

مقدمه

یکی از نیازهای اساسی برای مدیریت برف، آگاهی از عمق و چگالی برف است [۱]. با توجه به اینکه جمع آوری داده‌های دقیق در این مورد نیازمند صرف وقت و هزینه‌ی زیادی است. از سوی دیگر با توجه به سطح وسیع مناطق کوهستانی و برف گیر کشور تنگناها و مشکلات زمانی و مالی، فراهم کردن داده‌های پایه از سطح این مناطق با روش‌های موجود، دشوار است [۳]، لذا استفاده از نمونه برداری آماری، می‌تواند بسیار مفید باشد.

یکی از روش‌های آماری که می‌تواند در هیدرولوژی مورد استفاده قرار بگیرد، روش تحلیل‌های مکانی با تخمینگر کریجینگ در قالب روش زمین آمار^۴ می‌باشد که بر اساس ایده‌ی متغیر مکانی (منطقه‌ای) شکل گرفته است و نخستین بار توسط ماترون^۵ در سال ۱۹۶۵ میلادی در پژوهشکده‌ی زمین شناسی در فرانسه مطرح شد. از این روش می‌توان برای برآورد میزان عمق و چگالی برف استفاده کرد، در همین راستا مارچند و کلینگ ویت [۷] برای برآورد عمق برف از روش معادله خطی با ترکیب‌های خطی و غیر خطی از عوامل توپوگرافی شامل ارتفاع، جهت شیب، زاویه شیب و شکل انحناء سطح زمین در سطوحی نزدیک به ۳۶ کیلومتر مربع استفاده کردند. آنها در سطوح غیر جنگلی توانستند مقدار ۱۵/۶ درصد از تغییرات مربوط به مشاهدات عمق برف را با ترکیب خطی و حداکثر ۲۰/۱ درصد از تغییرات یاد شده را توسط ترکیب غیر خطی از عوامل توپوگرافی مدل نمایند. ارلبن و همکاران [۴] از دو روش کریجینگ و معادله همبستگی خطی برای برآورد عمق برف در حوزه‌ای واقع در کلرادو به مساحت ۱ کیلومتر مربع استفاده کردند. نتایج نشان داد که روش کریجینگ نسبت به روش معادله همبستگی خطی، از مزیت بیشتری برخوردار است. به گونه‌ای که روش کریجینگ معمولی ۱۹ درصد از تغییرات موجود در مشاهدات عمق برف را توانست مدل نماید. حال آنکه این مقدار در روش معادله‌ی همبستگی خطی فقط ۶/۸ درصد به دست آمد. گفتنی است که آنها در دو حوزه دیگر که دارای پوشش جنگلی بودند، نتیجه معکوسی در مقایسه با نتیجه ذکر شده به دست آوردند. مولتچ و همکاران [۸] نیز از روش کریجینگ معمولی برای برآورد عمق برف در حوزه‌ای به مساحت ۱۹/۱ کیلومتر مربع واقع در نوادای کالیفرنیا استفاده کردند. نتایج آنها برای ماه آوریل با میانگین عمق برف ۲۵۵ سانتیمتر نشان داد که

کاربرد زمین آمار در برآورد عمق و چگالی برف در حوزه آبخیز اورازان

مهدی وفاخواه^۱، محسن محسنی ساروی^۲، محمد مهدوی^۳
و سید کاظم علوی پناه^۳
تاریخ دریافت: ۸۶/۱۲/۱۹ تاریخ پذیرش: ۸۷/۹/۳

چکیده

این مطالعه در منطقه‌ای به مساحت ۲۷۰۶ هکتار در طالقان، به منظور بررسی کارایی روش زمین آمار در برآورد عمق و چگالی برف انجام گرفت. روش نمونه‌گیری به صورت تصادفی - سیستماتیک انتخاب و تعداد ۹۸ عدد نمونه با شروع تصادفی در ارتفاعات گوناگون در بهمن ماه ۱۳۸۶ با فاصله‌ی نمونه‌گیری مساوی با فاصله ۱۰۰ متر برداشت شد. در هر نقطه عمق و چگالی برف اندازه‌گیری شده و واریوگرام با استفاده از ۹۸ نقطه اندازه‌گیری شده، رسم شد. واریوگرام به دست آمده، نشان داد که مناسب‌ترین مدل واریوگرام از نوع کروی در رابطه با عمق و چگالی برف است. به گونه‌ای که واریوگرام عمق برف دارای اثر قطعه‌ای ۰/۰۱۰، سقف ۰/۰۵ و دامنه تأثیر ۱۸۶ متر بوده و واریوگرام چگالی برف دارای اثر قطعه‌ای ۰/۰۱۰۳، سقف ۰/۰۴۸۵ و دامنه‌ی تأثیر ۷۳۶۸ متر است. واریانس تصادفی نمونه‌ها در رابطه با عمق برف کم بوده و برآورد مناسبی از عمق برف را نشان می‌دهد. در حالی که در مورد چگالی برف واریانس تصادفی نمونه‌ها زیاد بوده و برآورد مناسبی از چگالی برف را نشان نمی‌دهد. برآورد مقادیر عمق و چگالی برف با تحلیل واریوگرام به دست آمده، به روش کریجینگ معمولی انجام گرفت و نشان داد که روش زمین آمار با تحلیل واریوگرام به روش کریجینگ برای عمق برف و چگالی برف مناسب می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: زمین آمار، عمق برف، چگالی برف، واریوگرام، طالقان.

۱- نویسنده مسئول و دانشجوی دکتری دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران، Vafakhah@modares.ac.ir

۲- به ترتیب دانشیار و استاد دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران

۳- دانشیار گروه جغرافیا دانشگاه تهران

4- Geostatistics

5- Matheron

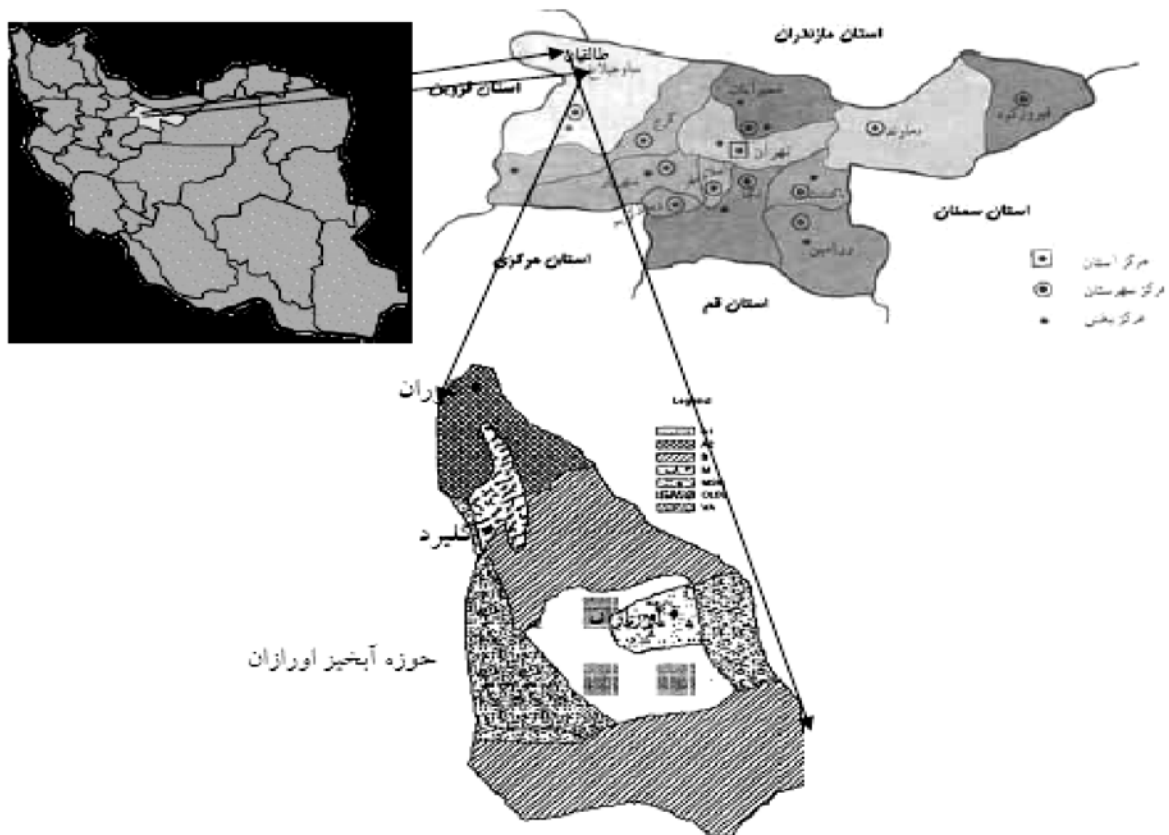
مواد و روش‌ها

منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد مطالعه در این پژوهش بخشی از حوزه‌ی آبخیز طالقان با نام اورازان با مساحت ۲۷۰۶ هکتار می‌باشد و بین عرض جغرافیایی ۲۵° ۰۶' تا ۳۶° ۴۵' ۱۰' و طول جغرافیایی متوسط ۵۰° ۵۲' ۰۵' واقع شده است. این بخش حوزه به گونه‌ی عمده کوهستانی بوده و بیشینه، کمینه و میانگین ارتفاع منطقه به ترتیب ۳۲۸۰، ۱۸۷۰ و ۲۵۰۶ متر از سطح دریاست. بیشتر بارش‌های منطقه‌ی مورد مطالعه ناشی از رژیم مدیترانه‌ای و بیشترین بارش‌ها در اواخر زمستان و اوایل بهار و پس از آن بارش‌های شایان توجهی در پاییز رخ می‌دهد و یک فصل نسبتاً طولانی و خشک تابستان هم از ویژگی‌های این اقلیم می‌باشد. اقلیم منطقه با استفاده از روش دومارتن اصلاح شده و آمبرژه به ترتیب نیمه مرطوب سرد و اقلیم ارتفاعات فوقانی است. گرادیان قائم بارندگی در منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس محاسبات انجام شده نزدیک به ۱۸۰ میلی‌متر به ازای ۱۰۰۰ متر اختلاف ارتفاع و میانگین بارش منطقه نزدیک به ۶۹۰ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه ۳/۰۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد [۲].

روش مزبور، ۳۷ درصد از تغییرات موجود در مشاهدات را مدل کرده است. اریکسون و همکاران [۵] به منظور مدل کردن تاثیر عوامل توپوگرافی بر روی عمق برف از روش معادله‌ی همبستگی خطی استفاده کردند. نتایج آنها نشان داد هنگامی که افزون بر استفاده از ترکیب خطی عوامل توپوگرافی شامل ارتفاع، زاویه شیب، تابش و نمایه بادپناهی از اثرات آنها به صورت متقابل آنها به صورت ترکیب‌های غیر خطی نیز استفاده شود، توانایی بیشتری در مدل کردن روند موجود در مشاهده‌ها، ایجاد می‌شود. در ایران نیز شریفی و همکاران [۱] به ارزیابی برآورد توزیع مکانی عمق برف در حوزه آبخیز صمصامی پرداختند نتایج نشان داد که ۶۷ درصد تغییرات عمق برف تحت تاثیر عوامل ارتفاع، جهت شیب شمالی-جنوبی و نمایه بادپناهی از روش معادله‌ی همبستگی خطی مدل گردید و روش کریجینگ معمولی با استفاده از اطلاعات بالا، ۶۲ درصد تغییرات عمق برف را مدل نمود.

به این ترتیب در استفاده از یک روش معین، در مطالعات گوناگون نتایج متفاوتی به چشم می‌خورد. در این پژوهش هدف آن است تا کاربرد روش کریجینگ در محاسبه‌ی مقدار عمق و چگالی برف در حوزه آبخیز اورازان مورد بررسی قرار گیرد.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه و موقعیت کلی اورازان

روش مطالعه و نمونه گیری

از کاربرد تغییر نماهای تجربی در برآورد، لازم است به آنها مناسبترین مدل تئوری را از بین پنج مدل تئوری خطی، کروی، نمایی، گوسی و خطی تا آستانه‌ی برازش داد و بهترین مدل را از بین آنها انتخاب نمود. بهترین برآورد خطی نارایب، به عنوان تابع خطی داده‌ها، برآورد مقادیر ناشناخته‌ای است که دارای کمترین واریانس بوده، همچنین نارایب باشند که با استفاده از مدل ساخته شده طی آنالیز ساختاری صورت می‌گیرد. بهترین برآورد کننده‌ی خطی نارایب کریجینگ می‌باشد که معادله‌ی آن به صورت رابطه‌ی (۲) است.

$$Z^*(x_i) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot z(x_i) \quad (2)$$

که در آن: $Z^*(x_i)$: مقدار برآورد شده‌ی متغیر، λ_i : وزن یا اهمیت نمونه i ام و $z(x_i)$: مقدار مشاهده شده متغیر می‌باشد.

در زمین آمار برای ارزیابی اعتبار مدل و برآوردها، از روشی به نام ارزیابی متقاطع^۵ استفاده می‌شود. در این روش یک نقطه به صورت موقتی حذف شده و با اعمال میان‌یابی مورد نظر برای آن نقطه مقداری برآورد می‌گردد. سپس مقدار حذف شده به جای خود برگردانده شده و برای دیگر نقاط به صورت مجزا این برآورد صورت می‌گیرد. به گونه‌ای که در پایان یک جدول با دو ستون که نشان‌دهنده‌ی مقادیر واقعی و برآورد شده است، به دست می‌آید. برای ارزیابی برآوردها از آماره‌های میانگین مطلق خطا (MAE)^۶، میانگین خطای انحراف (MBE)^۷ و واریانس اشتباه معیار (MSDR)^۸ استفاده شد.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)}| \quad (3)$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)}) \quad (4)$$

$$MSDR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)}}{\sigma(x)} \right)^2 \quad (5)$$

در این روابط: $Z^*(x_i)$: مقدار برآورد شده متغیر مورد نظر، $Z_{(x_i)}$: مقدار اندازه‌گیری شده متغیر مورد نظر، n : تعداد نمونه‌ها و $\sigma(x)$: انحراف معیار کریجینگ در نقطه x (RMSE)^۹ است:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z^*_{(x_i)} - Z_{(x_i)})^2} \quad (6)$$

مقادیر و میزان ارزیابی را نشان می‌دهند و در حالت ایده‌آل باید مساوی صفر باشد. مقادیر قابل توجه مثبت و مثبت یا منفی

با انجام عملیات صحرایی در بهمن ماه ۱۳۸۶ عمق و چگالی برف در ارتفاعات گوناگون، با استفاده از خط کش و سیلندر برفگیر به صورت تصادفی، سیستماتیک در ۹۸ نقطه اندازه‌گیری شد. سپس مختصات نمونه‌ها بر مبنای سیستم متریک (U.T.M.) با استفاده از سیستم موقعیت یاب جهانی (GPS) ثبت شد. آزمون نرمال بودن داده‌های عمق و چگالی برف با استفاده از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف^۱ انجام شد. معیار نرمال بودن، مقدار احتمال بیشتر از ۰/۰۵ می‌باشد، به این معنی که داده‌ها از توزیع نرمال تبعیت می‌کنند. در صورتی که داده‌ها با توجه به این آزمون نرمال نباشند، با توجه به مقادیر چولگی آنها و با استفاده از اشکال تغییر یافته^۲ داده‌ها نرمال می‌شوند. همچنین آزمون استقلال در زمان با استفاده از ابزار آماری همبستگی نگار^۳ و آزمون اندرسون انجام شد.

تجزیه و تحلیل زمین آماری

روی هم رفته یک آنالیز زمین آماری می‌تواند به مرحله‌ی آنالیز ساختاری و بهترین برآورد خطی نارایب^۴ تقسیم گردد. آنالیز ساختاری شامل انتخاب یک مدل تغییرات مکانی نظیر یک نیم‌تغییرنما بوده و به همین دلیل گاهی واریوگرافی نیز خوانده می‌شود [۶]. تابع واریوگرام به صورت رابطه‌ی (۱) است.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i+h)]^2 \quad (1)$$

در این رابطه: $\gamma(h)$: مقدار واریوگرام، N : جهت نمونه‌ها، h : فاصله، x_i : متغیر و $Z(x_i)$: مقدار متغیر می‌باشد. واریانس تصادفی در اثر اشتباه نمونه‌گیری ایجاد می‌گردد و باعث می‌شود که واریوگرام از مبدأ مختصات شروع نشود هر قدر میزان واریانس تصادفی کوچکتر باشد، دقت در نمونه‌گیری‌ها بالا خواهد بود. قابلیت واریوگرام در برآورد وابستگی بین نمونه‌ها در دامنه‌ی تاثیر ظاهر می‌شود. در خارج از این دامنه واریوگرام به خط نسبتاً راستی تبدیل می‌شود و در این حالت، وابستگی مکانی متغیرها از بین می‌رود. برای متغیرهایی که طول و عرض (U.T.M.) یکسانی دارند، می‌بایست در واریوگرام مربوط مقدار عرض از مبدأ آنها صفر می‌بود، ولی در عمل مشاهده شده که به دلیل وجود خطای نمونه‌گیری و یا خطای تجزیه نمونه‌ها و یا وجود علل فیزیکی مشخص دارای مقدار قابل توجهی واریانس تصادفی هستند. نکته‌ی جالبی که به کمک تغییرنما می‌توان به آن دست یافت، وضعیت همسانگردی متغیر در امتدادهای گوناگون است. بدین منظور تغییرنما در جهت‌های گوناگون محاسبه می‌شود که اگر این تغییرنماها مشابه باشند، نشانه‌ی همسانگردی متغیر می‌باشد. پیش

5- Cross-Validation

6- Mean Absolute Error

7- Mean Bias Error

8-Mean Squared Standardized Deviation Ratio

9- Root Mean Squared Error

1- Kolmogorov-Smirnov Test

2- Transform

3- Correlogram

4- Best Linear Unbiased Estimation (BLUE)

نشان دهنده ی برآورد بیشتر یا کمتر از مقدار واقعی اند. مقدار نسبت بین واریانس تجربی و نظری را نشان می دهد. اگر کریجینگ بر اساس مدل به کار رفته درست برآورد کرده باشد، این آماره بایستی مساوی عدد یک شود، در این حالت واریانس کریجینگ با واریانس برآوردها برابر خواهد بود.

نتایج

الف: واریوگرافی

ابتدا نرمال بودن و استقلال در زمان داده ها مورد آزمون قرار گرفت. جدول (۱) و شکل (۲) نشان می دهد که داده های خام اولیه عمق برف نرمال نیست، لذا با استفاده از روش تبدیل داده ها (لگاریتم گیری) داده ها نرمال شد و در مورد چگالی برف داده ها در حالت عادی نرمال بودند. همچنین داده های عمق و چگالی برف ایستا بودند. سپس واریوگرام تجربی بر اساس داده های نرمال با استفاده از نرم افزار GS^+ نسخه ۵/۱ رسم شد (شکل های ۵ و ۷) [۹].

محاسبه واریوگرام در جهت های گوناگون (شکل های ۶ و ۸) در مورد عمق و چگالی برف نشان داد که هیچ گونه ناهمسانگردی هندسی^۱ یا منطقه ای^۲ وجود ندارد در نتیجه واریوگرام به کار رفته چند جهته است. بر اساس آنچه که در جدول (۳) و شکل های (۵) و (۷) مشخص است، در رابطه با عمق برف اثر قطعه ای واریوگرام

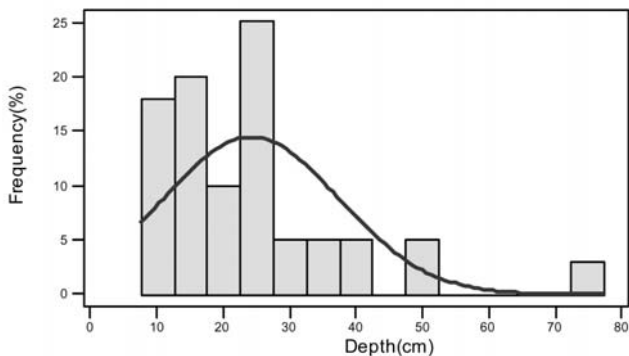
ضعیفی بوده و با وجود بالا بودن دامنه ی تاثیر (۷۳۶۸ متر)، اثر قطعه ای بالا باعث می شود که بخشی کوچک از واریانس کل (۰/۰۲۳) به وسیله واریوگرام توجه شود و بخش اعظم آن (۷۹ درصد) با بخش تصادفی و ناساختاری آن بیان شود.

ب) کریجینگ

درون یابی معمولی کریجینگ با استفاده از نرم افزار Arc/GIS نسخه ۹/۲ انجام شد (نگاره های ۹ و ۱۰).

ج) ارزیابی برآوردها

جدول (۲) نتایج ارزیابی برآوردها را برای عمق و چگالی برف نشان می دهد.



شکل ۲- بافت نگار و نمودار نرمال داده های عمق برف (پیش از تبدیل)

جدول ۱- داده های خام آمار برداری (پیش از تبدیل)

آزمون کلموگروف - اسمیرنوف				دامنه	بیشینه	کمینه	واریانس	میانگین	عامل
سطح احتمال		آماره							
پس از تبدیل	پیش از تبدیل	پس از تبدیل	پیش از تبدیل						
۰/۰۶۸	۰/۰۰۰	۰/۰۸۹	۰/۲۰۶	۶۲	۷۳	۱۱	۱۳/۲۷	۲۴/۱۹	عمق برف (cm)
-	۰/۰۷۸	-	۰/۰۸۶	۰/۵۴	۱/۰۵	۰/۵۱	۰/۱۴۷	۰/۸۰۳	چگالی برف (gr/cm ³)

با توجه به داده های این جدول، مقادیر میانگین مطلق خطا (MAE) و اریب خطا (MBE) از صفر فاصله ی نسبتاً کمی دارند و نشانگر این است که روش کریجینگ می تواند عمق و چگالی برف را

جدول ۲- نتایج ارزیابی برآوردها

پارامتر	MAE	MBE	MSDR	$\sigma(X)$
عمق برف	۰/۱۴۳	-۰/۰۱۸۳۱	۱	۰/۲۲
چگالی برف	۰/۱۰۰۵	-۰/۰۰۱۵	۱	۰/۱۲

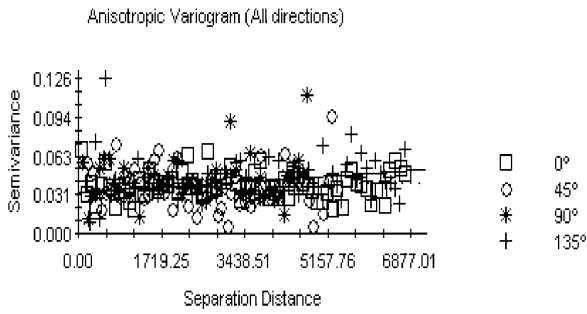
صحیح برآورد نماید و مقدار مساوی یک MSDR هم نشانگر عدم

(۰/۰۰۱۰) نسبت به سقف واریوگرام (۰/۰۵) خیلی کم است، این به آن مفهوم است که ما بین داده ها، ساختار فضایی بسیار قوی بوده و بخش اعظم از واریانس کل (۲۰۷/۶۷) به وسیله ی واریوگرام توجه می شود و بخش کوچکی از آن (۲۰ درصد) با بخش تصادفی و ناساختاری^۳ آن بیان شود، ولی به دلیل پایین بودن دامنه تاثیر ساختار فضایی بسیار قوی تا فاصله ای کم (۱۸۶ متر) بین داده ها وجود دارد. در رابطه با چگالی برف اثر قطعه ای واریوگرام (۰/۰۱۰۳) نسبت به سقف واریوگرام (۰/۰۴۸۵) خیلی زیاد است، این به آن مفهوم است که ما بین داده ها، ساختار فضایی بسیار

1- Geometric Anisotropy

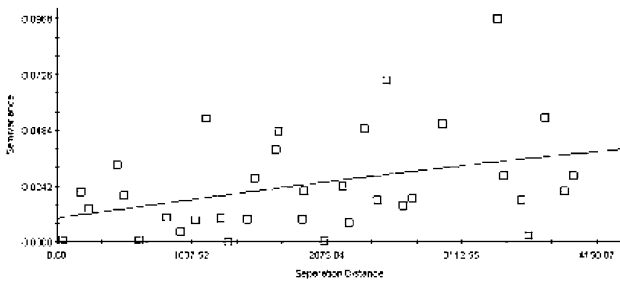
2- Zonal Anisotropy

3- Nugget Effect



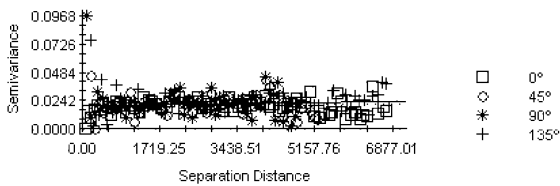
Linear model (Co = 0.0330; Co + C = 0.1536; A1 = 48440.00; A2 = 48440.00; r2 = 0.009; RSS = 0.0626)

شکل ۶- نیم تغییرنا عمق برف در جهت های گوناگون



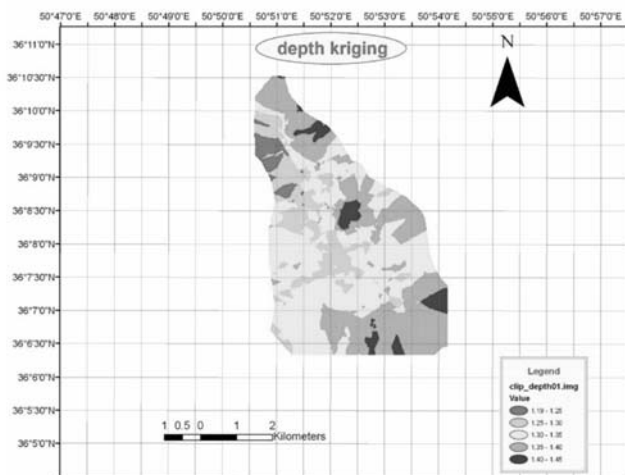
شکل ۷- نیم تغییرنا چگالی برف

Anisotropic Variogram (All directions)

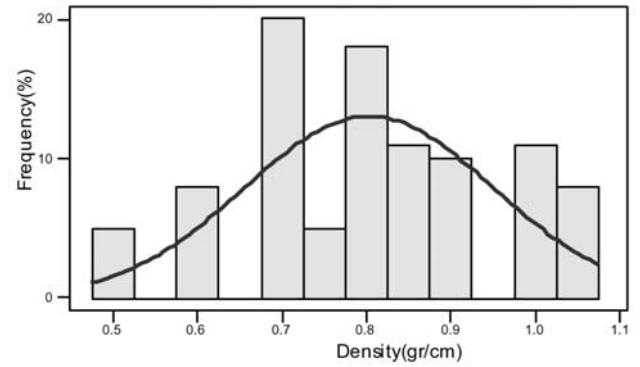


Exponential model (Co = 0.0195; Co + C = 0.1164; A1 = 166800.00; A2 = 166800.00; r2 = 0.011; RSS = 0.0236)

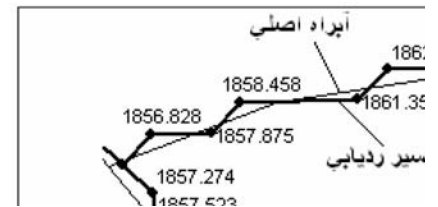
شکل ۸- نیم تغییرنا چگالی برف در جهت های گوناگون



شکل ۹- نقشه ی برآورد کریجینگ عمق برف



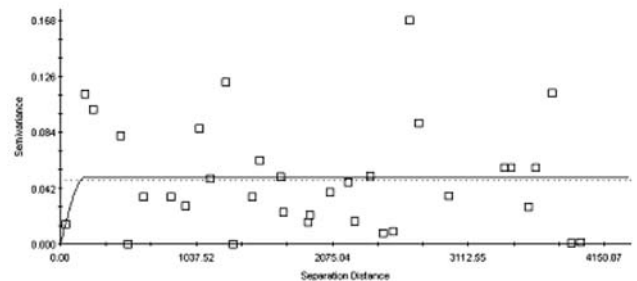
شکل ۳- بافت نگار و نمودار نرمال داده های چگالی برف (پیش از تبدیل)



شکل ۴- بافت نگار و نمودار نرمال داده های عمق برف (پس از تبدیل)

جدول ۳- ویژگی های مناسبترین مدل واریوگرام تجربی داده ها (مدل کروی) پس از تبدیل

عامل	اثر قطعه ای	سقف	دامنه	دامنه تاثیر
عمق برف	۰/۰۰۱۰	۰/۰۵	۱۸۶	۱۸۶
چگالی برف	۰/۰۱۰۳	۰/۰۴۸۵	۷۳۶۸	۷۳۶۸
عامل	$\frac{C}{Co+C}$	ضریب همبستگی	مجموع مربعات باقیمانده	گام (m)
عمق برف	۰/۹۹۸	۰/۰۲۲	۰/۰۵۲۹	۱۰۰
چگالی برف	۰/۷۸۸	۰/۱۳	۰/۰۱۴	۱۰۰



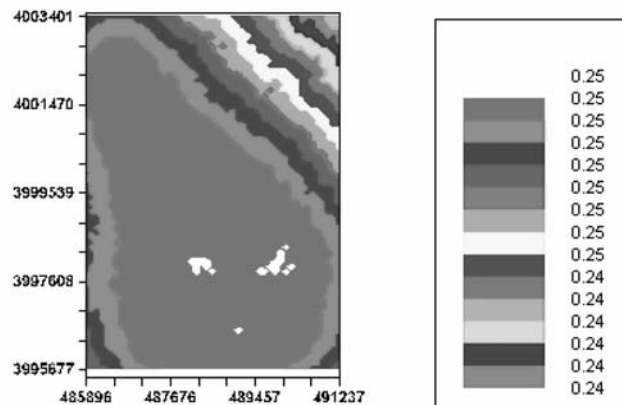
شکل ۵- نیم تغییرنا عمق برف

واریوگرام بستگی دارد. هر قدر، میزان اثر قطعه‌ای زیاد باشد، توان پیش‌بینی توسط مدل واریوگرافی کاهش می‌یابد. در واریوگرام مربوط به عمق برف، اثر قطعه‌ای مقدار کمی داشته که به دلیل وجود ساختار فضایی قوی در بین مقادیر عمق برف در فاصله‌های گوناگون مورد بررسی است و همچنین دامنه‌ی تاثیر نیز مقدار کمی دارد که دلالت بر ساختار فضایی قوی در فاصله‌ی کوتاه‌تر دارد و از آنجایی که توانایی زمین آمار بر اساس تغییرات پیوسته مکانی متغیرهای محیط بنا شده است، این ویژگی همگنی در داده‌های جمع‌آوری شده عمق برف را نشان می‌دهد (کم بودن اثر قطعه‌ای نشان‌دهنده‌ی این موضوع است). کم بودن اثر قطعه‌ای در واریوگرام به دست آمده، می‌تواند به دلیل تغییرات کم عمق برف در فاصله اندک باشد. در واریوگرام مربوط به چگالی برف، اثر قطعه‌ای مقدار زیادی داشته که به دلیل وجود ساختار فضایی ضعیف در بین مقادیر چگالی برف در فاصله‌های گوناگون مورد بررسی قرار می‌گیرد. این ویژگی نا همگنی در داده‌های جمع‌آوری شده‌ی چگالی برف را نشان می‌دهد (بالا بودن اثر قطعه‌ای نشان‌دهنده این موضوع است). نتایج ارزیابی برآوردها به وسیله‌ی کریجینگ نشان‌دهنده توانایی بالای روش کریجینگ در برآورد عمق و چگالی برف در منطقه است که دلیل آن کم بودن اثر قطعه‌ای در واریوگرام عمق برف و زیاد بودن دامنه تاثیر در واریوگرام چگالی برف می‌باشد.

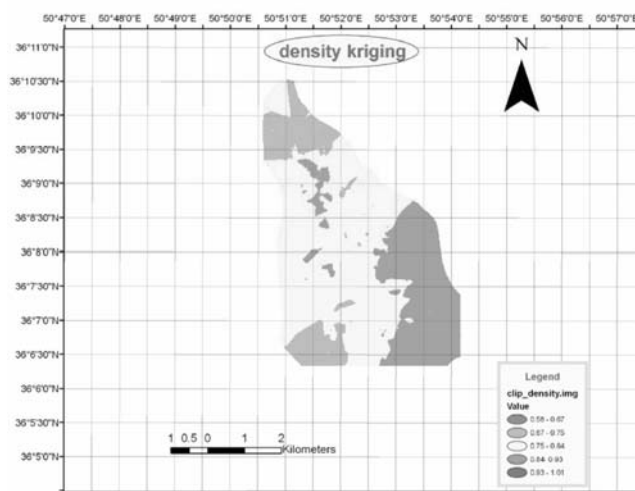
عوامل توپوگرافی شامل ارتفاع، جهت شیب، زاویه‌ی شیب، شکل انحناء سطح زمین، سرعت و جهت وزش باد و نیز عبور وسایل نقلیه، در توزیع تصادفی عمق و چگالی برف در منطقه مورد بررسی تاثیرگذار هستند. کم بودن دامنه‌ی تاثیر در رابطه با عمق برف و بالا بودن اثر قطعه‌ای در رابطه با چگالی برف نشان‌دهنده‌ی تغییرپذیری شدید این پارامترها در فاصله‌های زیاد است. این تغییرپذیری به گونه‌ای است که هر گونه ناهمسانگردی را در منطقه پوشش داده است.

در مقایسه با نتایج سایر پژوهشگران، نتیجه‌ی این پژوهش با نتایج پژوهش ارلین و همکاران [۴]، مولتچ و همکاران [۸] و شریفی و همکاران [۱] در مورد برآورد صحیح عمق و چگالی برف توسط روش کریجینگ همخوانی دارد.

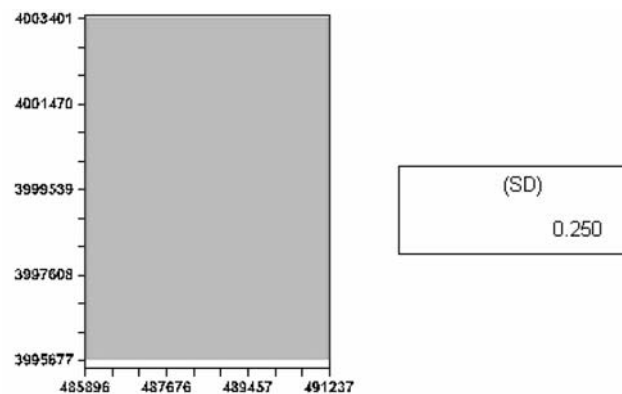
به نظر می‌رسد روش نمونه‌گیری با طبقه‌بندی محیط به واحدهای همگن و طبقه‌بندی مناسب داده‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، باعث همسانگردی در بین داده‌ها شده و تغییرپذیری مکانی داده‌ها را کاهش داده و در پی آن اثر قطعه‌ای کاهش یافته و توانایی زمین آمار افزایش می‌یابد. در کل زمین آمار در مقیاس‌های کوچک و در حد دامنه تاثیر داده‌ها و در شرایطی که محیط از همگنی بیشتر برخوردار باشد، نتایج بهتری در مقایسه با به کارگیری آمار معمولی (برای مثال رگرسیون چند متغیره)، خواهد داشت. همچنین انتخاب تعداد مناسب از داده‌ها، در به کارگیری این روش موثر است.



شکل ۱۰ - نقشه انحراف از معیار برآورد کریجینگ عمق برف



شکل ۱۱ - نقشه‌ی برآورد کریجینگ چگالی برف



شکل ۱۲ - نقشه‌ی برآورد کریجینگ چگالی برف

تفاوت مابین واریانس کریجینگ و واریانس مقادیر برآوردی در واریوگرام نظری و تئوری است.

بحث و نتیجه‌گیری

تمام داده‌هایی که با درون‌یابی کریجینگ در زمین آمار به دست می‌آید، با ساختار کلی واریوگرام و به ویژه به مقدار اثر قطعه‌ای در

Mountains, Hydrological Processes, 16:3627-3649.

5- Erickson, T.A., Williams, M.W. and Winstral, A. 2005. Persistence of topographic controls on the spatial distribution of snow in Rugged mountain, Colorado, United States, Water Resources Research, 41:1-17.

6- Goovaerts, P. 1997. Geostatistics for Natural Resources Evaluation, Oxford University Press, New-York, 483p.

7- Marchand, W. D. and Killingtonveit, A. 2001. Analyses of the Relation between Spatial Snow Distribution and Terrain Characteristics, 58th Estern Snow Conference Ottawa, Ontario, Canada.

8- 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, Hydrological Processes, 19:1459-1479.

9- <http://www.gammadesign.com>, Copyright © 2008 Gamma Design Software All rights reserved.

تشکر و قدردانی

از همکاری معاونت پژوهشی و گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی دانشکده منابع طبیعی و مدیر قطب علمی مدیریت پایدار حوزه‌های آبخیز دانشگاه تهران، در فراهم نمودن امکانات این طرح تحقیقاتی و تهیه مقاله مربوطه تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

۱- شریفی، م.ر.، آخوندعلی، ع.م.، پرهمت، ج. و محمدی، ج. ۱۳۸۶. ارزیابی دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی به منظور برآورد توزیع مکانی عمق برف در حوزه آبخیز صمصامی، مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۱(۱):۲۴-۳۸.

۲- گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران. ۱۳۷۲. مطالعات آبخیزداری حوزه آبخیز طالقان، سازمان آب منطقه ای استان تهران.

۳- نجفی، م.، شیخی وند، ج. و پرهمت، ج. ۱۳۸۳. برآورد رواناب حاصل از ذوب برف در حوزه‌های برف گیر با استفاده از مدل (SRM مطالعه موردی حوزه سد مهاباد)، علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۱(۳):۱۱۱-۱۲۲.

4- Erxleben, J., Elder, K., Davis, R. 2002. Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in Colorado Rocky