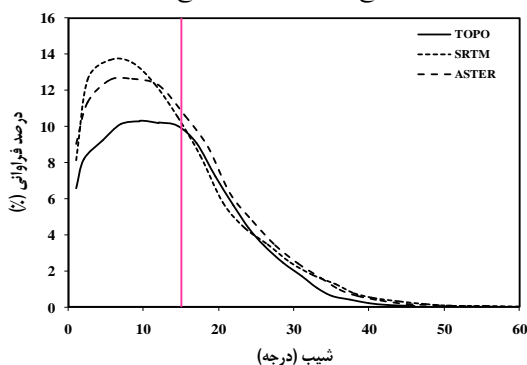


Fig. 9. Frequency distribution of slope (50m)

شکل (۱۰) توزیع فراوانی شیب در منابع مختلف (۱۰۰ متر)

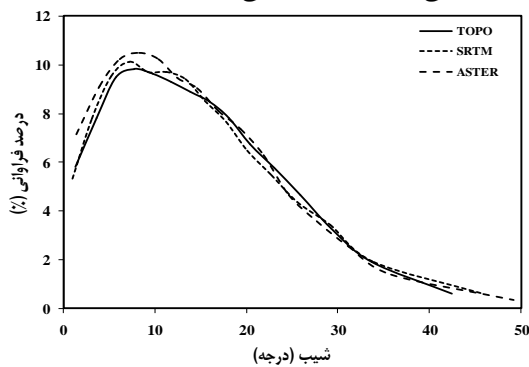


Fig. 10. Frequency distribution of slope (100m)

شکل (۱۱) توزیع فراوانی شیب در منابع مختلف (۲۰۰ متر)

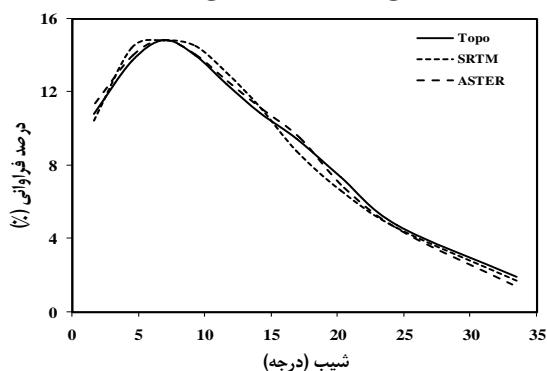


Fig. 11. Frequency distribution of slope (200m)

شکل (۶) توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی در DEM با ابعاد ۱۰۰ متر

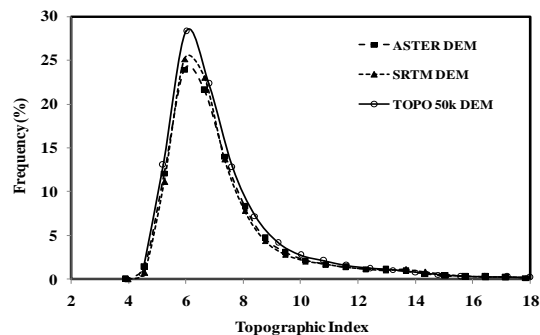


Fig. 6. Frequency distribution of TopoIndex (100m)

شکل (۷) توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی در DEM با ابعاد ۲۰۰ متر

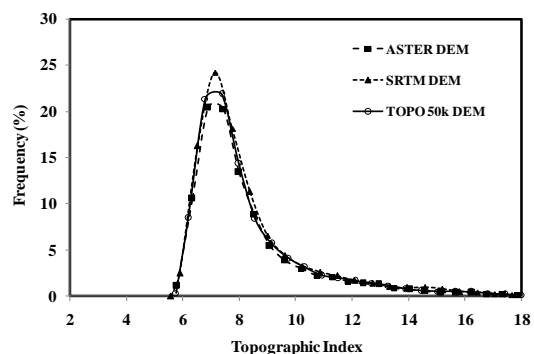


Fig. 7. Frequency distribution of TopoIndex (200m)

شکل (۸) توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی در DEM با ابعاد ۵۰۰ متر

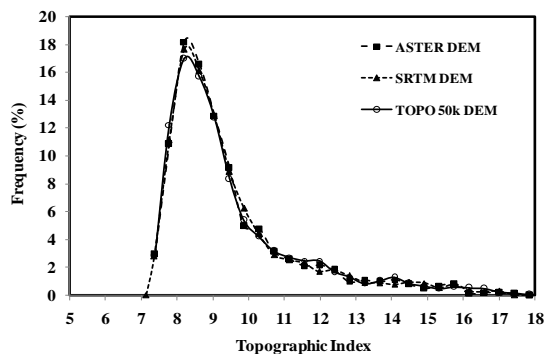


Fig. 8. Frequency distribution of TopoIndex (500m)

همانطور که در شکل ۹ نشان داده شده است در DEMهای با ابعاد سلولی ۵۰ متر اختلاف بین توزیع فراوانی شیب خصوصاً در بازه ۰ تا ۱۵ درجه در منابع مختلف، قابل توجه می‌باشد. در بازه مذکور، درصد فراوانی شیب در DEMهای SRTM و ASTER بیشتر از فراوانی بدست آمده از DEMهای زمینی می‌باشد. به عبارت بهتر درصد فراوانی سلول‌های با شیب کم در DEMهای SRTM و ASTER بیشتر از DEMهای زمینی برآورد شده است. این امر باعث می‌شود که طبق رابطه ۱، میزان شاخص توپوگرافی به دست آمده از DEMهای مذکور در

Fig.12. Variation of differenc between TopoIndex based on differnet DEM sources and topographic maps

این شکل نیز نشان می‌دهد که در ابعاد سلولی بزرگتر از ۱۰۰ متر محتوی اطلاعاتی DEMهای بدست آمده از منابع مختلف تقریباً یکسان بوده و تفاوتی بین اطلاعات موجود در هر سلول از منابع مختلف تهیه DEM وجود ندارد.

۲-۳- واسنجی و ارزیابی TOPMODEL

همانطور که در بخش‌های قبل عنوان شد در این تحقیق از داده‌های ساعتی و روزانه ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری کارده در سال ۸۴ برای واسنجی و صحت‌سنجی مدل استفاده شده است. در جدول ۲ پارامترهای ۵ گانه بهینه شده در مرحله واسنجی نشان داده شده است:

جدول (۲) پارامترهای بهینه بدست آمده در مرحله واسنجی

پارامتر	M	ln(T ₀)	SR _{max}	Srz	CHVel
مقدار	۰/۰۲۵	-۳/۹۵	۰/۰۵	۰/۰۰۱	۱۸۰۰

Table 2. Optimum values of TOPMODEL parameters

از مقادیر بدست آمده در جدول فوق استفاده شد و مدل در دوره صحت‌سنجی اجرا و عملکرد آن بر اساس شاخص NSE در هر منبع بدست آمد. با توجه به حجم زیاد نتایج در جدول ۳ تنها نتایج مربوط به کارایی مدل در مراحل واسنجی و صحت‌سنجی بدست آمده از نقشه‌های زمینی ارائه شده که حاکی از توانایی قابل قبول مدل TOPMODEL در شبیه‌سازی فرآیند بارش- رواناب حوضه آبریز کارده می‌باشد.

جدول (۳) شاخص NSE در مراحل واسنجی و صحت‌سنجی

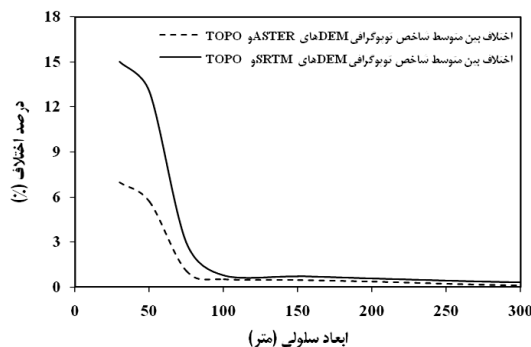
مقدار شاخص	مرحله	تاریخ رخداد
۰/۸۷	واسنجی	۸۴/۰۲/۳۱
۰/۸۵		۸۴/۰۵/۳۱
۰/۹۱		۸۴/۱۲/۲۹
۰/۷۸	صحت‌سنجی	۸۴/۰۷/۳۰
۰/۷۳		۸۴/۰۹/۳۰

Table 3. Nash-Sutcliffe values in calibration and verification phases

۳-۳- متوسط دبی روزانه

یکی دیگر از دلایل تغییرات مذکور را می‌توان به محتوی اطلاعاتی^۱ هر کدام از منابع مرتبط دانست. مقیاس نقشه‌های سازمان نقشه‌برداری ۱:۵۰۰۰۰، مقیاس DEMهای ASTER بین ۱:۵۰۰۰۰ تا ۱:۱۰۰۰۰۰ بوده [۱۹] و این در حالیست که در حال حاضر DEMهای SRTM عمده‌تاً به عنوان مبنای ارتفاعی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ مورد استفاده قرار می‌گیرند [۲۰]. در نقشه‌های با مقیاس کوچک، تراکم نقاط بسیار پائین بوده و فرآیند کوچک نمودن ابعاد سلول‌های DEM عملاً هیچگونه اطلاعات جدیدی را به دست نمی‌دهد. بر این اساس می‌توان گفت که با کاهش ابعاد سلول‌های DEM محتوی اطلاعاتی نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰ افزایش می‌یابد اما بر عکس، افزایش ابعاد سلولی موجب یکنواخت‌تر شدن میزان داده‌های موجود در هر سلول از منابع مختلف تهیه DEM می‌شود. به عبارت بهتر افزایش ابعاد سلولی بر خلاف کاهش ابعاد سلولی موجب نزدیک شدن محتوی اطلاعاتی سه منبع خواهد گردید که این امر به مفهوم کاهش اختلاف بین شیب سلول‌های DEM در منابع مختلف اطلاعاتی بخصوص در مناطق کم ارتفاع و مسطح می‌باشد. بررسی اختلاف بین متوسط شاخص توپوگرافی بدست آمده از منابع مختلف با مقادیر بدست آمده از نقشه‌های توپوگرافی حاکی از آن است که با افزایش ابعاد سلول DEM از میزان اختلاف مذکور کاسته شده و رفته رفته به سمت صفر میل می‌کند. همانطور که در شکل ۱۲ نشان داده شده تا محدوده ابعاد سلولی کوچکتر از ۱۰۰ متر، میزان این اختلافات قابل توجه بوده و در محدوده ابعاد سلولی بزرگتر از ۱۰۰ متر این اختلافات ناچیز می‌باشد.

شکل (۱۲) تغییرات اختلاف بین متوسط شاخص توپوگرافی بدست آمده از منابع مختلف نسبت به نقشه‌های زمینی (%).



رودخانه که معادل ۱۵/۷۱ مترمکعب بر ثانیه می‌باشد، همخوانی مناسبی دارد. علت عدم حساسیت مدل در این حالت هم نسبت به نوع منبع DEM و هم اندازه سلول ها را می توان در ماهیت روابط مورد استفاده در محاسبه دبی روزانه جستجو نمود. همانطوری که در بخش مواد و روشها دیده شد دبی روزانه که عملا دبی پایه آن را نمایندگی می نماید با گذشت جریان از مخازن چندگانه و بستن معادله بیلان با لحاظ نمودن تبخیر از مخزن سطحی بدست می آید. این امر اثر پارامترهای فیزیوگرافی و لذا اثر منابع مختلف و توان تفکیک نقشه ها بر خروجی مدل را کم می نماید.

۳-۴- شاخص کارائی مدل

در شکل‌های ۱۴ و ۱۵ شاخص کارائی مدل (شاخص NSE) در منابع مختلف و برای جریان‌های روزانه و ساعتی نشان داده شده است. همچنین لازم به ذکر است که در این شکل اثر ابعاد سلولی DEM نیز قابل رویت می‌باشد. همانطور که در شکل ۱۴ نشان داده شده، شاخص کارائی بدست آمده برای دبی‌های روزانه از DEM-های مختلف بر نقشه‌های زمینی بالاترین مقدار و شاخص کارائی به دست آمده از DEM‌های SRTM پائین‌ترین مقادیر را دارا می‌باشند. شاخص کارائی به دست آمده از DEM‌های ASTER نسبت به DEM‌های SRTM بیشتر است ولی این تفاوت تا محدوده ابعاد سلولی ۲۰۰ متر معنی دار نیست و به دو درصد محدود می‌شود.

شکل (۱۴) اثر تغییر ابعاد سلول‌های DEM بر روی کارائی TOPMODEL در منابع مختلف (جریان‌های روزانه)

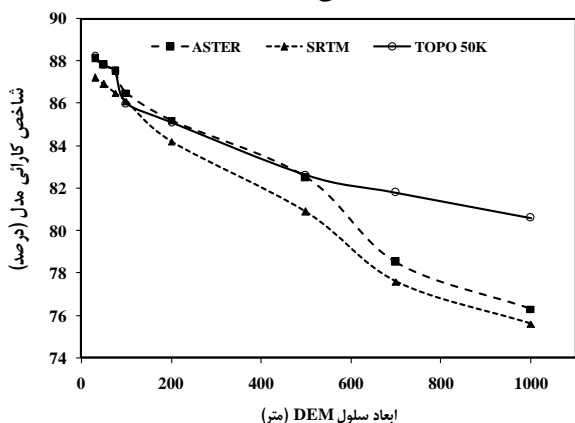


Fig. 14. The effect of DEM resolution on the performance of TOPMODEL(daily flows)

همچنین نتایج حاکی از آن است که مقادیر شاخص کارائی DEM-

یکی از موارد اساسی و مهم در مدلسازی حوضه‌های آبریز، تخمین آبدهی متوسط روزانه می‌باشد. لذا در این بخش با استفاده از شاخص توپوگرافی بدست آمده از منابع مختلف و نیز داده‌های بارش و تبخیر و تعرق، اقدام به شبیه‌سازی دبی روزانه رودخانه کرده گردید. پس از اجرای TOPMODEL، متوسط دبی رودخانه در بازه زمانی ۸۵-۱۳۸۴ و برای تمامی منابع با ابعاد سلولی مختلف محاسبه گردید. در شکل ۱۳ مقادیر متوسط دبی روزانه شبیه‌سازی شده در هر کدام از منابع و ابعاد سلولی مختلف نشان داده شده است. همانطور که در شکل ۱۳ نشان داده شده متوسط دبی روزانه به دست آمده از DEM‌های مبتنی بر نقشه‌های زمینی از مقادیر متناظر در DEM‌های SRTM و ASTER کمی بیشتر می‌باشد. نکته قابل توجه در شکل مذکور این است که از ابعاد سلولی ۷۵ متر به بالاتر رفتار DEM‌های ASTER مشابه با رفتار DEM‌های SRTM می‌باشد. این در حالی است که تا ابعاد سلولی ۷۵ متر، دبی متوسط شبیه‌سازی از دو منبع TOPO و ASTER یکسان می‌باشد.

شکل (۱۳) اثر منابع مختلف تهیه DEM بر روی دبی متوسط روزانه

شبیه‌سازی شده توسط TOPMODEL

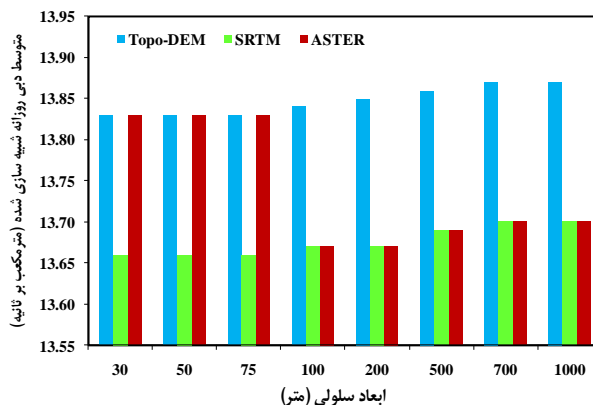


Fig. 13. The effect of different DEM sources on the mean value of daily runoff simulated with TOPMODEL

همچنین در تمامی منابع، از ابعاد سلولی ۷۰۰ متر به بالاتر، دبی متوسط شبیه‌سازی شده به یک مقدار ثابت رسیده و پس از آن هیچگونه تغییر و نوسانی در آن رخ نمی‌دهد. در کل عملکرد TOPMODEL جهت شبیه‌سازی دبی متوسط رودخانه در حوضه آبریز کرده مطلوب ارزیابی می‌شود. متوسط دبی به دست آمده از منابع TOPO، SRTM و ASTER به ترتیب معادل ۱۳/۸۵، ۱۳/۶۸ و ۱۳/۷۴ مترمکعب بر ثانیه می‌باشد. مقادیر مذکور با دبی متوسط

که درصد جریان سطحی شبیه‌سازی شده در DEMهای SRTM همواره بیشتر از مقادیر بدست آمده از منابع دیگر می‌باشد. همانطور که در بخش‌های قبل عنوان گردید، در DEMهای SRTM سلولهای با شیب کم بیشتر از سایر منابع است و لذا با توجه به رابطه ۱ پتانسیل تولید رواناب سلول افزایش و متعاقب آن کمبود اشباع سلول کاهش خواهد یافت. در نتیجه یکی از علل اصلی افزایش جریان‌های سطحی در DEMهای SRTM، برآورد کم شیب سلولها (خصوصاً در مناطق دشتی و کم شیب) می‌باشد. همچنین بررسی‌ها حاکی از آن است که با افزایش ابعاد سلول DEM، اختلاف مقادیر جریان سطحی شبیه‌سازی شده بین منابع مختلف به سمت صفر میل می‌کند. همچنین در ابعاد سلولی کمتر از ۱۰۰ متر سهم جریان سطحی شبیه‌سازی شده توسط DEMهای SRTM بیشتر از سایر منابع می‌باشد.

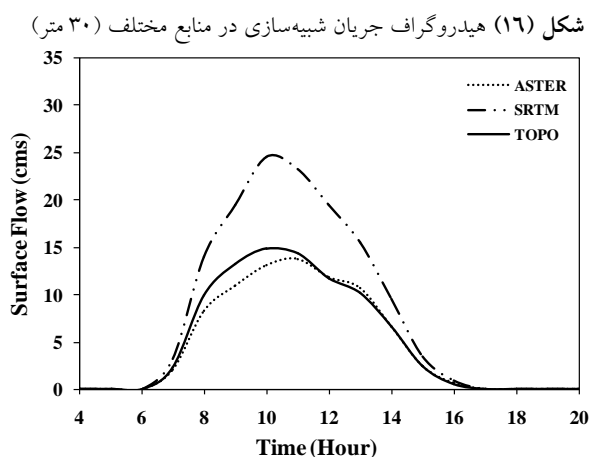


Fig. 16. Simulated hydrograph in different DEM sources (30m)

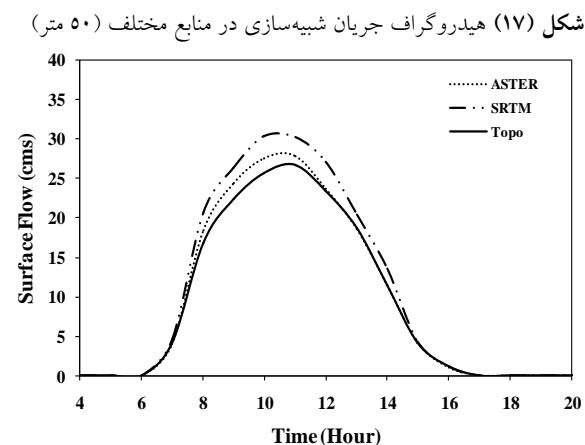


Fig. 17. Simulated hydrograph in different DEM sources (50m)

های ASTER و DEMهای به دست آمده از نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰ برای داده‌های روزانه تا ابعاد سلولی ۵۰۰ متر تقریباً یکسان می‌باشند اما با افزایش ابعاد سلولی، کاهش ناگهانی در شاخص کارایی DEMهای ASTER رخ می‌دهد. در جریان‌های سیلابی نیز عملکرد مدل در DEMهای مختلف تا ابعاد سلولی ۲۰۰ متر تقریباً یکسان بوده و تنها بعد از ابعاد سلولی ۲۰۰ متر عملکرد مدل به ازای DEMهای مختلف کم می‌شود (شکل ۱۵). از این نقطه به بعد راندمان مدل به ازای DEMهای SRTM پائین‌تر از دو منبع دیگر قرار می‌گیرد. در نتیجه می‌توان چنین نتیجه گرفت که در مدلسازی جریان‌های سیلابی برای حوضه‌های آبریزی با وسعت حوضه کسپیلان، DEMهای با ابعاد بزرگتر از ۲۰۰ متر از کارایی مطلوبی برخوردار نمی‌باشند.

شکل (۱۵) اثر تغییر ابعاد سلول‌های DEM بر روی کارایی TOPMODEL

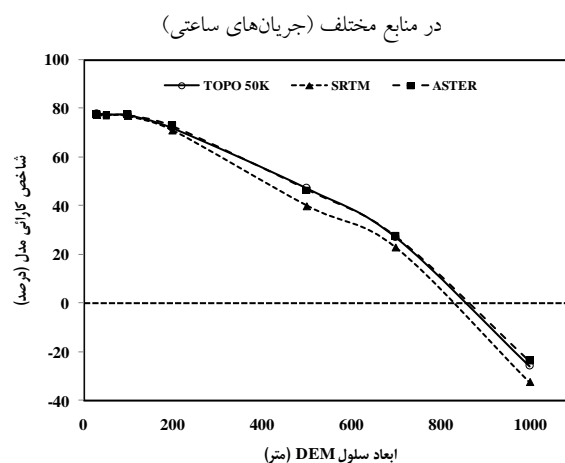


Fig. 15. The effect of DEM resolution on the performance of TOPMODEL (hourly flows)

۳-۵- جریان سطحی

در یک بارش سیلابی، بخش عمده رواناب سطحی در قسمت بازوی بالارونده هیدروگراف سیل سهم بیشتری خواهد داشت [21]. با توجه به اهمیت جریان‌های سطحی در هیدروگراف سیلاب ناشی از رگبار در این تحقیق از سیلاب رخ داده در مورخه ۸/۱/۰۸ استفاده گردید تا اثر منابع مختلف تهیه DEM بر جریان سطحی هیدروگراف سیل مشخص شود. در شکل‌های ۱۶ تا ۱۸ اثر منابع مختلف تهیه DEM بر مقادیر جریان سطحی هیدروگراف مذکور نشان داده شده است. نتایج بدست آمده حاکی از آن است

از خروجی‌های مهم TOPMODEL می‌باشند. نتایج بدست آمده حاکی از آن است که اثر منابع مختلف بر روی متوسط کمبود اشباع و تراز سطح ایستابی حوضه چندان قابل توجه نمی‌باشد. همچنین در همه منابع با افزایش ابعاد سلولی، میزان متوسط کمبود اشباع کاهش می‌یابد و همواره رابطه زیر بین متوسط کمبود اشباع و ابعاد DEM برقرار می‌باشد:

$$\bar{S} = -0.0364 * \ln(\text{CellSize}) + 0.3838 \quad (9)$$

به عبارت بهتر اثر منابع مختلف تهیه DEM بر روی متوسط کمبود اشباع حوضه و نیز فاصله تا تراز سطح ایستابی ناچیز ولی اثر ابعاد سلول DEM بر مقادیر مزبور قابل توجه می‌باشد.

۳-۷- الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع

همانطور که در بخش‌های قبل عنوان شد، افزایش تعداد سلول‌های با شیب کم موجب افزایش مناطق اشباع خواهد گردید. شکل‌گیری این مناطق تاثیر قابل توجهی بر جریان سطحی و زیرسطحی خروجی از حوضه دارد. لذا به هنگام مدلسازی فرآیند بارش-رواناب در حوضه‌های کم‌شیب، بایستی در انتخاب DEM مناسب دقت لازم را به عمل آورد. در شکل‌های ۲۰ تا ۲۲ اثر منابع مختلف تهیه DEM بر الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع (در انتهای حوضه کارده) نشان داده شده است. اهمیت این مناطق در حوضه‌های با شیب کم بسیار قابل توجه بوده و بایستی منبع تهیه DEM مناسب باشد. در DEM‌های SRTM، سلول‌های با شیب کم از فراوانی بیشتری نسبت به منابع دیگر برخوردار می‌باشند که نتیجه آن را می‌توان در وسعت مناطق اشباع حاصل از بکارگیری این منبع DEM در شکل ۲۱ ملاحظه کرد. از این نظر نیز هماهنگی زیادی بین الگوی مناطق اشباع تولید شده از بکارگیری DEM‌های بدست آمده از نقشه‌های زمینی و ASTER دیده می‌شود.

۴- نتیجه‌گیری

با گسترش روزافزون تکنولوژی و فناوری اطلاعات، مدل‌های رقمی ارتفاعی به طور گسترده‌ای در مدلسازی‌های هیدرولوژیکی و نیز استخراج خصوصیات ژئومورفولوژیکی حوضه‌های آبریز مورد استفاده قرار گرفته‌اند. یکی از مهمترین نکاتی که در بکارگیری این مدل‌ها در مدلسازی بارش و رواناب مطرح می-

شکل (۱۸) هیدروگراف جریان شبیه‌سازی در منابع مختلف (۱۰۰ متر)

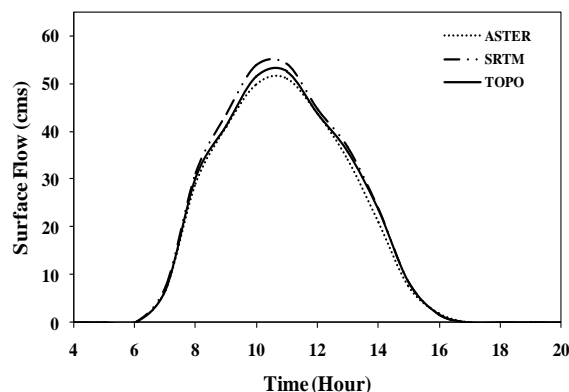


Fig. 18. Simulated hydrograph in different DEM sources (100m)

در شکل ۱۹ نیز اثر افزایش ابعاد سلولی و نیز تغییر منبع تهیه DEM بر اختلاف بین متوسط جریان سطحی شبیه‌سازی شده در منابع مختلف نشان داده شده است. همانطور که در این شکل نیز نشان داده شده است، اثر مقیاس نقشه (منابع مختلف) با افزایش ابعاد سلول DEM به شدت کاهش می‌یابد. در ابعاد سلولی کمتر از ۱۰۰ متر اثر منابع مختلف تهیه DEM بر متوسط جریان سطحی بسیار قابل توجه می‌باشد. به عنوان مثال در ابعاد سلولی ۳۰ متر اختلاف بین متوسط جریان سطحی شبیه‌سازی شده در DEM‌های TOPO و SRTM در حدود ۳۵ درصد و اختلاف بین متوسط جریان سطحی شبیه‌سازی شده در DEM‌های TOPO و ASTER در حدود ۱۳ درصد می‌باشد.

شکل (۱۹) اختلاف بین منابع مختلف در شبیه‌سازی جریان سطحی

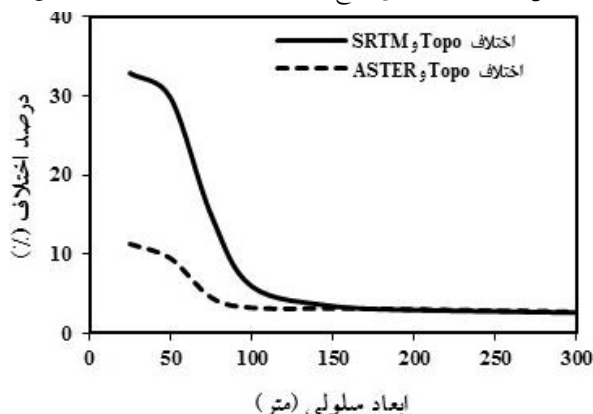


Fig. 19. Differenc between simulated surface flow based on different DEM sources

۳-۶- متوسط کمبود اشباع و فاصله تا تراز ایستابی متوسط کمبود اشباع و فاصله تا تراز سطح ایستابی نیز یکی دیگر

نکته مهم دیگر که در سالهای اخیر بیشتر مطرح گردیده است استفاده از مدل‌های رقومی ارتفاعی مبتنی بر سنجش از دور می‌باشد که با توجه به سهولت دسترسی و رایگان بودن آنها، جایگاه ارزشمندی در مدل‌سازی بارش- رواناب یافته‌اند. در تحقیق حاضر تلاش شده است تا اثرات استفاده از DEMهای SRTM، ASTER و DEM حاصل از نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰ زمینی بر نتایج حاصل از مدل نیمه توزیعی TOPMODEL و شاخص توپوگرافی مورد بررسی قرار گیرد. نتایج بدست آمده در این تحقیق حاکی از آن است که با افزایش ابعاد سلول DEM در تمامی منابع، متوسط شاخص توپوگرافی مورد استفاده در مدل افزایش می‌یابد. نکته قابل توجه آن است که بجز ابعاد سلولی ۳۰ متری که نتیجه حاصل از ASTER بالاتر از SRTM و نزدیک به نتیجه حاصل از TOPO می‌باشد، در بقیه موارد نتیجه حاصل از DEMهای ASTER و SRTM بر هم منطبق می‌باشد. در ابعاد سلولی بزرگتر از ۱۰۰ متر عملاً اختلاف میان منابع مختلف از نظر تولید شاخص توپوگرافی معنی‌دار نمی‌باشد. بررسی نتایج بدست آمده از عملکرد TOPMODEL در شبیه‌سازی جریان‌های سیلابی و روزانه نیز حکایت از این دارد که شاخص کارایی بدست آمده (NSE) برای دبی‌های روزانه و مبتنی بر DEMهای بدست آمده از نقشه‌های زمینی، بالاترین مقدار و شاخص کارایی به دست آمده از DEM-های SRTM پائین‌ترین مقادیر را دارا می‌باشند. در جریان‌های سیلابی نیز عملکرد مدل در منابع مختلف تا ابعاد سلولی ۲۰۰ متر تقریباً یکسان بوده و بعد از ابعاد سلولی ۲۰۰ متر عملکرد مدل با افزایش ابعاد سلول DEM در تمامی منابع کاهش می‌یابد. همچنین در تمامی منابع با افزایش ابعاد سلول DEM سهم جریان سطحی افزایش و در مقابل سهم جریان زیرسطحی کاهش می‌یابد. درصد جریان سطحی شبیه‌سازی شده در DEMهای SRTM بیشتر از سایر منابع می‌باشد. در DEMهای SRTM سلول‌های با شیب کم، بیشتر از سایر منابع می‌باشد. در نتیجه یکی از علل اصلی افزایش جریان‌های سطحی در DEMهای SRTM، برآورد کم شیب سلول‌ها می‌باشد. کاهش شیب سلول موجب کاهش توان حمل جریان در لایه زیرسطحی خاک شده و این امر باعث افزایش پتانسیل اشباع سلول و تولید رواناب سطحی خواهد گردید. همچنین لازم به ذکر است

باشد، اثر منبع تهیه مدل رقومی ارتفاعی مورد استفاده بر نتایج حاصل از مدل‌سازی می‌باشد.

شکل (۲۰) الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع در نقشه‌های زمینی

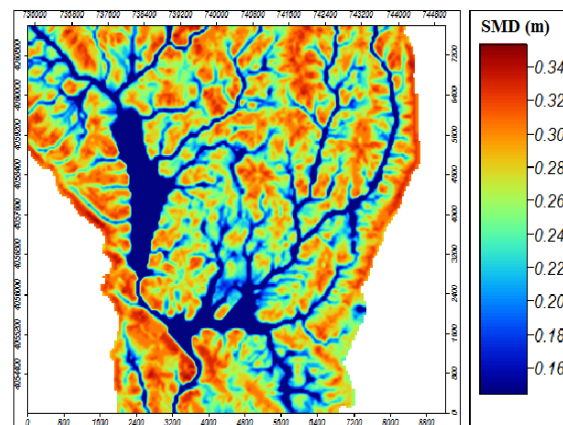


Fig. 20. Spatial pattern of saturated areas in topographic maps

شکل (۲۱) الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع در DEMهای SRTM

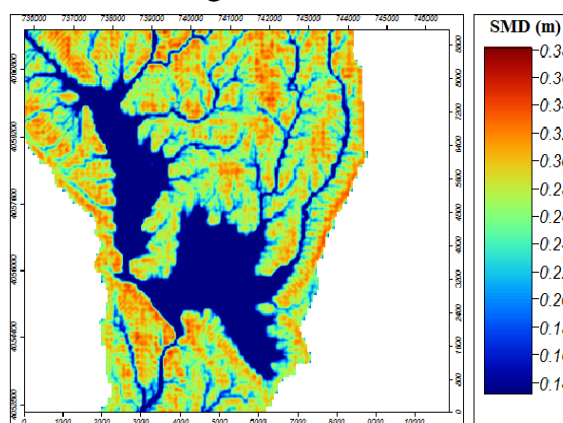


Fig. 21. Spatial pattern of saturated areas in SRTM DEMs

شکل (۲۲) الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع در DEMهای ASTER

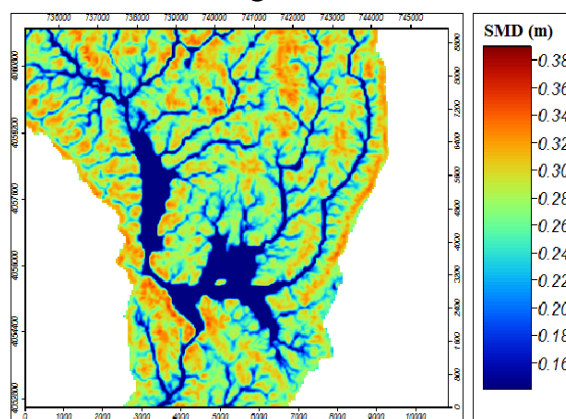


Fig. 22. Spatial pattern of saturated areas in ASTER DEMs

[10] Baker, C., Lawrence, R., Montagne, C. and Patten, D. (2006). "Mapping wetlands and riparian areas using Landsat ETM+ imagery and decision-tree-based models." *Wetlands*, 26, 465-474.

[11] Hancock, G. R., "The Use of DEMs in the Identification and Characterization of Catchment over Different Grid Scales", *Hydrological Processes*, 19(3), pp. 1727-1749, (2006).

[12] Azizian, A. and Shokoohi, A.R. (2015). "Effects of Data resolution and stream delineation threshold effects on the results of a Kinematic Wave based GIUH model." *Journal of Water S.A.* <http://dx.doi.org/10.4314/wsa.v41i1.9>, 61-70.

[13] Rahman, M. M., Arya, D. S. and Goel, N. K. (2010). "Limitation of 90 m SRTM DEM in drainage network delineation using D8 method a case study in flat terrain of Bangladesh." *Applied Geomatics*, 2 (2), 49-58.

[14] Rawat, J. S., Laskar, B. A. and Konwar, A. (2010). "SRTM DEM and spatial multicriteria evaluation in GIS for fish habitat suitability mapping: arunachal Pradesh (eastern Himalaya)." *Geoinformation Science Journal*, 10 (2), 62-73.

[۱۵] شکوهی، ع.ر. و عزیزیان، ا. (۱۳۹۳). "ارزیابی اثر استفاده از مدل‌های رقومی ارتفاعی راداری و نقشه‌های زمینی بر نتایج شبیه‌سازی مدل‌های ژئومورفولوژیکی" *مجله علمی- پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز*.

[16] Beven, K. J. and Kirkby, M. J. (1979). "A physically based variable contributing area model of basin hydrology." *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43-69.

[17] Gumindoga, W., Rwasokab, D.T. and Murwirac, A. (2011) "Simulation of streamflow using TOPMODEL in the upper Save river catchment." *Physics and Chemistry of the Earth*, 36, 806-813.

[18] Tarboton, D. G. (1991). "On the extraction of channel networks from digital elevation data", *Hydrological Processes*, 5(1), 81-100.

[19] Konstantinos, G.N. and Chrysoulakis, N. (2006). "Updating the 1:50.000 topographic maps using ASTER and SRTM DEM.", *Proc. of SPIE* (September 29), 606-616.

[۲۰] ایازی، م. (۱۳۸۵). "تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مناطق شرق کشور با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای" *پنجمین همایش ژئوماتیک، تهران*.

[21] Wise, S.M. (2007). "Effect of differing DEM creation methods on the results from a hydrological model." *Computers & Geosciences*, 33, 1351-1365.

که اثر منابع مختلف بر روی متوسط کمبود اشباع و متوسط تراز سطح ایستابی حوضه چندان قابل توجه نبوده و این خروجی‌ها بیشتر تحت تاثیر ابعاد سلول DEM می‌باشند. نتایج بدست آمده در این تحقیق حاکی از آن است که محتوی اطلاعاتی DEM‌های ASTER با توجه به مشابهت نتایج آن‌ها با DEM‌های بدست آمده از نقشه‌های زمینی، بیشتر از DEM‌های SRTM بوده و در صورت دسترس بودن بهتر عمل کرده و لذا برای مدلسازیهای هیدرولوژیکی مناسب‌تر ارزیابی می‌شود.

References

۶- منابع

- [1] Jenson, S.K. (1991). "Application of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models." *Hydrological Processes*, 5, 31-44.
- [2] Wise, S. (2000). "Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours." *Hydrological Processes*, 14(11), 1909-1929.
- [3] Mathuis, B. and Sijmons, K. (2005). "DEM from active sensors – shuttle radar topographic mission (SRTM)." *International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation*, 1-121.
- [4] Ludwig, R., Taschner, S. and Mauser, W. (2006). "Modeling floods in the Ammer catchment: limitations and challenges from a coupled meteo-hydrological model approach." *Hydrology and Earth System Sciences*, 7 (6), 833-847.
- [5] Quan, N.H. (2006). "Rainfall-runoff modeling in the ungauged can le catchment, Saigon river basin." *Msc thesis, international institute for geo information science and earth observation Enschede, Netherlands*.
- [6] Rabus, B., Eineder, M., Roth, A. and Bamler, R. (2003). "The shuttle radar topography mission: a new class of digital elevation models acquires by space borne radar." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57, 241-262.
- [7] Band, L.E. (1986). "Topographic partition of watersheds with digital elevation models." *Water Resour.Res.* 22, 15-24.
- [8] Jenson, S.K. and Domingue, J.O. (1988). "Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis." *Photogrammetric Eng, Remote Sensing*, 54, 1593-1600.
- [9] Ghyasi, Y., Willgoose, G.R. and DeTroch, F.P. (1995). "Effect of vertical resolution and map scale of digital elevation model on geomorphological parameters used in hydrology." *Hydrological Processes*, 9(2), 363-382.

Effect of Data spatial Resolution on Topographic Index and Performance of the Simi-Distributed Model (TOPMODEL)

A. Azizian^{1*}, A. Shokoohi²

1- Assistant Prof., Water engineering Dept., Faculty of engineering and technology, Imam Khomeini International

2- Full Prof., Water engineering Dept., Faculty of engineering and technology, Imam Khomeini International

*Azizian@Eng.ikiu.ac.ir

Abstract:

Digital Elevation Models (DEMs) are one of the most important inputs in most rainfall -Runoff models and also in deriving watersheds geomorphological characteristics. One of the most important issues that should be taken into account when using DEMs in rainfall runoff modeling is the effects of DEM source on the results of the models. At present time, radar based DEMs are attracting a considerable attention in many earth related fields. Currently, there are several sources such as: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) data and the advanced space thermal emission radiometer (ASTER) that due to ease of access and free of charge, have an important role in hydrological modeling and the extraction of geomorphological parameters of catchments. This paper addressed the effects of different DEM sources: ASTER, SRTM, and 1:50000 topographic based DEM on the topographic index and performance of a semi- distributed model, called TOPMODEL. The obtained results indicated that by increasing DEM cell size, disregarding its source, the topographic index increased. Also, it was illustrated that for all cell sizes other than 30 m there was no difference between the results of ASTER and SRTM DEM. Such a coincidence was observed for TOPO DEM for cell sizes larger than 100 m, as well. Results showed that the effect of data resolution on the average daily discharge, average saturation deficit of basin and the average distance to water table level is not meaningful. In daily discharge simulation, the performance of TOPMODEL when using the TOPO DEM, based on the NASH- SUTCLIFFE efficiency index, was the highest and for the SRTM DEM was the lowest. In flood simulation, up to 200 m resolution, TOPMODEL efficiency was constant disregarding the DEM source, while its efficiency reduced for cell sizes greater than 200 m in all conditions. It was illustrated that by increasing the cell size, surface runoff contribution to total runoff, in contrast to subsurface flow, increased. According to achieved results, the percentage of simulated surface runoff from SRTM DEM was higher than the other two sources. It was observed that the number of cells of low slope in SRTM DEM is greater than the other sources, which was concluded as the main reason for this issue. Reducing the slope of a cell could reduce its potential to carry subsurface flow, which in turn could increase the cell potential to be saturated. It was concluded that DEM different sources effects on average saturation deficit and water table is negligible, and these outputs of TOPMODEL is mainly affected by DEMs cell size. Finally, this important conclusion was drawn from the present research that the information content of ASTER DEM is nearly similar to TOPO DEM and higher than SRTM DEM; therefore, between satellite based DEMs, it is more convenient to use ASTER DEM for rainfall runoff modeling.

Keywords: Digital Elevation Models, SRTM and ASTER DEMs, Semi-Distributed model (TOPMODEL), Topographic Index