

جغرافیا و توسعه شماره ۲۵ زمستان ۱۳۹۰

وصول مقاله : ۱۳۸۹/۵/۲۸

تأیید نهایی : ۱۳۹۰/۳/۲۹

صفحات : ۹۷ - ۱۱۰

تخمین و مقایسه‌ی قلمرو برف‌های دائمی در عصر یخچالی و بین‌یخچالی

مطالعه موردی: حوضه‌ی رود هراز

دکتر منیژه قهرودی^۱

چکیده

از ویژگی‌های بارز کواترنر در ایران تناوب دوره‌های اقلیمی سرد و گرم می‌باشد. ناهمواری‌های کنونی ایران نشان‌دهنده‌ی اثر فرایندهای فرسایشی در شرایط متفاوت گرم و سرد بوده است. رشته‌کوه البرز دارای شواهد متعددی است که نشانگر دخالت فرایندهای یخچالی و بین یخچالی می‌باشند. این شواهد به صورت حفره‌های بزرگ و عمیق و دره‌های صخره‌ای عربان و تخریب شده نمایان هستند. بررسی قلمرو برف‌های دائمی در کواترنر می‌تواند تعیین‌کننده‌ی مرز قلمرو دخالت فرایندهای دوره‌های یخچالی و بین یخچالی در ایران باشد. این تحقیق به منظور برآورد تغییرات خط برف دائمی حوضه‌ی هراز در ارتفاعات البرز مرکزی انجام شده است. برای تخمین قلمرو برف دائمی در آخرین دوره‌ی سرد، میراث‌های اقلیمی و شواهد مورفولوژیکی با به‌کارگیری تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی، شناسایی شدند. سپس به کمک روش رایت ارتفاع برف دائمی تعیین گشته است. از روش درجه روز برای به دست آوردن آستانه‌ی دمایی ریزش برف استفاده شده است و تحلیل رگرسیون برای تخمین اختلافات دمای محدوده برف‌های دائمی در دوره‌های گرم و سرد به کار رفته است. با به‌کارگیری شاخص NDSI در تصاویر سنجنده MODIS قلمروهای برفی در ماه مارچ سال‌های ۲۰۰۵-۲۰۰۸ شناسایی شده تا با آستانه دمای ریزش برف مقایسه گردد.

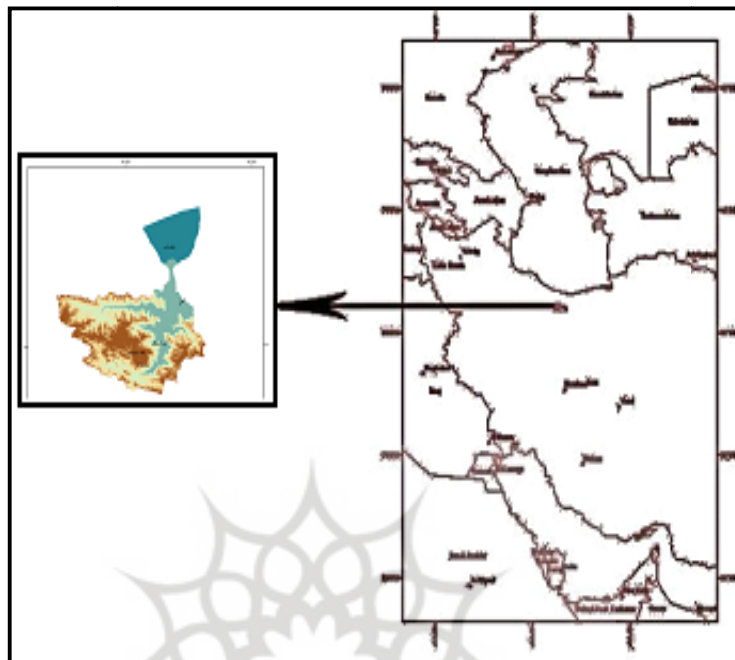
نتایج مطالعات نشان داد که در آخرین دوره‌ی سرد، قلمرو برف‌های دائمی تا ارتفاع ۱۸۰۰ متری در این حوضه پایین آمده است و این قلمرو در حال حاضر حدود ۳۲۰۰ متر می‌باشد و بیانگر این است که بیش از ۸۰ درصد از مساحت حوضه در دوره‌های سرد تحت حاکمیت فرسایش یخچالی بوده است. مشاهدات میدانی نیز آن را تأیید می‌کند. اختلاف میانگین دمای هوا در دوره‌های یخچالی ۶ درجه سلسیوس کمتر از دوره‌های بین یخچالی بوده است. در واقع این اختلاف دما حاکی از حضور دو سیستم شکل‌زایی متفاوت در حوضه‌ی هراز می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: قلمرو برف دائمی، تغییرات اقلیمی، کواترنر، حوضه هراز.

مقدمه

تحولات اقلیمی ایران در کواترنر نقش ویژه‌ای در شکل‌لندفرم‌های کنونی ایران دارد. تغییر قلمرو برف‌های دائمی در کواترنر از نتایج این تحولات به شمار می‌رود. تغییرات برف‌های دائمی در طول کواترنر به عنوان مرز تغییرات قلمروهای شکل‌زایی در ایران بوده است. به بیانی دیگر انطباق مرز قلمروهای شکل‌زایی یخچالی با برف‌های دائمی در دوره‌های سرد و تغییر مرز سیستم‌های شکل‌زایی با شروع دوره‌های بین یخچالی در کواترنر قابل بررسی است و شواهد به جا مانده از آن دوره‌ها، بیانگر این تغییرات می‌باشد (پروکوپ^۱، ۲۰۰۹). محققین معتقدند که مرز برف‌های دیمی در دوره‌های سرد در ایران نسبت به زمان حاضر گسترش بیشتری داشته است و آثار خود را به صورت دره‌های عریض، خراشیدگی سنگ‌های سخت دره‌ها و مورن‌ها در ارتفاعات پایین به جای گذاشته است (محمودی، ۱۳۶۸). بین قدیمی‌ترین موارد شناخته شده‌ی پیکر اقلیمی، می‌توان به سیرک‌های یخچالی اشاره نمود که در حال حاضر پایین‌تر از برف‌های دائمی قرار دارند. برای نمونه سیرک‌های یخچالی توجال در شمال تهران شاهدی از یخبندان و ورم است. پدرا می (۱۹۷۳) خط برف آخرین یخبندان و ورم را در اراک حدود ۲۳۰۰ متر تعیین کرده است. بوبک (۱۹۶۵) مرز برف‌های دائمی در آخرین دوره‌ی سرد را در شمال ایران معادل ۳۴۰۰ متر و برای دوره‌های گرم بین ۴۰۰۰ تا ۴۲۰۰ متر می‌داند. در مطالعات دیگری درش (۱۹۷۶) مرز برف‌های دائمی در دوره‌های یخچالی را در شمال ایران ۳۶۰۰ متر و بین یخچالی بالاتر از ۴۲۰۰ متر اظهار نموده است. محمودی (۱۳۶۷) معتقد است که تغییر مرز برف‌های دائمی حاکی از تغییرات قلمروهای شکل‌زایی بوده است و شرایط اقلیمی در دوره‌های بین یخچالی، شبیه زمان حاضر است و ارتفاع برف‌های دائمی در دوره‌های بین یخچالی، معادل ارتفاع امروزی است. این تحقیق به منظور تخمین و برآورد تغییرات قلمرو برف‌های دائمی در کواترنر و در نتیجه تعیین مرز سیستم‌های شکل‌زایی در حوضه‌ی رود هراز انجام شده است.

حوضه‌ی رود هراز در جبهه‌ی شمالی رشته‌کوه البرز مرکزی قرار دارد و جلگه‌ی خروجی آن تا دریای خزر کشیده شده است. مساحت آن در خروجی حوضه ۴۰۷۷.۲۲ کیلومتر مربع و تا دریای خزر معادل ۴۹۴۹.۹۷ کیلومتر مربع می‌باشد. این حوضه منطقه‌ی مرتفع البرز را شامل می‌شود و بلندترین قله‌ی ایران، دماوند که در حال حاضر دارای برف دائمی می‌باشد در داخل آن قرار گرفته است و چندین زیرحوضه مهم از جمله لار، پنجاب، پلور، سیاه‌بیشه و... را شامل است. شکل ۱ موقعیت حوضه‌ی هراز در ایران را نشان می‌دهد.



شکل ۱: موقعیت حوزه هراز در ایران
 مأخذ: استخراج از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰

منابع داده و روش تحقیق

در این تحقیق محدوده‌ی مورد مطالعه و داده‌های ارتفاعی از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ استخراج شد و بر اساس آن مدل رقومی ارتفاع^۱ ساخته شده است (شکل ۲). به منظور شناسایی لندفرم‌ها و آثار یخچال‌های قدیمی، تصویر ETM از ماهواره لندست ۷ مورد استفاده قرار گرفت. چون تفکیک مکانی باندهای ۱ تا ۵ و باند ۶ این سنجنده، ۳۰ متر است لذا با تصویر پانکروماتیک^۲ با تفکیک مکانی ۱۵ متر ترکیب گردید^۳، تا تفکیک طیفی و مکانی مناسب برای شناسایی اشکال فراهم گردد. برای استفاده از دید سه‌بعدی در تشخیص لندفرم‌ها، تصویر اخیر با مدل رقومی ارتفاع، سه‌بعدی شد و محدوده‌ی عوارض یخچالی مانند سیرک یخچالی و دره‌های یخچالی و تاحدودی مورن‌ها شناسایی شدند (مک‌کوی^۴، ۲۰۰۲: ۶۵-۶۱).

1-Digital Elevation Model (DEM)

2-Panchromatic

3-Fusion

4-McCoy

برای تعیین قلمرو برف‌های دائمی با انطباق منحنی‌های میزان ۱۰ متر بر مدل سه بُعدی و محاسبه فراوانی سیرک‌ها، از روش رایت استفاده شد. چون بیش از ۶۰ درصد سیرک‌ها بالاتر از ۱۸۰۰ متری قرار داشتند، این ارتفاع به عنوان قلمرو برف‌های دائمی در آخرین دوره‌ی یخچالی در نظر گرفته شد (رامشت، کاظمی، ۱۳۸۶: ۷). برای به دست آوردن محدوده‌ی برفی در زمان حاضر از شاخص NDSI در تصاویر MODIS طی سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۰۸ در ماه مارچ استفاده شد. به این ترتیب که ابتدا باندهای ۱ تا ۶ این سنجنده مورد ارزیابی قرار گرفت و ضمن زمین مرجع نمودن تصاویر بر اساس لایه‌ی رقومی ایران و اصلاح سیستم تصویر آن، چون باند ۲ از این سنجنده دارای توان تفکیک ۲۵۰ متر و باندهای ۳ تا ۶ دارای توان تفکیک ۵۰۰ متر است، لذا برای افزایش توان تفکیک مکانی، باندهای ۳ تا ۶ ترکیب گردید. برای درک و شناسایی بهتر سطوح برفی شاخص NDSI براساس این تصاویر و طبق معادله‌ی ذیل محاسبه گردید (فوستر^۱ و دیگران، ۱۹۹۶: ۴۲۶-۴۰۹):

$$NDSI = MODIS (0.545-0.565\mu m) - MODIS (1.628-1.652 \mu m) / MODIS4 + MODIS6$$

چون شاخص NDSI توان تفکیک برف را از سایر منابع رطوبتی ندارد لذا برای رفع این مشکل از درصد انعکاس یا بالا بودن طیف نوری از میزان ۱۱ درصد در باند ۲ سنجنده‌ی MODIS و ۱۰ درصد از باند ۴ همان سنجنده استفاده شده است. چون پهنای باند ۲، ۸۷۶-۸۴۱ و باند ۴، ۵۴۵-۵۶۵ نانومتر می‌باشد و درصد بازتاب آب این دو باند بسیار کم است، لذا شاخص NDSI بر اساس معادلات زیر به‌عنوان پیکسل معرف برف شناخته شد (هال^۲ و دیگران، ۲۰۰۲: ۱۹۴-۱۸۱).

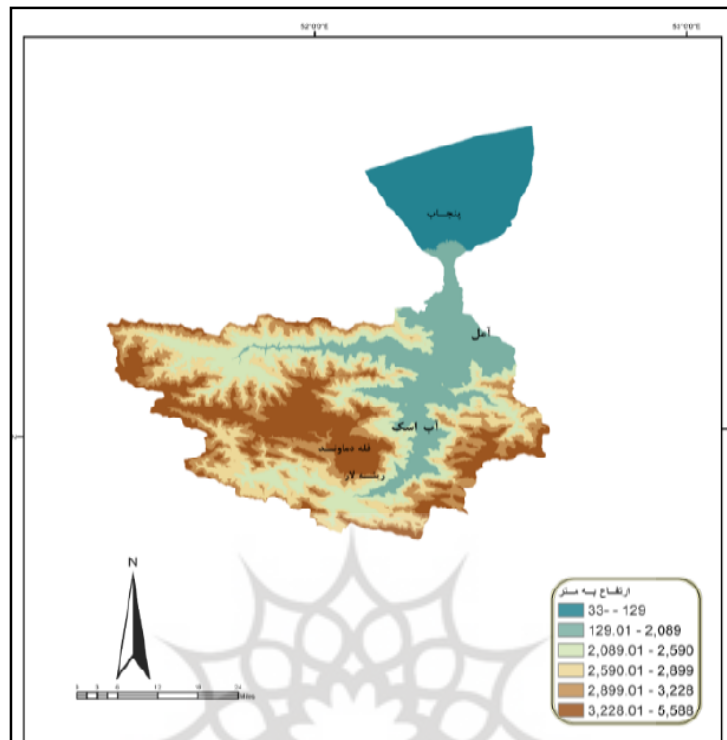
1- If $NDSI \geq 0.4$

2- And MODIS band 2 $> 11\%$

3- And MODIS band 4 $\geq 10\%$

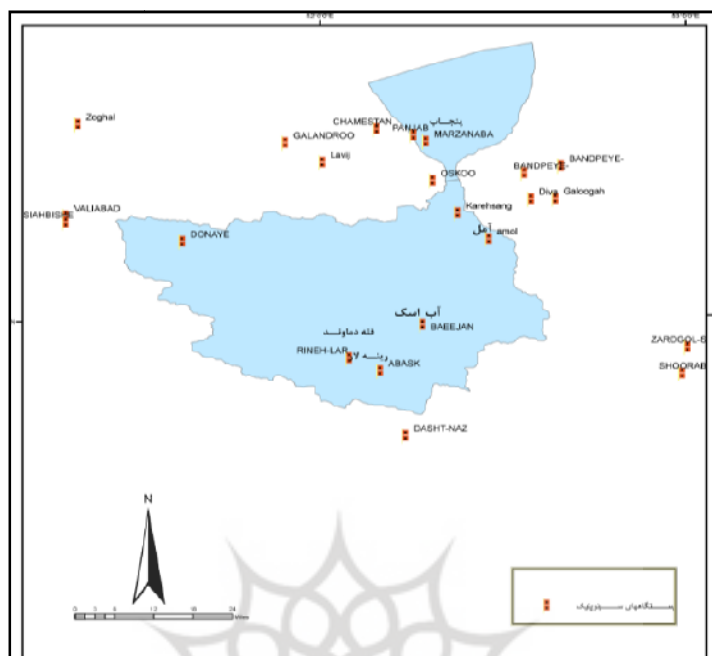
1-Foster

2-Hall

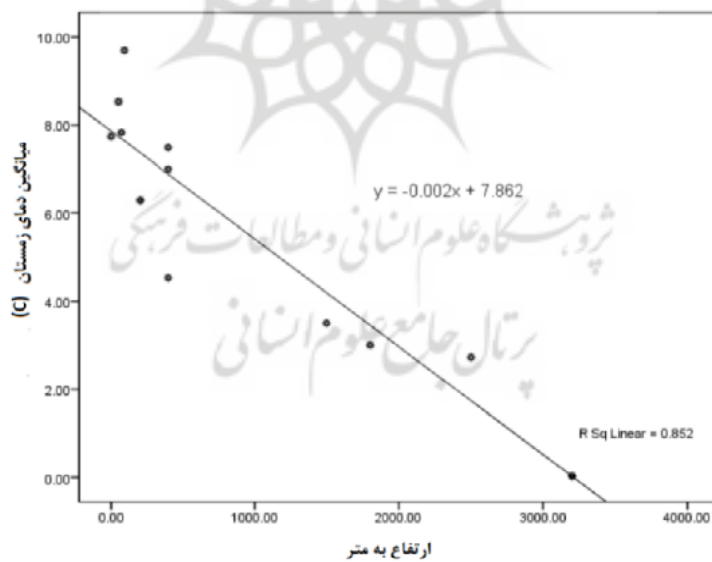


شکل ۲: مدل رقومی ارتفاع در حوضه‌ی رود هراز
 مأخذ: تولید بر اساس نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰

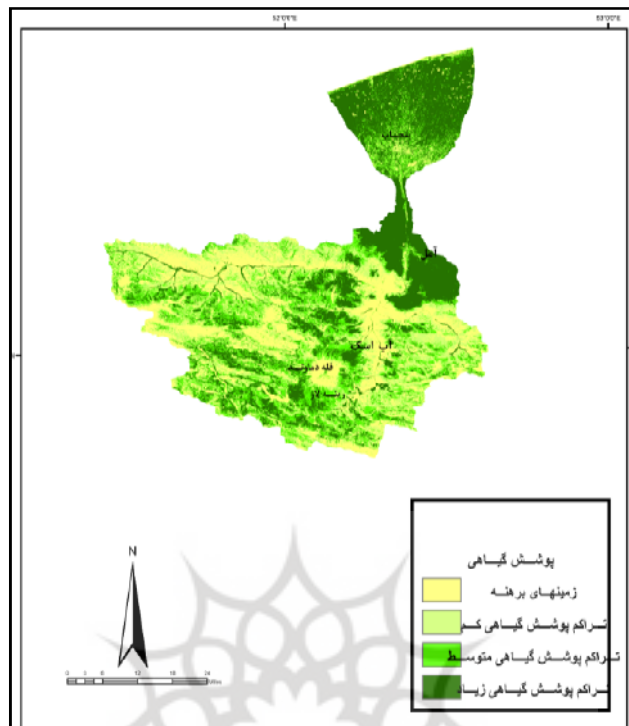
برای تعیین دمای قلمرو برف‌های دائمی در زمان حاضر از روش درجه روز استفاده شد به این ترتیب که ابتدا دمای ایستگاه سیاه‌بیشه به عنوان ایستگاه شاخص که دارای آمار دراز مدت (۱۳۸۲-۱۳۵۰) بود، انتخاب شد (شکل ۳). سپس با بررسی فراوانی دمای روزانه برفی، آستانه دمای ریزش برف در حال حاضر تعیین گردید. برای تعیین دمای قلمرو برف‌های دائمی در گذشته معادله رگرسیون بین دمای ایستگاهها و ارتفاع آنها محاسبه شد (شکل ۴) و در مدل ارتفاعی اجرا شد و کاهش دما برای هر ۱۰۰۰ متر به دست آمد. برای مقایسه‌ی آستانه دمایی برف‌های دائمی و کاربری زمین در زمان حاضر، تراکم پوشش گیاهی با استفاده از شاخص NDVI در تصاویر ETM استخراج گردید (شکل ۵) و به عنوان یک شاخص در تعیین محدوده‌ی شکل‌زایی مورد استفاده قرار گرفت.



شکل ۳: پراکندگی ایستگاه‌های اقلیمی در حوضه رود هراز
 مأخذ: سازمان هواشناسی



شکل ۴: نمودار تغییرات دما با ارتفاع در حوضه رود هراز
 مأخذ: سال‌های آماری ۱۳۸۲-۱۳۵۰



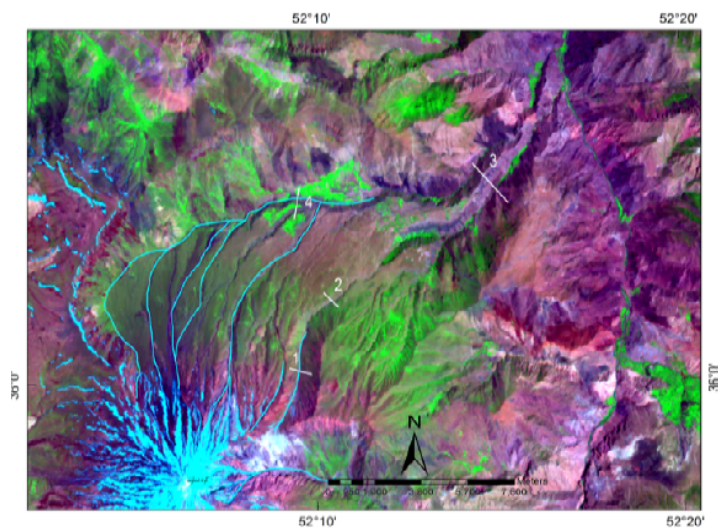
شکل ۵: تراکم پوشش گیاهی در حوضه‌ی رود هراز
(استخراج از تصویر ETM)

یافته‌های تحقیق

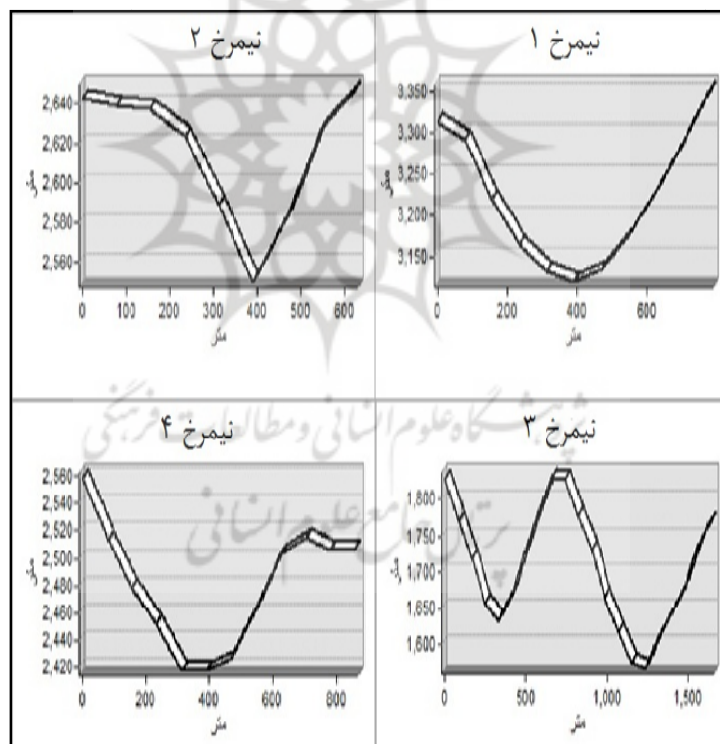
دوره‌های یخچالی آثار و شواهد کاوشی خود را به صورت سیرک‌ها، دره‌ها و خطوط حک شده بر سنگ‌های سخت برجای می‌گذارند. شواهد کاوشی یخچال‌ها بیانگر حاکمیت و تسلط یخ و قلمرو برف‌های دائمی است. آثار تراکمی یخچال‌ها شامل انواع مورن‌ها می‌باشد که بیانگر قلمرو مجاور یخچالی یا فعالیت یخبندان و ذوب یخ است. آثار کاوشی یخچال‌ها در حوضه‌ی هراز از تصاویر ماهواره‌ای، مدل رقومی ارتفاع و به کمک مشاهدات میدانی شناسایی شده است (آلن^۱، ۱۹۹۷: ۲۰۷-۲۱۶ و بوکر^۲، ۱۹۹۶: ۲۰-۱۱). این دره‌ها از دره‌های آبی در روی تصاویر از اختلاف شکل آنها قابل شناسایی است و مشاهدات میدانی علاوه بر عامل اخیر بر عدم حضور یک خط‌القعر مشخص نیز تأکید می‌کند (منزیس^۳ و شلیتس^۴، ۲۰۰۲: ۲۴۵).

1-Allan
2-Bocker
3-Menzies
4-Shilts

شکل ۶ این دره‌ها را بر دامنه‌های شمالی دماوند نشان می‌دهد. بر اساس نتایج به دست آمده در این حوضه، دره‌های یخچالی در صورتی که از سیرک‌های بزرگ تغذیه می‌شده است تا ارتفاعات کمتر از ۱۸۰۰ متر نیز دیده می‌شوند. برای نمونه شکل ۷ نیمرخ چند دره (که موقعیت آنها در شکل ۶ مشخص است) را نشان می‌دهد. نیمرخ ۱ بر دره‌ی کوچکی قرار دارد که شکل آن بیانگر حضور زبانه‌ی یخی است اما چون از خروجی‌های فرعی سیرک است، لذا نیمرخ ۲ ادامه‌ی زبانه‌ی یخی را تأیید نمی‌کند. نیمرخ ۴ بر دره‌ای قرار دارد که چند زبانه‌ی یخی به آن می‌رسند و تا ارتفاع ۱۸۰۰ متر ادامه دارد. نیمرخ ۳ خط‌القعر دو دره در ارتفاع کمتر از ۱۶۵۰ متر را نشان می‌دهد. این شرایط برای بیشتر سیرک‌های بزرگ دامنه‌های شمالی و شرقی دماوند وجود دارد. شکل ۸ دره‌های یخچالی را در دامنه‌های شرقی دماوند را با الگوی منحنی‌های میزان ۱۰ متر نشان می‌دهد. در این حوضه ریزش برف در ارتفاعات به طور میانگین از آذر (دسامبر) شروع و تا اواخر اسفند (مارچ) ادامه می‌یابد. محدوده‌ی برفی زمان حاضر با توجه به شاخص NDSI در تصاویر ماهواره‌ای MODIS در ماه مارچ سال‌های ۲۰۰۸-۲۰۰۵ و شرایط مطرح شده در فوق مورد بررسی قرار گرفت. مقایسه‌ی محدوده‌ی برفی با مدل رقومی ارتفاع نشان داد که ارتفاع ریزش برف زمستان در حال حاضر بالاتر از ۲۵۰۰ متر است. برای تعیین قلمرو برف‌های دائمی در حال حاضر با استفاده از روش درجه روز، آستانه دمای ریزش برف برابر ۱- درجه محاسبه شد و بر اساس مدل رگرسیونی بین دما و ارتفاع ایستگاهها، کاهش دما در هر ۱۰۰۰ متر معادل ۲.۵ درجه به دست آمد. اگر دمای آستانه ریزش برف را برای ارتفاع ۱۸۰۰ متری که در گذشته محدوده‌ی برف‌های دائمی بوده است را در نظر بگیریم، این آستانه دمایی اکنون در ۳۲۰۰ متری قرار دارد. ارتفاع ۱۸۰۰ متری برف‌های دائمی در گذشته در حال حاضر دارای دمای میانگین ۳ درجه است و دمای ارتفاع ۳۲۰۰ متری در گذشته ۳- درجه بوده است به عبارت دیگر دمای آخرین دوره یخچالی (وورم) از زمان حاضر ۶ درجه سردتر بوده است و اختلاف آستانه‌ی ماندگاری برف دائمی در گذشته و حال ۶ درجه می‌باشد. شکل ۹ محدوده‌ی برف‌های دائمی در زمان حاضر که می‌تواند شبیه دوره‌های بین یخچالی باشد و شکل ۱۰ قلمرو برف‌های دائمی در آخرین دوره‌ی یخچالی را نشان می‌دهد.

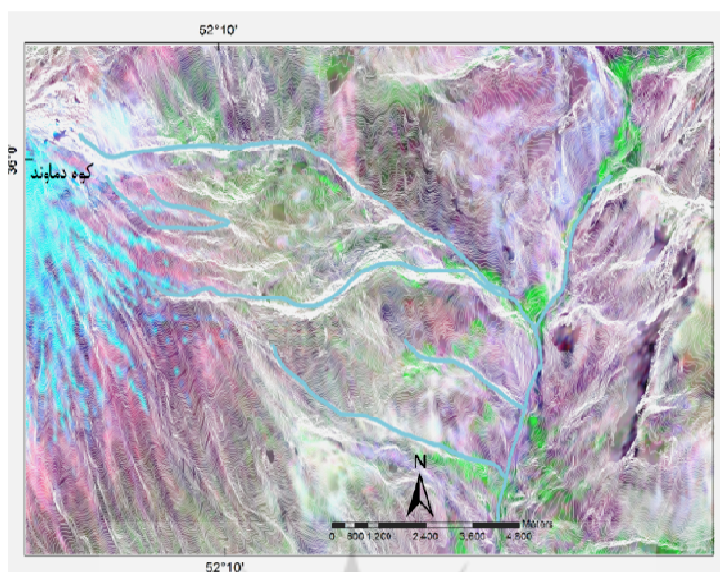


شکل ۶: دره‌های یخچالی در دامنه‌های شمالی دماوند (ترکیب باندهای ۲-۴-۶ از تصویر ETM)



شکل ۷: نیمرخ دره‌های مشخص شده در شکل ۶

مأخذ: استخراج از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰



شکل ۸: دره‌های یخچالی در دامنه‌های شرقی دماوند
(انطباق منحنی‌های میزان ۱۰ متر به رنگ سفید بر تصویر ETM)

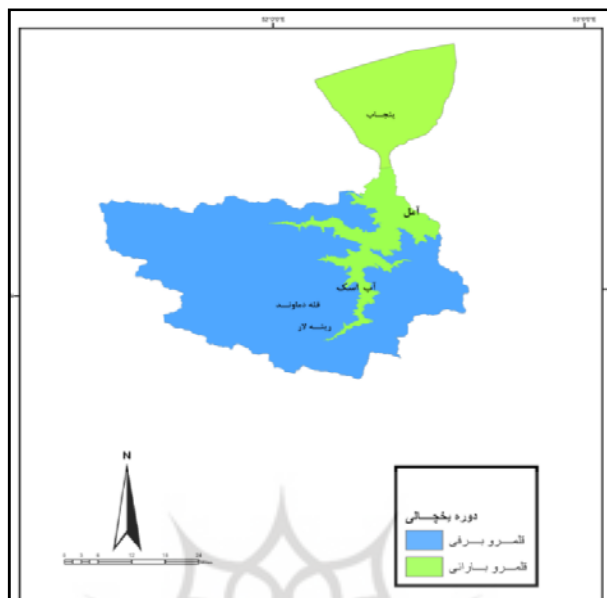
بحث و نتیجه‌گیری

آثار شکل‌زایی تحولات اقلیمی در کواترنر در ایران بستر حیات فعلی ایران را فراهم ساخته است به طوری که اکثر شهرهای مهم ایران بر بستر رسوبات حاصل از تحولات اقلیمی کواترنر بنا شده است. تغییرات اقلیمی به صورت دوره‌های یخچالی و بین یخچالی در قسمت‌های مختلف ایران انعکاس‌های متفاوتی داشته است به طوری که در دوره‌های یخچالی کوه‌های البرز قلمرو ایجاد یخچال‌ها و حرکت زبانه‌های یخی بوده و در دوره‌های بین یخچالی یخبندان و ذوب یخ (کریوکلاستی) بر آن تسلط داشته است. نتایج این پژوهش نشان داد که در دوره‌های یخچالی زبانه‌های یخی تا ارتفاع ۱۸۰۰ متری را فرا گرفته‌اند. آثار رسوبات یخچالی در ترکیب با رسوبات فلویال تا ارتفاع کمتر از ۱۰۰۰ متر در این حوضه دیده می‌شود، برای نمونه رود نور در یک دره‌ی گسلی از ارتفاعات ۱۵۰۰ متری به پایین بر بستر رسوبات کواترنر جاری است و نفوذپذیری این رسوبات سبب کاهش تراکم آبراهه‌ها گشته است. آثار این رسوبات بر کف دره‌های دیگر این حوضه مانند لار، پلور و پنجاب دیده می‌شود. محققانی همانند درش و بوبک مرز پایینی برف‌های دائمی در البرز را بین ۳۴۰۰ تا ۳۶۰۰ متر در دوره‌های سرد و ۴۰۰۰ تا

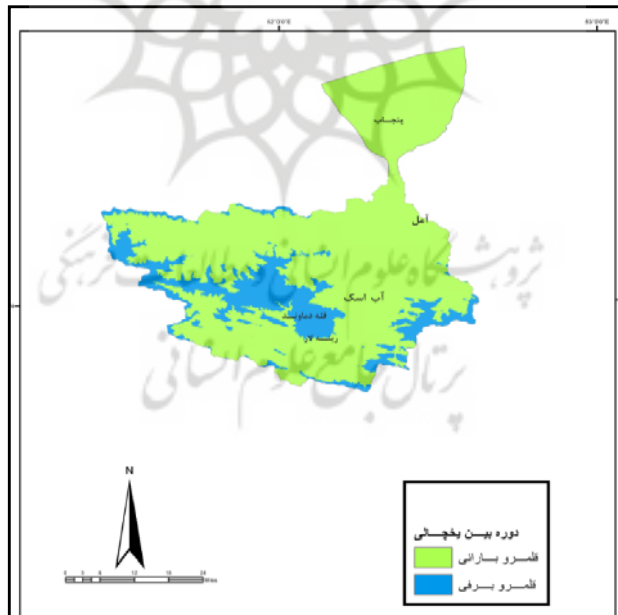
۴۲۰۰ متر برای دوره‌های گرم اعلام کرده‌اند، زیرا دره‌های یخچالی و خراشیدگی یخ را در این ارتفاعات ملاحظه کرده‌اند.

نتایج این پژوهش حد پایینی برف‌مرز را در دوره‌های سرد برابر ۱۸۰۰ متر و در دوره‌های گرم ۳۲۰۰ متر تعیین کرده است، به بیانی دیگر در حال حاضر دمای ماندگاری برف برای حوضه‌ی هراز ارتفاع ۳۲۰۰ متری می‌باشد. مشاهدات میدانی آثار اشکال فرسایش یخچالی شامل سیرک‌ها، دره‌های یخچالی، سیرک‌های معلق و یخرفت‌ها را در ارتفاع پایین‌تری تأکید نموده است. به همین دلیل می‌توان گفت که مرز پایین برف‌های دائمی در حوضه‌ی هراز در ارتفاع پایین‌تری قرار داشته است. اگر میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی موجود را ملاک قرار دهیم، با اطمینان می‌توان گفت که مرز برف‌های دائمی یعنی تشکیل یخچال‌ها در دوره‌های سرد از ارتفاع ۲۷۰۰-۲۵۰۰ متری به بالا امکان‌پذیر بوده است، شواهد محلی بعد از گذشت چندین ده هزار سال از زمان حضور یخچال، وجود این شرایط را به روشنی تأیید می‌کند. در همین ارتباط می‌توان گفت که مرز پایین فرسایش مجاور یخچالی یعنی جایی که زبانه‌های یخچالی بر اثر بالا رفتن دمای هوا ذوب شده است در حدود ارتفاع ۱۸۰۰-۱۰۰۰ متر قرار داشته است.

شواهد این مسأله، جبهه یخرفت‌های پیشانی در دره‌های پلور، پنجاب و لار درچنین ارتفاع می‌باشد. مساحت برف‌های دائمی در زمان حداکثر تغذیه برف یعنی آخرین دوره سرد (ورم ۲و۱) برابر ۳۵۳۹.۱۱ کیلومترمربع است که معادل ۸۶.۸۰ درصد مساحت حوضه هراز بدون احتساب جلگه آمل است. این مساحت در دوره‌های بین یخچالی به ۸۸۴.۵۵۲ کیلومتر مربع که معادل ۲۱.۶۹ درصد مساحت حوضه رسیده است، که بیانگر این است که در بیش از ۸۶ درصد حوضه‌ی هراز در دوره‌های سرد سیستم شکل‌زایی یخچالی حاکم بوده و آثار خود را به صورت اشکال کاوشی یخ بر جای گذاشته است و این آثار در دوره‌های بین یخچالی دستخوش تحولات ناشی از فرسایش آبی قرار گرفته است و درک تحولات لندفرم‌های حوضه‌ی هراز با توجه به این ویژگی امکان‌پذیر است.



شکل ۹: قلمرو برف‌های دائمی در زمان حاضر
(میانگین استخراج شده از تصاویر MODIS سال‌های ۲۰۰۵-۲۰۰۸)



شکل ۱۰: قلمرو برفی در آخرین دوره‌ی یخچالی در حوضه‌ی هراز
مأخذ: نگارنده

منابع

- ۱- جداری عیوضی، جمشید (۱۳۷۴). ژئومورفولوژی ایران. دانشگاه پیام نور .
- ۲- رامشت، محمدحسین؛ محمدهادی کاظمی (۱۳۸۶). آثار یخچالی در حوضه اقلید فارس، رشد آموزش جغرافیا. دوره بیست و یکم. شماره ۴.
- ۳- رامشت، محمدحسین؛ عبدا... سیف (۱۳۸۳). کاربرد تصاویر ETM لندست و تکنیک GIS در بررسی قلمروهای دیرینه پلایای گاوخونی، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۴. پژوهشکده علوم زمین و جغرافیا.
- ۴- علوی‌پناه، سیدکاظم (۱۳۸۲). کاربرد سنجش از دور در علوم زمین، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۵- قهرودی‌تالی، منیژه (۱۳۸۴). سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی در محیط سه بعدی، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد تربیت معلم.
- ۶- محمودی، فرج‌الله (۱۳۶۷). تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۲۳. دانشگاه تهران.
- ۷- محمودی، فرج‌الله (۱۳۷۰). ژئومورفولوژی، جلد دوم. ژئومورفولوژی اقلیمی. انتشارات دانشگاه تهران.
- 8- Allan, T. R.,(1998). Topographic context of glaciers and perennial snowfields, Glacier National Park, Montana. *Geomorphology*, 21.
- 9- Bobek, HaNS,(1959). Features and formation of the great Kawir and Masileh. Tehran. University of Tehran.
- 10- Bocker, C.A.,(1996). Using GIS for glacier volume calculations and topographic influence of the radiation balance. An example from Disko, West Greenland. *Geographies Tidsskrift*, 96.
- 11- Barizokas, A. Lolis, C. J. Metaxas, D (2003). A study on the intra- annual variation and the spatial distribution of precipitation amount and duration over Greece on a 10 day basic, *International Journal of Climatology*, 23.
- 12- Borgatti, L. Soldati, M (2005). The relevance of landslide records for understanding climate changes, *International Conference on Geomorphology*. Zaragoza, Spain.
- 13- Burrough, Peter and Rachael A., McDonnell, (1998). *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford University Press
- 14- Chiles, J. and Delfiner, P. (1999). *Geostatistics, Modeling Spatial Uncertainty*. John Wiley and Sons, New York.
- 15- Craig, J. R. and Vaughan, D. J (1995). *Ore Microscopy and Ore Petrography*, 2nd Edition, Chichester and New York (John Wiley and Sons, Ltd)..
- 16- Drothy, k. H., B. T. Andrew, A. R. George, V. S. Vincent, 2001. *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow: Lake Ice-and Sea Ice – Mapping Algorithms*, NASA.
- 17- Ehlers, J. (1996). *Quaternary and Glacial Geology*, Chichester and New York , John Wiley and Sons.
- 18- Embleton, C and King, C.A.M. (1975). *Glacial Geomorphology*. London.
- 19- Foland. C.K. Karl. T.R. Vinnikov, k. Ya. (1990). *Observation climatic variation and change in Houghton, J .T. Jenkins, G .J.and Ephramus, G. G. Climate changes, The IPCC scientific assessment Cambridge University Press.*

- 20- Foster, J.L., G. Liston, R. Koster, R. Essery, H. Behr, L. Dumenil, D. Verseghy, S. Thompson, D. Pollard and J. Cohen, (1996). Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets, *Journal of Climate*, 9(2).
- 21- Ghahroudi, Tali, M. (2006). Structure of Database in Iran's River Basin, Tarbiat Moalem University.
- 22- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York.
- 23- Hall, D.K., G.A. Riggs, V. V. Salomonson, N. E. DiGirolamo, and K.J. Bayr, (2002). MODIS Snow-Cover Products: Remote Sensing of Environment, 83.
- 24- Klein, A.G., D.K. Hall, and G.A. Riggs, (1998). Improving snow-cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model: *Hydrological Processes*, 12.
- 25- Krinsky, Daniel, B.(1970). Geomorphologic and Paleoclimatological study of the playas of Iran, USA.
- 26- Kuhn, N.J. (2005). Rainfall magnitude and spatial patterns of erosion and deposition in an arid and humid watershed in Israel and Germany, Sixth International Conference on Geomorphology. Zaragoza, Spain.
- 27- Landsberg, H. E. (1975). Sahel Drought: change or part of climate? *Arch. Met.2. Geoph. Biokl.ser. B.23*.
- 28- McCoy, J. Johnston, K. (2002). *Using ArcGIS in Spatial Analyst: Esri Ltd.*
- 29- Menzies, J. Shilts. w. w (2002). Subglacial Environments, in *Modern and Past Glacial Environments*, Ed by Menzies. J., Butterwor Heinemann Ltd.
- 30- Nasrallah, H, A. Balling, Jr, R. C (1993). Analisis of recent climatic change in the Arabian Peninsula Region, *Theor. Appl Climatology* 53.
- 31- Pedrami, M (1982). Plistocenf glaciations and Paleoclimate of Iran. GEO 1, Survey of Iran. Tehran.
- 32- Prokop, P (2009). Land degredation in Meghalaya(India)-possible scenario of climate change effects in monsoonal Asia.7th international Conference on Geomorphology.6-11 July 2009.Melbourne,Australia.
- 33- Rieben, H (1966). Geological observation on alluvial deposits in northern Iran, Geological Survey of Iran.
- 34- Rani, Sunita. Bala, Neeru (2005). 2-D deformation of two welded half-spaces due to a blind dip-slip fault, *Journal of Earth System Science*.
- 35- Schulte, L,Veit, H, Burjachs, F, Julia, R (2005). Response of fluvial environments in the Swiss Alps to Late Holocene climate changes, Sixth International Conference on Geomorphology. Zaragoza, Spain.
- 36- Salomonson, V. V, I. L. Apple (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index: *Remote Sensing of Environment*, 89 (3).
- 37- Salomonson, V. V. and I. Apple (2006). Development of the Aqua MODIS NDSI fractional snow covers algorithm and validation results. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 44(7).
- 38- Stocklin, J (1974). Northern Iran: Alborz Mountains. Mesozoic-Cenozoic organic belt, data for organic studies. GEO 1. Landon, Sp. Pub.
- 39- Sumahak, M. Poon (2004). Hydrological Model Using MODIS Data for Snow Covered Area in the Northern Boreal Forest of Manitoba.
- 40- Tamura, T (2009). public Unconsciousness of deep-seated landslides and its catastrophic consequences:illustration.7th international Conference on Geomorphology. 6-11July2009.Melbourne, Australia.