

جغرافیا و آمایش شهری - منطقه‌ای، شماره ۲۶، بهار ۱۳۹۷

وصول مقاله: ۱۳۹۶/۲/۶

تأیید نهایی: ۱۳۹۶/۸/۷

صفحات: ۳۲ - ۱۷

## بررسی فرایندهای مناطق کوهستانی با استفاده از ضریب خمیدگی خطوط منحنی میزان مورد شناسی: باتولیت الوند همدان

دکتر غلامحسین جعفری<sup>۱</sup>، زینب براتی<sup>۲</sup>

### چکیده

توده باتولیت الوند همدان با جهت شمال غرب- جنوب شرق در جنوب، جنوب شرق و غرب همدان واقع شده است. فرم دره‌های کوهستانی تحت تأثیر ساختار اولیه، تکتونیک، فرایندهای ژئومورفولوژیک و عوامل مختلف فرسایشی در طی زمان شکل می‌گیرد. انعکاس بر ایند کلی فرایندهای اثرگذار زمین‌شناسی در طی زمان بر فرم منحنی میزان‌ها قابل ارزیابی است. با بررسی ضریب خمیدگی خطوط منحنی میزان که از تقسیم فاصله هوایی یک خط منحنی میزان بر طول واقعی آن در نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ به دست می‌آید، می‌توان تأثیرات درازمدت عوامل اثرگذار بر لندفرم‌های منطقه را ردیابی کرد. برای این منظور حوضه‌های منشعب از ارتفاعات الوند همدان، به ۲۸ زیرحوضه تقسیم و شاخص مورفومتریکی ضریب خمیدگی در چهار زیرگروه حوضه‌ای با توجه به بلندترین ارتفاع مسلط به حوضه (۳۵۰۰، ۳۴۰۰، ۳۲۰۰ و ۲۸۰۰) برآورد و بین مقدار ضرایب خمیدگی با ارتفاع منحنی میزان‌ها روابط خطی برآزش شد. سپس وضعیت ضرایب برآوردشده در ارتباط با جهت ناهمواری‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت. مقدار ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها با توجه به فاصله از قله اصلی، ابتدا روند نزولی و سپس روند صعودی پیدا کرده است. چنین روندی حاکی از تغییر فرایند از یخچالی به مجاور یخچالی است. علاوه بر آن در این توده کوهستانی، با توجه به متفاوت بودن وضعیت پیشانی جبهه کوهستان، ارتفاع حوضه ضرایب خمیدگی دره‌های واقع در دامنه‌های شمال شرقی، بالاتر و ضرایب خمیدگی آن‌ها کمتر از دره‌های واقع در دامنه‌های جنوب غربی است. چنین تغییراتی در ضرایب خمیدگی بیان‌کننده این است که نوع و میزان اثرگذاری فرایندها، تحت تأثیر ارتفاع و جهت ناهمواری‌ها متغیر بوده و در دامنه‌های شمال شرقی شرایط مطلوب‌تری برای اثرگذاری فرایندهای یخچالی وجود داشته است. کلید واژگان: ارتفاع حوضه، دره‌های کوهستانی، فرایند، ضریب خمیدگی، باتولیت الوند.

## مقدمه

به مجموعه‌ای از عوامل که باعث تغییراتی در یک سنگ یا عارضه شوند، فرایند گفته می‌شود. این عوامل با توجه به اقلیم هر منطقه، سنگ‌ها و عوارض را به تدریج مورد تجزیه و تخریب قرار می‌دهند و چون اقلیم مناطق مختلف نیز با هم فرق دارد؛ بنابراین، فرایندهای حاکم در این مناطق نیز با هم متفاوت است (نگارش، ۱۳۹۰: ۳۵). در ژئومورفولوژی از فرسایش به‌عنوان یک فرایند نام برده می‌شود (شایان، ۱۳۸۴: ۱۸۷). مهم‌ترین فرایندهای شکل‌هایی شامل آب، باد و یخچال است (محمودی، ۱۳۸۷: ۱۵۳). با بررسی اشکال ژئومورفولوژیکی، سیستم‌های مورفوزنز فعال و غیرفعال و در نتیجه شرایط اقلیمی قابل‌شناسایی خواهد بود (طاحونی، ۱۳۸۳: ۲). در واقع با بلوکه شدن بارش و تبدیل آن به یخچال و به‌دنبال آن جریان یخچالی و انتقال مواد به سطوح پایین‌تر، لندفرم‌های متعددی ایجاد می‌شود که با ذوب یخ و عقب‌نشینی یخچال در سطح زمین ظاهر می‌شوند. از جمله این اشکال می‌توان به سیرک‌های یخچالی، دره‌های آبشخورمانند و مورن‌های متفاوت اشاره کرد. در زمان مطالعه لندفرم‌های کوهستانی، اولین اشکالی که توجه ما را به خود جلب می‌کند، فرم‌های چاله‌مانندی در صخره‌های کوهستانی است که به‌عنوان سیرک شناخته می‌شوند. در سیرک‌هایی که عمل تغذیه به‌خوبی انجام شود و ضخامت یخچال در آن‌ها از حد آستانه بگذرد، یخ یخچالی به ارتفاعات پایین‌تر جریان می‌یابد و با توجه به سرعت کم یخچال در مقایسه با آب و بلوکه شدن آن، مقطع عرضی وسیع‌تری را اشغال کرده و دره‌هایی آبشخورمانند را ایجاد می‌کند که به‌استثنای ابعادشان، در مناطق مختلف کره زمین تفاوت چندانی با هم ندارند (استهر و لانگنس چیدت<sup>۱</sup>، ۲۰۱۵: ۱۱۰). در چند سال گذشته نویسندگان زیادی به بررسی دره‌های یخچالی پرداخته‌اند؛ از جمله ایتوریزاگا<sup>۲</sup> (۲۰۰۲)، در بررسی دره‌های کوهستانی کاراکرام<sup>۳</sup>

پاکستان، عامل اصلی فرم‌های آبشخورمانند را به فرایندهای یخچالی انتساب داده و معتقد است که این‌گونه دره‌ها از ارتفاع ۲۵۰۰ تا ۵۰۰۰ متری کوهستان را اشغال کرده‌اند. مونت‌گومری<sup>۴</sup> (۲۰۰۲) وضعیت پروفیل دره‌های کوهستانی اولیمپیک<sup>۵</sup> واشنگتن را ناشی از فرایندهای فرسایشی یخچالی و آبی می‌داند و معتقد است در ۵ کیلومتری رأس دره‌ها، یخچال فعالیت بیشتری داشته است. ردوندو وگا و گنزاز<sup>۶</sup> (۲۰۱۳) به مطالعه دره کاردانو<sup>۷</sup> پرداخته‌اند و معتقدند که شکل دره کاردانو تا ارتفاع ۱۸۴۰ متری که حداکثر یخچال‌های گذشته است، به شکل آبشخور بوده و در امتداد آن مورن‌های سرگردان و سیرک‌های متعددی دیده می‌شوند.

بررسی لندفرم‌های کوهستانی به کمک روش‌ها و تکنیک‌های مختلفی انجام می‌شود که یکی از آن‌ها استفاده از ضرایب مورفولوژیکی و مورفوتکتونیک است. استفاده از ضرایب مربوط به مورفولوژی دره‌های کوهستانی در برآورد فعالیت‌های تکتونیک و فرسایشی حاکم بر منطقه، شاخص بسیار مناسبی است. شاخص‌هایی مثل نِسار یا نگار بودن دامنه‌ها و رو به باد یا بادپناه بودن، خصوصیات مورفومتریکی دره‌ها را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد؛ چراکه وضعیت مورفولوژیکی دره‌های کوهستانی، پاسخی مناسب و طبیعی درمقابل نیروهایی است که بررسی دقیق پاسخ آن‌ها با توجه به توپوگرافی ناهمگن کوهستان و اثرپذیری لندفرم از بردارهای مختلف فرایندی، امکان‌پذیر نیست. مجموع تابش دریافتی زمین در زمان‌های معین سال با توجه به زاویه ارتفاع خورشید در روزهای مختلف متفاوت است. علاوه بر آن، با تغییر جهت و مقدار شیب در نواحی کوهستانی، زاویه ارتفاع خورشیدی بر سطح زمین تغییر می‌کند و مقدار انرژی دریافتی از خورشید متفاوت می‌شود. «دامنه نِسار» به دامنه‌ای گفته می‌شود که جهت شیب آن به طرف

4 - Montgomery

5 - Olympic

6 - Redondo Vega &amp; Gonzalez

7 - Cardano

1 - Stahr &amp; Langenscheidet

2 - Iturrizaga

3 - Karakoram

فرایندهای مختلف کاوشی و تراکمی در سرتاسر درّه اظهار نظر کرد.

روند تحول درّه‌ها که در اثر بروز تغییرات بلندمدت صورت می‌گیرد، ممکن است به‌طور عادی دنبال گردد و یا در اثر بروز تغییرات ناگهانی، دچار اختلال شود. توضیح اینکه، نیمرخ طولی و عرضی درّه در پاسخ به انواع آشفتگی‌های صورت‌گرفته تغییر می‌یابد و درّه‌ها برای برابرسازی میزان این تغییرات، مجبور به تغییر و تنظیم خود در امتداد نیمرخ طولی و عرضی می‌شوند (اسنایدر<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳: ۹۹). میزان این تنظیمات که با اشکال ژئومورفولوژیکی خاصی نیز همراه است، به‌شدت به تغییرات و وضعیت لیتولوژیکی و ژئومورفولوژیکی منطقه بستگی دارد. به‌لحاظ اینکه عوامل متنوعی با نسبت‌های متفاوت، بخش‌های مختلف درّه‌ها را تحت‌تأثیر قرار می‌دهند و به‌لحاظ تفاوت در ساختار زمین‌شناسی، نوع لیتولوژی و ویژگی‌های توپوگرافی معمولاً نیمرخ درّه‌های نواحی کوهستانی، بسیار بی‌نظم است؛ به‌همین دلیل در مقطع خاص زمانی توازن و تعادل کامل بین عملکرد فرایندهای شکل‌دهنده درّه‌ها و تغییردهنده نیمرخ آن‌ها، در همه بخش‌های درّه‌ها برقرار نمی‌شود (گیلبرت<sup>۲</sup>، ۱۸۷۷: ۱۵۰). با توجه به این نکته بسیار مهم که نتایج همه تغییرات در بخش‌های مختلف کوهستان‌ها، در درّه‌ها و نیمرخ آن‌ها منعکس می‌شوند، بررسی نیمرخ درّه‌ها می‌تواند مسائل ژئومورفولوژیکی و همچنین ابهامات زیادی را درباره کوهستان برطرف سازد (اهموری<sup>۳</sup>، ۱۹۹۶: ۳). این ابهامات زمانی بارزتر می‌شود که بدانیم شدت، مدت و فرکانس فرایندهای ژئومورفولوژیکی، در هر مکان تحت‌تأثیر عوامل مختلفی قرار دارد که هرکدام از عوامل دارای چندین بردار یا بُعد هستند؛ برای نمونه، شیب به‌عنوان یک عامل اثرگذار ژئومورفولوژیکی، دارای چندین بردار از جمله مقدار و جهت است که در نواحی کوهستانی بسیار متغیر است یا زاویه ارتفاع خورشیدی، نه تنها تحت‌تأثیر

شمال یا متمایل به شمال باشد؛ هرچه جهت شیب دامنه به سمت شمال تمایل بیش‌تری داشته باشد، زاویه ارتفاع خورشیدی مایل‌تر و انرژی کم‌تری نسبت به بقیه جهات دریافت می‌کند. «دامنه پراقتاب» (نگار) دامنه‌ای است که شیبی به‌طرف جنوب (جنوب‌شرقی و غربی و...) داشته باشد (جعفری، ۱۳۸۸: ۱۱۷-۱۱۹). نقاط مختلف واقع بر سطح زمین، مقادیر انرژی باد را به‌طور یکسان دریافت نمی‌کنند. تفاوت مزبور به دلیل موانع ناشی از ارتفاعات مقابل به باد است (شریفی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۶). در همه جای دنیا هنگامی که از بارش در مناطق کوهستانی سخن به میان می‌آید، ابتدا پژوهشگر درصدد شناسایی ساختار جریان هوا در دامنه رو به باد و پشت به باد برمی‌آید. در این میان آنچه روشن و مبرهن است، دامنه‌های رو به باد به جهت صعود هوای مرطوب از بارش‌های بیشتری در قیاس با دامنه‌های بادپناه که محل نزول هواست برخوردار خواهند بود؛ برای مثال تأثیر جهت شیب روی عمق برف به‌ازای بازه‌های مختلف جهت شیب متفاوت است؛ صرفاً جهت‌هایی از شیب با عمق برف رابطه معنی‌داری را نشان می‌دهند، که از موقعیت بادپناهی بیشتری برخوردار باشند. با تغییر جهت از شمال به جنوب، در جهت عقربه‌های ساعت، جهت‌هایی هستند که با توجه به جهت بادهای ایران، عمدتاً از موقعیت بادپناهی برخوردار هستند (شریفی و همکاران، ۱۳۸۶: ۷۲). وضعیت خطوط هم‌ارتفاع در نقشه‌های توپوگرافی بیان‌کننده بسیاری از مسائل ژئومورفولوژیکی از جمله برآیند فرایندهای مؤثر بر لندفرم‌هاست. تغییر انحنای نیمرخ عرضی درّه‌های نواحی کوهستانی، از قله به طرف کوهپایه، از یک طرف منعکس‌کننده ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوضه‌ها و از طرف دیگر بیان‌کننده رخداد‌های تکتونیکی و تغییرات اقلیمی منطقه است. این تغییرات در امتداد درّه‌ها با توجه به ضرایب خمیدگی منحنی میزان‌ها قابل ردیابی است. از طریق بررسی این انحناها در ارتفاعات مختلف، می‌توان تحول درّه‌ها را تعیین و درباره نحوه فعالیت

1 - Snyder et al

2 - Gilbert

3 - Ohmory

بردارهای شیب؛ بلکه با توجه به شرایط زمانی تغییرات زیادی دارد. بررسی این تغییرات در این نواحی گاه با ارائه مدل‌ها و روابط فیزیکی امکان‌پذیر است و گاهی هم که تغییرات قابل توجه‌ای در فرایند ایجاد شده باشد، با مشاهدات میدانی و بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی قابل ارزیابی است. در بعضی از مکان‌ها هم می‌توان تغییرات فرایندی را از طریق وضعیت خطوط منحنی میزان بررسی کرد. در این میان بهترین روش، روشی است که مبتنی بر برآورد دقیق ورودی‌ها و خروجی‌های یک سیستم ژئومورفولوژیکی باشد. تهیه دقیق چنین داده‌هایی نیاز به ایستگاه‌های مربوط و دستگاه‌های ثبت مخصوص به خود دارد که احداث و نگهداری چنین ایستگاه‌هایی از نظر اقتصادی مقرون به صرفه نیست، لذا استفاده از خصوصیات فیزیکی سیستم‌ها به صورت حوضه‌ای، برای تحلیل پاسخ‌های ژئومورفولوژیکی به ورودی‌های مختلف، ضروری است (صادقی و اسدی، ۱۳۸۹: ۶۲۵)؛ به همین منظور، با مطالعه چشم‌اندازهای مناطق کوهستانی سعی در شناسایی فرایندهای فعال کنونی و گذشته می‌شود (گستاوسون<sup>۱</sup>، ۲۰۰۵: ۱۶). از پیشگامان توصیف و تشریح تحول دره‌ها، سانت و کارانت<sup>۲</sup> (۱۹۹۳) می‌باشند که تحول دره نارمادا در غرب هند را در ارتباط با نحوه نهشته‌گذاری در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی (الیگوسن، میوسن و ائوسن) مورد مطالعه قرار دادند. به دنبال این محققان، تپینگ<sup>۳</sup> (۱۹۹۴) نیز با استفاده از تراس‌های رودخانه‌ای، تحول یکی از دره‌های اسکاتلند را تحلیل کرد. از محققان دیگر که از دیدگاه متفاوت تحول دره‌ها را مورد مطالعه قرار داد، ناش<sup>۴</sup> (۱۹۹۴) است که در این زمینه آثار بسیار باارزشی ارائه کرد. زلیدیس<sup>۵</sup> (۲۰۰۰) و والرسین<sup>۶</sup> (۲۰۰۴) و تام (۲۰۰۴) به ترتیب، تحول دره‌ها را در ارتباط با تکتونیک و واریزه‌های

انباشته شده مورد بررسی قرار داده‌اند. شاید یکی از بنام‌ترین پیشگامان بررسی تحول دره‌ها با استفاده از توابع ریاضی، اهموری (۱۹۹۶) باشد که توانست با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده و استناد به نتایج حاصل از توابع، شکل نیمرخ طولی و تحول دره‌ها را توجیه و توضیح دهد. بعد از اهموری، رادونه و گونزالز<sup>۷</sup> (۲۰۰۳) تحول ژئومورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه‌ها رودخانه‌ها و بستر جریان آن‌ها را مورد مطالعه قرار داد و مانند اهموری، با استفاده از توابع ریاضی مراحل تحول آن‌ها را توجیه کرد. با استفاده از فرم منحنی میزان‌ها در نقشه‌های توپوگرافی، ژئومورفولوژیست‌های متعددی به بررسی فرایندهای شکل‌دهنده ناهمواری‌ها پرداخته‌اند؛ رامشت (۱۳۸۱) در ارتفاعات اطراف زفره اصفهان؛ نعمت‌الهی (۱۳۸۲) در دشت نمدان اقلید از پیش‌کوه‌های داخلی زاگرس؛ پوردهقان (۱۳۸۵) و شاه‌زیدی (۱۳۸۵) در ارتفاعات ایران مرکزی در اطراف کرمان؛ جعفری (۱۳۸۵) در ارتفاعات اشتران‌کوه؛ رامشت و شوشتری زاده (۱۳۸۶) در ارتفاعات اطراف سلفچگان؛ رامشت و کاظمی (۱۳۸۶) در نواحی کوهستانی اقلید فارس؛ المدرسی و رامشت (۱۳۸۶) و نوجوان و همکاران (۱۳۸۸)، در ارتفاعات شیرکوه یزد؛ یمانی (۱۳۸۶) و روشنی و همکاران (۱۳۸۷) در زردکوه بختیاری؛ یمانی و همکاران (۱۳۸۶) در دامنه‌های کرکس؛ یمانی و زمانی (۱۳۸۶) در دره شهرستانک؛ معیری و همکاران (۱۳۸۸) در حوضه صفاشهر استان فارس؛ رامشت و همکاران (۱۳۸۸) در قمصر کاشان؛ اسفندیاری درآبادی (۱۳۸۸) در سبلان؛ زمانی (۱۳۸۸) و یمانی و همکاران (۱۳۹۰) در جاجرود کرج؛ قهرودی (۱۳۹۰) در دره رود هراز؛ میر احمدی و همکاران (۱۳۹۰) در دشت آسپاس اقلید؛ جعفری و اصغری سراسکانرود (۱۳۹۳) در ارتفاعات اطراف زنجان و رامشت و بیرامعلی گیوی (۱۳۹۳) در ارتفاعات اطراف کرج از جمله این محققان بوده‌اند. در زمینه اثرگذاری فرایندهای ژئومورفولوژیکی در الوند، ایلدرمی (۱۳۸۸) مورفولوژی پرتگاه‌ها و تحول پسروی

1 - Gustavsson

2 - Sant and Karanth

3 - Tipping

4 - Nash

5 - Zelidies

6 - wallerstein &amp; Thome

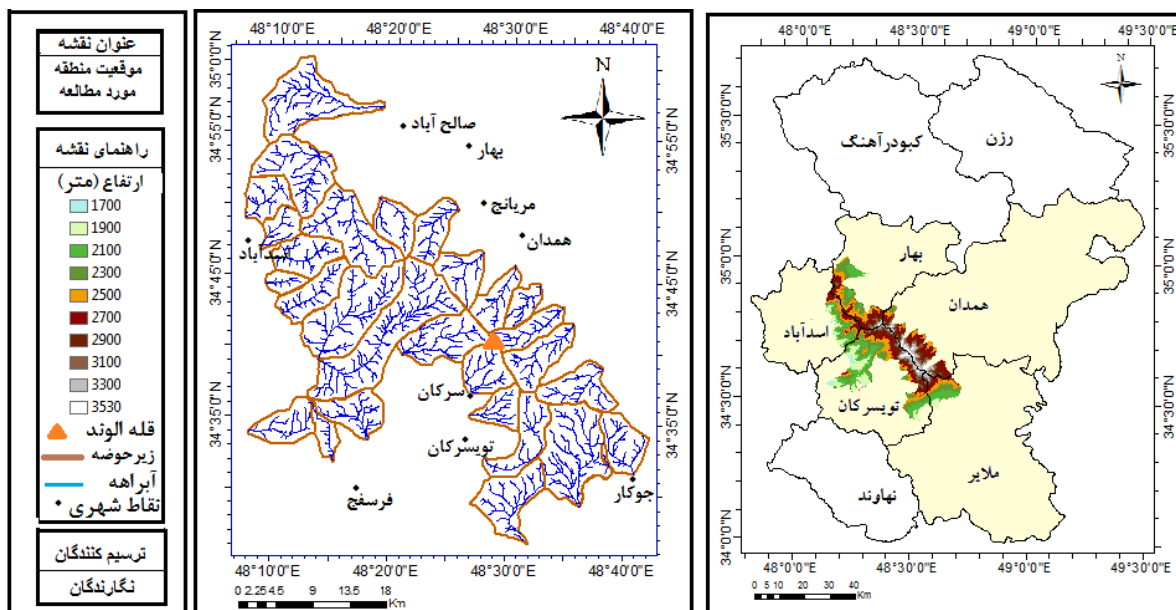
7 - Radoane &amp; González

ضرایب خمیدگی، مورد آزمون قرار گرفت. گرانیتهای این توده باتولیتی از بین شیستها و هورنفلسهای منطقه در طول تقریبی ۴۰ و عرض ۱۰ کیلومتر بیرون زده، سن آن را به کرتاسه پسین- پالئوسن پیشین نسبت داده‌اند (آقانباتی، ۱۳۹۲: ۴۰۱). منطقه مورد مطالعه از ۳۴/۵ تا ۳۴/۸۵ درجه عرض شمالی و ۴۸ تا ۴۸/۶ درجه طول شرقی گسترش یافته و در جنوب و جنوب غرب و جنوب شرق شهر همدان واقع شده است (شکل ۱). این منطقه یک منطقه کوهستانی است که بیشترین ارتفاع آن در قله الوند (۳۵۷۴ متر) در عرض جغرافیایی ۳۴/۶۶ درجه شمالی و ۴۸/۴۸ طول شرقی است. خطالرأس الوند، حد طبیعی بین تویسرکان و همدان را شکل می‌دهد. پست‌ترین قسمت هم در جنوب غربی منطقه، ۱۵۲۰ متر ارتفاع دارد.

جبهه شمالی توده کوهستانی الوند را بررسی کرده و به این نتیجه رسیده که فعالیت‌های مورفودینامیک فرسایشی در زیرحوضه‌های مختلف، باعث ناپایداری این توده شده است. شرایط مختلف محیطی، عملکرد فرایندهای ژئومورفولوژیکی را در قسمت‌های مختلف الوند همدان متأثر ساخته و در نتیجه به مرور زمان لندفرم‌هایی در آن شکل گرفته که با وجود شباهت‌های فراوان، تفاوت‌هایی نیز دارند. هدف اصلی این پژوهش ردیابی این تفاوت‌ها با استفاده از ضرایب خمیدگی منحنی میزان‌هاست.

### منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق، دره‌های باتولیت الوند همدان به‌عنوان مکان مورد مطالعه انتخاب و همه پیش‌فرض‌ها در ارتباط با نحوه تحول دره‌های کوهستانی، با توجه به



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

ارتفاع رقمی<sup>۱</sup> از سنجنده مسؤل نقشه‌برداری رادار شاتل<sup>۲</sup> ماهواره<sup>۳</sup> تررا<sup>۴</sup> با توان تفکیک مکانی<sup>۴</sup> ۵۷\*۵۷ متر متر منطقه به کمک نرم‌افزار گلوبال‌مپر<sup>۵</sup> ۱۳ دانلود و

### روش تحقیق

یکی از تکنیک‌های بررسی فرایندهای ژئومورفولوژیکی، توجه به خصوصیات خطوط هم‌ارتفاع ترسیم‌شده در نقشه‌های توپوگرافی است؛ از این رو، به‌منظور بررسی تفاوت مکانی نیروهای اثرگذار در طی زمان، ابتدا مدل

1 - Digital Elevation Map (DEM)  
 2 - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)  
 3 - Terra satellite  
 4 - Cell size  
 5 - Global Mapper 13

خمیدگی ( $C_c$ )، نسبت بین فاصله هوایی یک خط منحنی میزان ( $a$ ) به فاصله حقیقی آن ( $b$ ) در درون یک دره است (جعفری و رستم‌خانی، ۱۳۹۴: ۱۲۴).

$$C_c = a/b \quad \text{رابطه (۱):}$$

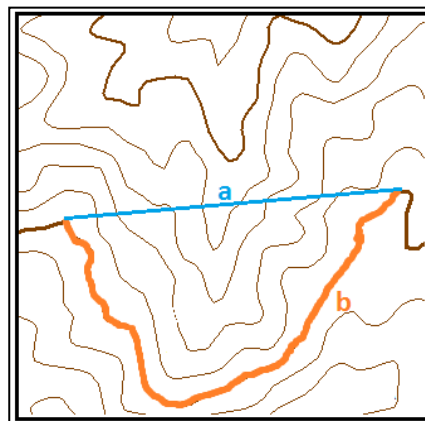
مراحل فوق برای همه منحنی میزان‌های منطقه مورد مطالعه (فاصله ۵۰ متری) که بالاتر از پیشانی جبهه کوهستان قرار داشت، انجام شد. ارقام برآورد شده بین ۰ و ۱ متغیر است. به این صورت که در منحنی میزان‌هایی که شدت و فرکانس فرایندها در گذر زمان کمتر و یا توزیع انرژی متناسب‌تری در سطح حوضه داشته‌اند، مقدار برآورد شده ضریب، به ۱ نزدیک‌تر بوده و اگر فرایندها در امتداد خط‌القدر دره‌ها تکرار بیشتر و متمرکزتری داشته باشند، این مقدار از ۱ دور و به ۰ نزدیک‌تر می‌شود. از این به بعد مراحل کار به شرح زیر خلاصه شده است:

- برآورد و تجزیه و تحلیل میانگین ضرایب خمیدگی منحنی میزان‌ها در زیرحوضه‌هایی که قله ارتفاعی یکسانی بر آن‌ها مسلط است.
- برآورد و تجزیه و تحلیل میانگین ضرایب خمیدگی برآورد شده، با ارتفاع منحنی میزان‌ها به تفکیک زیرحوضه‌ها در دو سیر صعودی و نزولی (با استفاده از نرم‌افزار اکسل).
- بررسی وضعیت میانگین ضرایب خمیدگی با توجه به جهت‌های جغرافیایی به تفکیک زیرحوضه‌ها.
- بررسی وضعیت میانگین ضرایب خمیدگی با توجه به جهت‌های جغرافیایی در زیرحوضه‌هایی که جهت‌های جغرافیایی مشابه دارند.
- بررسی وضعیت میانگین ضرایب خمیدگی و ارتفاع حوضه ضرایب خمیدگی‌ها با توجه به بلندترین قله مسلط به زیرحوضه‌ها.

### ۱. بحث و نتایج

برای بررسی کلی فرایندهای ژئومورفولوژیکی در طی زمان، ضرایب خمیدگی<sup>۳</sup> براساس رابطه (۱) برای همه

خطوط منحنی میزان با فاصله ۲۰ متر ترسیم شد. در امتداد کنیک کوه با کوهپایه (محل تغییر شیب کوهستان به کوهپایه)، در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، به کمک نرم‌افزار جی.ای.اس<sup>۱</sup> خطی ترسیم شد که از آن به‌عنوان خط پیشانی جبهه کوهستان یاد شده است. عرض کوهپایه در دامنه‌های شمال شرقی (به‌طرف داخل ایران) بسیار باریک‌تر از دامنه‌های جنوب‌غربی است؛ به‌طوری‌که در بعضی مکان‌ها، کوهستان به‌طور مستقیم به سطوح کم‌شیب منتهی می‌شد (فاقد سطوح کوهپایه‌ای). سپس از محل اتصال آبراهه‌ها با این خط، دره‌های کوهستانی به‌صورت زیرحوضه‌های جداگانه‌ای تفکیک شد (۲۸ زیرحوضه). در امتداد آبراهه اصلی هرکدام از زیرحوضه‌ها، خطوط منحنی میزان با فاصله ۵۰ متری انتخاب و تحلیل‌های بعدی براساس آن‌ها انجام شد. در این کار، از قله به‌سمت کوهپایه، اولین منحنی میزان که شکل آب‌خورد یا U شکل داشت، انتخاب و طول قسمتی از آن که در درون حوضه قرار داشت، اندازه‌گیری شد. اندازه محاسبه شده به‌عنوان طول اصلی منحنی میزان در نظر گرفته شد. سپس طول هوایی از ابتدا تا انتهای جایی که منحنی میزان به‌عنوان خمیدگی، اندازه‌گیری شده بود، به‌صورت فضایی اندازه‌گیری و به‌عنوان طول هوایی در نظر گرفته شد (شکل ۲).



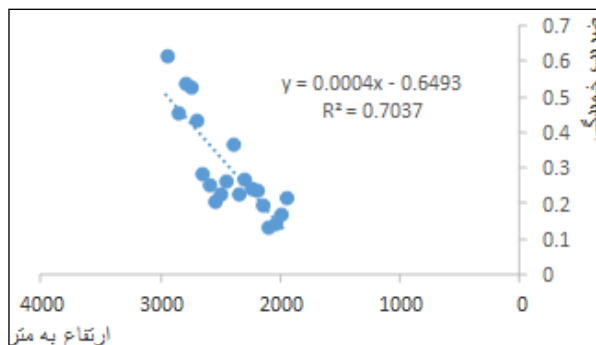
شکل ۲. طول هوایی منحنی میزان (a) طول واقعی آن (b)  
(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

با استفاده از داده‌های به‌دست‌آمده و رابطه (۱)، ضریب خمیدگی منحنی میزان برآورد شد. منظور از ضریب

۱- منظور از برازش تعیین رابطه بین دو متغیر می‌باشد  
۳- ارتفاع حوضه، ارتفاع منحنی میزان است که در آن ارتفاع، روند افزایشی یا کاهشی ضرایب خمیدگی تغییر می‌کند.

یک روند خاصی تبعیت می‌کنند (به‌جز زیرحوضه‌هایی که خروجی حوضه با پیشانی جبهه کوهستان یکی شده و یا بالاتر از آن قرار گرفته‌است)؛ بدین‌گونه که در اکثر زیرحوضه‌ها، از پایین‌ترین ارتفاع یا نقطه خروجی به‌طرف سراب، مقدار برآوردشده ضریب خمیدگی ابتدا روندی کاهشی و سپس افزایشی دارد؛ یعنی در نواحی پای‌کوهی مقدار ضرایب برآورد شده به ۱ نزدیک بوده و با افزایش ارتفاع مقدار ضریب کاهش یافته‌است (جدول ۱ و اشکال ۴ تا ۶). این ویژگی در نواحی پای‌کوهی که معمولاً با رسوب‌گذاری همراه هستند، امری عادی است (در صورت فعال‌بودن تکتونیک نامتعادلی در فرم ایجاد می‌شود). با افزایش ارتفاع، عمل رسوب‌گذاری جای خود را به عمل حفر داده و انحنای دره بیشتر و ضریب خمیدگی کمتر می‌شود. با دور شدن از نقطه خروجی زیرحوضه‌ها تا ارتفاع خاصی مقدار ضریب به حداقل خود رسیده و سپس دوباره افزایش می‌یابد تا اینکه در سراب زیرحوضه‌ها به یک نزدیک می‌شود.

زیرحوضه‌ها برآورد شد و بین ارتفاع به‌عنوان یک متغیر مستقل و ضرایب خمیدگی به‌عنوان متغیر وابسته، روابط خطی برازش شد. روند صعودی زیرحوضه شماره ۳ در شکل (۳) آمده است.



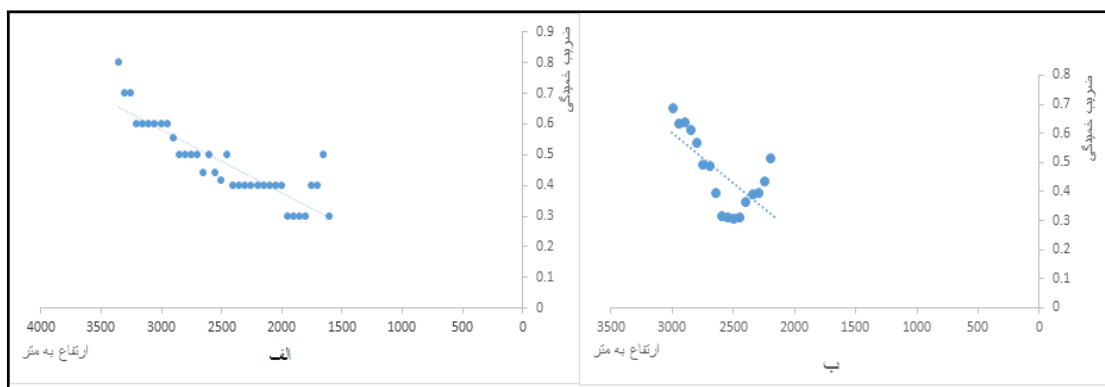
شکل (۳) رابطه خطی ضرایب خمیدگی برآورد شده با ارتفاع منحنی میزان‌ها  
(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

از تجزیه و تحلیل ضرایب خمیدگی برآوردشده چنین برمی‌آید که ضرایب خمیدگی در اکثر زیرحوضه‌ها از

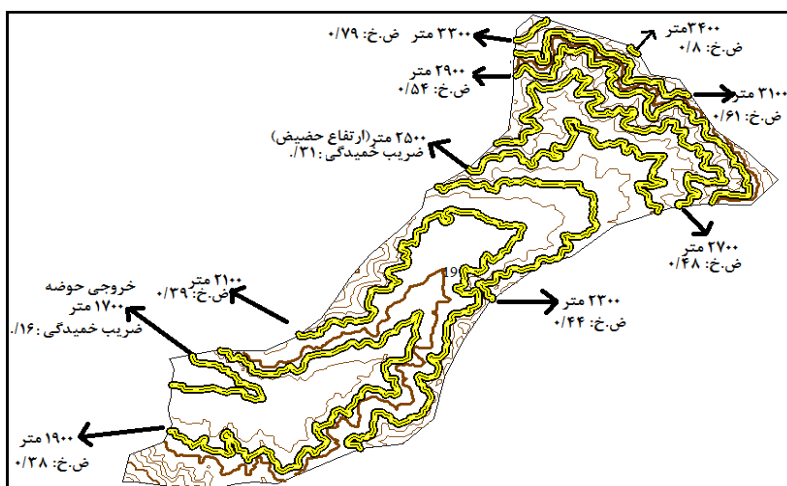
جدول ۱. متوسط ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها در ارتفاع متفاوت

ارتفاع	۱۷۰۰	۱۸۰۰	۱۹۰۰	۲۰۰۰	۲۱۰۰	۲۲۰۰	۲۳۰۰	۲۴۰۰	۲۵۰۰
ضریب خمیدگی	۰/۳۷	۰/۲۸	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۴۳
ارتفاع	۲۶۰۰	۲۷۰۰	۲۸۰۰	۲۹۰۰	۳۰۰۰	۳۱۰۰	۳۲۰۰	۳۳۰۰	۳۴۰۰
ضریب خمیدگی	۰/۵	۰/۴۸	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۷۹	۰/۸

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)



شکل ۴. پراکندگی ضرایب خمیدگی با توجه به ارتفاع (الف) در همه زیرحوضه‌ها (ب) زیرحوضه شماره ۱۹  
(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)



شکل ۵. خطوط منحنی میزان و تغییرات ضریب خمیدگی یکی از زیر حوضه‌ها

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)



شکل ۶. نمایش تغییر وضعیت فرمیک دره از قله تا سینوزیته و سپس به سمت دشت

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

توپوگرافی کل منطقه نیز تأثیرگذار بوده و بعد از سیر نزولی ضرایب خمیدگی دوباره روند صعودی پیدا کند، با این تفاوت که سینوس‌های منحنی میزان در این قسمت بسیار وسیع با طول زمینی بسیار زیاد و ضریب خمیدگی بسیار کم مشخص می‌شوند (شکل ۵ از ارتفاع ۲۲۰۰ به پایین). در اکثر زیرحوضه‌هایی که ضرایب خمیدگی آن‌ها روند صعودی و نزولی دارند، ارتفاع تغییر وضعیت در دامنه شمالی ۲۴۰۰ متر (به شرط اینکه بالاترین قله آن‌ها از ۳۴۰۰ متر بیشتر باشد) و در دامنه جنوبی بین ۲۴۰۰ تا ۲۵۰۰ متر متغیر است. در

همان طوری که از جدول (۱) و اشکال بالا برمی‌آید؛ کمترین ضریب خمیدگی در زیرحوضه موردی (شماره ۱۹، دره شهرستانه) ۰/۳۱ متعلق به ارتفاع ۲۵۰۰ متری است و بیشترین آن (۰/۸) مربوط به ارتفاع ۳۳۰۰ متری است و مقدار تغییرات آن برحسب ارتفاع به دو صورت مختلف است؛ به این معنی که از قله تا ارتفاع ۲۴۰۰ - ۲۵۰۰ متری (متغیر نسبت به جهت و ارتفاع قله حوضه مورد نظر) مقدار ضریب کاهش و دوباره از این ارتفاع تا نقطه خروجی حوضه‌ها روند افزایشی داشته است. البته در این میان امکان دارد که



صعودی (محور فراز) با مقدار همبستگی هر کدام از محورها، به ترتیب در ستون ششم و هفتم آورده شده است. مقدار همبستگی بین ضریب خمیدگی و ارتفاع در همه موارد مقدار قابل قبولی است؛ با این تفاوت که برای محور فرود رابطه معکوس و برای محور فراز همبستگی مستقیم وجود دارد. در کاربرد روابط فوق توجه به این نکته ضروری است که از این روابط فقط در دامنه ارتفاعی ذکر شده در ستون دوم جدول آن هم در محدوده ارتفاعی که ضریب خمیدگی روند افزایشی یا کاهش یافته است، استفاده می شود؛ برای مثال در زیرحوضه ۲۸ که شیب تغییرات ضریب خمیدگی (a) نسبت به ارتفاع، ۰/۰۰۱۶ برآورد شده، فقط در ارتفاع ۱۸۰۰ تا ۲۲۰۰ که با افزایش ارتفاع مقدار ضریب خطی کاهش می یابد، کاربرد دارد.

این موضوع هر چند در بیان مقدار و شدت فرایند با افزایش ارتفاع تأکید دارد؛ ولی مسئله مهم این بررسی، مقدار تغییراتی است که با توجه به تغییر جهت در مقدار ضریب خطی ایجاد می شود؛ یعنی جهت ناهموازی های حوضه با توجه به وضعیتی که نسبت به زاویه ارتفاع خورشیدی، توده های هوای مؤثر بر منطقه، جریان های بارش زا و... دارد، از فرایندها به یک مقدار متأثر نمی شود و براینند اثرپذیری از فرایندها در وضعیت خطوط منحنی میزان منعکس می شود؛ به همین دلیل در مرحله بعدی به بررسی مقدار ضریب خمیدگی منحنی میزانها در ارتباط با جهات مختلف پرداخته شده است (جدول ۳).

زیرحوضه هایی که از ارتفاع کمتر از ۲۸۰۰ متر شروع می شوند، ارتفاع حوضه ضرایب، بین ۱۷۵۰ تا ۲۱۵۰ متر نسبت به وضعیت نثار تا نگار بودن دامنه ها متغیر است. چنین ویژگی ای بیان کننده این موضوع است که محل تمرکز فرایندهای ژئومورفولوژیکی حوضه های مجاور بلندترین قله الوند، در ارتفاع ۲۴۰۰ تا ۲۵۰۰ متری بوده و به ازای کاهش ارتفاع بالاترین قله، حوضه ضرایب به ارتفاع پایین تر منتقل شده یا شرایط فرازوفرود را ندارند.

در ستون سوم جدول (۲) ارتفاع حوضه نمودارهای مربوط به هر زیرحوضه مشخص شده است؛ یعنی جایی که ضریب خمیدگی کمترین مقدار خود را داشته و حاکی از تغییر فرایندهای ژئومورفولوژیکی است. با توجه به ارقام این جدول و ارتفاع زیرحوضه، به استثنای زیرحوضه ۴، ۶، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۶، ۱۷، ۲۰، ۲۲، ۲۷، ۲۸ که به سینوزیته ختم می شوند، هر چه جهت زیرحوضه ها از شمال به جنوب متمایل تر می شود، ارتفاع حوضه نمودار بیشتر شده است؛ به طوری که کمترین ارتفاع متعلق به زیرحوضه ۲۶ است (۱۷۵۰ متر) که جهت وزنی برآورد شده آن در بین زیرحوضه ها ۹۶ درجه برآورد شده که تمایل بیشتری به طرف شمال دارد و بیشترین آن مربوط به زیرحوضه ۷ (۲۴۵۰ متر) با جهت وزنی ۱۷۹ که کاملاً به سمت جنوب است. در ستون چهارم و پنجم به ترتیب روابط خطی بین ارتفاع با مقدار ضریب خمیدگی برآورد شده از قله تا حوضه (ستون چهارم) با وضعیت نزولی (محور فرود) و از حوضه تا نقطه خروجی (ستون پنجم) با روند

جدول ۲. روابط خطی برازش شده به مقدار ضریب خمیدگی زیرحوضه‌های الوند

مقدار همبستگی فراز	مقدار همبستگی فرود	شیب خط فراز	شیب خط فرود	ارتفاع حوضه	دامنه ارتفاعی	شماره زیرحوضه
۰/۶۷	۰/۷۹	$Y = -0.0005x + 1/1852$	$Y = 0.0004x - 1/4682$	۲۴۰۰	۱۹۵۰-۲۷۵۰	۱
۰/۸۴	۰/۹۷	$Y = -0.0005x + 1/173$	$Y = 0.0011x - 2/2612$	۲۱۵۰	۲۰۰۰-۲۸۰۰	۲
۰/۹۸	۰/۸۶	$Y = -0.0008x + 1/689$	$Y = 0.0004x - 1/7722$	۲۱۰۰	۱۹۵۰-۳۰۰۰	۳
-	۰/۹۵	-	$Y = 0.0006x - 1/225$	۲۲۰۰	۲۲۰۰-۳۲۰۰	۴
۰/۸۵	۰/۹	$Y = -0.0004x + 1/1159$	$Y = 0.0005x - 1/38$	۲۴۰۰	۱۹۵۰-۳۰۰۰	۵
-	۰/۹۵	-	$Y = 0.0009x - 2/195$	۲۰۵۰	۲۰۵۰-۳۱۰۰	۶
۰/۷۵	۰/۹۵	$Y = -0.0004x + 1/775$	$Y = 0.0006x - 1/318$	۲۴۵۰	۲۰۵۰-۳۲۵۰	۷
-	۰/۸۹	-	$Y = 0.0005x - 1/8644$	۲۱۵۰	۲۱۵۰-۳۰۰۰	۸
-	۰/۹۲	-	$Y = 0.0005x - 1/416$	۲۱۵۰	۲۱۵۰-۳۲۵۰	۹
-	۰/۹۳	-	$Y = 0.0003x - 1/602$	۲۲۰۰	۲۲۰۰-۳۲۰۰	۱۰
-	۰/۷۵	-	$Y = 0.0002x - 1/4772$	۲۳۵۰	۲۳۰۰-۳۳۵۰	۱۱
۰/۹۳	۰/۸۵	$Y = 0.0025x + 4/658$	$Y = 0.0006x - 1/6746$	۲۱۵۰	۱۹۰۰-۲۴۵۰	۱۲
۰/۷۵	۰/۹	$Y = 0.0008x + 1/1535$	$Y = 0.0004x - 1/4634$	۲۲۵۰	۱۸۰۰-۳۱۰۰	۱۳
۰/۹۹	۰/۹	$Y = 0.0031x + 4/9127$	$Y = 0.0009x - 1/4605$	۱۸۵۰	۱۶۵۰-۲۳۰۰	۱۴
۰/۹۸	۰/۹	$Y = -0.0014x + 3/953$	$Y = 0.0005x - 1/8017$	۲۱۵۰	۱۹۵۰-۳۲۰۰	۱۵
-	۰/۹۸	-	$Y = 0.0006x - 1/9633$	۱۲۰۰	۲۰۰۰-۳۲۰۰	۱۶
-	۰/۹۸	-	$Y = 0.0004x - 1/7205$	۱۲۰۰	۲۱۵۰-۳۳۵۰	۱۷
۰/۴۵۰	۰/۸۷۲	$Y = -0.0002x + 1/34$	$Y = 0.0005x - 1/1062$	۲۴۰۰	۲۴۵۰-۳۳۵۰	۱۸
۰/۹۱۵۳	۰/۹۵۹	$Y = -0.0007x + 2/55$	$Y = 0.0009x - 1/8532$	۲۵۰۰	۲۱۵۰-۳۰۰۰	۱۹
-	۰/۹۸	-	$Y = 0.0005x - 1/6551$	۱۲۵۰	۱۷۵۰-۳۰۰۰	۲۰
۰/۹	۰/۹	$Y = 0.0011x + 1/9902$	$Y = 0.0009x - 1/6551$	۲۱۵۰	۱۶۰۰-۲۶۰۰	۲۱
-	۰/۹۱	-	$Y = 0.0012x - 2/420$	۱۷۰۰	۱۷۰۰-۲۶۰۰	۲۲
۰/۹۲	۰/۹۲	$Y = -0.0042x + 7/5425$	$Y = 0.0011x - 1/8049$	۱۸۰۰	۱۶۵۰-۲۴۵۰	۲۳
۰/۷۳	۰/۹۷	$Y = -0.0002x + 1/1019$	$Y = 0.0013x - 2/2301$	۲۰۵۰	۱۸۰۰-۲۴۰۰	۲۴
۰/۹۴	۰/۹۷	$Y = -0.0015x + 3/1533$	$Y = 0.0013x - 2/106$	۱۸۵۰	۱۶۵۰-۲۳۵۰	۲۵
۰/۹	۰/۹۲	$Y = -0.0001x + 1/876$	$Y = 0.0001x - 1/5593$	۱۷۵۰	۱۶۰۰-۲۶۰۰	۲۶
-	۰/۹۷	-	$Y = 0.0013x - 2/1626$	۱۸۵۰	۱۸۵۰-۲۰۵۰	۲۷
-	۰/۸۹	-	$Y = 0.0016x - 2/7217$	۱۸۰۰	۱۸۰۰-۲۲۰۰	۲۸

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

جدول ۳. وضعیت مقدار ضریب خمیدگی در ارتباط با جهت‌های مختلف زیرحوضه‌ها

شماره زیرحوضه	دامنه ارتفاعی	جهت حوضه	ضریب خمیدگی کل	شماره زیرحوضه	دامنه ارتفاعی	جهت حوضه	ضریب خمیدگی کل
۱	۱۹۵۰-۲۷۵۰	E	۰/۵	۱۵	۱۹۵۰-۳۲۰۰	SSE	۰/۴
۲	۲۰۰۰-۲۸۰۰	E	۰/۵	۱۶	۲۰۰۰-۳۲۰۰	W	۰/۶
۳	۱۹۵۰-۳۰۰۰	N	۰/۳	۱۷	۲۱۵۰-۳۳۵۰	WSW	۰/۵
۴	۲۲۰۰-۳۲۰۰	N	۰/۵	۱۸	۲۴۵۰-۳۳۵۰	SSW	۰/۵
۵	۱۹۵۰-۳۰۰۰	ENE	۰/۴	۱۹	۲۱۵۰-۳۰۰۰	WSW	۰/۴
۶	۲۰۵۰-۳۱۰۰	ENE	۰/۳	۲۰	۱۷۵۰-۳۰۰۰	W	۰/۵
۷	۲۰۵۰-۳۲۵۰	N	۰/۴	۲۱	۱۶۰۰-۲۶۰۰	SSW	۰/۴
۸	۲۱۵۰-۳۰۰۰	NNE	۰/۵	۲۲	۱۷۰۰-۲۶۰۰	WSW	۰/۴
۹	۲۱۵۰-۳۲۵۰	ENE	۰/۴	۲۳	۱۶۵۰-۲۴۵۰	W	۰/۴
۱۰	۲۲۰۰-۳۲۰۰	ENE	۰/۳	۲۴	۱۸۰۰-۲۴۰۰	WSW	۰/۶
۱۱	۲۳۰۰-۳۳۵۰	NNE	۰/۵	۲۵	۱۶۵۰-۲۳۵۰	W	۰/۶
۱۲	۱۹۰۰-۲۴۵۰	S	۰/۵	۲۶	۱۶۰۰-۲۶۰۰	W	۰/۶
۱۳	۱۸۰۰-۳۱۰۰	S	۰/۶	۲۷	۱۸۵۰-۲۰۵۰	S	۰/۵

چهار طبقه ارتفاعی ۲۸۰۰ و ۳۲۰۰، ۳۴۰۰، ۳۵۰۰ متری دسته‌بندی شدند (جدول ۵). بین ارتفاع قله به‌عنوان متغیر وابسته (Y) رابطه خطی برازش شد (رابطه ۲). با توجه به رابطه (۲)، می‌توان گفت با افزایش هر صدمتر ارتفاع قله، ۵۱ متر ارتفاع حوضی افزایش می‌یابد. بین بلندترین قله و ارتفاع حوضی رابطه مستقیم وجود دارد. در این معادله، R نشان‌دهنده ضریب همبستگی بین ارتفاع حوضی با ارتفاع قله است. در نهایت زیرحوضه‌ها را براساس جهت جغرافیایی غالب در دره اصلی رودخانه در هفت گروه طبقه‌بندی کرده و برای هر گروه میانگین ارتفاع حوضی (ارتفاعی که در آن ارتفاع روند ضرایب خمیدگی تغییر می‌کند) و میانگین ضریب خمیدگی آن ارتفاع در جهات مشابه برآورد شد (جدول ۶). سپس روابط بین جهت جغرافیایی با میانگین ارتفاع حوضی (رابطه ۳) و ضرایب خمیدگی با میانگین ارتفاع حوضی (رابطه ۴) برازش شد.

در جدول (۳) در ستون اول شماره زیرحوضه، در ستون دوم دامنه ارتفاعی کل حوضه‌ها، در ستون سوم جهت مربوط به هرکدام از زیرحوضه‌ها و در ستون چهارم میانگین ضریب خمیدگی برای هرکدام از زیرحوضه‌ها مشخص شده‌است (از ستون پنجم به بعد چنین وضعیتی برای بقیه زیرحوضه‌ها تکرار شده‌است). براساس ستون چهارم مشخص می‌شود که نمی‌توان برای همه دره‌ها ضریب متوسط را در نظر گرفت؛ چراکه همه آن‌ها جهت جغرافیای مشابه‌ای ندارند. برای بررسی اثر جهت بر مقدار ضریب خمیدگی، میانگین ضریب خمیدگی برای زیرحوضه‌ها در جهت‌های مشترک برآورد شده‌است (جدول ۴). براساس داده‌های جدول فوق نیز نمی‌توان به اثرگذاری جهت بر تغییرات ضریب خمیدگی برآوردشده پی‌برد؛ چرا که روند افزایشی و کاهشی مقدار ضرایب برآوردشده در هرکدام از زیرحوضه‌ها همدیگر را خنثی می‌کنند و میانگین یکسانی در همه جهات به‌دست می‌آید. به‌منظور بررسی تغییر وضعیت ارتفاعی حوضی زیرحوضه‌ها، با توجه به مرتفع‌ترین قسمت حوضه، در

جدول ۴. میانگین ضرایب خمیدگی با توجه به جهات جغرافیایی مشابه زیرحوضه‌ها

SSW	WSW	W	SSE	S	NNE	ENE	N	E	جهت مؤثر
۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۵	میانگین ضریب خمیدگی

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

جدول ۵. میانگین ضرایب خمیدگی منحنی میزان‌ها با ارتفاع یکسان در زیرحوضه‌ها

زیرحوضه‌های هم‌ارتفاع						
۱۵	۱۴	۵	۳	۱	زیرحوضه	
۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۵	ضریب خمیدگی	۴۰۰۰
NW	N	ESE	SE	SSE	جهت حوضه	
۲۱	۲۰	۱۸	۱۷	۱۳	زیرحوضه	
۰/۶	۰/۶	۰/۳	۰/۳	۰/۵	ضریب خمیدگی	۳۶۰۰
WSW	WSW	SW	SW	N	E	جهت حوضه
۱۶	۱۲	۹	۶	۴	زیرحوضه	
۰/۵	۰/۵	۰/۴	۰/۶	۰/۷	ضریب خمیدگی	۳۰۰۰
NNW	NNE	ENE	E	ESE	SSE	جهت حوضه
		۱۹	۱۱	۱۰	زیرحوضه	
		۰/۵	۰/۶	۰/۴	ضریب خمیدگی	۲۶۰۰
		SW	NE	NE	E	جهت حوضه

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

$$Y = 0.513X - 437/31 \quad R = 0.89 : (2) \text{ رابطه}$$

جدول ۶. وضعیت ضرایب خمیدگی و ارتفاع حوضیه با توجه به جهات مختلف جغرافیایی

E	N	ENE	NNE	S	SSE	WSW	میانگین جهات
۱۹۵۷	۲۲۵۰	۲۲۰۰	۲۲۶۳	۱۹۸۰	۲۱۵۰	۲۱۶۷	میانگین ارتفاع حوضیه
۰/۵۲	۰/۴	۰/۳۵	۰/۴۷	۰/۵۲	۰/۴	۰/۴۷	میانگین ضریب خمیدگی

(منبع: نگارندگان، ۱۳۹۴)

$$Y = -1/0.968 X + 2242 \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$Y = -0/0.004 X + 1/227 \quad \text{رابطه (۴)}$$

می‌دهد فرایند یخچالی تمرکز و اثر کمتری در آن ارتفاعات داشته است.

#### نتیجه‌گیری

با توجه به ضرایب خمیدگی می‌توان گفت که فرم دره‌ها بازگوکننده نوع فرایند ایجادکننده آن‌هاست. توجه به خطوط منحنی میزان و مقدار خمیدگی آن‌ها می‌تواند شخص را در شناسایی فرایند راهنمایی کند. معمولاً دره‌های U شکل (آبشخورمانند) را متعلق به فرایندهای یخچالی و دره‌های V شکل را متعلق به فرایندهای آبی می‌دانند. انعکاس این فرم‌ها در ضرایب خطی بسیار جالب و قابل تأمل است. معمولاً از قله کوهستان به طرف کوهپایه تا یک ارتفاعی توزیع ماده و انرژی در سطح حوضه‌ها یکنواخت و متعادل است و در این گونه مکان‌ها ضریب خمیدگی یک یا نزدیک به یک است؛ ولی بعد از فاصله گرفتن از قله که فرم دره‌ها شروع به شکل‌گیری می‌کند، با توجه به فرایند فرم‌های آبشخورمانند یا V شکل در منحنی میزان‌ها ایجاد می‌شود. در مکان‌هایی که فرایند غالب، آب باشد فرم V شکل غالب می‌شود. با فاصله گرفتن از قله، هم‌مقدار ماده و انرژی وارده بر محیط افزایش می‌یابد (به‌خاطر افزایش سطح آبخیز) و هم آن‌ها در مرکز دره متمرکزتر می‌شود که دره را به فرم V بسته نزدیک‌تر می‌کند و مقدار ضریب خمیدگی به صفر نزدیک‌تر می‌شود. در صورتی که در دره‌های یخچالی به تبع افزایش سطح برف‌خیز (یخچال‌خیز) ضخامت یخچال

از جدول (۶) و روابط (۳) و (۴) برمی‌آید که هرچه جهت جغرافیایی زیرحوضه‌ها به طرف شمال متمایل‌تر باشد، ارتفاع حوضیه ضرایب خمیدگی بیشتر می‌شود؛ به عبارتی در دره‌هایی که کاملاً به سمت شمال متمایل هستند، این ارتفاع ۲۲۴۲ متر و برای دره‌هایی که کاملاً به سمت جنوب متمایل‌اند، ۲۰۴۴ متر برآورد می‌شود که بازگوکننده عکس‌العمل جریان‌های یخچالی در دامنه‌های نثار (شمال شرق) و نگار (جنوب غرب) با توجه به شرایط محیطی متفاوت است. شرایط توپوگرافی دامنه‌های شمال شرقی الوند که پیشانی جبهه کوهستانی بسیار باریکی دارند، موجب پراکندگی یخچال بعد از ارتفاع برف‌مرز دائمی می‌شود؛ در صورتی که شرایط توپوگرافی دامنه‌های جنوب‌غربی، زمینه لازم برای تجمع بیشتر یخچال‌های دره‌ای منشعب از نواحی سیرک‌های بالاتر از برف‌مرز دائمی را فراهم می‌کنند. این شرایط ارتفاع حوضیه را در این گونه دامنه‌ها به محل‌های کم‌ارتفاع‌تری نسبت به دامنه‌های شمال شرقی منتقل کرده است؛ در صورتی که دامنه‌های شمال شرقی با توجه به ارتفاع برف‌مرز پایین‌تر، باید ارتفاع حوضیه ضریب خمیدگی پایین‌تری داشته باشند. البته هرچه ارتفاع حوضیه ضریب خمیدگی بالاتر باشد، مقدار ضریب خمیدگی آن کمتر است؛ یعنی هرچند در دامنه‌های جنوب‌غربی الوند ارتفاع ضریب خمیدگی پایین‌تری دارند، ولی مقدار ضریب خمیدگی آن‌ها کمتر است که نشان

جنوب متمایل‌اند، ۲۰۴۴ متر برآورد می‌شود که بازگوکنندهٔ عکس‌العمل جریان‌های یخچالی در دامنه‌های نسا (شمال شرق) و نگار (جنوب غرب) با توجه به شرایط محیطی متفاوت می‌است. البته هرچه ارتفاع حوض ضریب خمیدگی بیشتر باشد، مقدار ضریب خمیدگی آن کمتر است؛ یعنی هرچند در دامنه‌های جنوب‌غربی الوند ارتفاع ضریب خمیدگی پایین‌تر است، ولی مقدار ضریب خمیدگی که انعکاسی از مقدار ماده و انرژی اثرگذار است به یک نزدیک‌تر است که نشان می‌دهد فرایند یخچالی تمرکز و اثر کمتری در آن‌ها داشته است. ارتفاع حوض با ارتفاعاتی که از طرف جعفری (۱۳۸۵) در ارتفاعات اشتران‌کوه؛ رامشت و شوشتری‌زاده (۱۳۸۶) در ارتفاعات اطراف سلفچگان؛ المدرسی و رامشت (۱۳۸۶) و نوجوان و همکاران (۱۳۸۸) در ارتفاعات شیرکوه یزد؛ یمانی (۱۳۸۶) در زردکوه بختیاری؛ یمانی و همکاران (۱۳۸۶) در دامنه‌های کرکس؛ یمانی و زمانی (۱۳۸۶) در درهٔ شهرستانک؛ معیری و همکاران (۱۳۸۸) در حوضهٔ صفاشهر استان فارس؛ زمانی (۱۳۸۸) و یمانی و همکاران (۱۳۹۰) در جاجرود کرج؛ میراحمدی و همکاران (۱۳۹۰) در دشت آسپاس اقلید؛ جعفری و اصغری سراسکانرود (۱۳۹۳) در ارتفاعات اطراف زنجان و رامشت و بیرامعلی‌گیوی (۱۳۹۳) در ارتفاعات اطراف کرج، به‌عنوان ارتفاع برف مرز دائمی ارائه شده‌است، شباهت بسیار زیادی دارد و تفاوت‌های مکانی نیز ناشی از تفاوت عرض جغرافیایی و دیگر عوامل محیطی اثرگذار بر ارتفاع برف مرز دائمی است.

#### منابع

اسفندیاری درآبادی، فریبا (۱۳۸۸) شواهد ژئومورفولوژیکی تغییرات آب و هوایی پلیوستوسن فوقانی در دامنهٔ شرقی سیلان، فصلنامهٔ جغرافیای طبیعی. موسسه جغرافیا دانشگاه تهران، ۱، ۳، صص ۹۷-۸۳.

آقانباتی، سید علی. (۱۳۹۳). زمین‌شناسی ایران. تهران: انتشارات سمر. چاپ اول.

ایلدرمی، علیرضا (۱۳۸۸) بررسی مورفولوژی پرتگاه‌ها و تحول پسرود جبههٔ شمالی تودهٔ کوهستانی الوند، نشریهٔ جغرافیا و

بیشتر می‌شود، ولی تمرکز در ماده و انرژی به‌صورت مطلق همانند دره‌های آبی در خط‌القعر درهٔ اتفاق نمی‌افتد. با چنین نگاهی ضرایب خمیدگی دره‌های ۷ شکل از قله تا کوهپایه باید روند نزولی داشته باشند. بررسی این ضرایب در ۲۸ زیرحوضه از الوند هم‌دان بازگوکنندهٔ این مطلب بود که تا یک ارتفاع مشخصی چنین شرایطی مصداق خارجی دارد و از آن ارتفاع به بعد عکس وضعیت فوق ایجاد می‌شود. این ارتفاع محل تغییر تمرکز ماده و انرژی را بیان می‌دارد؛ یعنی اگر تمرکز ماده و انرژی به‌صورت نامحدود اتفاق افتاد، ضرایب خمیدگی تا جبههٔ کوهستان، با شیب کم سیر نزولی خود را حفظ می‌کردند؛ ولی مهم این است که یخچال با انتقال به ارتفاع پایین‌تر و دماهای بالاتر از برف مرز دائمی، شروع به ذوب‌شدن کرده و تحلیل می‌رود و این شرایط باعث تغییر روند ضرایب خمیدگی برآوردشده از سیر نزولی به سیر صعودی می‌شود. در کاربرد این روش دقت زیادی به فرم منحنی میزان‌های آب‌خورمانند و شرایط لیتولوژیکی و تکتونیکی منطقه باید داشت؛ چراکه سیر نزولی ضرایب خمیدگی امکان دارد در دره‌های آبی نیز وجود داشته باشد؛ ولی شیب تغییرات معمولاً شدیدتر و فرم منحنی میزان‌ها به ۷ شکل نزدیک‌تر است. در زیرحوضه‌هایی که پیشانی جبههٔ کوهستان، عرض قابل‌توجهی دارد (زیرحوضه‌های متعلق به دامنهٔ جنوب‌غربی الوند) ارتفاع ضریب حوض ضریب خمیدگی با توجه به بلندترین قلهٔ مسلط به زیرحوضه متغیر است. در دره‌هایی که بلندترین قلهٔ آن‌ها بیش از ۳۴۰۰ متر است، این مقدار بین ۲۴۰۰-۲۵۰۰ متر بوده و هرچه بلندترین قله مسلط به زیرحوضه کم‌ارتفاع‌تر باشد، ارتفاع حوض نمودار کاهش یافته است (به ازای هر صد متر کاهش ارتفاع بلندترین قله، ارتفاع حوض ضریب خمیدگی ۵۱ متر پایین‌تر افتاده است). علاوه بر آن هرچه جهت جغرافیایی زیرحوضه‌ها به شمال متمایل‌تر باشد، ارتفاع حوض ضریب خمیدگی بیشتر می‌شود؛ به طوری که در دره‌هایی که کاملاً به سمت شمال تمایل دارند، این ارتفاع ۲۲۴۲ متر و برای دره‌هایی که کاملاً به سمت

جغرافیا و آمایش شهری - منطقه‌ای، سال هشتم، شماره ۲۶، بهار ۱۳۹۷

روشنی، نسرین؛ ولندان زوج، محمدجواد؛ رضایی، یوسف؛ مباشری، محمدرضا. «برف‌سنجی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و GIS (مطالعه موردی: منطقه یخچالی علم چال)». کنفرانس ژئوماتیک (تهران، ۱۳۸۷/۲/۲۳). ۱۳۸۷. [online]. [۱۳۹۴].

زمانی، حمزه. (۱۳۸۸). شواهد و حدود گسترش یخچالهای کواترنری در البرز مرکزی، رساله دکتری، دانشگاه تهران.

شاه‌زیدی، سمیه‌السادات. (۱۳۸۵). نقش ایزوستازی حرارتی و برودتی در شکل‌گیری مخروط‌افکنه رودخانه درختگان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف‌آباد، گروه جغرافیا.

شایان، سیاوش. (۱۳۸۴). فرهنگ اصطلاحات جغرافیای طبیعی. تهران: انتشارات مدرسه، چاپ چهارم.

شریفی، محمدرضا؛ آخوندعلی، محمدعلی؛ پرهت، جهانگیر؛ محمدی، جهانگرد (۱۳۸۶) بررسی ارتفاع، جهت و تندی شیب بر عمق برف حوضه صمصامی. تحقیقات منابع آب ایران. انجمن علوم و مهندسی منابع آب، ۳، ۳، صص ۶۹-۷۲.

شریفی، محمدرضا؛ فرخ‌زاده، سیامک؛ پرهت، جهانگیر؛ آخوندعلی، محمدعلی؛ عبدکلاهی، عبدلنبی (۱۳۹۳) الگوریتم شاخص بادپناهی نقاط واقع در حوضه آبریز برف‌گیر، علوم و مهندسی آب‌خیزداری در ایران. انجمن آب‌خیزداری ایران، ۸، ۲۵، صص ۱۵-۲۵.

صادقی، سید محمدرضا؛ اسدی، هانیه (۱۳۸۹) اهمیت زمان پیمایش بین خطوط هم‌زمان تمرکز در دقت تخمین سیلاب از آب نمود واحد لحظه‌ای کلارک، نشریه آب‌وخاک. دانشگاه صنعتی اصفهان، ۲۴، ۴، صص ۶۳۵-۶۲۵.

طاحونی، پوران (۱۳۸۳) شواهد ژئومورفیک فرسایش یخچالی پلیوستوسن در ارتفاعات تالش، پژوهش‌های جغرافیایی. موسسه جغرافیا دانشگاه تهران، ۳۶، ۴۷، صص ۳۱-۵۵.

قهرودی‌تالی، منیژه (۱۳۹۰) مقایسه قلمرو برف‌های دائمی در عصر یخچالی و بین یخچالی (مطالعه موردی: حوضه رود هراز)، جغرافیا و توسعه. دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۹، ۲۵، صص ۹۷-۱۱۰.

محمودی، فرج‌الله. (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی اقلیمی. تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور، جلد دوم، چاپ سوم.

المدرسی، سید علی؛ رامشت، محمدحسین (۱۳۸۶) آثار یخچالی در دره سخوید یزد، مجله فضای جغرافیایی. دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، ۷، ۱۹، صص ۱-۳۱.

برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز. دانشگاه تبریز، ۱۴، ۳۰، صص ۵۲-۲۷.

پوردهقان، داوود. (۱۳۸۵). ردیابی آثار ژئومورفیک تحولات اقلیمی کواترنری در دهبکری بم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف‌آباد، گروه جغرافیا.

جعفری، غلام‌حسن. (۱۳۸۵). بررسی یخچال‌های کواترنری ایران (مطالعه موردی: زاگرس مرکزی). طرح مصوب شورای پژوهشی منطقه ۱، دانشگاه آزاد اسلامی واحد آباء.

جعفری، غلام‌حسن. (۱۳۸۸). تأثیر جهت‌ناهمواری‌ها بر ارتفاع خط تعادل آب و یخ کواترنری ایران، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم جغرافیایی.

جعفری، غلام‌حسن؛ اصغری سراسکانرود، صیاد (۱۳۹۳) بررسی آثار یخچالی کواترنری زنجان‌رود، مجله پژوهش‌های کمی ژئومورفولوژی. انجمن ایرانی ژئومورفولوژی، ۳، ۱، صص ۱۹-۱.

جعفری، غلام‌حسن؛ رستم‌خانی، اصغر (۱۳۹۴) بررسی تحولات کواترنری دره‌های کوهستانی با استفاده از خطوط منحنی میزان (مطالعه موردی: ارتفاعات سبلان)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. پروفیسور محمد حسین پاپلی یزدی، ۳۰، ۳، صص ۱۳۸-۱۲۱.

رامشت، محمدحسین (۱۳۸۱) آثار یخچالی در زفره اصفهان، طرح پژوهشی شماره ۸۰۰۳۰۵ مصوب ۱۳۸۱/۳/۲۷ شورای پژوهشی دانشگاه اصفهان.

رامشت، محمدحسین؛ بیرامعلی گیوی، فرشته (۱۳۹۳) نقش تغییرات اقلیمی فاز اقل در تحول ژئومورفولوژیکی حوضه کرج. مجله پژوهش‌های کمی ژئومورفولوژی. انجمن ایرانی ژئومورفولوژی، ۳، ۱، صص ۱۹-۱.

رامشت، محمدحسین؛ شوشتری‌زاده، نجمه (۱۳۸۶) آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. پروفیسور محمدحسین پاپلی یزدی، ۱۹، ۷۳، صص ۱۳۲-۱۱۹.

رامشت، محمدحسین؛ کاظمی، محمدمهدی (۱۳۸۶) آثار یخچالی در حوضه اقلید فارس، رشد آموزش جغرافیا. وزارت آموزش و پرورش، ۲۱، ۷۹، صص ۱۱-۳.

رامشت، محمدحسین؛ ناسخیان، حوریه؛ اوانی، نازی (۱۳۸۸) «آثار فعالیت‌های یخچالی در منطقه قمصر و نقش آن در ایجاد کانون‌های بیلاقی و تفریحی». نمایشگاه سامانه اطلاعات مکانی GIS. وزارت نیرو، (سازمان نقشه برداری، ۱۳۸۸/۱۰/۱۶). [online]. [۱۳۹۴].

- Iturrizaga, L. (2002). Lateroglacial valleys and landforms in the Karakoram Mountains (Pakistan), *Geojornal*, N54, Pp: 397-428.
- Montgomery D. R. (2002). Valley formation by fluvial and glacial erosion, *Geology*; v. 30; no. 11; Pp: 1047-1050.
- Nash, D. (1994). Dugicurst development and valley evolution, *Earth surface processes and landforms*.11:7001-117.
- Ohmori, H. (1996) Morphological characteristics of longitudinal profiles of rivers in the South Island, New Zealand. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, 28, 1-23.
- Radoane, M; Radone, N; Dan, D. (2003). Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*. 50: 293-306.
- Redondo Vega. j. M., González J. S., (2013) Glacial Geomorphology and Ynamicics IN Cardano Valley, Palencia (Cantabrian Mountains), *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles N.º 62*, Pp; 463-465.
- Sant, Dhananjay. A; Karant, Vadodara, R; (1993). Drainage evolution of the lower Naramada vally, western India. *Geomorphology*. 8: 221-244.
- Snyder, Noah. P; Whipple. KELIN. X; Tucker. Gregory. E; Merritts, Dorothy. J. (2003). Channel response to tectonic forcing field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, Northern California. *Geomorphology*. 53: 97-127.
- Stahr, A; Langenscheidt, E. (2015). *Landforms of High Mountains*, Springer Heidelberg New York Dordrecht London.
- Tipping, R. (1994). fluvial chronology and valley floor evolution of the upper Bowmontalley, Borders region, Scotland. *Earth surface processes and landforms*.19:641-657.
- Wallerstein. N P; Thorne, C. R. (2004). Influence of large woody debris on morphological evolution of incised. *Geomorphology*.51: 53-73.
- Zelilidis, A. (2000). Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*. 35: 69-85.
- معیری مسعود؛ رامشت، محمدحسین؛ تقوایی، مسعود؛ تقی‌زاده، محمدمهدی (۱۳۸۸) مواریث یخچالی در حوضه صفاشهر- استان فارس، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان علوم انسانی. دانشگاه اصفهان، جلد ۱، ۴، ۳۲، صص ۱۰۹-۱۳۰.
- میراحمدی، ابوالقاسم؛ مقصودی، اکبر؛ احمدی، طیبه (۱۳۹۰) بررسی آثار یخچالی کواترنری و تأثیر آن بر عدم‌شکل‌گیری مدنیت و سکونتگاه دائم شهری در دشت آسپاس، مطالعات و پژوهش‌های شهری و منطقه‌ای. معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان، ۳، ۱۰، صص ۸۰-۶۱.
- نعمت‌الهی، فاطمه. (۱۳۸۲). آثار یخچالی حوضه آبی نمدان فارس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف‌آباد، گروه جغرافیا.
- نگارش، حسین. (۱۳۹۰). ژئومورفولوژی ساختمانی و دینامیک. زاهدان: دانشگاه سیستان و بلوچستان. چاپ اول.
- نوجوان، محمدرضا؛ میرحسینی، ابوالقاسم؛ رامشت، محمدحسین (۱۳۸۸) ژئوتوپ‌های یزد و جاذبه‌های آن، جغرافیا و توسعه. دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۷، ۱۳، صفحات ۶۰-۴۷.
- یمانی، مجتبی (۱۳۸۶) ژئومورفولوژی یخچال‌های زردکوه، بررسی اشکال ژئومورفولوژیک و حدود گسترش آن‌ها. پژوهش‌های جغرافیایی. موسسه جغرافیا دانشگاه تهران، ۳۹، ۵۹، صص ۱۳۹-۱۲۵.
- یمانی، مجتبی؛ جداری عیوضی، جمشید؛ گواربی، ابوالقاسم (۱۳۸۶) شواهد ژئومورفولوژیکی مرزهای یخچال در دامنه‌های کرکس، فصلنامه مدرس علوم انسانی برنامه‌ریزی و آمایش فضا. دانشگاه تربیت مدرس، ۱۱، ۷۰، صص ۲۲۸-۲۰۷.
- یمانی، مجتبی؛ زمانی، حمزه (۱۳۸۶) بازیابی حدود مرز برف دره شهرستانک در آخرین دوره یخچالی، نشریه علمی- پژوهشی انجمن جغرافیایی ایران. انجمن جغرافیایی ایران، ۵، ۱۳، صص ۱۱۷-۹۹.
- یمانی، مجتبی؛ شمسی‌پور، علی‌اکبر؛ جعفری، مریم (۱۳۹۰) بازسازی برف مرزهای پلیوستوسن در حوضه جاجرود، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. موسسه جغرافیا دانشگاه تهران، ۴۳، ۷۶، صص ۵۰-۳۵.
- Gilbert, GK. (1877). *Geology of the Henry Mountains*. Government Printing Office, Washington, p 160.
- Gustavsson, M. (2005). Development of a detailed geomorphological mapping system and geo database in Sweden, licentiate thesis, supervised by else kolstrup and arir c. seijmonsbergen.

