

ژئومورفولوژی ساحلی دریای خزر با تاکید بر جلگه غربی

مؤلفین : زهرا حاجی کریمی دولابی، زهرا رنجبرباروق

ژئومورفولوژی ساحلی دریای خزر با تاکید بر جلگه غربی

مؤلفین : زهرا حاجی کریمی دولابی، زهرا رنجبرباروق

ISBN:978-622-345-039-6



قیمت ۷۰۰۰ تومان

ژئومورفولوژی ساحلی دریای خزر
با تأکید بر جلگه غربی

مؤلفین

دکتر زهرا حاجی کریمی دولابی

دکتر زهرا رنجبرباروق

فهرست مطالب

فصل اول: تأثیر عوامل و فرآیندهای ژئومورفیک رودخانه‌ای بر سواحل دریای خزر ۹

- ۱-۱ مفاهیم و تعاریف سطح اساس ۱۰
- ۱-۲ عوامل مؤثر در میزان حفر رودخانه ۱۲
 - ۱-۲-۱ تکتونیک و ایزوستازی ۱۳
 - ۱-۲-۲ تغییرات سطح اساس دریا ۱۳
 - ۱-۲-۳ فعالیت های انسانی ۱۳
- ۱-۳ طبقه‌بندی الگوی رودخانه ۱۴
- ۱-۴ ارتباط تغییر بستر رودخانه‌ها در اثر حمل مواد به وسیله آب‌های جاری ۱۶
- ۱-۵ ارتباط تغییر بستر رودخانه‌ها با عمل رسوب‌گذاری ۱۷
- ۱-۶ متغیرهای خارجی کنترل‌کننده سیستم رودخانه‌ای ۱۸
- ۱-۷ پادگانه‌های آبرفتی ۱۹
- ۱-۸ دره‌های رودخانه‌ای و مراحل تشکیل دره ۱۹
- ۱-۹ لزوم مطالعه حرکات تکتونیک فعال ۲۱
 - ۱-۹-۱ تأثیر تکتونیک بر تحول لندفرم‌های رودخانه‌ای ۲۱
 - ۱-۹-۱-۱ واکنش رودخانه‌های آبرفتی به حرکات نئوتکتونیک ۲۳
 - ۱-۹-۱-۲ تأثیر نئوتکتونیک بر ایجاد پادگانه‌ها ۲۵
 - الف) پادگانه‌های رودخانه‌ای ۲۵
 - ب) پادگانه‌های دریایی ۲۶
 - ج) پادگانه‌های رودخانه‌ای در ارتفاعات البرز ۲۷
- ۱-۹-۲ تأثیر تکتونیک بر تشکیل و تحول مخروطه افکنه‌ها ۲۸
- ۱-۹-۳ تأثیر نئوتکتونیک در ایجاد لندفرم‌های خط ساحلی ۲۹

۱۰-۱ لزوم مطالعه نهشته‌های لسی	۲۹
۱۰-۱-۱ مفهوم لسی	۲۹
۱۰-۲ پهنه های لسی در شمال ایران	۳۰
۱۱-۱ اشکال ژئومورفیک دشت سیلابی	۳۱
۱۱-۱-۱ فرآیندهای تشکیل دهنده دشت سیلابی	۳۲
۱۱-۲ فرآیندهای موثر بر تغییر شکل دشت سیلابی	۳۳
۱۷-۱ منابع رسوبی جلگه ساحلی	۳۳
الف) رسوبات تولید شده در محل	۳۳
ب) رسوبات رودخانه‌ای	۳۴
ج) رسوبات دریایی	۳۴
د) رسوبهای دلتایی	۳۵
۱۸-۱ آینده سواحل ماسه‌ای و دلتایی	۳۵
فصل دوم: تأثیر نوسانات سطح آب دریای خزر از هلو سن تا کنون.....	۳۷
مقدمه	۳۸
۲-۱ فرایندهای ساحلی دریای خزر	۳۹
۲-۲ تجزیه و تحلیل تغییرات سطح آب دریای خزر	۴۰
۲-۲-۱ نوسانات سطح دریای خزر طی دوره هولوسن	۴۰
۲-۲-۲ نوسانات دریای خزر طی دو قرن گذشته	۴۲
الف) نوسانات سالانه (روند تغییرات سطح آب دریای خزر در دوره ۱۳۸۱-۱۳۰۵):	۴۳
ب) نوسانات فصلی و ماهانه	۴۴
ج) نوسانات موقت	۴۵
۳-۳-۲ وضعیت ایستگاه‌های ثبت کننده نوسان آب دریای خزر	۴۵
۳-۲ تاریخچه نوسان تراز آب دریای خزر	۴۶
۲-۴ پیش‌بینی بلند مدت نوسان تراز آب دریای خزر	۴۹
فصل سوم: ویژگی های محیطی جلگه غربی ساحل خزر.....	۵۳
مقدمه	۵۴
۳-۱ جلگه غربی ساحل خزر	۵۴

۳-۲ واحدهای زمین شناسی جلگه غربی ساحل خزر.....	۵۵
۳-۲-۱ تقسیمات زمین شناسی.....	۵۵
الف) بخش کرانه‌ای میان آستارا و پونل.....	۵۵
ب) بخش ساحلی بین پونل و لنگرود.....	۵۶
۳-۳ فرونشست خزر جنوبی.....	۵۷
۳-۴ گسل‌ها.....	۵۸
الف) گسل خزر (گسل کاسپین).....	۵۸
ب) گسل تالش.....	۵۹
ج) گسل شمال البرز.....	۵۹
د) گسل لاهیجان.....	۵۹
۳-۵ موقعیت ژئومورفولوژی جلگه غربی ساحل خزر.....	۵۹
۱- واحد شمالی (البرز و تالش):.....	۵۹
۱-۱ واحد البرز:.....	۶۰
۱-۲ واحد تالش:.....	۶۰
۲-۲ واحد جلگه خزر.....	۶۱
۳-۵-۱) موقعیت جغرافیایی و ژئومورفولوژی حوضه لیسار.....	۶۴
۳-۵-۲) موقعیت جغرافیایی و ژئومورفولوژی حوضه کرگان رود.....	۶۵
۳-۵-۳) موقعیت جغرافیایی و ژئومورفولوژی حوضه شفارود.....	۶۵
واحدهای ژئومورفولوژیکی این حوضه شامل:.....	۶۶
۱- واحد کوهستان.....	۶۶
۲- واحد دشت‌های میان کوهی.....	۶۶
۳- واحد جلگه.....	۶۶
۱- پادگانه آبرفتی:.....	۶۷
۲- تپه ماهور.....	۶۷
۳- شبکه هیدروگرافی واحد جلگه.....	۶۷
۴- پادگانه دریایی.....	۶۸
۵- مخروط افکنه‌ها.....	۶۸

۶۸	۶- اشکال ساختمان نفوذی (دایک و سیل):.....
۶۹	۴-۵-۳ موقعیت جغرافیایی و ژئومورفولوژی حوضه شلمانرود.....
۷۰	۵-۵-۳ موقعیت جغرافیایی و ژئومورفولوژی حوضه پلرود.....
۷۴	۶-۳ اقلیم‌شناسی منطقه مطالعاتی.....
۷۴	۱-۶-۳ بارندگی:.....
۷۶	۳-۶-۲ دما:.....
۷۷	۳-۶-۳ رژیم باد.....
۷۸	۷-۳ هیدرولوژی.....
۸۱	فصل چهارم: تغییرات خط ساحلی دریای خزر در جلگه غربی.....
۸۲	۱-۴ تعیین تغییرات خط ساحلی استان گیلان.....
	۲-۴ تغییرات زمانی خط ساحلی جلگه جنوب غربی دریای خزر (از رودسر تا شمال تالش) و عوامل
۸۳	دینامیکی تأثیرگذار.....
۹۱	منابع.....

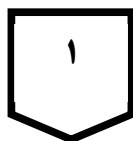
پیشگفتار

ساحل محل تلاقی پهنه‌های آبی و خشکی است و عرصه فعالیت عواملی نظیر فرایندهای هیدرو دینامیکی و دینامیکی فعال و مرتبط با شرایط زیستی، اقلیمی و موقعیت قرارگیری آنها می‌باشد. حضور انسان در سواحل و فعالیتهای وی موجب تنوع بیشتر فرایندهای شکل‌زایی در محیط ساحلی می‌شود. ساحل به عنوان یک سیستم باز در مباحث ژئومورفولوژیک مورد بررسی قرار می‌گیرد. این سیستم به عنوان یک جبهه، همواره از حرکات آب دریا و فرایندهای محیط پسرانه و خشکی مورد تهاجم قرار می‌گیرد. پیچیدگی بسیار زیاد فعالیتهای طبیعی و انسانی در منطقه ساحلی باعث ایجاد مسائل و مشکلاتی در مناطق ساحلی شده و خواهد شد به همین دلیل این مناطق نیازمند مدیریت مستمر و یکپارچه هستند. بدیهی است که مدیریت سواحل بدون شناخت عوارض و لندفرم‌های ژئومورفولوژیکی آن میسر نخواهد شد. پادگانه‌ها، توالی و جابه‌جایی خطوط ساحلی، شواهد اصلی تغییرات سطح اساس طی کواترنری هستند. دریای خزر حوضه بسته‌ایی است که در کواترنری، همواره تحت تأثیر تغییرات اقلیمی و تأثیرات زمین‌ساختی بوده و بنابراین خط ساحلی آن پایدار نبوده است. تراز آب دریای خزر که سطح اساس عمومی رودخانه‌های منتهی به آن را تشکیل می‌دهد همیشه در حال نوسان بوده است، یعنی در دوره‌های مختلف زمانی، پیشروی‌ها و پسروی‌های متعددی در دریای خزر اتفاق افتاده است که با هر بار پیشروی و پسروی، رفتار و الگوی مجرای رودخانه‌ها به خصوص در بازه‌های پایین‌دست دستخوش تغییر و تحول شده است. به همراه نوسانات سطح آب دریای خزر، وجود گسل خزر هم باعث بالا آمدن رشته کوه البرز و فرونشینی کف گودال خزر شده است. بستر دریای خزر بر اثر فرآیند زیرراندگی، سالانه حدود ۸ میلیمتر به زیر البرز فرو می‌رود. براساس داده‌های زمین‌شناسی، بالاآمدگی و فرونشینی در بخش‌های مختلف خزر با مقادیری مختلف اتفاق می‌افتد. گانسرو هوبر به طور متوسط بالا آمدن کنونی البرز را ۸ میلیمتر در سال در نظر گرفته‌اند. در حالی که در بخش غربی قفقاز سرعت بالا آمدن پسته زمین در حدود ۱۲ الی ۱۴ میلی‌متر در سال اندازه‌گیری شده است. افزون بر عوامل زمین‌ساختی، عوامل دیگری مانند تغییرات آب و هوایی به ویژه دوره‌های

یخچالی و بین یخچالی، تغییرات سطح آب دریای خزر و فرایندهای رودخانه‌ای و سیلابی فراوان، نقش مهمی در شکل‌گیری ژئومورفولوژی کنونی سواحل غربی دریای خزر ایفا کرده‌اند. این حرکات زمین‌ساخت و نوسانات سطح آب دریای خزر، موجب تغییر سطح اساس رودخانه‌های منتهی به دریای خزر در طول کوتاه‌تر شده است. تغییرات سطح اساس جزء مسائلی است که ذهن انسان را از دیرباز مشغول ساخته است و در طی چند دهه اخیر مطالعاتی در سطح ایران و جهان صورت گرفته است.

این مجموعه از رساله دکتری زهرا حاجی کریمی تحت عنوان "تحلیل تأثیر تغییرات مورفودینامیکی سطح اساس دریا بر ژئومورفولوژی ساحلی" به راهنمایی دکتر سیاوش شایان و دکتر مجتبی یمانی و استاد مشاور جناب آقای دکتر رضا خوش‌رفتار تهیه شده است و نیز از مهمترین منابع فارسی و لاتین در مورد ژئومورفولوژی و سواحل استفاده شده است که به بررسی تغییرات سطح اساس جلگه غربی دریای خزر پرداخته است. این مجموعه در چهار فصل تنظیم شده است. در فصل اول درآمدی بر تغییرات سطح اساس دریا و شواهد ژئومورفولوژیکی آن ارائه شده است. در فصل دوم نوسانات سطح آب دریای خزر از گذشته تا به امروز مورد بررسی قرار گرفت. در فصل سوم ویژگیهای محیطی جلگه غربی ساحل خزر توضیح داده شد. سپس در فصل چهارم تغییرات خط ساحلی دریای خزر مورد بررسی قرار گرفت.

امید است مطالب مورد بررسی در این مجموعه مورد استفاده دانشجویان و کارشناسان جغرافیا و سایر علاقمندان مباحث مربوط به سواحل و ژئومورفولوژی ساحلی قرار گیرد.



فصل اول: تأثیر عوامل و فرآیندهای ژئومورفیک رودخانه‌ای بر سواحل دریای خزر

۱-۱ مفاهیم و تعاریف سطح اساس

سطح اساس^۱، سطح تراز فرضی است که فرایندهای فرسایشی تا به آن حد پیشرفت می‌کنند. این سطح را سطح دریا می‌نامند. عواملی چون جوان‌شدگی^۲ لندفرم‌ها و مقادیر رسوبگذاری در فلات قاره، رفتار رودخانه‌ها را کنترل می‌نمایند. تغییر سطح اساس عمدتاً وابسته به عواملی چون: سرعت تغییر، مقدار تغییر، جهت تغییر، ویژگی رودخانه، پویایی و فرسایش‌پذیری منبع رسوب‌ها می‌باشد. در بیشتر موارد آثار تغییر سطح اساس ملایم بوده و توسط تغییرات الگوی مجرا، عرض، عمق و ناهمواری مجرا تعدیل می‌شوند. بنابراین تحویل مقادیر عظیمی از رسوبات در خط ساحلی و یا فلات قاره احتمالاً بازتاب این امر است که نه تنها افت سطح اساس بلکه بالآمدگی قسمتهای بالادست رودخانه (منبع رسوب) و تا حدی هم تغییر اقلیم از اهمیت زیادی برخوردارند (شوم، ۱۹۹۳). حرکات مثبت سطح اساس باعث زیر آب رفتن قسمتهای پایین‌دست دره‌ها و ایجاد دشتهای سیلابی بر اثر پر شدن دره‌ها خواهد شد که در مجموع موجب کاهش شیب رودخانه‌ها می‌شود و مانند رودخانه می‌سی‌سی‌پی منظره ظاهری دوران پیری را به دره‌ها می‌دهد. حرکت‌های منفی سطح اساس باعث تجدید جوانی اشکال زمین‌شده و مناطقی جوان با دامنه‌هایی تندتر به‌وجود می‌آورد (چورلی و همکاران، ۱۹۸۵). تغییرات سطح اساس می‌تواند به شدت متأثر از حرکات زمین باشد همچنین سطح دریا به عنوان سطح اساس می‌تواند به دلیل تغییر آب‌وهوایی (تشکیل یا ذوب پهنه‌های یخی قاره‌ها) تغییر کند و منجر به بالآمدن یا پایین رفتن سطح اساس، به ویژه برای رودخانه‌های ساحلی شود (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴). حدود صد سال پیش دیویس (۱۹۰۲) در قالب مقاله‌ای تحت عنوان «سطح اساس، تعادل جریان و چشم انداز مسطح (دشت)» کوشید تعریف نامفهومی را که پاوول (۱۸۷۵) ارائه کرده بود را تشریح نماید. پاوول سطح دریا را سطح اساس عمومی در نظر گرفته و فرسایش پایینتر از آن را ناممکن دانسته بود از طرف دیگر با تعریف سطح اساس محلی یا موقتی مسئله را پیچیده‌تر نموده بود. این تعریف دارای سه نکته است (دیویس ۱۹۰۲)، (۱) سطح اساس حد پایین مناطق فرسایشی که همان دریاست، (۲) سطوح اساس موقت و محلی وجود دارند که مربوط به مقاومت و ساختمان سنگ شناسی بستر مجرا می‌باشد و (۳) سطح اساسی که شامل شیب رودهای بزرگ به سمت دریاست. تعاریف موجود از سطح اساس به شرح زیر می‌باشد:

(۱) سطح دریا در ساحل

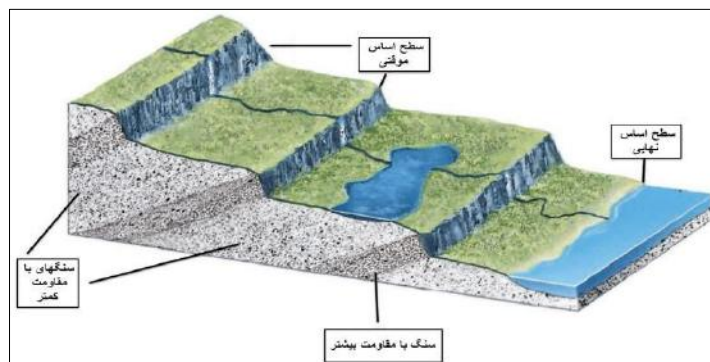
(۲) سطحی که خیلی بالاتر از دریا نیست.

(۳) سطحی فرضی و مایل در جهت شیب رودهای بالغ و یا مسن.

¹ Base Level

² Rejuvenation

- ۴) پایین‌ترین شیبی که رودخانه قادر به حفر بستر باشد.
- ۵) بخشهایی از رودخانه که سرعت جریان در آنجا پایین و یا کند باشد.
- ۶) حالتی که رودخانه‌ها نتوانند به کند و کاو ادامه دهند و یا شرایطی که رودها به توازن رسوب‌گذاری و فرسایش رسیده باشند.
- ۷) مرحله معینی از جریان رود که حفر عمودی فروکش نموده و شیب آن نزدیک به منحنی سهمی گردد.
- ۸) دشتهایی که فرسایشی بر روی آن انجام می‌گیرد.
- ۹) مرحله نهایی مسطح شدن زمین و ایجاد دشت.
- ۱۰) صفحه فرضی کاملاً تخت و هموار.
- ۱۱) سطح اساس در واقع محل مصب رودخانه است که شیب آن به صفر می‌رسد و عملاً جریان رودخانه متوقف می‌شود.
- ۱۲) این سطح ممکن است در ساحل دریا یا در محل خشکی قرار گرفته باشد.
- در مطالعات تکتونیکی و توپوگرافی، سطح اساس یک شاخص برای رودها در نظر گرفته می‌شود. سطح اساس محلی^۱ بین سرچشمه‌های یک رودخانه و محل انتهایی یک رود به اقیانوس، دریاچه یا حوضه‌های میانی دیده می‌شوند. برونزدهای سنگهای مقاوم می‌تواند سطح اساس محلی را تشکیل دهند زیرا رودخانه قادر به حفر بستر خود مانند بسترهای رسوبی نرم نمی‌باشد. این سطح اساس محلی نسبت به پایداری سطح اساس اقیانوسها موقتی می‌باشند (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱ انواع سطح اساس (موقتی و نهایی). منبع: (گبلر^۲ و همکاران، ۲۰۰۸)

¹ Local Base Level

² Gabler

۲-۱ عوامل مؤثر در میزان حفر رودخانه

حفر رودخانه یکی از مهم‌ترین چهره‌های سطح زمین است که در فرسایش نقش داشته و دره‌ها، کانیون‌ها، اشکال نیک پوینت در مجراها را به وجود آورده است. به‌طور کلی میزان حفر رودخانه به بالآمدگی، شیب، مقدار دبی و مقاومت متفاوت سنگ بستر ارتباط دارد (ویپل و توکر^۱، ۱۹۹۹؛ فوجز^۲، ۲۰۱۳؛ ویون^۳ و همکاران، ۲۰۱۳). تغییرات در میزان فرسایش ناشی از تغییرات اقلیم و عرضه رسوب^۴، منجر به مراحل مختلف حفر رودخانه می‌شود. در وضعیت پایدار^۵، رودخانه‌ها و حوضه‌های زهکشی آنها در وضعیت تعادل قرار دارند و به عنوان یک سیستم یکپارچه شناخته می‌شوند. اما عدم تعادل^۶ بین رودخانه و حوضه‌های زهکشی‌شان می‌تواند توسط حوادث مهم اتفاق بیفتد که به طور ناگهانی میزان تخلیه و یا عرضه رسوب را تغییر می‌دهد. شرح چگونگی حفر بستر رودخانه در پاسخ به چنین فرآیندهایی یک موضوع مهم ژئومورفولوژیک محسوب می‌شود (لیانگ و همکاران، ۲۰۱۵). گاهی عواملی دیگر که موجب تغییر سطح اساس می‌گردند در ایجاد اشکال خاص در تخریب رودخانه‌ها مؤثر واقع می‌شوند. دلایل حفر در بستر رودخانه‌ها را می‌توان در چند طبقه دسته‌بندی نمود (شوم، ۲۰۰۵):

الف) زمین‌شناسی: بالآمدگی، سوبسیدانس، گسلش و کج‌شدگی کناری بستر رود؛

ب) ژئومورفیک: پدیده اسارت، فروکش کردن سطح اساس، قطع‌شدگی مئاندر، جداشدن زمین‌های کناری رود بر اثر سیل، جابجایی سواحل کناری رود، ذخیره رسوب (افزایش گرادیان)، حرکت توده‌ای و کاهش آب‌های زیرزمینی؛

ج) اقلیم: خشک‌تر شدن، مرطوب‌تر شدن و افزایش تراکم؛

د) هیدرولوژی: افزایش دبی آب، افزایش و کاهش بار رسوب؛

ه) عوامل انسانی: ساخت سد، انحراف جریان، شهرسازی، خرابی سدها، کاهش مخازن سدی و دریاچه‌ای، اتصال دو قوس یک مئاندر، استخراج معادن زیرزمینی، برداشت رسوب از بستر رود، مسطح‌سازی زمین، احداث جاده و نهر آب، مجراسازی، قطع درختان جنگلی، آتش‌سوزی، چرا و مسیر عبور احشام. به طور کلی عوامل مؤثر در میزان حفر رودخانه‌ها عبارتند از (معتمد، ۱۳۸۲):

¹ Whipple & Tucker

² Fuchs

³ Viveen

⁴ Sediment Supply

⁵ Steady state

⁶ Disequilibrium

۱-۲-۱ تکتونیک و ایزوستازی

هوک معتقد است که بالا آمدن حوضه‌های پست منجر به پخش آب در سطح خشکیها و در نتیجه پیشرفت دریا در قاره می‌شود که این مرحله را به نام تالاسو کراتیک می‌نامند. در مرحله فرونشینی همزمان با تمرکز رسوبها در حوضه‌ها خشکیها اطراف برخاسته و پسروی دریا در خشکی را سبب می‌شوند. این مرحله به نام ژئوکراتیک موسوم است. بعضی از سواحل بتدریج در دریا فرو می‌روند. این امر را مربوط به تجمع رسوبهای عهد حاضر می‌دانند که کف دریا را بالا می‌آورد و آب را به ساحل می‌راند. عده‌ای معتقدند که قسمتهایی از خشکیها که در اثر حرکات کوهزایی برخاسته‌اند و یا در حال برخاستن می‌باشند، با سواحل که در حال فرو رفتن است تعادل می‌یابند، این مطلب را نظریه بورکاد مربوط به انعطاف پذیری خشکیها تأیید می‌نماید. بورکارد معتقد است که کناره‌های خشکیها بتدریج خمیدگی حاصل نموده و برخاستن خشکی منجر به فرو رفتن قسمتهای ساحلی می‌شود. از این رو نقاطی که امروزه به فلات قاره‌ای موسومند، بتدریج به زیر آب رفته و دره‌های بزرگ خشکی تا عمق ۲۰۰ تا ۲۰۰۰ متری دریا ادامه می‌یابند. به این پدیده خم شدن یا انعطاف پذیری ساحل گفته می‌شود.

۱-۲-۲ تغییرات سطح اساس دریا

بر اثر یخبندان و یا ذوب یخ‌های ابتدای دوران کوتاه‌تر سطح دریاها تغییر کرده است. این تغییر در حفر بستر رودخانه‌ها مؤثر بوده است. در هنگام یخبندان آب دریاها کم و سطح آنها پایین آمد و رودخانه برای رسیدن به نیمرخ تعادلی، بیشتر در آبرفت‌های خود فرو رفته و دره جدیدتری ایجاد نمود. اگر سطح اساس بر اثر بالا آمدن خشکی‌ها یا بر اثر فروافتادن سطح دریا پایین بیفتد رودخانه دوباره خود را با وضع جدید هماهنگ خواهد کرد. اگر رودخانه‌ای نسبت به سطح اساس خود در تراز بالاتر باشد انرژی آن زیادتر و بنابراین بستر خود را حفر می‌کند تا توازن دوباره با سطح اساس جدید برقرار کند. در این حالت فرسایش ابتدا در نزدیکی مصب شروع می‌شود و سپس به طرف سرچشمه ادامه خواهد یافت تا اینکه نیمرخ رودخانه در تمام طول آن تنظیم شود (ادوارد و همکاران، ۱۳۹۱).

۱-۲-۳ فعالیت‌های انسانی

موارد استفاده از سیستم‌های رودخانه (حوضه و مجرا) از تنوع بسیار زیادی برخوردار است. این موارد شامل تأمین آب، تولید برق، برداشت چوب، چرای دام، برداشت شن و ماسه، آبیاری و کنترل سیل و غیره می‌شود. سدها از جمله مهم‌ترین سازه‌های انسانی در طول رودخانه هستند که با هدف کنترل سیل و تهیه آب برای کشاورزی و مراکز شهری ساخته می‌شوند. آنچه از نظر ژئومورفولوژی اهمیت دارد، تغییراتی است که در عملکرد فرآیندهای فرسایشی در پایین‌دست رودخانه بعد از احداث سد رخ می‌دهد. احداث سد، اتصال طولی و

شرایط و شرایط سطح اساس رودخانه را تغییر می‌دهند و منجر به واکنش‌های عمیق در بستر و کناره‌های مجرا در مسافت‌های طولانی شده و موجب تغییر تعاملات مورفودینامیک بین فرآیندهای رودخانه‌ای و مجرا می‌شود (بریلی و فریس، ۲۰۱۲). دامنه تغییرات مورفولوژیک ناشی از برداشت مصالح رودخانه‌ای، به محل برداشت محدود نگشته بلکه کیلومترها بالاتر از آن در بالادست و پایین‌دست رودخانه رخ می‌دهد. با برداشت رسوب، تعادل قبلی بین میزان آورد رسوب و ظرفیت انتقال به هم خورده و منجر به پایین افتادن بستر رودخانه و ایجاد گودال ناشی از برداشت از بستر می‌شود. عمیق شدن کف رودخانه در نتیجه برداشت، باعث ناپایداری و بی‌ثباتی جانبی و تغییر در عرض مجرا، کاهش سطح آب در دشت سلابی اطراف رودخانه، شروع فرسایش کرانه‌ای و جابه‌جایی مجرا در بازه‌هایی می‌شود که پیش‌تر باثبات بوده‌اند (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴).

۳-۱ طبقه‌بندی الگوی رودخانه

به نمایش شکل یک رودخانه از نمای بالا، الگو یا پلانفرم مجرا گفته می‌شود. ژئومورفولوژیست‌ها از شکل مجرا به عنوان یک پارامتر مهم در طبقه‌بندی، تجزیه و تحلیل و پیش‌بینی پاسخ‌های رودخانه‌ای استفاده می‌کنند (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴). لئوپلد و ولمن (۱۹۵۷) الگوهای رودخانه‌ای را به سه دسته مستقیم، پیچانرودی و شریانی طبقه‌بندی نمودند (شکل ۱-۲). اما این طبقه‌بندی قدیمی بوده و برای بسیاری از اهداف مناسب نیست. نانسون و هانگ (۱۹۹۹)، الگوهای مجرای را به چهار طبقه شامل مستقیم^۱، پیچانرودی^۲، شریانی^۳ و آناستوموسینگ (مجاری به هم پیوسته یا انشعابی) طبقه‌بندی نمودند: - الگوی مستقیم: الگوی مجرای مستقیم را می‌توان در دره‌های محصور کوهستانی و در مناطق با فعالیت تکتونیکی زیاد مشاهده نمود. همچنین نمونه‌های بسیاری از رودخانه‌ها وجود دارند که به صورت مصنوعی و با اهداف مهندسی مستقیم شده‌اند. تقریباً پیدا کردن مشخصه‌ای که بتواند به طور واضح، رودخانه‌های مستقیم را از پیچانرودی متمایز سازد کار دشواری است. لئوپلد و ولمن (۱۹۵۷) ضریب خمیدگی $1/5$ را مرز بین الگوی پیچانرودی و مستقیم پیشنهاد نمودند. بدین معنی که رودخانه‌های با ضریب خمیدگی بزرگ‌تر از $1/5$ از نوع پیچانرودی بوده و کوچک‌تر از $1/5$ دارای الگوی مستقیم می‌باشند. بر پایه طبقه‌بندی بریرلی و فریرس^۴ (۲۰۰۵)، مجراهای با نسبت سینوسیته کمتر از $1/0.5$ به عنوان الگوی مستقیم، نسبت بین $1/3 - 1/0.6$ به عنوان الگوی سینوسی و بزرگتر از $1/3$ نیز به عنوان رودخانه‌های پیچانرودی نامیده می‌شوند. - الگوی پیچانرودی:

¹ Straight

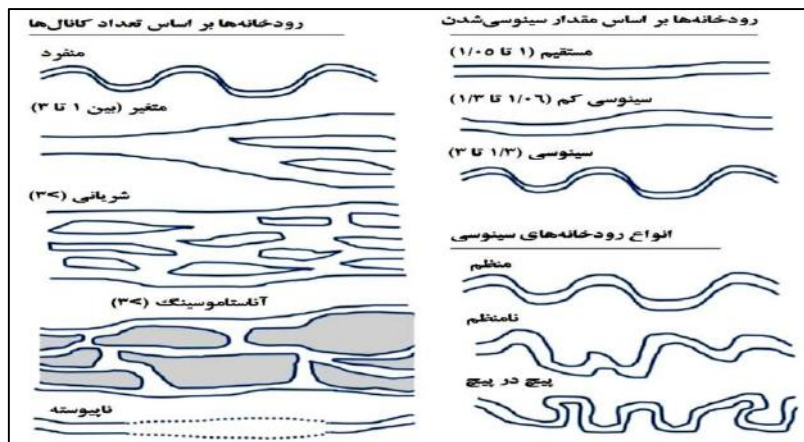
² Meandering

³ Braided

⁴ Fryirs&Brierley

فراوان‌ترین الگوی رودخانه‌ای بر اساس پلان رود، الگوی مئاندری یا پیچانرودی است. رودخانه‌های مئاندری، تک مجراهایی با الگوی سینوسی هستند و متشکل از یک سری پیچ‌وخم‌هایی می‌باشند که از نظر شکل و اندازه در نقشه به صورت منظم و ساده نشان داده می‌شوند، اما در واقع کمی نامنظم، نامتقارن و پیچیده هستند (هوک، ۲۰۱۳)^۱. فریرس و بریرلی (۲۰۱۲) مجراهایی که نسبت طول مجرا به طول دره بیشتر از ۱/۳ باشد را رودخانه‌های پیچانرودی دانسته و ویژگی‌های مهم مشخص‌کننده این نوع رودخانه‌ها را شیب و انرژی متوسط و ماهیت سینوسی مجرا دانسته‌اند. الگوی شریانی: یکی دیگر از انواع الگوهای رودخانه‌ای است که دارای یک مجرای اصلی است و از تعدادی مجراهای کوچک که به وسیله موانع طولی و موقتی از یکدیگر مجزا شده‌اند، تشکیل می‌شوند. مهم‌ترین مشخصه الگوی شریانی، تفکیک جریان توسط موانع موقتی می‌باشد. فریرس و بریرلی (۲۰۱۲) الگوی شریانی را برای رودخانه‌هایی به کار می‌برند که دارای مجراهای چندگانه (چندمجری و بیش از سه مجرا) و درجه سینوسی کم (کمتر از ۱/۳) و از نظر جانبی ناپایدار است. جریان‌های شریانی در رودخانه‌های با شیب زیاد یا رودخانه‌های با بار رسوبی زیاد ایجاد می‌شوند (شوم و خام^۲ ۱۹۷۲). مناطق شریانی رود معمولاً پرشیب‌تر و کم عمق‌تر و دارای عرض بیشتری می‌باشند. مجراهای شریانی همچنین ویژه محیط‌هایی مانند دلتاهای رودخانه‌ای، مخروطه‌افکنه‌ها و دشت‌های کم‌عارضه (پنی‌لین) هستند که عمق مجرا به طور چشمگیری کاهش یافته و در نتیجه سرعت جریان نیز کاهش می‌یابد (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴). مجراهای با کناره‌های منسجم که در برابر فرسایش مقاوم هستند، مجراهای پیچانرودی باریک و عمیق ایجاد می‌کنند، درحالی‌که مجراهای با کناره‌های فرسایش‌پذیر، الگوی شریانی را موجب می‌شود. الگوی انشعابی به هم پیوسته (آنابرنچینگ^۳، آناستوموسینگ^۴)، به رودخانه چندمجری گفته می‌شود که به وسیله جزایر پایدار از هم جدا می‌شوند. این جزایر اشکال ثابتی هستند که اغلب دارای پوشش گیاهی خوبی بوده و در بسیاری از موارد می‌توانند برای چندین دهه و یا قرن، نسبتاً بدون تغییر باقی بمانند. الگوی انشعابی به هم پیوسته را می‌توان به دو گروه آنابرنچینگ و آناستوموسینگ تقسیم کرد. آنابرنچینگ (انشعابی) برای توصیف تمام پلاتفرم‌هایی که بیشتر از یک مجرا دارند به کار می‌رود. آناستوموسینگ برای یک زیرگروه خاص از مجراهای آنابرنچینگ به کار می‌رود که کم‌انرژی با رسوبات ریزدانه و ارگانیکی است (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴).

^۱ Hooke^۲ Schumm & Khan^۳ Anabranching^۴ Anastomosing

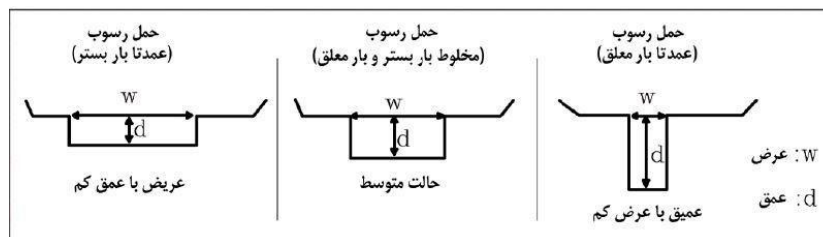


شکل ۱-۲ انواع رودخانه‌ها از نظر شکل ظاهری (منبع: حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴)

شایان و دهستانی (۱۳۹۶) بر اساس سه فاکتور چشم انداز، الگوی رودخانه و محدودیت بستر رودخانه، الگویی برای طبقه‌بندی رودخانه‌های مناطق کوهستانی ارائه دادند.

۴-۱ ارتباط تغییر بستر رودخانه‌ها در اثر حمل مواد به وسیله آب‌های جاری

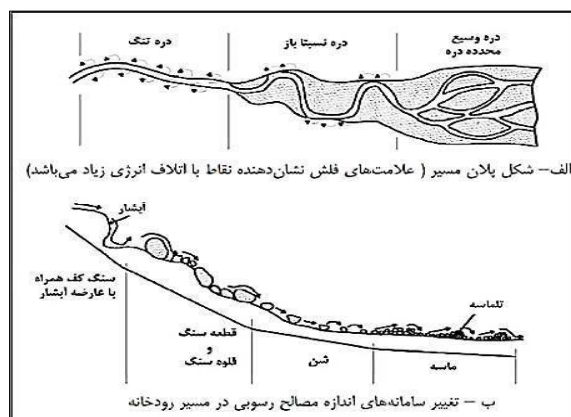
یکی از کارهای عمده رودخانه حمل مواد آبرفتی است. مجموعه موادی که همراه آب‌های جاری حمل می‌شود را دبی جامد گویند که از مواد محلول در آب گرفته تا مواد درشت‌دانه را نیز در برمی‌گیرد؛ بنابراین هرگاه نیروی آب بیشتر از نیروی اصطکاک بستر باشد در این صورت رودخانه قادر به حمل مواد می‌باشد. از نقطه نظر تئوری این نیرو تابعی از شیب بستر و دبی رودخانه است، در این صورت رودخانه قادر به حمل مواد می‌باشد از نقطه نظر تئوری این نیرو تابعی از شیب بستر و دبی رودخانه است، لیکن عملاً تخمین این نیرو در هر نقطه از بستر رود بسیار مشکل است، چون عمق رودخانه و تلاطم آب نیز سبب افزایش یا کاهش سرعت رودخانه می‌شود. به دنبال آن سبب عدم تعادل آب در بستر رود، مسیری مایل و مورب را برای جریان خود انتخاب می‌کند و بدین صورت سبب تغییر و جابجایی بستر رودخانه می‌شود (نادر صفت، ۱۳۸۲ به نقل از مرادی، ۱۳۹۴). رودخانه‌هایی که در آن‌ها بار بستر غالب دارد، دارای عرض بیش‌تر (W) و عمق (d) کمتر هستند. برای رودخانه‌های حامل بار معلق عمق افزایش یافته و پهنای رودخانه کاهش می‌یابد. برای حالتی که بار حمل شده مخلوطی از مواد بستر و معلق بوده باشد، مشخصه‌های هندسی مجرا بین دو حالت مذکور قرار دارد. شکل پلان مسیر رودخانه‌ها با نوع مصالح رسوبی حمل شده دارای ارتباط تنگاتنگی است. شکل (۱-۳) ارتباط بین پلان مسیر رودخانه و نوع مصالح رسوبی را به نمایش می‌گذارد.



شکل ۳-۱ تأثیر نوع رسوب حمل شده در مشخصه‌های مقطع رودخانه (شوم، ۱۹۶۸)

۵-۱ ارتباط تغییر بستر رودخانه‌ها با عمل رسوب‌گذاری

یکی از ویژگی‌های دینامیک آب‌ها در نقاط کم‌شیب و پست بستر رودها، کاهش انرژی جنبشی آب است که این توان خالص آب را منفی نشان می‌دهد. در این حالت رودخانه به ترتیب وزن و قطر ذرات آبرفتی شروع به رسوب‌گذاری در بستر خود می‌نماید. این رسوبات به ترتیب از مخروطه افکنه تا دلتا گسترش یافته و با تشکیل اشکال متنوع در رودخانه سبب تغییر بستر آن می‌گردند (نادرصفت، ۱۳۸۲). مطابق شکل (۱-۴) جابجایی قطعه سنگ‌ها در ناحیه کوهستانی که رودخانه در دره تنگ جریان دارد امکان‌پذیر می‌باشد. با کاهش شیب مسیر، اندازه مواد رسوبی قابل حمل نیز کاهش یافته و در عوض پهنای دره افزایش می‌یابد. این افزایش پهنای جابجایی عرضی و شکل‌گیری حالت پیچان‌رودی و بستر شریانی را امکان‌پذیر می‌کند. پدیده رسوب‌گذاری در ناحیه دره نسبتاً باز و دره وسیع تغییر مشخصه‌های هندسی رودخانه را در پی دارد.



شکل ۴-۱ ارتباط بین پلان مسیر رودخانه و نوع مصالح رسوبی (گری و همکاران^۱، ۲۰۰۵)

¹ Gary & et al

۶-۱ متغیرهای خارجی کنترل کننده سیستم رودخانه‌ای

متغیرهای خارجی به عنوان تنظیم کننده‌های کل سیستم رودخانه‌ای عمل می‌کنند. هرگونه تغییر در یکی از این متغیرها موجب پیچیدگی تغییرات و تعدیل‌ها در سیستم رودخانه‌ای می‌شود. متغیرهای خارجی سیستم رودخانه‌ای که نقش کنترل کننده را برعهده دارند عبارتند از: آب و هوا، تکتونیک، سطح اساس و فعالیت‌های انسانی (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴).^۱ آب و هوا: مهم‌ترین عناصر اقلیمی تأثیرگذار بر سیستم رودخانه‌ای بارش و دما هستند. ویژگی‌های بارش مانند مقدار کل بارش، پراکندگی فصلی بارش، شدت و مدت بارندگی از عوامل تأثیرگذار بر رژیم آبی رودخانه هستند. دما هم بر رژیم بارش (برف یا باران) و میزان تبخیر و تعرق و در نتیجه بر ویژگی‌های جریان در حوضه اثر می‌گذارد. تغییرات اقلیمی می‌تواند تأثیرات متفاوتی بر سیستم رودخانه‌ای داشته باشد. به طور مثال تغییرات آب و هوا از مرطوب به نیمه مرطوب یا خیلی مرطوب ممکن است اثر کمتری بر تغییرات دبی رسوب داشته باشد. آن‌چه مسلم است تغییرات اقلیمی بسیار سریع‌تر از سایر عوامل روی می‌دهد، بنابراین پاسخ سیستم رودخانه نیز به همان نسبت سریع‌تر است (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴).

تکتونیک: نیروهای درونی که پوسته زمین را تغییر می‌دهند می‌توانند منجر به بالا آمدن، فرونشست محلی، شکستگی و گسل در مقیاس بزرگ در سطح زمین شوند. در مناطق کوهستانی به علت اختلاف ارتفاع بین سرچشمه و خروجی حوضه، انرژی جریان آب افزایش می‌یابد. از طرف دیگر تکتونیک به واسطه گسل و بالا آمدگی‌های محلی و موضعی می‌تواند موجب تغییر شیب دره و نیمرخ طولی رود و در نتیجه باعث تغییر الگوی مجرا و اشکال ژئومورفیک مجرای رود شود. همچنین کج‌شدگی جانبی حوضه در نتیجه تکتونیک می‌تواند منجر به جابه‌جایی مجرای رود شده و الگوهای رسوب‌گذاری دره را تحت تأثیر قرار دهد. وجود گسل‌های متعدد نیز بر الگوی شبکه زهکشی رود تأثیر می‌گذارد (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴).

سطح اساس: بالا آمدن سطح آب دریا (سطح اساس) موجب پیشروی آن به سمت خشکی شده و مکان رسوب‌گذاری رودخانه‌ها را در محل مصب (دهانه) به بالادست منتقل می‌کند. از طرف دیگر، پسروی خط ساحلی (افت سطح اساس) باعث فروسایی و فرسایش رسوبات آبرفتی و حفر پسرونده آبراهه می‌شود (وینکلی،^۱ ۱۹۸۲).

فعالیت‌های انسانی: فعالیت‌های انسانی در حوضه زهکشی مانند جنگل‌زدایی، کشاورزی و معدن‌کاری بر جریان آب و تولید رسوب اثر می‌گذارد. اینگونه فعالیت‌ها تأثیرات غیرمستقیم بر سیستم رودخانه دارد، در حالی که اجرای پروژه‌های مهندسی بر روی رودخانه به طور مستقیم باعث تغییر مجرای رود می‌شود. امروزه

¹ Winkley

رودخانه‌های معدودی وجود دارند که به واسطه اثرات مستقیم و غیرمستقیم فعالیت‌های انسانی به شکل‌های مختلف تحت تأثیر قرار نگرفته باشند (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴).

۷-۱ پادگانه‌های آبرفتی

پادگانه‌های آبرفتی سطوح با شیب کم هستند که به موازات محور دره رودخانه و در سطوح بالاتر از بستر کنونی رودخانه تشکیل می‌شوند. پادگانه‌ها در نتیجه فرسایش و رسوبگذاری در مسیر رودخانه‌ها ایجاد می‌شوند. از این جهت پادگانه‌های رودخانه‌ای را به انواع زیر طبقه‌بندی می‌نمایند: الف) پادگانه‌های فرسایشی: این نوع پادگانه‌ها در نتیجه پایین رفتن سطح اساس محلی در اثر تغییرات تکتونیکی یا ایزوستازی ایجاد می‌شوند. وقتی سطح اساس محلی پایین‌تر می‌رود، رود بستر خود را به سمت پایین حفر می‌کند تا به سطح اساس جدید برسد. رسوبات و مواد موجود قبلی به صورت دو نوار در کنار رودخانه برجای می‌مانند و پادگانه‌های فرسایشی را ایجاد می‌کنند. ب) پادگانه‌های ته‌نشستی: در این نوع پادگانه‌ها سطح اساس محلی بالاتر می‌رود در نتیجه رودخانه با رسوبگذاری در بستر به سطح اساس جدید نزدیک می‌شود. ج) پادگانه‌های مختلط: این نوع پادگانه‌ها در اثر عملکرد توأم فرسایش و رسوبگذاری ایجاد می‌شوند. سطح اساس محلی پایین‌تر می‌رود. رودخانه بستر خود را به سمت پایین حفر می‌کند. مواد موجود قبلی به صورت دو نوار در کنار رودخانه برجای می‌ماند سپس سطح اساس محلی بالاتر می‌رود. در نتیجه رسوباتی در دو طرف رودخانه به جای گذاشته می‌شود تا رودخانه خود را به سطح اساس جدید برساند. این پادگانه‌ها فراوان‌ترین نوع پادگانه‌ها می‌باشند (احمدی و فیض‌نیا، ۱۳۹۱).

۸-۱ دره‌های رودخانه‌ای و مراحل تشکیل دره

جیمزهاتن، برخلاف تصور مردم هم عصر خود، رودخانه‌ها را عامل کندن دره‌های خود می‌دانست. کارهای زمین‌شناسی بعدی در دره‌های رودخانه‌ای نظر هاتن را تأیید کرد و مشخص ساخت که گسترش و توسعه دره‌ها دارای نظم خاصی است. تکامل دره‌ها را می‌توان به یکی از سه مراحل زیر نسبت داد: جوانی، بلوغ و پیری. مدام که رودخانه در حال حفر بستر خود است تا به سطح اساس خود به حالت تعادل برسد جوانی رودخانه در نظر گرفته می‌شود. تندآبها و آبشارهای موقتی و دره‌های باریک دارای شکل V همه حاکی از حفر بستر رودخانه‌اند. سایر علایم جوانی عبارتند از شیب تند، ناچیز بودن یا فقدان دشت سیلابی و مسیر نسبتاً مستقیم و بدون پیچ و خم. وقتی یک رودخانه به حالت بلوغ می‌رسد فرسایش بستر در مسیر طولی رو به نقصان گذاشته و فرسایش جانبی بیشتر می‌شود. بدین ترتیب رودخانه بالغ فعالیت خود را با کندن دشت سیلابی و پیچ و خم‌دار شدن در روی آن آغاز می‌کند. طی دوره بلوغ قسمتهایی از رودخانه جدا شده و برکه به وجود می‌آید و بعضی از رودخانه‌ها ممکن است خاکریز طبیعی پستی را به وجود آورند. برخلاف رودخانه‌های

جوان، شیب رودخانه‌های بالغ بسیار کمتر و چون تمام تندآبها و آبشارها حذف می‌شود، نیمرخ رودخانه بسیار صافتر است. وقتی دشت سیلابی خود را به طور عرضی چندین برابر بیشتر از کمر بند مئاندر^۱ (کمر بند مئاندر معادل عرض مئاندر است) حفر کند، وارد مرحله پیری شده است. وقتی این مرحله فرا رسد رودخانه از حد دیواره‌های دره خود لبریز می‌شود و به این ترتیب دشت سیلابی خود را وسیع‌تر می‌کند. بنابراین، کار اصلی رودخانه در مرحله پیری جابه‌جایی نهشته‌های سخت نشده دشت سیلابی است. چون این کار آسانتر از کندن بستر است، رودخانه نسبت به مرحله بلوغ جابه‌جایی جانبی بیشتری دارد. خاکریز طبیعی نیز از علایم معمول دره‌های پیر است و در صورت وجود، با باتلاق‌های پشت خاکریز و انشعابات یازو همراه است. تاکنون فرض‌ها بر ثابت بودن سطح اساس در مراحل جوانی تا پیری استوار بود. اما در بسیاری از موارد خشکی به دلایلی بالا می‌آید. تأثیر بالازدگی، در مراحل جوانی رودخانه باعث افزایش شیب و تسریع در حفر بستر می‌شود. اما بالازدگی در مرحله بلوغ رودخانه موجب قطع فرسایش جانبی و برگشت مجدد به حفر بستر است. چنین رودخانه‌هایی را دوباره جوان شده^۲ و مئاندرهای آن را مئاندرهای محاطی^۳ می‌نامند. رودخانه‌های بالغ نیز با حفر دشت سیلابی جدید در سطحی پایین‌تر از سطح قبلی، خود را با بالآمدگی تطبیق می‌دهند. بقایای یک دشت سیلابی قدیمی اغلب به صورت سطوح صافی به نام پادگانه حفظ می‌شود. لازم است به دو نکته اضافی در مورد تشکیل و توسعه دره‌ها اشاره شود. اولاً زمان لازم برای هر رودخانه جهت رسیدن به یک مرحله بستگی به عوامل متعددی دارد. از آن جمله قدرت فرسایشی یک رودخانه، نوع موادی است که رودخانه باید آن‌ها را حفر کند و بلندی آن از سطح اساس است. در نتیجه، رودخانه‌ای که از نزدیکی سطح اساس شروع می‌شود. فقط در رسوبات سخت نشده جریان دارد ممکن است در عرض چند صد سال به حالت بلوغ برسد. ثانیاً، قسمتهای مختلف یک رودخانه در زمانهای متفاوتی به مراحل مختلف می‌رسند. اغلب قسمتهای سفالی یک رودخانه به مرحله پیری می‌رسد در حالی که در قسمتهای علیا هنوز خصوصیات مرحله جوانی را دارد (لوتگن و تاربوک^۴، ۱۳۹۱). به طور معمول گفته می‌شود پایین‌دست دره‌های سیستم‌های رودخانه‌ای، مناطقی‌اند که تنها نهشته‌گذاری در آنها انجام می‌پذیرد، در حالی که قسمتهای بالادست آنها مناطق فرسایشی هستند (شوم، ۱۹۷۷). این تصور می‌تواند ناشی از مطالعه رودخانه‌های با عرض متوسط باشد که بالآمدگی سطح آب دریا در دوره هولوسن و همچنین بالآمدن یخ‌های یخچالی و تغییرات آب و هوایی و پوشش گیاهی در سرزمین‌های مناطق مرتفع را تجربه کرده‌اند. به هرحال، برخی دره‌های جدید که در

¹ Meander Belt

² Rejuvenated

³ Entrenched meander

⁴ Lutgens

نزدیکی ساحل هستند هنوز مراحل فرسایش را تجربه می‌کنند و در بسیاری از مناطق در محدوده‌های داخلی‌تر و در همسایگی بلافصل سرزمین‌های مرتفع، خصوصاً در مناطقی که از نظر زمین‌ساختی فعال هستند مقادیر قابل توجهی نهشته‌گذاری صورت می‌گیرد (بریج^۱، ۲۰۰۳).

۹-۱ لزوم مطالعه حرکات تکتونیک فعال

در میان روشهای زمین‌شناختی برای مطالعه حرکات تکتونیک فعال، بررسیهای ژئومورفولوژی و ریخت‌شناسی زمین‌ساختی نقش بسیار مهمی را ایفا می‌کنند، زیرا بسیاری از عوارض ژئومورفیک در مقابل حرکات تکتونیک فعال بسیار حساس می‌باشند. نرخ تحلیلهای هندسی آنها نشانه‌ها و شواهدی پیرامون سرعت، نوع و آرایش تغییر شکلهای تکتونیک فعال را ارائه می‌دهند. در اصل، حرکات تکتونیک فعال زمین در دفترچه عوارض جوان آن همچون مخروط افکنه‌ها، تراسهای رودخانه‌ای مرتفع و غیره به ثبت رسیده است، و این گونه عوارض جوان، شاهد و مدرکی بسیار مستدل جهت اثبات وجود این نوع حرکات می‌باشند.

۱-۹-۱ تأثیر تکتونیک بر تحول لندفرم‌های رودخانه‌ای

به طور کلی عوارض خطی از بهترین شواهد تشخیص تأثیر فرآیندهای زمین‌ساختی در تغییرات سطح زمین و لندفرم‌ها به شمار می‌روند (فلورس و همکاران^۲، ۲۰۱۵). از میان عوارض خطی، شبکه آبها مرسوم‌ترین شاخص و شناساگر جهت بررسی نقش تکتونیک و تأثیر آن در تحول لندفرم‌ها می‌باشند (یمانی و همکاران، ۱۳۸۹). شبکه‌های زهکشی در کمربندهای چین‌خورده بیشترین حساسیت را به حرکات عمودی و افقی سطح زمین دارند (رمسی و همکاران^۳، ۲۰۰۸). از میان شواهد ژئومورفولوژیک تکتونیک فعال، شبکه‌های زهکشی و خصوصیات مربوط به آنها در شناسایی تکتونیک فعال و تفاوت‌های مکانی آنها نقش مهمی دارند (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۰). حرکات تکتونیک با تغییر سطح اساس رودها می‌تواند خصوصیات هندسی مجرای رود را دچار تغییر نموده و در نتیجه آن فرآیندهای فرسایش یا رسوبگذاری و لندفرم‌های ناشی از آن شکل گیرد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱). رودخانه‌ها به دلیل حساسیت نسبت به تغییرات تکتونیک، در دوره‌های زمانی کوتاه یا بلند، خود را با این تغییرات تطبیق می‌دهند، بنابراین سیستم زهکشی یک حوضه می‌تواند نشان دهنده تغییرات تکتونیک آن منطقه باشد (پیترس و ونبالن^۴، ۲۰۰۷)، بنابراین آن دسته از شاخص‌های ژئومورفولوژیک که از نیمرخ طولی رودخانه‌ها استخراج می‌شوند، ویژگی نیمرخ رودخانه‌ها و حوضه‌های زهکشی و پاسخ‌های کوتاه‌مدت آنها به فعالیت‌های تکتونیک و تغییرات سطح اساس را تشریح

¹ Bridge

¹ Flores

³ Ramsey

⁴ Peters & Vanbalen

می‌کنند (دمولین^۱، ۲۰۱۱). تغییرات اقلیمی و تکتونیکی اغلب بر تخلیه جریان آب رود و بارگذاری رسوب تأثیر می‌گذارد. تغییرات ناگهانی الگوی رودخانه‌ها می‌تواند نشانگر بالآمدگی یا کج‌شدگی زمین‌ساختی باشد. بنابراین هرگونه دگرشکلی زمین‌ساختی که شیب دره رودخانه را تغییر دهد سبب تغییر سینوسی مجرا می‌شود. دومین اثر دگرشکلی شتاب یافتن نرخ مهاجرت بخش مئاندر و فعالیت مجدد دشت سیلابی است که می‌تواند برای تشخیص زمین‌ساخت فعال در یک ناحیه مورد استفاده قرار گیرد. البته برای کمی کردن پدیده تغییر مسیر رودخانه‌ها، از شاخص سینوسی (S) یا نسبت درازای مجرا (C) به درازای دره رودخانه (V) استفاده می‌شود ($S=C/V$) که مقادیر آن در رودخانه‌های مئاندری حتی می‌تواند نشانگر دگرشکلی‌های جزئی نیز باشد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). روشن‌ترین نشانه و علامت تأثیر تکتونیک بر رودها، آنومالی‌های بستر رودهاست. چنانچه تغییرات زیادی در روند الگو و شیب بستر رودها در بازه زمانی مشخص ایجاد شده باشد و نتوان آنها را به علل دیگری نسبت داد، تکتونیک می‌تواند اولین علت این تغییرات باشد. حرکات تکتونیکی فقط می‌توانند در اشکال ژئومورفیکی منعکس شوند که به کوچکترین تغییرات شیب مانند خصوصیت مئاندر واکنش نشان می‌دهند. علاوه بر این تنوع ضخامت و توزیع رسوبات می‌تواند تغییرپذیری تکتونیک در یک دره، مخروطه‌افکنه یا پادگانه آبرفتی مشخص باشد و سبب تغییر الگوی شبکه زهکشی شود. پروفیل طولی و کف بستر رود، یکی از حساس‌ترین نشانگرهای تأثیر تکتونیک بر رودهاست (مقصودی و محمدنژاد آروق، ۱۳۹۰). اصلی‌ترین تأثیر حرکات تکتونیکی بر روی رودخانه‌ها و دره‌های رودخانه‌ای، تغییر شیب بستر دره‌ها (در طول دره) می‌باشد و الگوی آبراهه‌ها نیز نشانه‌هایی حساس به تغییر شیب دره‌ها می‌باشند (شوم^۲، ۱۹۷۷). مجموعه خاص و ویژه‌ای از لندفرم‌ها به وسیله گسل‌خوردگی راستالغز ایجاد می‌شوند که شبکه‌های زهکشی منحرف‌شده و رودخانه‌های جابه‌جا شده از مهم‌ترین لندفرم‌های گسل‌های امتدادی به شمار می‌روند که در اثر تکتونیک فعال ایجاد شده‌اند. شبکه‌های زهکشی منحرف‌شده، دره‌های رودخانه‌هایی هستند که با زاویه مایل وارد پهنه گسلی شده و به طور موازی با اثر گسل برای مسافت‌های نسبتاً قابل توجهی قبل از برگشت به جهت اصلی جریان در آن جریان دارند. رودخانه‌ها هم در جهت راست و هم در جهت چپ جریان مسیر ممکن است منحرف شوند. این شاخص در نواحی پایکوهی به ویژه مناطقی که گسل‌خوردگی در رسوبات نرم و کواترنری روی داده باشد، مشخص‌تر است. رودخانه‌های جابه‌جا شده، رودخانه‌هایی هستند که به وسیله گسل‌خوردگی جابه‌جا شده‌اند. این لندفرم نشان‌دهنده جابجایی نسبی دو قطعه گسلی است. جابه‌جایی ممکن است بیانگر جابه‌جایی انباشتی ناشی از چندین مرحله زمین‌لرزه و حرکات

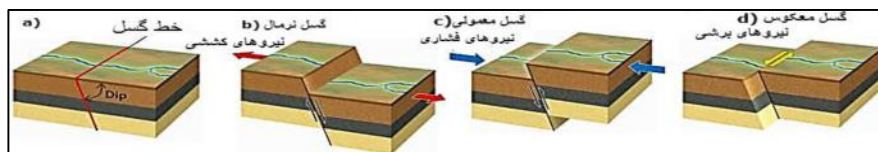
^۱ Demoulin

^۲ Schumm

نسبی گسل باشد. یکی از نکات قابل توجه که باید در این لندفرم به آن توجه شود، شکل و میزان فرسایش در دو طرف رودخانه در محل تلاقی رودخانه با گسل است که این امر می‌تواند جهت جابه‌جاشدگی گسل را مشخص نماید (کریمی، ۱۳۹۶).

۱-۹-۱-۱ واکنش رودخانه‌های آبرفتی به حرکات نئوتکتونیک

آبرفت‌ها معمولاً زمین‌شناسی زیرین را پنهان می‌کنند، با این حال حرکت فعالیت‌های نئوتکتونیک سریع‌تر از مورفولوژی و رفتار رودخانه‌های آبرفتی است. رودخانه‌ها حساس‌ترین عناصر لندفرم‌ها هستند که شواهد حرکات تکتونیک شامل تغییر شکل نیمرخ طولی بستر دره، تغییر شکل نیمرخ طولی رودخانه، تغییر الگوی رودخانه، تغییر عمق و پهنای آبراهه‌ها، تبدیل دشت آبرفتی به تراس‌های کم‌ارتفاع، کندوکاو فعال آبراهه با تغییر مکان جانبی آن، تأثیر بر روی پایین‌دست و بالادست رودخانه پهنه‌های فعال، تشکیل دریاچه و غیره می‌باشد (شوم، ۱۹۸۱). رودخانه‌های آبرفتی شناساگرهای بسیار حساس به تغییرات شیب دره‌هایی هستند که در اثر فرآیندهای تکتونیک ایجاد می‌شوند. به منظور حفظ شیب ثابت، رودی که به دلیل عملکرد تکتونیک در بخش‌های پایین خود پرشیب‌تر شده است، سینوزیته و شاخه‌ای شدن خود را افزایش خواهد داد و موجب تغییر فرآیندهای رسوبی می‌شود (مقصودی و محمدنژاد آروق، ۱۳۹۰). همیشه فرسایش در برابر هرگونه تغییرات عمده در شیب و ارتفاع (در اثر حرکات تکتونیک) واکنش نشان می‌دهد، یعنی بلافاصله پس از هر بالآمدگی عارضه‌ای، فرسایش وارد عمل شده و به آن پدیده پاسخ می‌دهد. رودخانه نیز به عنوان یکی از اساسی‌ترین ابزارهای فرسایش آبی، در پاسخ به تغییرات شیب و ارتفاع و در نتیجه تغییر سطح اساس، شروع به حفر بستر و یا رسوبگذاری می‌نماید. واکنش‌های یک رودخانه در پاسخ به تنش‌های برشی^۱ (جابه‌جایی‌های افقی) نسبت به تنش‌های فشاری^۲ و کششی^۳ (جابه‌جایی‌های قائم) متفاوت است. برای مثال تأثیر عملکرد تنش برشی بر روی سیستم رودخانه‌ای، پدیده‌هایی همچون انقطاع و یا انحراف آبراهه و بر اثر عملکرد سیستم‌های فشارشی یا کششی، پدیده‌هایی همچون تغییر موقعیت مکانی رسوبگذاری و حفر قائم بستر رودخانه پدید می‌آیند (شکل ۱-۵).



شکل ۱-۵- تأثیر فشار کششی، برشی و فشاری بر انحراف و تغییر موقعیت رسوبگذاری رودخانه و حفر قائم آن.

¹ Shear

² Compression

³ Tension

طرح‌های مئاندری در حال حفر بستر نیز می‌توانند یکی از نشانه‌های بالآمدگی فعال باشد، زیرا در اصل، رودخانه‌ای با طرح مئاندری نشان‌دهنده محلی است که رودخانه به سطح اساس خود نزدیک شده است (یعنی در این محل گرادیان هیدرولیکی کاهش یافته است)، سپس بر اثر وقوع یک و یا چند جابه‌جایی قائم (چه به صورت پیوسته و چه به صورت ناگهانی) همان منطقه بالآآمده است و رودخانه در پاسخ به این تغییر ارتفاع و در نتیجه تغییر گرادیان شروع به حفر بستر خود نموده و ما رودخانه‌ای با طرح مئاندری ولی دارای دیواره‌های جانبی مرتفع و در حال حفر بستر را مشاهده می‌نماییم. یکی از حساس‌ترین نشانه‌های تغییر شکل فعال، مقطع بستر دره و نیز مقطع طولی رودخانه‌ها است. افزایش و یا کاهش گرادیان هیدرولیکی یک رود می‌تواند از شواهد حرکات تکتونیکی فعال باشد و این فرآیندها با تغییرات مورفولوژی مجرا (تغییر عمق و پهنای مجرای رود) به صورت حفر بستر و یا نهشته‌گذاری در آن همراه خواهد شد. گسل‌ها در تنظیم مجرای رودخانه‌ها عملکردی موثر دارند. به عنوان مثال، گسل‌های راستالغز باعث ایجاد انفصال در مسیر آبراهه‌ها و حتی خمیدگی رودها در محل تقاطع با خط اثر گسل می‌شوند که مقدار جابه‌جایی آبراهه‌ها می‌تواند شاهد مفیدی جهت تعیین مقدار نرخ لغزش افقی گسل به شمار آید. گاهی رودخانه‌ها به هنگام عبور از روی افرازهای گسلی دارای بالآآمدگی فعال نیز دچار تغییر شکل در رسوبگذاری و مورفولوژی می‌گردند. مثلاً اگر یک رودخانه از سمت بلوک فرادیواره یک گسل فشاری به سوی فرودیواره، جریان داشته باشد، در صورت وجود حرکات جوان و فعال که باعث بالآآمدگی بلوک فرادیواره خواهد شد، به دلیل کاهش گرادیان هیدرولیکی بر روی بلوک فرادیواره، رودخانه شروع به حرکات جانبی کرده و با گسترش عرض بستر خود با ایجاد شکل سینوسی به رسوبگذاری خواهد پرداخت. گاهی در مناطقی که آبراهه‌های نسبتاً فراوانی از روی افرازهای گسلی عبور می‌کنند، وجود مولفه راستالغز خاصی مثل مولفه چپ‌گرد باعث قرار گرفتن مجرای پایین‌دست یک آبراهه در نزدیک مجرای بالادست آبراهه‌ای دیگر می‌شود و این مجرا به علت نزدیکی مجرای پایین‌دست مجاور خود از این پس آب خود را با تغییر مسیری کوتاه از این مجرا زهکش خواهد نمود، پس ممکن است با مشاهده این حالت بر روی عکس‌های هوایی و یا حتی در بررسی‌های صحرایی مولفه راستالغز چپ‌گرد به اشتباه مولفه راستالغز راست‌گرد تشخیص داده شود. گسل‌های دارای بیشینه جابجایی شیب‌لغز نیز که در ایجاد حرکات قائم موثر هستند، تأثیرات خاصی بر روی مجرای رودهای متقاطع نسبت به امتداد آن‌ها می‌گذارد. مثلاً گسل‌ها در سنگ‌های سخت‌تر (از لحاظ مقاومت مکانیکی) باعث ایجاد پله‌هایی با روند متعامد نسبت به جهت جریان آب رودخانه ممکن است باعث ایجاد آبشارهای کوچک و بزرگ و یا ایجاد آبگیرهای تکتونیکی در مسیر جریان رودخانه شود. مقطع عرضی دره‌های موجود در نواحی فعال تکتونیکی اکثراً V شکل بوده و در اصطلاح به آنها دره‌های جام‌گونه یا دره‌های جام‌شرابی می‌گویند که این امر خود

نشانگر حفر قائم رودخانه در اینگونه نواحی است. به عبارت دیگر زیربری رودخانه‌ها در حوضه‌های در حال بالآمدن که تکتونیک در آنها به مدت طولانی فعال بوده منجر به باریک شدن تدریجی دهانه حوضه می‌شود (بول^۱، ۲۰۰۷). علت نامگذاری آن به این خاطر است که بخش بالای حوضه پهن است و بخش پایینی آن در محل پیشانی فعال کوه به گلویی باریک تبدیل می‌شود (قاسمی، ۱۳۸۴). به طور کلی فرسایش دره‌های رودخانه‌ای و مورفولوژی این‌گونه دره‌ها در مقطع قائم از ابزارها و شواهدی است که در تفسیرهای تکتونیکی به کار گرفته می‌شود.

۲-۱-۹-۱ تأثیر نئوتکتونیک بر ایجاد پادگانه‌ها

الف) پادگانه‌های رودخانه‌ای

پادگانه‌های آبرفتی قدیم و جدید در دره‌های کوهستانی در نتیجه تغییر سطح اساس رودخانه‌ها تشکیل شده‌اند (۱-۶). عموماً جنبش گسل‌های فعال، بالآمدگی کوه‌ها و فرونشینی گودی‌ها باعث می‌شود که در امتداد جنبش‌ها سطح اساس رودخانه‌ها سریعاً تغییر کند. این عوارض در داخل کوهستانها حاصل نوسان‌های شرایط اقلیمی و تغییرات سطح پایه در طول دوران کواترنر قدیم می‌باشند. در حالیکه عامل پیدایش آنها در جلگه ساحلی، پایین رفتن سطح آب دریای خزر در دوران کواترنر جدید بوده است. همزمان با پیدایش کوهستانها و تثبیت نسبی آنها، جریان آنها در طول دوران کواترنر قدیم، دره‌های متعدد و اغلب گودی به وجود آورده‌اند. بر اثر نوسان شرایط اقلیمی و تغییر چگونگی فرسایش آبهای جاری به صورت حفر و تراکم، پادگانه‌های آبرفتی به طور پراکنده در طول دره‌ها ایجاد شده‌اند. چون شیب متوسط دره‌ها چه در تالش و چه در البرز نسبتاً زیاد است، بنابراین در حال حاضر در بالارودها، جز به صورت قطعات پراکنده آثاری از آبرفتها به جای نمانده‌اند. در تمام دره‌های مهم تالش، از میان‌رود به پائین، اغلب بقایای آبرفتها به صورت سطوح نسبتاً همواری در حاشیه بستر فعلی به چشم می‌خورند که گاهی جاده‌های ارتباطی از سطح آنها می‌گذرند. هر اندازه به جلگه ساحلی نزدیکتر شویم به علت کاهش شیب و گاهی توسعه عرض بستر، بر وسعت و تعداد پادگانه‌های آبرفتی افزوده می‌شود. این شرایط تقریباً همه جا در مخرج دره‌های آستارا، هشتپر، اسالم، ماسوله و غیره عمومیت دارد. بر اساس پژوهش‌هایی که در سواحل دریای خزر به وجود آمده ۳ پادگانه آبرفتی در داخل مناطق کوهستانی دره سفیدرود شناسایی شده‌اند (اهلرز، ۱۹۷۱). سن این پادگانه‌ها از اواسط تا اواخر دوران کواترنر قدیم برآورد شده است. پادگانه‌های مشابهی در مدخل سفیدرود و سیاهکل رود و پلرود و سایر دره‌های مهم کوهستانهای تالش وجود دارند (محمودی، ۱۳۶۸).

¹ Bull