بررسی آثار ژئومورفولوژیکی سیلاب در حوضه رئیس کلا: البرز شمالی

محمدحسین رضایی مقدم[1]، رضا اسماعیلی[2]*

1 - استادیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
2 - دانشجوی دکترای ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

دریافت: 83/8/16 پذیرش: 83/12/9

چکیده

استفاده از مطالعات ژئومورفولوژی، با توجه به پیشرفتهای اخیر در هیدرولوژی دیرینه سیلاب، به‌عنوان مکملی برای نگرشهای هیدرولوژیکی متداول مورد نیاز است. عوامل مؤثر در سیل خیز بودن حوضه رئیس کلا به دو دسته تقسیم می‌شوند: الف) عوامل مربوط به حوضه زهکشی؛ ب)عوامل مربوط به کانال رود که نقش مهمی در تغییر یا ایجاد لندفرمهای رودخانه‌ای داشته و بیشتر تحت تأثیر لیتولوژی و تکتونیک قرار دارند. برای تخمین دبی با استفاده از شاخصهای دیرینه تراز و روشهای گیاهی از چند مقطع نقشه‌برداری شد و در بازه‌های مختلف تنش برشی، قدرت رود و سایر پارامترهای مورد نیاز با استفاده از نرم‌افزار HEC-RAS محاسبه شد؛ سپس آثار فرسایشی و اشکال رسوبی ناشی از سیلاب بررسی شد. مطالعه حاضر نشان می‌دهد که با استفاده از شاخصهای دیرینه تراز و توانش جریان در رودخانه‌های پرشیب و کوچک کوهستانی، می‌توان بزرگی سیلاب را با دقت بیشتری پیش‌بینی کرد و در طراحی سازه‌ها و پهنه‌بندی خطر آن را به کاربرد.

کلید واژه‌ها: دیرینه سیلاب، ژئومتری کانال، قدرت رود، شاخصهای دیرینه تراز PSI، نرم‌افزار HEC-RAS.

1- مقدمه

سیل به‌عنوان یک پدیده طبیعی و یک مخاطره (در مواردی که انسان و منافع مالی او در خطر باشد) از دیرباز توجه علوم مختلف از جمله هیدرولوژی، هیدرولیک و ژئومورفولوژی را به خود مشغول کرده است. در علم ژئومورفولوژی دو برداشت متفاوت یکی مشتمل بر اندازه‌گیری مقدار بار معلق و دیگری بررسی آثار ژئومورفیک در قالب تغییر در لندفرمها

*نویسنده مسؤول مقاله: E-mail: re_esmaili@niau.ac.ir

وجود دارد[1، ص 185]. در این مقاله که نگرش دوم مدنظر قرار داشته و هدف اصلی آن بررسی آثار ژئومورفیکی سیل در حوضه رئیس کلا و تخمین دبی اوج سیلاب با استفاده از روشهای پائوهیدرولوژی بوده است، حوادث بزرگ و نادر نقش ژئومورفیک مهمی را در بعضی از محیطهای رودخانه‌ای بازی می‌کنند و ممکن است برای حمل رسوبات با قطر زیاد سیلابهای با دوره برگشت طولانی‌تر در آنها لازم باشد.

مطالعات ژئومورفولوژیکی سیل، با پیشرفتهای اخیر در مبحث هیدرولوژی با عنوان هیدرولوژی دیرینه سیلاب[1] به‌صورت مکملی برای نگرشهای هیدرولوژیکی در این زمینه درآمده است[2، ص 139]. به طوری که تعیین ویژگیهایی مانند عمق، حجم، دبی و فراوانی سیلابها برای برنامه‌ریزی و طرحهای عملیات و اقدامات سازه‌ای مربوط به سیلاب مثل دایکها، پلها و... مهم است. در این راستا، مطالعات پالئوهیدرولوژیکی با استفاده از ابعاد و نوع کانال یا بزرگی نهشته‌های درون رودخانه‌ای می‌تواند در بازسازی داده‌های مربوط به سیل استفاده شود و افزون بر این، تحلیلهای هیدرولوژیک در مناطق بدون ایستگاه هیدرومتری نیز با توجه به امکانپذیر بودن بررسی و مطالعه ابعاد کانال یا مسیر آبراهه‌ها و سایر شاخصهای ژئومورفیک مربوط به آنها با استفاده از روشهای مختلف از جمله روش شیب - سطح مقطع میسر می‌باشد.

مشخص کردن آثار وقوع سیلابها در عمل فرسایش، نهشته‌گذاری و دیگر موارد مربوط به ژئومورفولوژی در یک دره به طور قابل ملاحظه‌ای به زمان و عوامل محیطی- مکانی وابسته است. در این صورت توجه به آنها با هدف بررسی آثار ژئومورفیکی جریانهای بزرگ در موقعیتهای مختلف بسیار حایز اهمیت است. شایان ذکر است که قوانین معین هیدرولوژیکی و جریانهای غالب ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، فرسایش و حمل رسوب توأم با مکان و زمان خاص نیز درک پیش‌بینی آثار سیلاب را به‌صورت همه جانبه فراهم می‌کند و از جمله نکاتی می‌باشد که لازم است به آن توجه شود.

مطالعه ژئومورفولوژی سیلاب[2] از سه دهۀ اخیر با به‌وجودآمدن نگرشی جدید تحت عنوان هیدرولوژی دیرینه سیلاب (که به‌وسیله ژئومورفولوژیستها توسعه یافت)، روند جدیدی پیدا کرده است.

1. paleo flood hydrology
2. flood geomorphology

این مطالعات به‌وسیله ویکتور بیکر[1] تحت عنوان پالئوهیدرولوژی آغاز شد[3، ص 105]؛ سپس در سطح جهان مطالعات تحقیقی متعددی، مخصوصاً درباره رودهای بزرگ با استفاده از رسوبات آب ساکن[2] برای بازسازی سیلابهای قدیمی صورت گرفت. اما همچنان که جررت[3] ذکر کرده است، هیدرولیک و هیدرولوژی رودهای کوهستانی به‌صورت ضعیفی نسبت به رودهای سایر واحدهای ژئومورفولوژی شناسایی شده‌اند[4، ص 238]. به همین دلیل در تحقیق حاضر، مطالعه منطقه پژوهش شده برای درک بهتر روند فعالیت رودهای کوچک کوهستانی (که وقوع سیلابها در آنها ناگهانی است) با استفاده از سایر روشهای دیرینه سیلاب مدنظر قرار گرفته است.

2- مواد و روشها

حوضه مطالعه شده یکی از زیر حوضه‌های آبخیز لاویج رود است که با مساحتی حدود 13 کیلومتر مربع در البرز شمالی و جنوب شهر نور واقع شده است. این حوضه که رئیس کلا نام دارد، بین ′36°20 تا ′36°23 عرض شمالی و ′51°59 تا ′52°2 طول شرقی قرار گرفته است(شکل1). میانگین بارش سالیانه حوضه حدود600 میلیمتر است و تقریباً 68 درصد آن در فصل پاییز و زمستان می‌بارد.

در ابتدا، عوامل کنترل کنندهٔ واکنشهای ژئومورفیک بررسی شد. این عوامل براساس ارتباط داشتن با کانال و دشت سیلابی به دو دسته تقسیم می‌شوند[1، ص 170]:

1- فاکتورهای حوضه زهکشی مانند اقلیم (رژیم بارش)، پوشش گیاهی، خاک و غیره که جزو عوامل بیرونی محسوب می‌شوند. این عوامل روی رواناب تأثیرگذار است و افزایش دبی ناشی از آنها روی کانال و دشت سیلابی اثر می‌گذارد.

2- عواملی مانند شیب آبراهه، بار بستر درشت‌دانه، ژئومتری کانال و دشت سیلابی که به‌عنوان عوامل درونی شناخته می‌شوند و بیشتر تحت تأثیر لیتولوژی و تکتونیک قرار دارند[1، ص 185].

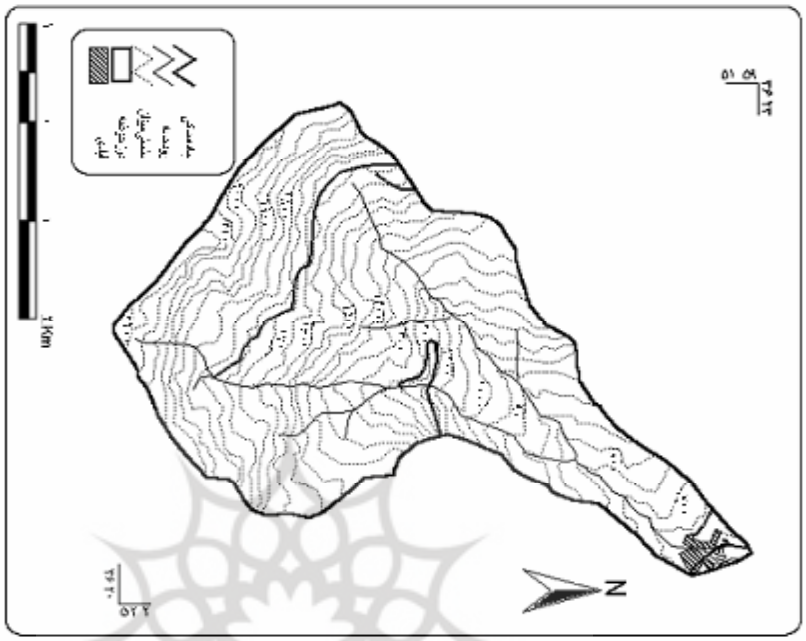
---

3. Victor Baker
1. SWD: Slack Water Deposits
2. Jarrett

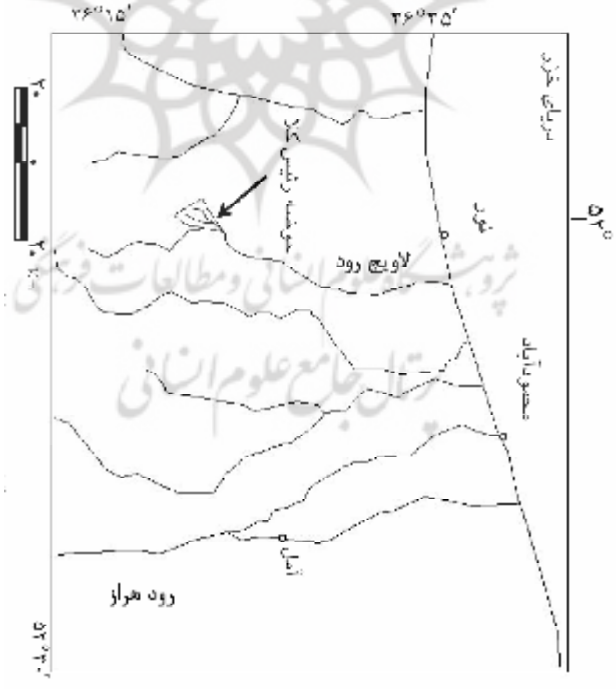
سرعت زیاد جریان آب، فرسایش کانال، کرانه و دشت سیلابی را تسهیل می‌کند؛ رسوبات درشت‌دانه هم می‌توانند به‌صورت یک وسیله فرساینده در فرسایش ناشی از سیلاب بـه کـار روند[1، ص 185].

اندازه این رسوبات که از حوضه زهکشی وارد آبراهه می‌شوند، تحت تـأثیر لیتولـوژی و اقلیم قرار دارد.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



ب - توپوگرافی حوضه مطالعه شده



الف – موقعیت حوضه مطالعه شده

شکل 1 موقعیت مکانی و وضعیت توپوگرافی حوضه رئیس کلا[5]

بنابراین برای محاسبه حداکثر دبی سیل و بالاآمدن سطح آب با استفاده از روشهای زیر از چند مقطع از بازه‌های انتخابی در مسیر رودخانه نقشه‌برداری شد(شکل2).

1- شاخصهای دیرینه تراز PSI[1]: این شاخصها عبارتند از:1- از خطوط سیلتی که دقیقترین تخمین تراز را فراهم می‌کنند. 2- نهشته‌های واریزه‌ای و موانع بولدری(موانع قطعه سنگی)[2] که نشاندهندهٔ سطح پایین آب در سیلاب هستند[6، ص 116].

2- شاخصهای گیاهی (بوتانیکی)[3] : وجود جوانه‌های زاید، خراشهای ایجاد شده روی درختان به علت برخورد واریزه‌های سیلابی که حداکثر ارتفاع خراش یک تخمین حداقلی را از دبی اوج فراهم می‌آورد، نفوذ واریزه‌های سیلابی در شکاف درختان، قطع شدگی ریشه درختان و... .

3- توانش[4] جریان: در این روش اندازه ذرات به‌عنوان شاخصی از توانایی حمل رسوب (تنش برشی، قدرت رود و...) بررسی می‌شود و رسوبات درشت‌دانه هم به‌صورت شاخصی برای جریانهای سیلابی بزرگ به کار می‌روند[6، ص 115].

بنابراین با استفاده از فرمول مانینگ[5] و روش شیب - سطح مقطع ساده شده دبی در مقاطع مختلف محاسبه شد، (رابطه‌های1و2):

$$V = R^{2/3} S^{1/2} n^{-1} \qquad (1)$$

$$Q = A R^{2/3} S^{1/2} n^{-1} \qquad (2)$$

در رابطه فوق، Q: دبی m^3/s ؛ A: مساحت مقطع عرضی کانال رودخانه(m^2)؛V: سرعت جریان آب (m/sec)؛R : شعاع هیدرولیک (A/p)؛ S: شیب سطح آب که در عمل شیب بستر کانال یا رودخانه (m/m) است و n ضریب زبری مانتینگ می‌باشد.

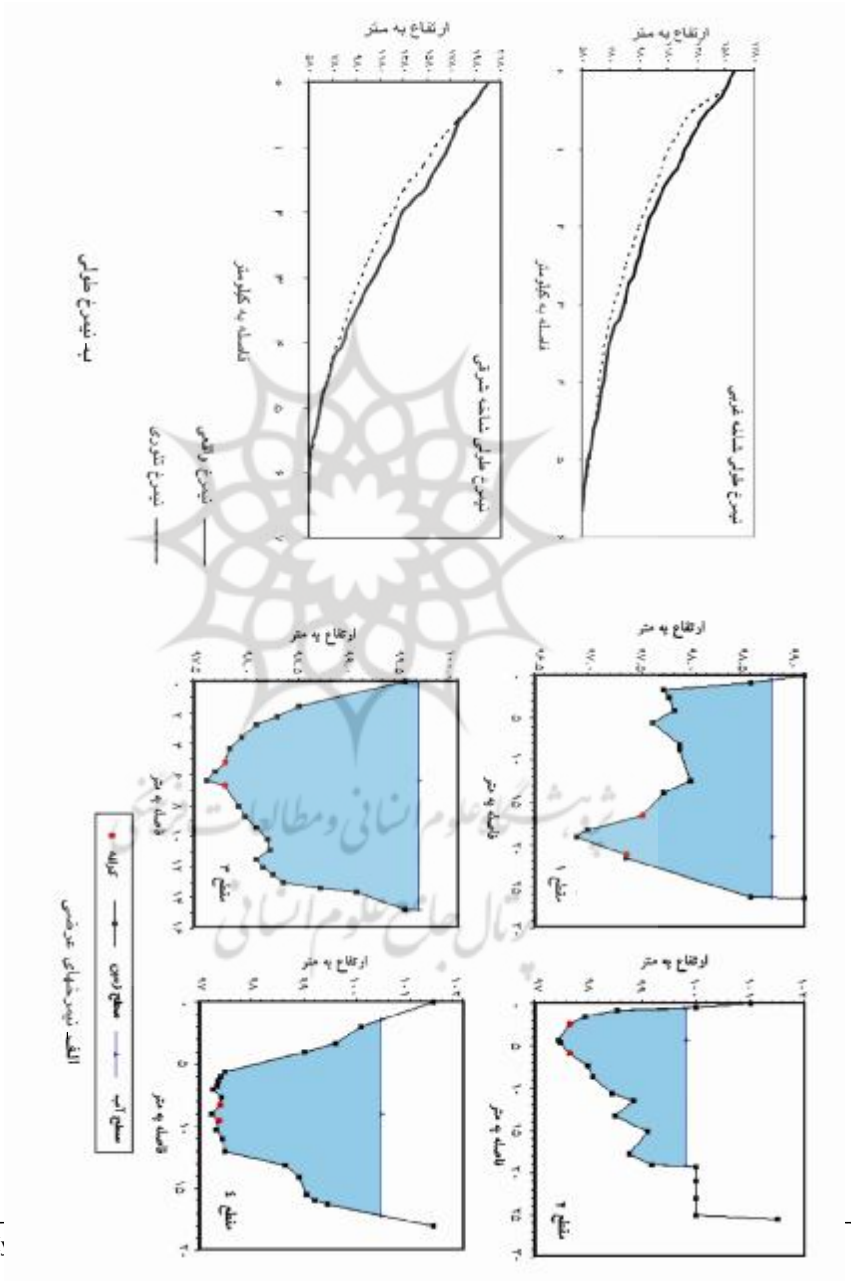
در روش شیب- سطح مقطع ساده شده به‌وسیله روابط شیب، ضریب زبری حذف شده است و به‌صورت رابطه 3 می‌باشد[7، ص 61]

$$Q = 3/17\, AR^{.83} S^{.12} \qquad (3)$$

---

1. Paleostage Indicator
2. boulder bar
3. botanical method
4. competence(بزرگترین ذره‌ای را که یک رود تحت شرایط هیدرولیکی خاص می‌تواند جابه‌جا کند.)
5. manning

محاسبات مربوط به تخمین دبی و سایر پارامترهای هیدرولوژیک با استفاده از نرم‌افـزار HEC- RAS[1] انجام گرفته است. مؤلفه‌های آنالیز هیدرولیک در این نرم‌افزار عبارتند از:



شکل2 نیمرخهای عرضی و طولی رودخانه رئیس کلا

6. Hy

1- محاسبات نیمرخ سطح آب جریانهای پایدار[1]؛

2- شبیه‌سازی جریانهای ناپایدار؛

3- محاسبات مربوط به حمل رسوب.

نمایش داده‌های ژئومتریک ومحاسبات هیدرولیک در همه محاسبات مشترک است.

بعد از محاسبهٔ دبی اوج سیلاب مسائل ژئومورفیک مربوط به فرسایش، حمل رسوب و نهشته‌گذاری بررسی و تحلیل شد. به طور کلی فرسایش کرانه‌ای به دو فرایند عمده وابسته است: کشیده‌شدن ذرات رودخانه‌ای، سستی و هوازدگی مواد کرانه‌ای که پتانسیل حرکات توده‌ای را افزایش می‌دهند. در فرایند کشیده شدن ذرات رودخانه‌ای، رسوبات ممکن است به‌صورت مستقیم از سطح کرانه به‌وسیله تنش برشی ایجاد شده از جریان رودخانه کنده شوند که این فرایند سایش[2] نام دارد[8، ص 202]. افزایش در سرعت و تنش برشی سبب افزایش ظرفیت حمل رسوب می‌شود و رسوبات را از بستر خود همگام با افزایش میزان تعادل فرسایش می‌دهد.

3- نتایج

3 -1- عوامل کنترل‌کنندهٔ واکنشهای ژئومورفیک در حوضه مطالعه شده

3-1-1- رژیم بارش

بارشهایی که باعث ایجاد سیلاب در حوضه می‌شوند، به‌طور عمده از عوامل زیر منشأ می‌گیرند:

1- بارشهای شدید تابستانی: این نوع از بارشها به طور عمده محلی هستند و به علت نفوذ توده‌های هوای مرطوب از سمت دریای خزر و صعود اوروگرافیک ایجاد می‌گردند. این عامل منجر به سیلابهای بزرگ در حوضه می‌شود. برای مثال رگبار 4/10/ 1376 (میزان بارش در ایستگاه تنگه که در قسمت شمال حوضه لاویج رود قرار دارد،80 میلیمتر گزارش شده است) که باعث وقوع سیل در حوضه شده است.

2- بارشهای فصل پاییز: ایجاد بارشهای سنگین فصل پاییز در جنوب دریای خزر بیشتر به‌علت پرفشارهای مهاجر است[9، ص 281]. در این فصل با به‌وجود آمدن یک ناوهٔ عمیق(که محور آن دارای امتداد شمال شرقی- جنوب غربی است) و از روی دریای خزر عبور می‌کند

1. steady flow
2. corrasion

و بر اثر فرارفت هوای سرد شمالی روی آبهای گرم باعث ناپایداری می‌شود و بارشهای سنگینی در منطقه ریزش می‌کند[9، ص 281].

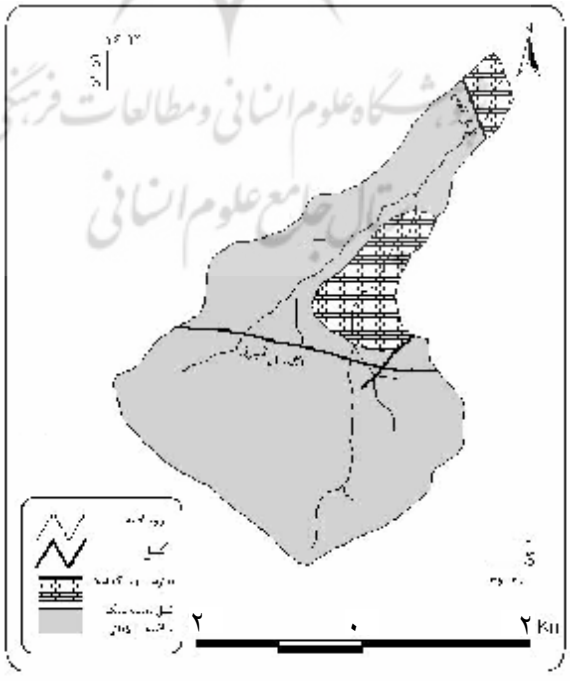
از کل بارشهای سنگین فصل پاییز54/7 درصد مربوط به پرفشارهای مهاجر،28/3 درصد به پرفشارهای ادغامی (ادغام پرفشارهای مهاجر و پرفشار سیبری) و 17 درصد مربوط به سامانه‌های کم‌فشار می‌باشد [9، ص 208].

3-1-2- شکل حوضه

ضریب فشردگی شکل حوضه مطالعه شده در قسمت بالادست 1/115 می‌باشد. اگر مقدار این ضریب 1/128 باشد، شکل حوضه به‌صورت مربع است[10، ص 105]. بنابراین شکل حوضه در قسمت بالادست تقریباً به‌صورت مربع است که این عامل با توجه به شیب زیاد حوضه باعث کوتاه شدن زمان تمرکز و افزایش حجم رواناب نسبت به سطح تحت زهکشی شده و باعث ایجاد سیلابهای ناگهانی می‌شود.

3-1-3- لیتولوژی

با توجه به شکل3 سازند شمشک (ژوراسیک) با تناوبی از شیل، ماسه سنگ و لایه‌های زغالی 86 درصد از سطح حوضه را شامل می‌شود و بعد از آن سازند الیکا (تریاس) با تناوبی از دولومیتهای ضخیم لایه و سنگ آهک از پراکندگی کمتری برخوردار است.



شکل3 وضعیت سنگ‌شناسی حوضه رئیس کلا [11]

3- 1- 4- پوشش گیاهی و خاک

ویژگیهای پوشش گیاهی و خاک می‌توانند بر واکنش سیلاب در حوضه زهکشی تأثیر داشته باشند. در حوضه مطالعه شده از ارتفاع تقریباً 750 متر به بالا پوشیده از درختان جنگلی با گونه‌های غالب راش، ممرز، افرا و توسکا می‌باشد، اما به علت وجود خاکهای قهوه‌ای با افق رسی که حدود 80 درصد سطح حوضه را می‌پوشانند، نفوذپذیری نسبتاً کم شده و تولید رواناب بیشتر می‌شود. این خاکها در افقهای بالا بافت متوسط تا کمی سنگین و در افق B رس زیادتری دارا بوده و به‌نسبت سنگین تا بسیار سنگین می‌باشند. بنابراین همین عامل می‌تواند تأثیر قابل توجهی را در هیدروگراف سیل داشته باشد.

3- 1- 5- شیب کانال

شیب متوسط نیمرخ طولی رود شاخه غربی و شرقی تا خروجی بترتیب حدود 25 و32 درصد می‌باشد. با استفاده از روش لگاریتمی، نیمرخ تئوری هر دو شاخه غربی و شرقی ترسیم شد که به‌طور کامل از نیمرخ واقعی پایینتر بوده‌اند(شکل 2). در این صورت می‌توان آن را به فعالیت تکتونیکی منطقه از جمله عبور گسل البرز و وجود گسل رورانده لاویج در حوضه نسبت داد.

3- 2- فرسایش

سیل تیر ماه 1376 در حوضهٔ آبخیز رئیس کلا با دبی تقریبی 75 مترمکعب در ثانیه سبب تخریب پل ارتباطی بین روستاهای منطقه، دایک و واحدهای مسکونی و تجاری حاشیه رودخانه شد و تغییرات فرسایشی زیادی را در امتداد کرانه رودخانه و دشت سیلابی ایجاد کرد که از مهمترین این تغییرات می‌توان به فرسایش کرانه‌ای، پهن شدگی کرانه رودخانه و حرکات توده‌ای اشاره کرد.

تخمین قدرت رود، ارزیابی بالقوه‌ای را برای تغییرات کانال و دشت سیلابی فراهم کرده است و انرژی فراهم شده در بستر کانال برای غلبه بر اصطکاک و حمل رسوب را تشریح می‌کند[12، ص 283]. قدرت رود در محدوده مرزی کانال بر حسب وات بر مترمربع به‌صورت زیر تعریف می‌شود[12، ص 283]:

$$\omega = \rho g Q s \, w^{-1} \qquad (4)$$

که در آن ρ : چگالی سیال (kg/m^3)؛ g: شتاب ثقل ($m/\sec^2$)؛ Q: دبی(m^3/s)؛ s: شیب انرژی m/m (شیب سطح آب که در عمل شیب بستر رودخانه در نظر گرفته می‌شود) و w: عرض سطح آب به متر است.

طبق محاسبات مگیلیگان[1] آستانهٔ فرسایش در کانالهای آبرفتی مناطق مرطوب 100 نیوتن بر متر مربع یا300 وات بر متر مربع بترتیب برای تنش برشی و قدرت واحد رود است [13، ص 373]. با توجه به جدول 1 قدرت رود در همهٔ مقاطع انتخابی از آستانهٔ فرسایش بیشتر بوده است. قدرت رود در مقاطع تنگتر بیشتر بوده و در مقاطع عریضتر کاهش یافته است. این ارزیابی قدرت رود با شواهد میدانی و پهن‌شدگی محلی کانال منطبق است. به‌طوری‌که در مقاطع عریضتر که قدرت رود کمتر بوده است، مانند مقاطع 1و2، رسوبات در اندازه‌های مختلف نهشته شده‌اند. اما در مقاطع تنگتر مانند مقطع 4، عمل انتقال رسوبات درشت‌دانه بیشتر صورت گرفته است. در مسیر رودخانه مطالعه شده موانع رسوبی متعددی به‌صورت طولی وجود دارند که به‌طور عمده از قطعه سنگها و قلوه سنگها تشکیل شده‌اند و ارتفاع بعضی از آنها به حدود 2متر هم می‌رسد. این موانع باعث تنگ‌شدگی بعضی از بازه‌های کانال اصلی می‌شود؛ همچنین سبب شده است که حتی در دبی 5 مترمکعب در ثانیه نیز قدرت رود از آستانهٔ فرسایش تجاوز کرد و باعث حمل رسوبات از این موانع رسوبی شود.

طبق محاسبات کومار تنش برشی بستر جریانهای سیلابی حدود 1000 نیوتن بر مترمربع یا 10000 دین بر سانتیمتر مربع است[14، ص 105]. شایان ذکر است که قلوه سنگها و قطعه سنگهای کوچک با قطر 10- 30 سانتیمتر به‌صورت معلق و قطعه سنگهای با قطر چند متر به‌صورت بار بستری حمل می‌شوند.

مقادیر تنش برشی ارائه شده در جدول 1 و وجود رسوبات با قطر بیش از 2 متر در بستر رود مطالعه شده، قدرت بسیار زیاد آن را در مواقع سیلابی نشان می‌دهد.

فرایند دیگر مربوط به حرکات توده‌ای است که در امتداد دره حوضه مطالعه شده قابل مشاهده است. این فرایندها عبارتند از:

---

1. Magilligan

الف) خاک افت[1]: این نوع از گسیختگی در حوضه فقط در کرانه‌های تقریباً عمودی که از رسوبات منفصل شامل خرده سنگها و رسوبات مخلوط هستند، رخ می‌دهند و وقتی اتفاق می‌افتند که رود پاشنهٔ این کرانه‌ها را زیربری[2] کرده است و باعث سقوط رسوبات به کف دره اصلی می‌شود (شکل4).

جدول 1 ویژگیهای جریان سیلابی در مقاطع مختلف

آثار ژئومورفیکی	قدرت رود W/m^2	تنش برشی N/m^2	عرض سطح آزاد آب به متر	شعاع هیدرولیک A / P	شماره مقطع*
فرسایش کرانه، موانع قطعه‌سنگی وقلوه‌سنگی	2395	855	25/88	0/97	1
فرسایش کرانه، موانع قطعه‌سنگی	3260	1165	18/73	1/32	2
در موانع قلوه‌سنگی با ارتفاع کمتر از 0/5 متر	3387	1129	14/80	1/28	3
شکل رسوبی خاصی مشاهده نشده است.	4800	1600	15/70	1/82	4

*تعداد مقاطع 15 مورد بوده است که در جدول فوق 4 نمونه از آن به‌صورت انتخابی آمده است. لازم به ذکر است که محاسبات مربوط به دبی 75 مترمکعب در ثانیه می‌باشد.

ب) لغزش چرخشی: با توجه به نقشه 2 مهمترین سازند زمین‌شناسی حوضه سازند شمشک است که ترکیبی از شیل، ماسه سنگ و لایه‌های زغالی می‌باشد. خاک تشکیل شده روی این سازند نیز به‌طور عمده خاک قهوه‌ای با افق رسی است. با توجه به بافت سنگین این خاکها، بارش فراوان، زهکشی ضعیف و شیب زیاد باعث ایجاد این نوع از لغزشها می‌شود و رودخانه مخصوصاً در مواقع سیلابی باعث زیربری این لغزشها و از بین بردن تکیه‌گاه موقتی آنها شده، لغزش را شدت می‌دهد[15، ص 162].

منشأ عمده رسوباتی که به‌وسیله رودخانه‌های موجود در حوضه حمل می‌شود، از این نوع لغزشهاست که گاهی با ایجاد سد موقتی در برابر جریانهای سیلابی و سپس شکسته شدن آنها حجم زیادی از آب رها شده و سیلاب تشدید می‌شود.

1. soil fall
2. undercutting

3- 3- نهشته‌گذاری

درطی سیلاب ناگهانی تیر ماه 1376، حجم عظیمی از رسوبات در امتداد مسیر رودخانه و در کف کانال نهشته شد؛ به‌طوری‌که در نزدیکی محل تلاقی رود رئیس کلا به لاویج رود بستر اصلی رودخانه با رسوباتی به ضخامت بیش از یک متر پر شد و سطح اساس رودخانه بالا آمد.

در مبحث فرسایش گفته شد که رودخانه در دبی‌های سیلابی مختلف به علت ژئومتری خاص کانال دارای تنش برشی زیادی می‌باشد و نهشته‌هایی که به‌وسیله حرکات توده‌ای (خاک افت و لغزش) در بستر قرار می‌گیرند، منبع رسوبی مهمی هستند که به‌وسیله سیلابهای ناگهانی حمل می‌شوند.

از نهشته شدن این رسوبات اشکال مختلفی در امتداد بستر و حاشیه آن به‌وجود آمده است که می‌توان به موانع قطعه سنگی، موانع قلوه سنگی[1] و انباشت توده‌های رسوبی با جورشدگی مختلف اشاره کرد. بیشتر نهشته‌های بزرگ (قلوه سنگها و قطعه سنگها) از جنس ماسه سنگ می‌باشند که در چینه‌شناسی سازند شمشک قرار دارند.

1. cobbel bar

شکل 4 پدیده خاک افت

3- 3- 1- موانع بولدری (قطعه سنگی)

چندین مانع قطعه سنگی به‌صورت طولی در امتداد کانال اصلی مشاهده شده‌اند، قطر این قطعه سنگها بیش از 500 میلیمتر بوده است و ساختار متداخل[1] دارند، ارتفاع بعضی از این موانع بولدری بیش از یک متر است (شکل 5). در چند محل مخصوصاً در پیچهای رودخانه‌ای این موانع مسیر رودخانه اصلی را مسدود کرده و رودخانه مسیر اصلی خود را تغییر داده است.

شکل 5 موانع قطعه سنگی (بولدری)

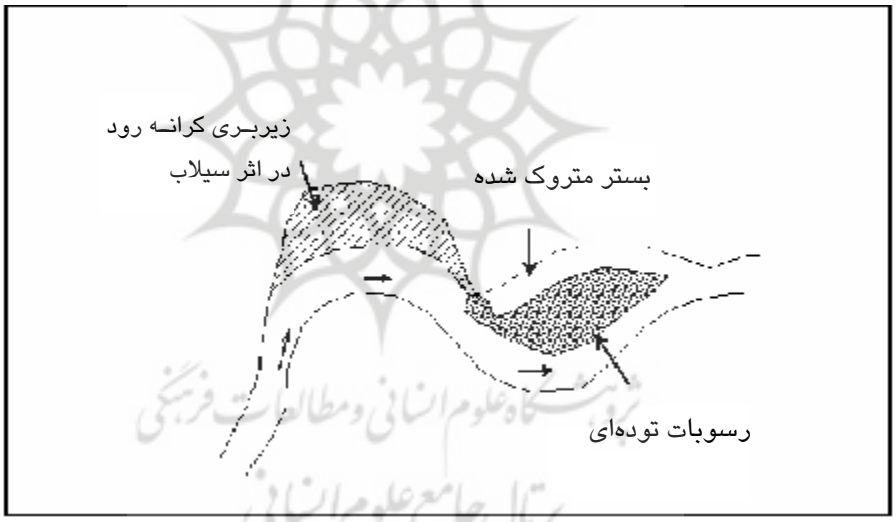
2. imbrication

3- 3- 2- موانع کابلی(قلوه سنگی)

این موانع به‌صورت طولی در امتداد رودخانه قرار گرفته‌اند و با خمیره‌ای[1] از رسوبات ماسه‌ای و سیلتی و ... مخلوط می‌باشند. جورشدگی آنها ضعیف بوده است و قطر متوسط ذرات آنها کمتر از 120 میلیمتر می‌باشد.

3- 3- 3- نهشته‌های توده‌ای

در بعضی از محلهای رودخانه، رسوبات رودخانه‌ای به‌صورت توده‌ای حتی تا ارتفاع حدود3 متر هم مشاهده شده‌اند که به‌صورت مانع عمل کرده و در نتیجه مسیر رودخانه تغییر کرده است. این توده‌های رسوبی مخلوطی از نهشته‌های ریز تا بسیار درشت هستند و جورشدگی آنها بسیار ضعیف است، نهشته‌های توده‌ای در محل انحنای رود در جایی که پهن‌شدگی در کرانه دره رخ داده و قدرت رود کاهش یافته است، مشاهده می‌شوند (شکل 6).



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

1. matrix

شکل 6 نمایی از زیربری رود که در اثر سیلاب و ایجاد پدیده خاک افت به وجود آمده است، مشاهده می‌شود. این عامل باعث می‌شود تا موانع نهشته‌ای در مسیر رود عمل کرده و باعث تغییر مسیر رود شوند.

گرد شدگی کم در قطعه سنگهای درشت‌دانه با قطر100-200 سانتیمتر درون رودخانه نشاندهنده جریانهای سیلابی کم وقوع با دوره برگشت طولانی و حمل رسوبات از مسافت کوتاه می‌باشد.

4- نتیجه‌گیری

به‌طورکلی، در حوضه مطالعه شده، واکنش عمدهٔ ژئومورفیک در ژئومتری کانال به‌صورت فرسایش کرانه‌ای (سایش و حرکات دامنه‌ای)، پهن‌شدگی کانال و رسوبگذاری بوده است که رسوبگذاری به‌صورت موانع قطعه سنگی، قلوه سنگی و توده‌های انباشتی می‌باشد. لازم به ذکر است که نسبت زیاد مواد درشت در بستر اصلی و مجاور آن، تغییر مسیر رودخانه و پرشدگی کانال در قسمت پایین دست رود، تنش برشی و قدرت زیاد رود را در سیلابهای بزرگ نشان می‌دهد.

تحقیق حاضر نشان می‌دهد که می‌توان با استفاده از شاخصهای دیرینه تراز PSI، شاخصهای توانش رودخانه (قدرت رود، تنش برشی بستر)، ژئومتری کانال، وجود رسوبات درشت‌دانه (که هم نشاندهندهٔ قدرت رود در مواقع سیلابی هستند و هم به‌عنوان عاملی فرساینده محسوب می‌شوند) می‌توان تأثیرات سیلابهای بزرگ را در یک کانال تشریح کرد. البته استفاده از شاخصهای دیرینه تراز زمانی میسر است که مقاطعی از بازه‌های رودخانه‌ای که مطالعه می‌شوند، به‌صورت پایدار باشند و یا اینکه بعد از وقوع سیلاب این اندازه‌گیریها صورت گیرد. این روشها، داده‌های بیشتری را برای داده‌های سیستماتیک و همچنین برای حوضه‌های بدون ایستگاه هیدرومتری فراهم کرده است؛ همچنین باعث دقت بیشتر در پیش‌بینی رفتار سیلاب و در نتیجه در امر برنامه‌ریزی و طراحی ساختارها و پهنه‌بندی خطر سیل در حاشیه رودخانه می‌شود تا مانند آنچه که در حوضه آبخیز رئیس کلا اتفاق افتاده است، به‌وجود نیاید.

5 - منابع

[1] Kochel, R. C.; "Geomorphic impact of large floods" ; In: *Baker, V.R, R. C. Kochel, & P.C. Patton,* (eds), flood geomorphology, Canada: Torento, Wiley, 1988.

[2] Baker, V. R.; "Geomorphological understanding of floods" ; *Geomorphology* 10, 1994.

[3] Gillieson, D.; Smith, D.I.; Greenway, M. and Ellaway, M.; "Flood history of the limestone range in Kimberely region, *western Australia; Applied Geography* 11, 1991.

[4] Phillips, J. D.; "Geomorphic impact of flash flooding in a forested head water basin" ; *Journal of Hydrology* 269, 2002.

[5] سازمان نقشه‌برداری کشور نقشه‌های توپوگرافی 1:25000.

[6] Salas, J. d., E. E. Wohl & R. D. Jarrett; Determination of flood charateristics using systematic, historical and paleoflood data; Rossi,g., et. al.,(eds), Coping with floods, 1994.

[7] Rico, M, G. Bentio & A. Barnolas; "Combined paleoflood and rainfall-runoff assessment of mountain flood (Spanish Pyrenees)"; *Journal of Hydrology*; 245, 2001.

[8] Ritter,C. F., R. C. Kochel & J.R. Miller; Process Geomorphology,Wm.C. Brown publishers (Third edition),1995.

[9] یوسفی، حسن؛ «زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی خزر»، *پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران*، 1382.

[10] Zavoianu, Ion; "Morphometery of drainage basin" ; *Elsevier*, 1985.

[11] نقشه زمین‌شناسی1:100000 آمل، سازمان زمین‌شناسی کشور، 1378.

[12] Meyer, G. A.; " Recent large-magnitude floods and their impact on valley-floor enviroments of northeastern yellowstone"; *Geomorphology 40*, 2001.

[13] Magilligan, F. J.; "Thresholds and thespatial variability of flood power during extreme floods"; *Geomorphology 5*, 1992.

[14] Komar, P. D.; Sediment transport by floods; *Baker*,V. R, R. C. Kochel & P. C. Patton , (eds), flood geomorphology, Canada: Torento, Wiley,1988.

[15] ثروتی، محمدرضا و رضا اسماعیلی؛ سازوکار فرسایش در حوضه آبخیز لاویج رود؛ علوم زمین *دانشگاه شهید بهشتی* (4و5)، 1380.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی