مجلّه‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی هفتم، پاییز و زمستان ۱۳۸۵

دکتر سید رضا حسین زاده
دانشگاه فردوسی مشهد
مهناز جهادی طرقی
دانشگاه پیام نور

تجزیه و تحلیل ژئو مورفولوژیک سیلاب‌های کاتاستروفیک[1] رودخانه‌ی مادرسو (جنگل گلستان)

چکیده

سیلاب‌های شدید مرداد ماه سال‌های ۱۳۸۰، ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴ رودخانه‌ی مادرسو (دوغ)، در ردیف سیلاب‌های کاتاستروفیک قرار می‌گیرند. سیلاب های مذکور که نقطه‌ی شروع آن سیلاب سال ۱۳۸۰ است، دوره‌ی بحران شکل‌زایی جدیدی را در منطقه نشان می‌دهد که تغییرات شدید مورفولوژیکی حاصل از آن، مؤیّد نظریّات نئوکاتاستروفیستی در تحوّل دوره‌ای ناهمواری است. نوشتار حاضر، ضمن تجزیه و تحلیل ژئومورفولوژیکی سیلاب اصلی و سیلاب های پس از آن، به بررسی اثرات ژئومورفیکی این سیلاب‌ها در مقیاس ناحیه‌ای و در مقایسه با سیلاب‌های عادی می‌پردازد. با توجه به مشابهت اثرات ژئومورفیک سیلاب‌های چند سال اخیر با شواهد به‌دست آمده از پالئوفلادها[2] می توان به طرح این نظریه پرداخت که یک دوره‌ی گذار تغییرات اقلیمی در منطقه آغاز شده که با چالش‌های ژئومورفیکی قابل ملاحظه‌ای همراه خواهد بود. بنابراین در تنظیم فعالیّت‌های کنترل سیلاب و بازسازی محیط طبیعی، باید بسیار آگاهانه عمل نمود.

واژه‌های کلیدی: جنگل گلستان، سیلاب کاتاستروفیک، پالئوفلاد، سیلاب غلیظ، برنامه‌ریزی ریسک سیلاب، جریان مواد.

1. Catastrophic floods
2. Paleofloods

درآمد:

در اثنای مرداد ماه سال ۱۳۸۰، به‌دنبال وقوع بارشی شدید و ناگهانی، سیلاب ویرانگر و بزرگی در شرق استان گلستان، در بخشی از حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی گرگان‌رود رخ داد، که از نظر زمان وقوع، میزان دبی و شدّت عملکرد، حدّاقل در یکصد سال اخیر بی سابقه بوده است. در این سیلاب حدود ۳۰۰ تن از ساکنان و مسافران منطقه جان باختند و طیّ چند ساعت تغییرات قابل توجّهی در شرایط محیطی منطقه به‌بار آمد. پس از وقوع سیلاب و جمع آوری اجساد و پاکسازی و هستکاری وسیع بستر، عملیّات اجرایی مهندسی رودخانه و احداث مجدّد جادّه‌ی ارتباطی مشهد- گرگان در محدوده‌ی جنگل گلستان و نواحی پایین دست آن آغاز گردید. قبل از به پایان رسیدن عملیّات فوق، در ۲۱ مرداد ماه سال ۱۳۸۱ سیلاب شدید دیگری در منطقه رخ داد، که علاوه بر از بین بردن سازه‌های جدید، جادّه‌ی ارتباطی را مجدّداً تخریب نمود. هر چند که دبی سیلاب دوم کمتر از ۲/۱ دبی سیلاب سال ۱۳۸۰ بود، لیکن مکمّل تغییراتی بود که توسط سیلاب اوّل ایجاد شده بود. بازسازی جاده‌ی ارتباطی و برنامه های کنترل سیلاب دوباره از سر گرفته شد و صدها میلیارد ریال دیگر هزینه شد، که البته نتایج آن فقط تا مرداد ماه سال ۱۳۸۴ و وقوع سیلاب شدید بعدی دوام آورد. گر چه دبی سیلاب سوم نیز حدود هزار متر مکعب، یعنی نصف سیلاب اصلی بود، لیکن اثرات ژئومورفیک آن بسیار شدیدتر از حدّ معمول بوده، به دلیل فرسایش کاوشی شدید بستر، شواهد مهمّی از جریان های مواد[1] قدیمی را در بستر نمایان ساخت. برای بار سوم بازسازی جادّه‌ی ارتباطی و تکمیل عملیّات کنترل سیلاب با اختصاص صدها میلیارد ریال دیگر آغاز و ادامه یافت. هم‌زمان با فعالیّت‌های اجرایی عجولانه در حوضه‌ی آبریز و آبراهه‌ی اصلی، گروه های مطالعاتی متعددی وابسته به سازمان‌های مسؤول در زمینه‌ی آبخیزداری و کنترل سیل، مهندسی رودخانه، راهسازی و محیط زیست در منطقه فعّال شدند. در تمام مطالعات انجام شده به وسیله‌ی گروه های مذکور، نگرش عمومی به فرایند سیلاب، عمدتاً همان نگرش‌های تجربی و مرسوم بوده، درنتیجه برنامه های پیشنهادی نیز بر مبنای روش‌های مرسوم هیدرولوژیکی کنترل سیلاب ارائه گردیده است؛ در حالی که باید مطالعات دقیق‌تر و عمیق‌تری در زمینه‌ی سیلاب‌های غیرعادی و نادر در منطقه صورت گرفته، سیلاب های سال های ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۴ از سیلاب های معمول سالانه این حوضه تفکیک شود. در دهه های ۷۰-۱۹۵۰ توجه

1. Debris flow

عمده در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، متوجّه نقش سیلاب‌های مکرّر با بزرگی کم و دوره برگشت ۲-۱ ساله[1] بود. از اواخر دهه‌ی ۱۹۷۰ به بعد، توجّه ویژه ای به اثرات ژئومورفیک سیلاب های نادر حاصل شد (بیکر[2] و دیگران ۱۹۸۸). قبل از آن ولمن و میلر[3] (۱۹۶۰) عنوان نمودند که سیلاب های بزرگ فقط درصد کمی از رسوب معلّق سالانه را با خود حمل می کند ، لذا نتیجه گرفتند کار ژئومورفیک با وقایع مکرّر با بزرگی کم و دوره‌ی برگشت ۲-۱ سال (یعنی اعتقاد به نظریّه‌ی تحوّل تدریجی ناهمواری) صورت می گیرد. مشاهدات بعدی ولمن و جرسون[4] (۱۹۷۸) اجازه‌ی ارائه یک بیان جایگزین در مورد «اثربخشی ژئومورفیک سیلاب های بزرگ»، به‌دلیل توانایی آنها برای تغییر شکل لندفرم‌ها را داده است. آنان دریافتند که عبور از آستانه و درنتیجه تغییر لندفرمها ، فقط در اثنای سیلاب‌های نادر و بزرگ به‌دلیل حجم بالای رسوب اتفاق می‌افتد و سیلاب‌های با شدّت کم‌تر، علی رغم فراوانی وقوع، اثرات کوچکی را به‌دنبال دارند (کوچل[5]، ۱۹۸۸) . هم زمان با ولمن و جرسون پژوهشگران متعدّدی در نواحی مختلف ایالات متحده آمریکا، تغییرات بزرگ مقیاس چشم انداز به وسیله سیلاب های بزرگ را به اثبات رساندند. از جمله‌ی آنها می‌توان به کارهای شیوم و لیچتی[6] (۱۹۶۳)، بیکر (۱۹۸۴ و ۱۹۷۸ و ۱۹۷۷)، بوان[7] (۱۹۸۱)، کوستا[8] (۱۹۷۸)، گاپتا و فوکس[9] (۱۹۷۴)، گاپتا (۱۹۸۳)، جانسون[10] (۱۹۸۳)، کوچل و بیکر (۱۹۸۲)، نیوسون[11] (۱۹۸۰)، پلتون و بیکر[12] (۱۹۷۷)، نولان و ملرون[13] (۱۹۸۵) اشاره نمود.

نقش سیلاب‌های بزرگ و نادر در سپتامبر ۱۹۸۷، در هجدهمین گردهمایی سالانه‌ی ژئومورفولوژی باعنوان «سیلاب‌شدگی کاتاستروفیک»[14] مورد تأکید قرار گرفت و همراه با مطالعات پالئوفلادها که به وسیله‌ی پیشگامانی چون بیکر (۱۹۷۳ و ۱۹۸۷)، بیکر و پاتون (۱۹۸۱)، کوچل و بیکر (۱۹۸۲)، نوکس[15] (۱۹۸۴)، الی و بیکر[16] (۱۹۸۵) و کوستا (۱۹۸۷) مورد توجه قرار گرفته بود، پرتوهای جدیدی بر مطالعات ژئومورفولوژی سیلاب، پالئو هیدرولوژی، پالئوفلاد و تغییرات اقلیمی تابانند. این تحقیقات در دهه‌ی آخر قرن بیستم و در آستانه‌ی ورود به قرن ۲۱ توسط افرادی چون گل[17]

1 - Bankfull discharge
2- Baker
3- Wolman, Miller
4- Gerson
5- Kochel, R.C
6.Schumm.S.A., Lichty.R.W
7. Bevan, K.
8. Costa, J. E
9. Gupta. A, Fox. H
10. Johnson. R. A
11. Newson, M
12. Patton, P.C., Baker, V.R.
13. Nolan, K.M., Marron. D.C
14. Catastrophic Flooding
15. Knox
16. Ely, L.L.
17. Gale et al

و دیگران (۱۹۹۰)، وول[1] و دیگران (۱۹۹۴)، زاوادا[2] (۹۶ و ۱۹۹۴)، کاله[3] و دیگران (۱۹۹۷)، گاتیه‌رز[4] و دیگران (۱۹۹۸)، دولار[5] (۱۹۹۸)، یانگ[6] و دیگران (۲۰۰۰)، گراسمن[7] (۲۰۰۱)، جونز[8] و دیگران (۲۰۰۱)، هینه[9] (۲۰۰۲)، زلینسکی[10] (۲۰۰۲)، فستا[11] و دیگران (۲۰۰۵) و بیکر (۲۰۰۶) ادامه یافت. با استفاده از نتایج این تحقیقات، سعی بر این بوده است تا علاوه بر تغیراتی در زمینه‌ی روش‌های پیش بینی سیلاب، در طرح های کنترل سیل عموماً عملیّات اجرایی بر مبنای سیلاب‌های کاتاستروفیک و نه سیلاب‌های عادی صورت پذیرد.

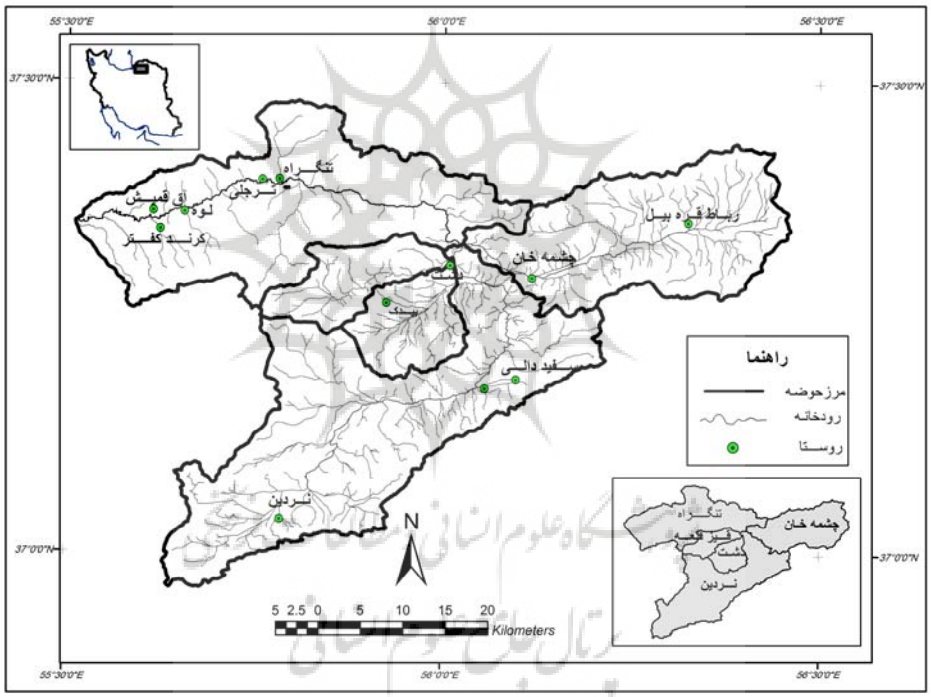
گر چه در دو دهه‌ی اخیر، مطالعات گسترده‌ای در زمینه‌ی سیلاب‌های کاتاستروفیک و سیلاب های بسیار قدیمی (پالئوفلادها) و تاریخ نگاری آنها در جهان صورت گرفته، ولی متأسفانه در ایران پژوهش هایی از این نوع چندان مورد توجه نبوده است. سیلاب کاتاستروفیک رودخانه‌ی مادرسو می تواند تجارب مهمّی را در اختیار پژوهشگران و برنامه ریزان داخلی و خارجی قرار دهد و در برخی جزئیّات اجازه‌ی تجدیدنظر در روش‌های تجربی برآورد پیک جریان را فراهم آورد. از آنجا که امکان ارائه‌ی تمام نتایج مطالعه‌ی نگارندگان در نوشته‌ی واحدی وجود ندارد، در این مقاله عمدتاً در مقیاس ناحیه‌ای و حوضه‌ی آبریز، به بررسی ابعاد مرفولوژیکی سیلاب و تغییرات حاصل از آن پرداخته و در آینده جزئیّات بیشتری از تحقیقات انجام شده ارائه خواهد شد.

موقعیّت منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی رودخانه‌ی مادرسو یا دوغ، یکی از زیرحوضه های اصلی رودخانه‌ی گرگان‌رود است که با وسعت حدود ۲۱۲۰ کیلومتر مربع در جنوب‌شرق دریای خزر قرار دارد. این منطقه بین ″۳۰ ′۳۰ °۵۵ تا ″۴۱ ′۲۷ °۵۶ طول شرقی و ″۴۲ ′۰۰ °۳۷ تا ″۳۸ ′۲۸ °۳۷ عرض شمالی، به‌طور مشترک بخش هایی از سه استان خراسان شمالی، سمنان و گلستان را زهکشی می نماید. حوضه‌ی رودخانه‌ی مادرسو را می‌توان به پنج زیرحوضه‌ی کوچکتر به نام های چشمه خان، دشت شیخ، قیزقلعه، نردین و تنگراه یا جنگل گلستان، تقسیم نمود (نقشه‌ی شماره ۱). تفاوت های زیادی از نظر شرایط اقلیمی، پوشش گیاهی، زمین شناسی، فیزیوگرافی و

1. Wohl, E.E
2. Hattingh, J, Zawada, P.K
3. Kale, V.S
4. Gutierres
5. Dollar, E.S.J
6. Yang, D.
7. Grossman, M.J
8. Jones, A.P
9. Heine, K.
10. T.zielinski
11. Fassetta. G. A.

ژئومورفولوژی، بین زیرحوضه‌ی جنگل گلستان با دیگر زیرحوضه‌های بالادست آن وجود دارد. این زیرحوضه که متأثّر از جریانات مرطوب خزری است، از پوشش جنگلی متراکمی پوشیده شده و قسمت اعظم آن منطبق بر پارک حفاظت شده گلستان است؛ درحالی‌که دیگر زیرحوضه‌ها به سبب حاکمیّت شرایط اقلیمی خشک، شرایط مرفولوژی و سنگ شناسی و تخریب ناشی از فعالیّت‌های انسان، دارای پوشش گیاهی فقیر یا سطوح لخت بدون گیاه بوده، لذا از شرایط محیطی منحصر به فرد و حساسیّت ویژه‌ای در برخورد با هر گونه تغییری در سیستم طبیعی برخوردار است.



شکل شماره ۱: نقشه‌ی موقعیّت منطقه‌ی مورد طالعه

جدول شماره ۱: خصوصیّات فیزیوگرافی حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی مادرسو به تفکیک زیرحوضه های پنج گله

نام زیرحوضه	مساحت (KM2)	محیط (KM)	ضریب گراویلیوس	ارتفاع (متر)			شیب متوسط آبراهه اصلی (٪)	طول آبراهه اصلی (KM)	شیب آبراهه اصلی (٪)	زمان تمرکز (ساعت)
				حداکثر	متوسط	حداقل				
چشمه خان (A)	۴۵۳/۵	۱۱۶/۲	۱/۵۴	۲۴۰۲	۱۴۹۰	۹۷۵	۱۳/۴	۴۷/۵۸	۳/۶	۴/۹۲
وزدین (B)	۷۸۴/۵	۲۰۴/۳	۲	۲۳۸۵	۱۴۸۹	۹۶۰	۱۲/۵	۷۱/۳۵	۲	۷/۸۴
دشت شیخ (C)	۱۲۶/۵	۵۱/۷	۱/۳	۱۸۴۰	۱۳۰۴	۱۰۰۰	۱۱/۴	۱۹/۴۶	۴/۵	۲/۱۵
قیرقعه (D)	۱۲۴/۳	۶۳/۹	۱/۶۱	۲۱۴۰	۱۴۵۹	۱۰۰۰	۱۶/۹	۲۶/۶۵	۴/۸	۲/۷۵
تنگاه (E)	۶۳۲/۲	۱۶۲/۵	۱/۸۲	۲۳۲۰	۱۰۶۴	۱۶۲/۷	۲۹/۲	۷۱	۴/۳	۶/۶۶

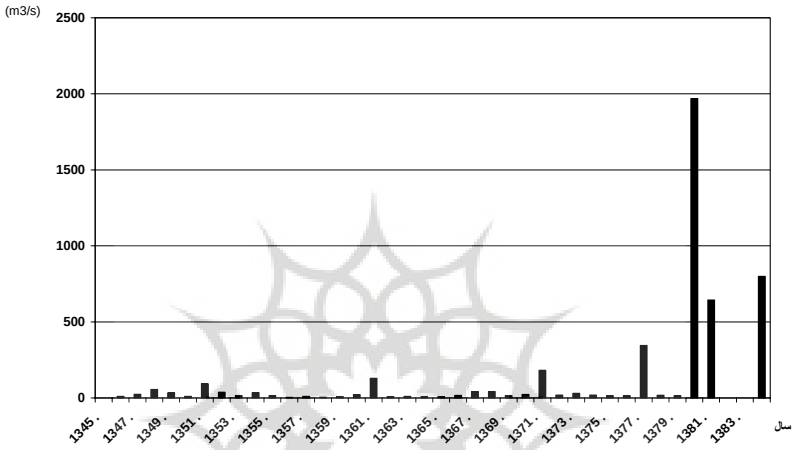
موادّ و روش‌ها:

روش تحقیق این مقاله از نوع توصیفی- تحلیلی و موادّ مورد استفاده‌ی آن، عکس های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ منطقه، تصاویر ماهواره ای TM ، IRS و Quick Bird در دوره های قبل و بعد از وقوع سیلاب است. بخش عمده ای از داده ها از جمله برآورد میزان دبی ، خصوصیّات رسوب شناسی سیلاب‌های جدید و عکس ها، طی عملیات وسیع میدانی جمع آوری شده است. نقشه های پایه‌ی منطقه در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، از طریق رقومی کردن نقشه های کاغذی تهیه و در سیستم مختصّات مشترکی با تصاویر ماهواره ای قرار داده شد تا انتقال داده های مکانی با دقّت بیشتری همراه باشد.

سیل مرداد ماه ۱۳۸۰ یک واقعه‌ی کاتاستروفیک

سیلاب هایی را می توان کاتاستروفیک نامید که در مقایسه با سیلاب های سالانه از دو معیار ناگهانی بودن و شدّت پدیده‌ی سیلاب به‌طور توأم بر خوردارباوده، همچنین دوره‌ی برگشتی بیش از ۵۰ سال داشته باشند. (کوچل،۱۹۸۸: ۱۷۰). وجود قطعات فراوان سنگ‌های با قطر بیش از یک متر در کف و کناره های کانال و روی برخی از مخروط افکنه ها (زلینسکی ، ۲۹۴:۲۰۰۳) و همین طور آثار جراحت روی درختان حاکی از

کارآیی این جریانات آثفته‌ی قدرتمند و غیرمعمول است (یکر، ۲۰۰۲: ۳). از این‌رو سیلاب مرداد ماه ۱۳۸۰ رودخانه‌ی مادرسو را می توان یک واقعه‌ی ناگهانی و شدید دانست؛ زیرا مقادیر دبی و شدّت سیلاب مزبور در مقایسه با مقادیر حدّاکثر دبی‌های لحظه‌ای چهار دهه‌ی اخیر ایستگاه هیدرومتری تنگراه، بی سابقه بوده است (شکل شماره ۲).



شکل شماره ۲: حداکثر دبی لحظه‌ای سالانه‌ی ایستگاه تنگراه (۸۴-۱۳۴۶)

طیّ دوره‌ی ۳۴ ساله ۱۳۴۶ تا ۱۳۷۹ تنها دو مورد حدّاکثر دبی لحظه‌ای ۳۴۵ و ۱۸۲ مترمکعب در ثانیه ثبت شده و در سایر موارد این متغیّر بین ۴/۴۱ تا ۹۳/۲ مترمکعب بر ثانیه نوسان داشته است؛ درحالی که دبی اوج سیلاب مرداد ماه ۱۳۸۰ به حدود ۲۰۰۰ متر مکعب در این ایستگاه افزایش یافت و ارتفاع سطح سیلاب در بستر آبراهه‌ی اصلی به بیش از ۱۰ متر رسید. عکس شماره ۳ اثر جراحات سیلاب روی تنه‌ی درختان باقی مانده در بستر طغیانی را نشان می‌دهد و بستر اصلی جریان، حدود ۶ متر پایین‌تر از بستر طغیانی مزبور قرار دارد.

عکس شماره ۳:
آثار جراحات سیلاب روی درختان حاشیه‌ی بستر اصلی (۱۵ کیلومتری روستای تنگراه)

چون سیلاب‌های کاتاستروفیک از دبی و انرژی بالایی برخوردارند، علاوه بر تغییرات شدید بستر، نابودی ایستگاه‌های اندازه‌گیری دبی را نیز به‌دنبال دارند(بیکر ۲۰۰۲: ۳). در اثنای سیلاب مورد بحث، تنها ایستگاه هیدرومتری حوضه یعنی ایستگاه هیدرومتری تنگراه ویران گردید. از این‌رو برآورد انجام شده به وسیله‌ی سازمان‌های مسؤول (۱۶۵۰ متر مکعب بر ثانیه) نیز تقریبی است. بر اساس محاسبه‌ی انجام شده از طریق خطوط داغاب سیلاب روی دیواره‌های بستر و تنه‌ی درختان و کاربرد فرمول مانینگ، دبی اوج در محل ایستگاه تنگراه، ۱۹۶۸ مترمکعب در ثانیه به‌دست آمده است. دبی سیلاب‌های شدید سال های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴ نیز به ترتیب ۶۴۴ و ۸۰۰ مترمکعب گزارش شده است. بر اساس مطالعات میدانی و مقاطع اندازه‌گیری شده، ارتفاع سیلاب سال ۱۳۸۴ بیش از رقم اعلام شده بوده و حدود هزار متر مکعب در ثانیه برآورد می‌شود. وقوع سیلاب بزرگ مرداد ماه ۱۳۸۰ و همچنین سیلاب های بعدی، ثابت کرد که برآورد دبی اوج سیلاب بر مبنای روش‌های مرسوم هیدرولوژیکی، به‌دلیل کوتاهی طول دوره های آماری چندان قابل اعتماد نیست. تمام برآوردهایی که برای پیش‌بینی سیلاب در منطقه صورت گرفته و نتایج آن در جداول شماره ۲ و ۳ ارائه می‌شود، حجم سیلاب‌های ۱۰۰ ساله و حتی ۲۰۰ را ساله بسیار کمتر از سیلاب های پنج ساله‌ی اخیر نشان می دهد.

جدول شماره ۲: برآورد انجام شده برای حداکثر سیلاب محتمل برای دوره‌ی بازگشت ۱۰۰۰-۲ ساله در ایستگاه تنگراه (m^3/s)

دوره بازگشت (سال) / توزیع آماری	۲	۱۰	۲۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۱۰۰۰
لوگ نرمال ۲ پارامتری	۱۸	۷۰	۱۰۳	۱۱۵	۱۵۸	۲۱۰	۴۶۹
پیرسون تیپ ۳	۱۴	۶۲	۱۰۱	۱۱۵	۱۶۳	۲۱۸	۴۳۹
لوگ پیرسون تیپ ۳	۱۵	۶۱	۱۱۲	۱۳۷	۲۵۵	۴۸۳	۴۳۲۶
گامبل	۲۴	۵۸	۷۱	۷۵	۸۸	۱۰۰	۱۴۲

مأخذ: منبع شماره ۴: ۸۹

جدول شماره ۳: برآورد سیلاب‌های ۲۰۰-۲ ساله در ایستگاه تنگراه (m^3/s)

دوره برگشت (سال) / توزیع آماری	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۲۰۰
لوگ نرمال ۲ پارامتری	۱۹/۷	۴۴	۶۶/۹	۱۰۸	۱۴۰	۱۸۱	۲۳۰
پیرسون تیپ ۳	۱۵/۵	۴۱/۴	۶۸/۷	۱۱۲	۱۴۸	۱۸۸	۲۳۰
لوگ پیرسون تیپ ۳	۱۸	۴۱	۶۷/۶	۱۲۲	۱۸۴	۲۷۲	۳۹۷
گامبل	۲۵/۹	۶۰/۱	۸۲/۸	۱۱۱	۱۳۳	۱۵۴	۱۷۵

مأخذ: منبع شماره ۵: ۷

جدول شماره ۴: برآورد سیلاب‌های ۱۰۰۰-۲ ساله با اضافه نمودن سیلاب های شدید سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱ در ایستگاه تنگراه (m^3/s)

دوره برگشت (سال) / توزیع آماری	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۲۰۰	۵۰۰	۱۰۰۰
لوگ نرمال ۲ پارامتری	۳۲/۷	۱۱۵/۵	۲۲۳/۱	۴۵۰/۳	۷۰۹	۱۰۶۶	۱۵۴۹	۲۴۳۵	۳۳۴۶

مأخذ: منع شماره ۷: ۲۴

این در حالی است که حتی اگر قرار باشد تنها به آمار ایستگاه های هیدرومتری برای محاسبه‌ی دوره‌ی برگشت سیلاب‌ها متّکی باشیم، باید ضوابط حداقل مجاز سال های آماری را رعایت نماییم. (جدول شماره ۵)

پرتال جامع علوم انسانی

جدول شماره ۵: دوره‌ی آماری مورد نیاز برای محاسبه‌ی دوره‌ی برگشت دبی های حداکثر لحظه‌ای (کولسون[1] ۱۹۹۱)

برای برنامه‌های اصلی و طولانی مدت		برای طراحی اولیه و کوتاه مدت	
طول دوره آماری	حد مجاز برآورد	طول دوره آماری	حد مجاز برآورد
۱۴-۸ ساله	۲۵ ساله	۷-۵ ساله	۱۰ ساله
۲۰-۱۵	۵۰	۱۰-۸	۲۵
۵۰-۲۱	۱۰۰	۱۵-۱۱	۵۰
بیشتر از ۵۰	۲۰۰	۱۹-۱۶	۱۰۰
		بیشتر از ۱۹	۲۰۰

مأخذ: منبع شماره ۲۸ : ۴۲۷

پس از وقوع سیلاب‌های سال ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱ و دخالت دادن آنها در محاسبه حداکثر دبی های محتمل تغییراتی در دوره‌های برگشت سیلاب حوضه به‌وجود آمد که نتایج آن در جدول شماره ۴ ارائه شده است. این محاسبات دوره‌ی برگشت سیلاب سال ۱۳۸۰ را ۲۲۰ سال نشان می دهد. نهایتاً پس از وقوع سیلاب ۱۳۸۴، دوره‌ی برگشت محاسبه شده برای سیلاب سال ۱۳۸۰ ، ۵۵ سال و برای دو سیلاب ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴، ۲۵ سال بیان شده است (جایکا ۲۰۰۶: ۸۸-۲). با وجود چنین تفاوت های آشکاری در برآورد دبی سیلاب، نمی‌توان چندان به نتایج آن اطمینان داشت.

نکته‌ی شاخص دیگری که در مورد ناگهانی بودن سیلاب های مورد بحث می‌توان به آن اشاره نمود، زمان وقوع سیلاب است، به‌طوری‌که طیّ ۳۰ سال آمار ثبت شده مختوم به سال ۱۳۷۹ در ایستگاه تنگراه، هیچ‌یک از دبی‌های حداکثر لحظه‌ای مربوط به تابستان نبوده، درحالی‌که هر سه سیلاب شدید اخیر در مرداد ماه و آن‌هم طیّ روزهای مشابهی از این ماه رخ داده‌اند (۲۱-۱۸ مرداد). حجم و بافت رسوبات حمل شده به وسیله سیلاب سال ۱۳۸۰، هیچ گونه مشابهتی با رسوبات جدید رودخانه‌ای منطقه ندارد. بررسی های انجام شده در بستر

1. Coulson

رودخانه‌ی اصلی در محدوده‌ی پارک ملّی گلستان، پشته‌های تراکمی از رسوبات درشت دانه را نشان می دهد که ذرّات با قطر درشت‌تر از یک متر به فراوانی در ترکیب آن دیده می‌شود. حجم رسوبات درشت دانه در سرشاخه های زیرحوضه‌ی دشت نیز بسیار بالا بوده، به گونه ای که پس از پر کردن بندهای خاکی و رسوب گیر، منجر به شکست و تخریب آنها شده است. (عکس‌های شماره ۴ و ۵)

عکس‌های شماره ۴ و ۵: شواهد رسوبی سیلاب ۱۳۸۰ در زیرحوضه‌ی جنگل گلستان

مقایسه‌ی شواهد سیلاب‌های عادی و قدیمی حوضه

بررسی عکس های هوایی سال های ۱۳۳۵ و ۱۳۴۵، هیچ گونه شواهدی مبنی بر ایجاد سیلاب های شدید حداقل در چندین دهه‌ی اخیر منطقه را نشان نمی دهند، درحالی که آثار سیلاب‌های عادی و پالئوفلادها از طریق برخی شاخص های رسوب شناسی قابل شناسایی است. سیلاب‌های عادی با دوره‌ی برگشت کوتاه در اثنای دوره های آرامش باعث ایجاد تغیرات جزئی بر سطح اشکال قدیمی می شوند که این دستکاری ها از طریق اختلاف رنگ رسوب‌های آبرفتی و شاخص پوشش گیاهی به خوبی قابل مشاهده است. تراکم و نوع گونه‌های گیاهی تا حدّ قابل ملاحظه‌ای میزان ثبات سطح لندفرم های قدیمی خصوصاً مخروط افکنه ها، مخروط های واریزه‌ای و پادگانه های آبرفتی را نشان می دهد. (عکس شماره ۶)

اثرات فرسایش کاوشی و تراکمی سیلاب‌های عادی در زیرحوضه‌ی جنگل گلستان محدود به فلاندرهای نواحی پایین دست رودخانه، در محل خروجی زیرحوضه های فرعی شماره ۲۴ و ۲۵ (شکل شماره ۱۹) و همچنین در ورودی زیرحوضه‌ی چشمه‌خان به جنگل گلستان دیده می‌شود، سایر بخش های زیرحوضه از پوشش گیاهی متراکم و شرایط نسبتاً پایداری برخوردار است. این شرایط در مورد سایر فرا یندهای دینامیک

بیرونی نیز صدق می‌کند، به‌طوری که تقریباً تمام لغزش‌ها و ریزش‌های موجود در این زیرحوضه، به دوره‌های بحران شکل‌زایی گذشته تعلق دارد.

عکس شماره ۶: شواهد پالئوفلادها و سیلاب‌های عادی در محل پیوستن آبراهه دشت به جنگل گلستان

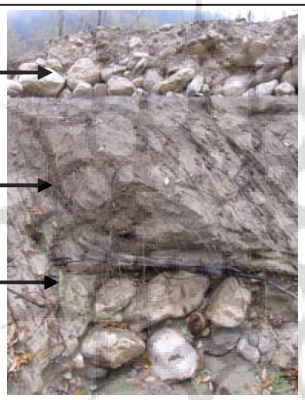
آثار سیلاب‌های کوچک در زیرحوضه‌های چشمه‌خان، دشت و نردین گویای حاکمیّت یک دوره‌ی طولانی تثبیت چشم‌اندازهلست. در کار شواهد سیلابهای عادی، آثار تراکمی سیلاب‌های بزرگ نیز در این زیرحوضه‌ها به وفور مشاهده می‌شوند. وجود اجزای درشت‌دانه‌ی رسوبی بر سطح مخروط‌افکنه‌ها و در بستر آبراهه‌های اصلی و فرعی، گویای لرژی بسیار بالای جریان‌های کاتلستروفیک است. (عکس‌های شماره ۷ تا ۹).

عکس شماره ۷

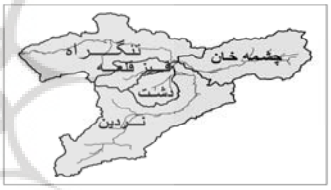
عکس شماره ۸

عکس شماره ۹

در زیرحوضه‌ی جنگل گلستان، پس از فرسایش عمودی بستر اصلی در اثنای سیلاب سال ۱۳۸۴، آثار پالئوفلادها به‌صورت چینه‌های متعدّدی رخنمون یافته است. پایین‌ترین لایه‌ی آن از رسوبات درشت دانه ضخیم با سخت شدگی نسبتاً بالا، مشابهت زیادی با رسوبات سیلاب کاتلستروفیک سال ۱۳۸۰ دارد. این لایه در بالا به وسیله‌ی لایه‌ای به ضخامت ۱ تا ۲ متر از رسوبات ریزدانه‌ی رسی پوشیده می‌شود که در بخش پایینی میان لایه‌هایی از رسوبات سیلابی درشت دانه را همراه دارد. (عکس شماره۱۰) وجود میان لایه هایی از رسوبات درشت دانه در داخل رسوبات ریزدانه شواهدی از دوره‌های بحرانی کوتاه مدّت است که شرایط گذر از یک دوره‌ی بحران شکل‌زایی و ورود به دوره‌ی آرامش را نشان می دهد.



عکس شماره ۱۰: شواهد سیلابهای قدیمی در مقایسه با سیلاب ۱۳۸۰ در زیرحوضه جنگل گلستان



همزمان با وقوع سیلاب‌های کاتاستروفیک، حرکات دامنه‌ای از جمله لغزش، ریزش، سولی فلوکسیون و جریان مواد در شرایطی همراه با پوشش گیاهی پراکنده و فقیر رخ می‌داده است. آثار حاصل از این ناپایداری‌ها به‌صورت لغزش‌های بزرگ و کوچک قدیمی و جریان‌های گلی و موادّ درشت دانه در خروجی برخی از زیرحوضه‌ها پس از فرسایش شدید کاوشی در سیلاب سال ۱۳۸۴ آشکار شده است. (عکس شماره۱۱) در آخرین دوره که لایه ریزدانه رسوب می‌نماید، جنگل‌های گلستان شروع به ظهور و گسترش نموده و تا سیلاب سال ۱۳۸۰ شرایط کاملاً پایدار را فراهم می‌آورد. سیلاب سال ۱۳۸۰، به عنوان آغاز یک دوره‌ی جدید پوشش گیاهی بستر را جاروب نموده، بستر عریض دوره‌های قبل را احیاء می‌کند و سپس با تراکم موادّ درشت دانه در کف و حواشی بستر، فاز تراکمی جدیدی را شکل می‌دهد. سیلاب شدید سال ۱۳۸۴ به‌عنوان یک فاز کاوشی

عمل نموده، علاوه بر تغییرات شدید در بستر قبلی، رسوبات ریزدانه مرحله‌ی جنگل‌زایی و رسوبات درشت دانه‌ی سیلاب‌های قدیمی را برش داده، به‌طوری که در برخی نواحی باعث پدیدار شدن سنگ‌های اصلی در کف بستر شده است.

عکس شماره ۱۱: ابتدای ورود به استان گلستان از خراسان شمالی، آثار جریان‌های بسیار قدیمی در کف آبراهه‌ی اصلی جنگل گلستان رخنمون شده پس از فاز کاوشی سیلاب۱۳۸۴

علل وقوع سیلاب‌های کاتاستروفیک منطقه

سیلاب‌های شدید، معمولاً نتیجه‌ی یکی از چهار نوع طوفان‌های حارّه‌ای، موسمی، همرفتی امواج بادهای شرقی و صعود اروگرافیکی است. سیلاب‌های ناشی از ذوب برف، که دوره‌ی برگشت آنها معمولاً کمتر از ۵۰ سال است، در تحلیل دبی‌های شدید چندان مورد توجه قرار نمی گیرند (اسمیت ۲۰۰۱). سیلاب کاتاستروفیک مرداد ماه ۱۳۸۰ جنگل گلستان بر اثر بارش شدید و سنگین ناشی از ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی با جهت جنوب‌غرب و صعود اروگرافیکی در این منطقه رخ داد. گر چه جلجایی واچرخند جنب حارّه‌ای به شمال اروپا و کسب تاوایی توسط جریانات سطوح میانی جو به‌دلیل جابجایی قابل ملاحظه نصف النهاری به این ریزش شدید کمک نموده (بابلیان، ۱۳۸۰) لیکن لگوهای فشار سطح زمین نقش مؤثّرتری داشته‌اند. با توجه به نقشه‌های الگوی فشار سطحی، تقویت یک مرکز پرفشار در شمال‌غرب دریای خزر با فشار مرکزی بیش از ۱۰۲۰ هکتوپاسکال و تشکیل یک مرکز کم فشار در جنوب شرق کشور با فشار مرکزی کمتر از ۱۰۰۰ هکتو پاسکال، باعث گسیل هوای سرد عرض‌های بالاتر در جهت جنوب‌شرق و جنوب شده است. این جریانات هم‌زمان با دما و رطوبت قابل ملاحظه‌ی انباشته شده در منطقه، مقادیر قابل ملاحظه‌ای رطوبت

کسب کرده و با صعود روی ارتفاعات و تواپی کوهستانی، بارش شدید و بی سابقه‌ای را موجب می شود. مطالعه‌ی نقشه‌های مربوط به سیلاب‌های بعدی در سال‌های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴، الگوهای مشابهی را نشان می دهد. کانون اصلی بارش شدید سال ۱۳۸۰ با بارندگی بیش از ۱۵۰ میلی‌متر در کمتر از ۶ ساعت روی ارتفاعات قرار داشته و گسترش طوفان به سمت شمال و شمال‌غرب بخش وسیعی از جنگل گلستان را در بر گرفته بود. کانون بارش های بعدی اندکی به سمت جنوب جابه‌جا شده و زیر حوضه‌ی نردین را نیز متأثر ساخته است.

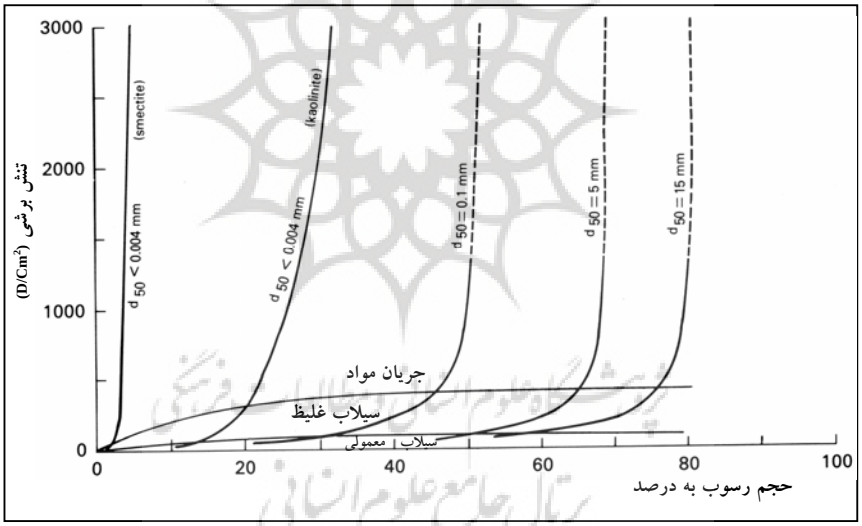
پراکندگی رسوبات پلئوفلادها، نشانگر این واقعیّت است که امکان قرارگیری بارش های نقطه‌ای شدید در نواحی مختلف زیرحوضه‌ها وجود دارد، به‌طوری که اثرات آن در دورترین نقاط زیر حوضه های نردین و چشمه‌خان نیز به چشم می‌خورد. این شواهد همچنین نشان می‌دهد که امکان وقوع سیلاب‌های شدیدتر هم در منطقه وجود دارد و آن زمانی است که گسترش سطحی طوفان‌های سیل‌زا مساحت های بیشتری را بپوشاند. گرچه میزان بارندگی تقریباً در زیرحوضه های جنگل گلستان، دشت و قیزقلعه یکسان بوده، لیکن به خاطر تفاوت‌های آشکار در مرفولوژی، رسوب‌شناسی و پوشش گیاهی زیرحوضه های مذکور، بیشترین حجم سیلاب از زیرحوضه‌های نسبتاً کوچک دشت و قیزقلعه منشأ گرفته است.

در این زیرحوضه‌ها رسوبات نفوذناپذیر رسی - ژیپسی نئوژن با ۸۰ درصد از مساحت کل زیرحوضه و همچنین تراکم زه‌کشی بالا (۵ کیلومتر در کیلومتر مربع)، نسبت بالای شاخه‌ها در رتبه های پایین تر و فراوانی بالای شاخه‌های رتبه‌ی اول همراه با قهر شدید پوشش گیاهی، شرایط مساعدی را برای ایجاد سیلاب‌های شدید فراهم آورده است.

گر چه زیر حوضه‌ی جنگل گلستان خود سیل خیز نیست، لیکن به‌دلیل تخلیه‌ی سیلاب سطح سایر زیرحوضه‌ها به آبراهه‌ی اصلی این زیرحوضه، کم عرض بودن درّه، تغییرات مرفولوژی بستر، بالا بودن ضریب زبری (قبل از سیلاب ۱۳۸۰) و وجود موانع مصنوعی نظیر جاده و پل‌های آن، به‌عنوان حوضه‌ی سیل گیر، افزایش قابل توجه و شگفت انگیز سطح آب را در اثنای سیلاب های اخیر به همراه داشته است.

انواع جریان و منابع رسوب سیلاب‌ها

سیلاب‌های کاتلستروفیک رودخانه‌ی مادرسو، در بخش‌های مختلف حوضه و حتی در بستر اصلی از جریان‌های مختلف یعنی سیلاب معمولی[1]، سیلاب غلیظ[2]، جریان مواد[3] و جریان های چوبی[4] ترکیب شده است. سیلاب‌های معمولی جریان‌های آشفته‌ای هستند که با مقاومت برشی کمتر از ۱۰۰ دین بر سلتی مترمربع، مقادیر کوچکی از رسوب (حدود ۱ تا ۴۰ درصد در وزن و ۰/۴ تا ۲۰ درصد در حجم) را همراه دارند و ویژگی هایشان با معادلاتی نظیر مانینگ یا اینشتین (گراف ۱۹۷۱) قابل توصیف است. جریان‌های غلیظ سیلابی، جریان‌های رودخانه‌ای هستند که ۴۰ تا ۷۰ درصد در وزن و ۲۰ تا ۴۷ درصد در حجم رسوب داشته و به نظر می رسد به مایعات غیرنیوتونی نزدیک بوده و مقاومت برشی حدود ۱۰۰ تا ۴۰۰ دین بر سانتی مترمربع دارند. (شکل شماره ۱۲)



شکل شماره ۱۲: تقسیم بندی انواع جریان براساس حجم رسوب و میزان تنش برشی (منبع شماره ۲۸ : ۱۱۷)

1. Water floods 2. Hyper cohcentrated flow 3. Debris flow
4. Wood Debris

در جریان مواد، ذرّات رسوب جامد و آب با یکدیگر حرکت کرده و به‌صورت یک توده‌ی هم‌گن در سرعت یکسانی جابه‌جا می‌شوند. در این نوع جریان‌ها موادّ جامد، ۷۰ تا ۹۰ درصد وزن و ۴۷ تا ۷۷ درصد از حجم یک توده‌ی جریانی را تشکیل می‌دهند. زمانی که حجم قابل توجهی از چوب همراه جریان مواد حمل شود، به‌طوری که مقادیر چوب بیش از موادّ سنگی جریان باشد، جریان چوبی نام می‌گیرد که مخصوص مناطق جنگلی است.

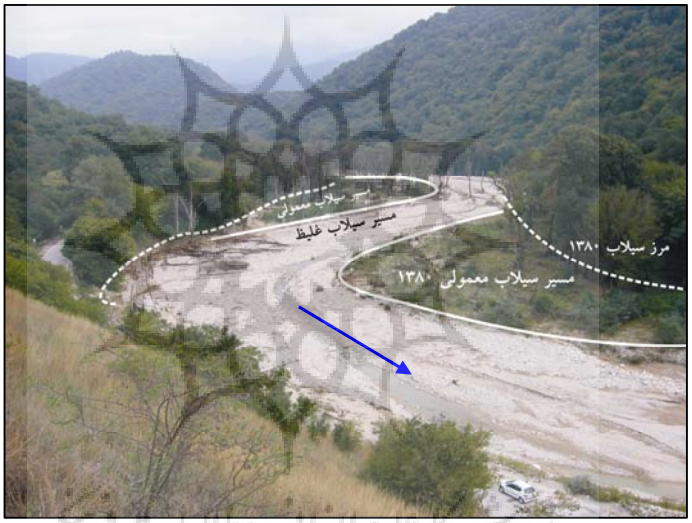
در سیلاب‌های مردادماه ۱۳۸۰ و ۱۳۸۴، بسیاری از سرشاخه‌های فرعی زیرحوضه‌ی قیزقلعه و دشت و تعدادی از شاخه‌های فرعی زیرحوضه‌ی جنگل گلستان متحمّل جریان مواد شده‌اند. منبع تأمین کننده رسوبات این جریان‌ها، ریزش‌های قدیمی تجمع یافته در پای پرتگاه‌ها و رخنمون‌های سنگی و یا موادّ خرد شده در امتداد خطوط گسلی بوده است. از خصوصیّات مواد مزبور می‌توان به درشتی بافت، ضریب گردشدگی پایین و عدم جورشدگی نهشته‌ها اشاره کرد. هجوم جریان مواد در زیرحوضه‌های قیز قلعه و دشت باعث پر شدن سریع بدهای خاکی موجود و شکست آنها و همین‌طور تخریب اراضی زراعی و باغات اطراف روستای دشت گردیده است. وقوع جریان مواد در یکی از رودخانه‌های کوچک منتهی به روستای ترجلی (واقع در پایین‌دست زیرحوضه تنگراه) پس از برخورد به بافت مسکونی روستا و تخریب تعدادی از مساکن به کشته شدن ۳ تن از اهالی منجر گردیده است. همچنین در تعدادی از زیرحوضه‌های کوچک محدوده جنگل گلستان، وقوع جریان مواد، مسدود شدن و یا انهدام پل‌ها و جاده ارتباطی را به‌دنبال داشته است. جریان‌های مزبور با حجم قابل ملاحظه‌ای از شاخه‌ها و تنه‌های ریشه‌کن شده درختان همراه بوده است. (عکس‌های شماره ۱۳ و ۱۴)

عکس‌های شماره ۱۳ و ۱۴: جریان‌های چوبی در خروجی سرشاخه‌های فرعی زیر حوضه تنگ‌راه

(زیرحوضه‌های شماره ۲۶ و ۲۷ از شکل شماره ۱۹)

تراکم تنه‌های درختان ریشه‌کن شده در مسیر آبراهه‌ها با ایجاد سدهای چوبی موقّت، تجمّع سیلاب را به‌دنبال داشته، که علاوه بر تغییراتی در مسیر جریان‌ها، جریان‌های قوی‌تری را برای حمل قطعات سنگی درشت فراهم آورده‌اند. پدیده‌ی غالب سیلاب کاتاستروفیک ۱۳۸۰، سیلاب غلیظ بوده که در آبراهه‌ی اصلی زیرحوضه‌ی دشت، مملو از رسوبات ریزدانه بوده و کف درّه و حتی معابر روستای دشت را با لایه‌ای از گل به ضخامت نیم تا یک متر پوشانده است.

در آبراهه‌ی اصلی جنگل گلستان، جریان سیلاب از دو بخش جداگانه، یکی سیلاب غلیظ در بخش مرکزی جریان و سیلاب معمولی در حواشی و روی دشت سیلابی، ترکیب یافته است. (عکس شماره ۱۵)



عکس شماره ۱۵ : تفکیک انواع جریان در بستر اصلی رودخانه‌ی مادرسو درحدود مرکزی جنگل گلستان

جریان‌های چوبی و مواد و حتی جریان‌های غلیظ از علل عمده‌ی شکست طرح‌های کنترل سیلاب و یا هرگونه کارهای عمرانی در مسیر رودخانه‌ی اصلی است. جریان مواد باعث تجمّع حجم زیادی از موادّ سنگی در بستر آبراهه‌ها و پشت تأسیسات کنترل سیل شده، که نهایتاً تغییر مسیر سیلاب و فرسایش شدید جداری را به همراه دارد. اصولاً طرح‌های معمول کنترل سیلاب و اجرای پروژه‌های عمرانی در مسیر رودخانه‌هایی که با سیلاب معمولی همراه‌اند، موفقیت‌آمیز است.

اثرات مورفولوژیکی سیلاب‌ها

سیلاب‌های اخیر خصوصاً سیلاب های سال های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۴، مورفولوژی کنونی زیرحوضه ها و آبراهه‌ی اصلی را شکل داده‌اند، چرا که باعث ایجاد تغیرات شدید و آشکاری در چشم اندازهای رودخانه‌ای منطقه شده است. در سیلاب‌های مورد مطالعه رودخانه برای به‌دست آوردن قلمرو طبیعی و مسلم خود تمام فعالیّت‌های مهندسی بستر، حفاظت جادّه و خود جادّه را شدیداً مورد حمله قرار داده است. به‌دلیل تمرکز سیلاب در زیرحوضه‌های دشت و جنگل گلستان، بیشترین تغییرات در این دو زیرحوضه رخ داده است، با این تفاوت که تغییرات زیرحوضه‌ی دشت به‌دلیل فقر پوشش گیاهی سطوح وسیع‌تری را به‌خود اختصاص داده و آبراهه های متعددی را در بر می گیرد، در حالی که در زیرحوضه‌ی گلستان، شدیدترین تغییرات متوجه بستر اصلی و تعداد معدودی آبراهه‌های جنگلی و سپس اراضی کشاورزی بوده است. این تغییرات را در یک مقیاس کلّی می توان به شرح زیر دسته‌بندی کرد:

۱. آثار فرسایش شدید کاوشی و تغییر در مورفومتری حوضه :

در زیرحوضه دشت گسترش قابل توجه سازندهای رسی –ژیپسی نئوژن و رسوبات آبرفتی کواترنر از یک‌طرف و فقر پوشش گیاهی از طرف دیگر، منجر به توسعه‌ی فرسایش شیاری، خندقی و گالی روی دامنه‌ها و در نهایت افزایش تعداد آبراهه‌های درجه ی۱ ، همچنین افزایش طول آنها شده است. گرچه کار کمّی در این مرحله روی دامنه‌ها صورت نگرفته، لیکن شواهد میدانی نحوه‌ی شکل گیری آبراهه های جدید را در اثنای بارش‌های شدید اخیر تأیید می کند. یکی از نکات جلب توجه در منطقه‌ی دشت، فراوانی جمعیّت موش های حفّار است که در تمام سازندهای منفصل و ریزدانه، لانه های متعدّدی را حفر نموده اند. در اثنای بارش های شدید، لانه‌های حفر شده تبدیل به تونل هایی برای جریان آب و سپس با ریزش سقف آنها، خلق آبراهه های جدید را به‌دنبال داشته است (عکس‌های شماره ۱۶ تا ۱۸).

عکس های شماره ۱۶ تا ۱۸: مراحل ایجاد آبراهه های جدید

براساس مطالعات میدانی و پرسش های انجام پذیرفته درباره زمان شروع، اوج و پایان سیلاب از ساکنین منطقه مشخص شد که زمان تمرکز سیلاب در این زیرحوضه از سیلاب ۱۳۸۰ تا سیلاب ۱۳۸۴ حدود دو ساعت کاهش یافته که قطعاً نتیجه‌ی تغییر در شرایط مورفومتری حوضه است. فرسایش شدید کاوشی در آبراهه‌های اصلی زیرحوضه‌ی دشت، ضمن از بین بردن پیچ های تند در مسیر رود منجر به افزایش عمق بستر در سرشاخه‌ها و ایجاد بستری جدید در سطحی پایین تر از بستر قبلی، نشانه‌ی حفر قائم در این شاخه‌هاست. چون تمام آبراهه های این زیرحوضه به واحد مرفولوژی دشت تراکمی در داخل زیرحوضه منتهی می شوند، پس از ورود به سطح اساس محلّی فوق، وارد مرحله تراکمی گردیده، رسوبهای محموله را در پای کوه و یا حتی بر سطح دشت و اراضی کشاورزی می گسترانند. محدوده دشت پس از رسوبگذاری مواد درشت دانه آبراهه اصلی در جنگل گلستان سرازیر می‌شود. در محل پیوستن آبراهه دشت به آبراهه اصلی حوضه سیلاب دشت در انتهای شمالی آن وارد زیرحوضه‌ی جنگل گلستان می‌شود که به‌دلیل افزایش ناگهانی شیب در محل ورود به آبراهه اصلی و افزایش سرعت سیلاب، گالی های خارق‌العاده‌ای را به‌وجود آورده است. این در حالی است که تا قبل از وقوع سیلاب سال ۱۳۸۰، اختلاف سطح مهمّی بین این دو وجود نداشت و اکنون به بیش از ۵ متر می رسد. افزایش طول و عمق گالی‌ها بر اثر فرسایش قهقرایی در سیلاب سال ۱۳۸۴، نشان می‌دهد که زیرحوضه‌ی دشت وارد یک مرحله‌ی کاوشی شدید گردیده است. توسعه‌ی گالی‌ها در آبراهه‌ی اصلی دشت از پایین‌رود به سمت بالارود در هر سیلاب، از سطح اراضی کم شیب آن خواهد کاست و در سرشاخه‌ها نیز، بر شرایط هیدرولوژی و مرفولوژی حوضه، اثرات عمیقی را بر جای خواهد گذاشت.

۲. تغییرات شدید مورفولوژی بستر آبراهه‌ی اصلی:

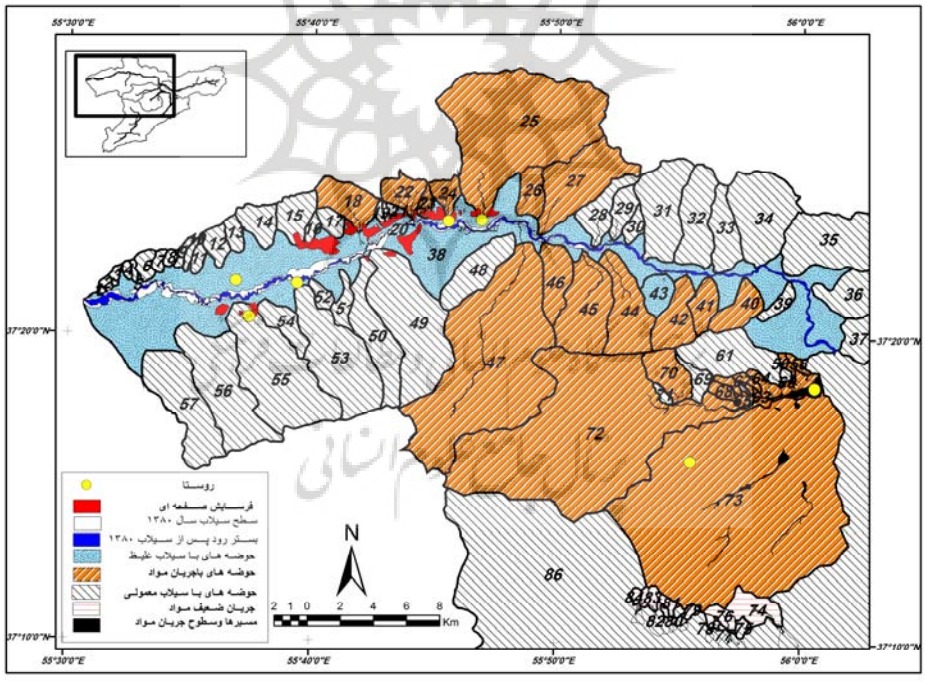
بیشترین تغیرات مورفولوژیکی سیلاب‌های مورد بحث در آبراهه‌ی اصلی رودخانه از محل پیوستن رودخانه های دشت، چشمه خان و جنگل گلستان با یکدیگر آغاز می‌شود و تا خروجی حوضه ادامه دارد. این تغییرات شامل تعمیق و تعریض بستر اصلی رود و تخریب شدید دشت سیلابی است. تا قبل از سیلاب سال ۱۳۸۰، بستر اصلی رود به‌طور متوسط ۲ تا ۱۰ متر عرض و ۲ تا ۳ متر عمق داشت، ولی در سیلاب سال ۱۳۸۰ عمق بستر اصلی بین ۴ تا ۱۲ متر و عرض آن حتی تا بیش از ۱۰۰ برابر افزایش یافت. در بخش هایی از بستر که منطبق بر مسیر گسل گلستان است و عرض دره به‌دلیل رخنمون‌های سنگی کاهش می یابد، دشت سیلابی قبلی به‌طور کلی حذف شده و بستر اصلی تمام درّه را به خود اختصاص داده است. در سیلاب سال ۱۳۸۴، بستر متحمّل ضایعات شدیدتری نیز گردید، به‌طوری که نه تنها پادگانه‌ها و پشته های رسوبی سیلاب سال ۱۳۸۰ از بستر تخلیه گردید، بلکه بر عمق و عرض بستر اصلی نیز بیشتر افزوده شد. به عبارت دیگر سیلاب سال ۱۳۸۰ پس از فروکش نمودن، رسوبات درشت دانه‌ی نسبتاً ضخیمی را در بستر به جای گذاشت، که سیلاب سال ۱۳۸۴ این رسوبات را تخلیه و حتی در بخش‌هایی از بستر، رسوبات سیمانی شده پالئوفلادها و سنگ اصلی کف درّه را نمایان ساخت. چون سیلاب سال ۱۳۸۴ در فرسایش قائم پس از رسیدن به رسوبات آبرفتی سیمانی شده و سنگ بستر قادر به حفر آن نبوده، فرسایش جانبی شدیدی را بر بستر تحمیل نموده که حاصل آن پرتگاههایی به ارتفاع بیش از ۱۰ متر در سواحل کاو مآندرهاست. فرسایش جانبی پس از برداشت کامل رسوبات جلگه‌ی سیلابی، واریزه‌های قدیمی را در محلّ خروجی زیرحوضه های فرعی به شدّت فرسایش داده و پرتگاههای ناپایداری را به‌وجود آورده است. در بخش های پایین رود که عرض دشت سیلابی توسعه می یابد، جریان سیلاب باعث حذف بسیاری از مئاندرهای قبلی و کاهش طول رودخانه گردیده است.

۳. مناظر تراکمی جدید:

در اثنای سیلاب‌های شدید رودخانه‌ی مادرسو، مناظر کاوشی گستردگی بیشتری نسبت به مناظر تراکمی داشته است. مناظر تراکمی این سیلاب‌ها عمدتاً موادّ سنگی درشت دانه را شامل می‌شود که در دو چشم انداز خلاصه می‌شوند. اوّل مخروط افکنه های جدید یا قطعات جدید مخروط افکنه‌ای است که در خروجی آبراهه های فرعی ایجاد شده‌اند و دوم تراکم رسوبات درشت‌دانه در بستر آبراهه‌های اصلی است. شکل شماره

۱۹ پراکندگی این مناظر را نشان می دهد که در نوع اوّل عارضه‌ی مخروطی شکل، نسل جدیدی از مخروط‌افکنه‌ها را با خصوصیّات متفاوت از قطعات قبلی نشان می دهد. و در حالت دوم عمدتاً بستر جدید رود را نمایان می‌سازد که مستعدّ تغییرات شدید بعدی خواهد بود. این رسوبات گرچه عارضه‌ی مشخّصی را نمایان نمی‌سازد، ولی به‌عنوان یک لایه‌ی متفاوت در بیشتر جاها روی رسوبات ریزدانه دوره‌های قبل گسترش یافته و این تغییرات بر منابع بستر و خصوصیّات اکولوژیکی آن تأثیر شگرفی داشته است. به عنوان مثال دسترسی به رسوبات ریزدانه‌ی زیرین را برای اجرای پروژه‌های عمرانی مشکل ساخته و در مقابل سنگ کافی را فراهم آورده که شدیداً مورد بهره برداری برای اجرای طرح‌ها قرار گرفته است. همچنین تغییر گونه های گیاهی جنگلی در عرصه‌های جنگلی و تغییر در شرایط هیدرولوژیکی آبراهه را به‌دنبال داشته است.

شکل شماره ۱۹ نقشه‌ی ژئومورفولوژی سیلاب کاتاستروفیک سال ۱۳۸۰ (خلاصه شده)



جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

مطالعات انجام شده روی مرفولوژی سیلاب‌های رودخانه‌ی گلستان نشان می‌دهد که:

۱. دوره‌ی بحران شکل‌زایی جدیدی در منطقه به‌طور ناگهانی شروع شده و در زمانی کوتاه آثار نسبتاً قابل ملاحظه‌ای را بر سطح زمین، مشابه عوارض قدیمی بر جای گذاشته است. بنابراین نسبت دادن تمام عوارض کاوشی و تراکمی قبلی به دوره‌های بارانی کواترنر باید بالاحتیاط بیشتری صورت پذیرد. این تغیرات که به‌نظر می‌رسد ناشی از نوسان‌های جزئی در شرایط اقلیمی است، متأثر از خصوصیّات مورفولوژیکی و دخالت انسان در محیط طبیعی تشدید می‌شوند.

۲. وقوع سیلاب کاتاستروفیک در حوضه‌ی آبریز منجر به ناپایداری آبراهه‌ها و دامنه‌ها گردیده و حوضه را به سمت بحران‌های بزرگ‌تری سوق می‌دهد.

۳. پروژه‌های کنترل سیلاب در زیرحوضه‌های فعّال شده بر اثر سیلاب‌های شدید، نمی‌تواند برای سیلاب‌های غلیظ یا جریان موادّ مفید باشد.

۵. دست‌کاری گسترده بستر اصلی به دلیل بازسازی و مرمت جادّه ارتباطی مشهد – گرگان قدرت تخریبی سیلاب‌های آینده را بیشتر خواهد کرد. زیرا اوّلاً، سیلاب‌های شدید این رودخانه از نوع سیلاب‌های با غلظت بالای رسوب بوده و دوم آن‌که در سیلاب‌های بعدی عمدتاً رودخانه به‌صورت جلبی بستر را تغییر خواهد داد و احداث جادّه به این موضوع کمک می‌نماید. بهترین واکنش به سیلاب شدید سال ۱۳۸۰ این بود که بستر را برای مدّتی رها می‌کردند، تا علاوه بر مطالعه دقیق آثار سیلاب، رفتار سیلاب‌های بعدی به‌شکل روشن‌تری ثبت و ضبط می‌شد.

۶. برآورد سیلاب و برنامه ریزی ریسک سیلاب در کشور باید بر مبنای روش‌های هیدرو-ژئومورفولوژیکی صورت گیرد. سطح سیلاب سال ۱۳۸۰ در رودخانه‌ی مادرسو تا جایی گسترش یافت که از دیدگاه ژئومورفولوژی، عرض بستر رود و دشت سیلابی منظور می‌شود. دوره‌های برگشت محاسبه شده بر مبنای آمارهای کوتاه مدّت، می‌تواند با استفاده از مطالعات پلئوفلادها اصلاح شده و برنامه ریزی‌ها بر مبنای دوره‌های طولانی اصلاح شده انجام گیرد.

یادداشت:

۱. سیلاب کتاستروفیک به سیلاب‌های بسیار شدید و ناگهانی که تغیرات مهم ژئومورفیکی را در سطح زمین به بار می آورند ، اطلاق می گردد.

منابع و مآخذ

۱. بابائیان، ایمان و دیگران، ۱۳۸۰ . *بررسی الگوی سینوپتیکی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان‌های گلستان و خراسان*، بولتن علمی مرکز ملی اقلیم شناسی، مشهد.

۲. سازمان جغرافیایی کشور. *۱۳۳۵ و ۱۳۴۵ عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ منطقه و تصاویر ماهواره‌ای IRS سال‌های ۲۰۰۲ و ۲۰۰۴.*

۳. سازمان جغرافیایی کشور. *نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه به نام‌های آق قمیش، تنگ راه، قلعه چشمه خان، رباط قره بل، دوزین، نودین، سفیدظلی، کاشیدر.*

۴. مهندسین مشاور تهران پرکلی ۱۳۷۰، *مطالعات حوضه‌ی آبریز سدّ گلستان گزارش هیدرولوژی و سیل.*

۵. وزارت جهاد کشاورزی، معاونت آبخیزداری ۱۳۸۱، *مدل سازی علل وقوع سیلاب مرداد ماه ۱۳۸۰ در حوضه‌ی ودخانه مادرسو.*

۶. وزارت نیرو، سازمان آب منطقه‌ی گلستان، *آمار دبی‌های روزانه و بیشینه‌ی دبی لحظه‌ای ایستگاه‌های هیدرومتری منطقه.*

۷. وزارت نیرو، سازمان مدیریت منابع آب، ۱۳۸۱، *بررسی سیلابهای تابسته حوضه سد گلستان.*

8. Baker, V.R. 1973. *Palaeohydrology and sedimentology of Lake Missoulta flooding in eastern Washington*. Geology society of America, special paper, PP79-144.

9. Baker, V.R. 1977. *Stream channel response to floods with examples from central texas*. Geology society of America.

10. Baker, V.R. 1978. *Large scale erosional and depositional features of the channelled scabland*, in the channelled scabland. Space Admin, pp 81-115.

11. Baker, V.R. 1987. *Palaeoflood hydrology and extraordinary flood events*. Journal of hydrology No 96. PP 79-99.

12. Baker, V.R and costa, J.E. 1987. *Flood power in "catastrophic flooding*". Allen and unwin, London. PP 1-22.

13. Baker, V.R, Kochel, R.C and Patton, P.C. 1988. *Preface in "flood Geomorphology*". Jhon willey

and sons, Inc PP ix, x, xi.

14. Baker, V.R. 2002.*High-energy megafloods: planetry settings and sedimentary dynamics*. Sediment no 32 pp 3-15.
15. Baker, V.R. 2006. *Palaeo hydrology in a global context catena* No 66. PP 161-168
16. Costa, J.E. 1987. *Colorado Big Thompson flood: Geologic evidence of a rare hydrologic event*. Geology No 6. PP 611-620.
17. Costa. J.E. 1987. *A history of paleoflood in the United States*, 1800-1970. In "the history of hydrology". American Geophysical union 3 Middle town CT. Wesley an university PP 40-53.
18. Dollar, E.S.J. 1998. *Palaeofluvial geomorphology in southern Africa*. A review progress in physical Geography No 22. PP 49-325.
19. Ely, L.L and Baker, V.R. 1985. *Reconstructing palaeoflood hydrology with slackwater deposits*. Verde River. Arizona physical Geography No 5, PP 26-103.
20. Fassetta, G.A, Cossart, E and fort, M 2005. *Hydrogeomorphic hazrds and impact of Man-Made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guli catchment* (southern French Alps) Geomorphology No 66. PP 41-61
21. Gale, S.J, Bainbridge, A and Bainbridges. 1990. *Megafloods in inland eastern Australia*. Zeitschrift fur Geomorphologie No 38, PP 1-11.
22. Grossman, M.J. 2001. *Large floods and Climatic change during the Holocene on the Ara river Central* Japan. Geomorphology No 39, PP 27-37.
23. Cupta, A. and fox. H. 1974. *Effects of high magnitude floods on channel form*. A case study in the Maryland piedmont. Water Resources Research No 10, PP 499-509.
24. Gupta, A. 1983. *High magnitude floods and stream channel response*. Sedimentol vol 6, PP 219-227.
25. Gutierres, F, Guttierres, M and sancho, C. 1998. *Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Ara's drainage basin* (central Pyrenees, Spain) Geomorphology No 22, PP 265-283.
26. Heine, K and Heine, J.T. 2002. *A palaehydrologic reinterpretation of the Homeb silts*, kuiseb River central Namib Desert (Namibia) and palaeo climatic implications. CATENA No 48, PP 30-107
27. JICA CTI Engineering International Co. Ltd. *The study on flood and debris flow in the coastal area focusing on the flood – hit Region in Golestan Province* 2004 unpublished reports

28. Jakob, M and Jordan, P, 2001, *Design flood estimates in mountain streams civil Engineering vol* 28, NRC Canda, PP

29. Tones, A.P, Shimazu, H, Oguchi, T, Okuno, M and Tokutake, M. 2001. *Late Holocene slack water deposits on the Nakagawa River*, Japan. Geomorphology. No 39, PP39-51.

30. Johnson, R.A. 1983. *Stream channel response to extreme rainfall events*. The Hurricane Camille storm in central Nelson County. Virginia. M.S thesis. University of Virginia.

31. Kale, V. S, Ely, L.L, Ezel y and Baker, V.R. 1996. *Palaeo and historical flood hydrology*. Indian peninsula. In global continental changes, Geological society of London special publication 115, PP 64-115

32. Kale, V.S, Mishra's and Baker, V.R. 1997. *A 200 year palaeofloods record from sakarghat*, on Narmada, central India. Geological society of India. No 50 PP 285-288.

33. Kochel, R.C and Baker, V.R. 1982. *Palaeoflood hydrology*. Science No 215. PP 353-361.

34. Kochel, R.C, Baker, V.R and Patoon, D.C 1982 *paleohydrology of southwest texas*. Water resources Research No 18. PP 1165-1183.

35. Kochel, R.C. 1988. *Geomorphic impact of large floods*. In flood Geomorphology PP 169-187.

36. Meyer, Grount. A 2001. *Recent large magnitude floods and their impact on valley – floor environments* of Northeastern yellow stone. Geomorphology No 40. PP 211-290.

37. Newson, M 1980. *The geomorphological effectiveness of floods*. A contribution stimulated by two recent events in Midwales. Earth surface processes No 5, PP 1-16.

38. Nolan, K.M and Marron, D.C. 1985. *Contrast in stream channel response to major storms in two mountainous areas of California*. Geology No 13. PP 135-138.

39. Patton, P.C. and Baker, V.R. 1977. *Geomorphic response of Central Texas stream channels to catastrophic rainfall and runoff*. In "Geomorphology in arid regions" PP 189-212.

40. Schumm, S.A and Lichty, R.W. 1963. *Channel widemming and flood plain construction along Cimmaroon river in south western Kansas*. Us Geology survery. PP 7-88.

41. Wohl, E.E, Fucrtsch, S.J and Baker, V.R. 1994. *Sedimentary records of late Holocene Floods along the fitzrong and Margaret Rivers, Western Australia*. Australian Journal of Earth sciences No 41. PP 80-213.

42. Wolman, M.G and Gerson, R. 1978. *Relative scales of time and effectiveness of Climate in watershed Geomorphology*. Earth surface processes and landForms No 3, PP 189-203.

43. Wolman, M.G and Miller, J.P 1960. *Magnitude and Frequency of forces in geomorphic processes. Geology* No 68, PP 54-74.

44. Yang, D. Yu, G., xie, y. zhan'd and Li'z 2000. *sedimentary records of larg Holocene floods from the middle reaches of the Yellow river china.* Geomorphology No 33, PP 76-88.
45. Zawada, P and Hattigh, J. 1994. *Studies on the palaeoflood hydrology of South African rivers*. Suid-Afrika anse Tydskrif vir wetenskap 90, PP 68-567.
46. Smith keith 2001. *Enwironmental hazards*. Third edition by Rutledge. England, PP 170, 171.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی