

پایش سطح برف حوضه سد شاهچراغی با استفاده از تصاویر NOAA-AVHRR

محمدابراهیم بنی حبیب* - دانشیار گروه مهندسی آبیاری و زهکشی پردیس ابوریحان، دانشگاه تهران
فریماه سادات جمالی - کارشناس ارشد مهندسی منابع آب، پردیس ابوریحان، دانشگاه تهران
بهرام تقفیان - استاد پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۸۸/۱۰/۱۶ تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۰۶/۲۷

چکیده

پایش سطح برف نماینده میزان پوشش برف بوده و عامل مهمی در پیش‌بینی جریان حوضه با استفاده از مدل‌های هیدرولوژی است. هدف این پژوهش بررسی تغییرات سطح برف حوضه سد شاهچراغی در شمال استان سمنان، طی دوره بیست‌و‌دو ساله است تا بتوان از سری زمانی سطح برف به دست آمده، به منزله داده‌های ورودی مدل پیش‌بینی جریان ورودی سد استفاده کرد. نبود ایستگاه‌ها و داده‌های هواشناسی و برف‌سنجی مناسب در سطح حوضه، بر اهمیت کاربرد سنجش از دور برای تعیین سطح برف می‌افزاید. از این رو، پوشش برف با جمع‌آوری تصاویر NOAA-AVHRR و به کمک دو روش تحلیل آستانه بر پایه آلبدو باندهای مرئی و دمایی درخشندگی باندهای حرارتی برای جداسازی برف، بر اساس نوع سنجنده ماهواره محاسبه شد و تفاوت دو روش جداسازی برف از پدیده‌های دیگر بررسی شد. نتایج نشان می‌دهند که سطح پوشش برف محاسبه شده از تصویر سنجنده AVHRR-3 در حدود ۴ درصد بیشتر از سطح برف محاسبه شده از تصویر سنجنده AVHRR-2 است. همچنین نتیجه بررسی روند تغییرات سطح برف از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۷ میلادی به دو روش رگرسیون خطی و من - کندال نشان می‌دهد که سری زمانی سطح برف روندی ندارد.

کلیدواژه‌ها: دمای درخشندگی، روند تغییرات سطح برف، سد شاهچراغی، سنجش از دور،
NOAA-AVHRR

مقدمه

با توجه به اهمیت ذوب برف در تشکیل دبی کل رودخانه، پایش سطح برف و برآورد رواناب ناشی از ذوب آن، نقش مهمی در کنترل و مدیریت آب حوضه دارد (گوپتا و هریتاشیا، ۲۰۰۵: ۴۵۸). همچنین تمرکز دبی ناشی از ذوب برف طی فصل بهار و اوایل تابستان، نه تنها سبب ایجاد سیلاب شده و مناطقی گسترده‌ای را زیر سیل می‌برد، بلکه سبب هدر رفتن آب مورد نیاز آبیاری، شرب و تولید نیرو خواهد شد (تکلی و اکیورک، ۲۰۰۵: ۲۱۶). از این رو، روش‌های مختلفی برای تعیین توزیع مکانی و زمانی برف در حوضه‌های آبریز مورد استفاده قرار می‌گیرند. به‌طور کلی برای سنجش برف از داده‌های ایستگاه‌های برف‌سنجی و داده‌های تصاویر ماهواره‌ای استفاده می‌شود. در صورت وجود و پوشش قابل قبول ایستگاه‌های هواشناسی و برف‌سنجی در حوضه و بهره‌گیری از سری کامل داده‌های آماری، روش‌هایی مانند تعیین ضریب برفی و خط برف با استفاده از داده‌های دما برای تعیین میزان برف حوضه به‌کار می‌روند (برهانی داریان و همکاران، ۱۳۸۳: ۲۳۰). به دلیل نقطه‌ای بودن داده‌های ایستگاه‌های زمینی و هزینه بالای آنها، تصاویر ماهواره‌ای که با هزینه پایین و وسعت زیاد برداشت شده، کمک مؤثری در شناخت حوضه‌های برف‌گیر است. سطوح پوشیده از برف در اثر عوامل اقلیمی و توپوگرافی دست‌خوش تغییرات سریع و ناهمگن است. با توجه به اینکه ماهواره‌ها قادر به تصویربرداری از یک سطح در مقاطع زمانی مختلف هستند، در مطالعات برف‌سنجی این امکان را فراهم می‌کنند که پراکنش زمانی و مکانی برف مورد مطالعه قرار گیرد (قنبر پور و همکاران، ۱۳۸۴: ۵۰۳). بیشتر روش‌های کارآمد پایش^۱ گستره برفی به کمک پایش از راه دور به وسیله ماهواره‌ها است. ویژگی‌های فیزیکی برف سبب شده است که پایش این پدیده از راه سنجش از دور امکان‌پذیر شود. ماهواره بهترین وسیله‌ای است که می‌تواند پوشش برفی مناطق گسترده‌ای را که با روش‌های زمینی تعیین محدوده آنها امکان‌پذیر نیست، در زمان‌های گوناگون نشان دهد (سیمپسون و استیت، ۲۰۰۱: ۲۳). از داده‌های سنجش از دور در بررسی سطح پوشش برف و ویژگی‌های هیدرولوژیکی حوضه‌های آبخیز استفاده‌های زیادی شده است (نگلر و روت، ۲۰۰۸: ۱۶). برای مثال، نتایج مدل برف آبی حوضه آبریز دز نشان می‌دهد که کاربرد داده‌های حاصل از تصاویر ماهواره‌ای، به نسبت استفاده از اندازه‌گیری‌های زمینی برف، پیش‌بینی جریان را تا حدود ۲۲ درصد برای مدل‌های یک‌ماهه بهبود می‌بخشد (برهانی داریان و همکاران، ۱۳۸۳: ۲۴۱).

پرهمت و همکاران (۱۳۸۱) مدلی برای تفکیک برف، ابر و پوشش سطح زمین در تصاویر ماهواره‌ای NOAA^۲ ارائه کردند. این مدل بر مبنای مدل تفکیک چندمرحله‌ای و چندطیفی سیمپسون^۳ بوده و امکان جداسازی برف را از زمین و ابر به صورت خودکار طی دو مرحله میسر می‌کند. در این روش، از داده‌های باندهای ۲، ۳ و ۴ سنجنده AVHRR^۴ استفاده می‌شود. برف در طیف مادون قرمز نزدیک و میانی (۲/۵-۰/۴ میکرومتر)، دو نوع انعکاس متفاوت دارد که محققان را قادر به شناسایی این پدیده از پوشش‌های اطراف می‌کند. در بخش مرئی و مادون قرمز نزدیک طیف الکترومغناطیس، ابر و برف هر دو دارای انعکاس مشابهی هستند، ولی در بخش مادون قرمز میانی، به‌ویژه در محدوده

1. Monitoring

2. National Oceanic and Atmospheric Administration

3. Simpson

4. Advanced Very High-Resolution Radiometer

۱/۷۵ - ۱/۵۵ میکرومتر ابرها انعکاس بالایی را نشان می‌دهند، در حالی که انعکاس برف در این محدوده به شدت کاهش می‌یابد. در این باند ابرها انعکاس بالایی دارند و در تصاویر سفید دیده می‌شوند، در حالی که برف انعکاس کمتری دارد و تیره دیده می‌شود. کاهش انعکاس برف از ۹۰-۸۰ درصد انعکاس در طول موج کمتر از یک میکرون به ۱۰ درصد در طول موج ۱/۵ میکرومتر منحصربه‌فرد است. اگرچه با گذشت عمر برف، انعکاس برف در محدوده مادون قرمز کاهش می‌یابد، اما در محدوده مرئی تفاوت محسوسی مشاهده نمی‌شود (هال و تیت، ۲۰۰۱: ۱۲۷).

بوم و ترپت (۱۹۹۹) روشی برپایه بررسی گروهی از آستانه‌ها برای جداسازی برف پیشنهاد کردند. در این روش آلبدو باند ۱ و دمای درخشندگی باندهای ۳ و ۴ برای هر تصویر به دست می‌آید. ابر و برف خصوصیت‌های طیفی مشترکی دارند. برای مثال هر دو در طول موج 0.63μ آلبدو بالا و در طول موج 11μ دمای درخشندگی پایینی دارند. برای تشخیص ابر و برف از هم، می‌توان از اختلاف دمای درخشندگی طول موج‌های $3/7 \mu$ و 11μ و همچنین بازتاب طول موج $3/7 \mu$ استفاده کرد.

دینی و همکاران (۱۳۸۶)، سطوح برف‌گیر ناحیه البرز مرکزی را با استفاده از تصاویر NOAA و MODIS^۱ پس از محاسبه مورد سنجش قرار دادند. در این پژوهش برای جداسازی سطح برف از زمین و ابر، از روش آستانه‌گذاری برای آلبدو باندهای مرئی و دمای درخشندگی باندهای گرمایی استفاده شده است.

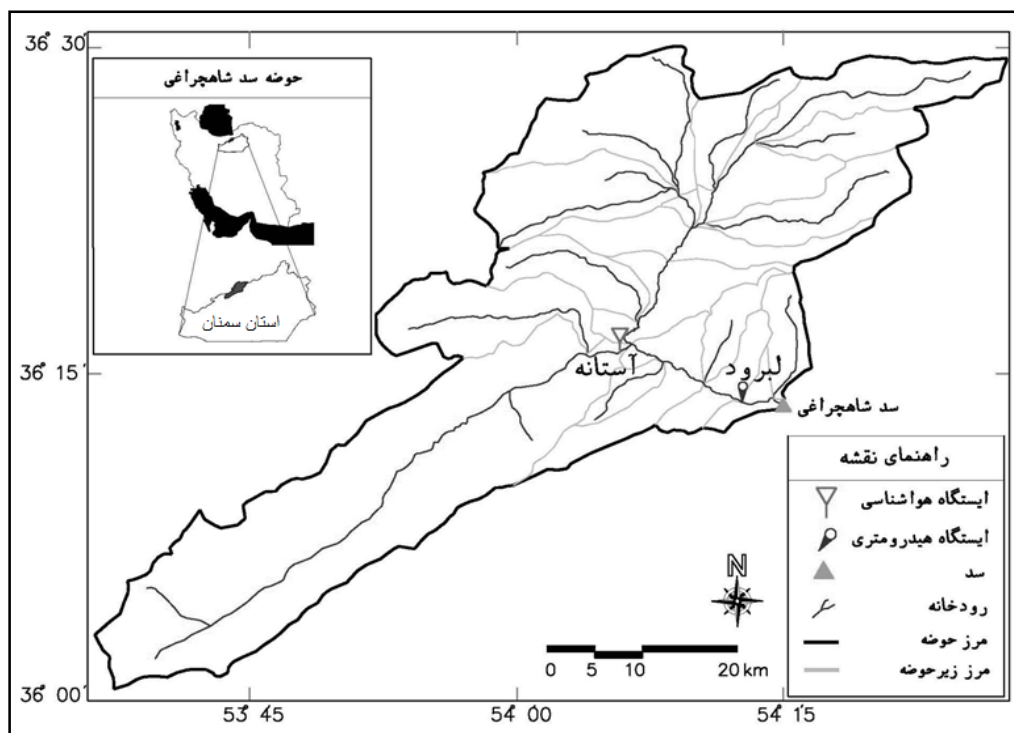
در پژوهشی که دهقان و همکاران (۱۳۸۵) ارائه کردند، مقایسه‌ای بین داده‌های تصاویر دو ماهواره MODIS و NOAA که دارای توان تفکیک زمانی روزانه هستند، انجام شد. با وجود بالا بودن نسی توان تفکیک مکانی ماهواره MODIS در تعیین سطح پوشش برف، سری زمانی اطلاعات ماهواره NOAA، به دلیل قدمت زمان تصویربرداری، کامل‌تر است. مقایسه مساحت سطوح پوشش برفی حاصل از تصاویر سنجنده MODIS و NOAA-AVHRR^۲ در فصل ریزش نشان داد که مجموع مساحت برف حاصل از این دو سنجنده، از همبستگی بالایی برخوردار هستند و تصاویر NOAA با وجود توان تفکیک مکانی پایین‌تر، به طور کلی توانسته است مجموع سطوح برفی را به خوبی برآورد کند. همچنین مساحت‌های پوشش برفی استخراج شده از تصاویر ماهواره‌های NOAA و MODIS، در فصل ریزش برف درصد اختلاف کمتری نسبت به فصل ذوب دارند.

در پژوهشی که قنبرپور و همکاران (۱۳۸۴) انجام دادند، محاسبه سهم ذوب برف در رواناب فصل بهار و تابستان که از نظر به دست آوردن آب بسیار حائز اهمیت است با استفاده از مدل بیلان ارائه شده است. نتایج به دست آمده نشان داد که در حدود ۵۰ درصد از رواناب در بهار و تابستان را ذوب برف تشکیل می‌دهد.

در مقاله پیش‌رو به بررسی سطح پوشش برف حوضه به صورت ماهانه در طول بیست و دو سال پرداخته شده است تا سری زمانی به دست آمده، به منزله ورودی مدل پیش‌بینی جریان مورد استفاده قرار گیرد. همچنین روند تغییرات سطح برف از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۷ میلادی به دو روش رگرسیون خطی و من - کندال مورد بررسی قرار گرفته است.

منطقه مورد بررسی

حوضه سد شهید شاهچراغی دامغان به مساحت تقریبی ۱۳۷۳ کیلومتر مربع، در حد فاصل ۵۳ درجه و ۳۵ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۳۰ دقیقه طول شرقی و ۳۶ درجه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی قرار گرفته است. میانگین بارش سالانه حوضه ۱۲۴ میلی‌متر و دمای متوسط سالانه آن ۱۲ درجه سانتی‌گراد است. این سد در دوازده کیلومتری شمال غرب دامغان روی رودخانه چشمه‌علی احداث شده است. شکل (۱) شمای کلی موقعیت سد در حوضه را نشان می‌دهد. دو رودخانه مهم حوضه این سد، رودخانه‌های دامغان‌رود و چشمه‌علی هستند که ایستگاه‌های هیدرومتری و هواشناسی مجاور آنها، به ترتیب ایستگاه لبرود و ایستگاه آستانه، ایستگاه‌های منتخب حوضه در نظر گرفته شده‌اند. با توجه به اینکه ایستگاه آستانه (با ارتفاع ۱۴۵۰ متر) تنها داده‌های بارش را ثبت می‌کند، برای دستیابی به داده‌های دما، سری آماری نزدیک‌ترین ایستگاه ثبت‌کننده دما، ایستگاه بسطام - تحقیقات (با ارتفاع ۱۵۰۰ متر) در شمال شرقی خارج حوضه و با ارتفاعی کمابیش مشابه آستانه، ایستگاه دماسنجی انتخاب شد.



شکل ۱. حوضه سد شاهچراغی

در حوضه سد شاهچراغی، ایستگاه برف‌سنجی فعال وجود ندارد. به دلیل عدم وجود داده‌های برف‌سنجی، سطح پوشش برف بر اساس تحلیل داده‌های ماهواره NOAA تعیین شد. برای محاسبه سطح پوشش برف با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، تصاویر NOAA-AVHRR به صورت سه تصویر در هر ماه (هر ده روز یک تصویر) از سال مهر ۱۳۶۴ تا شهریور ۱۳۸۶ (۱۹۸۶-۲۰۰۷) دریافت شد.

مواد و روش‌ها

به دلیل نبود داده‌های زمینی برف و نبود ایستگاه‌های دماسنجی با پراکنش مناسب در سراسر حوضه، اطلاعات لازم برای ساخت مدل‌های تجربی و منطقه‌ای تعیین برف حوضه وجود ندارد. همچنین با توجه به اینکه داده‌های سطح پوشش برف به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای، جایگزین مناسبی برای برآورد میزان برف حوضه در مدل‌های هیدرولوژی پیش‌بینی جریان است (برهانی داریان و همکاران، ۱۳۸۳: ۲۴۱). در این پژوهش تنها از تصاویر ماهواره‌ای برای تعیین میزان برف حوضه استفاده شده است.

عمده‌ترین مشکل در کاربرد داده‌های ماهواره‌ای برای تهیه نقشه از برف، تمیزدادن برف از ابر است. عواملی چون عوارض زمین، الگوی شناسایی، یکنواختی بازتابش‌ها، وجود سایه‌های عوارض زمین یا ابرها و تغییرات زمانی آنها، به دست کاربر با تجربه قابل تشخیص هستند. در این پژوهش برای جداسازی برف از پدیده‌های دیگری چون ابر و پوشش سطح با توجه به نوع سنجنده، از دو روش استفاده شده است. در سنجنده نسل AVHRR-3 طول موج ۱/۶ میکرومتر در گذر روزانه برداشت می‌شود که در جداسازی برف مؤثر است؛ ولی باند حرارتی 3B که طول موج ۳/۷ میکرومتر را در گذر شبانه برداشت می‌کند، در تصویر روزانه موجود نیست. بنابراین روش تفکیک برف در این نوع سنجنده متفاوت خواهد بود. جدول (۱) ویژگی‌های طیفی سنجنده AVHRR را نشان می‌دهد.

جدول ۱. ویژگی‌های طیفی ماهواره NOAA

AVHRR - ۳	AVHRR - ۲	AVHRR - ۱	باند	
NOAA - ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸ (طول موج میکرومتر)	NOAA - ۷ و ۹، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ (طول موج میکرومتر)	NOAA - ۶، ۸، ۱۰ (طول موج میکرومتر)		
۰/۵۸-۰/۶۸	۰/۵۸-۰/۶۸	۰/۵۸-۰/۶۸	۱	VIS ¹
۰/۷۲-۱/۱	۰/۷۲-۱/۱	۰/۷۲-۱/۱	۲	NIR ²
۱/۵۸-۱/۶۴	۳/۵۵-۳/۹۳	۳/۵۵-۳/۹۳	۳	NIR (۳a)
۳/۵۵-۳/۹۳				TIR ³ (۳b)
۱۰/۵-۱۱/۵	۱۰/۵-۱۱/۵	۱۰/۵-۱۱/۵	۴	TIR
۱۱/۵-۱۲/۴	۱۱/۵-۱۲/۵	-	۵	TIR

TIR، NIR و VIS به ترتیب طول موج‌های مادون قرمز گرمایی، مادون قرمز و مرئی هستند.

به طور کلی، روند کار برای استخراج داده‌های پوشش برف از تصاویر ماهواره‌ای بدین شرح است. پس از جمع‌آوری تصاویر ماهواره‌ای مورد نیاز، به منظور افزایش دقت تفکیک پدیده‌ها برای تصحیح مقیاس تصویر و زمین مرجع کردن آن، اصلاحات ژئومتروری روی تصاویر انجام می‌گیرد. سپس مرحله تشخیص و جداسازی برف با توجه به خصوصیت‌های طیفی برف است. اگرچه برف به دلیل برخی ویژگی‌های خود در اکثر موارد از ابر قابل شناسایی است، اهمیت تشخیص و

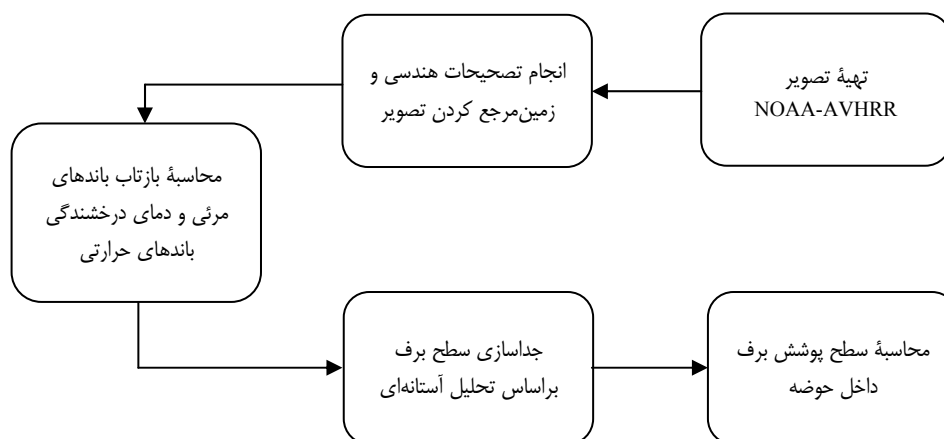
1. Visible

2. Near Infra Red

3. Termal Infra Red

جداسازی آن هنگامی مشخص می‌شود که با ابر تداخل داشته باشد. با محاسبه بازتاب باندهای مرئی و دمای درخشندگی باندهای حرارتی، مدلی که شامل شروط جداکننده پدیده‌ها است، روی تصاویر اجرا می‌شود. تصویر نهایی به صورت موضوعی^۱ نشان‌دهنده سطح برف جدا شده از پدیده‌های دیگر است. استفاده از روش تحلیل آستانه‌های^۲ پدیده‌ها از روی هیستوگرام هر باند، محدود به مکان خاصی نیست و فقط برپایه خصوصیت‌های ذاتی پدیده‌ها بوده و مؤید صحت این روش است.

برای انجام این پژوهش از داده‌های سنجنده AVHRR ماهواره NOAA استفاده شده است. تمام تصاویر به صورت LAC^۳ از تارنمای NOAA دریافت شده است. به منظور افزایش دقت نتایج، برای هر ماه سه دوره دوازده روزه در نظر گرفته شد و در هر دوره یک تصویر دریافت شد. بر اساس مطالعات پیشین پس از محاسبه سطح برف کل تصاویر، حداکثر مقدار برف در طول یک ماه، میزان حداکثر سطح برف آن ماه در نظر گرفته شده است. در نرم‌افزار ERDAS، برای تعیین دقیق آستانه تشخیص برف، بخشی از تصویر که منطقه مورد نظر در آن قرار دارد، از بقیه تصویر جدا می‌شود و هیستوگرام^۴ باندهای مختلف بررسی می‌شود. در بخش مشخصات^۵ تصویر، ویژگی‌های کلی هر باند، نوع سیستم زمین مرجع شدن تصویر، هیستوگرام‌های باندهای مختلف و مقدار هر پیکسل در هر باند قابل رؤیت است. به دلیل رستر^۶ بودن نوع تصویر، برای مشخص کردن دقیق محدوده مورد مطالعه (حوضه سد شاه‌چراغی)، تصویر سطح حوضه که شامل برف است، جدا می‌شود و سطح برف با استفاده از بخش خصوصیات^۷ تصویر رستر محاسبه می‌شود. در شکل (۲)، مراحل مراحل کلی تعیین سطح برف نشان داده شده است.



شکل ۲. مراحل استخراج سطح پوشش برف در تصاویر AVHRR

1. Thematic
2. Threshold Method
3. Local Area Coverage
4. Subset
5. Histogram
6. Information
7. Raster
8. Attribute

باید توجه داشت که پیش از هرگونه تغییر یا واسنجی تصویر، باید در صورت نیاز تصحیحاتی نیز روی تصویر انجام شود که شامل تصحیحات رادیومتری، اتمسفری و هندسی است. در پژوهش حاضر اگرچه تشخیص پدیده برف بدون اصلاح رادیومتری مخدوش نمی‌شود، با این حال نسبت به اصلاح آنها از روش هیستوگرام اقدام شده است. همچنین تصحیح هندسی با زمین مرجع کردن تصویر، امکان تطبیق نقشه با تصویر را فراهم می‌کند که این امر با روش‌های متفاوتی انجام می‌گیرد. با توجه به اینکه درجه روشنایی پیکسل‌های محاسبه شده به روش نزدیک‌ترین همسایه، نسبت به روش‌های دیگر تغییر کمتری می‌کند و به دلیل ساده بودن محاسبات، سرعت عملیات بالاتر است. در پژوهش حاضر نیز از این روش بهره گرفته شده است.

تعیین سطح برف در سنجنده AVHRR-2

برای شناسایی بهتر پدیده‌ها، ضرایب بازتاب باندهای مرئی و دمایی درخشندگی باندهای حرارتی محاسبه می‌شوند. برای محاسبه ضرایب بازتاب، از رابطه (۱) استفاده می‌شود (کیدول، ۲۰۰۳).

$$A_i = S_i C + I_i \quad \text{رابطه ۱}$$

که A_i : بازتاب باند i ; C : درجه روشنایی هر پیکسل؛ S_i و I_i : به ترتیب شیب و عرض از مبدأ که در اطلاعات مشخصه^۲ هر تصویر ثبت شده است. برای محاسبه دمایی درخشندگی باندهای حرارتی، ابتدا رادیانس هر پیکسل با استفاده از رابطه (۲) محاسبه می‌شود (کیدول، ۲۰۰۳).

$$E_i = S_i C + I_i \quad \text{رابطه ۲}$$

E_i : رادیانس باند i برحسب $(1 - sr - cm - mW)$; C : درجه روشنایی هر پیکسل و S_i و I_i : به ترتیب شیب و عرض از مبدأ که در اطلاعات مشخصه هر تصویر ثبت شده است. برای تبدیل رادیانس به دمایی درخشندگی، از عکس رابطه بازتاب پلانک استفاده می‌شود (کیدول، ۲۰۰۳).

$$T_E = C_2 v / \ln \left(1 + \frac{C_1 v^3}{E} \right) \quad \text{رابطه ۳}$$

در رابطه (۳) T_E : دمایی درخشندگی رادیانس E برحسب کلونین؛ v : فرکانس معادل طول موج مرکزی برحسب S^{-1} و C_1 و C_2 ضرایب ثابت برحسب $(4 - sr - cm - mW)$ است.

$$\text{همچنین } C_1 = 1.9110659 \times 10^{-5} \text{ و } C_2 = 1.438833 \text{ cm} - K \text{ هستند (کیدول، ۲۰۰۳).}$$

شروط زیر برای جداسازی سطح برف از ابر و زمین در نظر گرفته شده است. هر پیکسل از تصویر که تمام شروط زیر را با هم داشته باشد، به منزله پیکسل برفی شناخته می‌شود (پرهمت و همکاران، ۱۳۸۱).

$$\rho(0.63\mu) \geq \rho_{Th},$$

$$\rho(0.9\mu) \geq \rho_{Th},$$

$$BT(11\mu) \leq BT_{Th},$$

$$BT(3.7\mu) - BT(11\mu) < dT_{Th}$$

۰/۶۳، ۰/۹، ۳/۷ و ۱۱ میکرومتر، به ترتیب طول موج مرکزی باندهای ۱، ۲، ۳ و ۴ سنجنده AVHRR هستند. ρ_{Th} و BT_{Th} به ترتیب آلبدو و دمای درخشندگی حد آستانه هستند. در باند ۱ و ۲ آلبدو، برف از پدیده‌های دیگر بیشتر است و با توجه به باندهای ۱ و ۲ حد ابتدایی آستانه برف (اولین نقطه عطف منحنی) نقاط آستانه در نظر گرفته می‌شود (پرهمت و همکاران، ۱۳۸۱). در باند ۳، زمین بازتاب کمتری نسبت به ابر و برف دارد و در باند ۴ دمای درخشندگی برف کمتر از ابر است. بدین ترتیب آلبدو برف باید از حد آستانه باندهای ۱ و ۲ بیشتر باشد. در عین حال دمای درخشندگی باند ۴ برای برف کمتر از حد آستانه است. هنگامی که شروط فوق با هم برقرار باشند، سطح جدا شده تنها شامل برف خواهد بود.

تعیین سطح برف در سنجنده AVHRR-3

برای تفکیک برف از پدیده‌های دیگر در سنجنده AVHRR-3، همانند سنجنده AVHRR-2 از تحلیل آستانه‌ای هیستوگرام باندها استفاده می‌شود، با این تفاوت که باند 3A در دسته باندهای مرئی قرار می‌گیرد و نسبت بازتاب باند 3A به باند ۱، جایگزین تفاوت دمای درخشندگی باندهای ۳ و ۴ حرارتی در روش قبل می‌شود. شروط مطرح شده عبارتند از (رومانف و همکاران، ۲۰۰۳):

$$\rho(0.63\mu) \geq \rho_{Th},$$

$$\rho(0.9\mu) \geq \rho_{Th},$$

$$\rho(1.6\mu) \geq \rho_{Th},$$

$$BT(11\mu) \leq BT_{Th},$$

$$A_{Th} \leq (\rho(1.6\mu) / \rho(0.63\mu)) \leq B_{Th}$$

برف در باند 3A باندی مرئی بوده و از بازتاب بالایی برخوردار است. نسبت بازتاب باند 3A به باند ۱ نیز شاخصی است که برف را از ابر و زمین متمایز می‌کند (رومانف و همکاران، ۲۰۰۳). به همین دلیل از این نسبت برای جداسازی برف از پدیده‌های دیگر استفاده می‌شود. همانند سنجنده AVHRR-2 هنگامی که شروط فوق با هم برقرار باشند، سطح جدا شده تنها شامل برف خواهد بود. گفتنی است برخی تصاویر این نسل سنجنده در برداشت روزانه باند 3B را شامل می‌شوند که روند تعیین برف در این تصاویر همانند روش به کار برده شده برای سنجنده AVHRR-2 است.

تعیین روند سری زمانی سطح پوشش برف

پس از محاسبه سطح برف، برای بررسی وجود روند در میزان سطح برف حوضه طی بیست و دو سال، حداکثر سطح برف در هر سال با روش‌های رگرسیون خطی و من - کندال^۱ مورد بررسی قرار گرفت. در روش رگرسیون خطی، فرض بر این است که مقدار مورد نظر y تابعی از مقادیر ثابت x است (رابطه ۴).

$$\hat{y}_i = a + bx_i$$

(رابطه ۴)

به این ترتیب برازش مقادیر پیش‌بینی شده به مشاهداتی (x_i, y_i) با تفاضل بین مقدار مشاهداتی y_i و مقدار پیش‌بینی شده \hat{y}_i (مقادیر باقی مانده) خلاصه می‌شوند. بهترین برازش هنگامی انجام می‌گیرد که مقادیر باقی مانده‌ها تا حد امکان کوچک باشند. مقادیر باقی مانده به روش حداقل مربعات برای تعیین پارامترهای مدل (a, b) با استفاده از رابطه (۵) محاسبه می‌شوند.

$$S^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad \text{رابطه ۵}$$

مقادیر شیب (b) و عرض از مبدأ (a) خطی که مقدار مجموع مربعات خطا را حداقل می‌کند، به صورت زیر محاسبه می‌شود (نیول و همکاران، ۲۰۰۷: ۸).

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{رابطه ۶}$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad \text{رابطه ۷}$$

که \bar{x} و \bar{y} میانگین مقادیر ثابت و متغیر هستند. در پژوهش حاضر، شیب خط رگرسیون و عرض از مبدأ (ضرایب b و a) برای تغییرات سطح پوشش برف نسبت به زمان (سال) به دست آمده است. برای مشخص کردن اعتبار شیب خط روند در سری زمانی، برای شیب خط رگرسیون حدودی تعریف می‌شود. در روش رگرسیون خطی، پارامترهای محاسبه شده شامل میانگین و انحراف از معیار سری داده‌ها است. آماره آزمون t که برای اثبات کفایت فرض روند موجود در سری زمانی به کار می‌رود نیز، از رابطه (۸) به دست می‌آید.

$$t = b / \sigma \quad \text{رابطه ۸}$$

که b عرض از مبدأ و σ انحراف معیار سری زمانی هستند. پس از محاسبه واریانس و انحراف از معیار سری مورد نظر (سری سالانه سطح پوشش برف)، آماره توزیع t با توجه به درجه آزادی محاسبه شده از سری داده‌ها، محاسبه می‌شود و با استفاده از جدول توزیع آزمون t ، وجود روند در سری زمانی بررسی می‌شود (نیول و همکاران، ۲۰۰۷: ۹).

در روش ناپارامتری من - کندال که به طور گسترده برای تحلیل داده‌های هیدرولوژی به کار می‌رود، نیازی به فرض نرمال بودن داده‌ها نیست؛ ولی لازم است که داده‌ها خودهمبستگی نداشته باشند (هلسل و هرش، ۲۰۰۲: ۳۲۷). این آزمون برای شناسایی وجود روند در سری زمانی $X(t)$ با $t = 1, 2, \dots, N$ به کار می‌رود. هر مقدار از $X(t')$ برای $t' = t + 1, t + 2, \dots, N$ با $X(t)$ مقایسه می‌شود و به روش $z(k)$ رتبه‌بندی می‌شود (هان، ۲۰۰۲: ۳۴۳):

$$z(k) = 0 \quad \text{if } X(t) > X(t')$$

$$z(k) = 0 \quad \text{if } X(t) = X(t')$$

$$z(k) = -1 \quad \text{if } X(t) < X(t')$$

سپس آماره من - کندال (S) به صورت رابطه (۹) محاسبه می‌شود.

$$S = \sum_{k=1}^{N(N-1)/2} z(k) \quad \text{رابطه ۹}$$

آماره آزمون برای تعداد داده‌های بیش از ۱۰ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$u_c = (S + m) / \sqrt{V(S)} \quad \text{رابطه ۱۰}$$

که برای مقادیر منفی شاخص S ، $m = 1$ و برای مقادیر مثبت شاخص S ، $m = -1$ است. $V(S)$ نیز برای شرایطی که در سری زمانی تعداد $z(k) = 0$ اندک باشد، از رابطه (۱۱) به دست می‌آید.

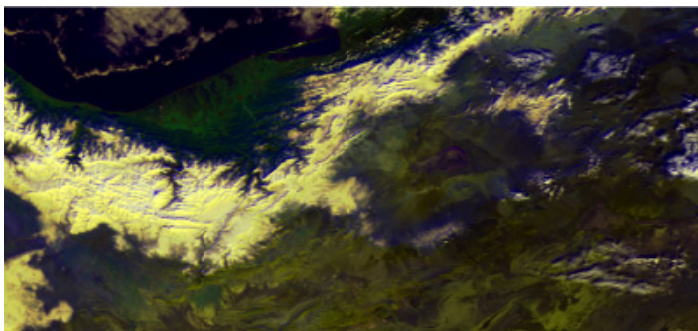
$$V(S) = [N(N-1)(2N+5)]/18 \quad \text{رابطه ۱۱}$$

اگر $|u_c| > z_{1-\alpha/2}$ باشد (Z از توزیع نرمال استاندارد به دست می‌آید و α سطح اعتماد است)، فرض عدم وجود روند در سری زمانی رد می‌شود (هان، ۲۰۰۲: ۳۴۳). برای محاسبه وجود روند در سری زمانی سطح پوشش برف، از روش‌های رگرسیون خطی و ناپارامتری من - کندال، حداکثر سطح پوشش برف در هر سال به منزله شاخص نشانگر سطح برف سالانه مورد استفاده قرار گرفت.

یافته‌های پژوهش

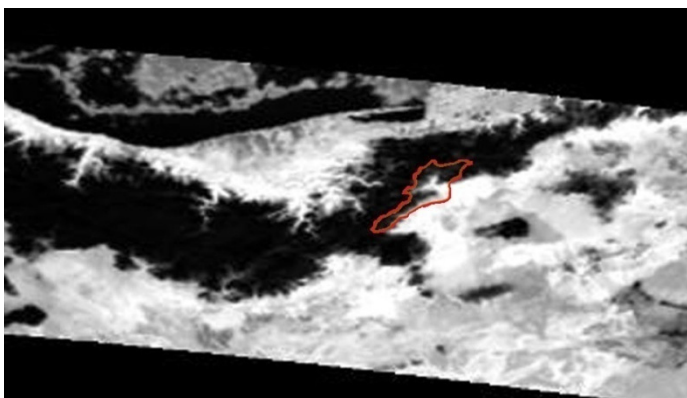
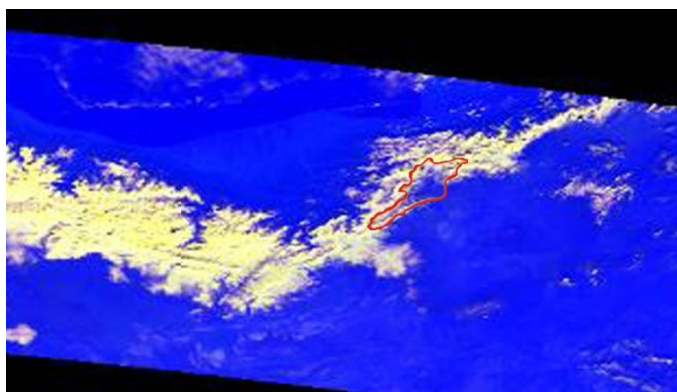
پس از دریافت تصاویر خام ماهواره‌ای از ژانویه ۱۹۸۶ تا دسامبر ۲۰۰۷ و انجام تصحیحات مورد نیاز روی داده‌ها، سطح پوشش برف حوضه با استفاده از روش‌های گفته شده محاسبه شده است. از بین سه تصویر در هر ماه، بیشینه سطح برف نمایانگر سطح برف آن ماه در نظر گرفته شد. برای نمونه، مراحل تعیین سطح پوشش برف در تاریخ ۲۱ ژانویه ۲۰۰۵ در شکل (۳) نشان داده شده است. شکل (۴) نیز نمودار تغییرات زمانی سطح برف محاسبه شده و جدول (۲) سطح پوشش برف حاصل از تصاویر را از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۷ نشان می‌دهد.

برای شناسایی تفاوت شناسایی برف در دو سنجنده و بررسی تأثیر نوع سنجنده بر سطح برف محاسبه شده، دو تصویر پیاپی از منطقه با داده‌های باند 3A و 3B مقایسه شد. اختلاف سطح برف دو تصویر پیاپی روز پنجم ماه نوامبر ۲۰۰۳ که یک تصویر دارای باند 3A (ساعت ۸ صبح) و دیگری 3B (ساعت ۱۰) است، مورد بررسی قرار گرفت. در تصویر اول، سطح برف ۵۷/۱۱ کیلومتر مربع و در تصویر دوم، ۵۴/۶ کیلومتر مربع به دست آمد. مقایسه سطح برف دو تصویر نشان می‌دهد تصویر دارای باند 3A سطح برف را در حدود ۴ درصد بیشتر از تصویر دیگر برآورد می‌کند که این درصد تفاوت با توجه به وسعت حوضه، تأثیر بسزایی در تعیین سطح برف دو روش ایجاد نمی‌کند.



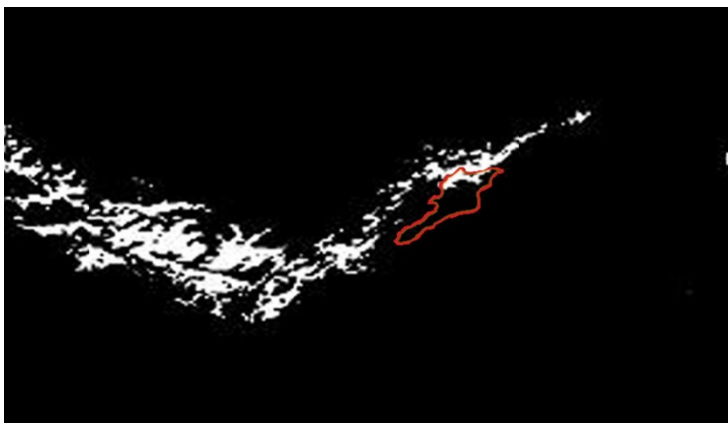
تهیه تصویر با پنج باند

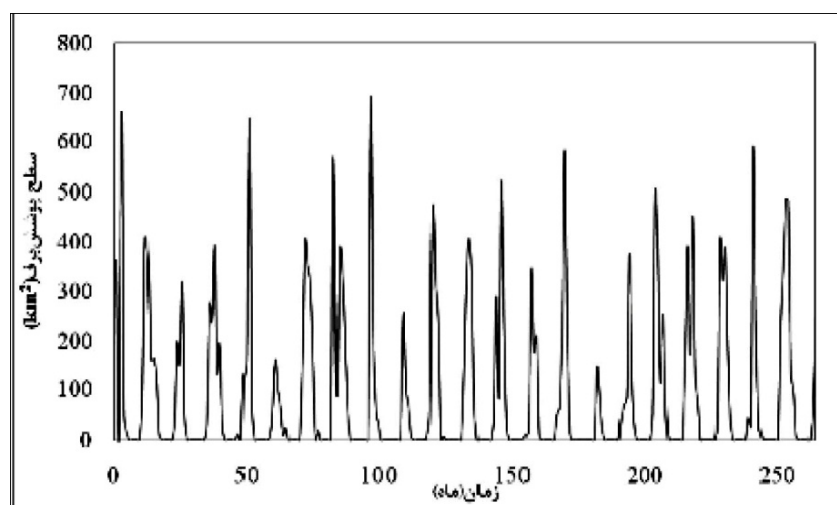
انجام تصحیحات هندسی، زمین مرجع کردن و محاسبه آلبدو و دمای درخشندگی



تحلیل آستانه هیستوگرام باندها

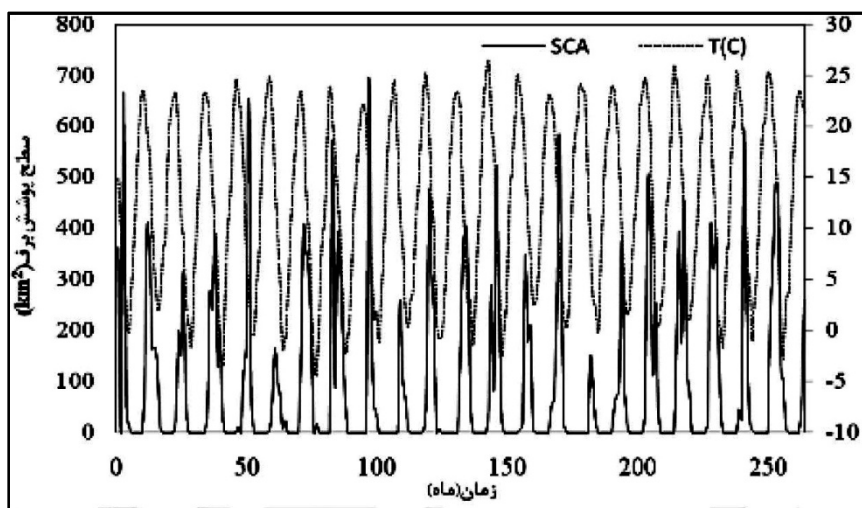
جداسازی سطح پوشش برف





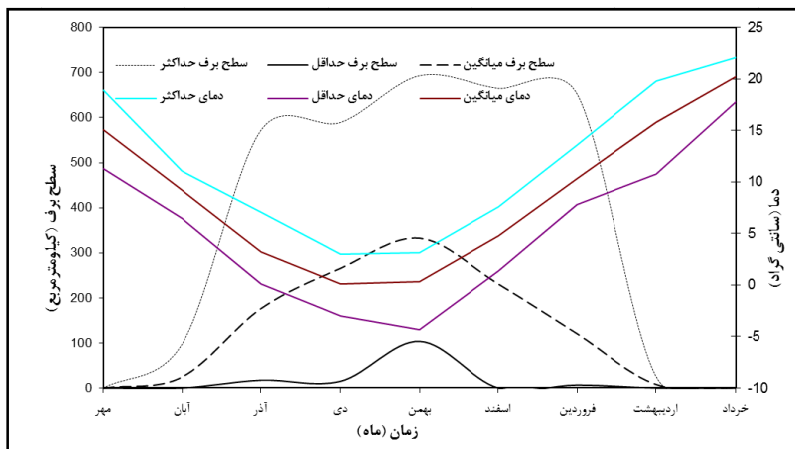
شکل ۴. منحنی تغییرات زمانی سطح پوشش برف

شکل (۵) تغییرات زمانی سطح پوشش برف را در کنار تغییرات زمانی دمای حوضه نشان می‌دهد که مؤید افزایش چشمگیر دما در فصل ذوب برف (که از فروردین ماه آغاز می‌شود) است و روند معکوسی با سطح پوشش برف دارد. شکل (۶) نیز میانگین ماهانه سطح پوشش برف و دما را طی یک سال نشان می‌دهد. مشاهده می‌شود که بیشترین پوشش سطح برف در حوضه ماه بهمن رخ می‌دهد که حداقل دمای متوسط حوضه در این ماه است.



شکل ۵. منحنی تغییرات زمانی سطح پوشش برف (SCA) و دما (T) بر حسب درجه سانتی‌گراد

همچنین طی بیست و دو سال، از اردیبهشت ماه تا مهرماه برف در حوضه مشاهده نشده است. به دلیل افزایش دمای حوضه به مقدار قابل توجه در فصل بهار و عدم تداوم بارش برف در این فصل، ماندگاری برف در حوضه کوتاه مدت است. سطح برف پیوسته که به وسیله تصاویر NOAA طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۷ محاسبه شده است، نشانگر وجود برف از ماه دی تا فروردین و گاهی نیز اردیبهشت است.

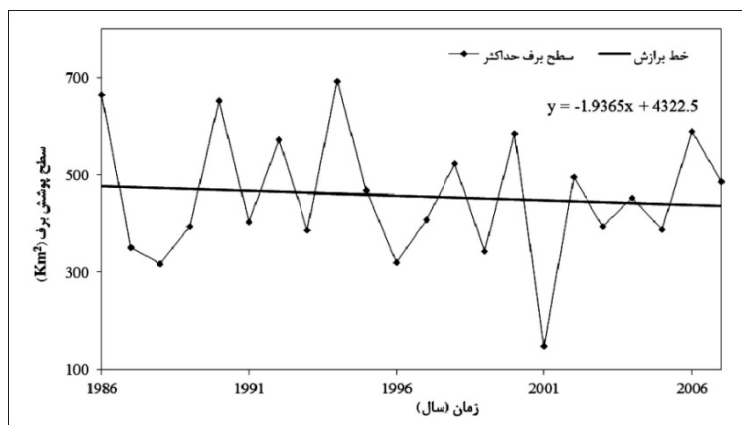


شکل ۶. منحنی تغییرات سطح پوشش برف و دما (بر حسب درجه سانتی‌گراد) در طول سال

در روش رگرسیون خطی، از داده‌های حداکثر سالانه سری زمانی پوشش برف برای محاسبه پارامترهای آماری استفاده شده است. معادله خط رگرسیون سری زمانی سطح پوشش برف، به صورت زیر به دست آمد که در شکل (۷) نیز نشان داده شده است.

$$y = -1/936x + 4322/5 \tag{۱۲}$$

با توجه به میانگین (۴۵۶/۱۸) و انحراف معیار (۱۰/۳) سری زمانی سطح برف و بر اساس روابط بخش پیش، آماره آزمون t مقدار ۰/۱۸ محاسبه می‌شود. با توجه به درجه آزادی آزمون (۲۰) و سطح اعتماد ۸۵/۲۷ درصد، مشخص می‌شود که در سری زمانی، از نظر آماری روندی وجود ندارد.



شکل ۷. رگرسیون سری زمانی سطح پوشش برف (SCA)

با محاسبه آماره من - کندال ($S = 3$) و آماره آزمون ($t_c = 0/056$)، در سری زمانی سطح پوشش برف حوضه در سطح اعتماد ۹۰ درصد، روند افزایشی یا کاهش می‌شود. به این معنا که به دلیل مقایسه داده‌های سری زمانی و رتبه‌بندی آنها در آزمون من - کندال، روند یکنواخت و خطی بین داده‌ها وجود ندارد. این نتیجه با آزمون t رگرسیون سری زمانی سطح پوشش برف همخوانی دارد. بر همین اساس، می‌توان از سری زمانی داده‌های سطح پوشش برف برای ورودی مدل هیدرولوژی پیش‌بینی جریان استفاده کرد.

بحث و نتیجه گیری

در پژوهش حاضر سطح پوشش برف حوضه سد شاهچراغی با استفاده از سنجش از دور و تصاویر ماهواره NOAA، براساس خصوصیت‌های طیفی برف و روش تحلیل آستانه‌های مشخص‌کننده هر پدیده، در هیستوگرام طیفی باندهای مختلف سنجنده AVHRR محاسبه شده است. با توجه به اینکه سنجنده AVHRR-3 دارای باند ۱/۶ میکرومتر است، روش تشخیص برف نسبت به سنجنده AVHRR-2 متفاوت است. نتایج این پژوهش را در بندهای زیر می‌توان خلاصه کرد:

- نتایج بررسی دو تصویر از حوضه که در یک روز برداشت شده‌اند، نشان می‌دهد استفاده از سنجنده AVHRR-3 در حدود ۴ درصد سطح برف را بیش از سنجنده AVHRR-2 برآورد می‌کند.
- زمان استقرار برف در حوضه از آذرماه تا اوایل فروردین‌ماه است و افزایش دما در فروردین‌ماه، سبب کاهش سریع سطح پوشش برف حوضه می‌شود. بیشترین سطح پوشش برف حوضه در بهمن‌ماه رخ می‌دهد.
- بر اساس نتایج آزمون شناسایی روند رگرسیون خطی و آزمون ناپارامتری من - کندال، سری زمانی حداکثر ماهانه سطح پوشش برف در حوضه سد روندی ندارد که به کارگیری داده‌ها در مدل پیش‌بینی جریان را ممکن می‌کند.

سپاس‌گزاری

از شرکت سهامی آب منطقه‌ای سمنان برای حمایت مالی و از دانشگاه تهران و مؤسسه پژوهشی مهندسی و مدیریت منابع آب رایان‌پژوه (هیدروانفورماتیک) در فراهم کردن امکانات پژوهش و از جناب آقایان مهندس کرمی، مهندس قرمز چشمه، مهندس دینی و مهندس مصطفی حبیبی داویدجانی برای کمک در پژوهش حاضر صمیمانه قدردانی می‌شود.

منابع

- اسلامی، م.، فیروزبخت، ع. (۱۳۷۳). بررسی توزیع مکانی بارش برف در حوضه‌های دز و کارون، مجموعه مقالات اولین سمینار هیدرولوژی برف و یخ، وزارت نیرو، سازمان تحقیقات منابع آب.
- برهانی داریان، ع.، ضاهرپور، ج.، فاتحی مرج، ا. (۱۳۸۳). مدل‌های برفابی پیش‌بینی جریان حوضه آبریز به‌کمک RS و GIS، مجله بین‌المللی علوم مهندسی، سال پانزدهم، شماره ۲، صص. ۲۴۳-۲۲۵.
- پرهمت، ج.، ثقفیان، ب.، صدقی، ح. (۱۳۸۱). مدل تفکیک برف، ابر و زمین در تصاویر ماهواره‌ای نوا NOAA، مجله پژوهش و سازندگی، سال پانزدهم، شماره ۳ و ۴، صص. ۱۴-۲.
- دهقان، ا.، خلقی، م.، ثقفیان، ب. (۱۳۸۵). ارزیابی دقت توده‌های برفی استخراج شده از تصاویر ماهواره NOAA نسبت به ماهواره MODIS، دومین کنفرانس مدیریت منابع آب، اصفهان، دانشگاه صنعتی اصفهان.

دینی، غ.، ضیائیان فیروزآبادی، پ.، علی محمدی سراب، ع.، داداشی خانقاه، س. (۱۳۸۶). بررسی سطوح برف گیر در البرز مرکزی با استفاده از داده‌های ماهواره‌های MODIS و AVHRR و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS)، دو فصلنامه تحقیقات منابع آب ایران. سال سوم، شماره ۳، صص. ۸-۱.

قنبرپور. م. ر.، محسنی ساروی، م.، ثقفیان، ب.، احمدی، ح.، عباسپور، ک. (۱۳۸۴). تعیین مناطق مؤثر در انباشت و ماندگاری سطح پوشش برف و سهم ذوب برف در رواناب، مجله منابع طبیعی ایران، سال پنجاه‌وهشتم، شماره ۳، صص. ۵۱۵-۵۰۳.

Baum, B. A., Trepte, Q., 1999, **A Grouped Threshold Approach for Scene Identification in AVHRR Imagery**, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 16, No. 6, PP. 793-800.

Borhani Darian, A., Zaherpoor, J., Fatehi Marj, A., 2004, **Watershed Snowmelt Runoff Forecasting Models Using RS and GIS**, International Journal of Engineering Science, Vol. 15, No. 3, PP. 225-243.

Dehghan, A., Kholghi, M., Saghafian, B., 2007, **Evaluation of snow packs derived from NOAA to MODIS**, Proceedings of 2nd Water Resources Conference, 23-24 January, Isfahan University of Technology.

Dini, G. R., Zieaeen Firouzabadi, P., Alimohammadi Sarab, A., Dadashi Khanghah, S., 2008, **GIS-Based Snow Mapping in Central Alborz Mountain Chain Using MODIS and AVHRR Data**, Iran-Water Resources Research, Vol.3, No. 3, PP. 87-94.

Eslami, M., Firoozbakht, A., 1996, **Studying Snow Spatial Distribution in Dez and Karoon Watersheds**, Proceedings of 1st Snow and Ice Hydrology Conference, Ministry of Energy, Water Resources Management Company, 28-30 January, Urumieh, West Azerbaijan Regional Water Company.

Ghanbarpour, M.R., Mohseni Saravi, M., Abbaspour, K., Saghafian, B., Ahmadi, H., 2005, **An Evaluation of Regions Effective in Accumulation and Persistence of Snow Cover and Snowmelt Contribution in Runoff**, Iranian Journal of Natural Resources, Vol. 58, No.3, PP. 503-515.

Gupta, R.P., Haritashya, U.K., Singh, P., 2005, **Mapping Dry/Wet Snow Cover in the Indian Himalayas Using IRS Multispectral Imagery**, Remote Sensing of Environment, Vol. 97, No. 4, PP. 458-469.

Haan, C. T., 2002, **Statistical Methods in Hydrology**, 2nd Edition, Iowa State Press, Ames.

Hall, D. K., Tait, A. B., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., 2001, **Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow, Lake Ice and Sea Ice-Mapping Algorithms**, Goddard Space Flight Center, Greenbelt.

Hall, D.K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., 1995, **Development of Methods for Mapping Global Snow Covers Using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Data**, Remote Sensing of Environment, Vol. 54, No. 2, PP. 127-140.

Helsel, D. R., Hirsch, R. M., 2002, **Statistical Methods in Water Resources Techniques of Water Resources Investigations**, Book 4, U.S. Geological Survey.

Kidwell, K. B., 2003, **NOAA Polar Orbiter Data User's Guide- Section 3.3: Calibration of AVHRR Data**, Suitland, U.S. Department of Commerce, National Climatic Data Center.

- Nagler, T., Rott, H., Malcher, P., Müller, F., 2008, **Assimilation of Meteorological and Remote Sensing Data for Snowmelt Runoff Forecasting**, Remote Sensing of Environment, Vol. 12, No. 4, PP. 1408-1420.
- Newell, C.J., Aziz, J.J. and Vanderford, M., GSI Environmental Inc., 2007, **AFCEE Monitoring and Remediation Optimization System Software, Version 2.2, Appendix A.2: Statistical Trend Analysis Methods**, U.S. Air Force Center for Environmental Excellence.
- Porhemmat, J., Saghafian, B., Sedghi, H., 2002, **Snow, Cloud and Land Separation Model in NOAA-AVHRR Data**, Pajouhesh va Sazandegi, Vol. 56, No. 57, PP. 2-14.
- Riggs, G. A., Hall, D. K., 2000, **Early Analysis of the EOS MODIS Snow Cover Data Products**, Proceedings of 57th Eastern Snow Conference, 17-19 May, Syracuse.
- Romanov, P., Tarpley, D., Gutman, G., Carroll, T., 2003, **Mapping and Monitoring of the Snow Cover Fraction over North America**, Journal of Geophysical Research, Vol. 108, No. D16.
- Simpson, J.J., Stitt, J.R., Sienko, M., 1998, **Improved Estimates of the Areal Extent of Snow Cover from AVHRR Data**, Journal of Hydrology, Vol. 204, No. 1-4, PP. 1-23.
- Tekeli, A.E., Akyurek, Z., Sorman, A., Sensoy, A., Sorman, A.U., 2005, **Using MODIS Snow Cover Maps in Modelling Snowmelt Runoff Process in the Eastern Part of Turkey**, Remote Sensing of Environment, Vol. 97, No. 2, PP. 216- 230.

