

کاربرد تحلیل خوشه‌ای به منظور تخمین عمق برف

(مطالعه موردی: حوضه صمصامی)

محمد رضا شریفی^۱، علی محمد آخوند علی^۲، جهانگیر پرهمت^۳ و جهانگرد محمدی^۴

چکیده

دستیابی به توزیع مکانی عمق برف می‌بایست از راه اطلاعات مشاهده‌ای و در مقیاسی فشرده صورت گیرد. لیکن به دلیل محدودیت‌های عملی، جمع‌آوری اطلاعات، خصوصاً در مقیاس مذکور، دشوار و گاه غیر ممکن می‌باشد. استفاده از روش‌هایی که بتوانند عمق برف را در نقاط فاقد اندازه‌گیری برآورد نمایند و نیز بررسی دامنه کاربرد آن‌ها در این خصوص، امری ضروری است. در این پژوهش با بهره‌گیری از اندازه‌گیری‌های به عمل آمده در ۲۵۸ نقطه در سطحی معادل ۵/۲ کیلومتر مربع در گردنه چری واقع در حوضه صمصامی از سرشاخه‌های کارون شمالی، کاربرد تحلیل خوشه‌ای در برآورد عمق برف و ارزیابی نتایج آن با استفاده از اطلاعات مشاهده‌ای صورت گرفت. خوشه‌بندی به دو طریق به کار رفت: طریق اول با طبقه‌بندی محدوده مورد مطالعه بر اساس سه عامل ارتفاع، شاخص بادپناهی و جهت شمالی-جنوبی شیب و استفاده از رابطه رگرسیون خطی و طریق دوم با انجام تحلیل تشخیص فیشر مبتنی بر کلاس‌های حاصل از خوشه‌بندی و سپس استفاده از تابع تشخیص به دست آمده از تحلیل مزبور به عنوان تخمین‌گر عمق برف انجام شد. نتایج نشان داد که طریق اول توانست در یکی از کلاس‌های واقع در ارتفاع کمتر از ۲۷۶۷ متر، ۶۱٪ از تغییرات در عمق برف را مدل نماید. لیکن در ارتفاعات بیشتر این طریق فاقد کارایی بود. در طریق دوم ۵۳٪ از تغییرات در مشاهدات مدل گردید. طریق دوم به دلیل تخمینی بودن مراحل محاسباتی آن، از قابلیت چندانی برای برآورد در نقاط مختلف برخوردار نبود. لیکن به دلیل قابل مقایسه بودن نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای در تخمین عمق برف با مقادیر گزارش شده در منابع، توسط دیگر روش‌ها، می‌توان استفاده از تحلیل خوشه‌ای را در شمار روش‌های توزیع مکانی عمق برف در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: توزیع مکانی عمق برف، تحلیل خوشه‌ای، رگرسیون خطی، تابع تشخیص

۱. استادیار گروه عمران آب، دانشگاه صنعتی جندی شاپور، اهواز
۲. دانشیار دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران، اهواز
۳. استادیار پژوهشی، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری
۴. دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه شهرکرد

مقدمه

نتایج برآورد آن‌ها در مقایسه با حجم واقعی آب معادل برف، در ترکیب‌های مختلف عوامل توپوگرافی، ۱ تا ۴ درصد اختلاف را نشان داد. آن‌ها به منظور تعیین رابطه توزیع آب معادل برف با عوامل توپوگرافی، درون هر یک از کلاس‌ها، از روش رگرسیون خطی استفاده کردند. لیکن با این روش بخش قابل توجهی از تغییرات موجود در مشاهدات، مدل نگردید. بر اساس نظر آن‌ها علت پایین بودن ضریب تعیین، در نظر نگرفتن عوامل موثر دیگر و یا غیر خطی بودن رابطه عوامل در نظر گرفته شده با توزیع مکانی برف انباشته، عنوان شده است. نتایج مذکور در حالی به دست آمد که نقش عوامل شرکت کننده در کلاس‌بندی، همگی از نظر درجه اهمیت و تأثیری که روی توزیع برف انباشته داشتند، دارای وزن یکسانی بودند. لذا بنابر توصیه آن‌ها، وزن دار کردن عوامل موثر بر توزیع آب معادل برف بر اساس اهمیت هر یک از آن‌ها، نتایج بهتری را به دست خواهد داد.

فرضیه ضرورت همگن سازی در مدل‌های توزیع مکانی برف انباشته، خصوصاً روش کلاس‌بندی به کار گرفته شده توسط الدر و همکاران (۱۹۹۱) و الدر و دوزیر (۱۹۹۰)، از یک سو و وجود روش تحلیل خوشه‌ای به عنوان روشی رایج برای کلاس‌بندی و نیز روش تابع تشخیص برای تخصیص نقاط فاقد آمار به گروه‌های همگن (مقدم، ۱۳۷۳؛ رستمی و همکاران، ۱۳۸۱؛ اسلامی و تلوری، ۱۳۸۴)، سبب شد تا در مطالعه جاری کارایی تحلیل خوشه‌ای در کلاس‌بندی مشاهدات نقطه‌ای عمق برف و استفاده از توابع تشخیص، به عنوان یک تخمین‌گر عمق برف در نقاط فاقد اندازه‌گیری، مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرد. این ارزیابی با استفاده از اطلاعات ناشی از اندازه‌گیری‌های به عمل آمده از ۲۵۸ نقطه واقع در یک منطقه معرف برفی به وسعت ۵/۲ کیلومتر مربع واقع در سرشاخه های کارون شمالی، صورت گرفت.

مواد و روش‌ها

محدوده‌ی مورد مطالعه

گردنه‌ی چری از بخش بازفت در ۶۵ کیلومتری جنوب غربی شهرکرد واقع در زیر حوضه‌ی دزداران از حوضه دو آب صمصامی و از سرشاخه‌های کارون شمالی

دستیابی به تغییرات مکانی عمق برف از طریق اطلاعات اندازه‌گیری نقطه‌ای عمق برف، در مقیاسی فشرده صورت می‌گیرد (کلین و همکاران، ۱۹۹۸). از طرفی دسترسی به اطلاعات مزبور، به دلیل محدودیت‌های ناشی از پشتیبانی و خطرات آن، دشوار و گاه غیر ممکن است (الدر و همکاران، ۱۹۹۱). به کار بردن روش‌های مبتنی بر نسبت دادن تغییرات مکانی عمق برف به عوامل توپوگرافی و عواملی که روی توزیع مکانی برف انباشته تأثیر دارند، به عنوان یکی از راه‌حل‌های تخمین عمق برف در نقاط فاقد آمار مشاهده‌ای، به شمار می‌آید (کلین و همکاران، ۱۹۹۸؛ بالک و الدر، ۲۰۰۰). روش‌های مزبور تحت عنوان مدل‌های توزیع مکانی برف انباشته عبارتند از مدل‌های گرادینانی (اسلامی و فیروزبخت، ۱۳۷۳؛ لوکاس و هاریسون، ۱۹۹۰ و ماکس فیلد، ۱۹۹۴)، مدل رگرسیون شاخه‌ای (الدر، ۱۹۹۵؛ الدر و همکاران، ۱۹۹۵ و ۱۹۹۸ و اربین و همکاران، ۲۰۰۲)، مدل دسته‌بندی (الدر و همکاران، ۱۹۹۱؛ الدر و دوزیر، ۱۹۹۰)، مدل‌های زمین آماری (بالک و همکاران، ۱۹۹۸؛ کارول و کرسی، ۱۹۹۷؛ اربین و همکاران، ۲۰۰۲)، مدل‌های رگرسیونی (مارچند و کلینگ ویت، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۵)، مدل‌های ترکیبی رگرسیون با روش‌های زمین آماری (هوسنگ و دتویلر، ۱۹۹۱؛ اریکسون و همکاران، ۲۰۰۵) و مدل‌های ترکیبی رگرسیون شاخه‌ای با روش‌های زمین آماری (بالک و الدر، ۲۰۰۰؛ مولوچ و همکاران، ۲۰۰۵). در کلیه مدل‌های فوق، با ایجاد نوعی همگنی در عوامل موثر بر برف انباشته، تغییرات بلند دامنه متغیر وابسته، به تغییرات محدود کم دامنه تبدیل می‌شود.

الدر و همکاران (۱۹۹۱) با استفاده از روش کلاس بندی بیزین^۱ اقدام به برآورد حجم آب معادل برف در حوضه‌ای کوهستانی به مساحت ۱/۲ کیلومتر مربع واقع در کالیفرنیا نمودند. آن‌ها با استفاده از ترکیب‌های مختلفی از عوامل تابش، زاویه شیب و ارتفاع، حوضه را با روش بیزین (ریچاردز، ۱۹۸۶)، به تعدادی گروه همگن طبقه‌بندی نمودند. سپس در هر کلاس، حجم آب معادل برف بر اساس اطلاعات مشاهده‌ای واقع در آن، محاسبه گردید.

کیلومتر مربع بوده و فاقد هر گونه پوشش جنگلی است. ارتفاع محدوده از ۲۲۸۷ متر تا ۲۹۳۳ متر از سطح دریا و شیب‌های آن از ۳/۷۸ تا ۴۷/۸۶ درجه (میانگین ۱۹ درجه)، تغییر می‌کند. امتداد بلندترین طول زیر حوضه مورد نظر، در راستای جنوب غربی- شمال شرقی است.

می‌باشد (شکل ۱). این محدوده در حد فاصل طول جغرافیایی ۵۰ درجه، ۱۰ دقیقه و ۲۳ ثانیه تا ۵۰ درجه، ۱۲ دقیقه و ۱۶ ثانیه شرقی و عرض ۳۲ درجه، ۹ دقیقه و ۵۳ ثانیه تا ۳۲ درجه، ۱۱ دقیقه و ۳۱ ثانیه شمالی واقع گردیده است. مساحت محدوده‌ی مورد مطالعه ۵/۲



شکل ۱: موقعیت محدوده‌ی مورد مطالعه

برف سنجی و به‌منظور افزایش دقت مشاهدات تغییرات مکانی عمق برف، به‌صورت تصادفی نیز مورد برف‌سنجی قرار گرفتند. شکل (۲) پراکندگی نقاط اندازه‌گیری عمق برف در ۲۵۸ نقطه را نشان می‌دهد.

به‌منظور استخراج لایه‌های اطلاعاتی شامل ارتفاع، زاویه شیب و جهت شیب، مدل رقومی ارتفاع (DEM) محدوده تهیه گردید. نقشه مزبور بر اساس نقشه توپوگرافی $\frac{1}{25000}$ و با استفاده از نرم‌افزار سامانه‌ی اطلاعات جغرافیایی ایلویس (ILWIS) ۳/۲ و با وضوح ۲۰×۲۰ متر به‌دست آمد.

پایه نمودن نقاط تعیین شده روی زمین، با استفاده از سامانه موقعیت یابی جهانی^۱ از نوع گارمین اترکس^۲ (دقت دستگاه ۵m ±) انجام گرفت. برای اندازه‌گیری عمق برف از ژالون‌های آلومینیومی در قطعات ۱ متری و جمعاً به طول ۵ متر که برای همین منظور ساخته شدند، استفاده گردید. اوایل اسفند به‌عنوان زمان برف سنجی که حاوی حداکثر برف انباشت و نیز در

جمع‌آوری اطلاعات

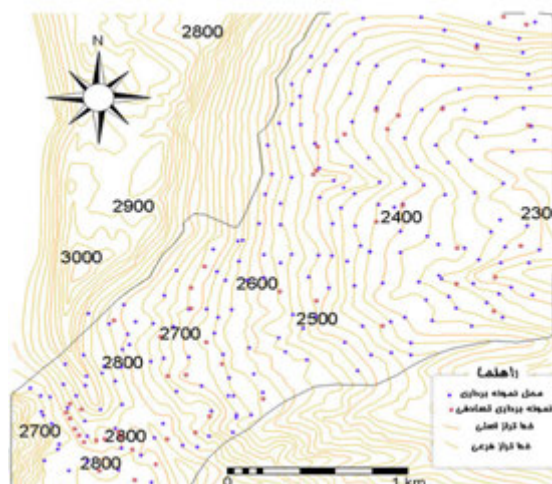
در پژوهش حاضر، برف سنجی مطابق روش الدر و همکاران (۱۹۹۸) و اریکسون و همکاران (۲۰۰۵) صورت گرفت. برای انجام برف سنجی، ابتدا نقاط به گونه‌ای انتخاب شدند که ضمن توصیف وضعیت توپوگرافی، دامنه‌ی وسیعی از تغییرات ارتفاع، زاویه و جهت شیب را پوشش دهند. علاوه بر این، محدودیت ناشی از مسائل ایمنی و خطرات احتمالی نیز می‌بایست مورد توجه قرار می‌گرفت. برای این منظور شبکه نقاط نمونه‌برداری عمق برف به‌صورت غیر سیستماتیک انتخاب گردید. از طرفی به‌علت صعوبت پیمایش برف در امتداد شیب‌ها و کاهش آن از طریق حرکت نمودن در طول خطوط تراز، ابتدا تعداد حدوداً ۱۸۰ نقطه تصادفی با فاصله تقریبی ۱۰۰ متر، روی خطوط تراز انتخاب گردید. سپس برای دستیابی به تغییرات احتمالی عمق برف در فواصل کمتر از مقدار مزبور، تعداد ۲۸ نقطه، در بین خطوط تراز ۲۰ متری در نقشه توپوگرافی $\frac{1}{25000}$ [سازمان نقشه برداری ایران] انتخاب شد. علاوه بر نقاط انتخابی فوق که روی نقشه انجام گرفت، تعداد ۵۰ نقطه دیگر در حین عملیات

1. Global Positioning System (GPS)

2. Garmin Etrex vista

برف سنجی، سه اکیپ اجرایی به‌طور هم‌زمان، در روزهای ۷ الی ۹ اسفند سال ۱۳۸۴ انتخاب شدند.

آستانه شروع فصل ذوب برف است، انتخاب گردید (صدقی، ۱۳۷۱). به‌منظور کوتاه نمودن مدت عملیات



شکل ۲: موقعیت نقاط اندازه‌گیری عمق برف در محدوده‌ی مورد مطالعه

در نمودار درختی، انتخاب گردید. آن‌گاه برای کنترل میزان تمایز بین گروه‌ها، تحلیل تشخیص فیشر (مقدم، ۱۳۷۳) انجام گرفت.

پس از خوشه‌بندی به‌دو طریق اقدام به تعیین مدل برای تخمین عمق برف گردید. در طریقه اول، در هر یک از خوشه‌ها اقدام به تحلیل رگرسیونی عمق برف با عوامل توپوگرافی گردید. بدین‌ترتیب روابط معنی‌دار رگرسیونی (در سطح ۰.۵٪) برای هر یک از گروه‌ها برای تخمین عمق برف در نقاط فاقد آمار، استفاده شد. در این روش تعیین عضویت یک نقطه فاقد آمار مشاهده‌ای از روی نقشه موقعیت مکانی گروه‌ها صورت گرفت. طریقه دوم کاربرد تحلیل خوشه‌ای برای تخمین عمق برف، استفاده از توابع تشخیص بود. توابع تشخیص تابعی هستند که به‌صورت ترکیب خطی از عوامل خوشه‌بندی و متناظر با هر یک از خوشه‌ها، از تحلیل تشخیص فیشر که برای ارزیابی تمایز گروه‌ها صورت می‌گیرد، به‌دست می‌آیند (جانسون و ویکرن، ۱۹۹۸). از بین توابع مزبور، دو تابعی که بیش‌ترین تفاوت بین گروه‌ها را در یک دیاگرام پراکندگی مشخص کنند، توابع F1 و F2 نامیده می‌شوند (مقدم، ۱۳۷۳). با ترسیم مقادیر دو تابع F1 و F2 در یک دیاگرام دو بعدی (F1 محور طول‌ها و F2 محور عرض‌ها)، موقعیت کلاس‌ها نسبت به یکدیگر و

تحلیل خوشه‌ای

روش سلسله‌مراتبی^۱ برای تدوین گروه‌های همگن مورد استفاده قرار گرفت. مبنای دسته‌بندی در این روش، حداقل کردن فاصله اقلیدسی بین خصوصیات مشترک نمونه‌های جامعه می‌باشد (رستمی و همکاران، ۱۳۸۱). گروه‌بندی نقاط به روش تحلیل خوشه ای اندربرگ (۱۹۷۳) بر پایه سه عامل ارتفاع، شاخص بادپناهی و جهت شیب شمالی-جنوبی انجام گردید. برای این منظور عوامل توپوگرافی ارتفاع، جهت شیب شمالی-جنوبی، جهت شیب شرقی-غربی، زاویه شیب و شاخص بادپناهی به‌عنوان متغیرهای مستقل در نظر گرفته شدند. رابطه ۱ فرم کلی معادله رگرسیون را نشان می‌دهد که به روش مرحله‌ای پیش‌رونده مورد استفاده قرار گرفت.

$$D = \beta_0 + \beta_1 EL + \beta_2 Sx + \beta_3 Slope + \beta_4 Aspect_{N-S} + \beta_5 Aspect_{E-W} \quad (1)$$

تحلیل خوشه‌ای با استفاده از نرم افزار آماری SPSS انجام شد. با انجام تحلیل مزبور ابتدا گروه‌های مختلفی از نقاط شرکت‌کننده در تحلیل خوشه‌ای، در قالب نمودار درختی^۲، بدست آمدند. سپس با انتخاب حد آستانه به روش سعی و خطا، یکی از گروه‌بندی‌های واقع

1. Hierarchical
2. Dendrogram

متر اختلاف ارتفاع) با میانگین ۲۵۶۸ متر است. زاویه شیب با مقدار حداقل ۴ و حداکثر ۴۸ درجه و میانگین ۱۹ درجه نشان دهنده بازه مناسبی از تغییرات این عامل و برخورداری محدوده از شیب‌های متنوع کم، متوسط و تند می باشد. جهت شیب نقاط مورد مطالعه (۲۵۸) نقطه)، متعارفاً نسبت به شمال (آزیموت) بین صفر تا ۳۶۰ درجه به دست می آید. از آن جایی که کوچکترین عدد جهت شیب (صفر درجه) مفهومی مشابه با بزرگترین مقدار آن (۳۶۰ درجه) دارد، لذا بررسی همبستگی عمق برف با جهت شیب، در حالی که جهت به صورت اعداد صفر تا ۳۶۰ درجه بیان می شد، میسر نمی بود. برای رفع این مشکل، با استفاده از روش مارچند و کلینگ ویت (۲۰۰۵)، دامنه صفر تا ۳۶۰ درجه جهت شیب به دو دامنه صفر تا ۱۸۰ درجه شمال- جنوب و شرق- غرب و سپس به دامنه صفر تا ۱ تبدیل شد. به این ترتیب عامل جهت شیب، با دو متغیر جهت شیب شمالی- جنوبی و شرقی- غربی جایگزین شد.

در یک فضای دو بعدی معلوم می گردد. برای برآورد عمق برف در یک نقطه فاقد آمار، ابتدا گروه مربوط به نقطه مورد نظر با استفاده دیگرام F1 و F2 تعیین می شود. سپس میانگین عمق برف گروهی که به آن تعلق دارد، به عنوان برآورد نقطه فاقد آمار مشاهده ای در نظر گرفته می شود. لازم به ذکر است قبل از تخصیص میانگین عمق برف یک گروه به عضوی که به آن تعلق پیدا می کند، نرمال بودن مقادیر عمق برف واقع در گروه مزبور، از طریق آزمون کولموگروف- اسمیرنوف استفاده می شود.

عوامل مستقل

متغیرهای مستقل شامل ارتفاع، زاویه شیب، جهت شیب شمالی- جنوبی و جهت شیب شرقی- غربی و شاخص بادپناهی مورد استفاده قرار گرفتند. خلاصه آماری مقادیر استخراج شده ارتفاع، زاویه شیب و جهت شیب، برای دو مقیاس سلولی و نقطه ای در جدول ۱ آورده شده است. همان گونه که ملاحظه می شود دامنه ارتفاعی نقاط اندازه گیری از ۲۲۸۰ تا ۲۹۱۳ متر (۶۳۳

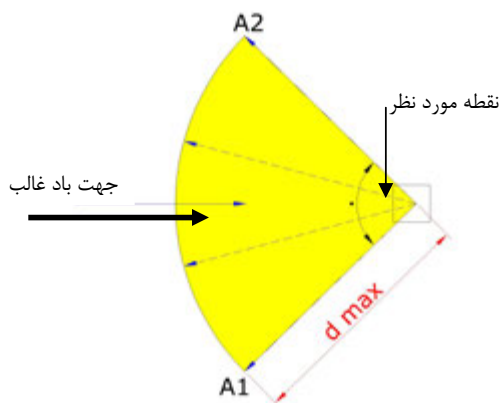
جدول ۱: آماره‌های توصیفی عوامل توپوگرافی در دو مقیاس نقطه‌ای و سلولی در محدوده‌ی مورد مطالعه

تعداد	ضریب تغییرات	میانگین	حداکثر	حداقل	عامل
۱۲۸۹۲	۰/۰۱	۲۵۳۵	۲۹۴۰	۲۲۵۳	مقیاس سلولی
۲۵۸	۰/۰۷	۲۵۶۸	۲۹۱۳	۲۲۸۰	مقیاس نقطه ای
۱۲۸۹۲	۰/۵۹	۱۸/۴۵	۶۱/۷۴	۰	مقیاس سلولی
۲۵۸	۰/۴۱	۱۸/۹	۴۷/۸۶	۳/۷۶	مقیاس نقطه ای
۱۲۸۹۲	۰/۶۱	۱۱۶/۳۶	۳۵۹/۴۷	۰	مقیاس سلولی
۲۵۸	۰/۵۹	۱۲۰/۷۴	۳۵۹/۱۳	۰	مقیاس نقطه ای
۲۵۸	۰/۴۴	۰/۵۵	۱	۰	مقیاس نقطه ای
					شمالی- جنوبی (بی بعد)
۲۵۸	۰/۹۳	۰/۲۷	۰/۹۹	۰	مقیاس نقطه ای
					شرقی- غربی (بی بعد)

$$Sx_{A,d,max}(x_i, y_i) = \max \left[\tan^{-1} \left(\frac{ELE(x_v, y_v) - ELE(x_i, y_i)}{[(x_v - x_i)^2 + (y_v - y_i)^2]^{0.5}} \right) \right] \quad (2)$$

برای بررسی تاثیر باد روی تغییرات مکانی عمق برف انباشته، از شاخص وینسترال و همکاران (۲۰۰۲)، موسوم به حداکثر شیب در مقابل باد^۱ یا شاخص باد پناهی (Sx) استفاده شد (رابطه ۲). شکل ۱ پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه شاخص مذکور برای یک نقطه را نشان می دهد.

1. Maximum Upwind Slope



شکل ۱: محدوده‌ی بالادست نقطه و به سمت وزش باد (محدوده‌ی قطاعی شکل با زاویه مرکزی θ و محدود به آزمون های A1 و A2)

نقاط اندازه‌گیری محاسبه گردید. از میان شاخص بادپناهی برای فواصل (d_{max}) ۶۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰، ۱۵۰۰ و ۲۰۰۰ متر، بیش‌ترین همبستگی عمق برف با شاخص بادپناهی مبتنی بر فاصله ۳۰۰ متر، به دست آمد. مقادیر آماره‌های شاخص بادپناهی نقاط در جدول ۲ آورده شده‌اند.

معیارهای ارزیابی و مقایسه مدل‌ها

ارزیابی و مقایسه مدل‌ها بر اساس ۵۰ نقطه ارزیابی، که قبل از مدل‌سازی از ۲۵۸ نقطه مشاهده‌ای جدا و کنار گذاشته شدند، صورت گرفت. انتخاب نقاط مزبور تصادفی و از پراکندگی مناسبی در سطح محدوده-ی مورد مطالعه، برخوردار بودند. با هر یک از طرق استفاده از تحلیل خوشه‌ای که بر اساس ۲۰۸ نقطه مشاهده‌ای به دست آمدند، عمق برف در ۵۰ نقطه ارزیابی تخمین زده می‌شد. بدین ترتیب در نقاط مورد ارزیابی، دوسری عدد شامل اطلاعات مشاهده‌ای و مقادیر برآورد شده، به دست می‌آمد. مقایسه مقادیر واقعی با برآورد شده از طریق محاسبه ملاک‌های پراکندگی شامل میانگین خطا^۱ (ME)، میانگین قدر مطلق خطا^۲ (MAE)، جذر میانگین مربعات خطا^۳ (RMSE) و همبستگی بین آن‌ها (R) صورت گرفت (وبستر و الیور، ۲۰۰۱). مقدار ME نشان‌دهنده بیشتر یا کمتر بودن

که در آن Sx شاخص بادپناهی، A آزمون امتدادی است که Sx در راستای آن محاسبه می‌شود، d_{max} شعاع تاثیر در امتداد A، ELE ارتفاع، (x_i, y_i) مختصات نقطه مورد نظر، (x_v, y_v) مختصات کلیه نقاط قرار گرفته در امتداد A و تا فاصله d_{max} از نقطه مورد نظر می‌باشد. پس از محاسبه Sx در کلیه امتدادهای مشخص شده، برای تعیین شاخص بادپناهی نقطه مورد نظر، از شاخص‌های مربوط به هر امتداد، مطابق رابطه ۳، میانگین گرفته می‌شود.

$$\bar{Sx}_{d_{max}}(x_i, y_i) \Big|_{A_1}^{A_2} = \frac{1}{n_v} \sum_{A=A_1}^{A_2} Sx_{A, d_{max}}(x_i, y_i) \quad (3)$$

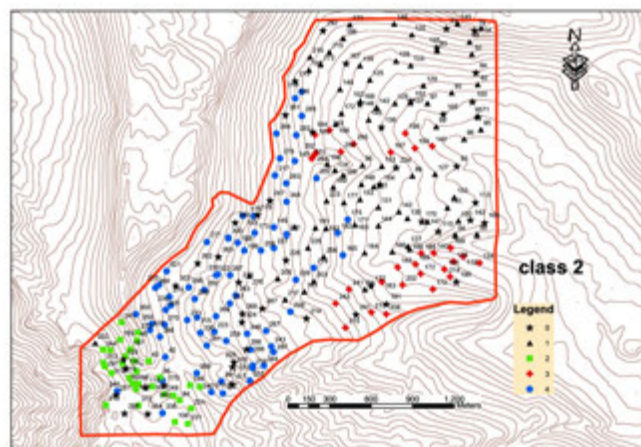
که n_v تعداد امتدادهای انتخاب شده در محدوده قطاعی شکل می‌باشد. مقادیر منفی Sx نشان‌دهنده بادروب بودن نقطه و مقادیر مثبت آن بیان‌گر بادپناه بودن نقطه است.

برای تعیین جهت باد غالب مورد نیاز برای محاسبه شاخص بادپناهی نقاط محدوده، از آمار بادسنجی دو ایستگاه سینوپتیک کوه‌رنگ و شهرکرد شامل دیده‌بانی 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 باد در طی ۲۴ ساعت ناشی از دستگاه ثبات استفاده گردید. جهت باد غالب محدوده مورد مطالعه، جنوب غرب و هم جهت با باد غالب ایستگاه شهرکرد به دست آمد و شاخص بادپناهی مبتنی بر این جهت و فواصل حداکثر مختلف، در هر یک از

1. Mean Error
2. Mean Absolute Error
3. Root Mean Square Error

همبستگی پیرسون امکان‌پذیر است (جانسون و ویکرن، ۱۹۹۸؛ بهبودیان، ۱۳۸۰). محاسبه ملاک‌های آماری فوق، علاوه بر اعتبار سنجی و برآورد خطای مدل، امکان مقایسه روش‌های استفاده شده برای برآورد عمق برف را با یکدیگر فراهم می‌نمایند (ارلبن و همکاران، ۲۰۰۲؛ مولوچ و همکاران، ۲۰۰۵).

مقادیر برآورد شده نسبت به مقادیر واقعی است. میانگین خطای مطلق (MAE)، بیانگر خطای برآورد است جذر میانگین مربعات خطا ($RMSE$) بیان‌کننده توانایی مدل در برآورد متغیر وابسته است (وبستر و الیور، ۲۰۰۱). کیفیت برازش مدل و یا به عبارت دیگر میزان مدل شدن تغییرات در مشاهدات، از طریق محاسبه ضریب بین (R^2) و یا جذر مثبت آن تحت عنوان ضریب



شکل ۳: موقعیت مکانی ۲۰۸ نقطه (نقاط مدل‌سازی) کلاس بندی شده و نمایش شماره کلاس هر یک از آن‌ها. نماد * نشان دهنده نقاط ارزیابی (۵۰ نقطه) هستند. اعداد درج شده در شکل، عمق برف را به سانتی‌متر نشان می‌دهد.

نتایج و بحث

پهنه‌بندی عمق برف، شامل ارتفاع، شاخص بادپناهی و جهت شیب، ارتفاع مهم‌ترین نقش را در دسته‌بندی نقاط ایفا نموده است. این نکته، از بررسی نتایج ضریب همبستگی عمق برف با هر یک از عوامل خوشه‌بندی و مقایسه مدل رگرسیون خطی عمق برف با سه عامل ارتفاع، جهت شیب و شاخص باد پناهی در قبل و بعد از خوشه بندی در جدول ۲ نیز به دست می‌آید. جدول ۲ ملاک‌های آماری شامل ضریب تعیین، جذر میانگین مربعات خطا و ضریب همبستگی به همراه سطح معنی-داری هر یک در قبل و بعد از خوشه‌بندی را با یکدیگر مقایسه می‌کند. در گروه‌های ۱ و ۳، دقت مدل رگرسیون خطی، به واسطه افزایش ضریب تعیین و کاهش جذر میانگین مربعات خطا، در مقایسه با قبل از خوشه‌بندی، ارتقاء یافته است. چنان‌چه ضرایب همبستگی عمق برف با عوامل توپوگرافی ارتفاع، جهت شیب و شاخص بادپناهی، در گروه‌های ۱ و ۳، با ضرایب مشابه در قبل از

نتیجه تحلیل خوشه‌ای عمق‌های برف بر اساس سه عامل ارتفاع، شاخص بادپناهی و جهت شیب شمالی- جنوبی به صورت نمودار درختی (دندروگرام) به دست آمد^۱. بر اساس روش سعی و خطا، مقدار عدد ۵/۵ به عنوان حد آستانه تشابه انتخاب شد که در نتیجه آن نقاط اندازه‌گیری شده عمق برف در چهار گروه همگن، دسته‌بندی شدند. تحلیل تشخیص فیشر با ۹۱/۳ درصد، متفاوت بودن گروه‌ها را مورد تایید قرار داد. شکل ۳ موقعیت مکانی نقاط کلاس‌بندی شده را همراه با شماره کلاس هر یک، نمایش می‌دهد.

با دقت در توزیع مکانی نقاط در شکل ۳، می‌توان حدس زد که خوشه‌ها تقریباً بر اساس عامل ارتفاع مرتب شده‌اند. به عبارت دیگر از بین سه عامل موثر بر

۱. بدلیل زیاد بودن تعداد نقاط و در نتیجه زیاد شدن طول نمودار درختی، و محدودیت فضا، از نمایش آن خودداری شد.

توابع تشخیص حاصل از تحلیل تشخیصی فیشر که بیش-ترین تفاوت بین گروه‌ها را مشخص نموده‌اند، به صورت ترکیب خطی از متغیرهای شرکت کننده در تحلیل خوشه‌ای، نشان می‌دهند:

(۴)

$$F1 = -26.394 + 0.01EL - 0.031Aspect_{N-S} - 0.047Sx$$

(۵)

$$F2 = -9.582 + 0.004EL - 2.026Aspect_{N-S} + 0.106Sx$$

شکل ۴ موقعیت کلیه نقاط از جمله نقاط ارزیابی

در فضای دو بعدی حاصل از مقادیر توابع تشخیصی را مشخص نموده است. کلیه نقاط اندازه‌گیری در قالب پنج سری داده دسته‌بندی شده‌اند. سری اول تا چهارم مربوط به دسته‌های به دست آمده از تحلیل خوشه‌ای، و سری پنجم متعلق به نقاط ارزیابی می‌باشد. با توجه به محل قرارگیری هر نقطه نسبت به گروه‌های چهارگانه، عضویت هر یک از نقاط ارزیابی به گروه‌ها مشخص است.

نتیجه بررسی توزیع عمق برف در هر گروه نشان

می‌دهد که مقادیر عمق برف در هر چهار گروه، نرمال هستند (جدول ۳). با اتکا به این ویژگی، به کلیه نقاط واقع در یک گروه، عدد ثابت میانگین عمق برف در آن گروه، نسبت داده شد. پس از نسبت دادن میانگین عمق برف هر گروه، به هر یک از نقاط ارزیابی واقع شده در آن گروه، شاخص‌های مقایسه‌ای مقادیر مشاهده‌ای و تخمین زده شده به روش تابع تفکیک، مربوط به نقاط ارزیابی محاسبه شدند. در جدول ۴ مقادیر شاخص‌های مزبور شامل جذر میانگین مربعات خطا، میانگین مطلق خطا، میانگین خطا و ضریب تعیین آورده شده است.

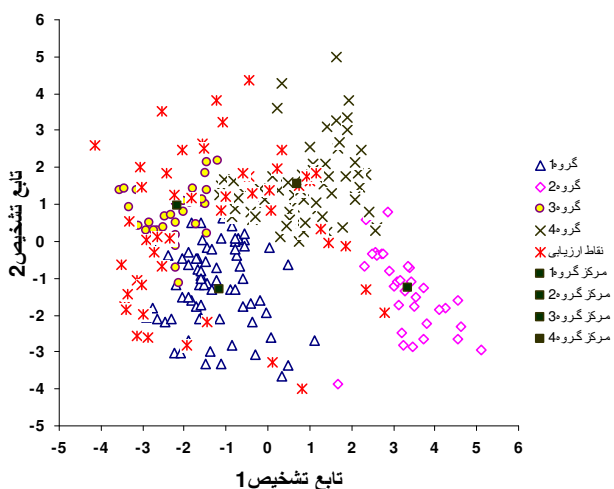
خوشه‌بندی مقایسه گردد، می‌توان نتیجه گرفت که ضریب همبستگی عمق برف با ارتفاع در هر دو گروه، خصوصاً گروه ۳، افزایش یافته است. لیکن ضریب همبستگی عمق برف با دو عامل دیگر یعنی جهت شیب و شاخص بادپناهی، علی‌رغم افزایش در گروه ۱، در گروه ۳ دچار کاهش شده‌اند. بنابر این افزایش ضریب تعیین مدل خطی در گروه ۱ و ۳، ناشی از خوشه‌بندی، به علت افزایش ضریب همبستگی عمق برف با ارتفاع، بوده است. به عبارت دیگر خوشه‌بندی بر اساس عامل ارتفاع منجر به برآورد بهتر عمق برف از طریق مدل خطی شده است. از سویی دیگر چنانچه دامنه تغییرات ارتفاع را در هر یک از گروه‌ها که در جدول ۳ آورده شده است در نظر بگیریم، ملاحظه می‌شود که میانگین ارتفاع در گروه‌های ۳ و ۱ به ترتیب ۲۴۳۹ و ۲۳۹۹ متر، با دامنه ارتفاعی ۲۲۸۰ تا ۲۷۶۷ متر می‌باشد. بنابر این با توجه به تاثیر خوشه‌بندی در بهبود مدل خطی که از طریق عامل ارتفاع، صورت گرفت و نیز نظر به دامنه ارتفاعی دو گروه ۱ و ۳، می‌توان نتیجه گرفت که تا ارتفاع حدوداً ۲۷۰۰ متر، خوشه‌بندی از کارایی مناسبی در افزایش ضریب تعیین مدل خطی برآورد کننده عمق برف، برخوردار است. لیکن با افزایش ارتفاع، خوشه‌بندی تاثیری در افزایش میزان همبستگی عوامل پیش‌بینی کننده عمق برف، ندارد. به طوری که در گروه ۲ با دامنه ارتفاعی ۲۷۵۱ تا ۲۹۱۳ متر، رابطه خطی معنی‌داری بین عمق برف با عوامل توپوگرافی وجود ندارد.

طریقه دوم کاربرد تحلیل خوشه‌ای برای تخمین

عمق برف استفاده از تابع تشخیص بود. روابط ۴ و ۵

جدول ۲: مقایسه ملاک‌های آماری ضریب تعیین، جذر میانگین مربعات خطا، سطح معنی‌داری و ضریب همبستگی در قبل و بعد از خوشه‌بندی به تفکیک گروه‌ها

وضعیت گروه بندی	مدل رگرسیون خطی		ضریب همبستگی عمق برف با متغیرهای برآورد کننده عمق برف			
	ضریب تعیین	ج.م.خ	ارتفاع	جهت شیب	شاخص باد پناهی	سطح معنی‌داری
قبل از گروه بندی	۰/۵۱	۵۸/۶۶	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۳۷	<۰/۰۰۱
گروه ۱	۰/۵۶	۳۳/۵۲	۰/۵۳	۰/۳۸	۰/۴۳	<۰/۰۰۱
گروه ۲	۰/۱۷	۹۹/۴	۰/۱۶	۰/۳۱	۰/۰۱	۰/۹۴
گروه ۳	۰/۶۲	۲۵/۵	۰/۷۸	۰/۱۳	۰/۳۴	۰/۰۶
گروه ۴	۰/۲۷	۵۸/۹۸	۰/۴۹	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۳



شکل ۴: تفکیک گروه‌های حاصل از تحلیل خوشه‌ای و تخصیص نقاط ارزیابی به گروه‌ها، با استفاده از توابع تشخیص فیشر

جدول ۳: آماره‌های توصیفی عمق برف، ارتفاع، جهت شیب و شاخص بادپناهی در هر یک از گروه‌های حاصل از تحلیل خوشه‌ای

شماره گروه	نام متغیر	تعداد	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	سطح معنی داری آزمون کولموگروف-سمیرنوف
قبل از گروه-بندی	عمق برف	۲۰۸	۱	۳۹۷	۱۹۹/۵	۸۰/۷	۰/۵۱۳
	ارتفاع	۲۰۸	۲۲۸۰	۲۹۱۳	۲۵۷۱/۵	۱۷۷/۵	۰/۰۰۹
۱	عمق برف	۷۶	۱۴	۲۷۵	۱۴۷/۱۳	۴۹/۷۴	۰/۶۴۰
	ارتفاع	۷۶	۲۲۸۰	۲۷۶۷	۲۴۳۹	۹۰	۰/۳۰۹
۲	عمق برف	۳۱	۱	۳۴۴	۲۰۰	۱۰۳/۵	۰/۸۰۴
	ارتفاع	۳۱	۲۷۵۱	۲۹۱۳	۲۸۱۳	۴۱	۰/۵۷۰
۳	عمق برف	۳۰	۱۱۸	۲۵۸	۱۸۶/۵	۳۹/۰۷	۰/۸۵۱
	ارتفاع	۳۰	۲۲۹۰	۲۵۲۰	۲۳۹۹	۷۵/۸	۰/۵۰۸
۴	عمق برف	۷۱	۴۲	۳۹۷	۲۶۱	۶۷	۰/۹۸۹
	ارتفاع	۷۱	۲۴۳۳	۲۸۸۰	۲۶۸۰	۱۰۹	۰/۸۴۴

جدول ۴: مقادیر شاخص‌های مقایسه‌ای بین مقادیر مشاهده‌ای و تخمین زده شده در نقاط ارزیابی در روش تابع تشخیص

روش تخمینگر	جذر میانگین مربعات خطا	میانگین مطلق خطا	میانگین خطا	ضریب تعیین
تابع تفکیک	۵۷/۲۳	۴۵/۱۸	۳/۲۹	۰/۵۳

نتیجه‌گیری

کاربرد تحلیل خوشه‌ای از طریق طبقه‌بندی محدوده براساس عوامل موثر بر پهنه‌بندی عمق برف با محدودیت ارتفاعی مواجه بود زیرا فقط تا ارتفاع ۲۷۶۷ متری، منجر به افزایش ضریب تعیین رابطه رگرسیونی عمق برف با عوامل موثر شد و در ارتفاع بالاتر نه تنها

باعث افزایش ضریب تعیین مدل رگرسیونی نشد بلکه منجر به بی‌معنی شدن رابطه مذکور در کلاس شماره ۲ با دامنه ارتفاعی ۲۷۵۱ تا ۲۹۱۳ گردید. در مقایسه با نتایج به‌دست آمده توسط الدر و همکاران (۱۹۹۱)، مبنی بر پایین بودن ضریب تعیین رابطه رگرسیونی به-کار رفته توسط آن‌ها در کلاس‌ها، می‌توان گفت اولاً

روش به‌عنوان یکی از روش‌های موجود در پهنه‌بندی برف انباشته، نام برده و در جهت عملیاتی کردن آن، در مطالعات آینده اقدام نمود. علاوه بر این چون از این روش در تخمین عمق برف سابقه‌ای به‌دست نیامده، لذا شاید بتوان از این روش به‌عنوان یکی از روش‌های برآورد توزیع مکانی برف، نام برد.

سیاس و قدردانی

بدین‌وسیله مراتب قدردانی و سپاس خود را از سازمان آب و برق خوزستان که اعتبار لازم برای پرداخت هزینه‌های اندازه‌گیری را در قالب طرح فراهم نمودند، ابراز می‌داریم. هم‌چنین با تشکر و سپاس از بخش تحقیقات آبخیزداری استان چهارمحال و بختیاری و نیز اکیپ کوه‌نوردی روستای دشتک که بدون همکاری آن‌ها انجام عملی این پژوهش میسر نبود. از مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری وزارت جهاد کشاورزی به‌دلیل خدمات مشاوره‌ای و نرم‌افزاری، تهیه نقشه‌های مورد نیاز و دسترسی به منابع کتابخانه‌ای قدردانی می‌گردد. از آقای تیلور اریکسون به‌خاطر ارسال برخی مقالات کلیدی از خارج کشور و نیز توصیه‌های ارزشمند ایشان تشکر می‌گردد.

کارایی رابطه رگرسیونی در پهنه‌بندی عمق برف، ممکن است تحت تاثیر شرایط مکانی مختلف، نتایج متفاوتی را به‌دست دهد. ثانیاً همان‌گونه که در این پژوهش مشاهده شد، اثر طبقه‌بندی در ارتقاء همبستگی بین عمق برف با عوامل توپوگرافی، تحت تاثیر دامنه تغییرات یک یا چند عامل موثر، می‌باشد. لذا عدم وجود عامل موثر در کلاس‌بندی متناسب با وضعیت توپوگرافی محدوده مورد مطالعه الدر و همکاران (۱۹۹۱)، می‌تواند دلیل مدل نشدن بخش زیادی از تغییرات در مشاهدات آن‌ها به شمار آید.

کاربرد تحلیل خوشه‌ای از طریق توابع تشخیص، علی‌رغم ماهیت همگنی آن و برخلاف تصور، انطباق مناسبی بین مقادیر برآورد شده با مقادیر مشاهده‌ای به‌دست نداد. روش تابع تشخیص به‌دلیل تخمینی بودن مراحل محاسباتی آن شامل نحوه تخصیص نقاط فاقد آمار مورد نظر به گروه‌ها کارایی ضعیفی در تخمین عمق برف داشت. لیکن از آن‌جایی که میزان توانایی به‌دست آمده روش تابع تشخیص در مدل کردن تغییرات عمق برف انباشت، تقریباً در بازه مقادیر به‌دست آمده از روش‌های دیگر که در مطالعه نتایج آن‌ها به چشم می‌خورد، قرار دارد (نظیر بالک والدر، ۲۰۰۰؛ ارلین و همکاران، ۲۰۰۲؛ اریکسون و همکاران، ۲۰۰۵)، لذا می‌توان از این

منابع

- اسلامی، ع. و تلوری، ع. ۱۳۸۴. تأثیر همگنی حوضه‌های آبخیز در دقت روابط منطقه ای سیلاب. آب و آبخیز، شماره ۳. ص. ۴۸-۳۹.
- اسلامی، م. و فیروزبخت، ع. ۱۳۷۳. بررسی توزیع مکانی بارش برف در حوضه‌های دز و کارون. مجموعه مقالات اولین سمینار هیدرولوژی برف و یخ (آذربایجان غربی)، سازمان تحقیقات منابع آب (تماب).
- بهبودیان، ج. ۱۳۸۰. آمار و احتمال مقدماتی. چاپ شانزدهم، انتشارات آستان قدس رضوی، ۳۴۸ صفحه.
- رحیمی، ب. آ. س. و مهدیان، م. ح. ۱۳۸۴. بررسی روش‌های توزیع مکانی بارندگی روزانه و ماهانه در حوضه دریای خزر. پژوهش و سازندگی، شماره ۶۹، ص. ۶۳-۷۳.
- رستمی، م.، اردشیر، ع.، ابریشم چی، ا.، مرادی، م. ح. و عرب خدری، م. ۱۳۸۱. پیش‌بینی رسوب معلق حوضه‌های فاقد آمار با مقایسه روش‌های خوشه بندی آماری و فازی. ششمین سمینار بین المللی مهندسی رودخانه، دانشگاه شهید چمران اهواز، ص. ۹-۱۷.
- علیزاده، ا. ۱۳۷۸. اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس، چاپ یازدهم.
- محمدی، ج. ۱۳۸۰. مروری بر مبانی ژئواستاتیسیتیک و کاربرد آن در خاکشناسی. مجله علوم خاک و آب، جلد ۱۵، ش. ۱، ص. ۹۹-۱۲۱.
- مقدم، م. ۱۳۷۳. آشنائی با روشهای آماری چند متغیره. انتشارات پیشتاز علم تبریز.
- Anderberg, M. R. 1973. Cluster analysis for applications. Academic Press, New York.
- Balk, B., Elder, K. and Baron, J. 1998. Using geostatistical methods to estimate snow water equivalence distribution in a mountain watershed. Rep. 66, West. Snow Conf., pp. 100-111, Salt Lake City, Utah.
- Balk, B. and Elder, K. 2000. Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed. Water Resources Research, 36:13-26.
- Carroll, S. S. and Cressie, N. 1997. Spatial modeling of snow water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes. J. Hydrology, 190: 42-59.
- 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, 34 (5): 1275-1285.
- Dillon, W. R. and Goldstein, M. 1993. Multivariate Analysis Methods and Applications. John Wiley and Sons, New York.
- Elder, K. 1995. Snow distribution in Alpine watersheds. Ph.D. dissertation, 309 pp., Univ. of Calif., Santa Barbara.
- Elder, K. and Dozier, J. 1990. Improving method for measurement and estimation of snow storage in Alpine watersheds. Hydrology in Mountainous Regions.1-Hydrological Measurement; The Water Cycle, Lang H., Musy A(eds). IAHS Publication No. 193, IAHS: Wallingford; 147-156
- Elder, K., Dozier, G. and Michaelsen, J. 1991. Snow accumulation and distribution in an Alpine watershed. Water Resources Research, 27 (7): 1541-1552.
- Elder, K., Michaelsen, J. and Dozier, J. 1995. Small basin modeling of snow water equivalence using binary regression tree methods. IAHS Publ., No. 228.
- Elder, K., Rosenthal, R. and Davis, R. E. 1998. Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montaine watershed. Hydrological Processes, 12: 1793-1808.
- Erxleben, J., Elder, K. and Davis, R. 2002. Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow stribution in Colorado Rocky Mountains. Hydrological Processes, 16: 3627-3649.
- Erickson, T. A., Williams, M. W. and Winstal, A. 2005. Persistence of topographic controls on the spatial distribution of snow in rugged mountain, Colorado, United States. Water Resources Research , 41: 1-17.

- Hosang, J. and Dettwiler, K. 1991. Evaluation of a water equivalent of snow cover map in a small catchment area using a geostatistical approach. *Hydrological Processes*, 5: 283-290.
- Johnson, R. A. and Wichern, D. W. 1998. *Applied Multivariate Statistical Analysis*. Prentice Hall Inc., New Jersey.
- Lucas, R. and Harrison, A. 1990. Snow observation by satellite: a review. *Remote Sens. Rev.* 4(3): 285-348.
- Marchand, W. D. and Killingtveit, A. 2001. Analyses of the Relation Between Spatial Snow Distribution and Terrain Characteristics, 58th Estern Snow Conference Ottawa, Ontario, Canada.
- Marchand, W. D. and Killingtveit, A. 2005. Statistical probability distribution of snow depth at the model sub-grid cell spatial scale. *Hydrological Processes*, 19: 355-369.
- Maxfield, A. 1994. Radar satellite snowmelt detection in the Canadian Rocky Mountains. In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium 94 (Proc., Pasadena, California, 8-12 June 1994)*, vol. 4, 2074-2077. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing.
- 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.
- Richards, J. A. 1986. *Remote Sensing Digital Image Analysis*. 281pp., Springer-Verlag, New York.
- Webster, R. and Oliver, M. A. 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley and Sons, New York.
- Winstral, A., Elder, K. and Davis, R. E. 2002. Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain based parameters. *J. of Hydrometeorology*, 3: 524-538.
-

Application of Cluster Analysis for Estimating Snow Depth (Case Study: Samsami Basin)

Sharifi¹, M. R., Akhond Ali², A. M., Porhemmat³, J. and Mohammadi⁴, J.

Abstract

To collect complete data of snow depth from an area, intensive scale of spatial distribution of measurement is needed. But, difficulties are involved in measuring snow depth directly. Because of these difficulties, methods for predicting snow depth should be developed as alternative approaches. In the current research, an area of 5.2 km^2 located in Samsami Basin with an intensive data base of 258 measured points is studied to develop an alternative method. The cluster analysis model was applied to estimate snow depth for unobserved points in two models. The first model was applied to cluster the snow depth considering parameters including elevation, index of wind shelter and aspect using linear regression. The second model was used by Fisher's discriminate analysis. To do this, discriminate functions were used as estimator of snow depth. Statistical analyses showed that for elevation less than 2767 m, 61% of data variations were modeled using the first model. But, for the higher elevations, this model was unable to predict the unobserved data. However, the second model predicted 53% of data.

Keywords: Spatial distribution of snow depth, Cluster analysis, Linear regression, Discriminate function

-
1. Assistant Professor, Department of Depth. of Civil Engineering Technical University of Jundi Shapour
 2. Associate Professor, Faculty of Water Sciences Engineering, University of Chamran, Ahvaz
 3. Assistant Professor of Soil Conservation and Water Management Research Institute
 4. Associate Professor, Depth of Soil Science, University of Shahrekord
-