

بررسی تأثیر باد بر توزیع مکانی برف‌انباشت در یکی از زیرحوضه‌های کارون (مطالعه موردی: زیرحوضه صمصامی)

صفر معروفی

دانشیار گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا.

آدرس: همدان، بلوار آزادگان، دانشکده کشاورزی (چرم‌سازی)، گروه آبیاری و زهکشی. تلفن: ۰۸۱۱۴۴۲۴۵۲۸

E-mail: smarofi@yahoo.com

حسین طبری

دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا

حمید زارع ایبانه

استادیار گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا

محمد رضا شریفی

استادیار گروه مهندسی عمران، دانشکده مهندسی، دانشگاه جندی شاپور

منبع استخراج منابع: پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد آبیاری و زهکشی

تاریخ پذیرش: ۸۹/۶/۱۷

تاریخ دریافت: ۸۹/۴/۲۲

چکیده

در این تحقیق، ابتدا همبستگی بین شاخص بادپناهی و ضخامت برف به کمک رگرسیون‌های خطی و غیرخطی چندجمله‌ای در یکی از زیرحوضه‌های کارون مورد بررسی قرار گرفت و روابط مناسب تعیین شد. سپس با استفاده از روابط بدست آمده و بکارگیری GIS، توزیع مکانی ضخامت برف (مبتنی بر شاخص بادپناهی) در حوضه مورد مطالعه برآورد و نقشه مربوطه تهیه گردید. نهایتاً، با توجه به روش‌های زمین‌آمار، نتایج بدست آمده از مدل‌های رگرسیونی، مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این تحقیق نشان داد که شاخص بادپناهی با ضخامت برف دارای رابطه معنی‌دار و مستقیمی در سطح پنج درصد می‌باشد. ضریب همبستگی بین این دو پارامتر در رگرسیون غیرخطی چندجمله‌ای بیشتر از رگرسیون خطی است. نقشه‌های توزیع مکانی ضخامت برف مبتنی بر شاخص بادپناهی مطابقت خوبی با نقشه توزیعی بدست آمده از روش کریجینگ معمولی دارد. بطور کلی می‌توان نتیجه‌گیری نمود که باد تأثیر بسزایی بر توزیع مکانی ضخامت برف دارا می‌باشد.

کلمات کلیدی: باد، توزیع مکانی، روش‌های رگرسیونی، ضخامت برف، GIS.

مقدمه

تجزیه و تحلیل و برآورد میزان آورد آبی و مسیر افت و خیز آن و در نتیجه، تنظیم برنامه‌های آبیاری و بهره‌برداری از مخازن نقش اساسی دارد (اسلامی و فیروزبخت، ۱۳۷۳).

باد به عنوان یکی از عوامل مؤثر بر چگونگی تغییرات مکانی خصوصیات برف‌انباشت، بسیار حائز اهمیت است (بلوشل و کیرن‌باور، ۱۹۹۲؛ لوک و همکاران، ۱۹۹۸).

با توجه به خصوصیات هیدرولوژیکی رودخانه کارون و شرایط فیزیوگرافی حوضه‌های آبریز این رودخانه، میزان روند آبدهی رودخانه به ویژه در دوران خشک سالی، متأثر از میزان انباشت برف^۱ در ارتفاعات حوضه‌هاست. لذا شناسایی و اندازه‌گیری ذخایر برفی سراب این رودخانه، در

^۱ Snow accumulation

آنها مناطق همگن صرفاً بر اساس حرکت سیستم‌های بارش منطقه تعیین گردید. همچنین تأثیر دیگر عوامل توپوگرافی و پارامترهایی نظیر باد در هر یک از مناطق در نظر گرفته نشده است. معروفی و همکاران (۱۳۸۷) با استفاده از نقشه مدل رقومی ارتفاع^۲ (DEM)، اقدام به برآورد آب معادل برف در زیرحوضه صمصامی نمودند. بدین صورت که ابتدا همبستگی ارتفاع و آب معادل برف را به کمک روابط رگرسیون خطی، غیر خطی لگاریتمی و چند جمله‌ای محاسبه نموده و سپس با بکارگیری بهترین رابطه رگرسیونی، آب معادل برف را در زیرحوضه مزبور پهنه‌بندی نمودند. در تحقیق دیگری، طبری و همکاران (۱۳۸۸) با مقایسه روش‌های هوش مصنوعی و رگرسیون غیرخطی چندمتغیره در برآورد آب معادل برف در زیر حوضه صمصامی نتیجه گرفتند که روش‌های هوش مصنوعی بسیار بهتر از روش رگرسیونی قادر به تخمین آب معادل برف می‌باشند. طبری و همکاران (۲۰۰۹) مقایسه‌ای بین روش‌های ترکیبی و هوش مصنوعی در برآورد آب معادل برف در حوضه صمصامی انجام دادند. آنها به منظور تخمین پارامتر مزبور از هفت روش: (۱) رگرسیون خطی چندمتغیره، (۲) تابع تشخیص، (۳) کریجینگ معمولی، (۴) ترکیب کریجینگ معمولی- رگرسیون خطی چندمتغیره، (۵) ترکیب کریجینگ معمولی-تابع تشخیص، (۶) شبکه عصبی مصنوعی، (۷) ترکیب شبکه عصبی مصنوعی-الگوریتم ژنتیک استفاده نمودند. نتایج آنها حاکی از برتری روش ترکیبی شبکه عصبی مصنوعی-الگوریتم ژنتیک نسبت به سایر روش‌ها می‌باشد.

دستیابی به توزیع مکانی برف‌انباشت برای شناسایی منابع آب ذخیره شده به صورت برف و همچنین در پیش-بینی سیلاب بسیار ضروری است. برف انباشته شده در مناطق مختلف تحت تأثیر وضعیت بادروبی یا بادپناهی نقاط، دائماً در اثر باد تغییر می‌کند. در زمینه بررسی چگونگی تأثیر باد روی ضخامت برف، مطالعاتی صورت گرفته است که تحت تأثیر شرایط منطقه‌ای مختلف، نتایج متفاوتی بدست آمده است.

این تحقیق جهت بررسی رابطه باد با توزیع مکانی ضخامت برف در یکی از زیرحوضه‌های کارون صورت گرفته است. بدین منظور، ابتدا رابطه شاخص بادپناهی با

تأثیر باد روی توزیع برف‌انباشت، به دلیل دامنه بسیار وسیع و تغییرات مقدار آن، به خصوص در مناطق کوهستانی، از مکانیزم پیچیده‌ای برخوردار است (وینسترال و همکاران، ۲۰۰۲). برف جابجا شده توسط باد^۱ سبب تجمع چند برابر برف در مقایسه با برف ریزشی به تنهایی، در برخی مناطق می‌گردد (گری و میل، ۱۹۸۱). به طوری که باعث ایجاد مناطق بدون برف در مجاورت مناطقی با چندین برابر برف‌انباشت می‌شود (وینسترال و همکاران، ۲۰۰۲). در برخی از حوضه‌ها، جابجایی برف در اثر باد در ساعات اولیه ریزش و یا اولین روز پس از بارش صورت می‌گیرد (بیرودیان، ۱۳۸۳) که این به سبب درجه حرارت بالای هوای منطقه است (الدر، ۱۹۹۵). در حالی که در برخی مناطق دیگر که از هوای سردتری برخوردار هستند، جابجایی برف توسط باد تقریباً در زمان‌های طولانی پس از ریزش صورت می‌گیرد (مولوچ و همکاران، ۲۰۰۵). اثرات باد روی برف به طور گسترده‌ای توسط محققینی نظیر فون (۱۹۸۰)، اشمیت (۱۹۸۲)، تابلر (۱۹۹۴) و میچاکز و همکاران (۲۰۰۲) مورد بررسی قرار گرفته است. الدر و همکاران (۱۹۹۱) در حوضه‌های واقع در کلرادو، از بین عوامل ارتفاع، شیب، تابش، شاخص‌های بادپناهی و بادروبی، شاخص بادپناهی را به عنوان مهمترین پارامتر مؤثر بر ضخامت برف معرفی نمودند. وینسترال و همکاران (۲۰۰۲) در منطقه‌ای از کلرادو، تأثیر عامل باد را روی تغییرات مکانی برف‌انباشت بسیار مهم ارزیابی کردند. مولوچ و همکاران (۲۰۰۵) در حوضه توکوپاه واقع در کالیفرنیا، شاخص بادپناهی را به عنوان یک عامل مؤثر بر توزیع مکانی ضخامت برف معرفی نمودند.

تاکنون مطالعات معدودی در زمینه ضخامت و آب معادل برف در ایران صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره نمود. اسلامی و فیروزبخت (۱۳۷۳) با تقسیم حوضه کارون و دز به دو منطقه پیش-کوه و پشت‌کوه، بر اساس جهت قرار گرفتن مناطق مزبور نسبت به حرکت سیستم‌های بارش منطقه، از روی رابطه خطی تغییرات آب معادل برف با ارتفاع، در هر یک از مناطق مذکور نسبت به برآورد آب معادل برف در نقاط فاقد آمار اقدام نمودند. تخمین‌های انجام شده در این مطالعه همراه با خطای زیادی بوده است. زیرا در تحقیق

² Digital elevation model

¹ Drifted snow

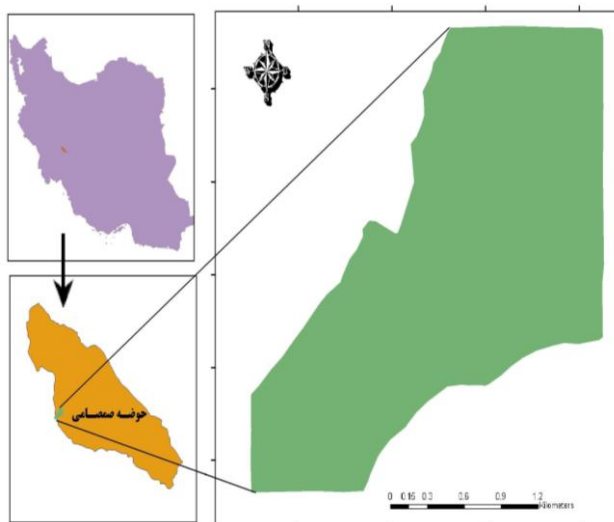
حوضه آبریز صمصامی یکی از زیر حوضه‌های اصلی کارون علیا می‌باشد. این حوضه با مساحتی در حدود ۲۴۶ کیلومترمربع در قسمت غربی استان چهارمحال و بختیاری و در مختصات جغرافیایی "۵۰°۱۰'۲۰" تا "۵۰°۲۶'۱۸" طول شرقی و "۳۲°۵'۷" تا "۳۲°۱۵'۱" عرض شمالی واقع شده است. ارتفاع متوسط حوضه حدوداً ۲۵۰۰ متر می‌باشد. میانگین بارش سالانه در این حوضه برابر ۱۱۷۵ میلی-متر بوده که ۶۱ درصد آن به شکل برف و مابقی آن به شکل باران نازل می‌شود. به دلیل ریزش‌های جوی نسبتاً مناسب به ویژه ریزش مقدار قابل توجهی برف در سطح این حوضه، چشمه‌های کوچک و بزرگ دائمی و فصلی زیادی در آن جاری است. این چشمه‌ها منشأ تشکیل چندین رودخانه در این حوضه می‌باشند که بزرگترین آنها رودخانه دوآب صمصامی به طول ۱۴ کیلومتر می‌باشد. در این تحقیق محدوده‌ای به مساحت ۵/۲ کیلومترمربع از حوضه مزبور برای نمونه‌برداری در نظر گرفته شده است (شکل ۱).

ضخامت برف به کمک رگرسیون‌های خطی و غیرخطی چندجمله‌ای^۱ بدست آمد. سپس با استفاده از روابط بدست آمده و بکارگیری سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)^۲، توزیع مکانی ضخامت برف مبتنی بر شاخص باد-پناهی در حوضه مورد مطالعه برآورد گردید. نهایتاً، برای ارزیابی روش بکار رفته در این تحقیق، توزیع مکانی بدست آمده با این روش با نقشه حاصله از مدل‌های زمین آمار^۳ مقایسه شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

سرشاخه‌های رودخانه کارون از مرتفع‌ترین قله سلسله جبال زاگرس در زردکوه بختیاری و دنا سرچشمه می‌گیرند. حوضه کارون، از زیرحوضه‌های متعددی تشکیل شده که عمدتاً در مناطق کوهستانی واقع شده‌اند. حوضه‌های آبریز کارون در بالادست پل شالو را می‌توان به چهار زیرحوضه اصلی شامل کارون علیا، خرسان، بازفت و لردگان تقسیم نمود.



شکل (۱): موقعیت جغرافیایی ناحیه

مورد مطالعه

^۱ Polynomial non-linear regression

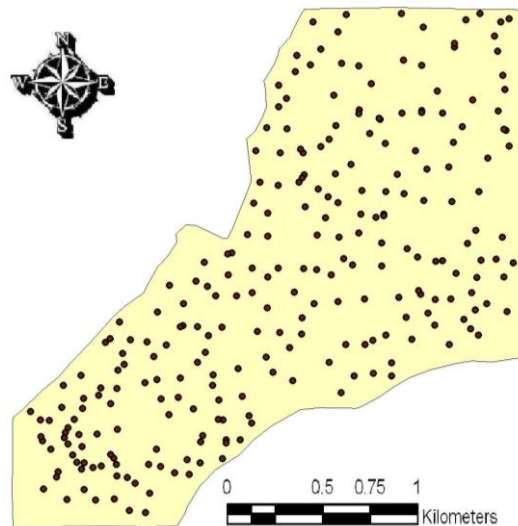
^۲ Geographic information system (GIS)

^۳ Geostatistic models

اندازه‌گیری ضخامت برف

در تحقیق حاضر، از داده‌های اندازه‌گیری شده توسط شریفی (۱۳۸۶) استفاده گردید. جهت نمونه‌برداری در محل‌هایی که دارای تغییرات عوامل توپوگرافی زیاد بودند، فواصل نمونه‌گیری کوچکتر انتخاب و بر عکس، برای محل‌هایی که تغییرات مذکور کمتر بود، فواصل بین نقاط، بزرگتر انتخاب گردید. بدین منظور، نقاط نمونه‌برداری ضخامت برف به صورت شبکه‌ای نامنظم و غیرسیستماتیک انتخاب گردید. در ایجاد شبکه نامنظم مزبور، به علت صعوبت برف‌پیمایی در امتداد شیب‌ها، تصمیم گرفته شد که به منظور ایجاد تسهیل در امر

نمونه‌برداری، از طریق حرکت اکیپ اجرایی در امتداد خطوط تراز، نقاط نمونه‌برداری تصادفی به فواصل ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر روی خطوط تراز انتخاب گردند. همچنین جهت دستیابی به تغییرات ضخامت برف در فواصلی کمتر از ۵۰ متر، تعدادی از نقاط در بین خطوط تراز ۲۰ متری بر روی نقشه توپوگرافی انتخاب شدند. در مجموع، تعداد نقاط اندازه‌گیری به عوارض طبیعی زمین، خصوصیات اقلیمی و توپوگرافی منطقه، قابل دسترس بودن محل و اختصاص بودجه کافی وابسته است. بدین ترتیب ۲۵۸ نقطه که موقعیت آنها در شکل (۲) نشان داده شده است، مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند (شریفی، ۱۳۸۶).



شکل (۲): موقعیت نقاط اندازه‌گیری ضخامت برف (۲۵۸ نقطه) واقع در محدوده مورد مطالعه

شاخص بادپناهی

برای مدل کردن تغییرات برف‌انباشت تحت تأثیر باد، محققین سعی در تعریف و توسعه پارامترهایی نموده‌اند که هم متأثر از خصوصیات توپوگرافی باشد و هم به نحوی خصوصیات باد یعنی جهت یا سرعت در آن لحاظ شده باشد. به طوری که برهم کنش دو خصوصیت مربوط به توپوگرافی و باد، دو عامل تجمع برف‌انباشت یا فرسایش آن باشد. یکی از معتبرترین این شاخص‌ها، شاخص بادپناهی است. شاخص بادپناهی، معیاری است که بر اساس برهم‌کنش باد و وضعیت پستی و بلندی محدوده که بادپناهی هر نقطه از سطح زمین را تحت تأثیر قرار می‌دهد، محاسبه می‌شود. برای محاسبه شاخص بادپناهی یک نقطه، ابتدا می‌بایست محدوده تأثیر در بالادست نقطه

مورد نظر، تعیین گردد. منطقه مزبور عبارت از قطعی از یک دایره به شعاع d_{max} و زاویه مرکزی θ است که در بالادست نقطه و به طرف جهت باد غالب گسترده شده است. شعاع مرکزی قطاع مزبور منطبق بر امتداد باد غالب خواهد بود (شریفی، ۱۳۸۶). درون محدوده مورد نظر، با مشخص نمودن امتدادهای معینی با فاصله زاویه‌ای یکسان پنج درجه، به ازای هر یک از امتدادها، شاخص بادپناهی از رابطه (۱) قابل محاسبه است.

$$Sx_{A,d_{max}}(x_i, y_i) = \max \left[\text{tg}^{-1} \left(\frac{El.(x_y, y_y) - El.(x_i, y_i)}{\left[(x_y - x_i)^2 + (y_y - y_i)^2 \right]^{0.5}} \right) \right] \quad (1)$$

در این رابطه، S_x شاخص بادپناهی (درجه)، A آزیموت امتداد در نظر گرفته شده برای محاسبه S_x ، d_{max} حداکثر طول تأثیر (متر)، EI ارتفاع از سطح دریا (متر)، y_i و x مختصات نقطه مورد نظر (UTM)، x_y و y_y مختصات نقاط قرار گرفته در امتداد A و تا حداکثر فاصله d_{max} از نقطه مورد نظر (UTM) می‌باشند (مولوچ و همکاران، ۲۰۰۵).

رابطه (۱)، شاخص بادپناهی را صرفاً در یک راستا محاسبه می‌کند. بنابراین به منظور محاسبه تأثیر همه ارتفاعات واقع در بالادست نقطه در امتدادهای مختلف بر وضعیت بادپناهی نقطه مورد نظر، اقدام به مشخص کردن تعدادی راستا با فواصل زاویه‌ای پنج درجه شد. پس از تعیین امتدادهای مزبور، با بکارگیری رابطه (۱) در هر یک از آنها به طور جداگانه، شاخص بادپناهی محاسبه می‌شود. سپس برای تعیین شاخصی که نماینده امتدادهای مختلف در محدوده تأثیر باشد، از شاخص بادپناهی مربوط به هر امتداد، با استفاده از رابطه (۲) میانگین‌گیری به عمل آمد.

رابطه (۱)، شاخص بادپناهی را صرفاً در یک راستا محاسبه می‌کند. بنابراین به منظور محاسبه تأثیر همه ارتفاعات واقع در بالادست نقطه در امتدادهای مختلف بر وضعیت بادپناهی نقطه مورد نظر، اقدام به مشخص کردن تعدادی راستا با فواصل زاویه‌ای پنج درجه شد. پس از تعیین امتدادهای مزبور، با بکارگیری رابطه (۱) در هر یک از آنها به طور جداگانه، شاخص بادپناهی محاسبه می‌شود. سپس برای تعیین شاخصی که نماینده امتدادهای مختلف در محدوده تأثیر باشد، از شاخص بادپناهی مربوط به هر امتداد، با استفاده از رابطه (۲) میانگین‌گیری به عمل آمد.

$$\bar{S}_{x_{d_{max}}}(x_i, y_i) \Big|_{A_1}^{A_2} = \frac{1}{n_v} \sum_{A=A_1}^{A_2} S_{x_{A, d_{max}}}(x_i, y_i) \quad (2)$$

در این رابطه، n_v تعداد امتدادهای تعریف شده در محدوده تأثیر واقع بین آزیموت‌های A_1 تا A_2 درجه و به شعاع d_{max} می‌باشد (مولوچ و همکاران، ۲۰۰۵).

محاسبه شاخص بادپناهی

برای تعیین جهت باد غالب در محدوده اندازه‌گیری برای محاسبه شاخص بادپناهی نقاط، از اطلاعات بادسنجی ایستگاه‌های سینوپتیک کوه‌رنگ و شهرکرد واقع در نزدیکی محدوده، استفاده گردید. سپس برای محاسبه شاخص بادپناهی نقاط بر مبنای جهت باد غالب، مراحلی به شرح ذیل انجام گرفت. پس از انتخاب امتدادی به عنوان جهت باد غالب، محدوده تأثیر با توجه به مقدار توصیه شده برای زاویه مرکزی قطاع $\theta = 60^\circ$ ، برای هر یک از نقاط مشاهده‌ای تعیین شد. سپس به ازای هر نقطه مشاهده‌ای با مختصاتی معلوم، مختصات نقاط انتهایی امتدادهای پنج درجه‌ای واقع در محدوده تأثیر، به طول حداکثر ممکن تحت تأثیر ارتفاعات اطراف محدوده

روش‌های زمین آمار

یکی از روش‌هایی که برای تحلیل ساختار مکانی و ارائه تخمینی از ضخامت برف کاربرد دارد، روش زمین آمار می‌باشد که از آغاز دهه ۱۹۹۰ میلادی مورد توجه هیدرولوژیست‌ها قرار گرفته است (کارول و کرسی، ۱۹۹۷؛ بالک و همکاران، ۱۹۹۸). این علم به عنوان یکی از زیرشاخه‌های آمار کاربردی، علمی است که هدف اصلی آن ارائه مدلی مناسب جهت توصیف تغییرات مکانی یک متغیر ناحیه‌ای می‌باشد (محمدی، ۱۳۸۰) که مدل مزبور بر پایه تابع تصادفی استوار است (جورنل و هویجبرگتس،

¹ Import
² Export

تخمین زده می‌شود. در این روش وزن‌ها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به موقعیت و نحوه پراکندگی نقاط حول نقطه تخمین، تعیین می‌شوند. بدین ترتیب که به نقاط نزدیک‌تر، وزن بیشتری اختصاص داده می‌شود و نقاط دارای فاصله یکسان وزن یکسانی دریافت می‌کنند. در واقع نقاط با فاصله کمتر، اثر بیشتری بر تخمین می‌گذارند. مقدار وزن در این روش از رابطه (۵) محاسبه می‌گردد:

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\alpha}} \quad (5)$$

در این رابطه، D_i فاصله نقطه مشاهده شده λ_m تا نقطه تخمین زده شده، α توان وزن‌دهی فاصله و n تعداد نقاط همسایگی می‌باشد (دلبری و همکاران، ۱۳۸۳). **کریجینگ^۹**: یکی از روش‌های پیشرفته زمین‌آماري است که بر اساس تحلیل نیم‌تغییرنما^{۱۰} استوار می‌باشد. نیم‌تغییرنما یکی از روش‌های محاسبه تغییرات مکانی است که هدف اصلی از برقرار کردن تابع آن شناسایی ساختار تغییرپذیری متغیر نسبت به فاصله مکانی می‌باشد، در صورتی که آمار کلاسیک دارای چنین قابلیت‌هایی نیست. از نظر تعریف، اگر واریانس بین نقاطی با فاصله h کوچک باشد، نشانه وابستگی بیشتر متغیر بین آن نقاط است. این واریانس وابسته به فاصله، نیم‌تغییرنما نامیده می‌شود که آن را با $\gamma(h)$ نشان می‌دهند. تابع نیم‌تغییرنما، تغییرات یک پارامتر را با در نظر گرفتن فاصله به صورت معادله (۶) نشان می‌دهد:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (6)$$

که در آن، $Z(x_i)$ و $Z(x_i+h)$ مقادیر متغیر به ترتیب در نقاط x_i و x_i+h و $N(h)$ تعداد جفت نمونه‌های بکار رفته به ازای هر فاصله h می‌باشد (گلمحمدی و همکاران، ۱۳۸۷). به عبارت دیگر، کریجینگ تخمین‌گری نارایب است که تنها یک متغیر را پیش‌بینی می‌نماید. شرط نارایب بودن در سایر روش‌های تخمین، نظیر روش چندجمله‌ای و فاصله معکوس نیز اعمال می‌شود ولی ویژگی کریجینگ

(۱۹۷۸). منظور از تابع تصادفی، تابعی مانند $Z(x)$ می‌باشد که برای هر نقطه مانند x مقدار مشخصی را بدست می‌دهد. در تابع مزبور کلیه تغییرات مکانی به مؤلفه ساختاری (سیستماتیک) و غیرساختاری (تصادفی) تقسیم می‌شود. به عبارت دیگر تغییرات مکانی یک متغیر ناحیه‌ای، مانند $Z(x)$ را می‌توان به صورت زیر نشان داد:

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon(x) \quad (3)$$

در این رابطه، $m(x)$ تابع قطعی^۱ جبری و معرف روند، یا همان مؤلفه با تغییرات ساختاری در مقیاس بلند دامنه و $\varepsilon(x)$ بیانگر مؤلفه تغییرات تصادفی است.

روش‌های زمین‌آماري بکار برده شده در این تحقیق شامل مدل‌های میانگین متحرک وزنی^۲، کریجینگ^۳، نزدیکترین نقطه^۴ و فاصله معکوس^۵ می‌باشند که جزئیات آنها ذیلاً آورده شده است. ضمناً برای اعتبارسنجی این روش‌ها از تکنیک ارزیابی^۶ نقاط استفاده شده و معیار مقایسه و ارزیابی نیز میانگین خطای مطلق^۷ (MAE) بوده است (رابطه ۴).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |X_i - X_j|}{n} \quad (4)$$

در این رابطه، X_i مقدار مشاهده‌ای، X_j مقدار برآورد شده و n تعداد داده‌ها می‌باشد.

مناسب‌ترین روش، دارای کمترین مقدار خطا است. به طوری که هر چه مقدار MAE به صفر نزدیک‌تر باشد، دقت روش انتخابی بیشتر می‌باشد (هاتچینسون، ۱۹۹۲). نقشه توزیعی ضخامت برف با استفاده از روش درون‌یابی و به کمک نرم افزار ArcGis تهیه گردید. روش‌های بکار برده شده در این تحقیق به شرح زیر می‌باشند:

میانگین متحرک وزنی^۸: در روش میانگین متحرک وزنی، مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه‌برداری انجام نشده باشد، از روی نقاط مجاورش با استفاده از رابطه ۵

¹ Deterministic
² Weighing moving average
³ Kriging
⁴ Nearest point
⁵ Inverse distance
⁶ Cross validation
⁷ Mean absolute error
⁸ Weighting moving average

⁹ Ordinary Kriging
¹⁰ Semi-Variogram

سرعت و جهت باد روزانه (در ساعت‌های ۶/۵ صبح، ۱۲/۵ ظهر و ۶/۵ غروب) و آمار ثبت شده حداکثر سرعت و جهت آن در طی ۲۴ ساعت ناشی از دستگاه ثبت برای ماه‌های فوق‌الذکر. به ازای این دو سری اطلاعات دیده‌بانی و با استفاده از گلیاد هشت جهت برای هر یک از ایستگاه‌های کوه‌رنگ و شهرکرد، دو جدول محاسبه گردید. از روی جدول محاسبه شده گلیاد، جهت باد غالب برای دوره زمانی موردنظر، تعیین گردید (جداول ۱، ۲، ۳ و ۴). همان طور که در جداول مشاهده می‌گردد، اولاً جهت باد غالب حاصل از دو سری آمار در هر یک از ایستگاه‌های مزبور، بر هم منطبق است. در نتیجه در هر دو ایستگاه، بیشترین سرعت باد دارای جهت باد غالب می‌باشد. بنابراین چنین بادی تأثیر قابل توجه‌ای بر تغییرات مکانی برف‌انباشت خواهد گذاشت. ثانیاً جداول مقادیر گلیاد نشان می‌دهند که جهت باد غالب در ایستگاه سینوپتیک شهرکرد، جنوب غرب و در ایستگاه کوه‌رنگ، شمال غرب است. حال می‌بایست از طریق نتایج شاخص بادپناهی بررسی شود که کدام یک از دو جهت مذکور، همسو با جهت باد غالب در منطقه مورد مطالعه خواهد بود. بدین منظور، بر اساس هر یک از جهت‌های باد شمال غرب و جنوب غرب به طور جداگانه و برای کلیه نقاط اندازه‌گیری، شاخص بادپناهی محاسبه گردید. تحلیل همبستگی بین ضخامت برف و مقادیر شاخص بادپناهی محاسبه شده بر مبنای جهت باد غالب شمال غرب و جنوب غرب در جدول (۵) ارائه شده است. همان گونه که ملاحظه می‌شود، همبستگی معنی‌داری بین مقادیر ضخامت برف مشاهده شده با شاخص بادپناهی محاسبه شده بر مبنای جهت جنوب غرب بدست آمد. حال با توجه به این که شاخص بادپناهی بدست آمده از جهت باد جنوب غرب، منطبق بر مفهوم فیزیکی تأثیر آن بر ضخامت برف‌انباشت است (زیرا با افزایش مقدار این شاخص که مترادف با افزایش میزان بادپناهی یک نقطه است، ضخامت برف نیز زیادتر شده است)، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که اولاً جهت باد غالب منطقه مورد مطالعه، جنوب غرب و هم جهت با باد غالب ایستگاه شهرکرد است و ثانیاً شاخص بادپناهی مبتنی بر این جهت، متناسب با محدوده مطالعاتی بوده و می‌تواند تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر توزیع مکانی برف‌انباشت داشته باشد.

در آن است که در عین ناریب بودن، واریانس تخمین نیز حداقل می‌باشد. به عبارت دیگر در این روش از اطلاعات موجود به بهترین نحو استفاده شده است. بنابراین کریجینگ همراه هر تخمین، مقدار خطای آن را نیز ارائه می‌دهد که با استفاده از این ویژگی منحصر به فرد کریجینگ، می‌توان قسمت‌هایی که در آنجا خطا زیاد است و برای کاهش آن به داده‌های بیشتری نیاز است را مشخص نمود. همچنین می‌توان میزان کاهش واریانس تخمین را به ازای یک نمونه اضافی قبل از نمونه‌گیری تعیین کرد. لذا با استفاده از واریانس تخمین می‌توان بهترین نقاط نمونه‌برداری را پیشنهاد نمود (گلمحمدی و همکاران، ۱۳۸۷).

نزدیکترین نقطه^۱: این تکنیک برای تعداد نقاط مجهول نسبتاً کم کاربرد داشته و مقدار عددی نزدیک‌ترین نقطه از نظر فاصله اقلیدسی به نقطه مورد تخمین را برای آن لحاظ می‌کند. این روش قابلیت برون‌یابی خارج از دامنه تغییرات را ندارد (حسینعلی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵).

فاصله معکوس^۲: تابع فاصله معکوس در مقادیر اندازه‌گیری شده با صحت بالا و دامنه تغییرات کم درون هر پیکسل کاربرد دارد و مقادیر محاسبه شده‌ای برابر مقادیر ورودی را محاسبه می‌نماید. این تابع، خطای کلی را طی تصحیح کردن اندازه‌گیری‌های اشتباه، با نقاط نزدیک کاهش داده و در نتیجه مقادیر محاسبه شده، لزوماً با مقادیر اندازه‌گیری شده انطباق نخواهند داشت (حسینعلی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵).

بحث

تعیین جهت باد غالب

با توجه به میانگین تاریخ شروع فصل انباشت برف در منطقه که حدوداً اوایل آذرماه صورت می‌گیرد و از طرف دیگر اواخر بهمن‌ماه که تقریباً مصادف با حداکثر انباشت برف و شروع ذوب و در نتیجه وجود حالت دگرگون یافته برف بود، دوره بادسنجی از هر دو ایستگاه کوه‌رنگ و شهرکرد، به سه ماه آذر، دی و بهمن محدود گردید. همچنین سال ۱۳۸۴ سال جمع‌آوری و اندازه‌گیری اطلاعات برفی، به عنوان سال آماری، مدنظر قرار گرفت (شریفی، ۱۳۸۶). آمار بادسنجی شده، عبارت از دیده‌بانی

¹ Nearest point

² Inverse distance

جدول (۱): درصد مقادیر گلباد ایستگاه کوهرننگ، بر مبنای دیده‌بانی سرعت و جهت روزانه مربوط به ماه‌های آذر، دی و بهمن سال ۱۳۸۴ (شریفی، ۱۳۸۶)

جمع درصد	>13.77 m/s	10.71-13.77 m/s	8.16-10.71 m/s	5.1-8.16 m/s	3.06-5.1 m/s	1.53-3.06 m/s	0.51-1.53 m/s	Calm	جهت
۱۵/۲۵	۰	۰	۳/۳۹	۸/۴۷	۳/۳۹	۰	۰	۳۰/۵ درصد	شمال
۵/۰۸	۰	۰	۰	۵/۰۸	۰	۰	۰		شمال شرق
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		شرق
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		جنوب شرق
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		جنوب
۱۰/۱۶	۱/۶۹	۰	۰	۵/۰۸	۳/۳۹	۰	۰		جنوب غرب
۱۸/۶۳	۱/۶۹	۰	۵/۰۸	۶/۷۸	۵/۰۸	۰	۰		غرب
۲۰/۳۳	۰	۰	۶/۷۸	۵/۰۸	۸/۴۷	۰	۰		شمال غرب

جدول (۲): درصد مقادیر گلباد ایستگاه کوهرننگ، بر مبنای آمار ثبت شده حداکثر سرعت باد و جهت آن در طی ۲۴ ساعت مربوط به ماه‌های آذر، دی و بهمن سال ۱۳۸۴ (شریفی، ۱۳۸۶)

جمع درصد	>13.77 m/s	10.71-13.77 m/s	8.16-10.71 m/s	5.1-8.16 m/s	3.06-5.1 m/s	1.53-3.06 m/s	0.51-1.53 m/s	Calm	جهت
۸/۳۳	۰	۰	۰	۵/۹۵	۲/۳۸	۰	۰	۳۴/۵ درصد	شمال
۳/۵۷	۰	۰	۰	۳/۵۷	۰	۰	۰		شمال شرق
۱/۱۹	۰	۰	۰	۱/۱۹	۰	۰	۰		شرق
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		جنوب شرق
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		جنوب
۷/۱۴	۱/۱۹	۰	۰	۳/۵۷	۲/۳۹	۰	۰		جنوب غرب
۱۴/۲۸	۱/۱۹	۰	۴/۷۶	۳/۵۷	۳/۵۷	۱/۱۹	۰		غرب
۲۹/۷۶	۰	۰	۴/۷۶	۵/۹۵	۱۴/۲۹	۴/۷۶	۰		شمال غرب

جدول (۳): درصد مقادیر گلباد ایستگاه سینوپتیک شهرکرد، بر مبنای دیده‌بانی سرعت و جهت روزانه مربوط به ماه‌های آذر، دی و بهمن سال ۱۳۸۴ (شریفی، ۱۳۸۶)

جمع درصد	>13.77 m/s	10.71-13.77 m/s	8.16-10.71 m/s	5.1-8.16 m/s	3.06-5.1 m/s	1.53-3.06 m/s	0.51-1.53 m/s	Calm	جهت
۰/۵۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۵۵	۰	۶۱ درصد	شمال
۱/۶۶	۰	۰	۰	۰	۰	۱/۶۶	۰		شمال شرق
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		شرق
۱/۶۵	۰	۰	۰	۰	۱/۱۰	۰/۵۵	۰		جنوب شرق
۷/۷۳	۰	۰	۰	۳/۸۷	۱/۱۰	۲/۷۶	۰		جنوب
۱۵/۴۷	۰	۲/۲۱	۰/۵۵	۶/۰۸	۴/۴۲	۲/۲۱	۰		جنوب غرب
۶/۶۲	۰	۰	۰	۱/۱۰	۲/۷۶	۲/۷۶	۰		غرب
۵/۵۲	۰	۰	۰	۰/۵۵	۰	۴/۹۷	۰		شمال غرب

جدول (۴): درصد مقادیر گلباد ایستگاه سینوپتیک شهرکرد، بر مبنای آمار ثبت شده حداکثر سرعت باد و جهت آن در طی ۲۴ ساعت مربوط به ماه‌های آذر، دی و بهمن سال ۱۳۸۴ (شریفی، ۱۳۸۶)

جمع درصد	>13.77 m/s	10.71- 13.77 m/s	8.16- 10.71 m/s	5.1- 8.16 m/s	3.06- 5.1 m/s	1.53- 3.06 m/s	0.51- 1.53 m/s	Calm	جهت
۵	۰	۰	۰	۰	۱/۶۷	۳/۳۳	۰	۱۱/۷ درصد	شمال
	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		شمال شرق
	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		شرق
	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		جنوب شرق
۵	۰	۰	۱/۶۷	۳/۳۳	۰	۰	۰		جنوب
۴۱/۶۶	۳/۳۳	۱۱/۶۷	۸/۳۳	۱۵	۳/۳۳	۰	۰		جنوب غرب
۱۶/۶۸	۱/۶۷	۰	۱/۶۷	۵	۶/۶۷	۱/۶۷	۰		غرب
۱۹/۹۷	۰	۰	۰	۰	۱۳/۳۰	۶/۶۷	۰		شمال غرب

جدول (۵): ضرایب همبستگی ضخامت برف با مقادیر شاخص بادپناهی محاسبه شده بر مبنای جهت باد غالب شمال غرب و جنوب غرب و به ازای فواصل حداکثر مختلف (شریفی، ۱۳۸۶)

فواصل حداکثر مختلف (متر)							جهت باد غالب
۲۰۰۰	۱۵۰۰	۱۰۰	۵۰۰	۳۰۰	۱۰۰	۶۰	
۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۲	شمال غرب
۰/۲۰۸	۰/۰۸۰	۰/۰۲۱	۰/۰۲۵	۰/۰۵۳	۰/۲۹۵	۰/۳۶۶	
۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۴۳	جنوب غرب
۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	

شاخص بادپناهی در فاصله حداکثر ۳۰۰ متر وجود دارد. به عبارت دیگر از ارتفاعات واقع در شعاع بیش از ۳۰۰ متر از هر نقطه و به سمت وزش باد غالب (جنوب غرب)، تأثیر کمتری بر برف‌انباشت در نقطه مورد نظر داشته‌اند. بدین ترتیب، مؤثرترین فاصله برهم کنش باد و ارتفاع نهموری‌ها در ایجاد شرایط بادپناهی یا بادروبی در هر نقطه تا فاصله ۳۰۰ متری از آن رخ داده است. وینسترال و همکاران (۲۰۰۲) و مولوچ و همکاران (۲۰۰۵) از فاصله تأثیر ۱۰۰ متری برای محاسبه شاخص بادپناهی استفاده نمودند.

تعیین حداکثر فاصله تأثیر باد بر توزیع مکانی برف- انباشت

به منظور تعیین حداکثر فاصله تأثیر متناسب با توپوگرافی منطقه مورد مطالعه، از بین حداکثر فواصل مختلف ۶۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۱۵۰۰ و ۲۰۰۰ متری و در نتیجه انتخاب مقادیر شاخص بادپناهی متناظر با آن به عنوان یک عامل مؤثر بر توزیع مکانی برف‌انباشت، تحلیل رگرسیونی بین شاخص بادپناهی با فواصل فوق و ضخامت برف صورت گرفت (جدول ۶). بر اساس نتایج ارائه شده در جدول (۶)، بیشترین همبستگی بین ضخامت برف با

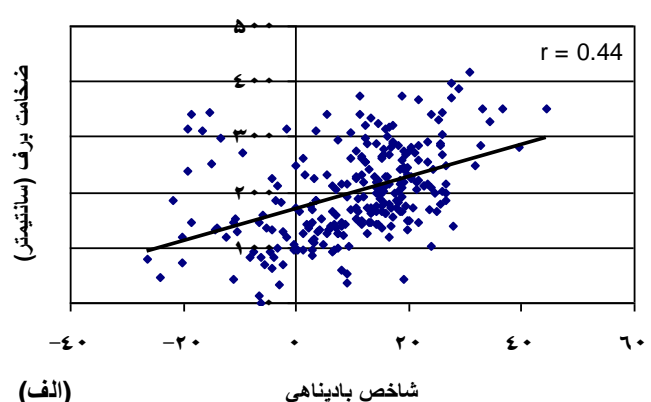
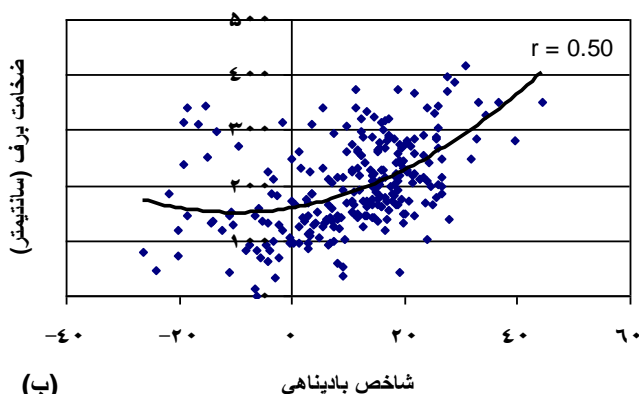
جدول(۶): روابط همبستگی ضخامت برف با شاخص‌های بادپناهی به ازای حداکثر فواصل تأثیر مختلف (شریفی، ۱۳۸۶)

حداکثر فاصله تأثیر (متر)	ضرایب رگرسیون	سطح معنی داری	ضریب تعیین	جذر میانگین مربعات خطا
۶۰	ضریب ثابت	<۰/۰۰۱	۰/۱۸	۷۳/۳۲
	شاخص بادپناهی			
۱۰۰	ضریب ثابت	<۰/۰۰۱	۰/۱۹	۷۴/۷۲
	شاخص بادپناهی			
۳۰۰	ضریب ثابت	<۰/۰۰۱	۰/۲۰	۷۲/۵۷
	شاخص بادپناهی			
۵۰۰	ضریب ثابت	<۰/۰۰۱	۰/۱۹	۷۳/۱۰
	شاخص بادپناهی			
۱۰۰۰	ضریب ثابت	<۰/۰۰۱	۰/۱۶	۷۴/۱۴
	شاخص بادپناهی			
۱۵۰۰	ضریب ثابت	<۰/۰۰۱	۰/۱۷	۷۳/۹۴
	شاخص بادپناهی			
۲۰۰۰	ضریب ثابت	<۰/۰۰۱	۰/۱۵	۷۴/۶۷
	شاخص بادپناهی			

رابطه باد و برف‌انباشت

در شکل(۳)، همبستگی بین شاخص بادپناهی و ضخامت برف به همراه ضریب همبستگی و رابطه آن‌ها حاصله از روش‌های مختلف رگرسیونی ارائه شده است. شایان ذکر است که مقادیر منفی شاخص پناهی، شاخص بادروبی نامیده می‌شود. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که شاخص بادپناهی با ضخامت برف دارای رابطه معنی‌داری در سطح پنج درصد (با بکارگیری نرم‌افزار SPSS)

میباشد. همبستگی بین این دو پارامتر در رگرسیون غیرخطی چندجمله‌ای ($r=0/50$) بیشتر از رگرسیون خطی ($r=0/44$) می‌باشد. شاخص بادپناهی با ضخامت برف دارای همبستگی مثبت (رابطه مستقیم) می‌باشد. به عبارت دیگر با افزایش شاخص بادپناهی، ضخامت برف افزایش می‌یابد. تأثیر معنی‌دار باد بر ضخامت برف‌انباشت توسط الدر و همکاران (۱۳)، وینسترال و همکاران (۲۳) و مولوچ و همکاران (۲۰) نیز مورد تأیید قرار گرفته است.



شکل(۳): تغییرات ضخامت برف با شاخص بادپناهی به همراه ضریب تعیین و معادله آن‌ها حاصله از روش‌های مختلف رگرسیونی، (الف) رگرسیون خطی و (ب) رگرسیون غیرخطی چندجمله‌ای

توزیع مکانی برف‌انباشت

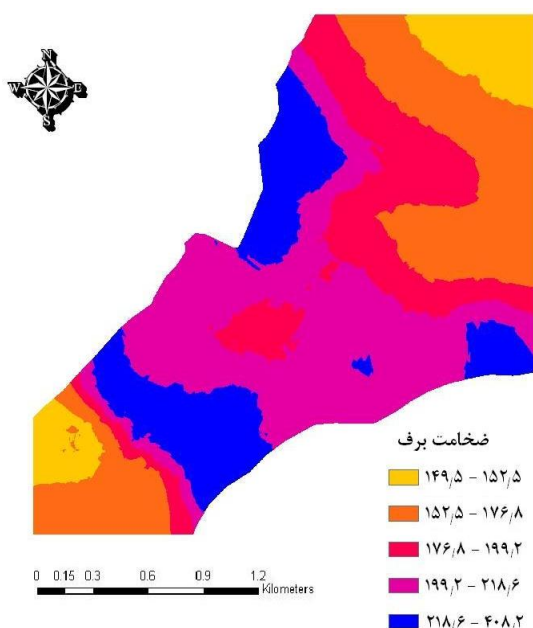
در این تحقیق، روش‌های میانگین متحرک وزنی، نزدیکترین نقطه، فاصله معکوس و کریجینگ معمولی برای تهیه نقشه توزیع مکانی SWE مورد ارزیابی قرار گرفتند. مقادیر MAE روش‌های مختلف درون‌یابی در جدول (۷) ارائه شده است.

همان‌طور که مشاهده می‌گردد، روش کریجینگ معمولی (با مدل کروی^۱) با MAE برابر با ۱۶/۲۳ سانتی-متر، بهترین روش درون‌یابی می‌باشد که برای تبدیل نقشه نقطه‌ای^۲ به نقشه رستری^۳ ضخامت برف از همین روش درون‌یابی استفاده شده است. سپس به کمک نرم افزار ArcGIS نقشه توزیع مکانی ضخامت برف تهیه گردید

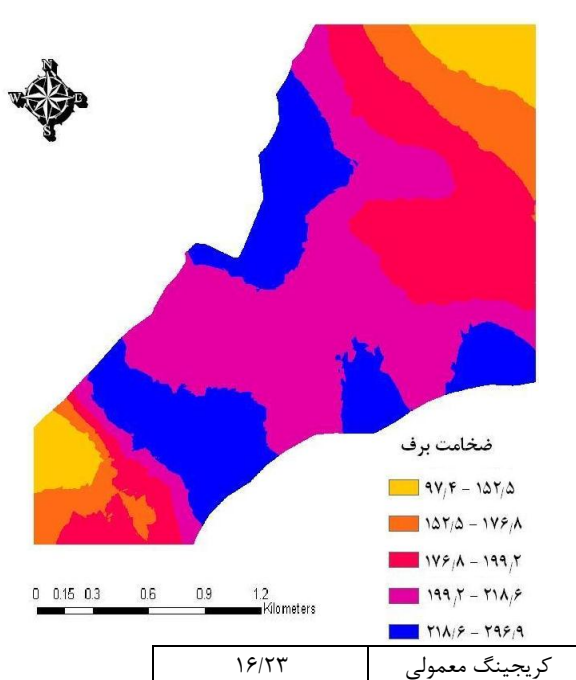
جدول (۷): مقادیر آماره میانگین خطای مطلق برای روش‌های مختلف درون‌یابی

روش درون‌یابی	میانگین خطای مطلق
میانگین متحرک وزنی	۲۵/۸۷
نزدیکترین نقطه	۲۳/۱۷
فاصله معکوس	۲۸/۱۵

نقشه توزیع مکانی ضخامت برف مبتنی بر رابطه خطی و غیر خطی آن با شاخص بادپناهی به ترتیب در شکل‌های (۴) و (۵) ارائه شده است. در شکل (۶) نیز نقشه توزیع مکانی ضخامت برف بدست آمده از کریجینگ معمولی آورده شده است. با مشاهده این نقشه‌ها و مقایسه شکل‌های (۳) و (۴) با شکل (۵) می‌توان چنین نتیجه گرفت که شکل (۴) که با رگرسیون غیرخطی بدست آمده است، نسبت به شکل (۳) مطابقت بهتری با نقشه حاصله از روش کریجینگ معمولی دارد و رابطه باد با ضخامت برف غیرخطی می‌باشد. نتایج بدست آمده حاکی از آن است که روش بکار رفته در این تحقیق می‌تواند یک روش مناسب در بررسی توزیع مکانی ضخامت برف باشد. با انجام چنین تحقیقاتی و بررسی چگونگی انباشت برف تحت شرایط هواشناسی و توپوگرافی مختلف می‌توان علت اختلاف بین حداکثر انباشت برف در سال‌های مختلف و همچنین تحت شرایط فیزیوگرافی متفاوت را شرح داد.



شکل (۵): توزیع مکانی ضخامت برف‌انباشت (سانتی‌متر) مبتنی بر رابطه غیرخطی با شاخص بادپناهی



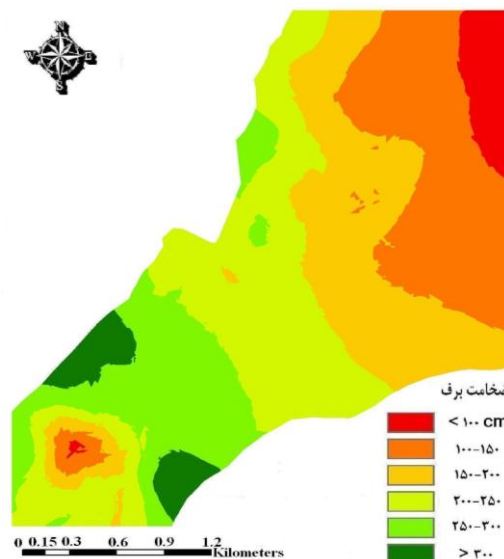
شکل (۴): توزیع مکانی ضخامت برف‌انباشت (سانتی‌متر) مبتنی بر رابطه خطی با شاخص بادپناهی

¹ Spherical
² Point map
³ Raster map

نتیجه‌گیری

در این تحقیق، توزیع مکانی ضخامت برف با استفاده از رابطه آن با شاخص بادپناهی و بکارگیری GIS برآورد گردید و برای ارزیابی نتایج، از نقشه حاصله از درون‌یابی داده‌های مشاهده‌ای استفاده گردید. نتایج نشان داد که شاخص بادپناهی با ضخامت برف دارای رابطه معنی‌داری در سطح پنج درصد می‌باشد. همبستگی بین این دو پارامتر در رگرسیون غیرخطی چندجمله‌ای ($r=0/50$) بیشتر از رگرسیون خطی ($r=0/44$) می‌باشد. شاخص بادپناهی با ضخامت برف دارای همبستگی مثبت (رابطه مستقیم) می‌باشد. به عبارت دیگر با افزایش شاخص بادپناهی، ضخامت برف افزایش می‌یابد. دامنه تغییرات مقادیر ضخامت برف در محدوده مورد مطالعه، از کمتر از

۱۰۰ تا بیش از ۳۰۰ سانتیمتر می‌باشد. با مقایسه دو نقشه بدست آمده از روابط همبستگی و روش‌های درون‌یابی می‌توان نتیجه گرفت که رابطه باد با ضخامت برف، غیرخطی بوده و نقشه مبتنی بر رابطه غیرخطی شاخص بادپناهی و ضخامت برف‌انباشت، مطابقت بهتری با نقشه درون‌یابی مقادیر ضخامت برف دارد. نتایج این تحقیق تأثیر قابل توجه باد بر پدیده برف‌انباشت را مورد تأیید قرار داد. روش بکار رفته در این تحقیق را می‌توان جهت دستیابی به توزیع مکانی ضخامت برف در دیگر حوضه‌های کوهستانی کشور به منظور برنامه‌ریزی و مدیریت بهتر منابع آب بکار برد. همچنین پیشنهاد می‌گردد که تأثیر پارامترهای توپوگرافی نظیر میزان شیب و جهت شیب و برف‌انباشت نیز مورد بررسی قرار گیرد.



شکل (۶): توزیع مکانی ضخامت برف‌انباشت (سانتی‌متر) حاصله از روش کریجینگ معمولی

سپاسگذاری

این تحقیق با حمایت‌های همه جانبه مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری کشور، اداره

هواشناسی استان چهارمحال و بختیاری و سازمان آب و برق خوزستان صورت گرفته است، که بدین وسیله از مسئولین ذیربط تقدیر و تشکر می‌گردد.

منابع

- اسلامی، م. و ع. فیروزبخت. ۱۳۷۳. بررسی توزیع مکانی بارش برف در حوضه‌های دز و کارون، اولین سمینار هیدرولوژی برف و یخ، ارومیه.
- بیرودیان، ن. ۱۳۸۳. برف و بهمن، مدیریت مناطق برفگیر، انتشارات دانشگاه امام رضا (ع)، ۳۲۰ صفحه.
- حسینعلی‌زاده، م.؛ ش. ا. ایوبی و ش. شتایی. ۱۳۸۵. مقایسه روش‌های مختلف درون‌یابی در برآورد برخی خصوصیات خاک سطحی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز مهر سبزوار)، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۱۳(۵)، صص ۱۶۲-۱۵۲.

۴. دلبری، م؛ م. خیاط خلقی و م. ح. مهدیان. ۱۳۸۳. ارزیابی روشهای زمین‌آمار در برآورد هدایت هیدرولیکی خاک در مناطق شیب آب و پشت آب پایین دشت سیستان، مجله علوم کشاورزی ایران، جلد ۳۵(۱)، ص ۱۲-۱.
۵. شریفی، م. ر. ۱۳۸۶. بررسی توزیع مکانی آب معادل برف با استفاده از روش‌های ترکیبی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید چمران اهواز، صفحه ۲۲۷.
۶. طبری، ح؛ ص. معروفی؛ ح. زارع ابیانه؛ ر. امیری چایجان و م. ر. شریفی. ۱۳۸۸. مقایسه روش رگرسیون غیرخطی با روش‌های هوش محاسباتی در برآورد توزیع مکانی آب معادل برف در سراب کارون، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره ۵۰، ص ۲۹-۴۱.
۷. گل‌محمدی، گ؛ ص. معروفی و ک. محمدی. ۱۳۸۷. منطقه‌ای نمودن ضریب رواناب در استان همدان با استفاده از روش‌های زمین‌آمار و GIS، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره ۴۶(۴)، ص ۱۵-۱.
۸. محمدی، ج. ۱۳۸۰. مروری بر ژئواستاتیسیتیک و کاربرد آن در خاکشناسی، مجله علوم خاک و آب، جلد ۱۵(۱)، ص ۱۲۱-۹۹.
۹. معروفی، ص؛ ح. طبری؛ ح. زارع ابیانه؛ م. ر. شریفی و ع. م. آخوندعلی. ۱۳۸۸. پهنه‌بندی آب معادل برف در یکی از زیرحوضه‌های کوهستانی کارون با استفاده از GIS (مطالعه موردی: زیرحوضه صمصامی)، علوم کشاورزی و منابع طبیعی (در دست چاپ).
10. Balk, B.; K. Elder and J. Baron. 1998. Using geostatistical methods of estimate snow water equivalence distribution in a mountain watershed, Rep. 66, W east. Snow Conf., pp. 100-111, Salt Lake City, Utah.
11. Bloschl, G. and R. Kirnbauer. 1992. An analysis of snow cover patterns in a small alpine catchment, Hydrol. Process., 6, 99-109.
12. Carrol, S. S. and N. Cressie. 1997. Spatial modeling of snow water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes, J. Hydrol., 190(1-2), 42-59.
13. Elder, K. J.; Dozier, J. and Michaelsen, J. 1991. Snow Accumulation and Distribution in an Alpine Watershed, Water. Resour. Res., 27(7), 1541-1552.
14. Elder, K. 1995. Snow distribution in alpine watersheds. Ph.D. dissertation, University of California, Santa Barbara, CA; 309 pp.
15. Fohn, P. M. B. 1980. Snow transport over mountain crests, J Glaciol., 29(94), 469-480.
16. Gray, D. M. and D. H. Male. 1981. Handbook of snow, Pergamon Press, Canada Ltd. 776 pp.
17. Hutchinson, M. F. 1992. Spline A and LAPPNT, center for Resource and Environmental studies, Australian National University, Canberra, Australia.
18. Journel, A. G. and C. J. Huijbregts. 1978. Mining geostatistics. Academic Press, London, 600 pp.
19. Luc, C. H.; D. G. Tarboton and K. R. Cooley. 1998. The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt, Hydrol. Process., 12, 1671-1683.
20. Michaux, J. L.; F. Naaim-Bouvet; M. Naaim; Lehning and G. Guyomarc'h. 2002. Effect of unsteady wind on drifting snow: first investigations. Nat. Haz. Earth Syst. Sci., 2, 129-136.
21. Molotch, N. P.; M. T. Colee; R. C. Bales and J. Dozier. 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., 19(7), 1459-1479.
22. Schmidt, R. S. 1982. Properties of blowing snow, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 39-44.
23. Tabari, H.; S. Marofi; H. Zare Abyane; M. R. Sharifi. 2009. Comparison of artificial neural network and combined models in estimating spatial distribution of snow depth and snow water equivalent in Samsami basin of Iran. Neural Comput & Applic., doi:10.1007/s00521-009-0320-9.
24. Tabler, R. D. 1994. Design guidelines of the control of blowing and drifting snow, NRC Rep. SHRP-H-381, Strategic Highway Research program, National Research Council, Washington, DC, 364 pp.
25. Winstral, A.; K. Elder and R. E. Davis. 2002. Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain based parameters. J. Hydrometeorol., 3, 524-5238.

Investigating the influence of wind on spatial distribution of snow accumulation in one of Karoon sub-basins (case study-Samsami basin)

Abstract

In this research, correlation between wind shelter index and snow depth (SD) was initially obtained by linear and polynomial non-linear regressions in one of Karoon sub-basins and appropriate relationships determined. Then, using obtained relationships and GIS techniques, spatial distribution of SD based on wind shelter index was estimated in the study area. Consequently, spatial distribution map provided by geostatistics models was used to evaluate the spatial distribution map of SD. The results of this study indicated that wind shelter index had direct and significant relationship (p -value < 0.05) with SD. Correlation coefficient between these parameters in polynomial non-linear regression was more than linear regression. Spatial distribution map of SD based on wind shelter index was in good accordance with spatial distribution map obtained by ordinary kriging method. In general, it can be concluded that wind has significant effect on spatial distribution of SD.

Keywords: snow depth, spatial distribution, wind, regression methods, GIS.