پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال چهارم، شماره ۲، پاییز ۱۳۹٤
صص. ۱۷۹-۱٦۷

الگوی مورفولوژیک دره‌های رودخانه سردر و تفتو در شرق و جنوب شرق طبس

وصال یحیی شیبانی- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، پردیس بین‌الملل دانشگاه فردوسی مشهد، ایران
محمد خانه باد* – استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۰۲/۱۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۰۸/۲۲

چکیده

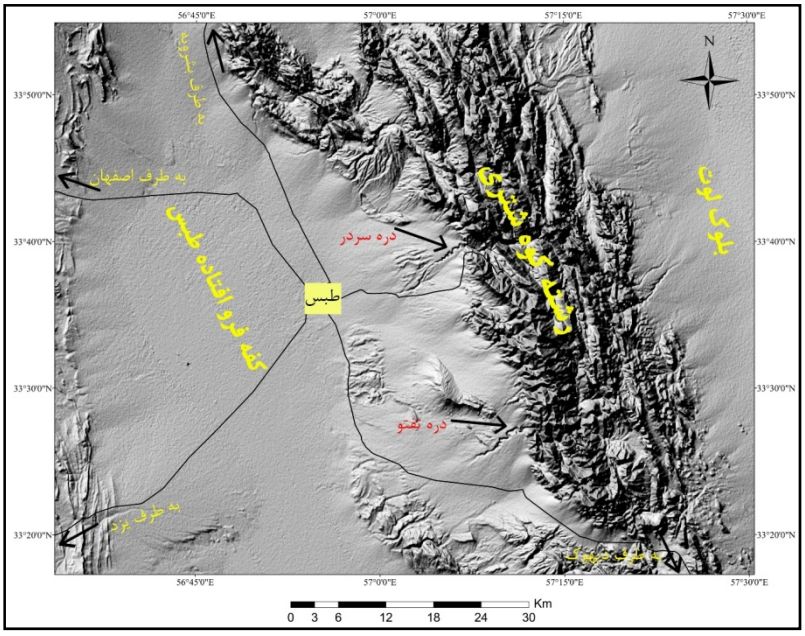
رودخانه‌های سردر و تفتو در شرق و جنوب شرق طبس واقع‌شده‌اند. دره‌های این رودخانه‌ها از پدیده‌های بسیار زیبای ژئومورفولوژی در منطقه محسوب می‌گردند. این دره‌ها از مهم‌ترین کانیون ها در رشته‌کوه شتری واقع در شرق ایران مرکزی هستند. به‌منظور بررسی تغییرات مورفولوژی رودخانه‌های سردر و تفتو از عکس‌های هوایی سال ۱۹۵٦ و تصاویر ماهواره‌ای سال ۲۰۱۵ در محیط نرم‌افزار ArcGIS استفاده‌شده است. با تقسیم رودخانه‌ها به دو بخش کوهستانی و آبرفتی الگوی جریان رودخانه‌ها برحسب درجه پیچش، در محدوده کوهستانی به علت محصور شدن در دره‌های باریک و عمیق و جنس سخت سنگ‌های کربناته به‌صورت پیچان‌رودی (۲-۱/۲۵) و در بخش آبرفتی به علت وجود تشکیلات سست و نرم به‌صورت پیچان‌رودی شدید (بیشتر از ۲) است. پیچش‌ها در مسیر کانیون رودخانه‌های سردر و تفتو در سال‌های مذکور تغییرات چندانی نداشته و حالت کلی پیچشی خود را در رسوبات آبرفتی حفظ کرده‌اند که علت آن احتمالاً ناشی از قرارگیری این رودخانه‌ها در منطقه گرم و خشک کویری بلوک طبس و عدم وجود جریان دائمی در بخش‌های آبرفتی است.

واژگان کلیدی: مورفولوژی، درجه پیچش رودخانه، رودخانه سردر، رودخانه تفتو، رشته‌کوه شتری.

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۵۳۱۶۹۱۴۸ E-mail: mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

مقدمه

مورفولوژی یک رودخانه به‌راحتی می‌تواند توسط پروفیل طولی و عرضی نمایان گردد(سینگ[1]، ۲۰۱۴: ۱) و در این حالت فعالیت‌های تکتونیکی جدید (نئوتکتونیک) بر روی مورفولوژی کانال در نواحی با توپوگرافی پایین نقش اساسی ایفا می‌کند(زاملی و همکاران[2]، ۲۰۱۰: ۲۳۱). مطالعات ژئومورفولوژی از مهم‌ترین مباحث علم مهندسی رودخانه می‌باشد که به بیان شکل مهندسی، فرم بستر، پروفیل طولی آبراهه، پروفیل عرضی، تغییر شکل‌ها و تغییر مکان رودخانه در طول زمان می‌پردازد (حافظی مقدس و همکاران، ۱۳۹۱، ۲). الگوهای متفاوت رودخانه‌ها، تحت تأثیر عوامل متعدد طبیعی همچون عوامل تکتونیکی، سنگ‌شناسی، هیدرولوژیکی، اقلیمی و انسانی می‌باشد. این عوامل بسته به نوع رودخانه، تأثیرات متفاوتی بر روی شکل الگوهای رودخانه‌ای می‌گذارند و همچنین علاوه بر عوامل طبیعی، عوامل انسانی نیز نقش بسیار مهمی بر روی شکل و الگوی مجاری رودخانه دارند(گریگوری[3]، ۲۰۰۶: ۱۷۶). رودخانه‌های طبیعی تحت تأثیر عوامل و متغیرهای مختلفی، پیوسته ازنظر ابعاد، شکل، راستا و الگو در حال تغییر هستند (ساسانی و همکاران، ۱۳۸۴، ۱). تغییرات هیدرولوژیک طبیعت به‌تدریج موجب تغییر موقعیت و مورفولوژی رودخانه‌ها می‌شود. تمایل رودخانه به تغییرات مورفولوژی طی حدود یک قرن، به‌خوبی قابل‌درک و اثبات است. از این لحاظ، رودخانه ازنظر ژئومورفیک بی‌تردید پدیده‌ای پویاست و شواهد مورفولوژیک زمین‌شناسی حاکی از آن است که بیشتر رودخانه‌ها در معرض تغییرات مستمر قرار دارند، تغییراتی که بخشی از تحول مورفولوژیکی آن‌ها می‌باشد (پیمان، ۱۳۸۰، ۶). رشته‌کوه شتری در شرق ایران مرکزی، با طول بیش از ۱۴۰ کیلومتر جداکننده بخش گسترده‌ای از سرزمین مرکزی ایران از نیمه شرقی یعنی بلوک لوت می‌باشد. بارزترین کانیون ها و رودخانه‌های رشته‌کوه شتری را می‌توان در دامنه‌های غربی و مشرف بر دشت طبس(کفه فروافتاده طبس) مشاهده نمود، که از بین آن‌ها می‌توان به رودخانه‌ها و کانیونهای تَفتو و سردر اشاره کرد (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی رودخانه‌های سردر و تفتو در شرق و جنوب شرق طبس

[1]. Singh
[2]. Zamolyi et al
[3]. Gregory

برخی از این رودخانه‌ها از بخش‌های مرکزی رشته‌کوه شتری شروع‌شده و درنهایت با عبور از آن و ته‌نشست حجم عظیمی از رسوبات آبرفتی منجر به تشکیل مخروط‌های افکنه بزرگی شده‌اند که در اثر بالاآمدگی منطقه، بستر خودشان را حفر کرده و در رسوبات آبرفتی منجر به تشکیل کانیون هایی با اشکال ژئومورفولوژیکی زیبا و بی‌نظیری شده‌اند. هدف این مقاله، مطالعه و معرفی پدیده‌های ژئوموفولوژیکی رودخانه‌های سردر و تفتو و بررسی تغییرات میزان پیچش آن‌ها توسط عکس‌های هوایی سال ۱۹۵۶ تهیه‌شده سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ی کوئیک برد[1] با دقت ۶۰ سانتی‌متر مربوط به سال ۲۰۱۵ می‌باشد.

پیشینه تحقیق

امروزه بررسی تغییرات مورفولوژیکی رودخانه‌ها، موردتوجه بسیاری از پژوهشگران ایرانی قرارگرفته و به‌ویژه در سال‌های اخیر با ابزارهای رقومی، مطالعات ارزنده‌ای در این زمینه صورت گرفته است که از بین آن‌ها می‌توان به مطالعات حاجی بیگلو(۱۳۹۲)، اصغری سراسکانرود(۱۳۹۲)، مقصودی و همکاران(۱۳۸۹)، رضائی مقدم و همکاران(۱۳۸۸)، ارشد و همکاران(۱۳۸۶)، یمانی و همکاران(۱۳۸۵)، اشاره نمود. در خصوص رودخانه‌های سردر و تفتو تاکنون در این زمینه، مطالعاتی صورت نگرفته و پژوهش حاضر سعی در بررسی الگوی مورفولوژیکی و ضریب پیچش این رودخانه‌ها داشته است.

منطقه موردمطالعه

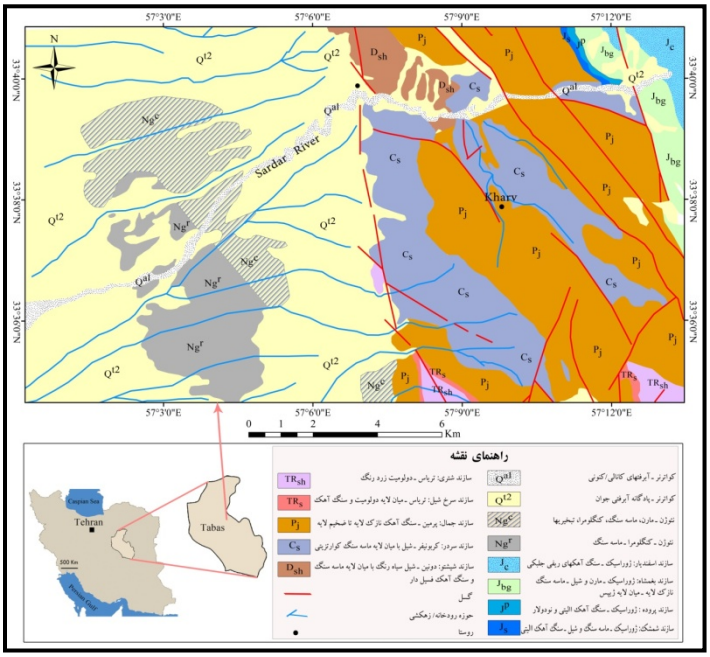
زمین‌شناسی منطقه

در تقسیمات زمین‌شناسی ایران، ایران مرکزی با روند شرقی ـ غربی به سه بلوک مجزا تحت عنوان بلوک لوت، بلوک طبس و بلوک یزد تقسیم‌شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳، ۵۹). این مطالعه در بخش شرقی بلوک طبس انجام‌گرفته و در تقسیمات جزئی‌تری که انجام‌گرفته، این رودخانه‌ها در قسمتی از بلوک شتری و کفه‌ی فروافتاده طبس قرار دارند (شکل ۱). این منطقه ازنظر فعالیت‌های لرزه‌ای در ایران بسیار فعال بوده و زلزله شهریورماه سال ۱۳۵۷ طبس نیز از شواهد آن می‌باشد.

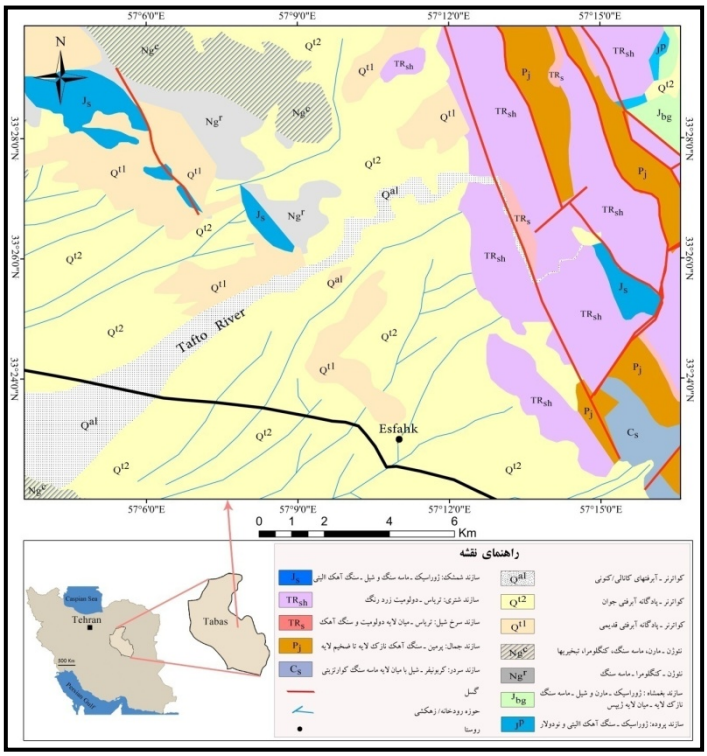
بلوک شتری یا رشته‌کوه گسلیده ـ چین‌خورده شتری به‌صورت نوار کم‌وبیش باریکی با پهنای حداکثر ۳۰ کیلومتر و طولی بالغبر ۱۵۰ کیلومتر می‌باشد. مورفولوژی این رشته‌کوه که عمدتاً به‌صورت دشت‌ها و دره‌های میانکوهی می‌باشد مدیون زمین‌ساخت و نوع سنگ‌شناسی سازندها بوده که سنگ‌های سخت و نرم را در کنار یکدیگر قرار داده است. لازم به ذکر است که رودخانه سردراز واحدهای مختلف زمین‌شناسی دوران پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک عبور می‌نماید و رودخانه تفتو نیز در واحدهای دوران دوم و سوم زمین‌شناسی قرارگرفته است (شکل ۲ و ۳). از طرفی کوهستان شتری با روند NNW – SSE به‌عنوان یک سیمای زمین‌ریخت‌شناسی برجسته و ساختار زمین‌ساختی جوان و پویا، عامل اصلی تأثیرگذار بر ایجاد و توسعه سامانه‌های فرسایش ـ رسوب‌گذاری ازجمله مخروط افکنه ها و پادگانه‌های آبرفتی می‌باشد (ناظمی، ۱۳۹۲، ۶۶) به‌طوری‌که رودخانه‌های سردر و تفتو بستر مخروط‌های افکنه قدیمی خودشان را حفر نموده‌اند و کانیون های بی‌نظیری را با اشکال خاص ژئومورفولوژیکی به وجود آورده‌اند که عامل اصلی و به وجود آورنده این کانیون ها، بالاآمدگی منطقه موردمطالعه در طبس می‌باشد. کفه‌ی فروافتاده طبس مرز شرقی آن عمدتاً به‌صورت گسل‌های مجزا و متعدد با کوهستان شتری است و حجم گسترده‌ای از رسوبات آبرفتی از ارتفاعات پیرامون خصوصاً از رشته‌کوه شتری، در آن ته‌نشست می‌شوند که به‌صورت مخروط‌های افکنه بزرگ و کوچک در کنار یکدیگر قابل‌مشاهده می‌باشند.

1: Quick Bird

کفه‌ی فروافتاده طبس یک فروافتادگی انقباضی ـ فشارشی بوده و درواقع فروافتادگی آن زمین‌ساختی و ناشی از برپایی نواحی مجاور (رشته‌کوه شتری، کوه‌های کلمرد، مزینو و پروده) به‌صورت مکانیسم‌های راندگی و چین‌خوردگی مرتبط با آن است(ناظمی ،۱۳۸۸، ۴۸).



شکل ۲: نقشه زمین شناسی رودخانه سردر و واحدهای زمین شناسی آن در شرق طبس (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بشرویه- اشتوکلین و همکاران، ۱۹۹٤)



شکل ۳: نقشه زمین شناسی رودخانه تفتو و واحدهای زمین شناسی آن در جنوب شرق طبس (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بشرویه- اشتوکلین و همکاران، ۱۹٦۹)

۱ـ دره سردر:

دره زیبا و بی‌نظیر سردر در شرق شهر طبس با طول جغرافیایی ۵۷ درجه تا ۵۷ درجه و ۱۴ دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و ۳۴ دقیقه تا ۳۳ درجه و ۴۰ دقیقه قرارگرفته و از دامنه‌های مرکزی رشته‌کوه شتری از کوهی به نام اژدر کوه شروع‌شده و در طی مسیر توسط شاخه‌های فرعی و زیادی تغذیه می‌شود. طول این رودخانه از محلی به نام چشمه قنبر تا جایی که در دشت طبس خاتمه پیدا می‌کند ۲۸ کیلومتر بوده که از این مقدار مسافت، ۱۶ کیلومتر آن در رسوبات آبرفتی می‌باشد. این رودخانه از واحدهای مختلفی زمین‌شناسی دوران پالئوزوئیک (سازندهای شیشتو و سردر با لیتولوژی غالب شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک و سازند جمال سنگ‌آهک و دولومیت)، مزوزوئیک (سازندهای شمشک با لیتولوژی شیل و ماسه‌سنگ، پروده و اسفندیار با سنگ‌آهک‌های پر فسیل و بغمشاه با تناوب مارن و شیل) و سنوزوئیک (رسوبات مارنی و کنگلومرایی نئوژن و نهشته های آبرفتی کواترنر) عبور می‌نمایند (شکل ۲ و۳). بخشی از این رودخانه قطع کننده سازندها و یا در امتداد لایه‌های رسوبی سازند جمال تشکیل‌شده است. مئاندرهای این رودخانه در قسمت خروجی از رشته‌کوه شتری زیباترین شکل مورفولوژیکی آن محسوب می‌شوند که در دشت(بخش کوهستانی و آبرفتی کانیون سردر) و تصاویر ماهواره‌ای به‌خوبی قابل‌تشخیص و مشاهده هستند (شکل ۴ـ A,B).

شکل ٤: A: بخشی از کانیون سردر در بخش کوهستان که از رسوبات کربناته سازند جمال عبور می نماید.
B: رودخانه و کانیون سردر در جایی که دیواره های آن از رسوبات آبرفتی ـ کواترنری تشکیل شده است.

همچنین اشکال مختلفی همانند دودکش و تنوره‌های جن، غارهای فرسایشی از پدیده دیگر ژئومورفولوژیکی در این دره می‌باشند، که در ذیل به‌اختصار به شرح آن‌ها خواهیم پرداخت:

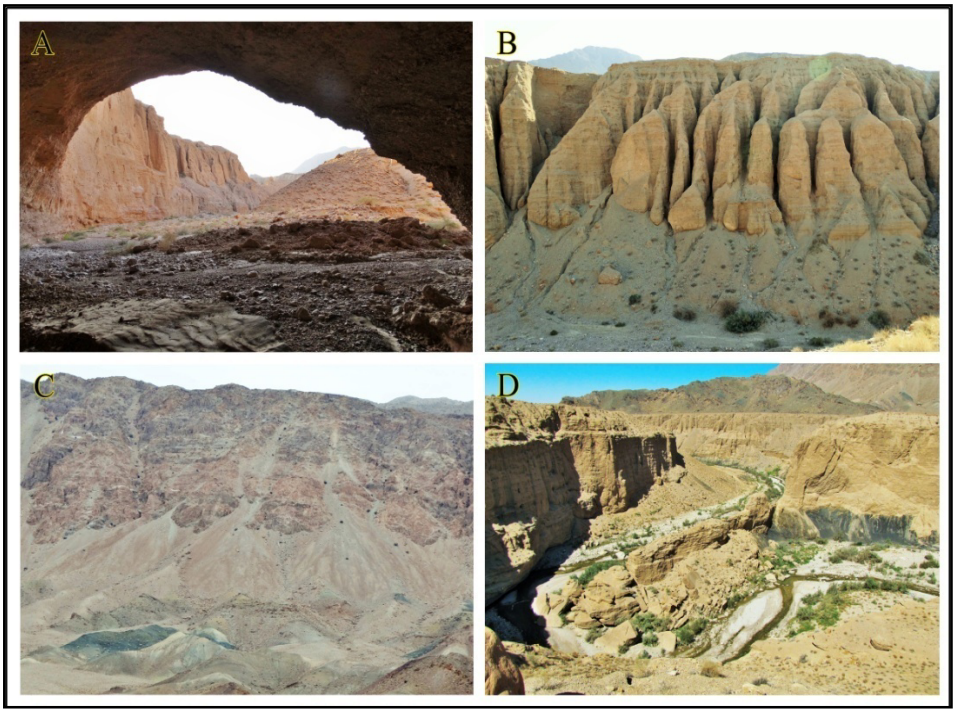
غارهای فرسایشی؛ ازجمله غارهای عهد حاضری هستند که در دیواره‌های آبرفتی برخی از دره‌های منطقه طبس به‌خصوص دره سردر دیده می‌شود (شکل ۵ ـ A). درواقع به علت عملکرد شدید جریان آب در دیواره‌ی دره‌های آبرفتی ـ کواترنری غارهایی ایجادشده که بعضاً تا حدود ۷ متر عمق و ۱۰ متر ارتفاع دارند.

دودکش و تنوره جن؛ این پدیده‌ی کم‌نظیر عمدتاً در اثر عملکرد فرسایش آب و باد، ستون‌ها و یا رشته‌هایی دیوار مانند ایجاد می‌کند که در اصطلاح دودکش یا تنوره جن گفته می‌شود. تنوره جن درواقع شیارهایی توخالی شبیه به دودکش

می‌باشد که در حدفاصل بین دودکش‌های جن قابل‌مشاهده است. نمونه‌هایی از این ژئوفرم های[1] زیبا در سنگ‌های سست آبرفتی ـ کواترنری اطراف طبس، در دره سردر به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۵ ـ B).

تالوس یا واریزه‌ها؛ درواقع جوان‌ترین رسوباتی هستند که در اثر نیروی ثقل (کالوویال) از ارتفاعات و ریزش این مواد در پای دامنه‌ی کوه‌ها تشکیل‌شده‌اند. همچنین واریزه‌ها از شواهد فعال زمین‌ساخت هر منطقه محسوب می‌شوند. از فراوان‌ترین واریزه‌های اطراف طبس می‌توان به منطقه سردر و حاشیه رودخانه سردر اشاره نمود (شکل ۵ ـ C).

مئاندر یا پیچان‌رود؛ پیچ‌وخم‌هایی هستند که در مسیر رودخانه دیده می‌شوند. البته این پیچ‌وخم ها در داخل دشت‌ها نسبتاً صاف و هموار بوده و ارتباطی به تغییر مسیرهای یک رودخانه در داخل رشته‌کوه به علت‌های مختلف ازجمله تغییر لیتولوژی ندارد. با ایجاد یک پیچ در مسیر رودخانه در بخش اصلی قابل‌تفکیک می‌باشد. دریکی از نواحی که در قسمت محدب پیچ واقع است عمل فرسایش (با توجه به‌سرعت جریان آب و قدر بالای فرسایش) انجام‌شده و با فرسایش جانبی دیواره‌های رودخانه را از پایین تخریب نموده و موجب ریزش بخش‌هایی از دیواره می‌شود. در سمت مقابل، قسمت مقعر پیچ می‌باشد و با توجه به‌سرعت پایین جریان آب و کاهش قدرت حمل رسوبات عمل رسوب‌گذاری (پوینت بار) انجام می‌پذیرد. نمونه‌های بسیار جالبی از این مئاندرها در بسیاری از نقاط رودخانه سردر دیده می‌شود که بارزترین آن‌ها در محل خروج رودخانه سردراز رشته‌کوه شتری و در پایین‌دست و بالادست سد نهرین وجود دارد (شکل ۵ـ D).



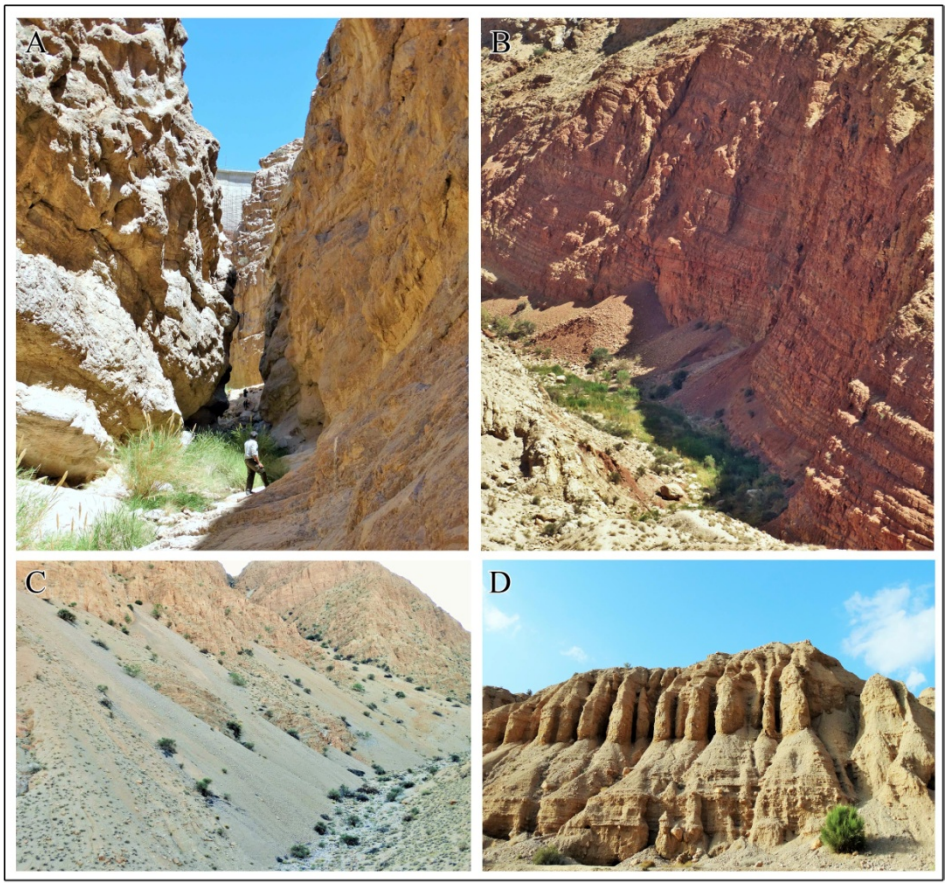
شکل ۵: A: چشم انداز بیرونی دره سردر از درون غار فرسایشی B: دودکش و تنوره جن در رسوبات آبرفتی ـ کنگلومرایی دیواره های دره سردر C: واریز یا تالوس در کناره دیواره های رسوبات کربناته و کوه ساز سازند جمال، دره سردر D: یکی از مئاندرهای زیبای دره سردر در بالادست سد نهرین.

۲- دره تفتو:

این دره در ۶۵ کیلومتری جنوب شرق شهر طبس و در شمال روستای اصفهک با طول جغرافیایی ۵۷ درجه تا ۵۷ درجه و ۱۶ دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و ۲۲ دقیقه تا ۳۳ درجه و ۳۰ دقیقه قرار دارد (شکل ۶). این دره با طول ۱۷

1: Geoform

کیلومتر از سد کهن کُریت شروع‌شده و با عبور از سازندهای دولومیتی شتری، سرخ شیل و رسوبات آبرفتی کواترنری، دره‌ها و کانیونهای ژرفی را به وجود آورده است به‌طوری‌که ارتفاع دیواره‌های این دره در برخی نقاط به بیش از ۲۰۰ متر(در سازند دولومیتی شتری) هم می‌رسد (شکل ۶ ـ A,B). غرق‌آب ها یا چاله‌های پرآب متعددی که عمدتاً در این دره دیده می‌شود حاصل عملکرد فرسایش‌های رسوبات کربناته سازند شتری و همچنین رسوب‌گذاری ناگهانی بار بستر رودخانه بوده، که چاله‌های آبی مختلفی را در طول دره به وجود آورده است. همچنین ۱۳ کیلومتر از این رودخانه در رسوبات آبرفتی ـ کواترنری می‌باشد که دودکش‌های جن در این رسوبات و پایین‌دست رودخانه تشکیل‌شده‌اند و واریزه‌ها نیز به‌وفور در اطراف رودخانه و در دامنه کوه به چشم می‌خورد (شکل ۶ ـ C,D).



شکل ٦: A: تنگه تفتو در پایین دست سد کهن کریت که از رسوبات کربناته سازند شتری عبور نموده است. B: قسمتی از دره تفتو که گسل ها در به وجود آمدن آن نقش داشته اند. C: تالوس یا واریزهای دره تفتو. D: دودکش های جن در دره تفتو.

مواد و روش‌ها

جهت بررسی میزان تغییرات مورفولوژی رودخانه سردر به طول ۱۶ کیلومتر و رودخانه تفتو به طول ۱۳ کیلومتر در بخش آبرفتی آن‌ها، ابتدا به کمک عکس‌های هوایی سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ (سال ۱۹۵۶) و تصاویر ماهواره‌ی کوئیک برد باقدرت تفکیک ۶۰ سانتی‌متر مربوط به سال ۲۰۱۵ پس از رقومی نمودن در محیط نرم‌افزار ArcGIS تغییرات میزان پیچش هر یک از این رودخانه‌ها رقومی شده و برای نشان دادن تغییرات مسیرهای قدیم و جدید، هرکدام از این مسیرها ترسیم و بر هم منطبق گردیدند. به دلیل مورفولوژی متفاوت رودخانه در بخش‌های مختلف و به‌منظور انجام بررسی دقیق‌تر و علمی‌تر محدوده موردمطالعه، رودخانه‌ها به دو بخش تقسیم گردید. بخش اول در

محدوده کوهستانی و بخش دوم در محدوده آبرفتی شناسایی گردید (شکل ۷ و ۸). در مرحله بعد، پس از شناسایی پیچان‌رودهای موجود در دو رودخانه مشخصات هندسی آن‌ها از قبیل طول قوس و طول‌موج برای محاسبه ضریب پیچشی با استفاده از فرمول زیر اندازه‌گیری گردید:

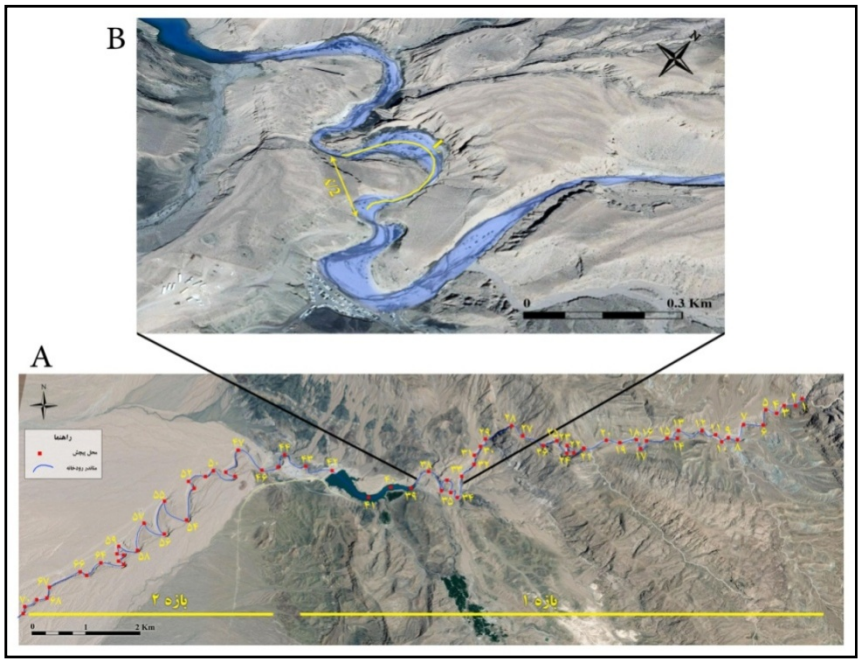
$$S = \frac{L}{\lambda/2}$$

در این رابطه S ضریب پیچشی، L طول قوس و $\lambda/2$ نصف طول‌موج می‌باشد.

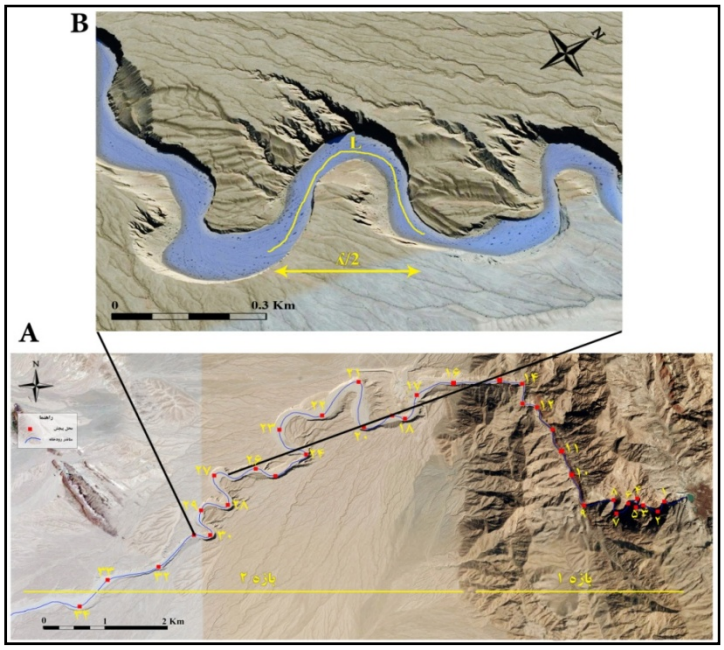
در ادامه جهت تعیین نوع رودخانه‌ها برحسب ضریب پیچشی (Petts et al., 1986, 251) و با استفاده از داده‌های حاصل، برای دستیابی به نتیجه و تعیین بخش‌های تغییریافته تلفیق و تجزیه‌وتحلیل شده است (جدول ۱).

جدول ۱: تقسیم بندی رودخانه ها برحسب ضریب خمیدگی (Petts et al., 1986)

ضریب پیچشی	۱/۰۵ ـ ۱	۱/۲۵ ـ ۱/۰۶	۲ ـ ۱/۲۵	بیشتر از ۲
نوع رودخانه	مستقیم	سینوسی	پیچان‌رودی	پیچان‌رودی شدید



شکل ۷: A: تصویر ماهواره ای رودخانه سردر در دو بخش کوهستانی (۱) و آبرفتی (۲) و نمایش تعداد مئاندرها.
B: قسمتی از رودخانه سردر و نمایش طول موج و طول قوس برای محاسبه ضریب پیچش.



شکل ۸: A: تصویر ماهواره ای رودخانه تفتو در دو بخش کوهستانی (۱) و آبرفتی (۲) و نمایش تعداد مئاندرها
B: قسمتی از رودخانه تفتو و نمایش طول موج و طول قوس برای محاسبه ضریب پیچش.

نتایج و بحث

پیچش‌های رودخانه‌ای سیمای اصلی رودخانه‌ها در سطح زمین بوده که نقش مهمی در توسعه و شکل‌گیری دشت سیلابی دارد (Hooke, 2007, 236). ضریب پیچشی مبین میزان توسعه پیچان‌رودی در مسیر رودخانه است. مقدار ضریب پیچشی رودخانه‌های سردر و تفتو در بخش‌های مختلف بررسی‌شده است (جدول ۱) در بخش‌ها کوهستانی در رودخانه سردر الگوی غالب براساس ضریب پیچشی، پیچان‌رودی (کمتر از ۲) می‌باشد ولی در این بخش الگوی پیچان‌رودی شدید نیز در آن دیده می‌شود (جدول۲). مقایسه بین حداقل و حداکثر میزان پیچشی رودخانه نشان‌دهنده این است که این تغییرات در بخش کوهستانی در یک مقدار محدود می‌باشد. بنابراین تغییرات ضریب پیچشی بسیار کم بوده و در نقاطی دیده می‌شود که کناره‌ها فرسایش پذیر می‌باشد و حرکات پیچان‌رودی به حداقل می‌رسد. در رودخانه تفتو الگوی غالب برحسب ضریب پیچشی در بخش کوهستانی، پیچان‌رودی می‌باشد. از طرفی الگوی سینوسی و پیچان‌رودی شدید نیز به تعداد کم دیده می‌شود (جدول۴). در بخش آبرفتی در هر دو رودخانه سردر و تفتو، الگوی غالب براساس ضریب پیچشی، پیچان‌رودی شدید می‌باشد (جدول۳ و ۴). مقایسه بین حداقل و حداکثر ضریب پیچشی رودخانه‌ها نشان‌دهنده این است که در این بخش تغییرات بسیار بیشتر از بخش کوهستانی است (شکل ۹).

جدول ۲: محاسبه ضریب پیچشی و تعیین نوع رودخانه های سردر و تفتو بر اساس(Petts et al., 1986)

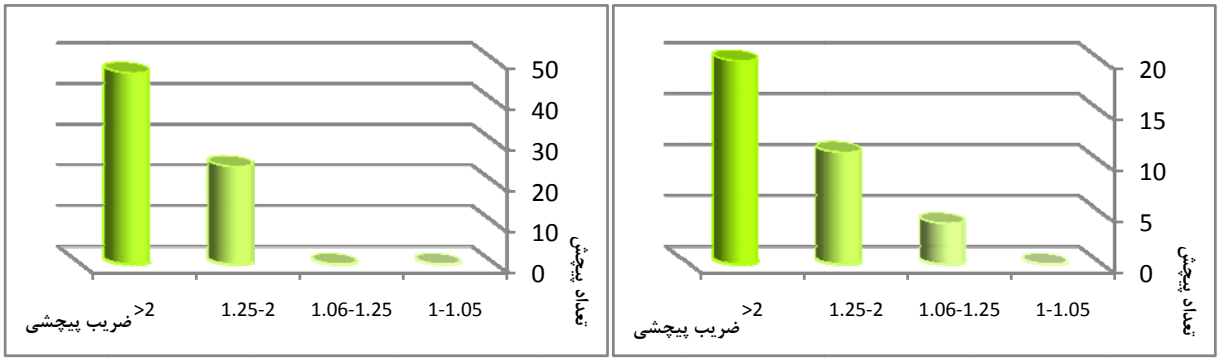
ضریب پیچشی	۱ ـ ۱/۰۵	۱/۲۵ ـ ۱/۰۶	۲ ـ ۱/۲۵	بیشتر از ۲
تعداد پیچش‌ها (رودخانه سردر)	۰	۰	۲۶	۴۵
تعداد پیچش‌ها (رودخانه تفتو)	۰	۴	۱۳	۲۰
نوع رودخانه	مستقیم	سینوسی	پیچان‌رودی	پیچان‌رودی شدید

جدول ۳: محاسبه ضریب پیچشی و تعیین نوع رودخانه سردر در بخش کوهستانی و آبرفتی بر اساس (Petts et al., 1986)

ضریب پیچشی	۲ ـ ۱/۲۵	بیشتر از ۲
تعداد پیچش در بخش کوهستانی	۲۴	۱۵
تعداد پیچش در بخش آبرفتی	۲	۳۰
نوع رودخانه	پیچان‌رودی	پیچان‌رودی شدید

جدول ۴: محاسبه ضریب پیچشی و تعیین نوع رودخانه تفتو در بخش کوهستانی و آبرفتی بر اساس (Petts et al., 1986)

ضریب پیچشی	۱/۲۵ ـ ۱/۰۶	۲ ـ ۱/۲۵	بیشتر از ۲
تعداد پیچش در بخش کوهستان	۲	۹	۶
تعداد پیچش در بخش آبرفتی	۲	۴	۱۴
نوع رودخانه	سینوسی	پیچان‌رودی	پیچان‌رودی شدید

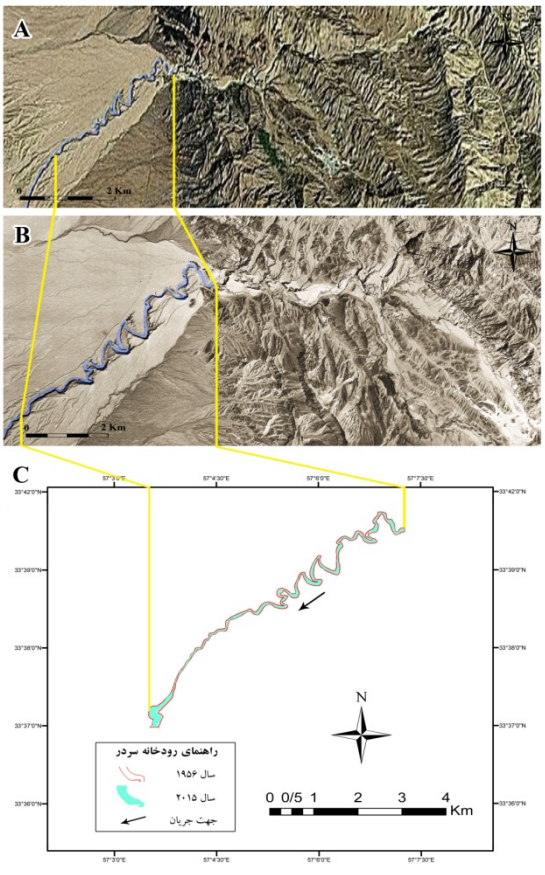


شکل ۹: نمودار مقایسه نسبت ضریب پیچشی به تعداد پیچش در رودخانه های تفتو (شکل سمت راست) و سردر (شکل سمت چپ)

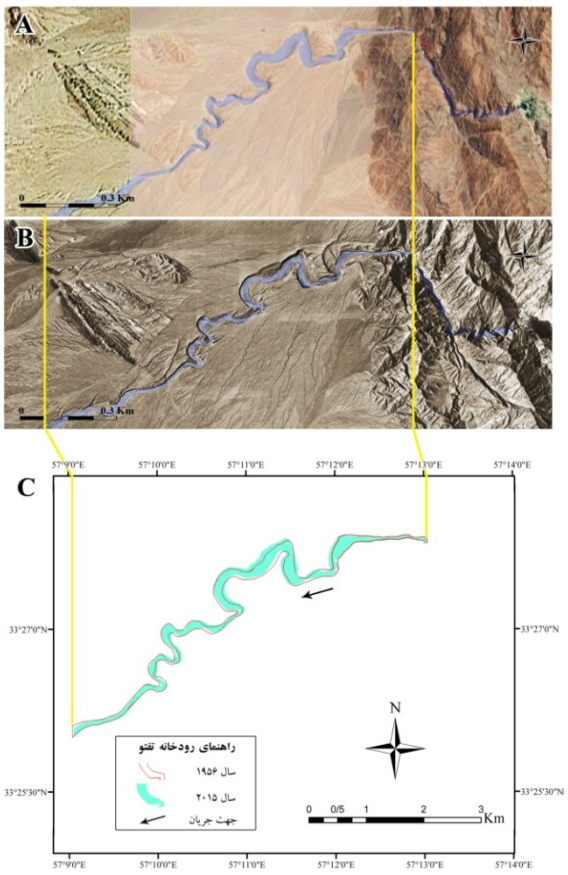
بالا بودن ضریب پیچشی در بخش آبرفتی به علت وجود تشکیلات سست و فرسایش‌پذیری بسیار بالا ازیک‌طرف و آزادی عمل بسیار بالای رودخانه برای جابجایی در بستر عریض از طرف دیگر، میزان پیچش رودخانه‌ها را در این بخش به‌شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد. بنابراین در این پژوهش بیشتر مطالعات در این بخش صورت گرفته است و به دنبال این بوده که چرا پیچش‌های کانیونی رودخانه‌های سردر و تفتو در سال‌های ۱۹۵۶ و ۲۰۱۵ تغییرات چندانی نداشته و حالت کلی پیچشی خودشان را در رسوبات آبرفتی ـ کواترنری حفظ نموده‌اند (شکل ۱۰ و ۱۱).

عدم وجود تغییرات زیاد و حفظ پیچش‌ها در این کانیونها در بخش آبرفتی در سال‌های مذکور می‌تواند ناشی از قرارگیری این رودخانه‌ها در منطقه گرم و خشک کویری، عدم وجود جریان دائمی در بخش‌های آبرفتی که در خارج از کوهستان قرارگرفته‌اند باشد. علاوه براین جریان آب دائمی این رودخانه‌ها تنها در قسمت کوهستانی و بالادست رودخانه‌ها به مقدار

کمی وجود داشته و به‌اندازه‌ای نبوده تا در شرایط عادی بتواند کانیونهای بزرگی همانند سردر و تفتو را ایجاد نمایید. بلکه گسترش عرضی و عمقی این کانیونها ناشی از سیلاب‌های فصلی و شرایط تأثیرگذار و فعال تکتونیکی منطقه می‌باشد.
از عوامل اصلی در الگوی پیچان‌رودی رودخانه‌ها می‌تواند شیب کم دشت و بافت رسوبی نرم تا نسبتاً نرم دشت که انباشته‌هایی از رسوبات آبرفتی کواترنر هستند باشد. در بخشی که دره سردر و تفتو از کوهستان خارج‌شده و وارد رسوب آبرفتی می‌شوند شاهد کاهش شیب بستر نسبت به منطقه کوهستانی هستیم و به دلیل کاهش انرژی جریان رودخانه از محل خروجی کوهستان به دشت، رودخانه بار بستر خود را به‌صورت مخروطی و پراکنده ته‌نشست می‌نماید از طرفی در زمان‌هایی که این ناحیه ازنظر تکتونیکی حالت آرام‌تری را سپری می‌نموده است این رودخانه‌ها با توجه به شیب کم دشت، آزادی عمل بسیار بالایی را برای جابجایی به‌صورت پیچشی داشته‌اند که این آزادی عمل باعث افزایش فرسایش کناره‌ای رودخانه‌ها و تکامل پیچان‌رودها می‌گردد. بنابراین ارتباط بین جریان‌های رودخانه‌ای و فعالیت‌های تکتونیکی منجر شده تا رودخانه‌ها بستر خود را بیشتر حفر نموده و تعادل تکتونیکی بین حفر کانیونهای سردر و تفتو و جریان رودخانه‌ای برقرار شود.



شکل ۱۰: A: تصویر ماهواره ی کوئیک برد سال ۲۰۱۵ رودخانه سردر در بخش آبرفتی.
B: عکس هوایی سال ۱۹۵٦ رودخانه سردر در بخش آبرفتی. C: رسم تغییرات جانبی رودخانه سردر در سال های ۱۹۵٦ و ۲۰۱۵ با استفاده نرم افزار ArcGIS



شکل ۱۱: A: تصویر ماهواره ی کوئیک برد سال ۲۰۱۵ رودخانه تفتو در بخش آبرفتی.
B: عکس هوایی سال ۱۹۵٦ رودخانه تفتو در بخش آبرفتی. C: رسم تغییرات جانبی رودخانه تفتو در سال های ۱۹۵٦ و ۲۰۱۵ با استفاده نرم افزار ArcGIS

ازآنجاکه الگوی کلی مئاندر این رودخانه‌ها به‌صورت کانیونی درآمده، به دلیل تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی منطقه شاهد افزایش عمق این کانیون ها می‌باشیم که بعضاً عمق این دره‌ها در رسوبات آبرفتی به بیش از ۶۰ متر و پهنای ۲ متر نیز می‌رسد و نیز از طرفی لیتولوژی رسوبات آبرفتی تأثیر زیادی را در مقدار گسترش عمقی این دره‌ها دارند به‌طوری‌که می‌توان در بازدیدها و شواهد صحرایی میزان عریض شدن دره یا باریک بودن آن را در قسمت‌های مختلف دیواره‌ای مشاهده نمود که این خود می‌تواند ناشی از نوع لیتولوژی موجود دیواره‌ها، میزان پیچش و مقدار طغیان هرکدام از این رودخانه در دوره‌های مختلف را نشان دهد. درجاهایی که جنس لایه‌های دیواره از رسوبات نرمی همانند رس و سیلت بوده عرض کانیون های گسترده‌تر شده و در لایه‌هایی که از جنس رسوبات ریزودرشت کنگلومرایی می‌باشد پهنای این دره‌ها کاهش‌یافته است.

الگوی پیچش رودخانه‌های سردر و تفتو در لیتولوژی های سخت و مقاوم کوهستانی که غالباً از واحدهای سنگی کربناته، ماسه‌سنگی، شیلی و مارنی عبور می‌نماید، می‌تواند در هدایت مسیر رودخانه به‌صورت پیچشی در این نوع لیتولوژی ها تأثیرگذار باشد. گسترش و پیشروی پیچش‌های این کانیون ها در رسوبات آبرفتی (خصوصاً دره سردر) را می‌توان به‌صورت غارهای فرسایشی که در محل حداکثر پیچش رودخانه دیده می‌شوند شاهد بود. در این محل‌ها جریان رودخانه به دلیل قدرت بالای جریانی که در دوره‌های متعدد داشته به حفر دیواره‌های آبرفتی ـ کواترنری پرداخته و بعضاً غارهایی را تا عمق ۱۵ متر و ارتفاع بیش از ۱۰ متر به وجود آورده است که البته ارتفاع این غارها نیز خود می‌تواند ناشی از بالاآمدگی منطقه و حفر بستر رودخانه نیز باشد.

نتیجه‌گیری

رودخانه‌های سردر و تفتو در شرق و جنوب شرق طبس منجر به تشکیل کانیونهای زیبا با اشکال مختلف ژئومورفولوژیکی در سنگ‌های سخت و نیمه سخت و رسوبات نرم شده‌اند. مهم‌ترین اشکال ژئومورفولوژی موجود در رودخانه‌های موردمطالعه و اطراف آن‌ها می‌توان به دودکش و تنورهای جن، غارهای فرسایشی، تالوس و مئاندرهای زیبا اشاره نمود. این تحقیق نشان داد که برای بررسی دلیل پیچان‌رودی یک منطقه باید مورفولوژی آن و عوامل مؤثر در تغییر موردتوجه قرار گیرد. بنابراین نحوه تشکیل پیچان‌ها رودها در دو رودخانه سردر و تفتو در دو بخش کوهستانی و آبرفتی با یکدیگر موردمطالعه قرارگرفته‌اند و مشخص گردید که الگوی غالب رودخانه‌های سردر و تفتو در بخش آبرفتی برحسب ضریب پیچشی، پیچان‌رودی شدید بوده درحالی‌که در بخش کوهستانی در هر دو رودخانه، پیچان‌رودی می‌باشد. بالا بودن ضریب پیچشی در بخش آبرفتی به علت وجود تشکیلات سست و فرسایش‌پذیری بسیار بالا ازیک‌طرف و آزادی عمل بسیار بالای رودخانه برای جابجایی در بستر نسبتاً عریض از طرف دیگر، میزان پیچش رودخانه‌ها را در این بخش به‌شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد. درصورتی‌که بخش کوهستانی به علت محصور شدن جریان رودخانه توسط دره‌های باریک و عمیق و همچنین جنس سخت سنگ‌های کربناته سازند جمال نسبت به رسوبات نرم آبرفتی، ضریب پیچشی بسیار کمتر بوده و قدرت جریان رودخانه‌ها را برای ایجاد تغییرات پیچشی کاهش می‌دهد.

منابع

- ارشد، صالح، مرید، سعید، میرابوالقاسمی، هادی، ۱۳۸۶، بررسی روند تغییرات مورفولوژیکی رودخانه‌ها با استفاده از سنجش‌ازدور: مطالعه موردی رودخانه کارون از گتوند تا فارسیات(۸۲-۱۳۶۹)، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، دوره ۴، شماره ۶، ص ۱۸۰ ـ ۱۹۴.
- اصغری سراسکانرود، صیاد، ۱۳۹۲، بررسی و تحلیل الگوهای متفاوت رودخانه شهرچای ارومیه، دو فصلنامه ژئومورفولوژی کاربردی ایران، سال اول، شماره ۱، ص ۷۵ ـ ۸۸.

- آقانباتی، سیدعلی، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- پیمان، ریحانه، ۱۳۸۰، بررسی خصوصیات و تغییرات مورفولوژیکی رودخانه‌ها، دهمین کنفرانس دانشجویی مهندسی، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ص ۱ ـ ۹.
- حاج بیگلو، محبوبه، دستورانی، محمدتقی، قز لسوفلو، عباسعلی، اختصاصی، محمدرضا، ۱۳۹۲، تغییرات مورفولوژیکی رودخانه و ارتباط آن با فرآیندهای حاکم (مطالعه موردی: رودخانه فیروزه ـ شاهجوب)، مجله منابع طبیعی ایران، دوره ۶۶، شماره ۱، ص ۴۳ ـ ۵۸.
- حافظی مقدس، ناصر، سلوکی، حمیدرضا، جلیلوند، رضا، رهنماراد، جعفر، ۱۳۹۱، مطالعه ژئومورفولوژی مهندسی رودخانه سیستان، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۸، شماره ۸، ص ۱ ـ ۱۸.
- رضائی مقدم، محمدحسین، خوشدل، کاظم، ۱۳۸۸، بررسی پیچ‌وخم‌های مئاندر اهر چای در محدوده دشت ازومدل ورزقان، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۱، ص ۱۰۱ ـ ۱۱۲.
- ساسانی، فاطمه، افضلی مهر، حسین، حیدرپور، منوچهر، ۱۳۸۴، بررسی تأثیر فاکتور تنش برشی بر تغییر مکان‌های جانبی در طول بخش‌های قوس‌دار در یک رودخانه درشت‌دانه، پنجمین کنفرانس هیدرولیک ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ص ۱ـ ۸.
- مقصودی، مهران، شرفی، سیامک، مقامی، یاسر، ۱۳۸۹، روند تغییرات الگوی مورفولوژیکی رودخانه خرم‌آباد با استفاده از *RS*، *GIS* و *AUTO Cad*، دوره چهاردهم، شماره ۳، ص ۲۷۵ ـ ۲۹۴.
- ناظمی، محمد، ۱۳۸۸، گزارش نهایی طرح تحقیقاتی معرفی جاذبه‌های ژئوتوریسم و معدنی ناحیه طبس، دانشگاه آزاد اسلامی واحد طبس، ۱۰۳ ص.
- ناظمی، محمد، ۱۳۹۲، نشانه‌های زمین ریختی چین‌خوردگی‌های فعال در خاور و جنوب خاور طبس، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، قرشی، منوچهر، قاسمی، محمدرضا، آرین، مهران ، ۱۲۲ ص.
- یمانی، مجتبی، حسین زاده، محمدمهدی، نوحه‌گر، احمد، ۱۳۸۵، هیدرودینامیک رودخانه‌های تالار و بابل و نقش آن در ناپایداری و تغییر مشخصات هندسی آن‌ها، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۵، ص ۱۵ ـ ۳۳.

- *Gregory, K.J., 2006, The human role in changing river channels, Geomorphology, vol. 79, Issues 3–4 pp. 172 - 191.*
- *Hooke, J.M., 2007, Complexity, self-organization and variation in behavior in meandering rivers, Geomorphology, vol. 91, pp. 236-258.*
- *Karimi Bavandpur, A., Hajihosaini, A., 2002, Geological map of Tabas 1:100000.*
- *Petts, G.E., Moller, H., Roux, A.L.(eds), 1986, Historical Change Large Alluvial River: Western Europe, John Wiley and Sons, 324p.*
- *Singh, S.M., 2014, Morphology changes of Ganga River over time at Varanasi, Journal of River Engineering, vol. 2, No. 2.*
- *Stocklin, J., Eftekhar Nezhad, J., Hushmand Zadeh, A., 1994, Geological map of Boshruyeh, 1:100000.*
- *Stocklin, J., Eftekhar Nezhad, J., Hushmand Zadeh, A., Zahedi, M., Nabavi, M.H., 1969, Geological map of Boshruyeh, 1:250000.*
- *Zamolyi, A., Szekely, B., Draganits, E., Timar, G., 2010, Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain, Geomorphology, vol.122, pp. 231-243.*