دوفصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره۸، شماره ۲ و ۱، بهار و تابستان ۱۴۰۱

ص ۳۶ تا ۵۵

تبیین موقعیت زمین‌ساختی–فرسایشی بلندی‌های البرز شرقی واقع در شمال پلایای دامغان در طی کواترنری

فاطمه کیارستمی*؛ دکتری مخاطرات ژئومورفولوژیک، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

مجتبی یمانی؛ استاد ژئومورفولوژی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

ابوالقاسم گورابی ؛ دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

سیدمحمد زمان‌زاده؛ دانشیار زمین‌شناسی، دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

محمدرضا قاسمی؛ استاد زمین‌شناسی، پژوهشکدهٔ علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۲۰

چکیده

ارتفاعات البرز شرقی واقع در شمال پلایای دامغان، به سبب وجود گسل‌های متعدد همچون گسل آستانه، دامغان، تزره و عطاری جزء نواحی فعال زمین‌ساختی ایران به شمار می‌رود. هدف اصلی در این پژوهش شناسایی تغییرات زمین‌ساختی و فرسایشی این بخش از ارتفاعات البرز و نواحی اطراف آن شامل پلایای دامغان در قالب پیدایش محورهای فرایش و فرورفتگی در طی کواترنری می‌باشد که منجر به شکل‌گیری لندفرم‌های متعددی شده‌است. در این راستا، از روش تحلیل و بررسی نقشه های همپایه و تفریقی برمبنای ناهنجاری‌های ایجاد شده در رده‌های آبراهه‌ای متأثر از فرایندهای فرایشی و فرسایشی فعال در کواترنری استفاده به عمل آمد. بررسی‌های انجام‌شده بر روی منطقه مورد مطالعه نشان‌می‌دهد که دو عامل زمین‌ساخت فعال و سنگ‌شناسی بر روی ساختارهای مورفولوژیک و لندفرم‌های منطقه تأثیر بسیار زیادی دارند. نتایج نشان می‌دهد که گسل‌های منطقه در طی کواترنری فعال بوده و با سازوکارهای متفاوت رانده و امتدادلغز که در برخی نواحی دارای جایگاه‌های تراکششی و ترافشارشی نیز بوده‌اند، مجموعه‌ای از لندفرم‌های فرایش‌یافته یا فروافتاده را در ناحیه دامغان به وجود آورده‌اند. برخی از این لندفرم‌ها نشانگر عدم تطابق ساختاری البرز متأثر از فعالیت گسل‌های ناحیه در ارتباط با عامل مهم سنگ‌شناسی می‌باشند.

کلیدواژه‌ها: لندفرم، گسل ،نقشه همپایه، نقشه تفریقی،دامغان.

رایانامهٔ نویسندهٔ مسئول: kiaroostami@ut.ac.ir

مقدمه

ارتفاعات البرز در شمال فلات ایران، یک ناحیه فعال زمین‌ساختی است که دارای گسل‌های متعددی می باشد(بولین[1]،۱۹۹۱ و سوسلی[2]، ۱۹۷۶). این ساختارهای گسلی دارای سازوکارهای متفاوت رورانده، معکوس، عادی و امتدادلغز هستند که توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌های متفاوت از بزرگای کم و متوسط (۴<) تا بزرگای زیاد (۴>) را دارا می‌باشند. زمین‌لرزه‌های مخرب بسیاری از دوران قدیم تا کنون در این ناحیه رخ داده‌است مانند زلزله۸۵۶ میلادی قومس، زلزله ۱۳۶۹ رودبار و زلزله ۱۳۸۳ بلده که منجر به خسارات مالی و جانی فراوانی شده‌است (جاوید فخر و احمدیان،۲۰۱۸؛ تاتار و همکاران،۲۰۰۷). بخش شرقی البرز به لحاظ فعالیت‌های زمین‌ساختی وضعیت حساس‌تری را نسبت به بخش غربی داراست(زمانی و آق آتابای، ۲۰۰۹). ارتفاعات دامغان در شمال پلایای دامغان از دیرباز به جهت وجود گسل‌های متعدد و فعال که در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی شکل گرفته‌اند و هنوز به فعالیت خود ادامه می‌دهند توسط محققان زیادی در قالب مقالات علمی و پژوهشی، پایان‌نامه‌های کارشناسی‌ارشد و دکتری مورد توجه قرار گرفته‌است. بربریان[3] و همکاران (۱۹۹۶) و بربریان (۱۹۷۶) به مطالعه گسل‌های فعال این منطقه پرداختند و به وجود چندین سطح از گسل‌های کواترنری فعال در منطقه اشاره نمودند. همچنین با توجه به قرارگیری کانون‌های زلزله در امتداد گسل عطاری در منطقهٔ دامغان به این نکته اشاره کردند که هرچند این گسل قبل از دوران کواترنری به وجود آمده اما همچنان فعالیت خود را ادامه می‌دهد و نقش مهمی در ساختار زمین‌ساختی ناحیه ایفا می‌نماید. قاسمی (۱۳۶۹) چینه‌نگاری و ساختمان بخش شمال غربی ناحیه چهارده در شمال دامغان را مطالعه کرده و به حضور گسل‌ها و ورقه‌های رورانده در مطالعات خود اشاره کرده‌است. امیدی (۱۳۸۰) تغییرات ساختاری در این پهنه از البرز را از سمت شمال به گسل راستالغز چپ‌گرد آستانه و از سمت جنوب به گسل عطاری محدود می‌داند و آن را حاصل یک سیتم برشی همگرای چپ‌گرد با روند N60E در بخش جنوبی البرز شرقی دانسته و تشکیل آن را نتیجه تنش‌های حاصل از حرکت رو به شمال–شمال‌خاوری عربستان می‌داند. محمد نژاد آروق (۱۳۹۰) در مطالعات خود بر روی نقش گسل‌های فعال ناحیه دامغان و گرمسار به این نکته اشاره کرده‌است که فعالیت‌های زمین‌ساختی گسل‌های منطقه در طی زمان منجر به تغییر مسیر کانال اصلی مخروط‌افکنه‌ها، جابه‌جایی موقعیت رسوبگذاری مخروط‌افکنه‌ها، تأثیر بر شبکه زهکشی سطحی و همچنین بالاآمدن رسوبات نئوژن در راستای پیشانی کوهستان البرز شده است و موجب گردیده تا رسوبات مخروط‌افکنه‌ها به صورت تراس‌هایی در رسوبات نئوژن مشاهده شوند. هالینگزورث[4] و همکاران (۲۰۱۰) به بررسی فعالیت گسل‌های منطقه به ویژه گسل آستانه پرداخته و به این نتیجه رسیدند که این گسل در طی رخداد لرزه‌ای ۸۵۶ میلادی قومس دچار گسیختگی شده‌است. پوررمضانی و برزوئی (۲۰۱۷) نیز به تاثیرگذاری فعالیت گسل‌ها در ناحیه شاهرود و بسطام بر روی رسوبات و تحولات مخروط‌افکنه‌های منطقه اشاره نموده‌اند. ریزا[5] وهمکاران (۲۰۱۱) با استفاده از روش‌های سن‌سنجی لومینسانس نرخ حرکت گسل آستانه در امتداد مخروط‌افکنه‌های اطراف این گسل را به میزان تقریبی ۲میلیمتر در سال محاسبه نموده‌اند.

1 Boulin

2 Süssli

3 Berberian

4 Hollingsworth

5 Rizza

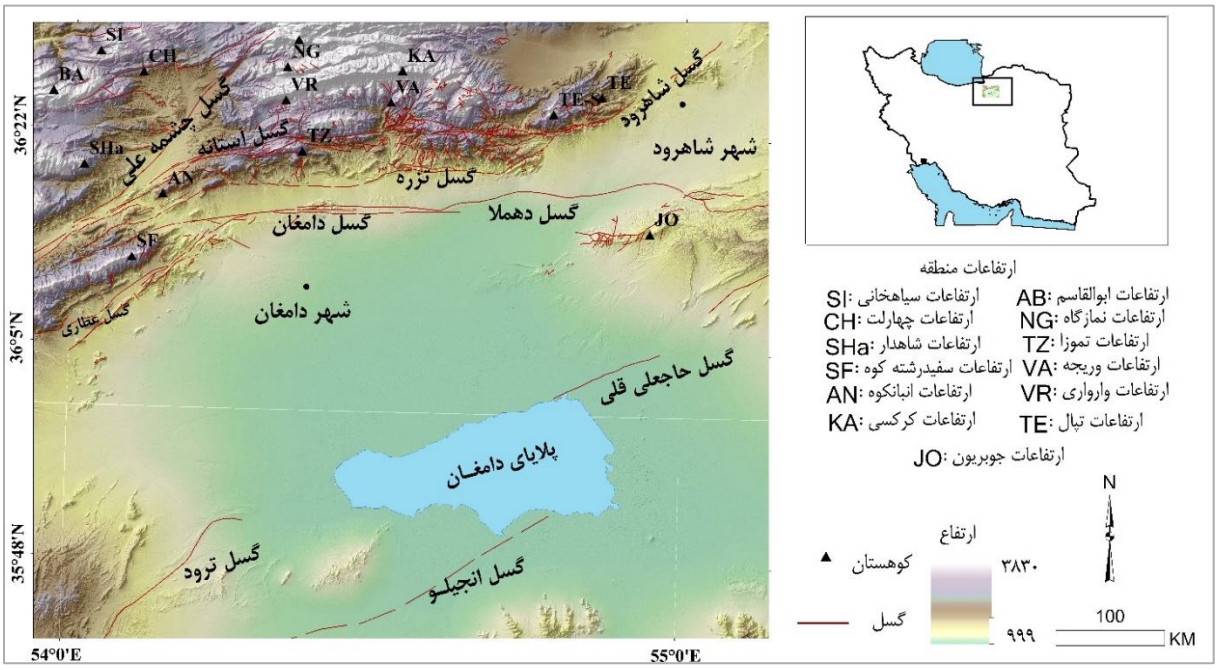
بنابراین فعالیت گسل‌های منطقه در طی زمان توسط پژوهشگران مختلف در حوزه علوم زمین مطالعه و بررسی شده‌است. این گسل‌ها با حرکات آرام و پیش‌رونده که در برخی موارد به شکل رخدادهای شدید لرزه‌ای نمود می‌یابد، سبب تغییر شکل لندفرم‌های ناحیه می گردند. تقابل نیروهای زمین‌ساختی که تمایل به افزایش ارتفاع لندفرم‌ها دارند با نیروهای فرسایشی که متمایل به رودش و برهنه‌سازی لندفرم‌ها هستند را دانش تکتونیک ژئومورفولوژی می‌نامند. این دانش شامل هر دو فرآیندهای زمین‌ساختی و فرسایشی می‌گردد(بوربانک و اندرسون[۱]، ۲۰۰۱؛ هک[۲]،۱۹۶۰؛ هورتون[۳]، ۱۹۵۲؛ کلینگر[۴]،۲۰۰۹). برای نشان دادن چنین تقابلی در لندفرم‌ها، ما نیاز به مطالعهٔ آن دسته از اشکال داریم که نسبت به هر دو فرآیندهای زمین‌ساختی و فرسایشی حساس باشند. مسلماً رودخانه‌ها جزء چنین لندفرم‌هایی هستند، زیرا هر رودخانه ویژگی‌های خاص خودش را دارد که تغییرات آن نشان‌دهنده تأثیرپذیری‌اش نسبت به تغییرات زمین‌ساختی و اقلیمی از ابتدای کواترنری تا به حال می‌باشد. این حساسیت رودخانه‌ها نسبت به رخدادهای زمین‌ساختی و فرسایشی، ابزار مهمی برای شناسایی نواحی مختلف به لحاظ وضعیت های فرایشی و فرسایشی است که در آن مکان‌ها در حال رخ دادن است(هولبروک و شوم،[۵] ۱۹۹۹؛ لاگیو و دیوی[۶]، ۲۰۰۳؛ اشنایدر و ویپل[۷]، ۲۰۰۰؛ ویپل و همکاران، ۲۰۰۷؛ ویکرت و شیلگن[۸]، ۲۰۱۹).

هدف اصلی در این پژوهش شناسایی تغییرات زمین‌ساختی و فرسایشی این بخش از ارتفاعات البرز و نواحی اطراف آن شامل پلایای دامغان در قالب پیدایش محورهای فرایش و فرورفتگی در طی کواترنری می‌باشد که منجر به شکل‌گیری لندفرم‌هایی شده است که متأثر از فعالیت گسل‌ها تغییر و تحول پیدا کرده‌اند. همچنین با توجه به حساسیت شبکه‌های زهکشی نسبت به تغییرات زمین‌ساختی و فرسایشی از روش تولید و تحلیل نقشه‌های همپایه[۹] و تفریقی [۱۰]مبتنی بر رده‌های آبراهه‌ای متفاوت و ویژگی ارتفاعی هر رده بهره‌برداری می گردد. تهیهٔ این نقشه‌ها یک ابزار مناسب برای شناسایی الگوهای فرایشی و فرسایشی حاکم بر ساختارها در این ناحیه است که در نهایت سبب شکل‌گیری لندفرم‌های متفاوت می‌گردد. این نقشه‌ها بر اساس این فرضیه تولید می‌شوند که فرآیندهای زمین‌ساختی فعال و فرسایشی به شدت بر روی رده‌بندی آبراهه‌ها مؤثر هستند؛ زیرا آبراهه‌های با رده یکسان استراهلری تحت‌تأثیر رخدادهای زمین‌شناسی برابر تشکیل شده‌اند و به احتمال زیاد رده‌های مشابه سن یکسانی دارند(گلتز و روزنتال[۱۱]،۱۹۹۳؛ استراهلر[۱۲]، ۱۹۵۲).

1 Burbank and Anderson
2 Hack
3 Horton
4 Klinger
5 Holbrook and Schumm
6 Lague and Davy
7 Snyder and Whipple
8 Wickert and Schildgen
9 Isobase
10 Differential
11 Golts and Rosenthal
12 Strahler

منطقه مورد مطالعه

ارتفاعات دامغان (۳۸۳۰-۹۹۹ متر) بخشی از کمربند کوهستانی البرز شرقی است که در شمال فلات ایران قرارگرفته است. بخش‌های کوهستانی این منطقه به واسطه فعالیت گسل‌های متعدد نسبت به نواحی فروافتادهٔ اطراف، مانند حوضه کاسپین و ایران‌مرکزی دچار برخاستگی شده‌است (هالینگزورث و همکاران،۲۰۱۰؛ آلن و همکاران،۲۰۰۴ ورنانت و همکاران،۲۰۰۴؛ جاویدفخر و احمدیان،۲۰۱۸؛ جکسون و همکاران ۲۰۰۲). گسل‌هایی چون آستانه، دامغان، شاهرود، تزره، چشمه‌علی و ده‌ملا از جمله گسل‌های فعال این ناحیه هستند که در سراسر منطقه گسترده شده‌اند (شکل۱). به لحاظ ساختار سنگ‌شناسی، ارتفاعات کوهستانی منطقه عمدتاً از سنگ‌های مقاوم صخره‌ساز شامل دولومیت، سنگ آهک ضخیم لایه همراه با چرت و بازالت و آندزیت دوره‌های پیشین مربوط به ژوراسیک، کرتاسه و دونین پوشیده‌شده‌اند. اما قسمت‌های جنوبی، محل شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌های پوشیده از رسوبات شیل، گنگلومرا، ماسه‌سنگ، ژیپس و مارن دوران نئوژن و کواترنری است (علوی و صالحی‌راد، ۱۳۵۴ ؛ وزیری و مجیدی فرد، ۱۳۸۰). منطقه مورد مطالعه در جنوب ارتفاعات البرز و در مجاورت بخش خشک داخلی فلات ایران قرارگرفته‌است (علیجانی، ۱۳۸۲). و لذا به دلیل دوری از منابع رطوبتی، ناشی از وجود سد کوهستانی البرز در شمال فلات ایران، دارای اقلیمی خشک و نیمه‌خشک می‌باشد.



شکل۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه واقع در شمال پلایای دامغان.

مواد و روش های تحقیق:

حساسیت شبکه زهکشی آبراهه‌ها نسبت به فرایندهای زمین‌ساختی و تضادهای زمین‌شناسی منجر به ایجاد تغییر و بی‌نظمی در رده‌های آبراهه‌ای[1] می‌شود (شهزاد و گلوئن،۲۰۱۱). نقشه‌های هم‌پایه[2]، از اطلاعات مربوط به رده‌بندی مکانی آبراهه‌ها و اطلاعات ارتفاعی‌شان در محیط استخراج می‌شوند. در واقع این نقشه‌ها بیانگر ارتباط میان الگوی آبراهه‌ها و توپوگرافی چشم‌اندازها هستند. این نقشه‌ها بر اساس این فرضیه تولید می‌شوند که فرایندهای زمین‌ساختی فعال و فرسایشی به شدت بر روی رده‌بندی آبراهه‌ها مؤثر هستند، زیرا آبراهه‌های با رده یکسان استراهلری تحت‌تأثیر رخدادهای زمین‌شناسی برابر تشکیل شده‌اند و به احتمال زیاد رده‌های مشابه، سن یکسانی دارند (گلتز و روزنتال ۱۹۹۳؛ هورتون ،۱۹۴۵؛ استراهلر، ۱۹۵۲، شهزاد و گلوئن ؛۲۰۱۱). در واقع نقشه های هم‌پایه، همان نقشه‌های ارتفاعی هستند که اطلاعات ارتفاعی‌شان تا حدودی ملایم‌تر شده‌است. زیرا تنها در ارتباط با رده‌های آبراهه‌ای ترسیم می‌گردد (گروهمن،۲۰۰۵؛ گروهمن و همکاران،۲۰۱۱). می‌توان گفت اطلاعات ارتفاعی نقشه‌های هم‌پایه، نقاطی را نشان می‌دهد که دارای میزان فرایش یکسانی هستند به ویژه در رابطه با پادگانه‌ها[3] یا خطوط ساحلی، کاربرد زیادی دارند (لورینگتون و همکاران[4]،۲۰۰۲).

امکان تولید نقشه‌های هم‌پایه برای رده‌های متفاوت آبراهه‌ای وجود دارد. رده‌های ابتدایی نسبت به تغییرات زمین‌ساختی حساس‌تر هستند و به واسطه جریان یافتن بر روی درز و شکاف‌های گسلی، نماینده نوزمین‌ساخت[5] در مناطق فعال می‌باشند. اما رده‌های تکامل یافته که در دوره‌های طولانی‌تری شکل‌گرفته‌اند؛ می‌توانند آن دسته از نقشه‌های هم‌پایه را تولید کنند که رخدادهای فرسایشی و زمین‌ساختی مربوط به دوره کواترنری و حتی پلیستوسن[6] را در خود منعکس می‌سازند. هر چه رده‌های مورد استفاده در تهیه نقشه‌های هم‌پایه تکامل‌یافته‌تر باشد؛ رخدادهای فرسایشی و زمین‌ساختی قدیمی‌تری را نمایش می‌دهد. اگر اختلاف این نقشه‌ها را با توپوگرافی امروزی در نظر بگیریم، می‌توانیم جایگاه زمین‌ساختی نواحی مختلف را به لحاظ فرایش و فرسایش تحلیل نماییم (راکوزکی و همکاران[7]،۱۹۸۴). اندرو در سال۱۹۷۰، راکوزکی در سال ۱۹۸۴ و لورینگتون در سال ۲۰۰۲ از جمله اولین افرادی بودند که از این نقشه‌های هم‌پایه برای تحلیل تغییرات ارتفاعی و فرسایشی مناطق بهره‌بردند. با این تفاوت که دیدگاه راکوزکی عمدتاً زمین‌ساخت و تغییرات مرتبط با آن بود؛ درصورتی که دیدگاه اندرو[8] و لورینگتون مبتنی بر تغییرات فرایشی و ارتفاعی زمین متأثر از ذوب یخچال‌های طبیعی در نزدیکی قطب و سپر کانادا و تغییرات ایزوستاتیکی ناشی از آن بود. به این نقشه‌ها که از اختلاف ارتفاع نقشه‌های هم‌پایه تکامل‌یافته و نقشه ارتفاعی امروزی یک منطقه به دست می‌آیند در اصطلاح نقشه تفریقی[9] گفته می‌شود.

---

1 Stream Order

2 Isobase

3 Terrace

4 Leverington et al

5 Neotectonic

6 Pleistocene

7 Rączkowski etal

8 Andrew

9 Differential Map

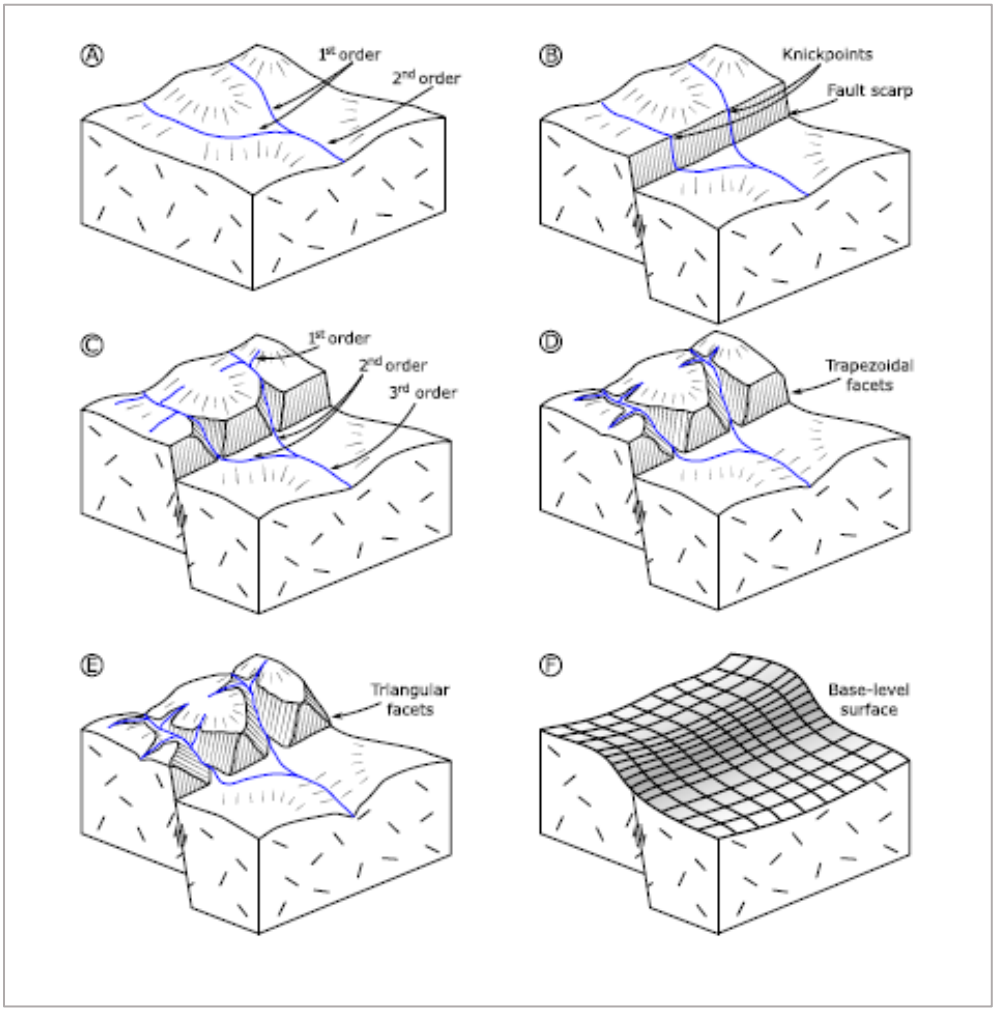
رابطه شماره۱:

$$\mathbf{DF = Present\ day\ topography - 4th\ order\ isobase\ map}$$

علت تهیه نقشه هم‌پایه رده‌های ۲ و ۳ آبراهه‌ای، تأثیرپذیری این رده‌ها نسبت به تغییرات زمین‌ساختی بیش از رده‌های تکامل یافته‌تر بود. زیرا هر چه رده تکامل یافته‌تر باشد به واسطه قدرت فرسایشی بالای آبراههٔ تکامل‌یافته، قادر است فرایش‌های اخیر ناشی از حرکات گسل را در خود محو نماید. همچنین هدف دیگر ما در این بخش از پژوهش، شناسایی نواحی فعال زمین‌ساختی و فرسایشی در منطقه و تهیه نقشه تفریقی است که رده‌های تکامل‌یافته آبراهه‌ای به عنوان نمایندهٔ تحولات گذشته آبراهه‌ها برای تهیه آن، مورد استفاده قرار خواهندگرفت. در رابطه با رده‌های یک آبراهه‌ای، گروهمن در سال ۲۰۰۵ معتقد است که این رده‌ها بسیار جوان هستند و ممکن است چهره زمین‌ساختی منطقه را مخدوش سازند. برای مثال وجود آبراهه ردهٔ یک جوان در سطح یک پرتگاه می‌تواند نشانه های وجود پرتگاه در نقشه را از بین ببرد (شکل ۲). بنابراین در هنگام ساخت نقشه، رده‌های یک به عنوان خطا یا نویز نادیده گرفته‌شده‌است (امینه و القرادی ۲۰۱۷؛ گروهمن،۲۰۰۵؛ گروهمن و همکاران،۲۰۱۱؛ اسلاما و همکاران؛۲۰۱۵).

در جهت توضیح بیشتر در رابطه با این روش، منطقه‌ای را در نظر بگیرید که گسل‌های فعال متعددی در آن قرار دارند، حرکت این گسل‌ها منجر به وارد آوردن تنش به سنگ‌های ناحیه می‌شود؛ نتیجهٔ تنش وارده، ایجاد درزه‌ها و شکستگی‌های زمین‌ساختی است. آبراهه‌های رده اولیه عمدتاً در امتداد سطوح ضعف از جمله همین درزه‌ها و ترک‌ها جریان می‌یابند. قدرت فرسایشی این آبراهه‌ها به واسطه دبی و قدرت کم رده‌های اولیه، زیاد نیست و اگر منطقه به لحاظ سنگ‌شناسی مقاوم نیز باشد؛ انجام عمل فرسایش با کندی بیشتری صورت می‌گیرد. بنابراین نقشه‌های هم‌پایه برگرفته شده از رده‌های اولیه شامل رده‌های ۱ تا ۳ آبراهه‌ای، عمدتاً نماینده نوزمین‌ساخت در قالب توسعه و گسترش درزه‌ها و حساسیت بیشتر به تغییرات گسلی و همچنین سنگ‌شناسی مقاوم‌اند. رودهای تکامل‌یافته مدت زمان بیشتری را صرف توسعه و تحول خود کرده‌اند و با گذشتن از لندفرم‌های گوناگون از شرایط توپوگرافیک و سنگ‌شناسی آن لندفرم تأثیر پذیرفته‌اند. ناهمواری‌های اولیه یک منطقه خود متأثر از زمین‌ساخت و فرایندهای درونی است. آبراهه‌ها قادرند تمامی این ویژگی‌ها را در بستر خود حفظ نمایند. خطوط هم‌پایه الگوی رخدادهای فرسایشی و زمین‌ساختی فعال در نواحی را آشکار می‌سازد. این رخدادها بر تغییرات توپوگرافیک چشم اندازها تأثیر می‌گذارند و این تغییر توپوگرافی، مستقیماً بر روی رده‌های آبراهه‌ای در ارتفاعات مختلف تأثیر خواهد داشت (امینه و القرادی، ۲۰۱۷). ما می‌توانیم این رابطه را به صورت معکوس مورد بررسی قرار دهیم. در واقع از طریق بررسی الگوی رودهای تکامل‌یافته به وضعیت توپوگرافی گذشته ناحیه پی ببریم. زیرا در نهایت الگوهای فرسایشی و زمین‌ساختی گذشته بوده‌اند که با تغییر در توپوگرافی چشم‌اندازها و با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی منطقه، این الگوهای آبراهه‌ای را تغییر و تحول بخشیده‌اند و آبراهه‌های تکامل‌یافته را به شکل امروزی در آورده‌اند. بنابراین مطالعه و بررسی آبراهه‌ها در مورد ویژگی‌های توپوگرافیک ناحیه در گذشته که خود نتیجه الگوهای زمین‌ساختی و فرسایشی است؛ به ما اطلاعات می‌دهد. باکمک این نقشه‌ها می‌توانیم موقعیت مناطق مختلف را به لحاظ بالاآمدگی یا فرونشست تشخیص دهیم. زیرا این فرآیندها رشد توپوگرافی یا تخریب آن را کنترل می‌نمایند

(کلر و پینتر[1]،۱۹۹۶). این تغییرات می‌تواند حتی رخدادهای زمین‌ساختی را نیز که موجب ناهنجاری لندفرم‌ها شده‌است را شناسایی نماید (اسلاما و همکاران،۲۰۱۵).



شکل ۲: تصویر شماتیک از تحول یک پرتگاه گسلی برگرفته شده از مقاله گروهمن (۲۰۰۵). در این تصویر به خوبی نشان داده شده‌است که چگونه رده‌های یک آبراهه‌ها می‌توانند منجر به خطا در نقشه برای تشخیص لندفرم‌های زمین-ساختی شوند. بعد از جریان یافتن رده‌های یک، پرتگاه گسل به صورت وجوه ذوزنقه‌ای شکل تقسیم‌بندی می‌شود که به مرور زمان به صورت مثلثی شکل در می‌آید و به شکل پیشرونده‌ای دچار فرسایش می‌گردد تا جایی که مورفولوژی اصلی قابل شناسایی نیست. اما یک نقشه هم‌پایه ساخته شده از رده‌های دوم و سوم آبراهه‌ای تصویر منعطف‌تری در رابطه با نواحی گسل‌خورده به ما نشان می‌دهد.

در این پژوهش اطلاعات ارتفاعی نقشهٔ رقومی ارتفاع (DEM) با قدرت تفکیک ۱۲/۵ متر برگرفته شده از ماهوارهٔ آلوس‌پالسار به عنوان منبع اطلاعات ارتفاعی و هیدرولوژیکی منطقه مورد استفاده قرار گرفت. این تصاویر با قدرت تفکیک مناسبی که دارند؛ امکان تحلیل‌های ژئومورفولوژیک از لندفرم‌های ناحیه را می‌دهند. در این پژوهش

1 Keller & Pinter

اطلاعات ارتفاعی، اطلاعات مربوط به رده‌های آبراهه‌ای منطقه (رده یکم تا هشتم) و نقاط ارتفاعی هر رده در نرم‌افزار ArcGIS استخراج و در فرمت Shp ذخیره شد. به منظور تبدیل نقاط تقاطعی برگرفته شده از مکان‌هایی که در آن رده‌های یکسان آبراهه‌ای، ارتفاعات یکسان را قطع کرده‌اند؛ به نقشه رستری حاوی ارزش (نقشه هم‌پایه) از روش درون‌یابی spline استفاده به عمل آمد. روش spline روشی مناسب برای نشان دادن تغییرات تدریجی ارزش‌ها است و عمدتاً در تهیه نقشه‌های ارتفاعی کاربرد دارد. نقشه‌های هم‌پایه نیز برگرفته شده از اطلاعات ارتفاعی رده‌های آبراهه‌ای مورد بررسی می‌باشند؛ بنابراین مطابق نظر سایر پژوهشگران (گروهمن و همکاران[1]،۲۰۱۱؛ میتسوا [2]و هوفیرکا، ۱۹۹۳؛ اسلاما و همکاران[3]،۲۰۱۵)، در این پژوهش نیز از روش درون‌یابی spline به منظور تهیه نقشه هم‌پایه استفاده به عمل آمد.

یافته‌های پژوهش

نقشه هم‌پایه رده‌های دوم و سوم آبراهه‌ای

بررسی نقشه هم‌پایه رده‌های اولیه منطقه مورد مطالعه واقع در شمال پلایای دامغان نشان می‌دهد بیشترین ارزش‌های مربوط به نقشه، در غرب و شمال منطقه به چشم می‌خورد. این نواحی مبتنی بر ساختارهای کوهستانی می‌باشند. مقادیر بالای ارزش‌های نقشه هم‌پایه در این نواحی بیانگر این است که بخش‌های شمالی و غربی متأثر از فعالیت‌های نوزمین‌ساختی و توسعه درزه‌ها و شکاف‌های گسلی، رده‌های ابتدایی بیشتری را به خود اختصاص داده‌اند. زیرا اغلب این رده‌های ابتدایی در امتداد این سطوج ضعف شکل گرفته و توسعه می‌یابند. سنگ‌شناسی مقاوم ناحیه نیز مانع از تکامل این رده‌های ابتدائی شده‌است. بیشترین مقدار این ارزش‌ها به میزان (۳۸۳۰-۲۳۱۲ متر) است (شکل۳ بخش a). تمامی این ساختارها متأثر از زمین‌ساخت فعال منطقه با جایگاه‌های فشارشی تغییر و تحول پیدا کرده و به لحاظ ساختارهای سنگ‌شناسی، عمدتاً متشکل از سنگ‌های آهک ضخیم‌لایه و دولومیت چرت‌دار هستند که در آب و هوای خشک منطقه، نیمرخ‌های صخره‌ساز را تشکیل می‌دهند. ارتفاعات کرکسی و واروار (VR, KA) متأثر از فعالیت ترافشارشی گسل آستانه به صورت یک خم گرفتاری[4] در سیستم گسلی البرز شرقی در ناحیه دامغان سربرآورده‌اند. ارتفاعات سیاه‌خانی (SI)، سفیدرشته (SF)، شاهدار (SHa) و انبانکوه (AN) متأثر از سازوکار راندگی گسل‌های منطقه، به صورت مجموعه‌ای از ورقه‌های رورانده[5] با ضخامت کم، توالی چینه‌ای البرز را در خود جای می‌دهند. سوی حرکت راندگی‌ها در این ناحیه به سمت جنوب است. با جوان شدن توالی‌های رسوبی به سمت جنوب، ناحیه هندسه‌ای از دوپلکس های هینترلندی را در شمال و دوپلکسی از حوضه‌های پیش‌بومی[6] را در جنوب ناحیه نشان می‌دهد (رحیمی،۱۳۸۵). این امر تأثیر زمین‌ساخت فعال و سنگشناسی مقاوم را در افزایش ارزش نقشه‌های هم‌پایه رده دوم و سوم به عنوان دو عامل مهم کنترل کننده توپوگرافی ناحیه نشان می‌دهد.

1 Grohmann etal

2 Mitášová and Hofierka

3 Slama et al

4 Restraining Bend

5 Nappe

6 Foreland

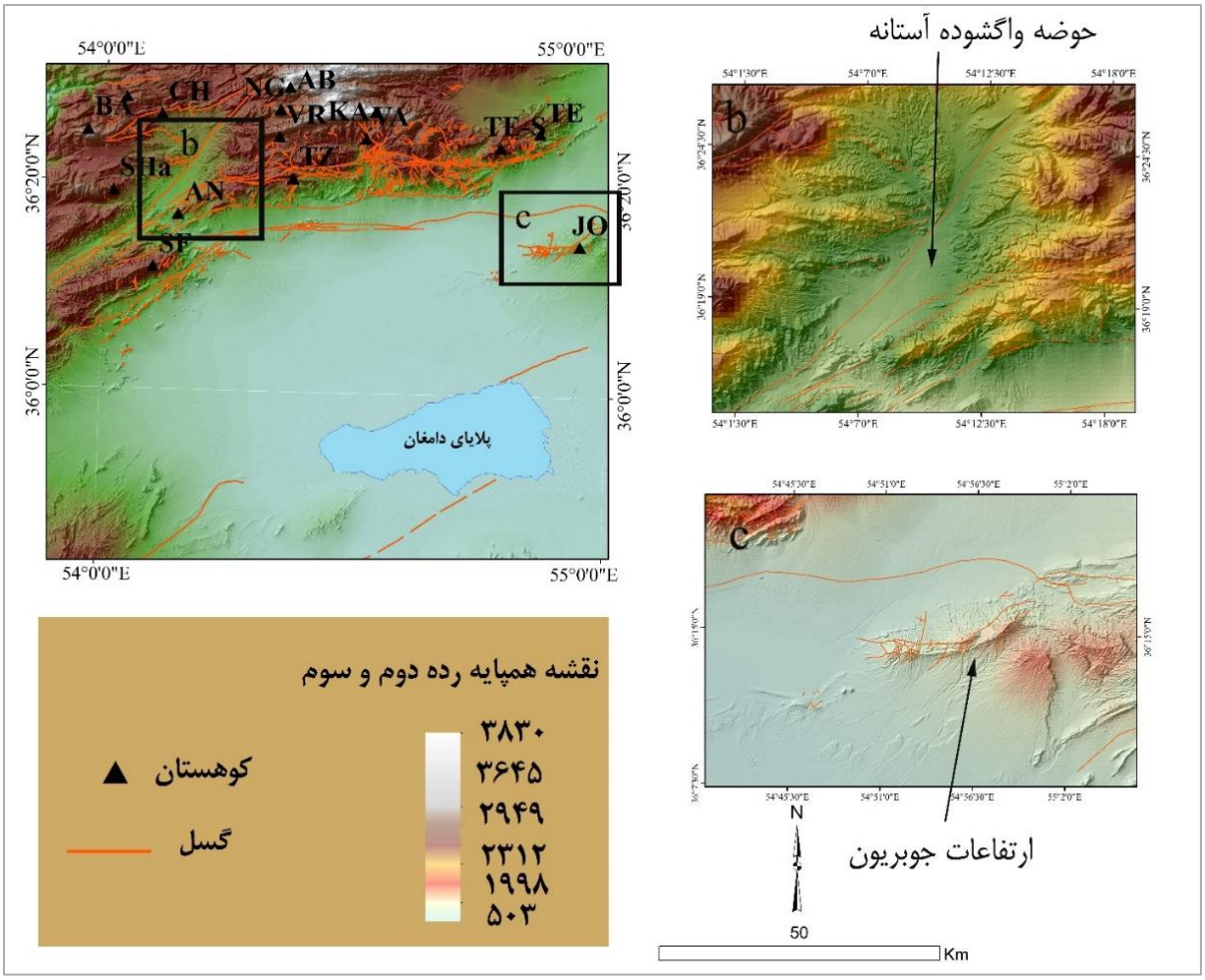
در واقع نواحی که مقادیر بالایی از ارزش‌های مربوط به نقشه‌های هم‌پایه و فواصل بسیار کم میان منحنی‌های هم‌پایه را به خود اختصاص می‌دهند(شکل۴)، با ساختارهای مورفولوژیکی مرتبط با فعالیت‌های زمین‌ساختی فعال در ارتباط هستند. ساختارهای متضاد در نقشه هم‌پایه در نواحی که کمترین میزان ارزش‌ها را به خود اختصاص می‌دهند؛ شامل ساختارهای فروافتاده از جمله حوضه‌های واگشوده[1] آستانه و بخش‌های جنوبی ناحیه می‌باشد. در این نواحی به شکل کاملاً مشهودی غلبهٔ سازوکارهای فرسایشی قابل توجه است. این تغییر ارزش‌ها ارتباط متقابل میان فرآیندهای زمین‌ساختی، سنگ‌شناسی نامقاوم و مورفولوژی امروزی نواحی را نشان می‌دهد. در این ساختارها، رده‌های ابتدایی آبراهه‌ها تأثیر چندانی در مورفولوژی چنین اشکالی ندارند و لذا ارزش نقشه‌های هم‌پایه رده‌های ابتدایی در این نواحی کمترین مقادیر را به خود اختصاص داده‌اند. از جمله این مناطق، حوضه واگشوده آستانه است؛ این حوضه متأثر از جایگاه تراکششی گسل چپ‌لغز آستانه به صورت یک حوضه فرونشسته درآمده‌است؛ به لحاظ سنگ‌شناسی پوشیده از رسوبات نامقاوم کواترنری است و رود به راحتی در میان رسوبات مسیر خود را حفرکرده و تکامل یافته‌است (شکل ۳ قسمت b). در جنوب منطقه رسوبات جوان کواترنری، مجموعه‌ای از مخروط‌افکنه‌های آبرفتی را ایجاد کرده‌اند که رودهای سطح آن‌ها در نهایت به پلایای دامغان می‌ریزند. این رودها نیز در میان رسوبات سست و جوان کواترنری به راحتی توسعه پیدا کرده و تحت‌تأثیر رخدادهای زمین‌ساختی نیز رده‌های اولیه ایجاد شده در سطح آن‌ها به راحتی مسیر خود را حفر کرده و تکامل می‌یابند؛ لذا در این نواحی ارزش نقشه‌های هم‌پایه کم بوده و فاصله میان خطوط هم‌پایه بسیار زیاد است. بنابراین زمین‌ساخت فعال در یک ناحیه همیشه منجر به فرایش نشده و گاهی متأثر از سازوکار گسل، منجر به فرونشینی و تشکیل حوضه‌های رسوبی می‌گردد. نمونه آن حوضه واگشوده آستانه است که گسل آستانه در آن به گونه متفاوتی عمل کرده و منجر به فرونشینی کف حوضه شده‌است. از طرفی همانند جنوب منطقه مورد مطالعه نیز در بسیاری موارد سنگ‌شناسی نامقاوم، تأثیر فرایش در قالب گسترش درزها و شکستگی‌های زمین‌ساختی و شکل‌گیری رده‌های ابتدایی و اختصاص ارزش‌های بالای خطوط هم‌پایه را خنثی می‌کند. در واقع این امر نشان می‌دهد که مقادیر بالای مربوط به خطوط هم‌پایه مرتبط با ساختارهایی است که سنگ‌شناسی مقاومی دارند و پتانسیل فرسایشی آن‌ها کم است که اصطلاحاً به آن‌ها ساختارهای ناهموار[2] گفته می‌شود و مقادیر کم مربوط به خطوط هم‌پایه با ساختارهایی از سنگ‌های نه چندان مقاوم با قابلیت فرسایشی بالا مرتبط هستند (شکل۴) . البته در این موارد استثنائاتی نیز وجود دارد که غلبه فرآیندهای زمین‌ساختی را بر عوامل سنگ‌شناسی نشان می‌دهد. اسلاما و همکاران در سال ۲۰۱۵ به نمونه‌ای از چنین تناقضاتی اشاره کرده‌اند. آن‌ها به فرایش ساختارهای تبخیری کرتاسه در قالب نواحی فرایش یافته متأثر از ساختارهای گسلی فعال به صورت مورفولوژی گنبدهای نمکی در ناحیه تارسبورک تونس اشاره کرده‌اند. این منطقه علی‌رغم ساختار سنگ‌شناسی نامقاوم خود به شکل یک گنبد نمکی بالاآمده (کوه جبل الجین) و ارزش‌های زیادی از نقشه‌های هم‌پایه رده‌های اولیه را به خود اختصاص داده‌است. این امر نشان دهنده فرایش این لندفرم تبخیری و افزایش درز و شکاف‌های گسلی در نتیجهٔ تنش حاصل از بالاآمدگی زمین‌ساختی در آن است که منجر به توسعه رده‌های ابتدایی در امتداد این درزه‌ها و شکستگی‌ها شده‌است.

1 Pull apart basin

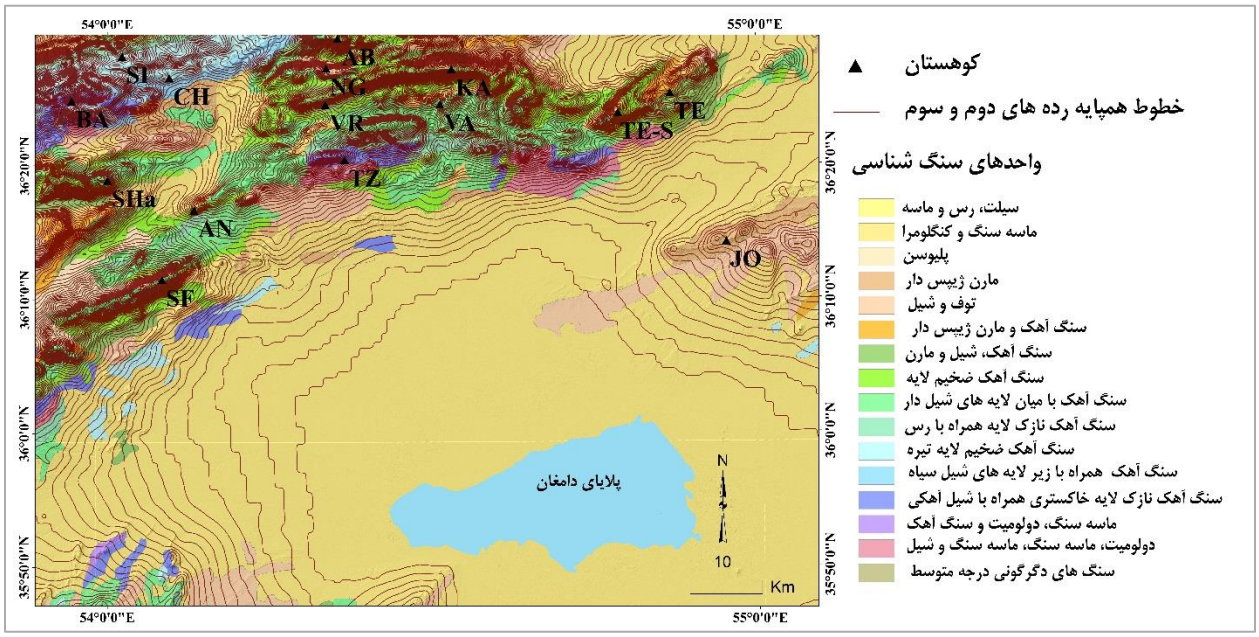
2 Rugged Structure

در ناحیه مورد مطالعه ما در شمال پلایای دامغان نیز چنین حالتی وجود دارد. ارتفاعات جوبریون در جنوب شرقی منطقه متشکل از کنگلومرای سفید نئوژن و مارن ژیپس‌دار قرمز و سبز همراه با میان لایه‌های کربناته ائوسن است. این ساختار نسبت به بخش‌های فروافتاده اطراف خود در میان رسوبات نئوژن و کواترنری به صورت یک برجستگی کوهستانی، مقادیر بالاتری از ارزش‌های خطوط هم‌پایه را به خود اختصاص داده‌است. این امر ناشی از فعالیت زمین‌ساختی گسل‌هایی است که آن را احاطه کرده‌اند. سامانه گسلی دوکوهه با سازوکار فشارشی (امیدی،۱۳۸۰) به عنوان شاخه‌ای از گسل عطاری منجر به فرایش ارتفاعات جوبریون شده‌است (شکل۳ بخش C). در نتیجهٔ فرایش صورت گرفته و توسعه درزه‌ها و شکستگی‌های زمین‌ساختی، رده‌های آبراهه‌ای اولیهٔ بیشتری در سطح این لندفرم نسبت به نواحی فروافتادهٔ اطراف آن شکل گرفته و منجر به افزایش ارزش نقشه همپایه رده‌های ابتدایی در این بخش شده‌است. از این منظر راکوزکی و همکارانش در سال ۱۹۸۴ در طی مطالعه ناحیه کارپاتیانز لهستان از طریق نقشه‌های هم‌پایه به این نتیجه رسیدند که بیشترین مقادیر نقشه‌های هم‌پایه رده‌های ابتدایی مربوط به نواحی است که ضخامت رسوبات کمی دارند و کمترین مقادیر نقشه‌های هم‌پایه مربوط به نواحی است که بیشترین ضخامت رسوبات را در خودجای داده‌اند. علاوه بر این فیلوسو در سال ۱۹۶۰ نیز به این موضوع اشاره کرده که در نواحی فروافتاده بیشترین فواصل میان خطوط هم‌پایه وجود دارد.

از این رهگذر کمترین ارزش نقشه‌های هم‌پایه و بیشترین فواصل میان خطوط هم‌پایه مربوط به نواحی فروافتاده همچون حوضه واگشوده آستانه و نواحی جنوبی منطقه مورد مطالعه خارج از ارتفاعات کوهستانی است. جایی که بیشترین ضخامت رسوبات فرسایش یافته در آن تجمع پیدا کرده‌اند. در مقابل بیشترین مقدار ارزش‌های خطوط هم‌پایه و بیشترین تمرکز آن‌ها مربوط به ارتفاعات کوهستانی متشکل از سنگ‌های مقاومی است که نازک‌ترین ضخامت رسوبات فرسایش یافته را دارا هستند. این امر مرتبط با افزایش شیب ناشی از فرایش‌های زمین‌ساختی در مقابل شکل‌گیری نواحی کم‌شیب و فروافتاده‌ایست که محل تجمع رسوبات فرسایش یافته می‌شوند. از طرفی مورفولوژی فورلندی جنوب منطقه مورد مطالعه، همانطور که در بالا توضیح داده‌شد؛ منجر به نهشته‌گذاری حجم زیادی از رسوبات در این ناحیه شده‌است.



شکل۳: a: **نقشه هم‌پایه رده‌های دوم و سوم آبراهه‌ای در منطقه مورد مطالعه:** b: **حوضه واگشوده آستانه به عنوان یک ناحیه فروافتاده.** C: **ارتفاعات جوبریون در جنوب شرق منطقه؛ فرایش‌یافته در میان رسوبات نئوژن و کواترنری.**



شکل٤: همپوشانی خطوط هم‌پایه رده های ابتدایی بر روی نقشه سنگ‌شناسی منطقه.

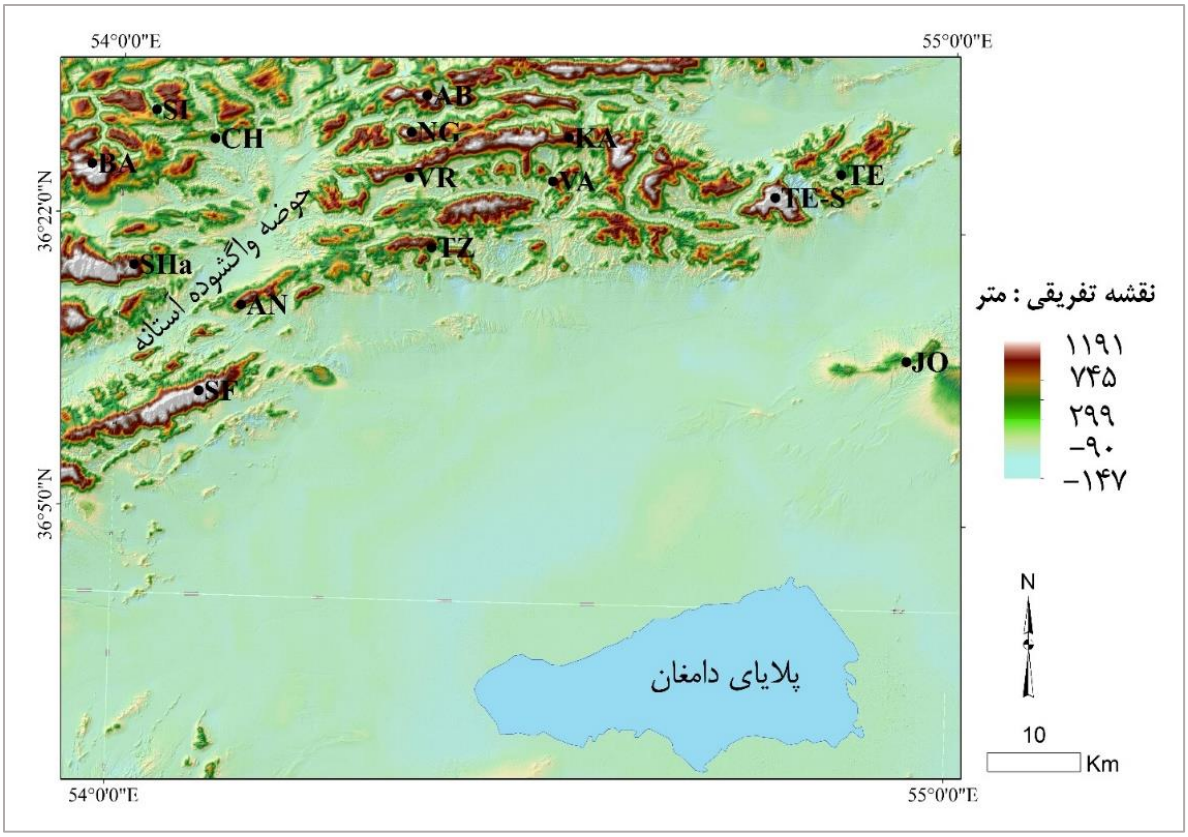
نقشه تفریقی

نقشه تفریقی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه بیانگر طیف وسیعی از ارزش‌های مثبت نشان دهنده فرایش و منفی نشان‌دهنده فرونشینی است. از طریق بررسی این ارزش‌ها می‌توان به ویژگی‌های مرتبط با زمین‌ساخت و ژئومورفولوژی لندفرم‌های گوناگون در منطقه پی برد. بیشترین مقادیر ارزش‌ها ۱۱۹۱ تا ۸۰۰ متر مربوط به ساختارهای کوهستانی مرتفع البرز شرقی در شمال و غرب منطقه است. ساختار البرز شرقی در این ناحیه متشکل از مجموعه‌ای از گسل‌های رانده و امتدادلغز می‌باشد که با سازوکار فشارشی خود، ساختارهای کوهستانی منطقه را ایجاد کرده‌اند. کم‌ترین مقدار ارزش‌ها مربوط به جنوب ناحیه از مجموعه رسوبات نئوژن – کواترنری تشکیل‌دهندهٔ مخروط‌افکنه‌های منطقه تا سطح پلایای دامغان است که در اکثر مواقع مقادیر منفی ناشی از فرونشست را نشان می‌دهد(شکل ۶). بیشترین میزان فرایش به دست آمده مربوط به ارتفاعات شاهدار (SHa) در غرب منطقه است که منحنی هم‌پایه ۱۱۹۱ متر تا ۱۱۰۰ متر را به خود اختصاص داده است و هیچ نقطه‌ای از منطقه به این اندازه بالاآمدگی نداشته‌است. ارتفاعات شاهدار در واقع یک ورقهٔ راندگی مربوط به طبقات رسوبی ژوراسیک تا پالئوسن می‌باشد که چین‌هایی از نوع پیشروی گسل با تمایل به سمت جنوب‌شرق در پیشانی آن دیده می‌شود (رحیمی،۱۳۸۵). خم‌گرفتاری ارتفاعات کرکسی و وارورا، راندگی بادله، سیاه‌خانی، گردگوه، انجیرلو و سفیدرشته کوه نیز ارزش‌هایی به میزان ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ متر را نشان می‌دهند. این اشکال از جمله ساختارهای فعال زمین‌ساختی در طی کواترنری می‌باشند. ناودیس تپال (TE-S) در شرق منطقه یکی دیگر از نقاطی است که علی‌رغم ساختار اصلی خود که یک چاله ناودیسی را ایجاد کرده‌است، مطابق با اطلاعات نقشه تفریقی یک محور فرایش‌یافته در طی کواترنری به حساب می‌آید. این محور فرایش یافته ارزش‌های بالایی به اندازه ۱۰۱۵ تا ۶۶۰ متر را نشان می‌دهد که بیانگر وجود یک ساختار برجسته است.

رادفر و رحیمی (۱۳۹۱) ، مارشاک و میترا (۱۳۸۱) و وزیری و مجیدی فرد (۱۳۸۰) ، در مطالعات خود بر روی ناودیس تپال آن را یک ناودیس با تقارن نسبی دانسته که هسته آن از سازندهای لار و دلیچای متشکل از سنگ‌آهک ضخیم‌لایه و ماسه‌سنگ کلسیم‌دار تشکیل شده که بر روی شیل زغال‌دار سازند شمشک قرار گرفته‌اند و تناوبی از طبقات سخت و سست را ایجاد کرده‌اند. عملکرد گسل شمال شاهرود منجر به بالاآمدگی و چین‌خوردگی لایه‌های سنگی مقاوم این ناودیس شده‌است و آن را به صورت یک ناودیس برآمده ظاهر کرده‌است (شکل۵) نتایج حاصل از نقشه تفریقی و مقایسه آن با مطالعات سایر پژوهشگران نشان می‌دهد که این ساختار ناودیسی در طی کواترنری متأثر از فعالیت گسل‌های ناحیه، فرایش و بالاآمدگی تدریجی را متحمل شده‌است (شکل۷). ارتفاعات جوبریون در شرق منطقه که به صورت یک برجستگی از سنگ‌های دوران نئوژن و ائوسن در میان رسوبات جوان کواترنری سربرآورده است نیز یک محور فرایشی را نشان می‌دهد. مقادیر مثبت ارزش‌ها به میزان ۱۹۳ تا ۶۸ متر بیانگر فعالیت این ساختار کوهستانی در طی کواترنری به شکل مثبت است که تأثیر حرکات فرایشی مربوط به شاخه‌های فعال گسل عطاری همانند گسل دوکوهه را در دوره‌های اخیر نشان می‌دهد.کاهش ارزش نقشه تفریقی نشان‌دهنده تأثیر فرونشست‌های زمین‌ساختی بر لندفرم‌های مورفولوژیک منطقه است. حوضه واگشوده آستانه در غرب منطقه، مقدار فرونشست بین ۴- تا ۱- متر را نشان می‌دهد. این حوضه در واقع فراگام رهایی حاصل از حرکات واگرای سامانه گسلی آستانه است. این امر نشان‌دهنده تأثیر فعالیت گسل آستانه در شکل‌دهی به یک ساختار فروافتاده در منطقه است(شکل ۵). در جنوب منطقه تا پلایای دامغان شاهد وجود یک محور فرونشسته دیگر هستیم که طیف وسیعی از ارزش‌های منفی را به خود اختصاص می‌دهد. در رابطه با فرونشینی این بخش باید به چندنکته توجه داشت. اولین نکته مسئله زمین‌ساخت جنوب ارتفاعات البرز در ناحیه مورد مطالعه است. این منطقه همانطور که قبلاً نیز به آن اشاره شده‌است؛ هندسه یک حوضه پیش‌بومی (فورلندی) را داراست که به موازات ارتفاعات البرز کشیده شده‌است و یک منطقه با پتانسیل بالای رسوبگذاری را ایجاد کرده‌است. طبق مطالعات کرینسلی ۱۹۷۰ بر روی چاله دامغان در حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر از رسوبات نئوژن و کواترنری، تجمع پیدا کرده‌است که فشار حاصل از وزن این طبقات رسوبی در فرونشینی کف حوضه بسیار مؤثر بوده‌است. از طرفی باید به نقش گسل‌های فعال در شکل‌دهی به پلایای دامغان به عنوان یک محور فرونشسته نیز اشاره داشت. مطابق با مطالعات انجام شده توسط کرینسلی (۱۹۷۰)، احمدی (۱۳۶۷)، حسنی (۱۳۸۲) و میرزائی‌تابش (۱۳۸۷) ، حرکات قائم گسل‌های دامغان و عطاری با سازوکار فشارشی نقش مهمی در فرونشینی مضاعف کویر دامغان و شکل‌گیری کفه نمک در آن داشته است. گسل ترود در جنوب منطقه که خارج از محدوده مطالعاتی پژوهش می‌باشد؛ اما تأثیر بسیار زیادی در شکل‌گیری چاله دامغان دارد؛ باعث جدایش کویر دامغان از کویربزرگ شده و در واقع منطقه ترود یک هورست در برابر ساختار گرابنی کویر دامغان است.

مطالعات میدانی به عمل آمده از منطقهٔ مورد مطالعه بیانگر صحت نتایج به دست آمده از نقشهٔ تفریقی منطقه است. قسمت جنوبی ناحیه به واسطهٔ داشتن هندسهٔ پیش‌بومی، عملکرد گسل‌های فعال و حجم زیادی از رسوبات که در آن ته‌نشین شده‌است؛ یک منطقهٔ فرونشسته را به وجود آورده است. در مقابل، ارتفاعات شمالی منطقه به واسطهٔ فعالیت‌های زمین‌ساختی دچار برخاستگی تدریجی شده‌اند؛ این امر در طول زمان سبب حفظ اختلاف ارتفاع بین سرچشمه و مصب و در نتیجه افزایش قدرت فرسایشی رودها شده است(شکل۸) .

با افزایش قدرت فرسایشی رودها در نواحی کوهستانی، رسوب بیشتری تولید شده و از محیط خارج می شود که در نتیجهٔ آن کوه‌ها سبک‌تر شده و طی فرایندهای ایزوستازی به تدریج بالا می‌آیند. در واقع رودش یا برهنه‌سازی که فرایندی برای فرسایش یک چشم‌انداز می‌باشد به دلیل ایزوستازی سازوکاری برای بالاآمدگی نیز هست(کلر و پینتر،۱۹۹۶). شکل‌گیری پادگانه‌های رودخانه‌ای و توالی مخروط‌افکنه‌ها از نتایج چنین شرایطی می‌باشد. در منطقهٔ مورد مطالعه نیز حفظ اختلاف ارتفاع بین سرچشمه رودها و مصب در نتیجه برخاستگی زمین‌ساختی البرز و فرونشینی کف چاله دامغان منجر به افزایش قدرت فرسایشی رودها و حمل رسوبات تا مسافت‌های طولانی تر شده است که نتیجهٔ آن گسترش مخروط‌های آبرفتی تا مسیرهای دورتر و بر روی سطح لبهٔ شمالی پلایا و به شکل متوالی است. بررسی‌های میدانی به عمل آمده در این ناحیه نشان می‌دهد که لایه‌ای به ضخامت تقریبی ۵۰ سانتی‌متر از رسوبات آبرفتی بر سطح رسوبات پلایای دامغان در نتیجهٔ گسترش مخروط‌های آبرفتی قرار گرفته‌است(شکل۹).

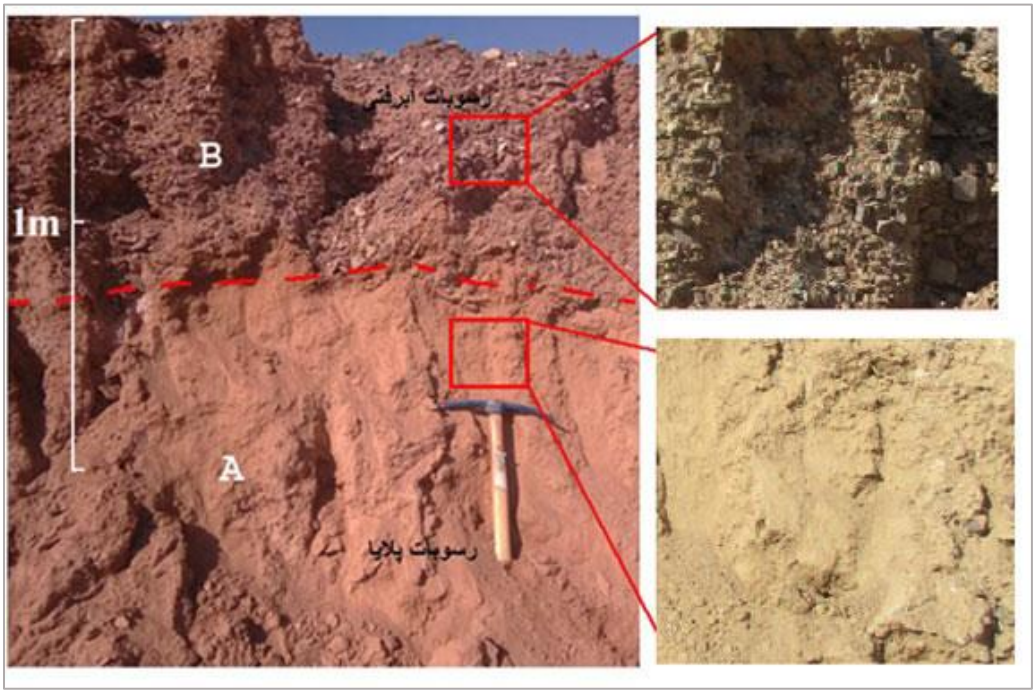


شکل۵: نقشه تفریقی منطقه مورد مطالعه.

شکل ٦: برخاستگی کوه های البرز (شمال منطقه) در برابر فروافتادگی چالۀ جنوبی.

شکل۷: نمایی از ناودیس تپال(رادفر و رحیمی، ۱۳۹۱).

شکل ۸: فروافتادگی پلایای دامغان در برابر برخاستگی ارتفاعات البرز در شمال منطقه.



شکل۹: قرارگیری رسوبات مخروط‌های آبرفتی جنوبی منطقه بر روی حاشیه شمالی پلایای دامغان ناشی از فرآیندهای زمین‌ساختی.

نتیجه گیری

بررسی‌های انجام‌شده بر روی منطقه مورد مطالعه نشان‌می‌دهد که دو عامل زمین‌ساخت فعال و سنگ‌شناسی بر روی ساختارهای مورفولوژیک و لندفرم‌های منطقه تأثیر بسیار زیادی دارند. نتایج حاصل از نقشه‌های هم‌پایه رده‌های دوم و سوم آبراهه‌ای و نقشه تفریقی، نشان‌دهنده و تأیید کننده این مسئله است. در قسمت‌های غربی و شمالی منطقه که ساختارهای کوهستانی متأثر از گسل‌های فعال البرز شرقی در قالب راندگی‌ها، خم‌های گرفتاری و ساختارهای برجسته شکل‌گرفته‌اند؛ ارزش نقشه‌های هم‌پایه به بیشترین میزان خود می‌رسد. دلیل این امر یکی تأثیر نوزمین‌ساخت فعال در فرایش و توسعه درزه‌ها و شکاف‌های گسلی در سطح این عوارض است و دیگری وجود سنگ‌شناسی مقاوم در این لندفرم‌ها است که مانع از رسیدن رده‌های ابتدایی به مراحل تکامل نهایی‌شان می‌شود.

در نقشه تفریقی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه نیز ساختارهای مرتفع کوهستانی در شمال، غرب و حتی شرق منطقه که متأثر از زمین‌ساخت فعال بوده‌اند و سنگ‌شناسی مقاومی داشته‌اند؛ بیشترین میزان بالاآمدگی را در مقایسهٔ صورت گرفته میان نقشهٔ هم‌پایه رده‌های تکامل یافته با توپوگرافی امروزی نشان می‌دهند.

روش‌های مورد استفاده در این پژوهش به منظور بررسی میزان فعالیت‌های زمین‌ساختی گسل‌های ناحیه نشانگر فعال بودن آن‌ها در طی کواترنری است. این گسل‌ها با سازوکارهای متفاوت رانده و امتدادلغز که در برخی نواحی دارای جایگاه‌های تراکششی و ترافشارشی نیز بوده‌اند؛ مجموعه‌ای از لندفرم‌های فرایش‌یافته یا فروافتاده را در ناحیه دامغان به وجود آورده‌اند. برخی از این لندفرم‌ها نشانگر عدم تطابق ساختاری البرز متأثر از فعالیت گسل‌های ناحیه در ارتباط با عامل مهم سنگ‌شناسی می‌باشند. برای مثال ناودیس تپال علی‌رغم ساختار ناودیسی و فروافتاده-ای که باید داشته‌باشد به صورت برجستگی‌های فرایش‌یافته، مقادیر بالایی از شاخص‌های مرتبط با نقشه‌های هم‌پایه و تفریقی را به خود اختصاص می‌دهد. فعالیت گسل‌های ناحیه در کنار سنگ‌شناسی مقاوم این لندفرم‌ها از جمله علل اصلی فرایش آن‌ها است. یا برآمدگی ارتفاعات جوبریون در میان مجموعه رسوبات سست و جوان کواترنری و نئوژن در جنوب ناحیه، نوع دیگری از عدم تطابق ساختاری را نشان می‌دهد که تحت‌تأثیر فعالیت گسل‌های منطقه به وجود آمده‌است. ارتباط فضایی میان مقادیر متفاوت ارزش‌ها از شمال به جنوب در نقشه‌های تهیه شده بیانگر ایجاد یک حالت تعادلی میان رشد توپوگرافی و نابودی آن در نواحی کم‌ارتفاع‌تر است. در واقع تقابل نیروهای مرتفع‌ساز و فرسایش‌گر در میان لندفرم‌های ژئومورفیک ناحیهٔ دامغان در طی کواترنری منجر به ایجاد یک حالت تعادلی در چشم‌انداز ناحیه شده‌است. برخاستن تدریجی کوه‌ها در برابر فرونشینی چاله‌های داخلی منجر به حفظ اختلاف ارتفاع از سرچشمه کوهستان تا خروجی حوضه‌ها میگردد که این امر منجر به ایجاد حالت تعادلی در منطقه شده که تداوم فرآیندهای فرسایشی در برابر فرایش‌های زمین‌ساختی و ایزوستاتیکی نتیجهٔ آن است. ما با توجه به مطالعات انجام شده تأیید می‌کنیم که تهیه نقشه‌های هم‌پایه می‌تواند یک روش مناسب برای مطالعه و بررسی ساختارهای مورفولوژیکی باشد. همچنین مطالعات مربوط به نقشه‌های تفریقی نشان داد؛ ناهنجاری در شبکه‌های آبراهه‌ای و فرایندهای فرایشی که مرتبط با لندفرم‌های فعال کواترنری هستند؛ می‌توانند به صورت کمّی توسط نقشه‌های تفریقی مورد بررسی قرار گیرند. بهره‌گیری از نقشه‌های هم‌پایه و تفریقی از جمله روش‌های مناسب برای بررسی زمین‌ساخت پلیو کواترنری در یک ناحیه است و این پژوهش کارهای پژوهشگران قبلی را برمبنای اطلاعات و مستندات موجود در رابطه با ناحیه مورد مطالعه تأیید می‌نماید.

منابع

امیدی، پرویز. (۱۳۸۰). تحلیل ساختاری و دینامیکی تفضیلی زون‌های گسلی در حاشیهٔ جنوبی البرز خاوری (گسترهٔ سمنان–دامغان)، رسالهٔ دکتری، دانشکدهٔ علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس.

بربریان،مانوئل؛ قرشی،منوچهر؛ طالبیان،مرتضی؛شجاع‌طاهری،جعفر. (۱۳۷۵). پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت، لرزه زمین–ساخت و خطر زمین‌لرزه و گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره ۶۳، رویه ۲۶۶. سازمان زمین‌شناسی کشور.

رادفر،علی؛ رحیمی‌چاکدل،عزیز. ۱۳۹۱. تحلیل هندسی چین‌خوردگی تپال در حاشیه جنوبی البرز خاوری–شاهرود، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال هشتم، شماره‌ی ۲، صص۹۹–۱۰۸.

علیجانی، بهلول. ۱۳۸۲. آب و هوای ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ پنجم، ۲۳۰ صفحه.

علوی، منصور و صالحی راد،ر. (۱۳۵۴). گزارش نقشهٔ زمین‌شناسی دامغان در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

قاسمی،محمدرضا.(۱۳۶۹) زمین شناسی، چینه شناسی و زمین شناسی ساختمانی ناحیه چهارده (البرز خاوری). دانشکده زمین شناسی دانشگاه تهران.

محمدنژاد آروق،وحید. (۱۳۹۰). تحلیل مقایسه‌ای تحول مخروط–افکنه‌های دامنه جنوبی البرز شرقی(دامغان تا گرمسار)، پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران.

وزیری، حمید؛ مجیدی فرد،محمودرضا. (۱۳۸۰). گزارش نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود.

Ahnert, F. 1970 .Functional relationship between denudation, relief and uplift in large magnitude drainage basin. AM.J.SCI, (288):243-263.

Allen, M.; Jackson, J. and Walker, R. 2004. Late Cenozoic Reorganization of the Arabia-Eurasia Collision and the Comparison of Short-Term and Long-Term Deformation Rates, TECTONICS, 23(2): 1-16.

Berberian, M., 1976.An explanatory on the first Seismotectonics map of Iran, A Seismotectonics review of the country in: Contribution to the Seismotectonics of Iran, Geology Survey of Iran, No:3.

Boulin, J. 1991. 'Structures in Southwest Asia and Evolution of the Eastern Tethys'. Tectonophysics 196(3):211–68.

Burbank, D. W., and R. S. Anderson. 2001. Tectonic Geomorphology.Cristea, A. 2015. 'Spatial Analysis of Channel Steepness in a Tectonically Active Region: Putna River Catchment (South-Eastern Carpathians)'. Geographia Technica 10:19–27.

Filosofov, V .P. 1960. Manual of Morphometric methods in investigation of tectonic structure, Saratov University Press, 93pp (In Russian).

Golts, S., and E. Rosenthal. 1993. 'A Morphotectonic Map of the Northern Arava in Israel, Derived from Isobase Lines'. Geomorphology 7(4):305–15.

Grohmann, C. H., C. Riccomini, and M. a. C. Chamani. 2011. 'Regional Scale Analysis of Landform Configuration with Base-Level (Isobase) Maps'. Hydrology and Earth System Sciences 15(5):1493–1504.

Grohmann, C. H. 2005. 'Trend-Surface Analysis of Morphometric Parameters: A Case Study in Southeastern Brazil'. Computers & Geosciences 31(8):1007–14.

Hack, J.T. 1960. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. Bobbs-Merrill.

Holbrook, J. and Schumm, S. A. 1999. Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: A Brief Review and Critique of a Tool for Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation in Modern and Ancient Settings, Tectonophysics, 305(1): 287-306

Hollingsworth, J.; Nazari, H.; Ritz, J.; Salamati, R.; Talebian, M.; Bahroudi, A.; Walker, R.; Rizza, M. and Jackson, J. 2010. Active Tectonics of the East Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the Left-Lateral Astaneh Fault System during the Great 856 A.D. Qumis Earthquake. Journal of Geophysical Research, 115, B12313: 1-19.

Horton, R. 1952. 'EROSIONAL DEVELOPMENT OF STREAMS AND THEIR DRAINAGE BASINS; HYDROPHYSICAL APPROACH TO QUANTITATIVE MORPHOLOGY.

Jackson, J.; Keith, F. P; Mark, B.A. and Berberian, M. 2002. Active Tectonics of the South Caspian Basin. Geophys. J. Int. (2002) 148, 214-245**.**

Javidfakhr, B. and Ahmadian, S. 2018. Geomorphic and Structural Assessment of Active Tectonics in NW Alborz, Geopersia, 8(2): 261-278.

Klinger, Y. 2009. 'Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Pale seismology by William B. Bull'. Pure and Applied Geophysics 166(12):2107.

Keller, E. and Pinter, N. (1996). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, Prentus Hall. Newjersy.

Lague, D., Davy, P, and A. Crave. 2003. 'Estimating Uplift Rate and Erodibility from the Area-Slope Relationship: Examples from Brittany (France) and Numerical Modelling'. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy 25(6):48-543.

Leverington, D, James, T. Teller, and Jason D. Mann. 2002. 'A GIS Method for Reconstruction of Late Quaternary Landscapes from Isobase Data and Modern Topography'. Computers & Geosciences 28(5):631–39.

Mitášová, H, and Hofierka,J. 1993. 'Interpolation by Regularized Spline with Tension: II. Application to Terrain Modeling and Surface Geometry Analysis'. Mathematical Geology 25(6):657–69.

Rączkowski, W., Wójcik, A. and Zuchiewicz. W.1984. 'Late Neogene-Quaternary Tectonics of the Polish Carpathians in the Light of Neotectonic Mapping'. Tectonophysics 108(1):51–69.

Rizza, M.; Mahan, S.; Ritz, J. F.; Nazari, H.; Hollingsworth, J. and Salamati, R. 2011. Using Luminescence Dating of Course Matrix Material to Estimate the Slip Rate of the Astaneh Fault, Iran, Quaternary Geochronology, 6(3):390-406.

Slama, T, Deffontaines, B and Moncef Turki, M. 2015. 'Morphotectonic and Morphodynamic Investigations Revealed by Isobase Surfaces Analysis and Derived Differential Mapping Using GIS, Teboursouk Area, Northern Tunisia'. Earth Sci Inform 8(4):759–773.

Snyder, N**.**P. and Whipple, K. 2000. Landscape Response to Tectonic Forcing: Digital Elevation Model Analysis of Stream Profiles in the Mendocino Triple Junction Region, Northern California, Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL, 112. 1250-1263.

Süssli, P. E. 1976. The Geology of the Lower Haraz Valley Area, Central Alborz, Iran. Geological Survey of Iran.

Shahzad, F; Gloaguen, R. 2011. TecDEM, A Matlab Based Toolbox for Tectonic Geomorphology (Surface Dynamics and Basin Analysis). Remote Sensing Group, Institute of Geology

Freiberg University of Mining & Technology. Computer and Geoscience. 34, 261-271.

STRAHLER, A. 1952. 'Hypsometric (Area Altitude) Analysis of Erosional Topology'. Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL 63.

Tatar, M., J. Jackson, D. Hatzfeld, and E. Bergman. 2007. 'The 2004 May 28 Baladeh Earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: Overthrusting the South Caspian Basin Margin, Partitioning of Oblique Convergence and the Seismic Hazard of Tehran'. Geophysical Journal International 170(1):249–61.

Vernant, Ph.; Nilforoushan, F.; Chéry, J.; Bayer, R.; Djamour, Y.; Masson, F.; Nankali, H.; Ritz, J. F.; Sedighi, M. and Tavakoli, F. 2004. Deciphering Oblique Shortening of Central Alborz in Iran Using Geodetic Data, Earth and Planetary Science Letters, 223(1): 177-185.

Wickert, A and Schildgen. 2019. 'Long-Profile Evolution of Transport-Limited Gravel-Bed Rivers'. Earth Surf. Dynam, 7:17–43.

Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E., & Sheehan, D. 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data. Geol. Soc. Am. Annu. Meet. Course Notes, 1.

Zamani, A., and M. Agh-Atabai. 2009. 'Temporal Characteristics of Seismicity in the Alborz and Zagros Regions of Iran, Using a Multifractal Approach'. Journal of Geodynamics 47(5):271–79.