

بررسی رخساره‌ها و پیوستگی رسوبات حوضه آبریز تلخاب (غرب استان ایلام)

یاسمن رفیق‌دوست^۱، سید رضا موسوی حرمی^{۲*}، محمد حسین محمودی قرایی^۳، اسدالله محبوبی^۲

۱- دانشجوی دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: moussavi@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۴/۹/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۴/۷/۴

چکیده

حوضه آبریز تلخاب با مساحت ۱۶۷ کیلومتر مربع در غرب استان ایلام قرار دارد. این رودخانه از نظر نوع کانال به شکل منفرد با بار بستر گراولی است و اندازه ذرات به سمت پایین دست به صورت نمایی کاهش می‌یابد. به منظور بررسی تغییرات اندازه ذرات و عوامل مؤثر در ریزشوندگی در این رودخانه تعداد ۷۰ نمونه رسوب از کانال اصلی رودخانه برداشت، آنالیز و بر اساس آن پیوستگی‌های رسوبی به سمت پایین دست تشخیص داده شد. این پیوستگی‌ها نشان می‌دهد که عواملی مانند ورود شاخه‌های فرعی، افزایش شیب بستر، نمایان شدن سنگ بستر، تغییر در سنگ‌شناسی واحدهای زمین‌شناسی و فعالیت‌های ساختمانی همچون وجود گسل در مسیر رودخانه توانسته‌اند نقش مهمی در ایجاد ناپیوستگی در رسوبات این رودخانه داشته باشند. رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در این رودخانه شامل رخساره‌های گراولی (Gmg, Gcm, Gmm) و رخساره ماسه‌ای (Sh) است. رخساره‌های موجود در دو عنصر ساختاری جریان گراولیت‌ای با بار گراولی (SG) و سدهای گراولی (GB) قرار گرفته‌اند. بر اساس نتایج حاصل، رودخانه دارای شیب زیاد بوده و مدل آن از نوع بریده بریده گراولی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: حوضه آبریز تلخاب؛ رخساره‌های رسوبی؛ عنصر ساختاری؛ رودخانه بریده بریده.

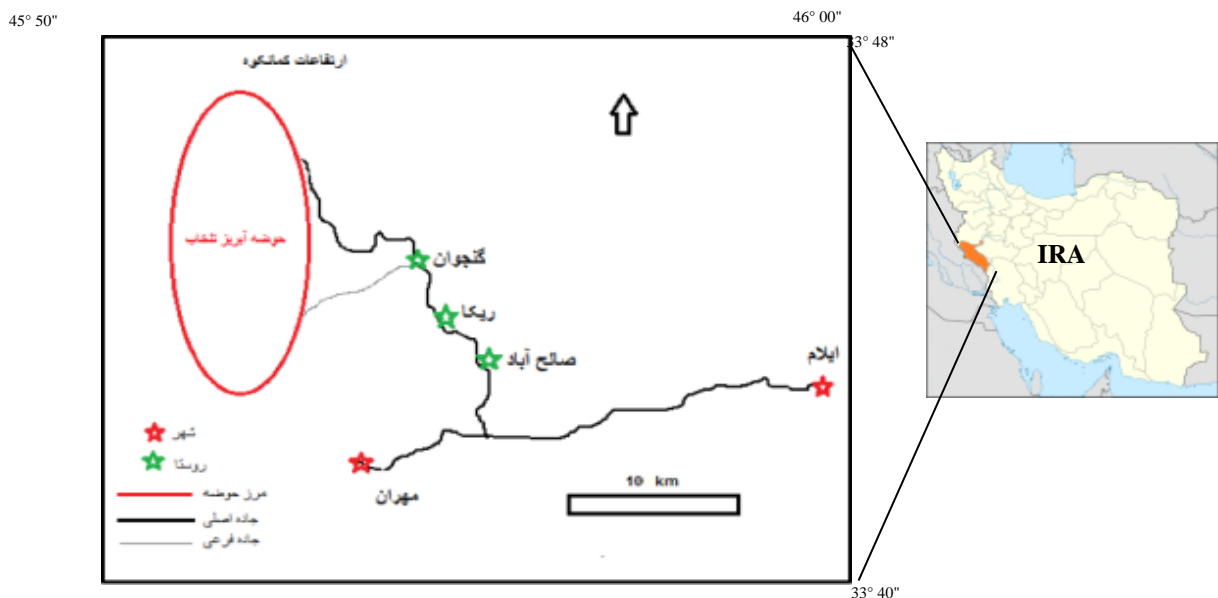
مقدمه

و نیز این که چگونه این فرآیندها تشکیل کانال‌های رودخانه‌ای، دشت‌های سیلابی، مخروط افکنه‌ها، و دلتاها را می‌دهند مطالعه می‌نمایند (Gupta et al., 2013). از دیگر مطالعاتی که بر روی نهشته‌های رسوبی رودخانه‌ای انجام می‌شود تشخیص رخساره‌های سنگی، عناصر ساختاری و ارائه مدل رسوبی برای رودخانه است. تشخیص عناصر ساختاری در رسوبات رودخانه به منظور بازسازی

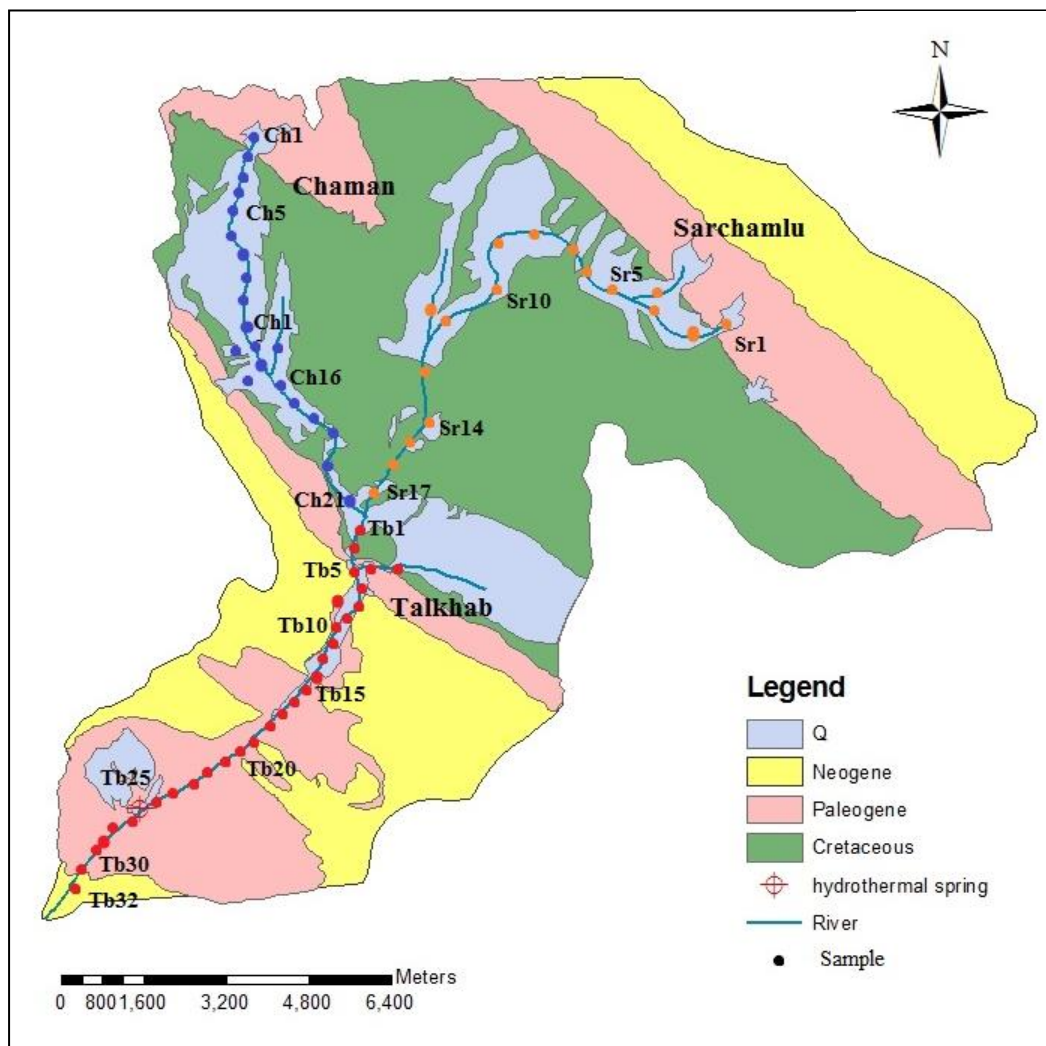
شناخت رودخانه‌ها به منظور تأمین آب، طراحی و ساخت کانال‌های مصنوعی، مطالعه فرسایش رودخانه‌ای و رسوب‌گذاری در مخازن سدها و مبارزه با آلودگی آب‌های سطحی و زیرزمینی حائز اهمیت بسیار است. دانشمندان علوم زمین، به ویژه رسوب‌شناسان، رودخانه‌های عهد حاضر و دشت سیلابی آن‌ها را، به منظور شناخت بهتر چگونگی جریان آب جهت حمل، فرسایش، رسوب‌گذاری

توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ چمن، گنجوان و زره (سازمان جغرافیای ارتش و نیروهای مسلح) و عکس‌های ماهواره‌ای (سازمان جغرافیای نیروهای مسلح، ۱۳۷۸)، در منطقه مورد مطالعه واحدهای سنگ‌شناختی سروک، سورگاه، ایلام، گورپی (بخش آهک لوفادار و بخش آهکی امام حسن با سن کرتاسه)، پابده، کشکان، شهبازان، تله زنگ، آسماری، کلهر و گچساران (با سن ترشیری) رخنمون دارند که تأثیر زیادی در فرسایش و رسوب‌زایی دارند (شکل ۲). بر اساس محاسبات فیزیوگرافی، حداکثر ارتفاع حوضه از سطح دریا حدوداً ۱۹۵۷ متر که از ارتفاعات کوه زم زمان و کمان کوه سرچشمه می‌گیرد و حداقل ارتفاع ۳۴۸ متر است که در رسوبات آبرفتی پایین دست حوضه قرار دارد. ارتفاع سرچشمه رودخانه تلخاب که برای نمونه برداری قابل دسترسی است ۹۰۰ متر بوده که از ارتفاعات منشأ گرفته و با راستای جنوب غربی بعد از عبور از صخره‌های موازی وارد دشت عراق می‌گردد (شکل ۳). وسعت این حوضه ۱۶۷ کیلومتر مربع و بخشی از پهنه ساختاری زاگرس است. نقشه مدل رقومی ارتفاعی حوضه در شکل ۳ و نمودار ارتفاعی آن در شکل ۴ ارائه شده است.

الگوی کانال انجام می‌گیرد و این مطالعات نقش مهمی در تفسیر توالی‌های رسوبی دیرینه و محیط رسوب‌گذاری آن‌ها دارند (Rudra, 2014). هدف از انجام این تحقیق، شناخت بهتر رسوبات رودخانه‌ای حوضه آبریز تلخاب، تعیین و طبقه‌بندی اندازه دانه‌ها، مطالعه دینامیک حرکت رسوبات، تعیین پارامترهای بافتی و عوامل مؤثر بر تغییر آن‌ها (پیوستگی رسوبی)، شناخت ساختارهای رسوبی و رخساره‌های سنگی آن‌ها و تأثیر سنگ‌شناسی پیرامون حوضه در فرسایش و رسوب‌دهی است تا بتواند به تفسیر رسوبات مشابه در توالی‌های رسوبی ادوار گذشته زمین‌شناسی کمک نماید. حوضه آبریز تلخاب در فاصله ۴۵ کیلومتری غرب شهرستان ایلام و در طول جغرافیایی $33^{\circ} 40'$ تا $33^{\circ} 48'$ و عرض جغرافیایی $46^{\circ} 00'$ واقع است (شکل ۱). این حوضه از سه شاخه اصلی سرچم‌لو، چمن و تلخاب تشکیل شده است که از نوع رودخانه‌های بریده بریده با بار بستر گراولی می‌باشند. بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ایران، سری ۱:۲۵۰۰۰۰ ایلام (احدنژاد، ۱۳۸۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تنگ بیجار (شرکت نفت مناطق مرکزی ایران)، نقشه‌های



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی حوضه آبریز تلخاب

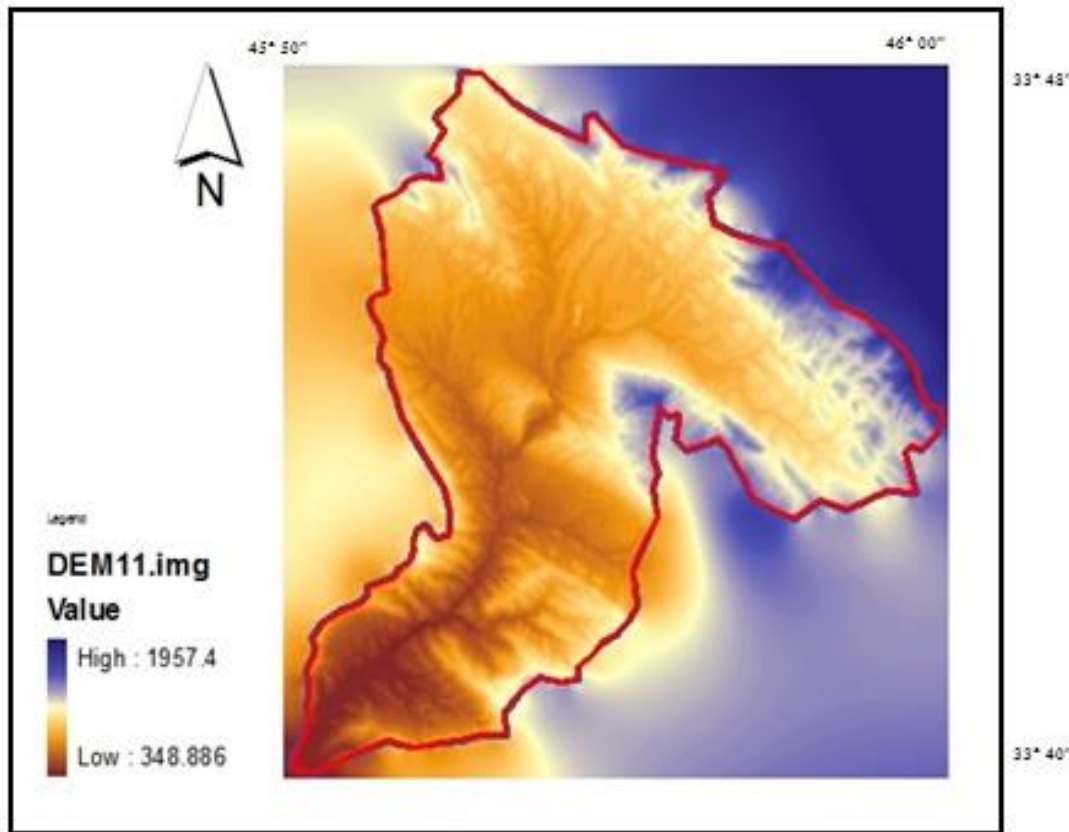


شکل ۲: موقعیت نمونه‌های برداشت شده از حوضه آبریز تلخاب (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تنگ بیجار، شرکت نفت مناطق مرکزی ایران، ۱۳۸۱).

روش مطالعه

نمونه از شاخه اصلی رودخانه تلخاب (Tb) برداشت شده که موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۲ ارائه شده است. در این ایستگاه‌ها نمونه برداری از رسوبات کف کانال اصلی رودخانه در طول سرشاخه اصلی، از سمت شمال شرقی به سمت جنوب (مرز عراق) به طول ۲۰ کیلومتر، انجام شد. در هر ایستگاه موقعیت جغرافیایی نمونه برداشت شده به وسیله GPS ثبت گردید. از دیگر برداشت‌های صحرایی، شناسایی و تفکیک رخساره‌های سنگی دیواره‌های کانال، کف کانال و دشت سیلابی است که براساس تقسیم‌بندی Miall (2006) نام‌گذاری شده‌اند.

حوضه آبریز تلخاب از الحاق دو سرشاخه اصلی به نام‌های سرشاخه شمال شرقی سرچم‌لو (به طول ۸ کیلومتر) از سمت شمال شرق و سرشاخه شمال غربی چمن (به طول ۷ کیلومتر) از سمت شمال غرب تشکیل شده است، که این دو تقریباً در مرکز حوضه به هم پیوسته و رودخانه تلخاب را تشکیل می‌دهند که پس از طی حدود ۱۳ کیلومتر وارد دشت عراق می‌شود. با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، تعداد ۱۷ نمونه رسوب از سرشاخه اصلی سرچم‌لو (Sr)، تعداد ۲۱ نمونه از سرشاخه اصلی چمن (Ch) و تعداد ۳۲



شکل ۳: نقشه مدل رقومی ارتفاعی حوضه آبریز تلخاب در نرم افزار Arc GIS

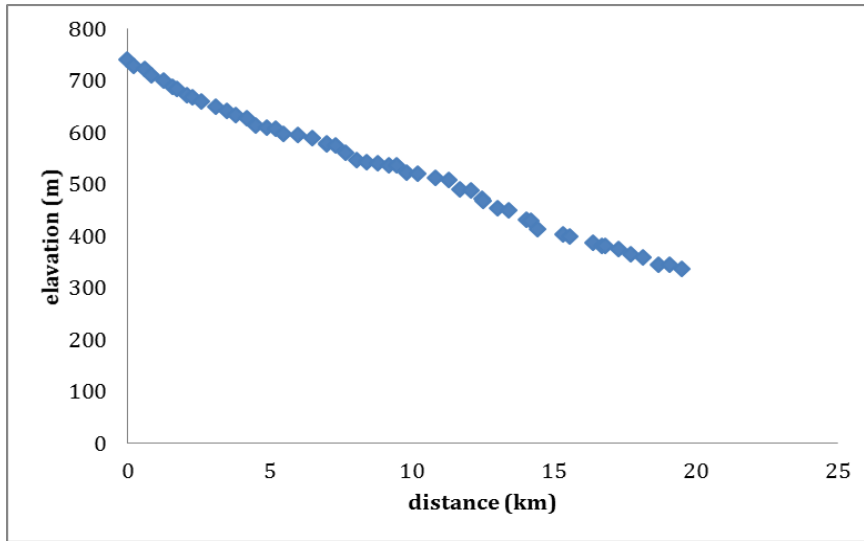
در مرحله بعد نیز با کمک نقشه‌های توپوگرافی منطقه و اطلاعات به دست آمده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، نقشه مدل رقومی ارتفاعی حوضه تهیه شد. این نقشه‌ها به همراه نقشه‌های زمین‌شناسی در محیط نرم افزار ArcMap تصحیح، تکمیل و رقومی شدند.

نتایج و بحث

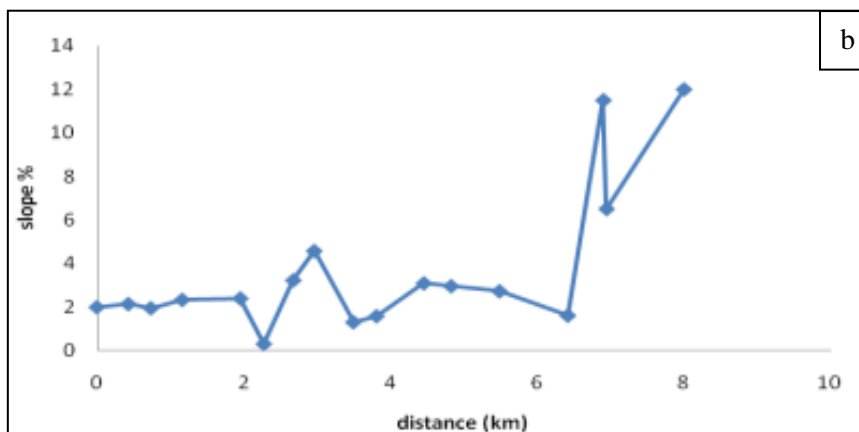
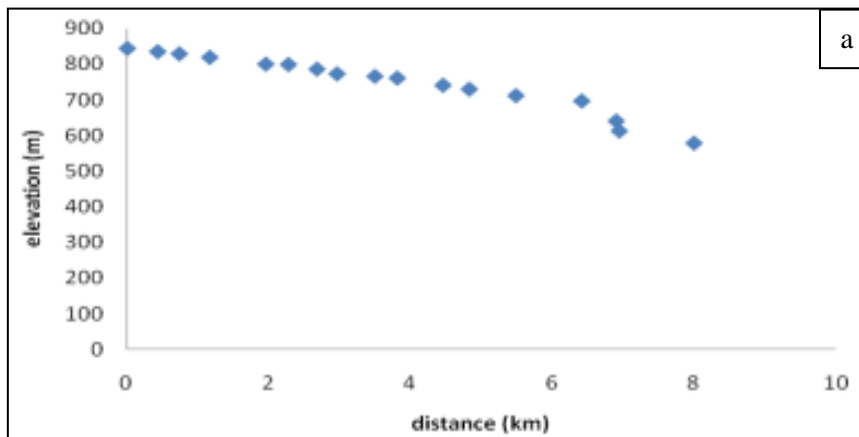
سرشاخه سرچم‌لو

سرشاخه سرچم‌لو یکی از سرشاخه‌های اصلی رودخانه تلخاب است که از ارتفاعات کمان کوه در شمال حوضه سرچشمه گرفته و پس از قطع کردن سازندهای پالئوژن و نئوژن در بالا دست و کرتاسه در پایین دست، از سمت شمال شرق به رودخانه تلخاب می‌پیوندد (شکل ۲). از آن جا که رودخانه در تماس نزدیک با سنگ بستر است، بنابراین رودخانه در قسمتی از مسیر خود از روند

در این مطالعه نمونه‌های جمع آوری شده از ایستگاه‌های مختلف برای بررسی آنالیز اندازه دانه‌ها به آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد منتقل گردید و پس از خشک شدن، برای آنالیز ذرات در حد ماسه ریز و درشت‌تر از روش غربال خشک (Lewis & McConchie, 1994) با فواصل ۰/۵ فی تا حد ۴ فی (ماسه خیلی ریز) و برای ذرات در حد سیلت و رس از روش پیت (Coates & Hulse, 1985) استفاده شد. همچنین قطر نمونه‌های گراولی درشت نیز به صورت مستقیم توسط متر و کولیس اندازه گیری گردید. پس از انجام این مراحل، وزن نمونه‌های تفکیک شده در هر رده با استفاده از ترازوی MettlerP162 تا حد ۰/۰۰۱ گرم اندازه گیری شد و در نهایت پارامترهای آماری (میانگین، میانه، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی) برای هر کدام از نمونه‌ها به روش ترسیمی جامع Folk (1980) محاسبه شد.



شکل ۴: نمودار ارتفاعی حوضه آبریز تلخاب در طول حوضه



شکل ۵: (a) نمودار نیم‌رخ طولی بر اساس محل‌های نمونه برداری در طول سرشاخه سرچم‌لو؛ (b) نمودار تغییرات شیب بر اساس محل‌های نمونه برداری در طول سرشاخه سرچم‌لو.

نمونه رسوب از کف کانال اصلی این رودخانه برداشت گردید. شکل ۵a-b به ترتیب نیم‌رخ توپوگرافی و تغییرات

چین خوردگی‌ها و در قسمتی دیگر از الگوی شکستگی سنگ‌ها پیروی می‌کند. طی برداشت صحرائی، تعداد ۱۷

درصد شیب کانال اصلی سرشاخه سرچم لو را در طول نقاط نمونه برداری نشان می دهد. بررسی نمودار تغییرات شیب به سمت پایین دست در طول کانال اصلی نشان می دهد که تغییرات درصد شیب حالت منظمی نداشته ولی به طور کلی به سمت پایین دست افزایش می یابد. این تغییرات ناگهانی شیب به دلیل تغییر توپوگرافی بستر در اثر تغییر در جنس سنگ های موجود از شیل به آهک های سخت تر در مسیر و همچنین تأثیر تکتونیک است. آنالیز اندازه ذرات و پارامترهای جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی این رسوبات در جدول ۱ ارائه شده است.

آنالیز اندازه ذرات نشان می دهد که اکثر نمونه ها دارای جورشدگی بد هستند، این امر احتمالاً به دلیل تغییرات سنگ شناسی، ناپیوستگی های رسوبی موجود در رودخانه، تغییر انرژی آب و تغییرات شیب کانال است که باعث می شود جورشدگی به سمت پایین دست کاهش یابد (Simon & Rinaldi, 2013).

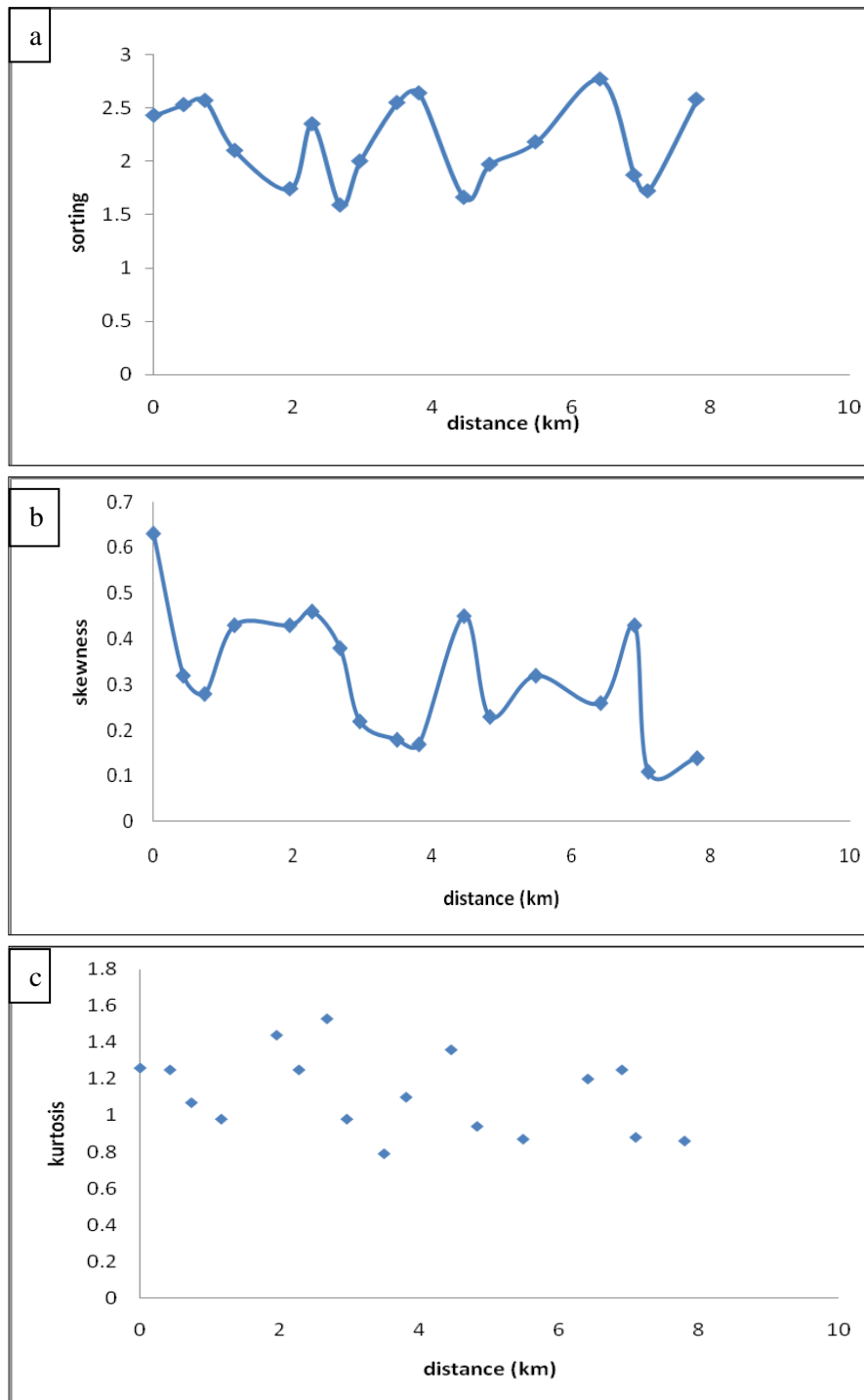
کج شدگی در نمونه ها از بسیار مثبت تا مثبت در تغییر بوده ولی اکثر نمونه ها در محدوده کج شدگی بسیار مثبت قرار می گیرند (شکل ۶b). این امر به دلیل ورود ذرات دانه ریز مارنی و شیلی سازند گورپی و پابده در بالا دست می باشد که در بین ذرات درشت تر بوده و باعث کشیده شدن دنباله منحنی ذرات به سمت ذرات دانه ریز می شود و در نتیجه نمونه های این رودخانه کج شدگی مثبت دارند.

چنان که در شکل ۶c مشاهده می شود، کشیدگی ذرات رودخانه از بسیار پهن (۰/۷۹) تا کشیده (۱/۵۳) در تغییر بوده و روند تغییرات این پارامتر به دلیل تغییرات زیاد فاکتور جورشدگی، از پراکندگی زیادی برخوردار است. دلیل این بی نظمی می تواند در اثر ورود رسوبات دانه درشت منشأهای جانبی مانند واریزه ها باشد که به دلیل کم عرض بودن دره رودخانه و وجود شیب زیاد دامنه ها در نزدیکی کانال رودخانه است و علاوه بر این شیب زیاد بستر

و تغییرات آن منجر به تأثیر نیروهای هیدرولیکی قوی کف کانال و حمل رسوبات دانه درشت به سمت پایین دست شده است. معمولاً بین جورشدگی و کشیدگی رابطه مستقیم وجود دارد، اما این پارامترها در نمونه های مورد مطالعه این ارتباط را نشان نمی دهند، به طوری که منحنی توزیع ذرات در اکثر نمونه ها به شکل پهن و جورشدگی بد و بسیار بد است، ولی در محاسبه کشیدگی به روش ترسیمی عدد حاصل از کشیدگی، کشیده به دست می آید. دلیل این امر را می توان به فراوانی دانه های درشت گراولی در مقایسه با ذرات ریزتر ماسه و گل نسبت داد (Folk, 1980). بر اساس نمودار ترسیم شده میانه و میانگین در برابر مسافت (شکل ۷)، اولین ناپیوستگی رسوبی در محل نمونه ۶ به دلیل نمایان شدن سنگ بستر سازند آهکی پابده و عدم رسوب گذاری در اثر فعالیت های ساختاری و افزایش شیب در ارتفاعات کمان کوه است (شکل ۸a).

علت ظهور ناپیوستگی دوم در محل نمونه شماره ۹ اتصال شاخه فرعی به کانال اصلی است (شکل ۸b). از آن جا که دبی آب شاخه های جانبی که از ارتفاعات سازندهای مقاوم آهکی شهبازان، پابده و گورپی ارتفاعات کمان کوه نشأت می گیرد زیاد است، حجم و اندازه رسوبات وارده از آن به شاخه سرچم لو زیاد می باشد و درشت شوندهای رسوبات بستر، پایین تر از محل ورود شاخه جانبی مشاهده می شود (Marren et al., 2006) (شکل ۸c). در این رودخانه دیواره های کانال حاوی رخساره های گراولی هستند و فرسایش آن ها نیز نقش زیادی در تأمین رسوبات دانه درشت دارد. علاوه بر آن می توان به نزدیکی شاخه فرعی به منشأ رسوب و مسافت کوتاه حمل و نقل نیز اشاره کرد.

ناپیوستگی سوم در محل نمونه شماره ۱۲ دیده می شود که دلیل آن تغییر شیب بستر و وجود تاقدیس تنگ حمام است. وجود سازندهای مقاوم آهکی ایلام و بخش امام حسن در مسیر رودخانه، باعث ایجاد دره های عمیق با شیب زیاد شده



شکل ۶: (a) تغییرات جورشدگی (فی); (b) کج شدگی اندازه ذرات; (c) کشیدگی در سرشاخه سرچم لو

رسوبات کم خواهد شد، که به موجب آن ذرات درشت به طور انتخابی ته نشست کرده و ذرات ریز حمل می‌شوند (Bertoldi et al., 2009). ناپیوستگی چهارم در محل نمونه شماره ۱۵ دیده می‌شود که عامل ایجاد آن ورود رسوبات

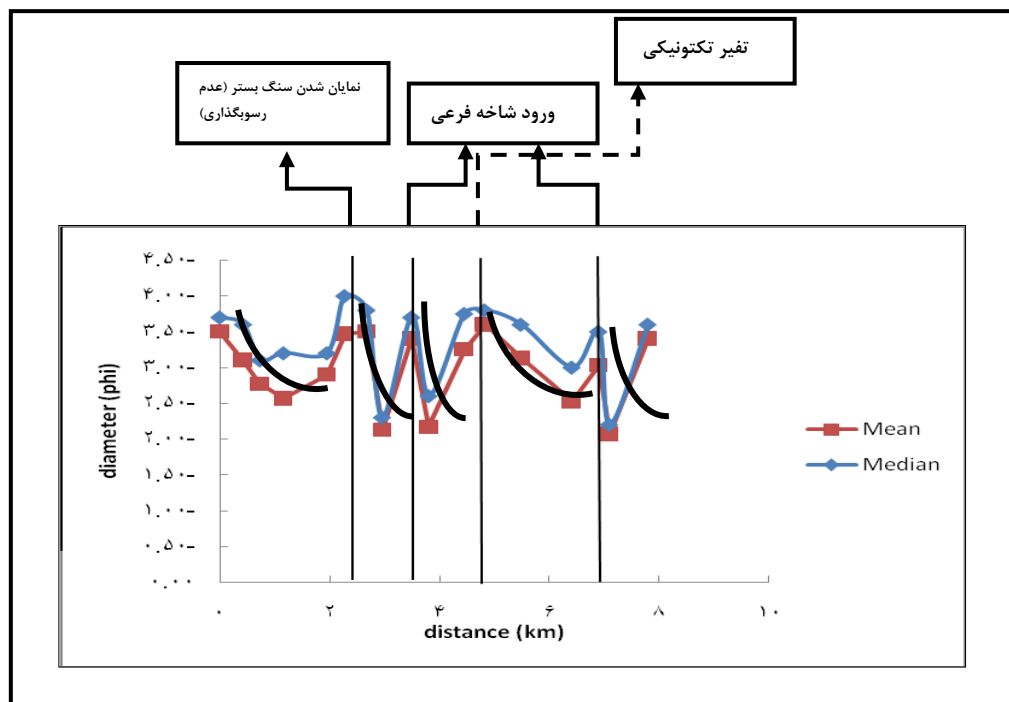
است. کم عرض بودن دره رودخانه و وجود شیب زیاد دامنه‌ها باعث تولید رسوبات گراولی درشتی شده که به بستر رودخانه می‌ریزند (شکل ۸c). از آن جا که شیب بستر رودخانه در این قسمت روند کاهشی دارد، قدرت حمل

جورشده گی رسوبات در حد بد و بسیار بد است. همان طور که در شکل مشاهده می شود میزان انحراف معیار به طور کلی به صورت ملایم به سمت پایین دست رودخانه رو به کاهش است که دلیل آن وجود شاخه های فرعی وارد شده در مسیر می باشد که باعث کاهش جورشده گی می شود. کج شدگی در حد کج خیلی مثبت در تغییر است که نشان دهنده فراوانی بیشتر ذرات ریز در بین ذرات درشت است. این امر در محیط های رودخانه ای طبیعی بوده و حاکی از کافی نبودن زمان برای شستن ذرات ریز توسط جریان آب است (Rice, 1999؛ Nelson & Seminara, 2012). عوامل دیگری مانند سایش و خرد شدن دانه های ناپایدار و نیز تغذیه کانال اصلی توسط آبراهه های فرعی به تولید رسوبات ریزتر کمک می کند.

دانه درشت از شاخه های جانبی می باشد (شکل Ad) و باعث تغییر بافت رسوبات شده است (Madje et al., 2009). تأمین پیوسته رسوبات دانه درشت از منشأ های جانبی (Rice, 1998؛ Rice & Church, 1998) و نیز افزایش دبی به سمت پایین دست (Marren, 2006) در اثر اضافه شدن شاخه های جانبی از عوامل تغییر درصد گراول به سمت پایین دست در این پیوستگی است.

سرشاخه چمن

نتایج حاصل از آنالیز رسوبات سرشاخه چمن، محاسبه پارامترهای آماری و نام گذاری رسوبات با استفاده از روش Folk (1980) در جدول ۲ و شکل ۱۰ ارائه شده است. به علاوه، نیم رخ طول و نیز تغییرات شیب در طول رودخانه در شکل ۹ ارائه شده است.



شکل ۷: نمودار تغییرات میانه و میانگین در طول کانال اصلی سرشاخه سرچملو ترسیم شده است. با توجه به نمودار رسم شده بر اساس تغییرات میانگین و میانه اندازه ذرات، چهار ناپیوستگی و پنج پیوستگی رسوبی در رسوبات رودخانه سرچملو شناسایی شده است.

کننده ریزشوندگی به سمت پایین دست فرآیندهای حمل و نقل انتخابی می‌باشند و در این روند ورود رسوبات دانه درشت منشأهای جانبی مانند دامنه کوه‌ها و دیواره کانال رودخانه باعث به هم خوردن نظم رسوبات شده است. در طول پیوستگی پنجم و ششم به علت گسترش واحدهای سنگی مارنی سازند پابده، دره کانال رودخانه بازتر شده و تغییرات شیب بستر رودخانه نیز روند یکنواخت‌تر و ملایم‌تری می‌یابد (شکل ۱۲d).

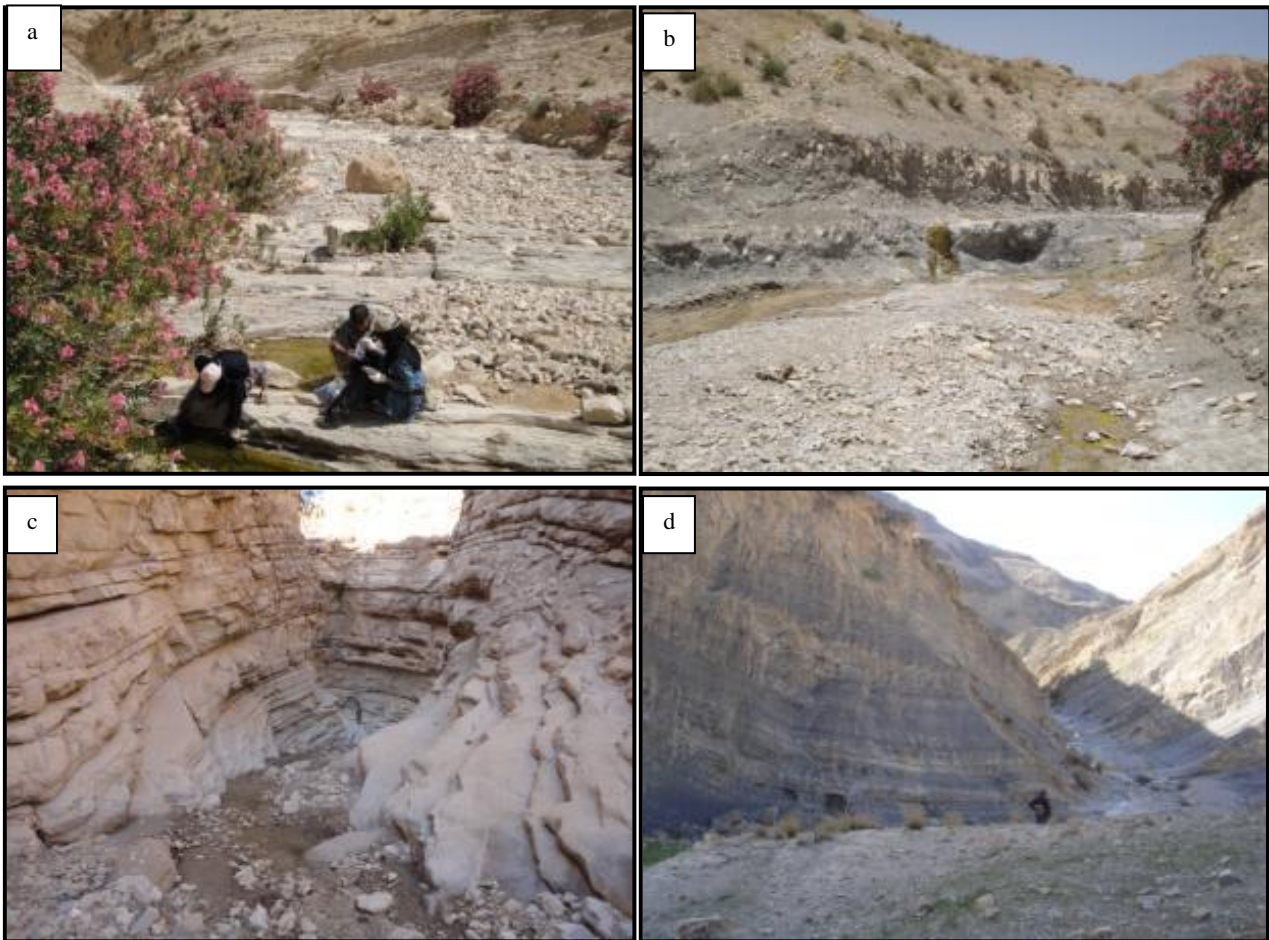
رودخانه تلخاب

رودخانه تلخاب شاخه اصلی حوضه آبریز تلخاب است که از پیوستن دو سرشاخه اصلی سرچم‌لو و چمن تشکیل می‌شود (شکل ۲). طول مسیر رودخانه تلخاب ۱۳ کیلومتر است که به سمت مرز عراق پیش می‌رود. شاخه‌های جانبی زیادی به این رودخانه می‌پیوندند که باعث به هم خوردن نظم بافتی رسوبات شده‌اند که عمده‌ترین آن‌ها شاخه گنجوان است که باعث ایجاد یک ناپیوستگی رسوبی عمده در پارامترهای بافتی رسوبات شده است.

در طی عملیات صحرایی تعداد ۳۲ نمونه رسوب از کف کانال اصلی رودخانه در طول ۱۳ کیلومتر جهت مطالعات رسوب‌شناسی برداشت شده است. در شکل ۱۳، تغییرات ارتفاع و شیب بستر رودخانه نسبت به فاصله در طول کانال اصلی رودخانه تلخاب بر اساس موقعیت نمونه برداری نشان داده شده است. همچنین نتایج آنالیز اندازه ذرات در جدول ۳ نشان داده شده است. در نیم‌رخ طولی رودخانه به سمت پایین دست، مقدار انحراف معیار به طور کلی کاهش می‌یابد و در نتیجه جورشدگی رسوبی بهبود می‌یابد (شکل ۱۴a) که دلیل آن حمل رسوبات برای مدت بیشتر است که باعث جدایش ذرات ریز از درشت شده و در نتیجه باعث افزایش جورشدگی می‌شود. شکل ۱۴b نمودار تغییرات کج‌شدگی به سمت پایین دست را نشان می‌دهد.

کشیدگی رسوبات در حد بسیار کشیده تا بسیار پهن در تغییر است. روند کلی تغییرات این کشیدگی افزایش ناچیزی را به سمت پایین دست رودخانه نشان نمی‌دهد که می‌تواند مربوط به جورشدگی کم ذرات به سمت پایین دست باشد. با توجه به شکل ۱۱، شش پیوستگی رسوبی مجزا قابل شناسایی است که به بررسی آن‌ها پرداخته می‌شود. در این سرشاخه همان طور که در نمودار تغییرات درصد شیب دیده می‌شود (شکل ۹)، تغییر ناگهانی شیب بستر در ناپیوستگی‌های اول، چهارم و پنجم مشاهده می‌شود که می‌تواند به دلیل فعالیت‌های ساختاری و تغییرات لیتولوژی (Frings, 2008) باشد. در طول پیوستگی اول درصد گراول و ماسه و گل تغییراتی را نشان می‌دهند که به دلیل تغییرات زیاد شیب بستر و تغییر نیروهای هیدرولیکی و دبی رودخانه (Bertoldi et al., 2009) و ورود رسوبات دانه درشت از ارتفاعات سازندهای آهکی پالئوژن و نوژن است (شکل ۱۲a). علت ظهور ناپیوستگی دوم در محل نمونه شماره ۳ اتصال شاخه فرعی به کانال اصلی است که از ارتفاعات کوه زم زمان منشأ می‌گیرد. این شاخه فرعی رسوبات دانه درشت‌تری را نسبت به بار کانال اصلی وارد می‌کند (شکل ۱۲b) علاوه بر آن می‌توان به نزدیکی شاخه فرعی به منشأ رسوب و مسافت کوتاه حمل و نقل نیز اشاره کرد (Simon & Rinaldi, 2013).

دلیل حضور ناپیوستگی سوم نیز ورود شاخه‌های فرعی است. در جهت پایین دست فراوانی گراول همراه با بی‌نظمی است (Marren et al., 2006). در دیواره‌های اطراف کانال اصلی رودخانه در این مسیر، رسوباتی در اندازه پیل‌های درشت و حتی کابل مشاهده می‌شود که در اثر فرسایش دیواره‌های کانال بعد از سیلاب یا مهاجرت جانبی رودخانه این رسوبات فرسایش یافته و باعث درشت شدن اندازه ذرات بستر می‌شوند (Coulthard & Van De Wiel, 2013) (شکل ۱۲c). لذا در این پیوستگی عامل اصلی کنترل



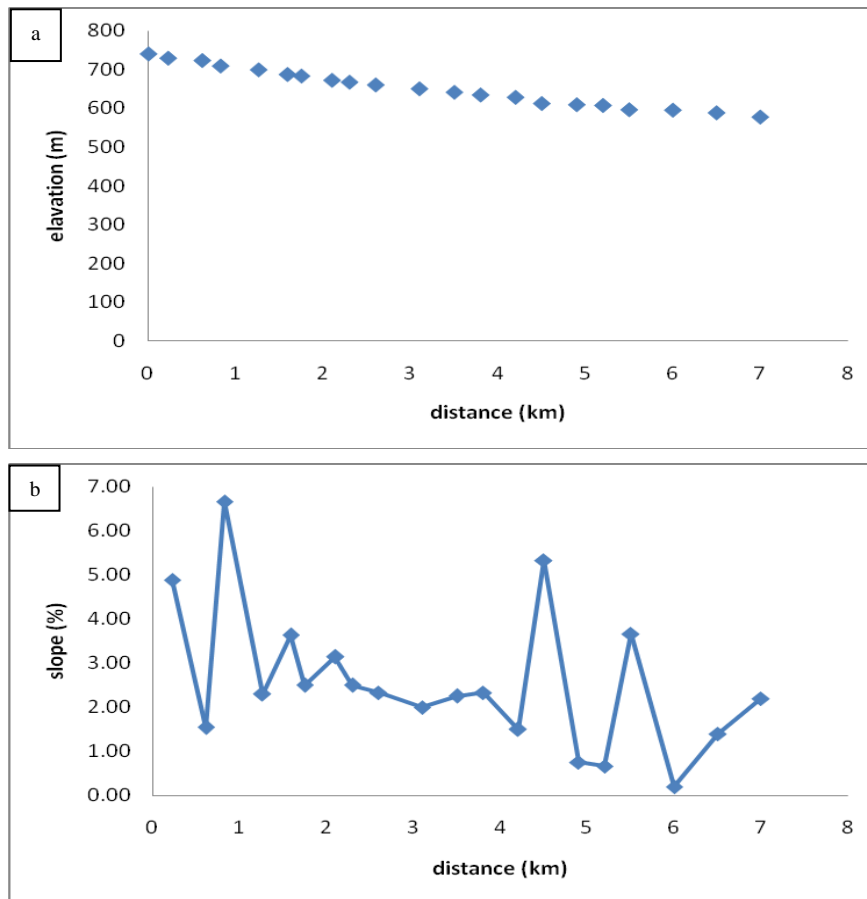
شکل ۱: (a) نمایان شدن سنگ بستر در محل نمونه شماره ۶ و ظهور اولین ناپیوستگی؛ (b) شاخه فرعی وارد کننده رسوب دانه درشت به کانال اصلی در محل نمونه شماره ۹ و ظهور دومین ناپیوستگی رسوبی؛ (c) کم عرض شدن دره رودخانه و وجود شیب زیاد دامنه‌ها و تولید رسوبات گراولی در محل نمونه ۱۲ و ایجاد ناپیوستگی رسوبی سوم؛ (d) اتصال شاخه فرعی از ارتفاعات به سمت رودخانه اصلی و ایجاد ناپیوستگی چهارم در محل نمونه ۱۵.

دانه‌های درشت گراولی در مقایسه با ذرات ریزتر ماسه و گل نسبت داد (Folk, 1980).
 با توجه به نمودار رسم شده بر اساس تغییرات میانگین و میانه اندازه ذرات (شکل ۱۵)، سه ناپیوستگی و چهار پیوستگی رسوبی در رسوبات رودخانه تلخاب شناسایی شد که مورد بررسی قرار می‌گیرد. پیوستگی اول از ابتدای مسیر رودخانه تلخاب و از محل الحاق دو شاخه سرچم‌لو و چمن آغاز شده و تا ۳ کیلومتر ادامه یافته است. این پیوستگی از نمونه ۱ تا ۹ ادامه داشته که در این مسیر اندازه ذرات به تدریج کاهش می‌یابد. سپس در محل نمونه ۹ افزایش ناگهانی در اندازه ذرات مشاهده می‌شود (ظهور اولین

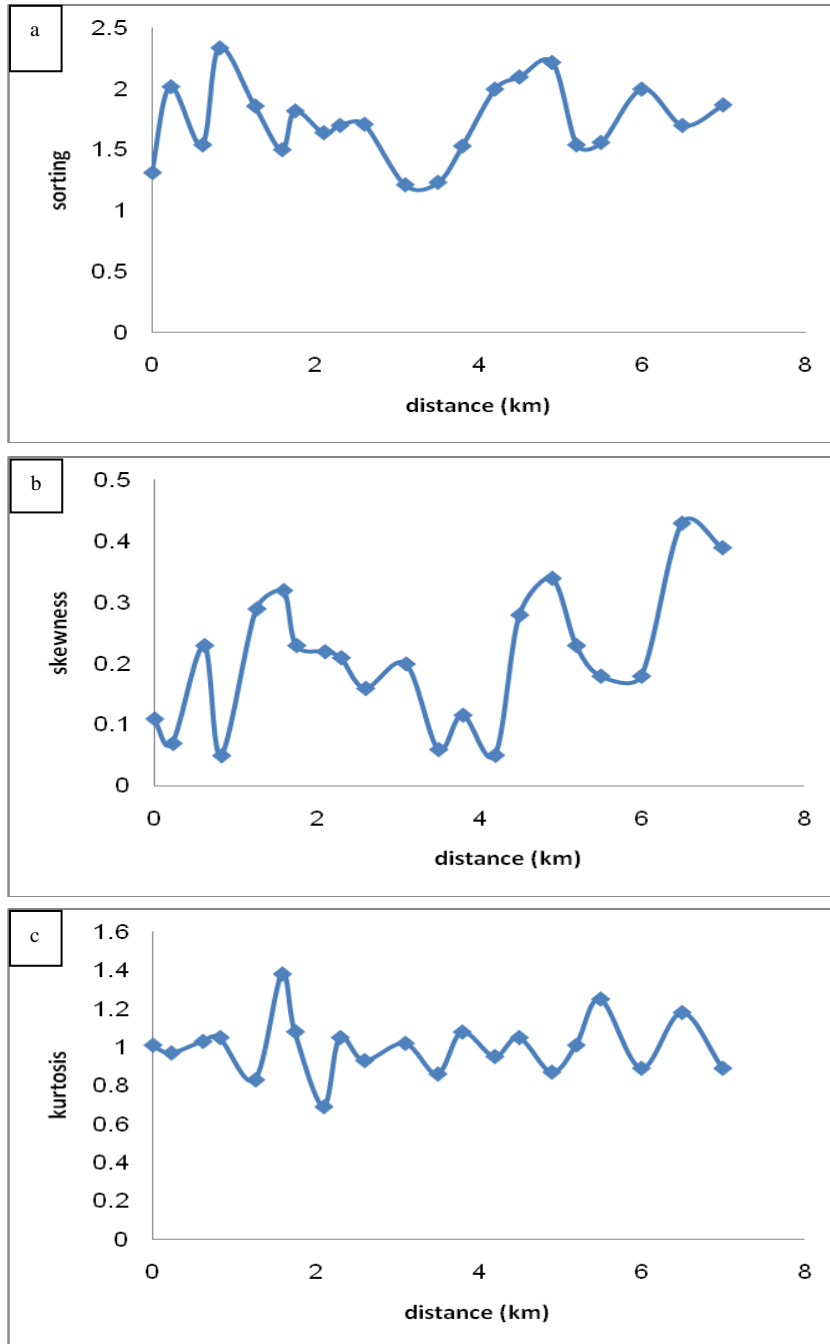
همان طور که مشاهده می‌شود روند کلی تغییرات کج‌شدگی به سمت پایین دست به سمت مقادیر کمتر است که به دلیل افزایش درصد ذرات دانه درشت گراولی در طول مسیر رودخانه به دلیل ورود شاخه‌های فرعی می‌باشد (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۳). تغییرات کشیدگی به سمت پایین دست این رودخانه در شکل ۱۴c ارائه شده است. میزان کشیدگی رسوبات این رودخانه از پهن تا بسیار کشیده تغییر می‌کند. تغییرات کشیدگی دارای پراکندگی زیادی است، اما به طور کلی به سمت پایین دست روند کاهشی نشان می‌دهد. دلیل این امر را می‌توان به فراوانی

در حدود نمونه ۲۶ تغییر ناگهانی در میزان اندازه ذرات مشاهده می‌شود (ظهور ناپیوستگی رسوبی سوم). ناپیوستگی رسوبی سوم ایجاد شده در محل نمونه ۲۶ و در ۱۰ کیلومتری مسیر رودخانه به دلیل کاهش ناگهانی شیب است (Frings, 2008). در پیوستگی رسوبی چهارم اندازه رسوبات در مسافتی حدود ۲/۵ کیلومتر تقریباً به صورت نمایی کاهش می‌یابد. در این مسیر رودخانه عریض‌تر می‌شود و بر میزان رسوبات دشت سیلابی افزوده می‌شود، بنابراین انرژی کاهش یافته و فرصت مناسبی برای رسوب گذاری ذرات درشت‌تر است (شکل ۱۶d).

ناپیوستگی رسوبی). اولین ناپیوستگی رسوبی به دلیل ملحق شدن شاخه فرعی گنجوان ایجاد شده که دارای بار گراولی فراوانی می‌باشد. در این رودخانه دیواره‌های کانال حاوی رخساره‌های گراولی هستند و فرسایش آن‌ها نیز نقش زیادی در تأمین رسوبات دانه درشت دارد (شکل ۱۶a-b). پس از آن ناپیوستگی رسوبی دوم در محل نمونه شماره ۱۹ و در فاصله ۴ کیلومتری از ناپیوستگی اول مشاهده می‌شود. در پیوستگی رسوبی سوم میزان بار گراولی بیشتر است، چرا که در این قسمت به دلیل انجام عملیات حفاری در مسیر و بستر رودخانه توسط انسان (Sklar *et al.*, 2006) باعث به هم خوردن نظم رسوبات شده است (شکل ۱۶c). پس از آن



شکل ۹: (a) نمودار نیم‌رخ طولی بر اساس محل نمونه برداری در طول سرشاخه چمن؛ (b) نمودار تغییرات درصد شیب بر اساس محل نمونه برداری در طول سرشاخه چمن.



شکل ۱۰: نمودار تغییرات طولی پارامترهای بافتی در رسوبات سرشاخه چمن: (a) جورشدگی؛ (b) کج شدگی.

دانه متوسط (ماسه‌ای) (Sh) شناسایی و نام‌گذاری شدند (جدول ۴). در این حوضه اکثر ذرات موجود در بستر رودخانه از فرسایش سنگ‌های آهکی حاصل شده است. اندازه دانه و عمق جریان دو عامل اصلی کنترل‌کننده مورفولوژی اشکال لایه‌ای و به عبارت دیگر رخساره‌های

رخساره‌های رسوبی و عناصر ساختاری

با توجه به شواهد و مطالعات صحرایی که در طول مسیر از بالا دست تا پایین دست رودخانه‌های اصلی انجام گرفت، رخساره‌های رسوبی بر اساس اندازه در دو گروه رخساره دانه درشت (گراولی) (G_{mg} , G_{cm} , G_{mm}) و رخساره

با توجه به رخساره‌های رسوبی، عناصر ساختاری شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه شامل SG و GB است (جدول ۵). مدل رسوبی کانال رودخانه تلخاب با در نظر گرفتن مدل‌های ارائه شده توسط Miall (2006) در شکل ۱۸ ترسیم و مورد بررسی قرار می‌گیرد.

عناصر ساختاری جریان گراویده‌ای رسوبی (SG)

سیلاب‌های با دبی بالا معمولاً با تخریب توالی‌های رسوبی پیشین و پی‌سنگ و رسوب‌گذاری آن‌ها توالی‌های رسوبی دره‌می را ایجاد می‌کنند که حاصل فرآیندهای جریان گراویده‌ای رسوبی و فرآیندهای رودخانه‌ای هستند (Ruda, 2014). این عنصر ساختاری معمولاً به شکل گسترده و صفحه‌ای است و قاعده نامنظم و عمدتاً فرسایشی دارد. این عنصر ساختاری در رودخانه مورد مطالعه از رخساره‌های رسوبی Gcm و Gmg و Gmm تشکیل شده است و به مقدار کم و به طور متناوب با عنصر ساختاری GB دیده می‌شود (a, ۱۸). این عنصر ساختاری اغلب در سیستم‌های رودخانه‌ای بریده بریده و بر اثر جریان‌های خرده‌دار و جریان‌های رسوبی حاصل از جاذبه با نرخ رسوب‌گذاری بالا در نواحی بالا دست و ابتدای مسیر حوزه آبریز تلخاب که شیب بستر رودخانه گاه به ۵ یا ۶ درصد و بیشتر نیز می‌رسد، تشکیل شده است (Miall, 2006). بنابر تفسیر Uba et al. (2005) نهشته‌های این عنصر ساختاری حاصل جریان‌های گراویده‌ای گراولی سریع و کوتاه مدت رودخانه در دبی‌های بالا می‌باشند. وجود ساختارهای ورقه‌ای شکل، ذرات درشت گراولی فراوان، جورشدگی ضعیف و نبود چینه‌بندی از اختصاصات این عنصر ساختاری است.

عناصر ساختاری بار گراولی و اشکال لایه ای (GB)

این عنصر ساختاری حاصل مهاجرت سدهای گراولی و یا به صورت رسوبات باقی مانده در کف کانال است که در ابتدا رسوبات نازکی از گراول به فرم ورقه‌ای در بستر کانال رسوب کرده، سپس در مواقع سیلاب که حجم آب افزایش

سنگی هستند. از عوامل دیگر می‌توان به سرعت جریان و یسکوزیته جریان و درجه حرارت اشاره کرد. در نهایت تشکیل رخساره‌های سنگی دانه ریز، نتیجه جریان‌های تعلیقی هستند که باعث ایجاد رخساره‌های گلی می‌شوند (Tucker, 2001).

ذرات رخساره‌های گراولی غالباً نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده، با کرویت پایین تا متوسط و جورشدگی ضعیف هستند. رخساره‌های گراول توده‌ای با زمینه قطعات درشت (Gcm) و گراول توده‌ای با زمینه ماتریکس (Gmm) توسط جریان‌های خطی و آشفته و همچنین جریان‌های خرده‌دار با پلاستیسیته و بار رسوبی بالا بر جای گذاشته می‌شوند (Kosun et al., 2009) (شکل ۱۷a). رخساره (Gmg) دارای درصد ماسه بیشتر از زمینه گلی، گردشدگی بهتر و وجود طبقه‌بندی تدریجی نرمال تا معکوس می‌باشد که در نتیجه کاهش انرژی حمل و نقل است (Deynoux et al., 2005؛ Miall, 2006). در شکل ۱۷b رخساره Gmg گراول با طبقه‌بندی تدریجی معکوس مشاهده می‌شود که این توالی نشان دهنده افزایش انرژی به سمت بالا دست است. وجود ایمبریکاسیون در رخساره‌های گراولی به وضوح مشاهده می‌شود که جهت جریان را می‌تواند نشان دهد. همچنین به دام افتادن ذرات گراولی در پشت قطعه‌ای بزرگتر نیز دیده می‌شود.

تنها رخساره ماسه‌ای شناسایی شده در حوزه مورد مطالعه، رخساره Sh است که با ضخامت کمی در قسمت میانی در طول رودخانه مورد مطالعه، به صورت لایه‌ای مسطح مشاهده می‌شود (شکل ۱۷c). ذرات آن در اندازه ماسه متوسط تا درشت و رخساره‌های گراولی آن را احاطه کرده‌اند. این رخساره در داخل کانال‌ها معمولاً نشان دهنده مرحله عقب نشینی نهایی سیلابی شدن فصلی است (Catuneanu et al., 2006).

درشت هستند و به فرم بار بستر حرکت می کنند. در بعضی قسمت ها مقدار کمی رسوبات ماسه ای بر جای گذاشته شده اند و دلیل آن را می توان به پایین رفتن سطح آب رودخانه در اثر کاهش شدت انرژی در فصول کم باران نسبت داد. رسوبات جریان گراویته ای در این مدل به چشم نمی خورد. عنصر ساختاری GB در این مدل غالب است و شامل توده های رسوبی مسطح همراه با سطوح متعدد فرسایش داخلی است و مجموعه های متنوعی از نهشته های گراولی جریان کشی در آن حضور دارند. از رخساره های رسوبی که در این بخش از کانال تشکیل شده اند می توان به رخساره های Gmm، Gcm و Sh اشاره کرد.

نتیجه گیری

مطالعات رسوب شناسی دو سرشاخه اصلی سرچم لو و چمن و رودخانه اصلی تلخاب در حوضه آبریز مورد مطالعه، به ترتیب به شناسایی ۴، ۵، ۳ ناپیوستگی و ۶، ۴ پیوستگی در سرشاخه سرچم لو، چمن و تلخاب منجر شده است. روند ریزشوندگی به سمت پایین دست در هر یک از پیوستگی های رسوبی در این حوضه به دلیل تأثیر دو عامل جورشدگی هیدرولیکی و سایش است. تغییرات موجود در این حوضه از جمله تغییرات شیب، تغییر عرض کانال، ظهور سنگ بستر، فرسایش با شدت های مختلف و ورود رسوبات با اندازه های مختلف نیز متأثر از تغییرات سنگ شناسی است. بر اساس مطالعات انجام شده دو مجموعه رخساره های جریان خرد دار و جریانی رودخانه ای و چهار رخساره اصلی Gmm، Gcm، Gmg و Sh منطقه، مورد شناسایی قرار گرفتند.

با توجه به رخساره های رسوبی و عناصر ساختاری شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه، مدل رسوبی حوضه آبریز تلخاب یک رودخانه بریده بریده گراولی با رسوبات جریان ثقلی در بالا دست و در میانه و پایین دست یک رودخانه

می یابد بر اثر مهاجرت و رسوب گذاری، دانه های پیل و گراول بر روی گراول های کف بستر ته نشین می شوند (Coltortia et al., 2008) (شکل ۱۸b). این عنصر ساختاری به طور متداول با عناصر ساختاری SG همراه است و در سیستم های رودخانه ای بریده بریده با پیچش کم و بار بستر گراولی مشاهده می شود (Gao et al., 2007). به طور معمول این عنصر ساختاری به صورت ورقه ای با ضخامت چندین متر دیده می شود که هر یک از آن ها نمایش دهنده یک مرحله سیلابی بوده و کتاکت آن ها به صورت فرسایشی است (Miall, 2006). این عنصر ساختاری به طور گسترده در کف کانال و به سبب مهاجرت سدهای طولی در بالا دست و قسمت میانی حوضه آبریز تلخاب تشکیل می شود (Miall, 2006؛ Gao et al., 2007). از رخساره های اصلی آن می توان رخساره های Gmm و Sh نام برد.

مدل رسوبی

رودخانه بریده بریده گراولی با رسوبات جریان ثقلی
این نوع رودخانه در بالا دست حوزه آبریز تلخاب تشکیل شده است. در اینجا حواشی کانال با نهشته های گراولی جریان گراویته ای رسوبی و عنصر ساختاری SG مشخص می شوند. رخساره های سنگی Gmm، Gcm، Gmg به عنوان شاخص این نوع رودخانه هستند (Miall, 2006). رسوبات این نوع رودخانه حاصل جریان های واریزه ای همراه با فرآیندهای انتقال دوباره می باشد (Blair & McPherson, 1994). جریان های خرد دار و سایر انواع جریان های ثقلی رسوب به ویژه در نواحی منشأ سرشاخه های اصلی رایجند (Miall, 2006) (شکل ۱۸ A).

رودخانه بریده بریده کم عمق با بار بستر گراولی
این حالت در قسمت میانی و پایین دست حوزه آبریز تشکیل مشاهده می شود (شکل ۱۸B). رسوبات عمدتاً

کانال و یا در حواشی کانال نهشته می‌شوند. در این رودخانه‌ها سدها برای مدت طولانی ثابت نبوده و با حرکت ذرات رسوب از دماغه به سمت پایینی سد، تحت تأثیر جریان آب، به تدریج به سمت پایین دست رود حرکت می‌کنند. با توجه به تفسیرهای ارائه شده، امید است تا این داده‌ها بتواند در تفسیر و شناخت بهتر مخازن آب‌های زیرزمینی و مواد هیدروکربنی مورد استفاده قرار گیرد.

بریده بریده کم عمق گراولی است. از نظر چرخه فرسایشی این رودخانه در بالا دست و به عبارتی در مرحله جوانی قرار دارد. در این رودخانه‌ها بار بستر به صورت سدهای گراولی یا ماسه‌ای در کانال نهشته می‌شود و در زمانی که انرژی جریان رودخانه پایین می‌آید، این سدها رخنمون یافته و یک رودخانه بریده بریده را به نمایش می‌گذارند. بیشتر رسوبات یک رودخانه بریده بریده در سدهای درون

منابع

- موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رسوب شناسی. چاپ پانزدهم، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۷۴ ص.
- موسوی حرمی، ر.، محبوبی، الف.، نجفی، م. و رستمی زاده، ق.، ۱۳۸۳. ارزیابی پیوستگی رسوبی و شناسایی عوامل کنترل کننده ریزشوندگی در طول رودخانه در پرچین - شرق اسفراین. چکیده مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین سازمان جغرافیایی کشور، ۱۳۸۱. نقشه زمین شناسی ایران سری ۱:۲۵۰۰۰۰ ایلام.
- شرکت نفت مناطق مرکزی ایران، نقشه زمین شناسی تنگ بیجار با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- سازمان جغرافیای ارتش و نیروهای مسلح، ۱۳۷۸. نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ چمن، گنجوان و زره.
- Bertoldi, W., Ashmore, P., & Tubino, M., 2009. A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. *Geomorphology*, 103: 330-340.
- Blair, T.C., & McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 451-490.
- Catuneanu, O., Khalifa, M.A., & Wanas, H.A., 2006. Sequence stratigraphy of the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Sedimentary Geology*, 190: 121-137
- Coates, G.F., & Hulse, C.A., 1985. A comparison of four methods of size analysis of fine grained sediments. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 28: 329-380.
- Coltortia, M., Pieruccini, P., & Rustioni, M., 2008. The Barga Basin (Tuscany): A record of Plio Pleistocene mountain building of the Northern Apennines, Italy. *Quaternary International*, 189: 56-70.
- Coulthard, T.J., & Van De Wiel, M.J., 2013. Modelling in fluvial geomorphology. In: Shroder, J., (ed.), *Treatise in Geomorphology*. Academic Press, San Diego. 9: 694-710.
- Deynoux, M., Ciner, A., Monod, O., Karabukoglu, M., Manatschal, G., & Tuzcu, S., 2005. Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Koprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173: 315-343.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing*, Austin, TX, 182 p.
- Frings, R.M., 2008. Downstream fining in large sand-bed rivers. *Earth Science Reviews*, 87:39-60.
- Gao, C., Boreham, S., Preece, R.C., Gibbard, P.L., & Briant, R.M., 2007. Fluvial response to rapid climate change during the Devensian (Weichselian) Lateglacial in the River Great Ouse, southern England, UK. *Sedimentary Geology*, 202: 193-210.
- Gupta, N., Atkinson, M.P., & Carling, P.A., 2013. Decadal length changes in the fluvial platform of the river Ganga: bringing a mega river to life with Landsat archives. *Remote Sensing Letters*, 4 (1): 1-9.
- Kosun, E., Poisson, A., Ciner, A., Wernli, R., & Monod, O., 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene atallar Basin, southwestern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 466-479.
- Lewis, D.W., & McConchie, D., 1994. Analytical Sedimentology. *Chapman & Hall, London*, 197 p.

- Marren, P.M., McCarthy, T.S., Tooth, S., Brandt, D., Stacey, G.G., Leong, A., & Spottiswoode, B., 2006. A comparison of mud and sand dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip River, eastern Free State, South Africa. *Sedimentary Geology*, 190: 213–26.
- Madej, M.A., Sutherland, D.G., Lisle, T.E., & Pryor, B., 2009. Channel responses to varying sediment input: A flume experiment modeled after Redwood Creek, California. *Geomorphology*, 103: 507-519.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, Berlin. 582 p.
- Nelson, P.A., & Seminara, G., 2012. A theoretical framework for the morphodynamics of bedrock channels. *Geophysical Research Letters*, 39 (L06408): 1-5.
- Rice, S.P., 1998. Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers?. *Geomorphology*, 22: 39–56.
- Rice, S., & Church, M., 1998. Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 345–363.
- Rice, S.P., 1999. The nature and controls of downstream fining within sedimentary links. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (1): 32–39.
- Rudra, K., 2014. Changing river courses in the western part of the Ganga–Brahmaputra delta. *Geomorphology*, 227: 87–100.
- Simon, A., & Rinaldi, M., 2013. Incised channels: disturbance, evolution and the role of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. In: Shroder, J., (ed.), *Treatise on Fluvial Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam, 574–594 p.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., Foufoula, E., Lashermes, B., & Bellugi, D., 2006. Do gravel bed river size distributions record channel network structure. *Water Resources Research*: 42: W06D18.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology*. 3rd edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Uba, C.E., Heubeck, C., & Hulka, C., 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Sub-andean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology*, 180: 91–123

Lithofacies analysis and sedimentary link in sediments of Talkhab watershed (west of Ilam Province)

Rafighdoust, Y.¹, Moussavi-Harami, R.^{2*}, Mahmudy-Gharai, M.H.³, Mahboubi, A.²

1-Ph.D. student in Sedimentology & Sedimentary Petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Professor of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*Email: moussavi@um.ac.ir

Introduction

Talkhab watershed is located in the southwestern parts of Iran, longitude 45 50 '00' 'and 46 00', and latitude 33 40 'and 33 48', and has two branches in the northwest (Chaman) and northeast (Srachamlu) that are joined together and form the main Talkhab river. The basin area is covered an area of 161 square kilometers and is elongated in shape. According to The geological division of the Zagros structural zone which is location in the Lurestan in SW Iran, this basin contains a relatively thick sequence of sedimentary rocks including Ilam, Gurpi, Pandeh, Asmari and Gachsaran formations. In this study, the Arc GIS software used to evaluate the geomorphology and physiography studies on order to evaluate the distribution of different geological units in this area. Therefore, the map shows that most geologic units are carbonate (Gurpi and Pabdeh) and evaporate rocks (Kalhor and Gachsaran) that are most abundant rocks in this region and they are very sensitive to erosion. The purpose of this study is to identify different lithofacies that form in this watershed and evaluate the sedimentary link toward downstream.

Method and Materials

In this study, 21 sediment samples from Srachamlu, 17 samples from Chaman and 32 samples from Talkhab Rivers have been collected for grain size analysis (coarser grains based on Lewis and McConchie, 1994; finer grains based on Coates and Hulse, 1985) in order to evaluate the finning to grain size toward downstream. Lithofacies were identified in the field based on Miall (2006). Textural parameters calculated based on Folk (1980).

Result and Discussion

The results indicate that grain size decreases toward downstream is not exponential and has discontinuities and isolated sedimentary links in Talkhab river. Based on the sedimentary analysis, four discontinuities and five continuities in sediments of the Sarcham, five discontinuities and six continuities in sediments of the Chaman and three discontinuities and four continuities of sediment in the main river of Talkhab have been detected. Our results show that hydraulic sorting has more effective role in downstream fining of the particle size in each of sedimentary links. Particle size parameters indicate that the studied sediments consist mainly of poorly to very poorly sorting grain size, positive skewness and flattened and elongated kurtosis. This indicates that discontinuities resulted from laterally input of coarse grain sediments from banks and tributaries (Marren et al., 2006; Simon and Rinaldi, 2013), increasing the bed slope, exposed bedrock, changes in lithologic units along the stream bed and structural activities such as joints and faults. The lithofacies recognized along the studied rivers consist of three coarse-grain gravelly lithofacies (Gmm, Gcm, Gmg) and one medium sandy lithofacies (Sh). These lithofacies have formed two architectural elements including gravity flow deposits (SG), gravel bars and bed forms (GB). Based on identified facies associations and architectural elements, the sedimentary model of Talkhab watershed is proposed as gravelly-bed braided river with sediment-gravity flow deposits in upstream and toward downstream shallow gravel-bed braided river system. Finally, we believe that this study can help in a better understanding of erosion and sediment yield patterns in such a basin for better water and soil preservation and watershed management.

Key word: Sedimentary link, Talkhab watershed, lithofacies, Ilam Province, finning downstream

References

- Coates, G.F., & Hulse, C.A., 1985. A comparison of four methods of size analysis of fine grained sediments. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 28: 329-380.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing*, Austin, TX, 182 p.
- Lewis, D.W., & McConchie, D., 1994. Analytical Sedimentology. *Chapman & Hall, London*, 197 p.
- Marren, P.M., McCarthy, T.S., Tooth, S., Brandt, D., Stacey, G.G., Leong, A., & Spottiswoode, B., 2006. A comparison of mud and sand dominated meanders in a downstream coarsening reach of the mixed bedrock-alluvial Klip River, eastern Free State, South Africa. *Sedimentary Geology*, 190: 213- 26.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, Berlin. 582 p.
- Simon, A., & Rinaldi, M., 2013. Incised channels: disturbance, evolution and the role of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. *In: Shroder, J., (ed.), Treatise on Fluvial Geomorphology. Elsevier, Amsterdam, 574–594 p.*