Investigating the Role of Faults in the Morphology of the Northern Plains of Zanjanrood

* G. H. Jafari

One of the unique features of the northern plains of the Zanjanrood water basin in Zanjan province is the existence of parallel rivers to the deep valleys. Given the gentle slope of smooth surfaces around the valleys, which do not end up in the valleys, it can be said that the existing landforms are not in equilibrium with today's processes. The distinction between mountain conics in topographic maps and field evidence suggests that new plains are not expanding in the plains, while the valleys are excavated within the old alluvial fans and the entire surface of the northern plains are covered. The rivers such as Sohrien, Armaghankhneh, and Saromsaghloo, which have a considerable water surface area above the mountain-front sinuosity, are in deep valleys, which in their mountainous sinuosity, sometimes their depths exceed 100 meters and in the long run a large part of the route ends with the maintenance of the initial altitude difference relative to the surrounding areas to Zanjanrood. A survey of topographic conditions of the alluvial-covered plains, the pattern of parallel streams and the closure of the plains of the deep-water valleys from the topographic and geological maps of the area, along with field evidence, indicate intense tectonic involvement in evolution of the northern plains of Zanjanrood. In this research, morpho-tectonic indices such as the river length gradient (SL), asymmetry factor of catchment (AF), the valley floor width- to- height ratio (VF), mountain-front sinuosity index (SMF), and Symmetry of lateral topography (T) have been used. Estimated numbers in terms of the above indicators were classified in three classes from 1 to 3 (active or inactive). The results indicated that this sub-area is tectonic and in the active group.

Keywords: Alluvial Fan, Zanjanrood Fault, Neotectonic, Quaternary, Sohrein.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

* Assistant Professor, Zanjan University, Iran.

جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سـال ۲۸، پیـاپی ٦٥، شـماره ۱، بهـار ۱۳۹٦

بررسی نقش گسل‌ها در مورفولوژی دشت‌های شمالی زنجان‌رود

غلامحسن جعفری*: استادیار گروه جغرافیا دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

وصـول: ۱۳۹۳/٤/۱۰ پـذیرش: ۱۳۹۳/۱۰/۲٦ ، صص ٤۸- ۳٥

چکیده

یکی از خصوصیات منحصربه‌فرد دشت‌های شمالی حوضه آبی زنجان‌رود در استان زنجان، وجود رودخانه‌هایی است که به‌صورت موازی، در دره‌های عمیقی جریان دارند. با توجه به شیب ملایم سطوح هموار اطراف دره‌ها، که به دره‌ها ختم نمی‌شود، لندفرم‌های موجود با فرآیندهای امروزی در تعادل نیستند. مشخص‌بودن کنیک کوهستان در نقشه‌های توپوگرافی و شواهد میدانی، نشان می‌دهد در دشت‌های مورد مطالعه، مخروط‌افکنه جدیدی در حال گسترش نیست، در حالی که حفر دره‌ها در درون مخروط‌افکنه‌های قدیمی انجام شده‌اند که کل سطح دشت‌های شمالی را پوشیده‌اند. رودخانه‌هایی مثل سهرین، سارمساقلو و قره‌چریان که وسعت حوضه آبی قابل توجهی بالاتر از سینوزیته جبهه کوهستان دارند، در دره‌های عمیقی جاری هستند که در سینوزیته کوهستان گاه عمق آنها از صد متر نیز تجاوز می‌کند و در طول زیادی از مسیر، با حفظ اختلاف ارتفاع اولیه نسبت به نواحی اطراف، به زنجان‌رود ختم می‌شوند. بررسی شرایط توپوگرافیکی دشت‌سرهای پوشیده از رسوبات آلوویالی، الگوی آبراهه‌های موازی و انقطاع دشت‌سرها با دره‌های آبشخورمانند عمیق و وسیع، از روی نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی منطقه به‌همراه شواهد میدانی نشان‌دهندهٔ دخالت شدید تکتونیک در تحول دشت‌های شمالی زنجان‌رود است. در این پژوهش، از شاخص‌های مورفوتکتونیکی همچون؛ گرادیان طولی رودخانه (SL)، تقارن‌نداشتن حوضه زهکشی (Af)، نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf)، پیچ و خم پیشانی کوه (Smf) و تقارن توپوگرافی عرضی (T) استفاده شده است. ارقام برآوردشده از این شاخص‌ها، در سه کلاس یک تا سه (فعال تا غیرفعال) طبقه‌بندی شدند. از نتایج به دست آمده بر می‌آید که این زیرحوضه از نظر تکتونیکی در گروه فعال قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: مخروط‌افکنه، گسل زنجان‌رود، نئوتکتونیک، کواترنر، سهرین

***نویسنده مسؤول:** jafarihas@yahoo.com

۱- مقدمه

یکی از خصوصیات منحصر به فرد دشت‌های شمالی حوضه آبی زنجان‌رود، وجود آبراهه‌هایی است که به‌صورت موازی، در دره‌های عمیقی جریان دارند. وجود سطوح هموار و کم‌شیب اطراف دره‌ها، بیانگر آن است که لندفرم‌های موجود با فرآیندهای امروزی در تعادل نیستند. دره‌های عمیق و آبشخورمانند در جوار دشت‌های کم‌شیبی که شیب آنها به دره‌های عمیق ختم نمی‌شود. این فرم‌های نامتعادل یکی از مصادیق کیاس است. کیاس حالتی از سیستم است که بیانگر نوعی بی‌نظمی در رابطه بین پاسخ فرم و فرآیند است، ولی این به مفهوم ایجاد عدم تعادل در کل سیستم نیست؛ بلکه به واسطهٔ تغییرات سریع و دیرکرد در پاسخ سیستم به آن تغییرات، بی نظمی خاصی در روند عام ایجاد می‌شود که پس از سپری‌شدن زمان تأخیر دوباره روند عام قبلی حاکمیت می یابد. نمونهٔ بارز ناتعادلی دره‌ای در ایران مرکزی را می‌توان درهٔ هنجن، درهٔ نسران و درهٔ ایزد خواست در استان اصفهان دانست. شرایط اقلیمی امروزی در این مناطق (و در دره‌های مورد مطالعه در این مقاله، یعنی قره‌چریان، سارمساقلو و سهرین) هرگز قادر به ایجاد سیستم شکل‌زای فرم‌های گفته‌شده نیست. از طرف دیگر، در دوره‌های یخچالی با توجه به ارتفاع خط برف دائمی و میزان بارش‌ها، امکان به وجود آمدن روان‌آب‌های شدید و مستمر فراهم نیست و در دوره‌های پاراگلیشیال شرایط شکل‌گیری آنها فراهم می‌شده است (رامشت، ۱۳۸۲، ۲۳). از طرفی با توجه به مشخص‌بودن کنیک کوهستان در نقشه‌های توپوگرافی و شواهد میدانی، در ارتفاعات شمالی این حوضه، شرایط تشکیل مخروط‌افکنهٔ وسیع در شرایط کنونی وجود ندارد و رودخانه‌های مهمی مثل سهرین، سارمساقلو و قره‌چریان که وسعت حوضه آبی قابل توجه، بالاتر از سینوزیته جبهه کوهستان دارند؛ در معابر عمیقی جاری هستند که گاه عمق آنها در سنوزیته کوهستان، از صد متر نیز تجاوز می‌کند و در طول زیادی از مسیر با حفظ اختلاف ارتفاع اولیه، به زنجان‌رود متصل می‌شوند. معابر طبیعی از بهترین مناظر ژئومورفیکی است که در آن ارتباط بین سیستم نیروها و اشکال ناهمواری به روشنی قابل درک است؛ زیرا همین سیستم نیروها هستند که به‌طور انحصاری در تعیین ابعاد و شکل آبراهه دخالت دارند (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹: ۱٦۳). ژئومورفولوژیست‌ها رودها را تنها به مثابهٔ یکی از عناصر دخیل در تغییر شکل زمین می‌بینند. چون این دیدگاه، هر دو نگرش میان‌مدت و درازمدت را شامل می‌شود، به ژئومورفولوژیست‌ها امکان می‌دهد، تا از رودها ادراک ویژه‌ای داشته باشند؛ ادراکی که تا حدی با نظر مدیران حرفه‌ای رود متفاوت است که بیشتر به مسائل بلافصل و نزدیک رود توجه دارند. در چنین نگرشی، توجه عمومی ژئومورفولوژیست‌ها از «شکل - مواد- فرایند»[1] و زمان زمان به بحث دربارهٔ «شکل- فرایند- واکنش»[2] تغییر می‌یابد (آر یو کوک و همکار، ۱۳۷۷، ۲٦۵-۲٦۷).

تپینگ[3](۱۹۹٤) با استفاده از تراس‌های رودخانه‌ای، تحول یکی از دره‌های اسکاتلند را تحلیل کرد. زلیدیس[4](۲۰۰۰) و والرستین[5](۲۰۰٤) به‌ترتیب، تحول دره‌ها را در ارتباط با تکتونیک و واریزه‌های

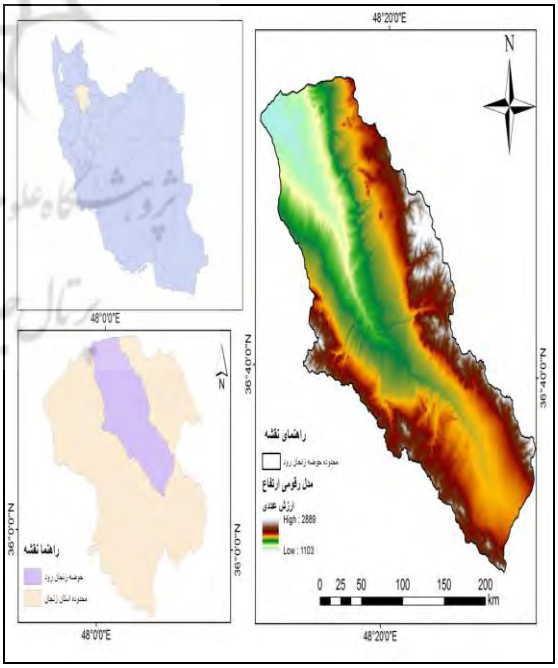
[1] - form- materials- process
[2] - form- process- response
[3] - Tipping
[4] - Zelidies
[5] - wallerstein

انباشته‌شده بررسی کردند. رادونه[1] (۲۰۰۳) تحول ژئومورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه‌ها و بستر جریان آنها را مطالعه و مراحل تحول آنها را با استفاده از توابع ریاضی توجیه کرد. پتراس (۲۰۱۰) دشت‌های یخساری را در حاشیهٔ مناطق یخچالی ایلینوئیز بررسی کرده و معتقد است که این دشت‌ها بر اثر یخچال‌هایی به‌وجود آمده است که ۱۶۰۰۰ تا ۲۰۸۰۰ سال قبل بر منطقه تسلط داشته‌اند. اسعدی (۱۳۸۲) معتقد است همگام با تکامل و تغییر شکل ناهمواری طبیعت، رودخانه‌ها در نیمرخ تعادل خود بارها و بارها مسیرهای نوین را یافته‌اند و بر پهنهٔ زمین اشکال جدیدی را حک کرده‌اند. گاه در جایی با عمل حفر و کاوش بستر و در جای دیگر با انباشتن نهشته‌های رسوبی چهره‌های بدیعی را در دامن طبیعت پدیدار ساخته‌اند (اسعدی، ۱:۱۳۸۲). مهرشاهی (۱۳۸۳) در بررسی ژئومورفولوژی دشت ابراهیم‌آباد، یکی از حوضه‌های آبگیر رشته‌کوه شیرکوه را مطالعه کرده و معتقد است که قسمت انتهای خاوری دشت، عملکرد یک گسل شمالی، جنوبی و بالاآمدن سدی کنگلومرائی بسته شده است (مهرشاهی:۱۳۸۳، ۱۴۲). خیام (۱۳۸۵: ۲۰۳) ناهمواری‌های ایجادشده را نسبت به وضع استقرار آنها بررسی می‌کند و در مبحث ساخت‌های ساده، به نحوهٔ تکامل دشت‌های رسوبی می‌پردازد. وی معتقد است که در ساخت‌های طبقات رسوبی موافق بدون گسله و با مقاومت یکسان فرسایش دیفرانسیل صورت نمی‌گیرد و برعکس، چنانکه سری رسوبات از طبقاتی ساخته شوند که سختی متفاوت داشته باشند، عمل فرسایش به‌طور نامساوی در سنگ‌های نرم و سنگ‌های مقاوم انجام می‌گیرد. مجلل و مصباحی (۱۳۸۷) در تحلیل هندسی و جنبشی گسلش عادی فرونشست زنجان معتقدند که رسوبات افقی با ضخامت زیاد در ۴۵ کیلومتری شمال باختر شهر زنجان متعلق به پلیوسن- کواترنری بوده‌اند که به‌وسیلهٔ گسل‌های عادی بریده شده‌اند. رسوبات پلیوسن این منطقه شامل رس، مارن و سیلت است که به‌دلیل افقی‌بودن لایه‌ها و تنوع رنگ و جابه‌جایی‌ها در امتداد گسلش عادی، بسیار مشخص هستند (مجلل و مصباحی: ۱۳۸۷، ۴۹). انصاری‌نیا (۱۳۸۸) معتقد است که در منطقهٔ قزل‌اوزن و به تبع آن زنجان‌رود، چهار واحد زمین ریخت‌شناسی کوهستان، تپه ماهور، دشت‌سر فرسایشی و دشت‌سر پوشیده قابل شناسایی است (انصاری‌نیا، ۱۳۸۸: ۹۴). تحول دره‌های متعددی در سطوح هموار به فرایندهای یخچالی ارتباط داده شده است؛ دره‌های سلفچگان یا عنایت‌آباد (رامشت و شوشتری، ۱۳۸۶)، دره رودخانه سفید بخش سده اقلید (کمانه، ۱۳۸۵)، دره اقلید (رامشت و کاظمی، ۱۳۸۶) و دره چقاگرگ الیگودرز (جعفری و رامشت ۱۳۹۲: ۱۱۱)، دره کشت محکی در حوضه صفاشهر استان فارس (معیری و همکاران، ۱۳۸۸) از آن جمله‌اند.

حوضهٔ زنجان‌رود بخشی از حوضهٔ آبریز بزرگ رودخانه قزل‌اوزن و یکی از هفده حوضهٔ آبی استان زنجان است (شکل ۱). امتداد کلی این حوضه آبخیز جنوب شرقی، شمال غربی بوده است، از شمال به سلسله‌کوههای طارم و از جنوب به ارتفاعات سلطانیه محدود می‌شود. خط تقسیم در شرق سلطانیه است و عارضه مشخصی ندارد، بلکه دشت به تدریج ارتفاع یافته است و در آن طرف خط تقسیم نیز به تدریج فرو می‌آید (علایی طالقانی، ۱۳۸۸، ۹۶). در شرق

[1] - Radoane

زنجان ارتفاعات به هم نزدیک شده است و عرض فرورفتگی به ۳ تا ٤ کیلومتر تقلیل می‌یابد. زنجان‌رود رسوبات دوران چهارم را از بین برده است و لایه‌های پلیوسن بیشتر کف دشت را تشکیل می‌دهد. در طرفین بستر زنجان‌رود چندین پادگانه از عناصر توپوگرافی جالب در این ناحیه است. ارتفاع ریزشگاه رودخانه زنجان‌رود به قزل اوزن، ۱۱۰۰ متر، شیب متوسط آن ۰/۵ درصد و حوضه آبریز آن دریای خزر است (بهرام‌زاده و ملکی، ۱۳۹۰). از نظر مشخصه‌های ریخت‌شناسی (ژئومورفولوژی) چهار ریخت یا شکل در منطقه قابل مشاهده است که شامل دشت‌های دامنه‌ای (حدود ۷٪ مساحت کل حوزه)، فلات (۳۱٪ مساحت کل حوزه)، مناطق تپه‌ماهوری (۳۲٪ مساحت کل حوزه) و کوهها (۳۰٪ مساحت کل حوزه) هستند. با توجه به وضعیت ارتفاعی، ارتفاع متوسط وزنی آن ۱۹۳٤ متر است (عبدی و غیومیان، ۱۳۷۹).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقهٔ مورد مطالعه

روش و متدولوژی پژوهش

در این مقاله برای ردیابی تحولات کواترنری در حوضه آبی زنجان‌رود، بر دو تحول بیشتر تأکید شده است؛ مواریث ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی و نئوتکتونیکی و تأثیرات ژئومورفولوژیکی تغییرات اقلیمی. برای بررسی منطقهٔ مورد مطالعه در ابتدا به مطالعات اسنادی پرداخته شد. سپس با توجه به نقشه‌های ۱/۵۰۰۰۰، مدل رقومی ارتفاع[1] و تصاویر SRTM منطقه، نقشه‌های شیب، جهت شیب و خطوط منحنی میزان در نرم‌افزارهای Arc GIS 10.1 و Global Mapper 13 تهیه شد. برای بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی نئوتکتونیک، با استفاده از وضعیت آبراهه‌ها در مناطق مختلف کوهستانی و دشت و همچنین، توپوگرافی منطقه در دشت و پیشانی کوهستان، ابتدا محل تقریبی گسل‌ها، مشخص شد و به کمک مطالعات متعدد میدانی و بازدید از ترانشه‌ها، مکان‌های شناسایی‌شده، مورد ارزیابی و کنکاش قرار گرفت و با رؤیت شواهد گسلی موجود در منطقه، اطلاعات مراحل قبل اصلاح و یا تأیید شد. سپس با استفاده از لایه‌های تهیه‌شده مثل خطوط منحنی میزان، شبکهٔ آبراهه‌ها، خطوط گسل شناسایی‌شده، تعقیب و بر اساس وضعیت و ویژگی لایه‌ها، تحلیل‌های توصیفی و کمی در ارتباط با چگونگی عملکرد گسل‌ها انجام شد. شاخص‌های مورفوتکتونیک کمی مورد استفاده در این مقاله گرادیان طولی رودخانه (SL)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf)، پیچ و خم پیشانی کوه (Smf) و تقارن توپوگرافی عرضی (T) هستند که ابزارهای مفیدی در ارزیابی

[1] - DEM

وضعیت تکتونیک فعال‌اند. درنهایت با تجزیه و تحلیل نتیجهٔ کمی شاخص‌ها، با توجه به جدول (۱)، معیار سنجش شاخص‌های تکتونیکی، وضعیت تکتونیک منطقه مشخص شد.

جدول ۱- معیار سنجش وضعیت تکتونیک جنبا شاخص‌های تکتونیکی

رده	وضعیت تکتونیک	SL	Af	Vf	Smf
۱	فعالیت زیاد	۵۰۰ ≥ SL	]>۱۵ [Af-۵۰	> ۰/۵	> ۱/۱
۲	فعالیت متوسط	< ۵۰۰ ≥ SL ≥ ۳۰۰	]=۷-۱۵ [Af-۵۰	۱ ° ۰/۵	-۱/۵ ۱/۱
۳	فعالیت کم	< ۳۰۰ SL	[Af-۵۰]<۷	۱ >	< ۱/۵

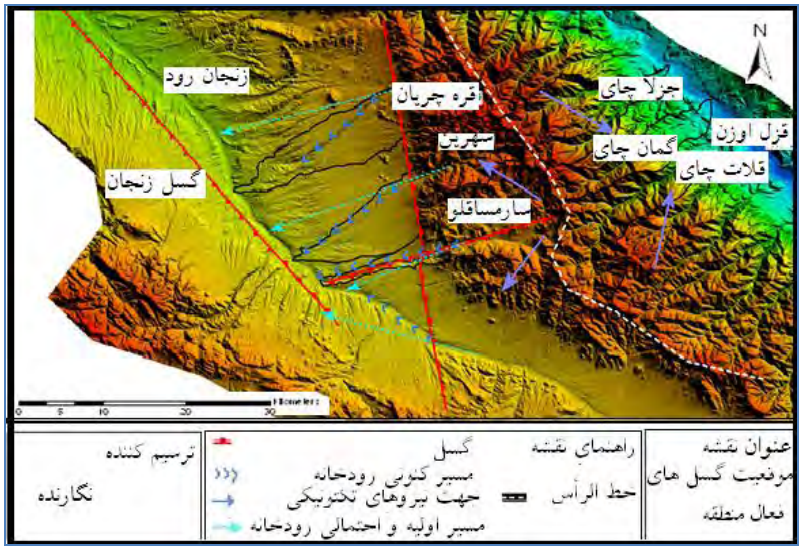
منبع: همدونی و همکاران (۲۰۰۸)

۲- یافته‌های پژوهش

در حوضهٔ زنجان‌رود گسل‌های متعددی وجود دارد که ازجمله می‌توان به گسل تبریز اشاره کرد. شکستگی‌یی که گسل مزبور را به وجود آورده است، از گودال (دشت) زنجان- ابهر شروع می‌شود و با امتداد شمال غرب تا رشته‌کوههای شمال تبریز و از آنجا تا شمال غرب آذربایجان و قفقاز ادامه می‌یابد. این گسل یکی از گسل‌های فعال ایران به‌شمار می‌رود. دیگری گسل سلطانیه است که به موازات کوههای سلطانیه و در حاشیهٔ بخش شمالی آن قرار دارد. گسل فشاری سلطانیه گسلی با درازای ۱۴۰ کیلومتر و راستای شمال باختری- جنوب خاوری است که از فاصلهٔ ۸ کیلومتری جنوب- جنوب باختری سلطانیه می‌گذرد. این گسل از دورهٔ پلیوسن به بعد دوباره فعال شده است (آرین و پورکرمانی، ۱۳۷۷، ۳۹).گسل‌های فرعی متعددی از این گسل‌های اصلی منشعب شده‌اند که بر لندفرم‌های منطقه تأثیر گذاشته است. یکی از این تأثیرات در زنجان‌رود ایجاد دره‌های عمیق و وسیع در رسوبات آلوویالی دشت‌های شمالی است. مردانی (۱۳۷۸) فعال‌بودن گسل‌های دشت زنجان را از نظر زمین‌ساخت، تأیید کرده است. گسل‌های فعال، گسل‌هایی هستند که در کواترنر پسین و به‌خصوص عهد حاضر دارای حرکات زمین‌ساختی‌اند و انتظار می‌رود و در آینده نیز با فعالیت مجدد خود دچار جابه‌جایی نسبی شوند (بربریان و همکاران، ۱۹۹۳:۳). حوضه آبی زنجان‌رود، با ارتفاعاتی با روند شمال غربی- جنوب شرقی محصور شده که ارتفاعات شمالی در امتداد شهر زنجان، به سمت شمال منحرف شده است. عبور زنجان‌رود از میان زمین‌های نسبتاً هموار، حوضه را به دو قسمت شمالی و جنوبی تقسیم کرده است. در مجموع توپوگرافی دشت‌های شمالی زنجان‌رود متأثر از عملکرد ترکیبی گسل‌های ارمغانخانه، تهم، زنجان‌رود و سهرین و تغییرات سطح اساس رودخانه‌های محلی است.

شواهد ژئومورفولوژی دالّ بر گسل

شواهد ژئومورفولوژیکی نشان می‌دهد سه گسل تهم، ارمغانخانه و زنجان به‌صورت مورب نزدیک به زاویه قائمه با گسل‌های ارمغانخانه و زنجان برخورد کرده‌اند (شکل ۲).



شکل ۲- موقعیت گسل‌های اصلی فعال در زنجان‌رود

گسل ارمغانخانه- سهرین: این گسل با امتداد شمالی- جنوبی از مجاورت دو روستای ارمغانخانه و سهرین می‌گذرد و با گذر از غرب شهر زنجان به گسل زنجان برخورد می‌کند. شواهد ژئومورفولوژیکی حاکی از محدودشدن فعالیت تکتونیکی آن به گسل زنجان است، به‌گونه‌ای که در دشت‌های جنوبی زنجان‌رود، اثری از فعالیت آن دیده نمی‌شود. گسل ارمغانخانه از رودخانه سارمساقلو به طرف زنجان‌رود از پیشانی جبهه کوهستان فاصله می‌گیرد و وارد دشت می‌شود. در واقع عملکرد گسل تهم به‌صورت عمود بر آن، منجر به تغییر ۲۲/٤ درجه‌ای امتداد ارتفاعات شمالی زنجان، به طرف شرق می‌شود و گسل ارمغانخانه را از جبهه کوهستانی ارتفاعات شمالی زنجان خارج می‌کند و از آن به بعد گسل وارد دشت می‌شود. اختلاف ارتفاع ایجادشده بر اثر حرکات قائم گسل ارمغانخانه تا زمانی که در امتداد جبهه کوهستان بوده، قابل مشاهده و اندازه‌گیری دقیق نیست، ولی از محلی که وارد دشت می‌شود، قابل اندازه‌گیری است. چنین حرکاتی در طی زمان اختلاف ارتفاع ۳۰ متری در دشت‌های شمالی زنجان‌رود به‌وجود آورده است که در محل ورودی شهر، از طرف جادهٔ قدیم زنجان- تبریز کاملاً مشخص است.

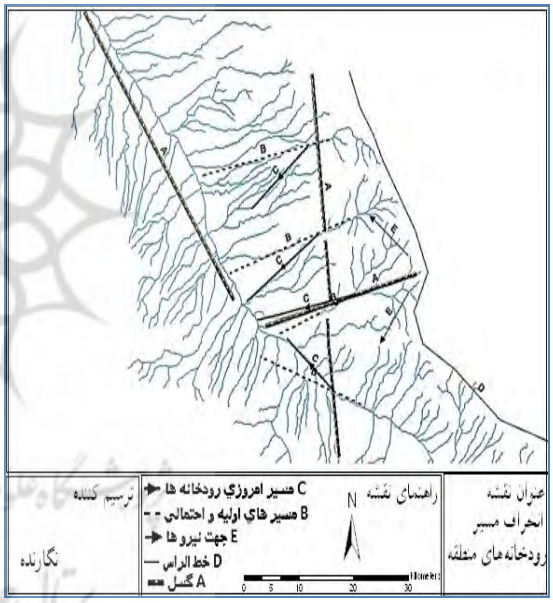
گسل تهم: گسل تهم نقش محوری در بین گسل‌های شمالی زنجان‌رود دارد و همانند یک لولا، امتداد ناهمواری‌ها را در حدود ۲۲/٤ درجه به سمت شمال تغییر داده است. بعد از این گسل امتداد کوههای شمالی زنجان از روند شمالی- جنوبی به شمال غرب- جنوب شرق منحرف شده است. نقطهٔ ثقل و کانون تغییر امتداد ناهمواری‌ها در خط‌الرأس قرار دارد، به همین دلیل به نظر می‌رسد مرکز ثقل انرژی‌های وارده بر این قسمت از ایران، به‌صورت نیروهای کششی، در حوضه تهم و به‌صورت فشاری بر حوضه گمان (در جهت مخالف حوضه تهم) متمرکز و در مسیر گسل‌ها تخلیه می‌شود.

گسل زنجان: گسل زنجان با امتداد شمال غرب- جنوب شرق خود، جزئی از گسل تبریز محسوب

می‌شود که در حوضه زنجان‌رود فعالیت تکتونیکی گسل‌های تهم و ارمغانخانه را محدود و کنترل کرده است. گسل زنجان تقریباً از وسط حوضه عبور می‌کند که دشت نسبتاً هموار است. شواهد ژئومورفولوژیکی دلالت بر وجود یک سیستم امتداد لغز راست‌گرد دارد. سیستم راست لغز راست‌گرد در منطقهٔ زنجان، ادامه رو به جنوب شرق زون گسلی راست‌گردی است که از شرق ترکیه شروع می‌شود و در شمال غرب ایران به گسل شمال تبریز می‌پیوندد. این سامانهٔ گسلی همراه با گسل‌های چپ‌گرد البرز مرکزی (مانند گسل‌های ایپک، شمال قزوین و مشا) گویای این است که بخشی از کوتاه‌شدگی این قسمت از ایران به صورت حرکت رو به شرق بلوک‌های پوسته انجام می‌شود (ثبوتی و همکاران،۱۳۸۷، ۱۸۷-۱۸۹).

در بررسی عملکرد سه گسل اصلی تهم، ارمغانخانه و سهرین به واکنش ناهمواری‌ها در برابر تحرکات گسل‌ها پرداخته شد. امتداد شمالی- جنوبی ارتفاعات شمال زنجان، در امتداد نصف‌النهاری که از شهر می‌گذرد، به شمال غربی- جنوب شرقی منحرف شده و با یک زاویهٔ ۲۲/٤ درجه تغییر مسیر داده است. چنین تغییری باعث بازشدن حوضه آبی تهم و گسترش عرضی بیشتر آن بر اثر خرده‌گسل‌های تقریباً موازی و فشرده‌ترشدن حوضه‌های قرینهٔ آن، بعد از خط‌الرأس، بر اثر خرده‌گسل‌های متراکم و نامنظم، نسبت به حوضه‌های مجاورشان شده است. بر این اساس باید در امتداد گسل تهم در دشت‌های شمالی زنجان‌رود، گسستگی به اندازهٔ متغیر با توجه به فاصله از خط‌الرأس (محل تغییر امتداد ناهمواری‌ها) ایجاد شود؛ اما پیامد تغییر امتداد ناهمواری‌ها در دشت‌های مورد نظر به چند صورت با شواهد ژئومورفولوژیکی منعکس شده است؛ اول اینکه در همان رودخانه سارمساقلو (تهم)، درهٔ عریضی (۹۵۱ متر) ایجاد شده که از نظر عمق نیز در بین دره‌های دیگر بسیار عمیق‌تر است. دوم ایجاد شکاف‌های دیگری به‌جز شکاف تهم، که در شرایط کنونی رودخانه‌های همایون، سهرین، ارمغانخانه یا قره‌چریان و... در آنها جریان دارند. به غیر از این شکاف‌ها شکاف‌های دیگری نیز در اطراف زنجان‌رود به طرف کوهستان ایجاد شده است که در نگاه اول فرسایش قهقرایی در شکل‌گیری آنها بیشتر مد نظر قرار می‌گیرد، در صورتی که عامل اصلی پیدایش آنها به عملکرد گسل تهم بر می‌گردد. این شکاف‌ها در واقع گسل‌ها یا درز و ترک‌هایی هستند که بیشتر در آنها بازشدگی اتفاق افتاده تا جابه‌جایی‌های عمودی و امتداد لغز. چنین عملکردی در دره‌های عمیق دشت‌های شمالی زنجان‌رود، بیان‌کنندهٔ این مطلب است که گسستگی ناشی از تغییر امتداد کوهها به‌صورت واحد عمل نکرده تا شکاف‌های عمیقی ایجاد کند، بلکه شکاف‌های متعددی ایجاد کرده است. سوم از طریق انحرافی است که در مسیر رودخانه‌ها وجود دارد. می‌توان گفت که یکی از شواهد حرکات نئوتکتونیکی انحراف رودخانه‌ها و تغییر مسیر آبراهه‌هاست، یعنی در خیلی از موارد، گسل‌ها محل اصلی تغییرات در مسیر رودها و جابه‌جایی‌های آن هستند (شکل ۳). گسل‌های امتداد لغز، سبب ایجاد انفصال آبراهه در طول خط گسل می‌شوند، که میزان جابه‌جایی آبراهه، شاهد مفیدی برای تعیین میزان حرکت امتداد لغزی گسل به شمار می‌آید (رجبی و بیاتی خطیبی، ۱۳۹۰، ۸۸). دره‌های خطی در امتداد مسیر گسل‌های اصلی قرار دارند و به‌علت حرکت مداوم در مسیر جدید

گسل توسعه می‌یابند (کلر و پینتر،۲۰۰۲، ۱۵۷). با توجه به شواهد ژئومورفولوژیکی، دره‌های عمیق واقع در دشت‌های شمالی زنجان‌رود، براثر بازشدگی مداوم جدید زمین در محل گسل‌ها ایجاد شده‌اند و انحراف مسیر رودخانه‌ها در چنین دره‌هایی ناشی از نیروهای کششی در منطقه است که به‌صورت همگرا، رودخانه‌ها را به سمت بلوکی که بین سارمساقلو و قره‌چریان قرار دارد، منحرف کرده است. در واقع کشیده‌شدن خرده‌قطعات لیتوسفر به‌سمت سارمساقلو است که به صورت انحراف در رودخانه‌ها منعکس شده است.



شکل ۳- انحراف مسیر رودخانه در دشت‌های منطقه

در مسیر رودخانه‌ها دو نوع انحراف دیده می‌شود؛ یکی انحرافی که بر اثر عملکرد گسل ارمغانخانه به‌وجود آمده و همهٔ رودخانه‌ها را به‌سمت شمال (سمت راست رودخانهٔ اصلی) متمایل کرده است. انحراف دیگر در دشت‌ها اتفاق افتاده که رودخانه‌های سارمساقلو، زنجان‌رود و همایون را به سمت شمال و رودخانه‌های سهرین و قره‌چریان را به سمت جنوب (سمت چپ رودخانه اصلی) منحرف کرده است. جهت انحراف متفاوت رودخانه‌ها در دشت‌ها و وجود دره‌های وسیع و عمیقی که به علت شیب دشت‌های مجاور، قادر به دریافت رواناب‌های اطراف خود نیستند، سبب طرح این فرضیه شد که دشت‌های شمالی زنجان‌رود، در مقابل نیروهای کششی واگرای ناشی از عملکرد گسل تهم، مقاومت زیادی از خود نشان داده‌اند و مقداری از نیروهای وارده را با همگراکردن خرده‌قطعات، خنثی کرده‌اند. چنین عملکردی با انحراف رودخانه‌ها قابل ردیابی است که حاکی از واکنش متفاوت لیتوسفر زمین در مقابل نیروهای کششی است. واکنشی که مانع از ایجاد دره واحد و بزرگ یا حتی دره‌های متعددی شده که اندازهٔ بازشدگی دهانهٔ آنها به اندازهٔ زاویهٔ تغییر امتداد ناهمواری‌های منطقه باشد.

شاخص‌های مورفوتکتونیکی دالّ بر وجود گسل

در این پژوهش، از شاخص‌های مورفوتکتونیکی همچون پیچ و خم پیشانی کوه (Smf)، نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf)، گرادیان طولی رودخانه (SL)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، و تقارن توپوگرافی عرضی (T)، استفاده شده است.

پیچ و خم پیشانی کوه (Smf)[1]: شاخص سینوزیته جبهه کوهستان توازن بین نیروهای فرسایش‌دهندهٔ متمایل به تخریب و نیروهای زمین‌ساختی را بررسی می‌کند که تمایل به ایجاد ناهمواری دارند. به عبارت دیگر، پیچ و خم جبهه کوهستان شاخصی است که

1- Mountain-front sinuosity index

تعادل و توازن بین شرایط آب و هوایی و نیروهای فرسایشی در ارتباط با وضعیت لیتولوژیکی را با نیروهای تکتونیکی را ارزیابی می‌کند که منجر به شکل‌گیری جبهه کوهستانی مستقیم می‌شوند. جبهه کوهستانی مستقیم با ارتفاعات فرازش‌یافته بر اثر گسل فعال منطبق است. جبهه‌های کوهستانی که در حال بالاآمدگی باشند، نسبتاً خطی و مستقیم هستند و با مقدار کم Smf مشخص می‌شوند و با کاهش نرخ بالاآمدگی، میزان Smf افزایش می‌یابد (رابطهٔ ۱) (بول و همکاران، ۱۹۷۷)[1].

Smf = Lmf/Ls (رابطهٔ ۱)

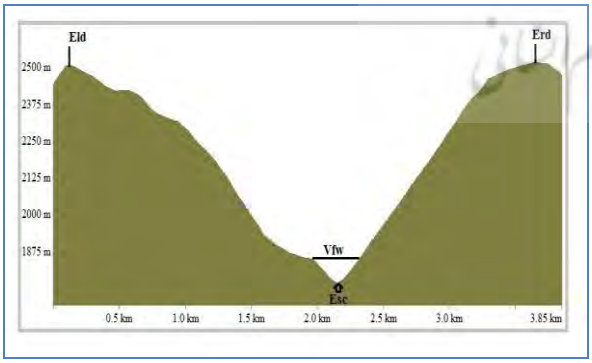
Lmf طول جبهه کوهستان در امتداد کوهپایه که در آن تغییراتی در شیب کوه به سمت کوهپایه‌ها رخ می‌دهد (شکست شیب یا کنیک) و Ls طول خط مستقیم جبههٔ کوهستان است. شاخص سینوسی جبههٔ کوهستان نشان‌دهندهٔ تعادل بین فرایندهای فرسایشی و زمین‌ساخت‌های فعال است. فرایندهای فرسایشی تمایل به ساییدن جبههٔ کوهستان دارند و فرآیندهای زمین‌ساخت فعال، تمایل به تولید جبهه‌های کوهستانی مستقیم، اغلب همزمان با چین‌ها و گسل‌های فعال دارند. هرچه مقادیر Smf کمتر باشد، فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه بیشتر رخ می‌دهد و هرچه مقدار برآوردی بیشتر باشد، فرآیندهای فرسایشی در حوضه تسلط دارد. مقادیر شاخص سینوسی جبههٔ کوهستان به آسانی از طریق نقشه‌های توپوگرافی و یا عکس‌های هوایی محاسبه می‌شود. با این حال، مقدار به دست آمده به مقیاس بستگی دارد (بول و همکاران، ۱۹۷۷). مقدار Smf معمولاً کمتر از ۳ و نزدیک به ۱ است (بول، ۲۰۰۷). Smf دشت‌های شمالی زنجان‌رود ۱/٤ به‌دست آمد که در طبقهٔ ۱ تا ۱/٦ قرار می‌گیرد و از نظر تکتونیکی فعال است.

$$S = \frac{48.4}{34.5} = 1.4$$

نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf)[2]: به صورت نسبت عرض کف دره به میانگین ارتفاع آن تعریف می‌شود (رابطهٔ ۲).

VF = ۲ VFW / [(Eld ° Esc) + (Erd ° Esc)] (رابطهٔ ۲)

Vf نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره، Vfw عرض بستر دره، Eld ارتفاع سمت چپ دره، Erd ارتفاع طرف راست دره و Esc ارتفاع متوسط بستر دره از سطح دریاست (شکل ٤). این شاخص تفاوت میان دره‌های با بستر عریض نسبت به ارتفاع دیواره دره (Uشکل) با دره‌های پرشیب و باریک (Vشکل) را نشان می‌دهد. در دره‌های Uشکل، معمولاً مقادیر Vf بالا هستند، در حالی که دره‌های Vشکل مقادیر نسبتاً کمی از Vf را دارند. در جایی که مقادیر Vf پایین است، نرخ‌های بالاتری از بالاآمدگی و بریدگی را شاهد هستیم (بول، ۲۰۰۷). مقدار Vf در زیر حوضه‌ها برآورد شد (جدول ۲).



شکل ٤- عوامل مورد نظر در نسبت کف دره به ارتفاع آن

1- Bull and at al 1977

2- Valley floor width-to-height ratio

جدول ۲- وضعیت تکتونیکی منطقه با توجه به شاخص Vf

ردیف	مناطق انتخاب شده	ارتفاع سمت راست	ارتفاع سمت چپ	ارتفاع متوسط بستر دره	عرض بستر دره	Vf	Vf نهایی
۱	سارمساقلو	۲۱۰۰	۲۱۰۰	۱۷۸۰	۲۱۸	۰/۳٤	۰/۲۷
۲	سهرین	۲۳۲۰	۲۵٤۰	۲۰۰۰	۱۹۸	۰/۲۳	
۳	قره‌چریان	۲۵٤۰	۲٤۸۰	۲۱۲۰	۲۰٤	۰/۲٦	

اگر مقدار Vf کوچک‌تر از یک باشد، تکتونیک بسیار فعال است، اگر بین ۱ و ۲ باشد، نیمه‌فعال است و اگر بزرگ‌تر از ۲ باشد، غیرفعال یا در واقع آرام است (رامشت و شاه‌زیدی، ۱۳۹۰، ۸۸). همان‌طور که محاسبات بالا نشان می‌دهد، در سه زیرحوضه سارمساقلو، سهرین و قره‌چریان مقادیر کوچک‌تر از یک و نشان‌دهندهٔ تکتونیک بسیار فعال است.

شاخص شیب طولی رودخانه (SL)[1]: شاخص شیب طولی جریان (SL) را هک (۱۹۷۳)[2] در یک بررسی از نقش مقاومت سنگ‌ها در جریان رودخانه‌ای در کوههای آپالاش در جنوب شرقی ایالات متحده تعریف کرده است (رابطهٔ ۳).

$$SL = (\Delta H / \Delta L) L \qquad \text{(رابطهٔ ۳)}$$

ΔH اختلاف ارتفاع بین دو نقطهٔ اندازه‌گیری‌شده، ΔL فاصلهٔ افقی بین دو نقطهٔ اندازه‌گیری‌شده و L طول رودخانه از نقطهٔ مرکزی دو نقطهٔ اندازه‌گیری‌شده تا سرچشمهٔ رودخانه است. شاخص SL در جریان رودخانه‌ها و جویبارها بر روی فراخاست‌های فعال، دارای مقادیر افزایشی است و امکان دارد مقادیر پایین‌تر آن مربوط به جریان‌های موازی با عوارضی مانند دره‌های تولیدشده توسط گسلش امتداد لغز باشد. $\Delta H / \Delta L$ همان شیب قسمتی است که می‌توان با استفاده از آن، رودخانه‌های کوچک با نیمرخ پرشیب و رودخانه‌های بزرگ‌تر با نیمرخ کم‌شیب و ملایم را مقایسه کرد (فونت و همکاران، ۲۰۱۰)[3]. برای این سه زیرحوضه قره‌چریان، سهرین و سارمساقلو این مقادیر به‌ترتیب ٤٦٦/٤، ۳۵۰/۵ و ٤٦٦/۲ برآورد شد که نشان‌دهندهٔ فعال‌بودن بیشتر منطقه در دو زیرحوضه قره‌چریان و سارمساقلو نسبت به سهرین است.

عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)[4]: شاخص عدم تقارن روشی برای ارزیابی کج‌شدگی‌های ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی در مقیاس حوضه‌های زهکشی است (رابطهٔ ٤).

$$Af = ۱۰۰ (Ar / At) \qquad \text{(رابطهٔ ٤)}$$

Ar مساحت قسمت سمت راست‌رود اصلی و At مساحت کل حوضه زهکشی است. عامل نامتقارن (AF) را می‌توان به‌منظور بررسی چرخش زمین‌ساختی در مقیاس حوضه زهکشی استفاده کرد (کلر و همکاران، ۲۰۰۲)[5]. مقدار Af در قره‌چریان ۲٦/۷ در سهرین ٥٤/٤ و در سارمساقلو ٦٤/۷ برآورد شد. رودخانه‌ای که در حالت تعادل است و تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد، Af برابر ۵۰ است. مقادیر بیش از ۵۰ عمل بالاآمدگی در ساحل راست و کمتر از ۵۰ بالاآمدگی در ساحل چپ آبراهه اصلی را نشان می‌دهد (مقصودی و محمدنژاد آروق، ۱۳۹۰، ۱۳٦). با این اوصاف در دو زیرحوضه سهرین و سارمساقلو بالاآمدگی در ساحل سمت راست واقع است و در زیرحوضه قره‌چریان در ساحل چپ تکتونیک فعال

[1] - Stream-gradient index
[2] - Hack, 1973
[3] - Font & et al, 2010
[4] - Asymmetric factor
[5] - Keller & et al, 2002

است. در نتیجه نیروی وارده بر اثر تکتونیک بین سه زیرحوضه واقع است و به همین دلیل، در دو زیرحوضه ساحل راست و در یکی دیگر در چپ اثر کرده است.

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T): شاخص تقارن توپوگرافی معکوس از رابطهٔ (٥) به دست می‌آید:

$$T = Da / Dd \qquad \text{(رابطهٔ ٥)}$$

Da فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (مسیر رود اصلی) و Dd فاصلهٔ خط میانی حوضه و خط تقسیم آب است. شاخص T یک بردار با یک جهت و مقدار ٠ تا ١ است که به کمک آن می‌توان زمینه‌های انحراف جانبی را تشخیص دهد. برای حوضه‌های کاملاً متقارن، T= 0 است و هرچه مقدار T به یک نزدیک‌تر شود، حوضه نامتقارن‌تر، در نتیجه فعالیت تکتونیکی در آن شدید است (کوکس و همکاران، ٢٠٠١)[1]. در هر کدام از زیرحوضه‌های قره‌چریان (جدول ٣)، سهرین (جدول ٤) و سارمساقلو (جدول ٥) شاخص T با دقت زیاد محاسبه شد. همان‌طور که از جداول بر می‌آید، نتایج حاکی از فعال‌بودن این شاخص تکتونیکی در همهٔ زیر حوضه‌هاست.

جدول ٣- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T در حوضهٔ قره‌چریان

محل برآورد شاخص	مقدار Da (به متر)	مقدار Dd (به متر)	مقدار T
١ کیلومتری جنوب روستای ماری	٢٢٤٤	٣٨٥٠	٠/٥٨
روستای ارمغانخانه	٣١٢٧	٣٥٣٤	٠/٨٨
روستای قشلاق	٦٥٩/٣	٣٤٠٣	٠/١٩

جدول ٤- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T در حوضهٔ سهرین

محل برآورد شاخص	مقدار Da (به متر)	مقدار Dd (به متر)	مقدار T
٥ کیلومتری شمال روستای سهرین	٦٣١/٦	٢٩٧٨	٠/٢١
٤ کیلومتری جنوب روستای سهرین	٢٩٧٧	٣٤٤٨	٠/٨٦
٢ کیلومتری روستای ینگجه	١٨٠٢	٢٢٥٧	٠/٧٩

جدول ٥- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T در حوضهٔ سارمساقلو

محل برآورد شاخص	مقدار Da (به متر)	مقدار Dd (به متر)	مقدار T
روستای تهم	٣٣٢٣	٧٩٤٣	٠/٤٢
سد تهم	١٥٢٦	٣٢٣٦	٠/٤٧
٤ کیلومتری شمال روستای سارمساقلو	١٤١٦	١٩٩٤	٠/٧١
٣ کیلومتری جنوب روستای سارمساقلو	٥٧٨/٧	٧١٩/٩	٠/٨

٣- نتیجه‌گیری

سرزمین‌های شمال زنجان رود، دشت‌های نسبتاً هموار، متشکل از یک‌سری رسوبات مخروط‌افکنه قدیمی بر روی رسوبات کنگلومرایی پلیوسن هستند که در امتداد سه زیرحوضهٔ آبی سهرین، سارمساقلو و قره‌چریان، که در بالاتر از پیشانی کوهستان، نسبت به سایر زیرحوضه‌های زنجان‌رود، وسعت بیشتری دارند، توسط دره‌های عریض و عمیق و مستقیم تجزیه شده‌اند. این ویژگی بیان‌کنندهٔ دو وضعیت رسوبگذاری رودخانه در طی زمان است؛ یکی زمانی که رودخانه‌ها

[1] - Cox & et al, 2001

مجبور به جریان در دره‌های عمیق نبودند و مخروط‌افکنه‌های وسیعی را از پیشانی کوهستان تا مرکز دشت، تشکیل داده‌اند. دیگری همانند شرایط کنونی که رودخانه‌ها قادر به ایجاد مخروط‌افکنه در فاصلهٔ زیادی از پیشانی کوهستان نیستند و مجبور به عبور از دره عمیقی هستند که با حفظ شرایط توپوگرافیکی اولیهٔ خود، تا نزدیک زنجان‌رود نیز امتداد دارند. چنین عملکردی نشان‌دهندهٔ تحمیل‌شدن نیرویی بر منطقه است که از مخروط‌افکنه‌های قدیمی و فسیل‌شدهٔ جدیدتر و از آبراهه‌های کنونی، قدیمی‌تر بوده است و نمی‌تواند مربوط به فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری باشد؛ چرا که ارتفاع یافتن کوههای شمالی زنجان به قبل از کواترنری بر می‌گردد؛ مسلماً پیدایش گسل‌هایی که هم اکنون مسیر رودخانه‌های اصلی را تشکیل می‌دهند، نیز به همان زمان بر می‌گردد. بر اساس نقشهٔ ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی زنجان، حفر دره‌ها در رسوبات مخروط‌افکنه‌ای به‌هم‌پیوسته‌ای اتفاق افتاده است که بر روی کنگلومرا و سیلت و ماسه‌سنگ پلیوسن گسترده شده‌اند. چنین ویژگی‌هایی بیان‌کنندهٔ دو وضعیت متفاوت فرایندی در طی زمان است؛ یکی حاکمیت فرایند آلوویالی، یعنی مرحله‌ای که رودخانه‌ها در دره‌های عمیق جریان ندارند و قادر به رسوبگذاری سطحی و ایجاد مخروط‌افکنه‌های به‌هم‌پیوسته هستند؛ دیگری حاکمیت فرایند فلوویالی، یعنی مرحله‌ای همانند شرایط کنونی که رودخانه‌ها قادر به ایجاد مخروط‌افکنه نبوده‌اند و مجبور به عبور از درهٔ عمیقی هستند و با حفظ شرایط توپوگرافیکی اولیه، به رودخانهٔ زنجان‌رود متصل می‌شوند. حفر دره‌ها به گونه‌ای است که رسوبات مخروط‌افکنه‌ای را فرسایش داده و به رسوبات کنگلومرایی سخت رسیده و حفر را در رسوبات کنگلومرایی ادامه داده است. اثر فعالیت‌های تکتونیکی در بازشدگی دره‌ها، انحرافی است که رودخانه‌ها به‌صورت متمرکز به‌سمت سارمساقلو دارند و حفر دره‌های عریض و آبشخورمانند در آبرفت‌هایی که فرم آنها حاکی از فراهم‌بودن شرایط لازم برای رسوبگذاری رودخانه به فرم مخروط‌افکنه بوده، قابل توجیه است. این گونه دره‌ها عمق و عرض خود را در تمام مسیر حفظ کرده‌اند و در مسیر آنها در شرایط کنونی امکان رسوبگذاری به شکل مخروط‌افکنه وجود ندارد و در درون دره‌ها با توجه به شیب ملایم هنوز عمل حفر اتفاق می‌افتد. ارزیابی شاخص‌های مورفوتکتونیک منطقه حاکی از آن است که تمام زیرحوضه‌های دشت‌های شمالی زنجان‌رود از نظر سینوزیته جبهه کوهستان، گرادیان طول رودخانه، نسبت کف دره به ارتفاع آن و تقارن توپوگرافی عرضی، تکتونیکی فعال و از نظر عدم تقارن حوضه زهکشی، تکتونیکی نیمه‌فعال دارند (جدول ٦). تکتونیک فعال به همراه عوامل بیرونی و تقدم و تأخر زمانی آنها نسبت به یکدیگر منجر به پیدایش دشت‌های هموار شده است که به‌وسیلهٔ آبراهه‌های وسیع و عمیق منقطع شده‌اند.

جدول ٦- شاخص‌های تکتونیکی زیرحوضه‌های شمالی زنجان‌رود

نام حوضه و منطقه	شاخص	مقدار	وضعیت تکتونیکی	توضیح
سینوزیته جبهۀ کوهستان	Smf	۱/٤	فعال	۱ تا ۱/٦ فعال، ۱/٤ تا ۳ نیمه‌فعال و۳ بالاتر غیرفعال
حوضۀ سارمساقلو	Vf	۰/۳٤	فعال	کوچک‌تر از ۱ بسیار فعال، بین ۱ و ۲ نیمه‌فعال و بزرگ‌تر از ۲ غیرفعال یا آرام
حوضۀ سهرین	Vf	۰/۲۳	فعال	
حوضۀ قره‌چریان	Vf	۰/۲٦	فعال	
حوضۀ قره‌چریان	SL	٤٦٦/٤	متوسط	فعالیت زیاد ۵۰۰ ≤ SL
حوضۀ سهرین	SL	۳۵۰/۵	متوسط	فعالیت متوسط ۵۰۰ > SL ≥ ۳۰۰
حوضۀ سارمساقلو	SL	٤٦٦/۲	متوسط	فعالیت کم ۳۰۰ > SL
حوضۀ قره‌چریان	Af	۲٦/۷	فعال	فرایش در ساحل چپ
حوضۀ سهرین	Af	۵۹/٤	فعال	فرایش در ساحل راست
حوضۀ سارمساقلو	Af	٦٤/۷	فعال	فرایش در ساحل راست
حوضۀ قره‌چریان	T	۰/۵۵میانگین	فعال	انحراف به سمت راست
حوضۀ سهرین	T	۰/٦۲میانگین	فعال	انحراف به سمت راست
حوضۀ سارمساقلو	T	۰/٦میانگین	فعال	انحراف به سمت چپ

منابع

اسعدی روناک، (۱۳۸۲). بررسی مآندرهای رودخانه‌های قزل اوزن و کارون، دفتر حفاظت و مهندسی رودخانه و سواحل و کنترل سیلاب، اسفند، صص ۳۵-۱.

انصاری‌نیا، سیاوش، (۱۳۸۸). رویکرد محیطی به توسعۀ منطقه‌ای و محرومیت در حوزه آبخیز قزل اوزن، گروه شهرسازی، دانشکده معماری و شهرسازی، دانشگاه شهید بهشتی، علوم محیطی، سال ششم، شمارۀ سوم، بهار، صص ۱۱٦-۸۷.

آر. یوکوک و جی. سی. دورکمپ، (۱۳۷۷). ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، ترجمۀ شاپور گودرزی‌نژاد، انتشارات سمت، تهران، ۲۹۹.

آرین، مهران، پورکرمانی، محسن (۱۳۷۷). لرزه‌خیزی ایران، چاپ ۲، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی تهران، صفحۀ۲۱۲.

بهرام‌زاده، محمد؛ ملکی، سهیل، (۱۳۹۰). مطالعۀ احیا و ساماندهی پل‌های تاریخی حاشیۀ رودخانۀ زنجان‌رود، ناشر استانداری زنجان (معاونت برنامه‌ریزی).

ثبوتی، فرهاد، حسامی، خالد، قدس، رضا، طبسی،هادی و عسگری، روح‌اله، (۱۳۸۷). لرزه‌خیزی و گسلش فعال در زنجان و مناطق مجاور، سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۸۹-۱۸۷.

جعفری، غلام‌حسن و رامشت، محمدحسین، (۱۳۹۲). فرایندهای ژئومورفولوژیک و تأثیر آنها در برآورد سیلاب، اندیشه جغرافیا، دوفصلنامه، شمارۀ ۱۳، ۱۰۱-۱۱۸.

رامشت، محمدحسین، شاه‌زیدی، سمیه‌سادات، (۱۳۹۰)، کاربرد ژئومورفولوژی در برنامه‌ریزی ملی، منطقه‌ای، اقتصادی، توریسم، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ دوم، ۳۹۲.

رامشت، محمدحسین و شوشتری، نسرین، (۱۳۸۳)، آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، فصلنامۀ تحقیقات جغرافیایی، شمارۀ ۷۳، ۱۳۲-۱۱۹.

رامشت، محمدحسین و کاظمی، محمد مهدی (۱۳۸٦). آثار یخچالی در حوضۀ اقلید فارس، رشد آموزش جغرافیا، شمارۀ ۷۹، ۱۱-۳.

رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۲). نظریهٔ کیاس در ژئومورفولوژی، مجلهٔ جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان، شمارهٔ ۱، ۳۷-۱۳.

رجبی، معصومه و بیاتی‌خطیبی، مریم، (۱۳۹۰). ژئومورفولوژی شمال غرب ایران، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تبریز، ۲۸۸.

ریچارد چورلی و همکاران، (۱۳۷۹). ژئومورفولوژی جلد چهارم، ترجمه معتمد، احمد، انتشارات سمت، ۲٦۸.

عبدی، پرویز و غیومیان، جعفر، (۱۳۷۹). تعیین محل‌های مناسب برای پخش سیلاب در دشت زنجان با استفاده از داده‌های ژئو فیزیکی و GIS- دومین همایش استانداردهای ایستگاههای پخش سیلاب ۱۳-۱۵، اسفندماه ۷۹، مرکز تحقیقات خاک و آبخیزداری.

علایی‌طالقانی، محمود، (۱۳۸۸). ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس، ۳٦۰.

کمانه، سیدعبدالعلی، (۱۳۸۵). نقش تغییرات سطوح اساس محلی و اقلیمی دورهٔ کواترنری بر تحولات ژئومورفولوژیکی (مطالعهٔ موردی: رودخانه کر)، رامشت، محمدحسین، دانشگاه اصفهان، گروه جغرافیا.

محجل محمد، مصباحی فاطمه (۱۳۸۷). تحلیل هندسی و جنبشی گسلش عادی در رسوبات افقی پلیوسن- کواترنری فرونشت زنجان، فصلنامهٔ زمین‌شناسی ایران، سال دوم، شمارهٔ ٦، تابستان، صص ٦۹-٤۹.

معیری، مسعود، رامشت محمدحسین، تقوایی مسعود، تقی‌زاده، محمدمهدی،(۱۳۸۸). مواریث یخچالی در حوضه صفاشهر- استان فارس، مجلهٔ پژوهشی دانشگاه اصفهان علوم انسانی، جلد ۱، شمارهٔ ۳۲، سال ٤، صص:۱۳۰-۱۰۹.

مهرشاهی، داریوش، (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی دشت ابراهیم‌آباد مهریز و ارتفاعات حاشیهٔ آن، نشریهٔ علمی- پژوهشی انجمن جغرافیایی ایران، دورهٔ جدید، سال دوم، شمارهٔ ۳، پاییز و زمستان، صص ۱٤۵-۱۲۵.

Berberian, M.etal, (1993), the study and Analysis of Neo Tectonics, Earthquake Risk in the Gazvin area, Geological survey of Iran, Tehran, Iran.

Bull, W.B., (2007), Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. Blackwell, Malden.

Cox, R.T., Van Arsdale, R.B., Harrris, J.B., (2001). Identification of possible Quaternary deformation in the northern Mississippi embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. GSA Bulletin, 113, pp 615-624.

Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller, E.A., (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, Vol 96, pp 150-173.

Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., (2010). Dem and GIS Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonic: the Normandy Intraplate Area (NE France). Geomorphology, Vol 119, No3-4, pp 172-180.

Hack, J.T., (1973). Stream-profiles analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the U.S. Geological Survey 1, pp 421-429.

Keller, E.A., Pinter, N., (2002). Active tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2nd Ed.). Prentice Hall, NewJersey.

Keller, Edward A., & Pinter, Nicholas, (2002), Active Tectonics: Earthquake, Uplift and Landscape, Prentice Hall Publication, London

Petras, J., 2010. Genesis and sedimentation of an ice-walled lake plain in northeastern Illinois. Unpublished MS thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign, 171 p.

Radoane, Maria, Nicolae, Radone and Dan, Dumitria, 2003, Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. Geomorphology. 50: 293-306.

Tipping, 1994, fluvial chronology and valley floor evolution of the upper Bowmontalley, Borders region, Scotland. Earth surface processes and landforms.19:641-657.

Wallerstein. P. Nick., and Thorne, C. R., 2004, Influence of large woody debris on morphological evolution of incised.Geomorphology.51:L53-73.

Zelilidis, Abraham, 2000, Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. Geomorphology. 35:69-85.