شناسایی اشکال ژئومورفیک رودخانه‌ای - بخش اول[۱]: مروری بر اشکال بستری

(مطالعه موردی: رودخانه‌های حوضه شمالی البرز مرکزی - چالوس تا تالار)

دکتر محمدمهدی حسین زاده
استادیار گروه جغرافیای دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

دکتر رضا اسماعیلی
استادیار گروه جغرافیای دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

دکتر صدرالدین متولی
استادیار گروه جغرافیای دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

چکیده

رودخانه‌ها تنوع مورفولوژیکی متنوعی دارند. واحدهای ژئومورفیک رودخانه‌ای هم براساس موقعیت آن‌ها در کانال و دره به چهار قسمت شامل مورفولوژی بستر کانال، اشکال میان کانالی، متصل به کرانه و دشت سیلابی می‌شوند. دو نوع کانال سنگ بستری و آبرفتی در مقیاس بازه‌شناسایی می‌شوند که اشکال آن‌ها عبارتند از: آبشارها، چالاب سنگی، تندآب، کاسکاد، سکو- چالاب، بستر هموار، چالاب-خیزاب و چین و شکن‌ها و تپه‌های ماسه‌ای رودخانه‌ای. این مقاله مروری بر تحقیقات انجام شده در واحدهای ژئومورفیک رودخانه‌ای فراهم می‌آورد که نمونه‌ها و اشکال آن‌ها از حوضه‌های شمالی البرز مرکزی تهیه شده است. بررسی این واحدهای ژئومورفیک رودخانه‌ای درک ساده‌ای را از رژیم حمل آب و رسوب و رفتار رود فراهم می‌آورد.

واژگان کلیدی: ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، واحدهای ژئومورفیک، مورفولوژی بستر کانال، کانال سنگ بستری و آبرفتی، رفتار رود، حوضه‌های شمالی البرز مرکزی.

۱- بخش دوم: شناسایی اشکال ژئومورفیک رودخانه‌ای مروری بر اشکال میان کانالی (مطالعه موردی: رودخانه‌های حوضه شمالی البرز مرکزی – چالوس تا تالار)

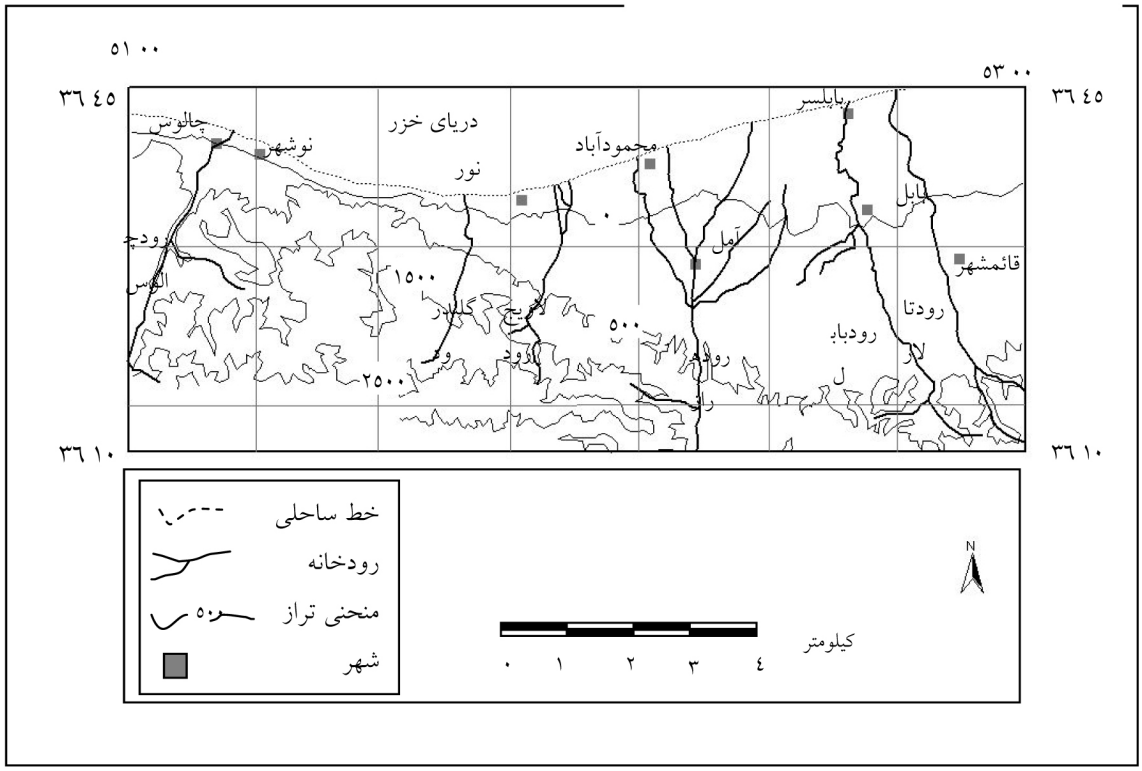
مقدمه

رودخانه‌ها همیشه مورد توجه انسان‌ها بوده‌اند و با توجه به نیازهای انسان علوم مختلفی آن را مورد تحقیق قرار داده‌اند که از جمله آن‌ها ژئومورفولوژی است، ژئومورفولوژی رودخانه‌ای فرایندها و لندفرم‌های تشکیل شده به‌وسیله رود را مورد بررسی قرار می‌دهد. هر یک از لندفرم‌های رودخانه‌ای به عنوان یک واحد ژئومورفیک در نظر گرفته می‌شوند و هدف این مقاله مروری بر تحقیقات انجام شده در خصوص واحدهای ژئومورفیک و معرفی و شناسایی این اشکال(واحدها) در حوضه های شمالی البرز مرکزی می باشد. شناسایی واحدهای ژئومورفیک رودخانه‌ای و فرایندهای تشکیل دهنده‌ی آن‌ها به دلایل متعددی در مطالعات ژئومورفولوژی رودخانه‌ای دارای اهمیت می‌باشد که از جمله آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد. (بریرلی و فریرس ۲۰۰۵).

- الگوی واحدهای ژئومورفیک در بازه رود تابع متغیرهایی مانند شیب، پهنای دره و ویژگی‌های جریان رود می‌باشد که این موارد هم در توزیع فرایندهای فرسایشی، نهشته‌گذاری و توانایی رود برای جابه‌جایی مواد و تحول واحدهای ژئومورفیک مهم هستند. به‌عبارت دیگر هر عاملی که بر انرژی جریان اثر می‌گذارد مانند شیب، پهنای دره، رخنمون سنگ بستر، پیچ و خم دره، گیاهان حاشیه رود و واریزه‌های چوبی الگوی محلی توزیع رسوب و واحدهای ژئومورفیک مربوطه اثر می‌گذارند.
- در بعضی از موارد واحدهای ژئومورفیک نشان دهنده‌ی وقوع یک سیلاب بزرگ با دوره برگشت طولانی را که در گذشته دور اتفاق افتاده و جریان‌های جدید نتوانسته آن‌ها را تغییر دهند، می‌باشد.
- ارزیابی مورفولوژی واحدهای ژئومورفیک بر حسب شکل و اندازه آن‌ها می‌باشد. در بسیاری از موارد اندازه واحدهای ژئومورفیک درون رود نسبت به اندازه کانال، نشان دهنده‌ی ارتباط مستقیم آن با دبی لبالبی است. تشکیل و جابه‌جایی هر واحد ژئومورفیک نسبت به سیلاب‌های مختلف متفاوت است.
- همان‌طوری که هر یک از واحدهای ژئومورفیک شکل خاصی داشته و ناشی از فرایندهای مخصوص به خود بوده، مجموعه واحدهای ژئومورفیک در امتداد یک بازه، می‌تواند راهنمایی برای رفتار رود فراهم آورد.
- بررسی‌های میدانی جهت شناسایی، برداشت تصاویر و ارائه نمونه از واحدهای ژئومورفیک در حوضه‌های شمالی البرز مرکزی از حدفاصل حوضه رود چالوس تا حوضه رود تالار انجام پذیرفته است (جدول۱، شکل۱).

جدول ۱ : مشخصات رودخانه‌های مورد مطالعه

نام رود	مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	طول رود (کیلومتر)	شیب رود (درصد)	دبی رود (متر مکعب در ثانیه)
رودخانه چالوس	۱۷۰۴/۵	۷۴/۷	۴/۸	۱۵/۲
رودخانه لاویج	۱۱۶	۲۵	۱۲	۱/۱
رودخانه هراز	۴۲۰۰	۱۸۲	۲/۸	۳۴
رودخانه بابل	۱۷۳۹	۱۰۱/۵	۲/۶۸	۱۸/۴
رودخانه تالار	۲۵۳۷/۳۵	۱۴۳	۱/۷۷	۱۳/۶۶



شکل ۱ - منطقه مورد مطالعه

۱- روش تحقیق

ابتدا با بررسی متون مختلف علمی که در مورد اشکال و واحدهای ژئومورفیک رودخانه‌ای را مورد مطالعه قرار داده‌اند (در پیشینه تحقیق ارائه شد)، موضوعات مورد مطالعه مشخص گردید. در مرحله بعدی با تهیه نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی محدوده مورد مطالعه تعیین گردید.

در مرحله آخر با بررسی‌های میدانی و اندازه‌گیری‌های به عمل آمده، اشکال ژئومورفیک بستر کانال رود در محدوده‌ی مورد مطالعه شناسایی گردید و ارتباط آنها با پارامترهای هندسی کانال (شیب، عرض، عمق و ...) استخراج گردید.

۲- پیشینه تحقیق

در سطح جهانی مطالعات ژئومورفولوژی رودخانه ای نسبت به سایر گرایش های ژئومورفولوژی از سابقهٔ طولانی تری برخوردار است و تحقیقات بسیار زیادی در مورد اشکال متعدد ژئومورفولوژی رودخانه ای در مقیاس‌های مختلف صورت گرفته است که ذکر همه‌ی آن‌ها در این جا مقدور نمی‌باشد و فقط به تعدادی از آن‌ها به‌عنوان نمونه اشاره می‌شود.

مطالعه و بررسی واحدهای ژئومورفیک فرسایشی کانال (گرانت و همکاران ۱۹۹۰، آبراهامز و همکاران ۱۹۹۵، مونتگمری و بافینگتن ۱۹۹۷، چین ۱۹۹۹، وال ۲۰۰۰ و چورچ ۲۰۰۲)، واحدهای ژئومورفیک میان

کانالی (رابنی و جاکوبسن ۱۹۹۳، نایتون ۱۹۹۸، مک کنی ۲۰۰۱، زلینسکی ۲۰۰۳)، واحدهای متصل به کرانه کانال (لاولر ۱۹۹۳، لاولر و همکاران ۱۹۹۷ و تورن ۱۹۹۹) و دشت سیلابی و واحدهای آن (نانسون و کروک ۱۹۹۲، نایتون ۱۹۹۸، فرگوسن و بریرلی ۱۹۹۹).

بریرلی و فریرس(۲۰۰۵) هم در کتاب خود تحت عنوان ژئومورفولوژی و مدیریت رودخانه واحدهای مختلف ژئومورفولوژی رودخانه‌ای را تشریح نموده‌اند.

در کشور ایران ژئومورفولوژی رودخانه‌ای بیشتر به مطالعات حوضه آبریز و مورفومتری آن محدود شده و در تعدادی از آن‌ها فقط واحدهای ژئومورفیک بزرگ مقیاس مانند پادگانه‌های آبرفتی مطالعه شده است و توجه خاصی به واحدهای کوچک مقیاس رودخانه‌ای که نقش مهمی‌در بررسی ویژگی‌ها و رفتار رود دارند، نشده است.

۳- واحدهای ژئومورفیک رودخانه‌ایی

رودخانه‌ها در مقیاس بازه اشکال فرسایشی یا نهشته‌ای دارند که واحدهای ژئومورفیک نامیده می‌شوند در واقع واحدهای ژئومورفیک بلوک‌های ایجاد شده به‌وسیله سیستم‌های رودخانه‌ایی هستند (بریرلی ۱۹۹۶). این واحدهای ژئومورفیک در کانال رود یا بر روی دشت سیلابی تشکیل می‌شوند که شامل مورفولوژی بستر کانال، اشکال میان کانالی، واحدهای ژئومورفیک متصل به کرانه رود و اشکال موجود در دشت سیلابی می‌باشند. در این مقاله مورفولوژی بستر کانال، (آبشار، تند آب، کاسکاد، بسترهموار، سکو- چالاب، چالاب سنگی، چالاب اجباری، خیزاب اجباری و چین و شکن ماسه‌ای بستر) تشریح می‌شوند. سایر اشکال و واحدهای ژئومورفیک رودخانه‌ای در مقالات دیگری به صورت جداگانه مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

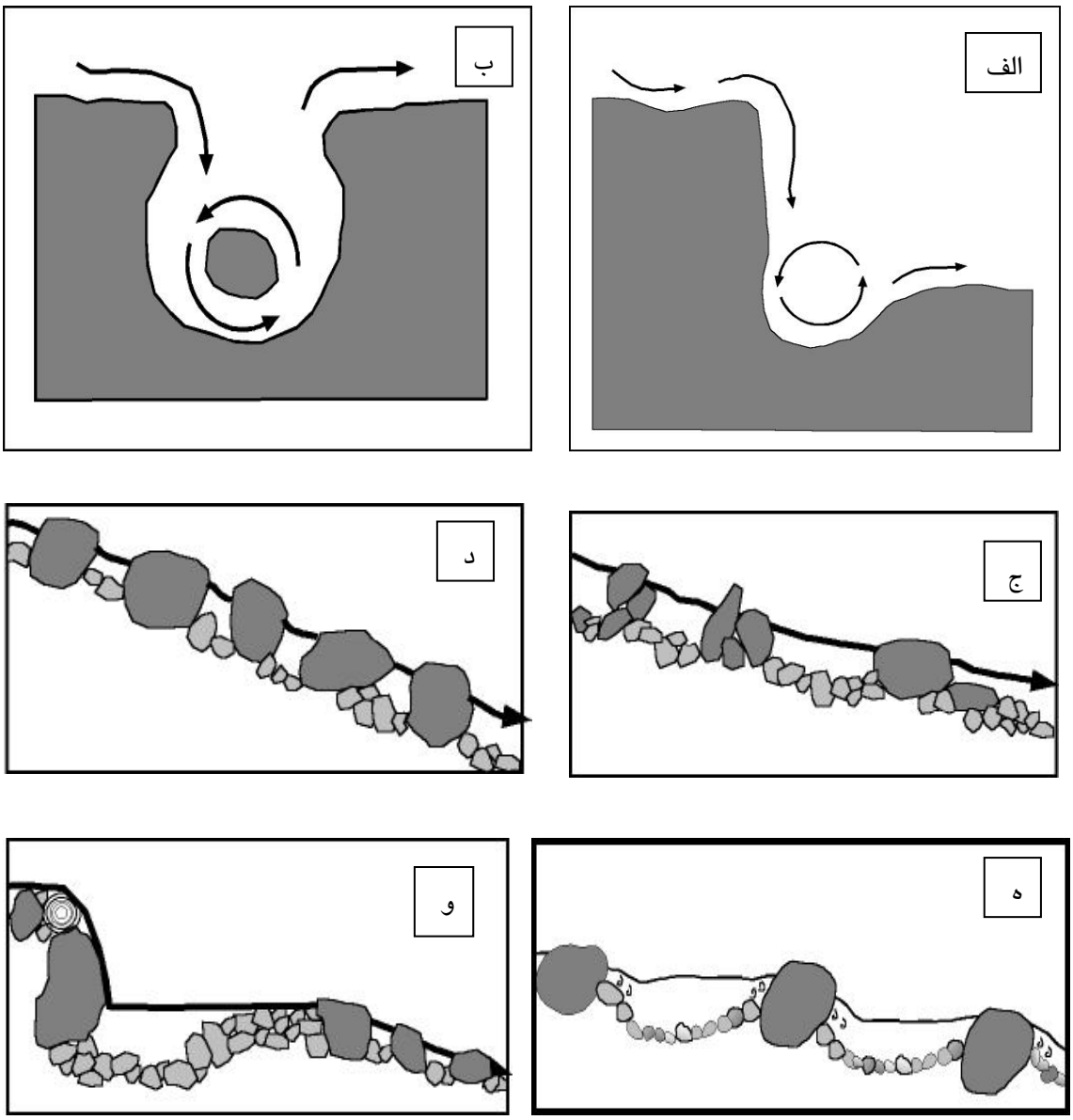
۳-۱ : مورفولوژی بستر کانال:

رودها به ندرت بستر هموار دارند و اشکال متعددی در بستر آن‌ها مشاهده می‌شود این اشکال بر مقاومت جریان، حمل رسوب و شکل بستر کانال اثر می‌گذارند. اشکال بستری تغییرات محلی در میزان حمل رسوب را نشان می‌دهند. اشکال مورفولوژی بستر یا به صورت سنگ بستری (آبشار و چالاب های نامتقارن، چالاب سنگی، تندآب و کاسکاد سنگی) هستند و یا به صورت آبرفتی (کاسکاد قطعه سنگی، بستر هموار، سکو- چالاب، چالاب- خیزآب، چالاب اجباری، خیزاب اجباری و چین و شکن ماسه‌ای بستر) می‌باشند. واحدهای ژئومورفیک سنگ بستری فاقد پوشش آبرفتی پیوسته هستند و نشاندهنده ظرفیت حمل زیاد رسوب نسبت به تدارک رسوب می‌باشد. آن‌ها به طور معمول به‌وسیله دیواره‌های دره محدود می‌شوند و شیب زیادی دارند (مونتگمری و بافینگتن ۱۹۹۷) در مقابل، کانل‌های آبرفتی از نظر مورفولوژی بستر تنوع زیادی داشته که این تنوع در ارتباط با شیب و موقعیت اشکال در رود می‌باشد. این اشکال ممکن است محدود و بدون دشت سیلابی یا همراه با دشت سیلابی کوچک، یا نامحدود همراه با دشت سیلابی باشند. گرادیان شیب کانال رود، اندازه ذرات بستر و شرایط قدرت رود به طور پیوسته باعث ایجاد واحدهای ژئومورفیک مختلف در بستر رود می‌شوند که در ادامه تشریح خواهند شد.

۳-۱-۱ : آبشار[1]

در مسیر رودخانه جایی که تغییر ناگهانی در شیب بستر باعث ایجاد دیواره‌ای تقریباً عمودی با ارتفاع بیش از ۱ متر شود، جریان آب به صورت ریزشی بر روی سکوهای سنگ بستری یا قطعه سنگی شکل خواهد گرفت که آبشار نامیده می‌شود(شکل ۲ – الف و شکل ۳ – الف). علل ایجاد تغییر شیب یا سکو می‌تواند ناشی از مقاومت محلی سنگ بستر یا در نتیجه فرسایش پسرونده پیشانی شکستگی‌ها در بستر باشد. این سکوها در محل آبشار عامل پراکندگی جریان محسوب می‌گردند. در زیر آبشار ها به‌علت تمرکز جریان در پای سکوها،

1- Fall (waterfall)



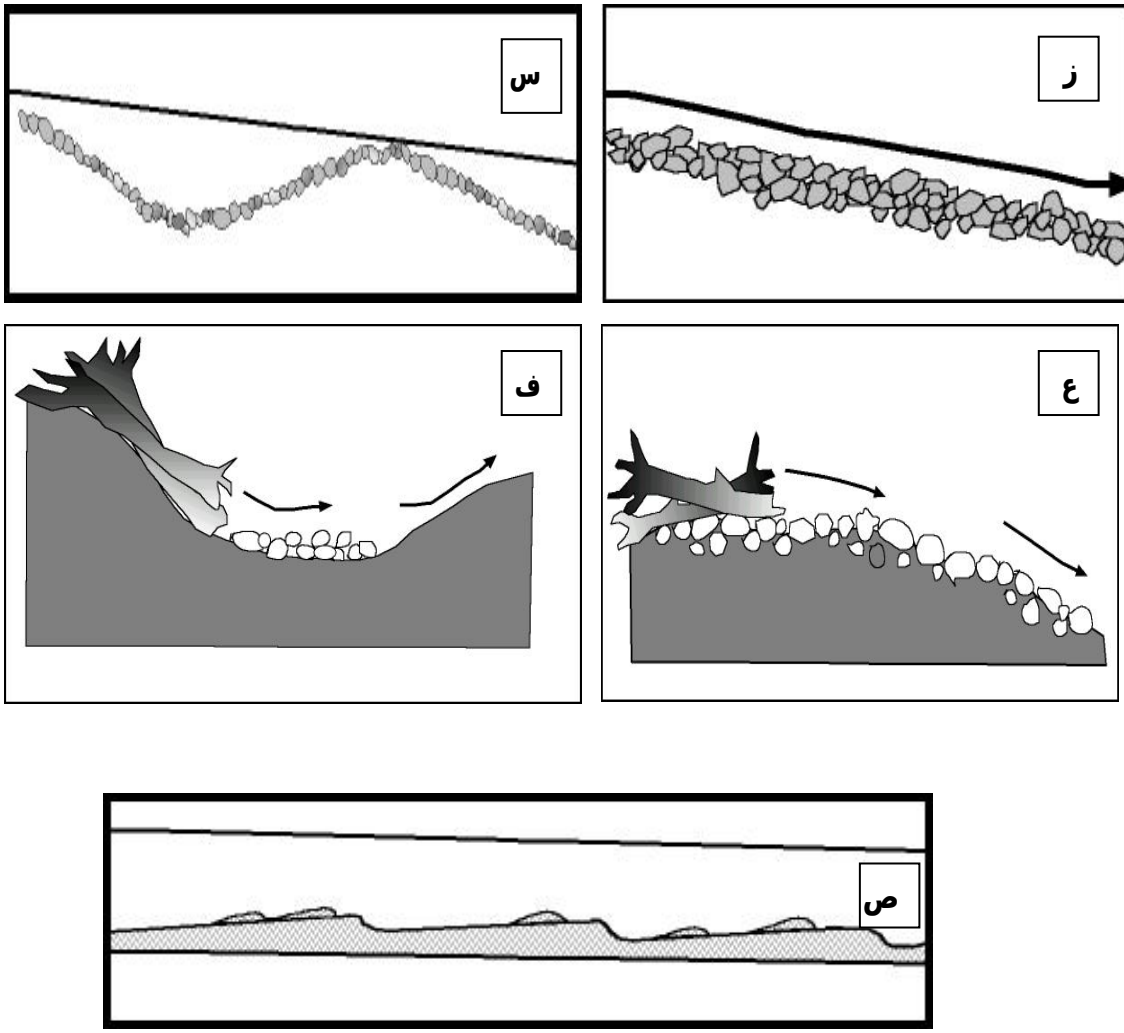
چاله‌های فرسایشی مدوری شکل می‌گیرند که چالاب های نامتقارن نامیده می‌شوند. در این چالاب‌ها نیروی جریانی باعث ساییدگی و حفر پای دیواره‌ها و عمیق شدن آن شده و با دور شدن از دیواره از عمق چالاب کاسته می‌شود.

۳-۱-۲ : چالاب سنگی[۲]

این اشکال فرسایشی، چاله‌های مدور و نسبتاً عمیقی هستند که در مناطقی که انرژی جران متمرکز می‌شود شکل می‌گیرد. این چاله معمولاً در مناطقی که سنگ بستر سست یا تغییر در ساختمان آن ایجاد شود تشکیل می‌شود (شکل ۲ – ب و شکل ۳ – ب). چالاب سنگی در نتیجه سایش آب در داخل سنگ بستر ایجاد می‌شود که میزان سایش تابع حجم و سختی ذراتی است که در چالاب گیر افتاده است. سایش ایجاد شده توسط این ذرات می‌تواند باعث عمیق‌تر و عریض‌تر شدن چالاب سنگی گردد.

1- pothole

ادامه شکل ۲



شکل ۲ - نیمرخ طولی شماتیک از مورفولوژی کانال‌های آبرفتی و سنگ بستری:
الف) آبشار و چالاب نامتقارن ب) چالاب سنگی ج) تندآب د) کاسکاد ه) سکو – چالاب قطعه سنگی و) سکو – چالاب با واریزه چوبی ز) بستر هموار س) چالاب – خیزآب ع) خیزآب اجباری ف) چالاب اجباری ص) چین شکن ماسه‌ای بستر

۳-۱-۳ : تندآب[3]

بخشی از رود است که جریان آب سرعت بیشتری از سایر قسمت‌ها دارد و سطح آب به‌وسیله موانع شکسته می‌شود (ویلسون و مور۱۹۹۸: ۱۶۲). در واقع تندآب‌ها ترکیب پله مانندی از قطعه سنگ‌ها در شیب‌های تند هستند که باعث شکسته شدن سطح آب می‌شوند(شکل ۲– ج و شکل ۳– ج). این قطعه سنگ‌ها طی حوادث سیلابی بسیار پرانرژی به‌صورت عمودی در می‌آیند و با قرار گرفتن در عرض کانال باعث واگرایی و همگرایی جریان آب می‌شوند (بریرلی و فریرس۲۰۰۵).

۳-۱-٤ : کاسکاد[4]

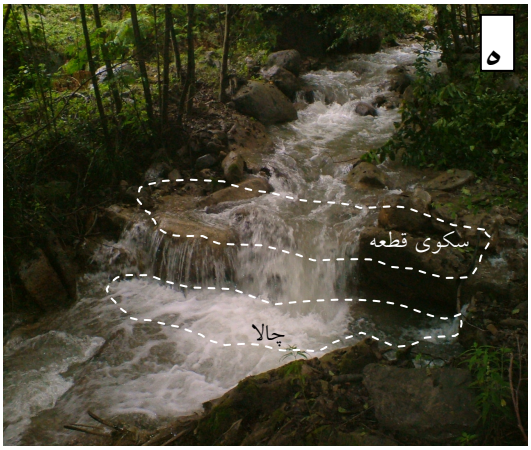
کاسکادها اشکال سنگ بستری یا قطعه سنگ‌های بسیار پایدار به‌صورت یک سری پله‌های متوالی هستند که

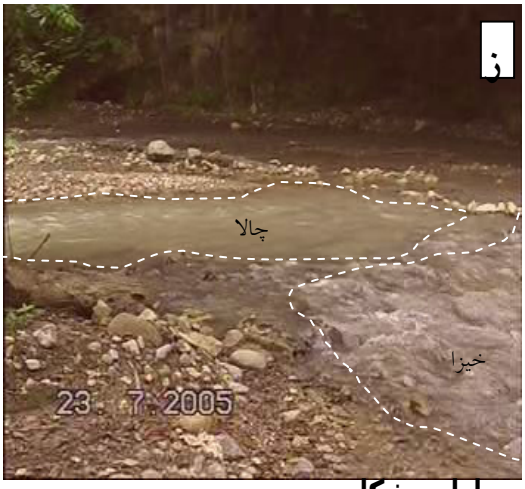
3- rapid 4- cascade

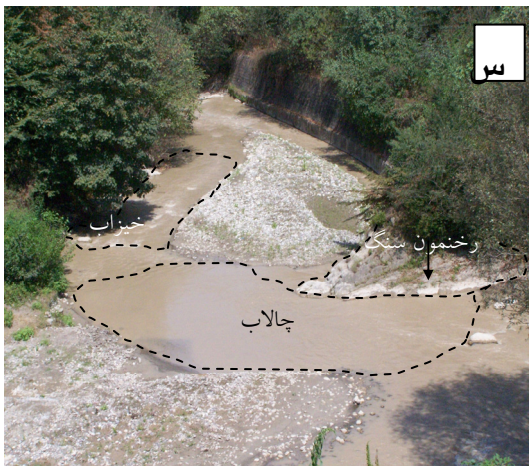
شکل ۳ - تصاویر مورفولوژی بستر در کانال‌های آبرفتی و سنگ بستری در حوضه شمالی البرز مرکزی
الف) آبشار و چالاب سنگی نامتقارن ب) چالاب سنگی ج) تندآب د) کاسکاد ه) سکو – چالاب و) بستر هموار ز) چالاب – خیزآب س) چالاب اجباری – خیزآب اجباری ع) تپه ماسه‌ای بستر ف) چین و شکن

در شیب‌های تند (۰/۱ متر بر متر) و در موقعیت دره‌های محدود سنگ بستری مشاهده می‌شوند (مونتگمری و بافینگتون ۱۹۹۷. هالواس و چورچ ۲۰۰۱ و بریرلی و فریرس ۲۰۰۵). مواد ریزتر می‌توانند در پشت ذرات بزرگ‌تر ویا واریزه‌های چوبی جمع شوند. جابه‌جایی قلوه سنگ‌ها و قطعه سنگ‌ها ممکن است در حوادث سیلابی بسیار بزرگ و کم وقوع اتفاق بیفتد(شکل ۲– د ، شکل ۳ – د ، شکل ۴– الف).

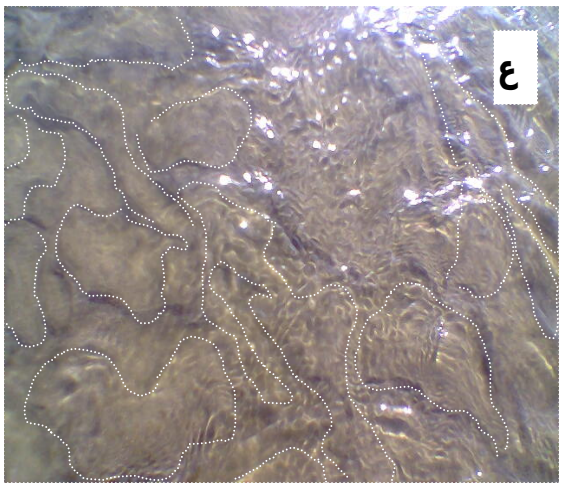
کاسکادها سنگ بستری رخنمون‌های سنگی در جریان آب هستند. در حالت مشابه بازه‌های سنگ بستری معمولاً از بازه‌های آبرفتی پر شیب‌تر هستند. کاسکاد قطعه سنگی از یک سری پله‌های کوتاه قطعه سنگی که تقریباً به اندازه ارتفاع قطر یک قطعه سنگ است تشکیل می‌شود و بیش از ۵۰ درصد جریان بر روی آن‌ها به صورت آشفته می‌باشد. حد فاصل بین قطعه سنگ‌ها معمولاً جریان آرام‌تر بوده که طول آن‌ها کم‌تر از عرض کانال است. مواد ریزتر می‌توانند در پشت ذرات بزرگ‌تر و یا واریزه‌های چوبی جمع شوند که قسمتی از آن‌ها در جریان‌های کم و متوسط زیر آب می‌روند. جابه‌جایی قطعه سنگ‌ها ممکن است در حوادث سیلابی بسیار بزرگ و کم وقوع اتفاق بیفتد.



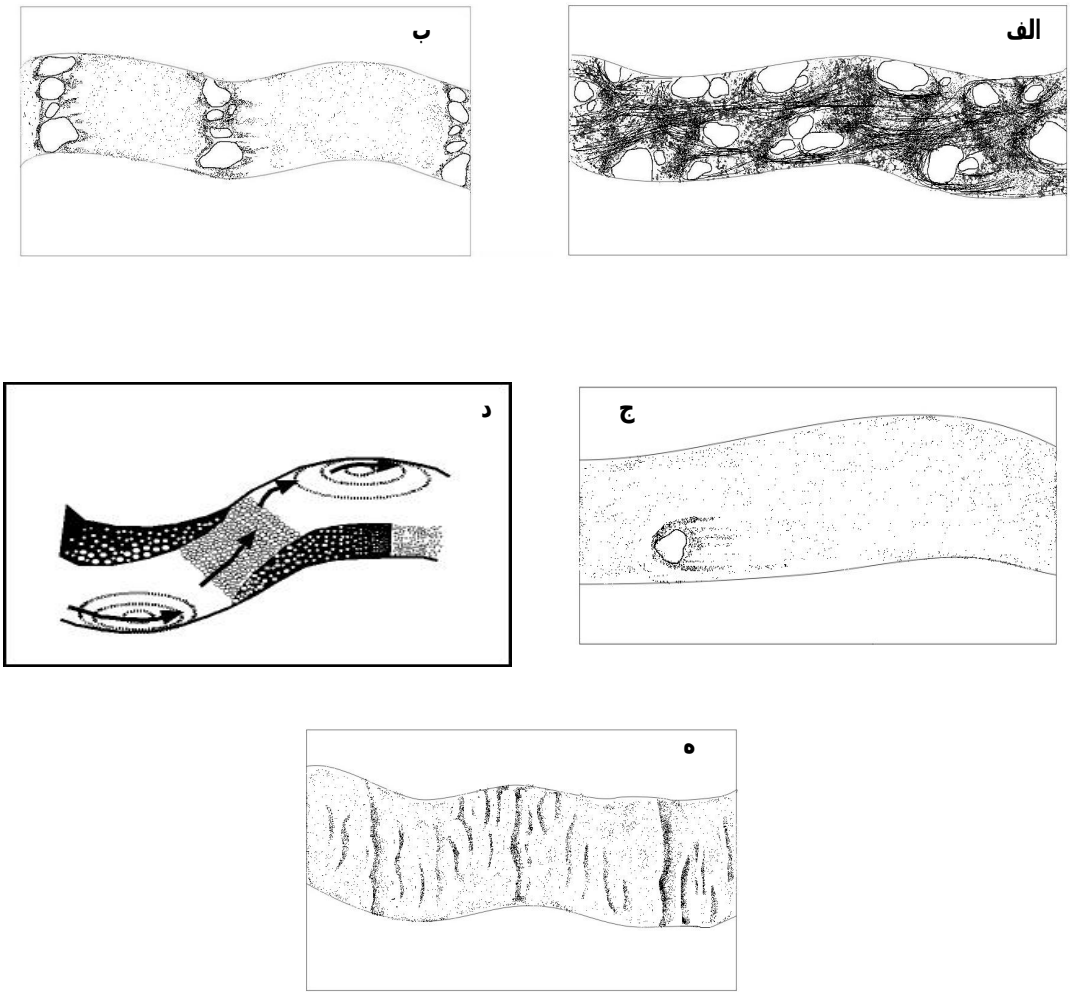




ادامه شکل



ادامه شکل ۳



شکل ٤ - پلان هوایی شماتیک از مورفولوژی کانال‌های آبرفتی : الف) کاسکاد ب) سکو – چالاب ج) بستر هموار د) چالاب – خیزآب ه) چین وشکن ماسه ای بستر

۳-۱-۵ : سکو- چالاب[5]

توالی سکو- چالاب در شیب‌های بین $^{-1}$mm۰/۱ - ۰/۰۳ رخ می‌دهد (مونتگمری و بافینگتون ، ۱۹۹۷). در این کانال‌ها اشکال پله مانندی که شامل قطعه سنگ‌ها و قلوه‌سنگ‌ها و یا واریزه‌های چوبی هستند وجود دارند (شکل ۲ – ه ، شکل ۲ – ، شکل ۳ – ه ، شکل ۴ – ب). سکوها معمولا از چند قطعه‌سنگ بزرگ ساخته می‌شوند. ارتفاع این سکوها به‌وسیلهٔ اندازهٔ سنگ‌های تشکیل دهنده آن کنترل می‌شود(چین ، ۱۹۹۹ : ۲۰۲). این اشکال احتمالا فقط در طی سیلاب‌های بسیار بزرگ، پراکنده می‌شوند و حرکت آن‌ها نیاز به سیلاب‌های با دوره برگشت بیش از ۵۰ سال دارد (گرانت و همکاران، ۱۹۹۰). در بیشتر موارد سکوها به صورت تصادفی مکان‌گزینی می‌شوند(چورچ، ۲۰۰۲). چالاب‌های کوچک بین سکوها محل ذخیرهٔ مواد ریزدانه هستند. فاصله سکو- چالاب‌های متوالی تقریبا حدود ۳ برابر عرض متوسط کانال است. در حوضه لاویج رودهم در بازه رئیس کلا فاصله سکو- چالاب‌های متوالی تقریبا ۳ تا ۴ برابر عرض متوسط کانال بوده است.

5- Step- pool

۳-۱-٦ : بستر هموار[۶]

در این شکل، بستر نسبتاً یکنواخت بوده و سطح آن توسط رسوبات در اندازه ریگ و قلوه سنگ سنگفرش شده و معمولاً در شیب های mm^{-1} ۰,۰۱-۰,۰۳ ایجاد می شوند (مونتگمری و بافینگتون۱۹۹۷). این اشکال یا به‌صورت جریان‌های آزاد هستند و یا به شکل کانال‌های کم عمقی هستند که به چالاب‌ها متصل می‌شوند (شکل ۲ – ز ، شکل ۳ – و ، شکل ۴ – ج). شرایط همواری بستر حمل آسان آب و رسوب را میسر می‌سازد. در این نوع بسترها حجم رسوبات درشت دانه ورودی بیشتر از ظرفیت حمل کانال است و در نتیجه انباشت رسوب نیمرخ بستری نسبتاً یکنواختی شکل می‌گیرد و ممکن است در موقعیت‌های آبرفتی یا سنگ بستری تشکیل شوند (بریرلی و فریرس ۲۰۰۵)

۳-۱-۷ : چالاب- خیزآب[۷]

کانال‌های دارای چالاب- خیزآب، بستر موجی شکل دارند (شکل ۲ – س ، شکل ۳ – ز). خیزآب‌ها مناطق کم عمق کانال رود هستند که در محل‌های مشخصی مثلا بین خمیدگی‌ها در کانال‌های آبرفتی پیچ و خم دار تشکیل می‌شوند. سطح آب برروی این اشکال به صورت چین و شکن دار است(شکل ۴ – د). این اشکال مناطق انباشت اتفاقی رسوب هستند که ناهمواری آن‌ها به علت انباشت رسوب در طی بالا آمدن جریان آب به‌وجود می‌آید و ممکن است در دبی لبالبی و یا بالاتر از آن حذف یاجابه‌جا شوند و در جریان‌های با آب کمتر مجددا تشکیل شوند(بریرلی و فریرس،۲۰۰۵ : ۲۰۲).

در بعضی از موارد، رخنمون‌های سنگ بستر واریزه‌های چوبی و رسوبات وارده از دامنه‌ها مشرف به دره در امتداد رودخانه به‌صورت مانع عمل کرده و باعث انباشت قلوه سنگ‌ها و قطعه سنگ‌ها در پشت موانع در امتداد نیمرخ طولی رود شده و منطقه کم عمق را ایجاد کرده که خیزآب‌های اجباری[۸] نامیده می‌شود (شکل ۲ – ع ، شکل ۳ – س). در حالی که چالاب‌ها مناطق عمیق کانال هستند. این اشکال از خیزاب‌ها باریک‌ترند و به صورت مناطق ذخیره رسوب عمل می‌کنند و در مکان‌های خاصی مانند کرانه مقعر خمیدگی‌ها در کانال‌های آبرفتی تشکیل می‌شوند. طی جریان‌های پرآبی ، وقتی جریان آب در بین چالاب ها همگرا می‌شود، ناهمواری بستر کاهش می‌یابد و تنش برشی بیشتر سبب فرسایش و تخلیه سریع رسوبات ذخیره شده در بستر می‌شود و در مرحله کم آبی وقتی جریان رود آرام است، واگرایی جریان باعث پرشدگی چالاب‌ها می‌شود. چالاب‌ها و خیزاب‌ها به طور ژنتیکی جزء اشکال رودخانه‌های آبرفتی هستند (بریرلی و فریرس، ۲۰۰۵).

در این اشکال نیز رخنمون های سنگ بستر، واریزه چوبی و خیزآب های اجباری باعث ایجاد مناطق عمیق‌تر در نیمرخ طولی رود می‌شوند که چالاب اجباری[۹] نامیده می‌شوند (شکل ۲ – ف ، شکل ۳ – س). این مناطق دارای جریان آرام، ممکن است در موقعیت های پرانرژی باعث انباشت رسوبات ریزدانه در طی جریان های کم و متوسط باشد اما آن‌ها در طی جریان های سیلابی بزرگ جابه‌جا می‌شوند و ممکن است فرسایش یابند.

۳-۱-۸ : تپه‌ها و چین و شکن‌های ماسه‌ای بستر[۱۰]

مورفولوژی تپه‌ها و چین وشکن‌های ماسه‌ای در بستر رود رایج‌ترین شکل در کانال‌های با شیب کم و بستر ماسه ای است. پیکربندی اشکال بستری ماسه ای به عمق و سرعت جریان رود، اندازه مواد سطحی بستر و میزان حمل رسوب بستگی دارد (مونتگمری و بافینگتون ۱۹۹۷). در رژیم جریانی پایین، بستر رود شامل تپه‌ها و چین و شکن‌های ماسه‌ای است(شکل ۲ – ص ، شکل ۳ – ع ، شکل ۳ – ف ، شکل ۴ – ه).

چین و شکن‌ها در ذرات رسوبی کم‌تر از ۰/۶ میلی‌متر شکل می‌گیرند و معمولا کم‌تر از ۴ سانتی متر

6- Plan bed, Run- glide 7- pool - riffle 8- forced riffle
9- forced pool 10- ripple-dune

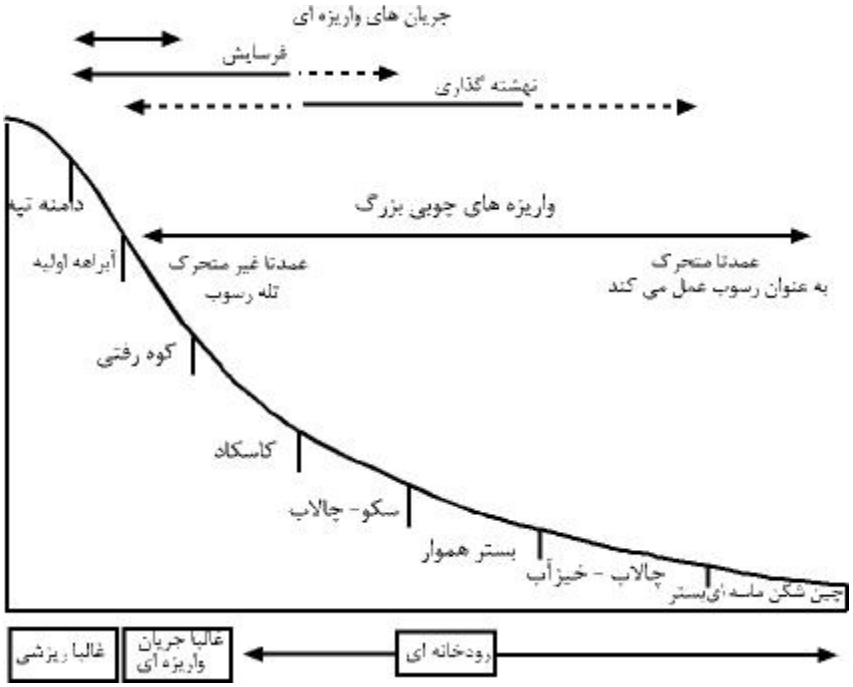
ارتفاع دارند طول موج آن‌ها کمتر از ۰/۶ متر است(بریرلی و فریرس ۲۰۰۵). همچنان‌که تنش برشی افزایش می‌یابد، چین و شکن‌ها بزرگ‌تر شده و تپه‌ها در بستر رود جایگزین می‌شوند. ارتفاع و طول موج این تپه‌ها به طور مستقیم با عمق آب ارتباط دارد. از نظر شکل شاید ارتفاع آن‌ها تا یک سوم عمق جریان و طول موج آن‌ها ۴ تا ۸ برابر عمق جریان باشد (نایتون ۱۹۸۸). چین و شکن و تپه‌های ماسه‌ای رودخانه‌ای به طور مشخصی محدودیت حمل رسوب دارند. فراوانی حرکت مواد در بستر و وجود چین و شکن‌ها و یا تپه‌ها ماسه‌ای رودخانه‌ای این کانال‌ها را از کانال‌هایی که دارای چالاب و خیزاب هستند مجزا می‌سازد (مونتگمری و بافینگتون ۱۹۹۷). در رژیم جریانی بالاتر در بسترهای ماسه‌ای، طبقات ماسه‌ای، امواج ماسه‌ای، تپه‌های برگشتی رودخانه‌ای و گودال‌ها و سراشیبی‌ها شکل می‌گیرند[۱۱](موسوی حرمی۱۳۷۲).

۵ – جمع بندی

با توجه به ژئومورفولوژی بستر کانال به طور اجمالی می‌توان به نتایج زیر دست یافت:

۱- موقعیت و پراکنش اشکال بستری: مورفولوژی بستر کانال از بالادست به پایین دست تا ساحل به ترتیب شامل کاسکاد، سکو- چالاب، بستر هموار، خیزآب- چالاب و چین و شکن‌های ماسه‌ای بستر می‌شود. (شکل ۵)

۲- شناسایی پتانسیل واکنش بازه‌ها در تهیه رسوب و دبی که ارتباط هر یک از این اشکال با متغیرهایی مانند پهنا، عمق. ناهمواری بستر، اندازه ذره، شیب و ذخیره رسوب در جدول ۲ آمده است.



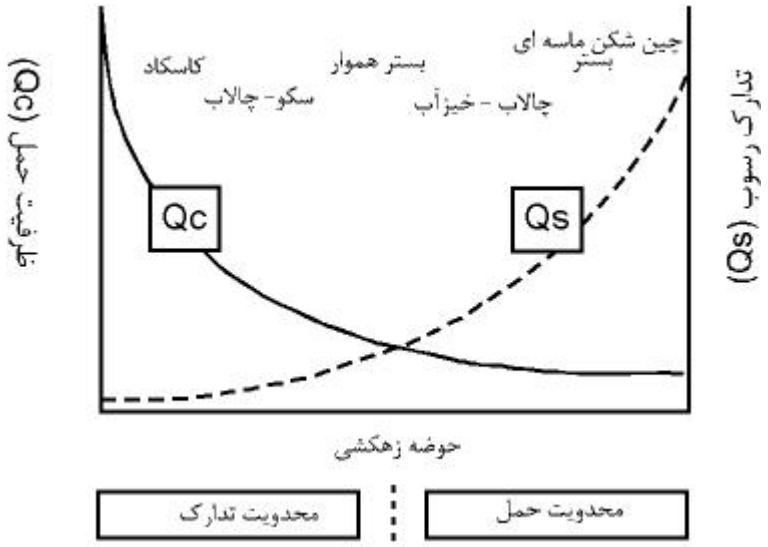
شکل ۵ : نیمرخ طولی فرضی از پراکنش عمومی اشکال بستری و عوامل کنترل‌کننده بر روی فرایندهای کانال از بالادست (دامنه) تا دهانه رود

۱۱- برای اطلاعات بیشتر به منبع شماره ۵ مراجعه گردد

جدول ۲ : واکنش و تغییرات بالقوه ویژگی‌ها و مرفومتری کانال‌های با مورفولوژی بستری متفاوت نسبت به تغییرات ایجاد شده در دبی و تدارک رسوب

مورفولوژی کانال	عرض	عمق	ناهمواری	فرسایش عمقی بستر	اندازه ذرات	شیب	تدارک رسوب
چین و شکن ماسه‌ای بستر	+	+	+	+	–	+	+
چالب – خیزآب	+	+	+	+	+	+	+
بستر هموار	*	+	*	+	+	+	*
سکو – چالاب	–	*	*	*	*	*	*
کاسکاد	–	–	*	–	*	–	–
سنگ بستر	–	–	–	–	–	–	–

توجه : + احتمال وقوع بیشتر – غیر ممکن * احتمال وقوع کمتر



شکل ٦ – روند کلی تدارک رسوب و ظرفیت حمل در اشکال بستری

۳– تغذیه و تدارک رسوب: کاسکادها، سکوها و چالاب‌ها از نظر تدارک رسوب محدودیت داشته و اشکالی مانند خیزآب و چالاب و چین و شکن‌های بستری محدودیت حمل رسوب دارند (شکل ۶).

ارتباط شیب با اشکال بستری: شیب بستر می‌تواند در انرژی رود، اندازه ذرات و در نهایت نوع اشکال بستری تأثیر گذار باشد(شکل ۵) .

خلاصه این‌که باتجزیه و تحلیل واحدهای ژئومورفیک بستر کانال یک ابزار کلیدی را برای تفسیر ویژگی و رفتار هر بازه فراهم می‌نماید.

تقدیر و تشکر

این مقاله بخشی از پژوهشی است که با همکاری معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور انجام شده است. بدین وسیله از همکاری صمیمانه مسئولین محترم این واحد دانشگاهی تشکر می‌گردد.

منابع:

۱- حسین‌زاده، محمد مهدی. تجزیه و تحلیل علل تغییرات الگوی رودخانه‌های بابل و تالار (با تاکید بر مورفولوژی پیچانرودی)، پایان نامه دوره دکترا. دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ۱۳۸۰.

۲- چورلی، ریچارد و همکاران. ژئومورفولوژی – جلد سوم. ترجمه احمد معتمد، انتشارات سمت، زمستان ۱۳۷۹.

۳- سازمان آب و منطقه‌ای استان مازندران، گزارش شرکت مهندسین مشاور مهاب قدس. ۱۳۷۴.

۴- سازمان جغرافیایی ارتش، نقشه‌های توپوگرافی ۱: ۲۵۰۰۰۰ سری K۵۵۱ به شماره‌های NJ 39-16 و NJ 39-15.

۵- موسوی حرمی، رضا، رسوب شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ سوم ۱۳۷۲.

6- Abramams, A.D., Li, G. and Atkinson, J.F. 1995. step-pool streams: Adjustment to maximum flow resistance. Water Resource Research 31,2593-2602.

7- Brierley, G.L. and Fryirs, K. 2005. Geomorphology and River Management: Application of the River Style framework. Blackwell publishing, UK. Pp398.

8- Chin, A. 1999. The morphologic structure of step-pool in mountain streams. Geomorphology 27(3-4), 191-204.

9- Church, M. 2002. Geomorphic thresholds in river in landscape. Freshwater Biology 47,541-557.

5- Ferguson, R.J. and Brierley, G.J. 1999. Levee morphology and sedimentology along Lower Tuross River, southeastern Australia. Sedimentology 46, 627-648.

10- Grant, G.E., Swanson, F.J. and Wolman, M.G. 1990. Pattern and origin of stepped bed morphology in high gradient streams, Western Cascade, Oregon. Geological Society of American Bulletin 102,340-352.

11- Knigton, A.D.1998. Fluvial forms and processes: A new perspective. Arnold, London.

12- Lawler, D.M. 1993. The measurement of river bank erosion and lateral channel change: A review. Earth Surface Processes and Landform. 18, 777-821.

13- Lawler, D.M., Thorn, C.R., and Hook, J.M.1997. Bank erosion and instability. In: Thorne, C.R., Hey, R.D. and Newson, M.D. (eds.) Applied Fluvial Geomorphology for river Engineering and Management, Wiley, Chichester.

14- McKenny, R. 2001. Channel changes and habitat diversity in a warm-water gravel bed stream. In: Dorara, J.M., Montgomery, D.R., Palcsak.B.B. and Fitzpatrick, F.A. (eds.) Geomorphic processes and Riverine Habitat. American Geophysical Union Washington Dc, PP. 57-71.

15- Momtgomery, D.R. and Buffington, J.M. 1997. Channel reach morphology in mountain drainage basins. Geological Society of America Bulletin. 109(5), 596-611.

16- Newson, G.C. and Croke, J.C.1992. A genetic classification of flood plains, Geomorphology4, 459-484.

17- Rabeni, C.F. and Jacobson, R.B. 1993. The importance of fluvial hydraulic to fish habitat restoration in low gradient streams fresh water Biology 29, 211-220.

18- Thorne, C.R. 1999. Stream reconnaissance handbook: Geomorphological investigation and analysis of river channels, John Wiley sons, Chichester.

19- Wohl, E.E. 2000. Mountain rivers. American Geophysical Union Water Resources Monograph 14, Washington D.C.

20- Zielinski, T. 2003. Catastrophic flood effects in alpine/foothill fluvial system (a case study from the Sudetes Mts, SW Poland). Geomorphology 54, 293-306.