

## بررسی مقیاس پارامترهای ژئومرفومتري بر پیش‌بینی پراکنش مکانی عمق برف

مهناز بهرامی<sup>۱</sup>

علی فتح زاده\*<sup>۲</sup>

روح‌الله تقی‌زاده مهرجردی<sup>۳</sup>

محمدعلی زارع چاهوکی<sup>۴</sup>

### چکیده

ارتقاء اطلاعات کمی به بهبود پیش‌بینی پارامترهای برف کمک می‌کند. تاکنون تعاملات بین اندازه‌ی پیکسل به صورت محدود بررسی شده است. هدف از این تحقیق، بررسی اثر قدرت تفکیک مکانی بر روی پیش‌بینی عمق برف از طریق آزمون تجربی روابط بین مدل‌های رقومی ارتفاع و پارامترهای مؤثر در مدل‌سازی عمق معادل برف با قدرت تفکیک مختلف و با استفاده از مدل رگرسیون چندمتغیره می‌باشد. به همین منظور ابتدا با استفاده از روش هایپرکیوب محل ۱۰۰ نقطه مشخص و طی یک عملیات صحرایی داده‌های عمق برف در نقاط مورد نظر و همچنین در ۱۹۵ نقطه دیگر به صورت سیستماتیک و با نمونه‌بردار مدل فدرال برداشت گردید. سپس یک مدل رقومی ارتفاع ۱۰ متری به عنوان مبنا انتخاب گردید و از مدل رقومی ارتفاع مبنا تعداد ۲۵ پارامتر مرفومتري استخراج و به عنوان ورودی شبکه‌ی عصبی انتخاب و با استفاده از آنالیز حساسیت مهم‌ترین پارامترهای تأثیرگذار در مدل‌سازی عمق برف مشخص شد. در مرحله‌ی بعد با استفاده از مدل رقومی ارتفاع مبنا ۹ مدل رقومی ارتفاعی با اندازه‌ی پیکسل متفاوت استخراج گردید. سپس در ادامه پارامترهای مؤثر در عمق برف با استفاده از ۱۰ مدل رقومی ارتفاع استخراج و بین آن‌ها و عمق برف نمونه‌برداری شده یک رابطه‌ی رگرسیونی ایجاد و عمق برف محاسبه گردید. جهت ارزیابی دقت مدل‌ها از پارامترهای RMSE، NMSE، MSE و MAE استفاده و در نهایت مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر با مقادیر به ترتیب ۰/۳۵۰، ۶۱۲/۹۷۵ و ۱۸/۹۷ بهترین مدل رقومی ارتفاع جهت مدل‌سازی عمق برف انتخاب گردید. این مسأله می‌تواند در کاهش هزینه‌ها و افزایش دقت برآورد عمق برف کمک بسیاری نماید.

**کلمات کلیدی:** عمق برف، اثر مقیاس، ژئومرفومتري، رگرسیون خطی چندمتغیره، قدرت تفکیک مکانی.

## مقدمه

دستیابی به تغییرات مکانی عمق برف از طریق اطلاعات اندازه‌گیری نقطه‌ای عمق برف، در مقیاسی فشرده صورت می‌گیرد (کلین و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۸: ۱۲۷۸). از طرفی دسترسی فراگیر به اطلاعات مزبور، به دلیل محدودیت‌های ناشی از پشتیبانی و خطرات آن، دشوار و گاه غیرممکن است (الدر و همکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۹۱: ۱۵۴۶). الگو و ساختار تغییرات مکانی عمق برف از الزام‌های پهنه‌بندی برف به شمار می‌آید (الدر و همکاران، ۱۹۹۸: ۱۸۰۰). با توجه به اینکه جمع‌آوری داده‌های دقیق در این مورد نیازمند صرف وقت و هزینه‌ی زیادی است، بنابر این یکی از راه‌حل‌های موجود در این خصوص، داشتن تعداد محدودی اطلاعات نقطه‌ای و استفاده از روش‌های درون‌یابی برای برآورد عمق برف در نقاطی که فاقد آمار مشاهده‌ای هستند، می‌باشد (بالک و الدر، ۲۰۰۰: ۱۸). در این‌گونه روش‌ها عمق برف یا به واسطه‌ی رابطه‌ای که با عوامل توپوگرافی دارد و یا با اتکا به ویژگی ساختار تغییرات مکانی، مدل می‌شود. در حالت نخست مدل کردن عمق برف از طریق روابط معادله‌های همبستگی چندگانه با ترکیب خطی عوامل (ارکسلین و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۰۲: ۳۶۳۱: مارچاند و کیلینگویت<sup>۴</sup>، ۲۰۰۱: ۴) و یا با ترکیب غیرخطی آن‌ها صورت می‌گیرد (الدر و همکاران، ۱۹۹۵: ۳: اریکسون، ۲۰۰۵: ۱۴). در حالت دوم مدل شدن عمق برف از طریق روش‌های زمین‌آماری انجام می‌شود (هوسان و دتویلر<sup>۵</sup>، ۱۹۹۱: ۲۸۵). یکی دیگر از راه‌حل‌های تخمین عمق برف در نقاط فاقد آمار مشاهده‌ای به کار بردن روش‌های مبتنی بر ارتباط تغییرات مکانی عمق برف به عوامل توپوگرافی و سایر عوامل مؤثر بر آن می‌باشد (کلین و همکاران، ۱۹۹۸: ۱۲۷۹). غیرقابل دسترسی بودن ایستگاه‌های برف‌سنجی و شرایط بسیار دشوار نمونه‌برداری از حوضه‌های برف‌گیر سبب شده تا از مدت‌ها پیش محققان به فکر راهکارهای ساده باشند. مدل‌های رقومی ارتفاعی از منابع اطلاعاتی بسیار مهم برای مدل‌سازی هیدرولوژیکی محسوب می‌شوند که اغلب از طریق نقشه‌های توپوگرافی به دست می‌آیند. واقعیت آن است که دستیابی به یک DEM<sup>۶</sup> مناسب از نظر دقت و هزینه از طریق این منابع برای حوضه‌های آبخیز، به خصوص در کشورهای در حال توسعه به راحتی امکان‌پذیر نمی‌باشد. مدل‌های رقومی ارتفاع مبتنی بر سنجش از دور<sup>۷</sup> طی دهه‌های اخیر کاربرد وسیعی در هیدرولوژی و سایر علوم داشته و با توان تفکیک بالا، این امکان را فراهم آورده است که بتوان پارامترهای مرتبط با حوضه را با دقت و سرعتی مناسب محاسبه نمود. این نوع مدل رقومی ارتفاعی، امروزه از

1- Cline et al.,

2- Elder et al.,

3- Erxleben et al.,

4- Marchand and Killington

5- Hosang and Dettwiler

6- Digital Elevation Model

7- Satellite-Based DEMs

تنوع زیادی برخوردار بوده و با توان تفکیک از چند صد متر تا کمتر از دو متر در اختیار محققان قرار دارد (هنکاک<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶: ۱۷۳۴). قبل از ظهور DEM های SRTM تنها منبع تهیه‌ی مدل‌های رقومی ارتفاعی که کل سطح زمین را پوشش می‌دادند، داده‌های مربوط به GTOPO30<sup>۲</sup> و GLOBE بودند (هیستینگس و دانبار<sup>۳</sup>، ۱۹۹۸: ۲۲۰). این منابع به علت پایین بودن توان تفکیک (با ابعاد سلولی یک کیلومتر) از کارایی چندان مطلوبی جهت استفاده در مدل‌سازی هیدرولوژیکی (خصوصاً در مقیاس‌های کوچک) برخوردار نیستند.

استفاده از منابعی مانند LIDAR و SAR برای تولید DEM که از کیفیت مناسبی برخوردار می‌باشند نیز در حال حاضر هزینه‌ی زیادی را بر پروژه‌ها تحمیل می‌نماید. ظهور DEM های SRTM به انتظار کارشناسان و محققان (خصوصاً هیدرولوژیست‌ها) برای داشتن اطلاعات ارتفاعی با دقت، صحت و توان تفکیک مناسب در تمام نقاط کره‌ی زمین پایان داد (لادویچ و همکاران<sup>۴</sup>، ۲۰۰۶: ۸۴۰). این DEM ها برای کشور آمریکا در ابعاد ۳۰ متری و برای سایر کشورها در ابعاد ۹۰ متری تهیه شده است. یکی از مهم‌ترین دلایلی که موجب افزایش کاربرد این نوع DEM ها در بسیاری از مطالعات شده، یکنواختی داده‌ها و دسترسی رایگان و سریع آنها می‌باشد (رابوس و همکاران<sup>۵</sup>، ۲۰۰۳: ۲۵۱).

یکی از مهم‌ترین روش‌های تهیه مدل رقومی ارتفاع بر اساس به کارگیری توابع درونیابی موجود در نرم‌افزارهای GIS بر روی نقشه‌های رقومی خطوط تراز ارتفاعی می‌باشد. از جمله مهم‌ترین خطاها، انتخاب اندازه‌ی پیکسل نامناسب در یک مقیاس خاص جهت تولید DEM می‌باشد. این نوع خطای ایجاد شده در مدل رقومی ارتفاع از موانع عمده در کاربرد مدل‌های هیدرولوژیکی به حساب می‌آید؛ زیرا انتخاب اندازه‌ی پیکسل نامناسب باعث کاهش یا افزایش جزئیات مدل رقومی ارتفاع می‌شود و غالباً موجب بروز اختلالاتی در مراحل شبیه‌سازی توسط مدل‌ها می‌گردد. عامل ایجاد این خطا محدودیت اندازه‌ی پیکسل و تناسب آن با مقیاس داده‌های ورودی برای درونیابی می‌باشد.

تومیسلاو<sup>۶</sup> (۲۰۰۵: ۱۲۹۱)، در پژوهشی به اندازه‌گیری اندازه‌ی پیکسل با استفاده از تئوری Nyquist فرکانس و معادلات پردازش سیگنال پرداخت و با ۴ منبع داده شامل: جی‌پی‌اس، پلات نقشه‌های کشاورزی، خطوط تراز و نقشه‌ی خاک، اندازه‌ی پیکسل مناسب را تعریف نمود و در نهایت برای نقشه‌های خروجی سه استاندارد تعریف شد (درشت - ریز - بینابین) و در نهایت اندازه‌ی پیکسل مناسب برای این کار را برابر یا

1- Hancock  
2- US Geological Survey, 1999  
3- Hasting and Dunbar  
4- Ludwig et al.,  
5- Tmislav  
6- McBraney

بزرگ‌تر از ۰/۰۰۰۱ مقیاس نقشه‌های ورودی در نظر گرفت. مک برانی<sup>۱</sup> (۲۰۰۳: ۲۸)، اندازه پیکسل را تابع داده‌های مورد نیاز در GIS و قدرت کامپیوتر دانست. فرض او این است که ترجیح داده شود از بیشترین اندازه‌ی پیکسل در پروژه‌ها استفاده شود. بر این اساس رابطه‌ای را برای اندازه‌ی پیکسل و توانایی کامپیوتر ارائه نمود. در صورتی که ما نمی‌توانیم به راحتی از هر اندازه پیکسلی با توجه به قدرت کامپیوتر در ساخت مدل رقومی ارتفاع استفاده نماییم.

ولی بنا به اظهار نظر بسیاری از پژوهشگران نمی‌توان پذیرفت که مدل‌های رقومی ارتفاع رستری با ابعاد سلولی کوچک‌تر همیشه نتایج رضایت‌بخش‌تری دارند (کینزل<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴: ۹۹؛ لائر و راندین<sup>۳</sup>، ۲۰۰۶: ۱۴۲؛ جیانگ و وانگ<sup>۴</sup>، ۲۰۱۰: ۸۹). اثر تأثیر اندازه‌ی پیکسل در تحقیقات راسموس (۲۰۰۷: ۸۳)، برای شاخص‌های رطوبتی مورد استفاده قرار گرفت و نتایج نشان داد انتخاب اندازه‌ی پیکسل مناسب نقش مهمی در برآورد دقت داده‌های رطوبتی دارد. همچنین میخاییل<sup>۵</sup> (۲۰۰۸: ۲۶۵)، به مطالعه‌ی تأثیر شیب در اندازه‌ی سلول ثابت پرداخت و نشان داد که طول آبراهه با شیب زمین دارای رابطه می‌باشد و مدلی را نیز بر اساس تغییرات شیب ارائه نمود؛ که در این تحقیق تعیین اندازه‌ی پیکسل DEM با مبنای هیدرولوژیکی بر اساس طول آبراهه و مساحت حوضه، مدنظر قرار گرفته است. در مورد تعاملات بین اندازه‌ی پیکسل و انتخاب بهترین اندازه‌ی پیکسل تحقیقاتی نیز انجام شده است که نتایج آنها با این تحقیق قابل مقایسه می‌باشد.

شارما و همکاران<sup>۶</sup> (۲۰۱۱: ۵۷۹)، با هدف انتخاب یک مدل رقومی ارتفاعی برای فرآیندهای مدل‌سازی هیدرولوژیکی و درون‌یابی؛ DEM ۲۰ متر را به عنوان مبنای قرار دادند و سپس DEM‌های ۳۰-۴۵-۶۰-۷۵ و ۹۰ متر را از آن تهیه و نتایج حاصله را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. نتایج حاصله نشان داد اندازه‌ی سلول ۹۰ متر برای مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناسب‌تر می‌باشد.

عاشورلو و همکاران (۱۳۸۷: ۴۷)، به تعیین اندازه‌ی پیکسل جهت محاسبه‌ی خصوصیات فیزیوگرافی حوضه‌ی آبریز برای تهیه‌ی نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ ایران پرداختند. بدین منظور در نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور از پنج منطقه کشور در محیط GIS در هشت اندازه‌ی پیکسل مختلف (۵، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰، ۱۰۰) اقدام به تهیه‌ی DEM گردید. سپس به منظور تعیین نقش پیکسل سائز، آبراهه‌ها و مساحت استخراج شده با استفاده از مدل D8 با آبراهه‌های نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ در اندازه‌ی

1- Kienzle  
2- Lassuewr and Randin  
3- Tiang and Wang  
4- Rasmus  
5- Michele  
6- Sharma et al.,

پیکسل‌های مختلف از لحاظ طول آبراهه، جابجایی آبراهه‌ها و بعد فراکتال آبراهه‌ها مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج نشان داد که اندازه‌ی پیکسل ۳۰ متر دارای الگوی هندسی متفاوتی با رودخانه‌ی اصلی می‌باشد؛ و در نهایت اندازه‌ی پیکسل ۵ و ۱۰ متر مناسب بوده و در سایر اندازه‌ها خطای بالایی مشاهده شد.

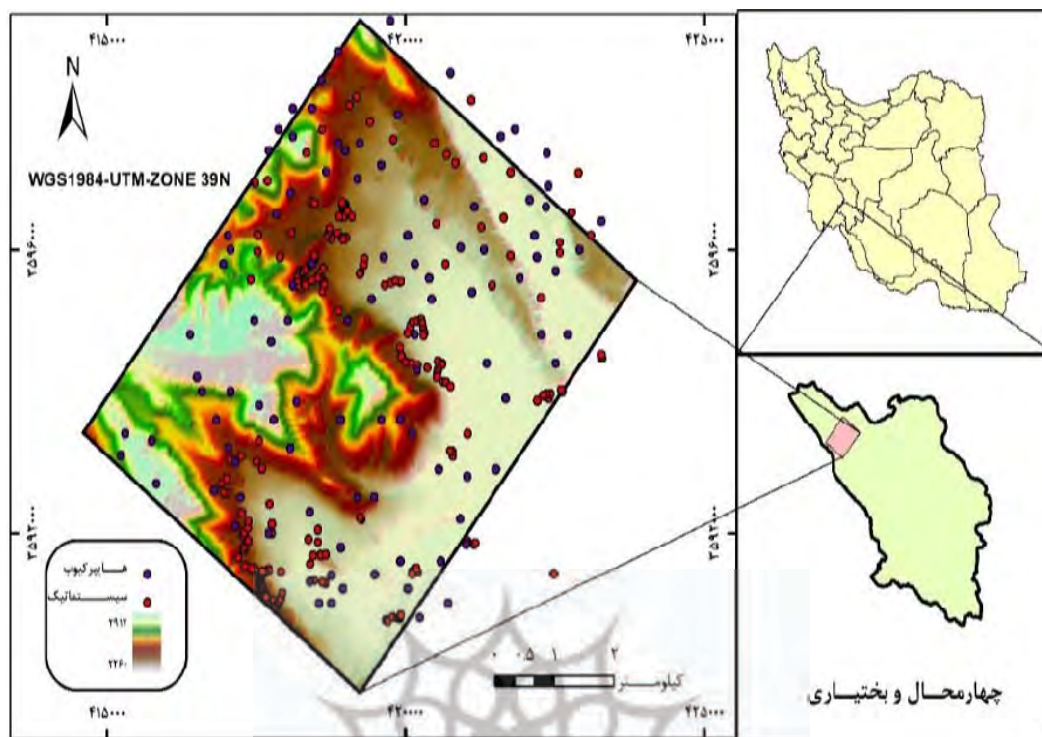
همچنین ظریف‌کار (۱۳۹۴)، در پژوهش خود به تأثیر پیکسل سایز مدل رقومی ارتفاعی در محاسبه‌ی پارامترهای هیدرولوژیکی حوضه‌ی آبخیز در منطقه‌ی حوضه‌ی آبخیز سد نهرین پرداخت. نتایج حاصله نشان داد مدل رقومی ارتفاعی با اندازه‌ی سلولی ۳۰ متر می‌تواند به عنوان مدل رقومی مناسب در مطالعات مربوط به حوضه‌ی آبخیز مورد استفاده قرار گیرد.

با توجه به اینکه تاکنون تعاملات بین اندازه‌ی پیکسل در مطالعات برف به صورت محدود بررسی شده است؛ هدف از این تحقیق، بررسی نقش مقیاس مکانی بر روی مدل‌سازی عمق برف از طریق آزمودن تجربی تعاملات بین مدل‌های رقومی ارتفاع با قدرت تفکیک مختلف و پارامترهای مرفومتري مؤثر در مدل‌سازی عمق برف می‌باشد. همچنین سعی شد در انجام این مهم از بیشترین و مؤثرترین پارامترها در مدل‌سازی عمق برف استفاده گردد و در نهایت یک مدل رقومی ارتفاعی مناسب برای منطقه تعیین شود.

### معرفی منطقه‌ی مورد مطالعه

کوه‌رنگ منطقه‌ای با موقعیت  $29^{\circ} 56' 49''$  درجه تا  $37^{\circ} 26' 50''$  طول شرقی و  $54^{\circ} 59' 31''$  درجه تا  $5^{\circ} 49' 32''$  عرض شمالی و مساحتی بالغ بر ۳۷۰۰ کیلومترمربع در استان چهارمحال و بختیاری واقع در غرب کشور ایران است که از نظر اقلیم‌شناسی، هیدرولوژی و توپوگرافی یک منطقه منحصر به فرد محسوب می‌شود. این محدوده با توجه به بارش‌های صورت گرفته ۱۰ درصد از کل آب ایران را تأمین می‌کند و همچنین سرچشمه سه رودخانه‌ی بزرگ و حیاتی ایران یعنی زاینده‌رود، کارون و دز در این شهرستان و از قله سر به فلک کشیده‌ی زردکوه بختیاری سرچشمه می‌گیرند. در شکل (۱)، موقعیت این منطقه در ایران و استان قابل مشاهده است، همچنین در شکل (۲)، نحوه و مراحل انجام کار آمده است.





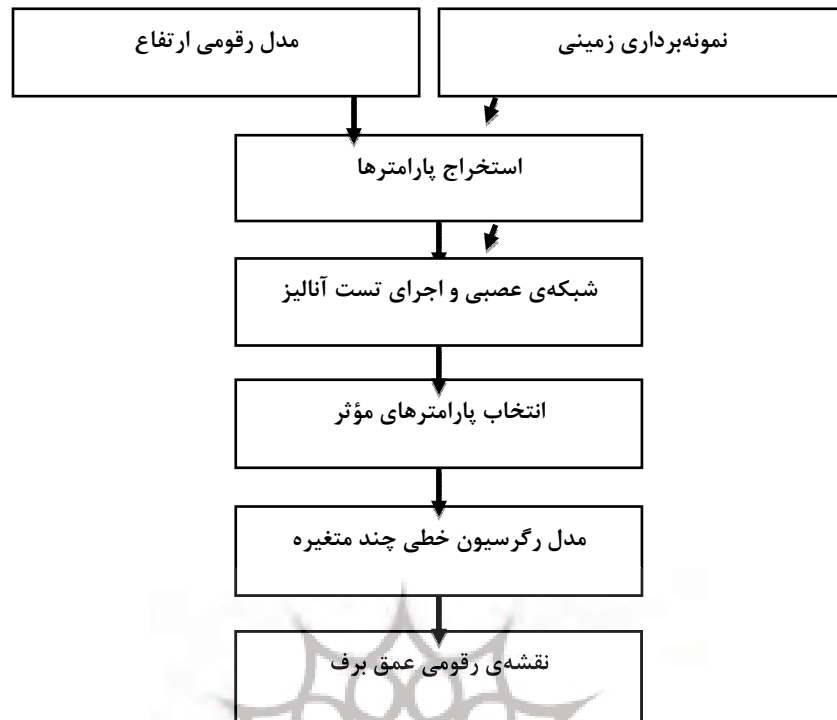
شکل (۱) موقعیت مکانی منطقه‌ی مورد مطالعه و موقعیت نقاط نمونه‌برداری شده با استفاده از تکنیک هایپرکیوب و تصادفی

## مواد و روش‌ها

در این تحقیق بر اساس تکنیک هایپرکیوب<sup>۱</sup> (میناسنی و مک براتنی<sup>۲</sup>، ۲۰۰۶: ۳۳۶) محل ۱۰۰ نقطه در منطقه چلگرد استان چهارمحال و بختیاری به وسعت ۵۰۰۰ هکتار انتخاب شد. این روش، یک طرح تصادفی طبقه‌بندی شده‌ای است که به وسیله آن می‌توان نمونه‌برداری مؤثری به کمک توزیع چند متغیر ایجاد نمود. تکنیک هایپرکیوب یا مربع لاتین شامل نمونه‌برداری  $n$  مقدار از توزیع تشریح شده هر متغیر می‌باشد. این روش داده‌های متغیرهای محیطی را به همان تعداد نمونه‌های خواسته به صورت خوشه تقسیم می‌کند و یک نمونه‌ی تصادفی از داده‌های ورودی متغیرهای محیطی هر خوشه را انتخاب می‌کند و سعی می‌کند تا پوشش کاملی از هر متغیر را ایجاد کند.

1- Hypercube

2- Minasny and McBratney



شکل (۲) روند اجرای مطالعه‌ی حاضر جهت تهیه‌ی نقشه‌ی رقومی عمق برف

### روش مطالعه و نمونه برداری

پس از مشخص شدن محل نقاط با استفاده از تکنیک مذکور، نقاط مورد نظر را در محیط نرم‌افزار گوگل ارث جاییابی کرده و سپس مختصات نقاط مورد نظر را با تغییر فرمت به وسیله‌ی نرم‌افزار گلوبال مپیر از طریق نرم‌افزار مپ سورس به GPS مدل GARMIAN انتقال داده شد. سپس طی یک عملیات میدانی سه روزه در اسفند ماه ۱۳۹۲، عمق برف با استفاده از نمونه بردار مدل فدرال در نقاط مشخص شده برداشت گردید، علاوه بر نقاط مذکور تعداد ۱۹۵ نقطه دیگر نیز به صورت تصادفی در بین نقاط مذکور برداشت گردید. جهت استخراج پارامترهای زمینی مؤثر در عمق برف از مدل رقومی ارتفاع سازمان نقشه برداری با بزرگ‌نمایی ۱۰ متر استفاده گردید، سپس جهت تولید یک مدل رقومی ارتفاع مناسب و خالی از هرگونه اشکال (سلول‌های بدون چاله)، بر روی این مدل رقومی ارتفاع یک فیلتر (Simple filter) گذاشته شد و در نهایت بعد از آماده شدن مدل رقومی ارتفاع، از آن جهت استخراج پارامترهای ژئومرفومتري مؤثر در عمق معادل برف در محیط نرم‌افزار سامانه جغرافیایی ساگا (SAGA) استفاده شد (جدول ۱).

جدول (۱) پارامترهای مشتق شده از مدل رقومی ارتفاع

ارتفاع نرمال شده	شیب حوضه‌ی آبخیز	باندهای (۲,۳,۴,۵,۶,۷)
ارتفاع استاندارد شده	مساحت اصلاح شده‌ی حوضه آبخیز	شیب
موقعیت میانی شیب	طول شیب	جهت جغرافیایی
شاخص همواری قله	شاخص قدرت آبراهه	شاخص همگرایی
شاخص همواری دره	نیمرخ عرضی انحناء	سطح ویژه‌ی حوضه
شاخص تفاوت نرمال شده برف	نیمرخ طولی انحناء	شاخص رطوبتی توپوگرافی
عمق چاله‌ها	انحناء عمومی	فاکتور طول شیب
ارتفاع حوضه	اثر باد	سطح اساس شبکه زهکشی
مدل رقومی ارتفاع	ارتفاع شیب	تراکم جریان

### مدل‌سازی به روش شبکه عصبی مصنوعی

شبکه‌ی عصبی مصنوعی (ANN<sup>۱</sup>) به‌عنوان یک ابزار ریاضی مناسب برای برآورد ضخامت برف با استفاده از اطلاعات توپوگرافی و اقلیمی مرتبط با ضخامت برف انتخاب گردید. بسط و توسعه‌ی یک مدل شبکه‌ی عصبی مستلزم طراحی اجزاء تشکیل دهنده‌ی آن است. جهت دستیابی به اهداف مورد نظر از روش سعی و خطا استفاده شد تا بهترین شبکه با کم‌ترین میزان خطا ایجاد گردد. ساختار شبکه‌ی عصبی مصنوعی که به آن، معماری اطلاق می‌گردد، به شکلی است که نرون‌ها در دسته‌هایی که لایه نام دارند، مرتب می‌شوند. معماری معمول شبکه عصبی مصنوعی متشکل از سه لایه است، لایه‌ی ورودی که داده‌ها را در شبکه توزیع می‌کند، لایه‌ی پنهان که داده‌ها را برازش می‌کند و لایه‌ی خروجی که نتایج را به ازای ورودی‌های مشخص، استخراج می‌کند. یک شبکه می‌تواند چندین لایه‌ی پنهان داشته باشد. ولی تحقیقات تئوریک انجام گرفته در این زمینه نشان داده که یک لایه‌ی پنهان برای این‌گونه مدل‌ها می‌تواند هر تابع پیچیده و غیرخطی را تقریب زند (هورنیک و همکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹: ۳۶۰؛ ژانگ و همکاران، ۱۹۹۸: ۴۱). انتخاب هر یک از عوامل مؤثر بر توزیع مکانی عمق برف و آب معادل برف، نه تنها به قابل دسترس بودن آن بستگی دارد، بلکه به معنی‌دار بودن اثر آن برای توزیع برف انباشت و موقعیت مکانی و زمانی بستگی دارد. عوامل مؤثر توپوگرافی و اقلیمی در مکان‌های مختلف با یکدیگر متفاوت است. در این پژوهش داده‌ها به سه دسته آموزش (۷۰ درصد و به تعداد ۲۰۶ نقطه)، آزمون (۲۰ درصد و به تعداد ۵۹ نقطه) و تست (۱۰ درصد و به تعداد ۳۰ نقطه) تقسیم‌بندی شدند. با توجه به مطالعات انجام گرفته و قابل دسترس بودن عوامل، در این تحقیق پارامترهای فیزیکی به دلیل اینکه این پارامترها به راحتی از مدل رقومی ارتفاع قابل استخراج هستند جهت ورودی‌های شبکه عصبی مصنوعی استفاده شد. توپولوژی بهترین شبکه با سعی و خطا مشخص گردید و هیچ روند خاصی جهت تعیین

1- Artificial Neural Network

2- Hornik et al.,



بهترین شبکه چه از لحاظ تعداد لایه‌ی پنهان یا تعداد نرون‌های لایه‌ی پنهان وجود ندارد. با سعی و خطا مشخص شد که شبکه‌ی عصبی پرسپترون چند لایه با تابع فعالیت سیگموئید و یک لایه‌ی پنهان ۱-۶-۲۵ برای عمق برف دارای ساختار بهینه است، همچنین تعداد تکرار و ضریب گشتاور برای بهترین شبکه به ترتیب ۱۰۰۰ و ۰/۷ به دست آمد.

### تعیین مؤثرترین عوامل در عمق برف

با استفاده از آنالیز حساسیتی که در محیط نرم‌افزار نروسولوشن انجام شد از بین کلیه‌ی پارامترهای ورودی شبکه عصبی مصنوعی مؤثرترین پارامترها در عمق برف انتخاب گردید. در جدول (۲) مؤثرترین عوامل در عمق برف نشان داده شده است.

جدول (۲) مؤثرترین پارامترهای کمکی حاصل از مدل رقومی ارتفاع

انحناء عمومی	شیب حوضه آبخیز	نیمرخ طولی انحناء
شیب	موقعیت میانی شیب	نیمرخ عرضی انحناء

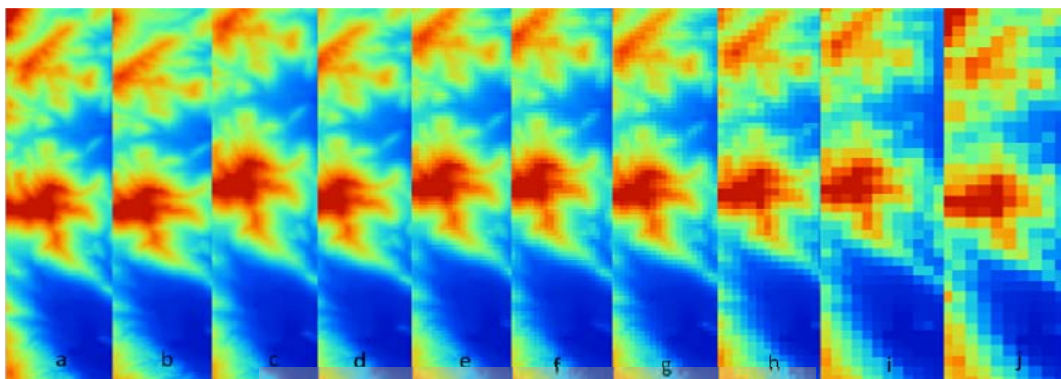
### ایجاد مدل رگرسیون خطی چندمتغیره

تجزیه‌ی رگرسیون یک وسیله‌ی آماری است که برای برآورد ارزش یک متغیر کمی با توجه به رابطه‌اش با یک یا چند متغیر کمی دیگر به کار می‌رود. این رابطه طوری است که با استفاده از یک متغیر می‌توان دیگری را پیش‌بینی کرد. پس از استخراج پارامترهای کمکی در نقاط مورد مطالعه، بین ۶ پارامتر مؤثر و عمق برف، آنالیز رگرسیون چند متغیره خطی صورت گرفت که برای آزمون این مدل از ۲۹۵ نقطه استفاده شده است. به منظور برازش معادله‌ی رگرسیون چند متغیره، داده‌های عمق برف به عنوان متغیر وابسته و پارامترهای فیزیکی به عنوان متغیر مستقل در نظر گرفته شد.

سپس نقشه‌ی DEM ۱۰ متر به عنوان مبنا قرار داده شد و در نرم‌افزار ساگا (SAGA) با عمل Resampling، DEM‌های ۲۰، ۴۰، ۶۰، ۸۰، ۹۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۰۰، ۲۵۰ متر ساخته است (شکل ۳). در ادامه پارامترهای مؤثر در عمق معادل برف از مدل‌های رقومی ارتفاع نام برده شده استخراج و همانند مدل رقومی ارتفاع ۱۰ متر بین عمق برف و ۶ پارامتر مشتق شده از مدل‌های رقومی ارتفاع آنالیز رگرسیون خطی چند متغیره صورت گرفت و عمق برف با استفاده از رابطه‌ی ایجاد شده محاسبه گردید.

در نقاط مورد ارزیابی، دو سری عدد شامل اطلاعات مشاهده‌ای (نمونه‌برداری صحرائی) و مقادیر برآورد شده (رگرسیون چندمتغیره خطی)، به دست آمد. مقایسه‌ی مقادیر واقعی با برآورد شده از طریق محاسبه‌ی

ملاک‌های پراکندگی که شامل جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)<sup>۱</sup>، میانگین قدر مطلق خطا (MAE)<sup>۲</sup>، میانگین مربعات خطا (MSE)<sup>۳</sup> و میانگین مربعات خطا استاندارد (NMSE)<sup>۴</sup> می‌باشد و از روابط زیر محاسبه می‌شوند، انجام شد.



شکل (۳) مدل‌های رقومی ارتفاعی ساخته شده (a=۱۰متری، b=۲۰متری، c=۴۰متری، d=۶۰متری، e=۸۰متری، f=۹۰متری، g=۱۰۰متری، h=۱۵۰متری، i=۲۰۰متری، j=۲۵۰متری)

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2} \quad \text{رابطه‌ی (۱)}$$

$$\text{MAE} = \sum \frac{|x_i - y_i|}{N} \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$

$$\text{MSE} = \frac{1}{N} \sum (y_i - x_i)^2 \quad \text{رابطه‌ی (۳)}$$

$$\text{NMSE} = \frac{\text{MSE}}{V} \quad \text{رابطه‌ی (۴)}$$

که در روابط فوق،  $X_i$  و  $Y_i$  به ترتیب مربوط به مقادیر اندازه‌گیری شده و برآورد شده،  $V$  واریانس داده‌های برآورد شده و  $n$  تعداد داده‌ها می‌باشد.

## بحث و نتایج

### تحلیل داده‌های برف

در جدول زیر خلاصه آماری داده‌های عمق برف آورده شده است. میانگین، انحراف و دامنه تغییرات داده‌های عمق برف به ترتیب برابر ۳۹/۷۹، ۲۸/۱۱ و ۱۲۹ (سانتی‌متر) می‌باشد؛ و همچنین بیشینه و کمینه‌ی پارامتر عمق برف نیز به ترتیب برابر ۱۳۰ و ۱ (سانتی‌متر) می‌باشد.

- 1- Root Mean Square Error
- 2- Mean Absolute Error
- 3- Mean Square Error
- 4- Normalized Mean Square Error

جدول (۳) خلاصه آماری برف

عامل	میانگین (سانتی‌متر)	انحراف معیار	کمینه (سانتی‌متر)	بیشینه (سانتی‌متر)	دامنه تغییرات (سانتی‌متر)
عمق برف	۳۹/۷۹	۲۸/۱۱	۱	۱۳۰	۱۲۹

جدول (۴) پارامترهای استخراج‌شده در مدل‌های رقومی مختلف

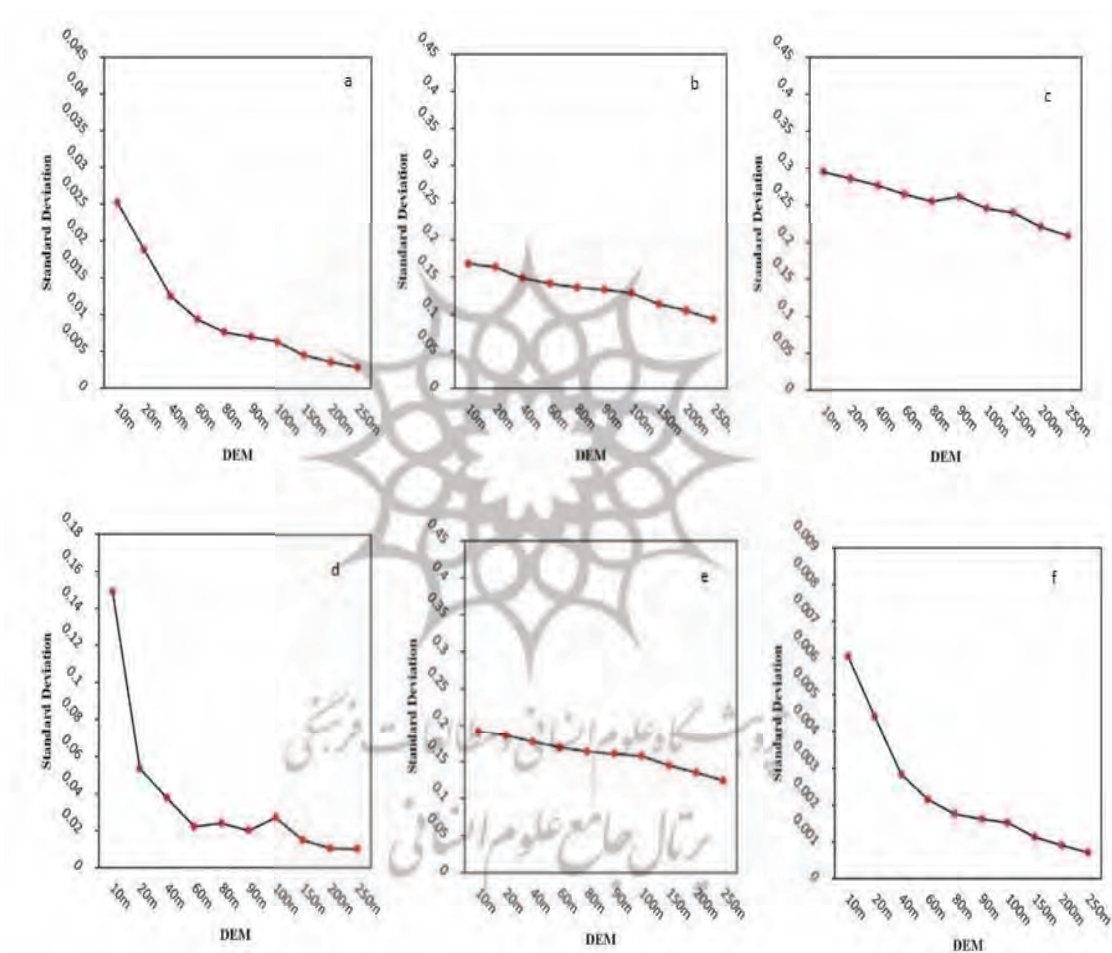
پارامتر	حداکثر (متر)	حداقل (متر)	میانگین (متر)	انحراف معیار
۱۰ متر	۲۷۷۹	۲۲۵۹/۸	۲۳۷۱/۹	۹۱/۸
۲۰ متر	۲۷۸۰/۱	۲۲۵۹/۸	۲۳۷۱/۹	۹۱/۸
۴۰ متر	۲۷۷۸	۲۲۵۹/۸	۲۳۷۲/۴	۹۲/۲
۶۰ متر	۲۷۷۸/۸	۲۲۵۹/۷	۲۳۷۲/۴	۹۲/۲
۸۰ متر	۲۷۶۶	۲۲۵۹/۸	۲۳۷۲/۴	۹۲/۱۶
۹۰ متر	۲۷۷۵	۲۲۵۹/۹	۲۳۷۲/۵	۹۲/۵۰
۱۰۰ متر	۲۷۶۱/۶	۲۲۵۹/۸	۲۳۷۲/۸	۹۱/۴۸
۱۵۰ متر	۲۷۷۳/۸	۲۲۵۹/۷	۲۳۷۱/۳	۹۱/۷۹
۲۰۰ متر	۲۷۷۸/۶	۲۲۵۹/۸	۲۳۷۳/۱	۹۲/۴۹
۲۵۰ متر	۲۷۳۵/۸	۲۲۵۹/۸	۲۳۷۳/۱۸	۹۲/۹۶

نتایج جدول (۴) از روی نتایج استخراج‌شده از شکل (۳) به دست آمده است. حداکثر ارتفاع را در مدل رقومی ارتفاع ۲۰ متری مشاهده می‌کنیم و حداقل آن در مدل‌های رقومی ارتفاع ۶۰ متری و ۱۵۰ متری می‌بینیم. همان‌طور که مشاهده می‌شود، میانگین ارتفاع و انحراف معیار در همه‌ی DEM ها نزدیک به هم است.

#### آنالیز پارامترهای کمکی

آنالیز پارامترهای کمکی نشان می‌دهد که چگونه شش خصوصیت مهم سرزمین در پیش‌بینی عمق برف مطابق با مقیاس تغییر می‌کند. اثرات تغییر درجه‌ی وضوح مکانی مدل رقومی ارتفاع را برای شش خصوصیت مهم در پیش‌بینی مکانی عمق برف (به ترتیب انحناء عمومی، شیب حوضه‌ی آبخیز، موقعیت میانی شیب، نیمرخ طولی انحناء، شیب و نیمرخ عرضی انحناء) و انحراف معیار آنها در شکل (۴) نشان داده شده است. مقدار انحراف معیار در پارامتر انحناء عمومی (شکل ۴a) از ۰/۰۲۵ در مدل رقومی ارتفاع ۱۰ متر به ۰/۰۲۸ در مدل رقومی ارتفاع ۲۵۰ متر رسیده است، بنابراین، می‌توان پی برد که تغییرات پارامتر انحناء عمومی در پیکسل سایزهای کوچک‌تر نمایان‌تر است. در شکل (۴b) تغییرات آماری پارامتر شیب حوضه‌ی آبخیز با افزایش اندازه‌ی پیکسل کاهش‌یافته است. در این منطقه مقدار شیب حوضه‌ی آبخیز از ۰/۱۶۷ به ۰/۰۹ با بزرگ شدن درجه‌ی وضوح مکانی رسیده است. فاکتور موقعیت میانی شیب شکل (۴c) نیز یک کاهش ملایم شیب از ۰/۲۹ تا ۰/۲۰ داشته است. در پارامتر نیمرخ طولی انحناء در شکل (۴d) از ۰/۱۴ در DEM، ۱۰ متر با یک کاهش شدید به ۰/۰۳ در DEM، ۴۰ متر رسیده است. الگوی کاهش انحراف معیار برای پارامتر شیب

(شکل ۴e) نیز دیده می‌شود و مقدار آن از ۰/۱۹ به ۰/۱۲ است. همچنین در پارامتر نیمرخ عرضی انحناء (4f) نیز این کاهش از ۰/۰۰۶ به ۰/۰۰۲ رسیده است؛ بنابراین، پارامترهای انحناء عمومی، نیمرخ‌های طولی و عرضی انحناء یک کاهش شیب شدید را از DEM، ۱۰ متر تا ۴۰ متر نشان می‌دهد که نشان از مؤثر بودن پیکسل سایزهای کوچک‌تر در نمایش تغییرات انحناء می‌باشد. در نهایت پارامترهای زمینی تست شده ثابت کردند پراکنده‌گی‌های آماری با تغییرات درجه وضوح تغییر می‌کنند و این بر روی قدرت پیش‌بینی این فاکتورهای کنترل کننده‌ی عمق برف تأثیر می‌گذارد.

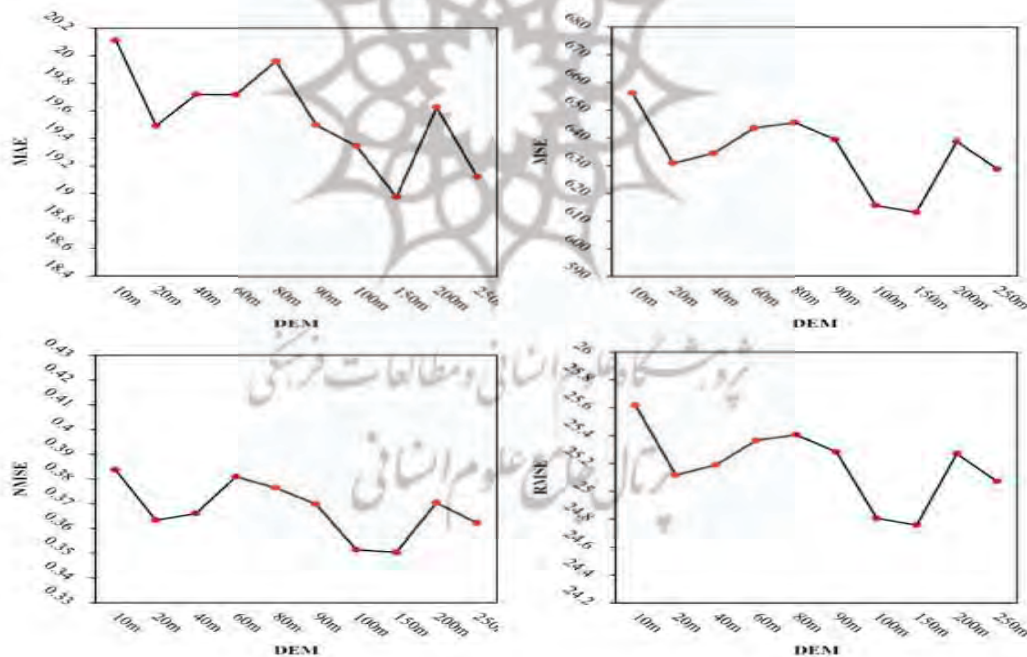


شکل (۴) انحراف معیار شش پارامتر ژئومرفومتری (a) انحناء عمومی، b شیب حوضه آبخیز، c موقعیت میانی شیب، d نیمرخ طولی انحناء، e شیب، f نیمرخ عرضی انحناء)

#### آنالیز و ارزیابی دقت مدل‌ها

نتایج حاصل از آنالیز و ارزیابی دقت مدل‌ها که شامل جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین قدر مطلق خطا (MAE)، میانگین مربعات خطا (MSE) و میانگین مربعات خطا استاندارد (NMSE) می‌باشد با استفاده از روابط ریاضی محاسبه شد و نتایج آن در شکل (۵) نشان داده شده است.

همان‌طور که در شکل (۵a) ملاحظه می‌شود با افزایش ابعاد پیکسل از ۱۰ متر به ۲۵۰ متر مقدار تغییرات (MAE) روند ثابتی نداشته است به طوری که در پیکسل سایز ۱۰ متر برخلاف شواهد بیشترین میزان را داشته است که برابر ۲۰/۱۳ می‌باشد و در پیکسل سایز ۱۵۰ متر کمترین بوده و مقدار ۱۸/۹۷ را نشان می‌دهد. همچنین آماره‌ی (MSE) در شکل (۵b) نیز نتایج حاکی از کم بودن مقدار خطا در پیکسل سایز ۱۵۰ متر است. آماره‌های (NMSE) و (RMSE) نیز در شکل (۵c,d) با داشتن بیشترین مقدار خطا در مدل رقومی ارتفاع ۱۰ متر با مقادیر ۰/۳۸۳ و ۲۵/۶۱ و کمترین مقادیر به ترتیب ۰/۳۵۰ و ۲۴/۷۵ در مدل رقومی ارتفاع با پیکسل سایز ۱۵۰ متر حاکی از مناسب بودن این مدل رقومی ارتفاع در مدل‌سازی عمق برف می‌باشد. محاسبه‌ی ملاک‌های آماری فوق، علاوه بر اعتبارسنجی و برآورد خطای مدل، امکان مقایسه‌ی روش‌های استفاده شده برای برآورد عمق برف را با یکدیگر فراهم می‌نمایند (ارکسلین و همکاران، ۲۰۰۲؛ مولوچ و همکاران، ۲۰۰۵). باید به این نکته توجه شود که در همه‌ی آنالیزها مشاهده شده DEM، ۱۵۰ متر نسبت به دیگر DEMها دارای کمترین مقدار خطای ممکن می‌باشد و این مقدار حاکی از آن است برای برآورد توزیع مکانی عمق برف بهترین مدل رقومی ارتفاعی است.



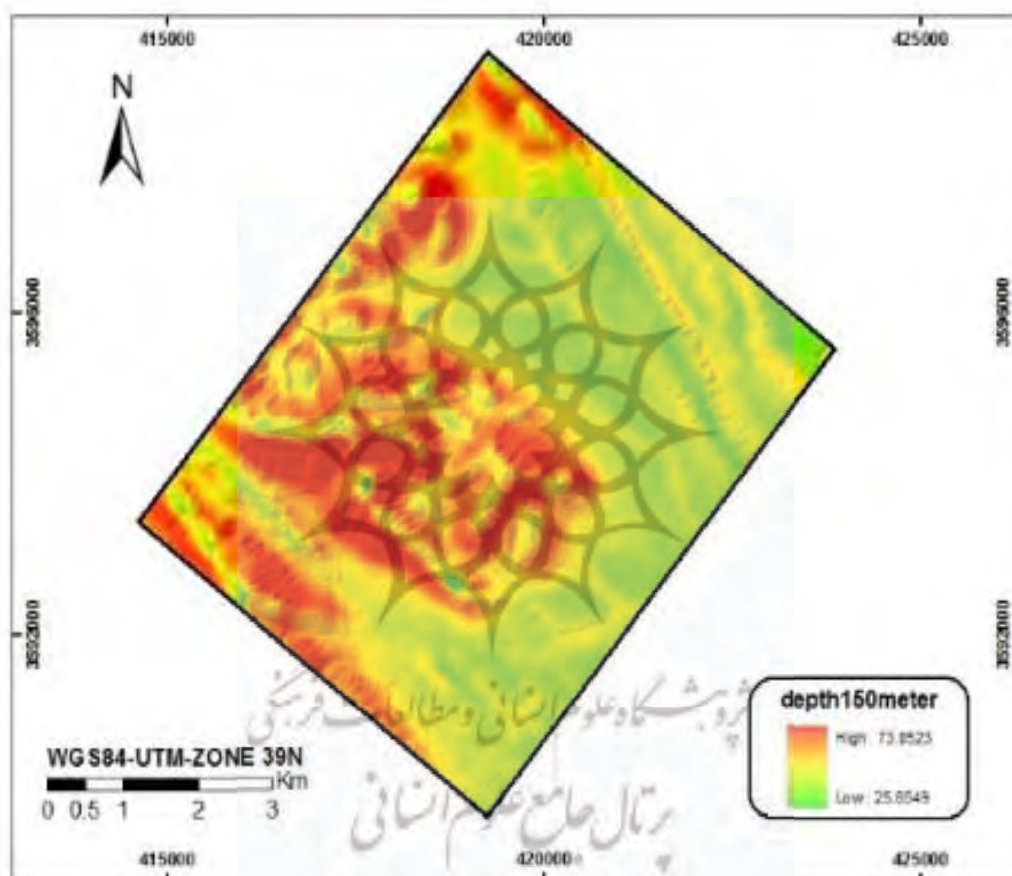
شکل (۵) نتایج حاصل از آنالیز و ارزیابی دقت مدل‌ها

#### - تهیه‌ی نقشه‌ی عمق برف

با توجه به انتخاب مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر به عنوان مدل رقومی ارتفاع مناسب جهت مدل‌سازی عمق برف، اقدام به تهیه‌ی نقشه‌ی عمق معادل برف با استفاده از این مدل رقومی ارتفاع شده است. جهت تهیه‌ی

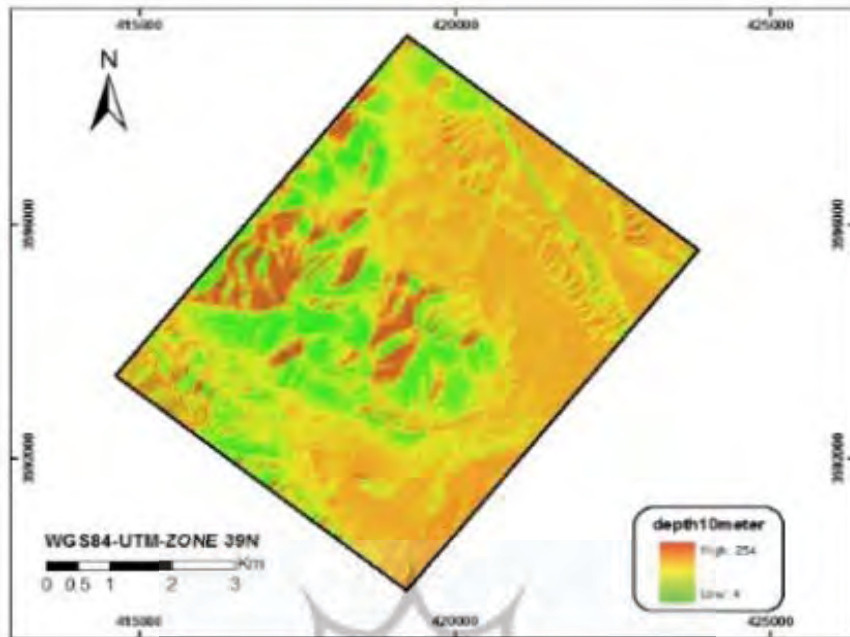


نقشه‌ی عمق معادل برف از بهترین شبکه‌ی مدل شده در نرم‌افزار نروسولوشن استفاده شد و عمق برف تخمین زده شده برای نقاط نمونه‌برداری شده را به کل منطقه تعمیم داده و نقشه‌ی عمق برف تهیه گردید (شکل ۶). جهت مقایسه‌ی نقشه‌ی عمق معادل برف مناسب (مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر) با مدل رقومی ارتفاع مینا که ۱۰ متر می‌باشد، اقدام به تهیه‌ی نقشه‌ی عمق معادل برف با استفاده از مدل رقومی ارتفاع مینا نیز شد و نقشه‌ی مورد نظر تهیه شده است (شکل ۷).



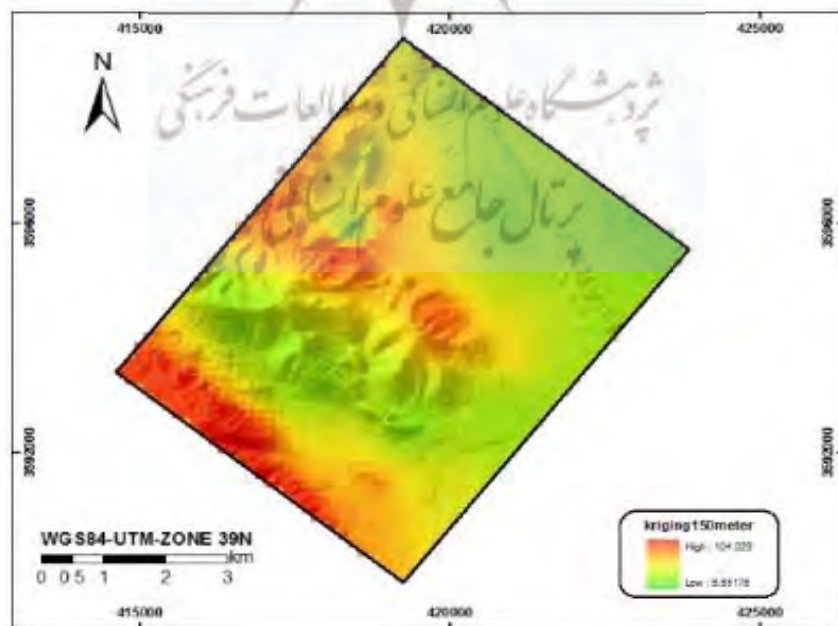
شکل (۶) نقشه‌ی عمق معادل برف با استفاده از مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر



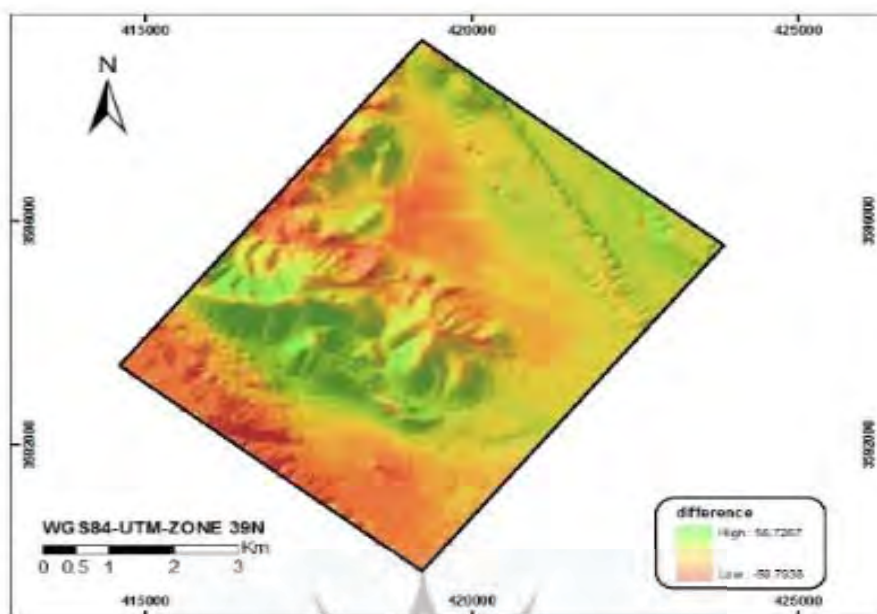


شکل (۷) نقشه‌ی عمق معادل برف با استفاده از مدل رقومی ارتفاع ۱۰ متر

برای مقایسه‌ی نقشه‌ی عمق برف مناسب تهیه شده با یک نقشه‌ی شاخص و ارزیابی دقت کار، از روش کریجینگ استفاده شده است. بنابراین، با استفاده روش کریجینگ نیز اقدام به تهیه‌ی نقشه‌ی عمق معادل برف نمودیم و نتیجه‌ی آن در شکل (۸) آورده شده است.



شکل (۸) نقشه‌ی کریجینگ با استفاده از مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر



شکل (۹) نقشه‌ی اختلاف با استفاده از مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر

در ادامه اختلاف هر دو نقشه تهیه شده (نقشه‌ی عمق و نقشه‌ی کریجینگ) را با استفاده از نرم‌افزار GIS محاسبه و اختلاف میانگین محاسبه شده بین این دو روش برای عمق ۱۰ متر ۹/۶۷ سانتی‌متر و برای عمق ۱۵۰ متر برابر ۵/۱۲ سانتی‌متر محاسبه گردید (شکل ۹).

### نتیجه‌گیری

الگو و ساختار تغییرات مکانی عمق برف از الزام‌های پهنه‌بندی برف به شمار می‌آید. با توجه به اینکه جمع‌آوری داده‌های دقیق در این مورد نیازمند صرف وقت و هزینه‌ی زیادی است و نیز با توجه به سطح وسیع مناطق کوهستانی و برف‌گیر کشور و نیز تنگناها و مشکلات زمانی و مالی، فراهم کردن داده‌های پایه از سطح این مناطق با روش‌های موجود، دشوار است. همچنین با توجه به اینکه درک بهتر و اطلاعات کمی مقیاس به پیشرفت پیش‌بینی‌های برف کمک می‌کند و تاکنون تعاملات بین اندازه‌ی پیکسل به صورت محدود بررسی شده است. در این پژوهش، اقدام به بررسی نقش مقیاس مکانی بر روی پیش‌بینی عمق برف از طریق آزمودن تجربی تعاملات بین مدل‌های رقومی ارتفاع با قدرت تفکیک مختلف و پارامترهای مؤثر در مدل‌سازی عمق برف با استفاده از مدل رگرسیون چند متغیره شده و نتایج کلی زیر به دست آمده است.

پارامترهای زمینی تست شده ثابت کردند که پراکندگی‌های آماری با تغییرات درجه وضوح تغییر می‌کنند و این بر روی قدرت پیش‌بینی این فاکتورهای کنترل‌کننده‌ی عمق برف تأثیر می‌گذارد.

مدل رقومی ارتفاع (DEM) که حاصل جمع‌آوری و تبدیل داده‌های ارتفاعی به روش‌های دورسنجی، نقشه‌برداری مستقیم یا رقومی‌سازی نقشه‌های توپوگرافی کاغذی است، در سال‌های اخیر به ابزاری مؤثر در نمایش و تحلیل ناهمواری تبدیل شده است. گرچه به نظر می‌رسد درستی و دقت تجزیه و تحلیل‌های مبتنی بر DEM ها تا اندازه‌ی زیادی به قدرت تفکیک DEM های اولیه بستگی داشته باشد، ولی بنا به گفته‌ی بسیاری از پژوهشگران، نمی‌توان پذیرفت که رسترهای با ابعاد سلولی کوچک‌تر، همیشه نتایج رضایت‌بخش‌تری دارند. حتی اگر بپذیریم که DEM های با اندازه‌ی پیکسل کوچک‌تر از دقت بالایی برخوردارند، اما متأسفانه دسترسی به آن‌ها به‌سادگی امکان‌پذیر نیست.

از بین مدل‌های رقومی ارتفاعی تست شده در این پژوهش DEM ۱۵۰ متر با داشتن بیشترین دقت در مدل‌های ارزیابی خطا به عنوان مدل رقومی ارتفاعی برتر انتخاب شد. جهت ارزیابی دقت مدل‌ها از پارامترهای RMSE، NMSE، MSE و MAE استفاده و در نهایت مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر با مقادیر به ترتیب ۲۴/۷۵، ۰/۳۵۰، ۶۱۲/۹۷۵ و ۱۸/۹۷ بهترین مدل رقومی ارتفاع جهت مدل‌سازی عمق برف انتخاب گردید.



## منابع

- ظریف‌کار، مهدی (۱۳۹۴)، «تأثیر پیکسل سائز مدل رقومی ارتفاعی در محاسبه پارامترهای هیدرولوژیکی حوزه آبخیز (مطالعه موردی: حوزه آبخیز سد نهرین)»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اردکان یزد.
- عاشورلو، داود؛ متکان، علی‌اکبر؛ کاظمی، آزاده؛ حسینی، امین؛ آزادبخت، محسن؛ حاجب، محمد و علی غلامپور (۱۳۸۷)، «تعیین اندازه پیکسل جهت محاسبه خصوصیات فیزیوگرافی حوضه‌ی آبریز برای نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰»، فصلنامه زمین‌شناسی ایران. سال دوم، شماره هشتم، ص ۴۷-۵۴.
- Balk, B. and Elder, K., (2000), “Combining Binary Decision Tree and Geostatistical Methods to Estimate Snow Distribution in a Mountain Watershed”, Water Resources Research, Vol. 36, No. 1, PP: 13-26.
- Cline, D.W. Bales, R.C. and Dozier, J., (1998), “Estimating the Spatial Distribution of snow in Mountain Basins Using Remote Sensing and Energy Balance Modeling”, Water Resources Research, Vol. 34, No. 5, PP: 1275-1285.
- Elder, K.R. Rosenthal and R.E. Davis., (1998), “Estimating the spatial distribution of snow Water Equivalence in a Mountain Watershed”, Hydrological Processes, Vol. 12, PP: 1793-1808.
- Elder, K., Dozier, G. and Michaelsen, J., (1991), “Snow Accumulation and Distribution in an Alpine Watershed”, Water Resources Research, Vol. 27, No. 7, PP: 1541-1552.
- Elder, K.J. Michaelsen and J. Dozzier., (1995), “Small Basin Modeling of Snow Water Equivalence Using Binary Regression Tree Methods”, IAHS Publ, No. 228.
- Erickson, T.A.M.W. Williams and A. Winstral., (2005), “Persistence of topographic controls on the Spatial distribution of Snow in Rugged Mountain, Colorado”, United states, Water Resources Research, Vol. 41, PP: 1-17.
- Erxleben, J.K. Elder and R. Davis., (2002), “Comparison of Spatial Interpolation Methods for Estimating Snow Stribution in Colorado Rocky Mountains”, Hydrological Processes, Vol. 16, PP: 3627-3649.
- Hancock, G. R., (2006), “The Use of DEMs in the Identification and Characterization of Catchment Over Different Grid Scales”, Hydrological Processes, Vol. 19, PP: 1727-1749.
- Hastings, D.A. and P.K. Dunbar., (1998), “Development and Assessment of the Global Land One-km Base Elevation Digital Elevation Model (GLOBE)”, ISPRS Archives, Vol. 32, No. 4, PP: 218-221.
- Hornik, K., Stinchcombe, M., and White, H., (1989), “Multilayer Feedforward Networks Are Universal Approximators”, Neural Networks, Vol. 2, No. 5, PP: 359-366.
- Hosang, J. and K. Dettwiler., (1991), “Evaluation of A Water Equivalent of Snow Cover Map in a Small Catchment Area Using a Geostatistical Approach”, Hydrological Processes, Vol. 5, PP: 283-290.

- Jiang Li, David W.S. Wong., (2010), “**Effects of DEM Sources on Hydrologic Applications. Computers**”, Environment and urban systems, Vol. 34, PP: 251-261.
- Kienzle, S., (2004), “**The Effect of DEM Raster Resolution on First Order, Second Order and Compound Terrain Derivatives**”, Transactions in GIS, Vol. 8, No. 1, PP: 83-111.
- Lassueur, T. Joost, S. Randin, C.F., (2006), “**Very High Resolution Digital Elevation Models. Do they Mprove Models of Plant Species Distribution?**”, Ecological Modeling, Vol.198, No.1-2, PP: 139-153.
- Ludwig, R., S. Taschner and W. Mauser., (2006), “**Modeling Floods in the Ammer Catchment: Limitations and Challenges from a Coupled Meteo-hydrological Model Approach**”, Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 7, No. 6, PP: 833–847.
- Marchand, W.D. and A. Killingtonveit. (2001), “**Analyses of the Relation between Spatial Snow Distribution and Terrain Characteristics**”, 58th Estern Snow Conference Ottawa, Ontario, Canada”.
- McBraney, A., Mendoc-a Santos, M., Minasny, B., (2003), “**On Digital Soil Mapping**”, Geoderma, Vol. 117, No. 1-2, PP: 3-52.
- Michele, Di. (2008), “**Correlation between Channel and Hillslop Lengths and Its Effects on the Hydrologic Response**”, Journa of Hydrology, Vol 362, PP: 260-273.
- Minasny, B. and McBratney, A.B., (2002), “**The Neuro-m Method for Fitting Neural Network Parametric Pedotransfer Functions**”, Journal of Soil Society of America, Vol. 66, PP: 325-361.
- Molotch, N.P., Colee, M.T., Bales, R.C. and Dozier, J., (2005), “**Estimating the Spatial Distribution of Snow Water Equivalent in an Alpine Basin Using Binary Regression Tree Models: The Impact of Digital Elevation data Independent Variable Selection**”, Hydrol. Process, Vol. 19, No.7, PP: 1459-1479.
- Rabus, B.M. Eineder, A. Roth and R. Bamer., (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, Vol. 57, PP: 241-262.
- Rasmus, S., (2007), “**Effects of DEM Resolution on the Calculation of Topographical Indices: TWI and Its Components**”, Journal of Hydrology, Vol 347, PP: 79 -89.
- Sharma, A. Tiwari, K N and Bhadoria, P.B.S., (2011), “**Determining the Optimum Cells of Digital Elevation Model for Hydrologic Application**”, No. 4, PP: 573-582.
- Tomislav, M. Hengel A., (2005), “**Finding Right Pixel Size Computer and Geo Science**”, Vol 32, PP: 1283-1297.
- Zhang, G., Patuwo, B.E., and Hu, M.Y., (1998), “**Forecasting with Artificial Neural Networks: The State of the Art**”, Int. J. Forecasting, Vol. 14 , No.1, PP: 35-62.