تاریخ چاپ: بهار ۱۳۹۰

رسوب‌شناسی و تخمین متوسط بار معلق سالانه در رودخانه زولاچای

محمد نخعی، فرجا...فیاضی، علی محمودی:
دانشگاه تربیت معلم تهران، گروه زمین شناسی

چکیده

حوضه آبریز رودخانه زولاچای دارای وسعتی در حدود ۹۶۰ کیلومترمربع است و در جنوب غرب سلماس قرار دارد. بررسی شکل و میزان تراکم زهکشی حوضه نشان می‌دهد که این حوضه یکی از حوضه‌های متراکم با تراکم زهکشی بالا و دبی بالای سالانه سیل و میزان فرسایش زیاد است. اندازه دانه‌ها به طرف پایین دست به‌صورت نمایی افزایش می‌یابد. تغییرات بافتی و علل درشت شوندگی دانه‌ها در ۸٤ نقطه از حوضه بررسی شده است. بررسی‌های انجام شده در مورد علل درشت شوندگی در طول مسیر رودخانه، نشان می‌دهد که ورود شاخابه‌های فرعی و تغییر لیتولوژی از عوامل اصلی این پدیده است. به طور کلی رسوبات این رودخانه دارای منحنی توزیع دانه بندی با جورشدگی بد وکج شدگی مثبت هستند. از روند تغییرات میانگین و میانه اندازه ذرات برای انتخاب مدل مناسب نسبت حمل رسوب SDR استفاده شده است. همچنین میزان بار معلق رسوب رودخانه با استفاده از روابط روش محاسباتی پیشنهادی یانگ تقریباً برابر ۱۰۵ تن بر روز برآورد شده است.

مقدمه

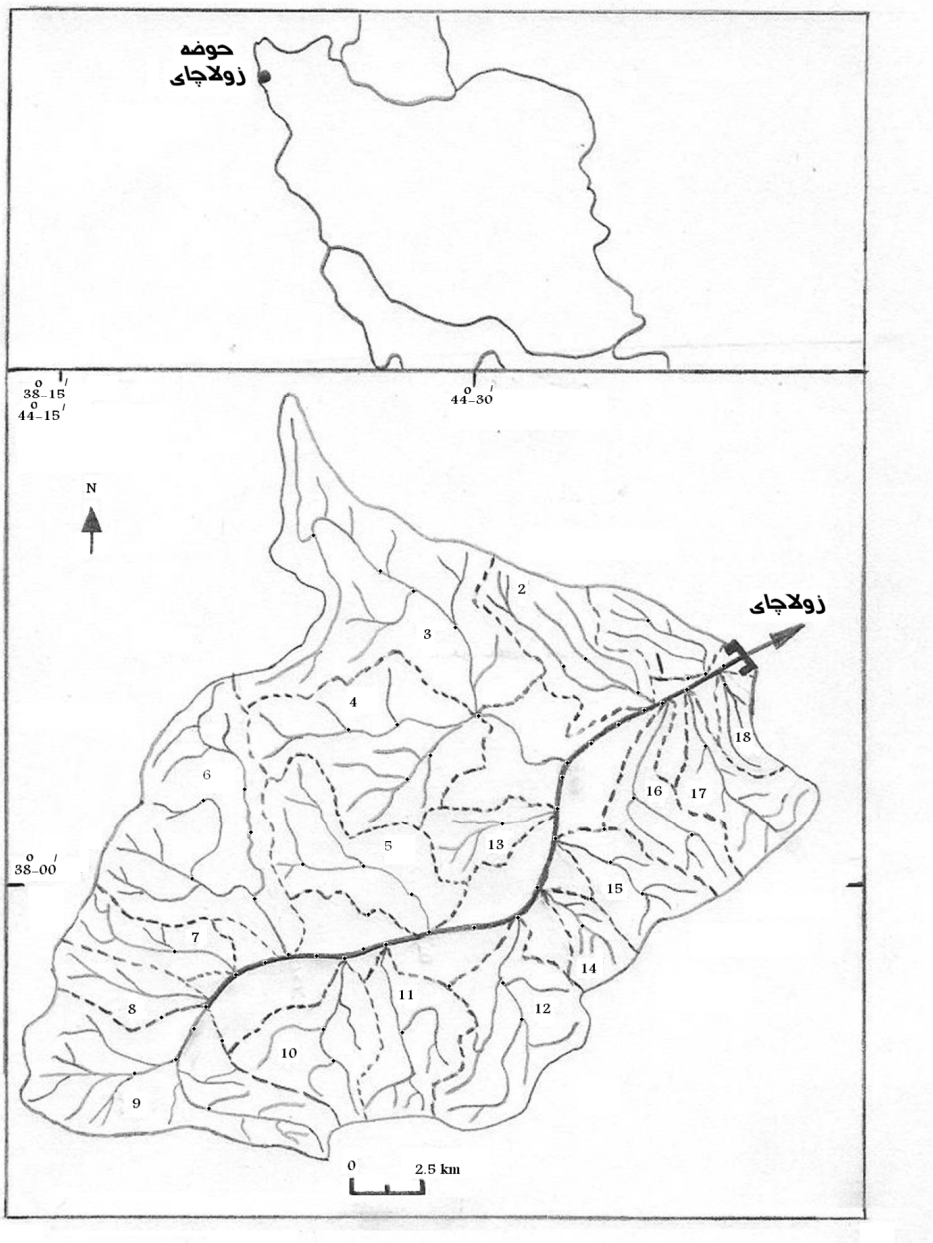
حوضه آبریز رودخانه زولاچای یکی از زیرحوضه‌های دریاچه ارومیه به شمار می‌آید. منطقه بررسی شده بخشی از حوضه آبریز رودخانه زولاچای از سرچشمه تا محل سد مخزنی در حال احداث زولا است. این حوضه در شمال غربی ایران و در جنوب غربی مرکز شهرستان سلماس در استان آذربایجان غربی در محدوده بین۱۳،۱۷،٤٤° ،تا ۳۷ ،٤۲،٤٤°، طول شرقی و ۵۰،۳۹،۳۷°، تا ۱٤،۳۹،۳۸° عرض شمالی واقع شده است (شکل۱). مساحت این حوضه تا محل سد مخزنی زولا حدود ۹٦۰ کیلومترمربع است و رودخانه اصلی در جهت جنوب غرب به شمال شرق جریان دارد. منبع تغذیه رودخانه از برف‌های انباشته شده در ارتفاعات غربی حوضه است.

هدف از انجام این تحقیق بررسی فیزیوگرافی و هیدرولوژی حوضه آبریز رودخانه زولاچای به منظور بررسی توان رسوب‌دهی هر یك از زیرحوضه‌ها و اولویت‌بندی زیرحوضه‌ها، برای اجرای عملیات آب‌خیزداری به منظور تسریع در عملیات کنترل فرسایش خاك و همچنین برآورد بار معلق رودخانه به روش

واژه‌های کلیدی: رسوب‌شناسی، زولاچای، بار معلق، روش یانگ
دریافت ۸۷/۷/۱۵ پذیرش ۸۹/۵/۲۵

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

E.C.A.S.U است [۱]. همچنین بررسی‌های دقیق رسوب‌شناسی از جمله بررسی پراکندگی اندازه ذرات از بالا دست به طرف پایین دست، بررسی تغییرات پارامترهای بافتی نظیر جورشدگی، کج‌شدگی، میانه و میانگین و در نهایت تجزیه و تحلیل نتایج به‌دست آمده از آزمایش‌های دانه‌سنجی و بهره‌گیری از این نتایج در بررسی فیزیوگرافی و هیدرولوژی حوضه از دیگر اهداف مورد نظر در این تحقیق است.



شکل ۱. موقعیت نمونه‌ها و حوضه آبریز رودخانه زولاچای

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

روش مطالعه

برای انجام این تحقیق کل حوضه را به ۱۸ زیر حوضه تفکیك شد و پس از محاسبه پارامترهای فیزیوگرافی نتایج حاصل بررسی و تجزیه و تحلیل شدند. برای بررسی‌های رسوب‌شناسی بیش از ۸٤ نمونه رسوب در طول هریك از انشعابات اصلی از بستر رودخانه به فاصله ۱ تا ۲ کیلومتر برداشت شده است. نمونه‌ها پس از آماده‌سازی، به روش خشك، مرطوب و هیدرومتری، دانه‌سنجی شده و سپس پارامترهای بافتی آن‌ها (صفحه ٦۳ تا ٦۸ [۲]) و [۳] محاسبه شده است. ضمناً میزان بار معلق رودخانه به روش یانگ [۴] و نسبت حمل رسوب برای هریك از زیرحوضه‌ها با استفاده از روش‌های تجربی اویانگ و بارتولیک [۶] محاسبه شده است.

زمین شناسی و زمین ساخت گستره پژوهش

در منطقه پژوهش که غربی‌ترین بخش از ایالت زمین‌ساختی ایران مرکزی است سازندهای دگرگون شده پرکامبرین پیشین در بالاآمدگی‌ها رخنمون دارند که خود با رسوبات جوان‌تر از پرکامبرین پسین تا عهد حاضر، احاطه و یا پوشیده شده است. در این ناحیه رسوبات معادل سازند باروت متشکل از شیل و ماسه سنگ میکادار بدون دگرشیبی مشخص بر روی سازند کهر قرار دارند. رسوبات پرمین با ضخامت قابل ملاحظه در منطقه گسترده بوده و شامل ماسه سنگ و کوارتزیت قرمز صورتی مشابه سازند دورود در زیر و نهشته‌های کربناته تقریباً هم ردیف سازند روته در بالاست. رخساره شیلی کرتاسه عمدتاً شامل شیل و سیلتستون با بین لایه‌های ماسه سنگی و عدسی‌ها و لایه‌های آهکی و یا کنگلومرا با سیمان کربنات است. این شیل‌ها همچنین به‌طور محلی همراه سنگ‌های آتشفشانی‌اند.

رسوبات پالئوسن در این منطقه شناخته نشده است؛ ولی سایر سازندهای مختلف ترشیاری با توسعه زیاد در منطقه حضور دارند . مهم‌ترین گسله‌های موجود در منطقه، گسل سلماس، گسل شکریازی، مافی کندی،گسل چهارستون هستند [۷].

فیزیوگرافی حوضه آبریز رودخانه زولاچای

ویژگی‌های فیزیکی حوضه، روی ضریب رواناب، شدت و ضعف دبی سیلاب و بیلان آبی یك حوضه تأثیر فراوانی دارند. این ویژگی‌ها حتی روی وضعیت رسوب‌دهی و فرسایش و همچنین کیفیت آب تأثیر می‌گذارند [۸]. تأثیر شکل حوضه بر رواناب سطحی و هیدروگراف سیل خروجی و در نتیجه میزان رسوب حاصله از حوضه چشمگیر است [۹]. به طوری‌که با مساوی بودن سایر شرایط فیزیکی، دبی حداکثر سیلاب در حوضه‌های گرد بیش‌تر از حوضه‌های کشیده است؛ زیرا زمان تمرکز در حوضه‌های گرد کوتاه‌تر بوده و عکس‌العمل آن‌ها نسبت به رگبارهای سیل‌زا شدیدتر از حوضه‌های کشیده است. برای تعیین شکل و مقایسه زیرحوضه‌های مختلف (Hydrological Unit Code :HUC) با یکدیگر، از ضرایب گراولیوس، گردوارگی و نسبت طول به

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

عرض مستطیل معادل استفاده شده است (جدول۱). برای محاسبه تراکم زهکشی (D_d) از روش پیشنهادی هورتون در سال ۱۹٤٥ استفاده شده است [۱۰] که با دبی حداکثر حوضه‌ها همبستگی دارد [۸]. میزان تراکم زهکشی در یك حوضه، می‌تواند نشان‌دهنده وضعیت شدت و ضعف رواناب و فرسایش در قسمت‌های مختلف آن باشد [۸]. مقدار D_d از۰/٥ برای حوضه‌هایی که از نظر مسیل بسیار فقیرند تا بزرگتر از ۳ برای حوضه‌هایی که مسیل زیاد دارند تغییر می‌کند. مسیل زیاد، بر مقدار دبی زیادتر و ضعیف بودن سنگ بستر در مقابل فرسایش گواهی می‌دهد [۱۱]. عوامل متعددی بر تراکم زهکشی حاکم هستند که از مهمترین آن‌ها می‌توان به نوع سنگ، میزان نفوذ بارش و پوشش گیاهی اشاره کرد [۱۲].

جدول ۱. مهمترین پارامترهای فیزیوگرافی حوضه آبریز رودخانه زولاچای

HUC	.Gra	R_c	B /L	میزان کشید گی	HUC	Dd (Km^2/Km)	دبی متوسط سالانه سیل	میزان فرسایش
3	730.1	334.0	272.7	زیاد	2	185.1	بیش‌تر	بیش‌تر
5	571.1	405.0	578.5		18	138.1		
16	545.1	419.0	318.5		17	122.1		
9	538.1	423.0	241.5		6	071.1		
7	538.1	423.0	241.5		14	023.1		
6	530.1	427.0	164.5		3	953.0		
17	446.1	478.0	345.4		7	949.0		
15	384.1	522.0	751.3		13	908.0		
2	373.1	530.0	651.3		16	898.0		
11	363.1	538.0	555.3		9	839.0		
8	353.1	546.0	464.3		4	823.0		
10	345.1	553.0	390.3		5	801.0		
18	316.1	577.0	125.3		1	772.0		
4	310.1	582.0	069.3		12	681.0		
12	304.1	588.0	014.3		11	668.0		
13	286.1	604.0	846.2		15	574.0		
14	261.1	628.0	618.2		10	374.0		
1	234.1	657.0	360.2	کمتر	8	367.0	کمتر	کمتر
1	234.1	657.0	360.2	کمتر	8	367.0	کمتر	کمتر

نسبت حمل رسوب(Sediment Delivery Ratio:SDR):

ذرات خاك‌هایی که از بستر طبیعی خود جدا می‌شوند همگی همراه با جریان آب به حرکت درمی‌آیند و مجدداً در جای دیگر ته‌نشین می‌شود. آن‌چه همراه با آب حرکت می‌کند و به مخزن سد یا هر نقطه دیگر می‌رسد بار رسوب یا میزان تولید رسوب گفته می‌شود [۱۳]. اندازه‌گیری مستقیم میزان رسوب‌دهی مشکل است امّا با به‌دست آوردن نسبت حمل رسوب (SDR) می‌توان آن‌را به‌دست آورد [۶]. طبق تعریف اگر مقدار کل خاکی که در یك حوضه فرسایش می‌یابد را با E نشان دهیم نسبت حمل رسوب عبارت است از [۵]:

SDR =D/E

SDR : نسبت حمل رسوب(0-100%)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

مقداررسوب حمل شده به يك نقطه(تن) :D

مقدار كل خاك فرسايش يافته در بالا دست آن نقطه(تن) :E

هنوز روش دقیقی برای برآورد SDR وجود ندارد، اگرچهUSDA در گزارشی با توجه به وابستگی SDR به مساحت حوضه زهکشی روابط تجربی منتشر کرده است [۱۴].

عوامل متعددی بر نسبت حمل رسوب در يك حوضه مؤثرند. از جمله آن‌ها می‌توان به منشأ رسوب، بافت، نزدیکی به رودخانه اصلی، تراکم کانال، مساحت حوضه زهکشی، شیب، طول، کاربری اراضی، پوشش گیاهی و عوامل دیگری مانند میزان بارش و رواناب اشاره کرد. در حالت کلی هر چه مساحت حوضه بیش‌تر باشد، نسبت حمل رسوب کم‌تر است [۶].

مدل‌های متعددی برای تخمین نسبت حمل رسوب (SDR) و رسوب‌دهی (Sediment yield) ارائه شده است. امّا به علت طبیعت پیچیده حمل رسوب، اطمینان به صحت و دقت تخمین SDR با به‌کارگیری تنها يك مدل و یا تنها يك عامل مشکل است. به هر حال این مدل‌ها هنوز هم ابزار مفیدی برای تخمین SDR به شمار می‌آیند. امروزه از بین مدل‌های ارائه شده برای تخمین نسبت حمل رسوب، مدل خاصی با در نظر گرفتن اطلاعات موجود و قابل اجرا بودن آن‌ها در حوضه پژوهش انتخاب می‌شود[۶]. در این مقاله به‌طور خلاصه به ذکر دو سری از این مدل‌ها اکتفا می‌گردد که در حوضه پژوهش با توجه به داده‌ها و اطلاعات موجود به‌کار رفته‌اند. در جدول ۲ پارامترهای مورد نیاز بر اساس اولویت‌بندی ارائه شده است.

الف) مدل‌هایی که بر اساس مساحت حوضه زهکشی و SDR استوارند: این گونه از مدل‌ها که به منحنی‌های SDR معروفند بر اساس همبستگی مساحت حوضه با SDR و اندازه‌گیری واقعی میزان رسوب‌دهی حوضه‌ها به‌دست آمده‌اند.

سه نوع از این مدل‌ها عبارتنداز[۶]:

(1): $\text{Log (SDR)} = 1.7935 - 0.14191 \text{ Log (A)}$ $(R^2 = 0.92)$

A= مساحت زهکشی بر حسب کیلومتر مربع (Km^2)

(2): $SDR = 0.42\ A^{-0.125}$

A= مساحت زهکشی برحسب مایل مربع

(3): $SDR = 0.51\ A^{-0.11}$

A= مساحت زهکشی برحسب مایل مربع

ب) مدل‌هایی که بر اساس شیب (Slope) و نسبت طول- برجستگی (relief – length ratio) استوارند:

خصوصیات توپوگرافی حوضه بر SDR تأثیر می‌گذارد. حوضه‌های با شیب‌های کوتاه و تند رسوب بیش‌تری از حوضه‌های با منظر پهن و طویل به رودخانه وارد می‌کنند. شکل حوضه همچنین بر SDR اثر

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

می‌گذارد. حوضه‌های باریك SDR بالاتری دارند. خصوصیت شکل حوضه را می‌توان با نسبت طولی برجستگی بیان کرد. دو نوع از این مدل‌ها در زیر آمده است [۶].

(4): $SDR = 0.627\ SLP^{0.403}$

SLP= شیب کانال اصلی رودخانه برحسب درصد

(5): $\text{Log}(SDR) = 2.94259 + 0.82362\ \text{Log}(R / L)$

که در آن R ناهمواری حوضه، عبارت از اختلاف ارتفاع بین ارتفاع متوسط حوضه و خروجی حوضه است.

L: طول حوضه آبریز بر حسب کیلومتر و یا متر

L/R: نسبت طولی ناهمواری بدون بعد

در جدول ۳ مقادیر SDR هر یك از زیر حوضه‌ها به همراه میانگین این مقادیر قید شده است. با توجه به جدول‌های ۲ و ۳ می‌توان چنین گفت که هر چه مساحت حوضه بیش‌تر و شیب کانال اصلی و نسبت طولی ناهمواری کم‌تر باشد نسبت حمل رسوب کم‌تر خواهد بود. این نتایج در حالی است که وضعیت پوشش گیاهی و عوامل فیزیوگرافی در هر یك از زیرحوضه‌ها که از عوامل مؤثر بر SDR هستند متفاوت است. از سوی دیگر، با توجه به نبود اطلاعات و آمار هیدرولوژی در زیرحوضه‌ها، اعتماد به صحّت و دقت این مدل‌ها مشکل است. امّا میانگین مدل‌ها (جدول۳) به نتایج قابل قبول تقریباً نزدیك است؛ زیرا اولاً چنان‌که پارامترهای رسوب‌شناسی نشان خواهند داد زیرحوضه‌های شماره ٥ و ٤ دارای دبی سیلابی بالایی هستند و بیش‌ترین تأثیر را بر روی میانگین اندازه ذرات رسوبی گذاشته‌اند. از سوی دیگر، زیر حوضه شماره ٥ نسبت به زیر حوضه شماره ٤ علاوه بر نزدیکی به کانال اصلی دارای شیب بالایی بوده و در نتیجه نسبت حمل رسوب بیش‌تری نسبت به زیر حوضه ٤ خواهد داشت. همچنین زیرحوضه شماره ۹ از یك سو بیش‌ترین فاصله را نسبت به مخزن سد داشته و ازسوی دیگر دارای کم‌ترین شیب و نسبت طولی ناهمواری در بین زیرحوضه‌های رودخانه زولاچای است. این اولویت‌بندی تقریباً از میانگین مدل‌ها قابل استنتاج است. ثانیاً با توجه به حداکثر شیب کانال اصلی و نسبت طولی ناهمواری زیرحوضه ١٤، دارا بودن حداکثر مقدار SDR قابل توجیه است.

بررسی‌های منر [۱۵] نیز نشان می‌دهد که نسبت طولی ناهمواری همبستگی فوق العاده نزدیك‌تری نسبت به سایر فاکتورهای قابل اندازه‌گیری با میزان حمل رسوبات نشان می‌دهد[۱۲]. دراین بررسی نیز، اولویت‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس نتایج میانگین مدل‌ها، تقریباً به نتایج اولویت‌بندی روش نسبت طولی ناهمواری نسبت به سایر روش‌ها نزدیك‌تر است.

رسوب شناسی

یکی از خصوصیات رودخانه‌های با بسترگراولی فرآیند ریزشوندگی به سمت پایین دست جریان است که به موجب آن درصد ذرات ریز تشکیل دهنده مواد بستر(bed material) به سمت پایین افزایش پیدا می‌کند. عواملی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

که در این فرایند مشارکت دارند عبارتند از: سایش و انتقال انتخابی اندازه و متفاوت بودن لیتولوژی [۱۶].

بنا بر نظر شام و استیون [۱۷]، بیش‌ترین تأثیر فرایند سایش در قسمت‌های بالادست کانال رود است، جایی‌که شیب‌ها خیلی تند و ذرات درشت‌تر هستند. بنا بر عقیده کرکبای [۱۸] تغییرات شیب رودخانه نیز تأثیر قابل توجهی بر توزیع اندازه ذرات رسوبی بستر رودخانه دارد. با کاهش شیب رودخانه به سمت پایین دست جریان، از قدرت جریان نیز کاسته شده و بدین ترتیب اندازه ذرات رسوبی حمل شده توسط رودخانه کاهش می‌یابد.

چرچ و کلرهالز[۱۶] دریافتند که روند نمایی کاهش اندازه ذرات به سمت پایین (قانون استرنبرگ) در بعضی از مواقع با ورود رسوبات درشت از طریق شاخه‌های فرعی و نیز با تغییرات لیتولوژی مواد بستر و میزان انرژی رودخانه متوقف می‌شود.

در این مقاله به‌طور اختصار تغییرات بافتی رسوبات رودخانه زولاچای به شرح ذیل از بالا دست به سمت پایین دست جریان بررسی قرار گرفتشده است.

جدول ۲. ترتیب اولویت‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس درصد شیب،نسبت طولی ناهمواری، مساحت زه‌کشی

1	2	3	4	5	6	7	8
HUC	(%)SLP	HUC	L/R	ملاحظات	HUC	(Km^2)A	ملاحظات
14	329.7	13	062.0	بیش‌ترین	14	80.12	کمترین
13	163.7	14	061.0		18	06.14	
18	163.7	4	054.0		7	03.21	
10	62.6	5	053.0		16	15.21	
5	608.6	11	051.0		15	65.22	
7	224.6	10	049.0		13	35.24	
6	641.5	16	048.0		1	10.30	
16	571.5	7	047.0		8	07.34	
11	543.5	15	044.0		17	45.34	
2	506.5	17	043.0		10	80.34	
4	313.5	6	042.0		2	10.38	
15	045.5	2	041.0		11	55.38	
8	407.4	12	039.0		5	32.45	
12	354.4	8	039.0		12	20.75	
3	314.4	18	037.0		6	50.76	
17	003.4	3	037.0		4	35.91	
1	873.3	9	032.0		9	43.93	
9	416.3	1	018.0	کمترین	3	00.100	بیش‌ترین

جدول ۳. ترتیب اولویت‌بندی زیرحوضه‌ها بر اساس نتایج مدل‌های نسبت حمل رسوب(مقادیرSDR)

HUC	Model 1	Model 2	Model 3	HUC	Model 4	HUC	Model 5	HUC	Mean of Models	ملاحظات
14	29.43	34.0	43.0	14	399.1	13	07.89	14	71.26	بیش‌ترین
18	72.42	34.0	42.0	13	386.1	14	10.88	13	14.26	
7	35.40	32.0	41.0	18	386.1	4	45.79	5	27.23	
16	31.40	32.0	40.0	10	343.1	5	14.78	4	81.22	

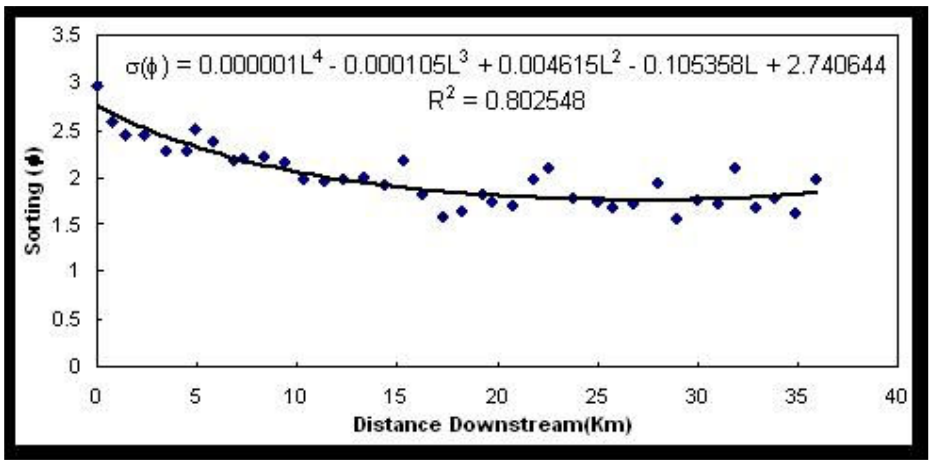
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

15	92.39	32.0	40.0	5	342.1	11	03.75	11	79.22	
13	51.39	32.0	40.0	7	310.1	10	13.73	16	72.22	
1	34.38	31.0	39.0	6	259.1	16	29.71	7	59.22	
8	67.37	30.0	38.0	16	253.1	7	54.70	10	54.22	
17	61.37	30.0	38.0	11	250.1	15	23.67	15	82.21	
10	56.37	30.0	38.0	2	247.1	17	66.65	17	01.21	
2	08.37	30.0	38.0	4	229.1	6	76.63	18	58.20	
11	02.37	30.0	38.0	15	204.1	2	83.62	2	37.20	
5	18.36	29.0	37.0	8	140.1	12	77.60	8	99.19	
12	67.33	28.0	35.0	12	134.1	8	46.60	6	85.19	
6	59.33	28.0	35.0	3	130.1	18	06.58	12	24.19	
4	75.32	27.0	34.0	17	097.1	3	60.57	3	33.18	
9	65.32	27.0	34.0	1	082.1	9	06.51	9	07.17	
3	34.32	27.0	34.0	9	029.1	1	61.32	1	55.14	کمترین

HUC :Hydrological Unit Code

۱. روند تغییرات جورشدگی (انحراف معیار) نسبت به فاصله:

جورشدگی رسوبات رودخانه ضعیف و بسیار ضعیف بوده و در محدوده ۱/۵۶ فی (Φ) الی ۲/۹۶ فی در مقیاس فولک [۱۹] تغییرمی‌کند. هرچه از سرچشمه و مناطق بالادست رودخانه به‌طرف پایین دست پیش می‌رویم میزان جورشدگی بیش‌تر می‌شود (شکل۲). ولی این تغییرات، رسوبات را از محدوده جورشدگی ضعیف و بسیار ضعیف خارج نمی‌کند. همچنین با توجه به معادله به‌دست آمده ضریب۷/۲ =B_O بیانگر جورشدگی رسوبات سرشاخه‌های کانال اصلی است. در معادله مربوطه σ (Φ) بیانگر جورشدگی رسوبات و L مشخص کننده فاصله از منشأ برحسب کیلومتر است.



شکل۲. روند تغییرات جورشدگی (انحراف معیار) نسبت به فاصله

۲. روند تغییرات میانگین اندازه ذرات نسبت به فاصله:

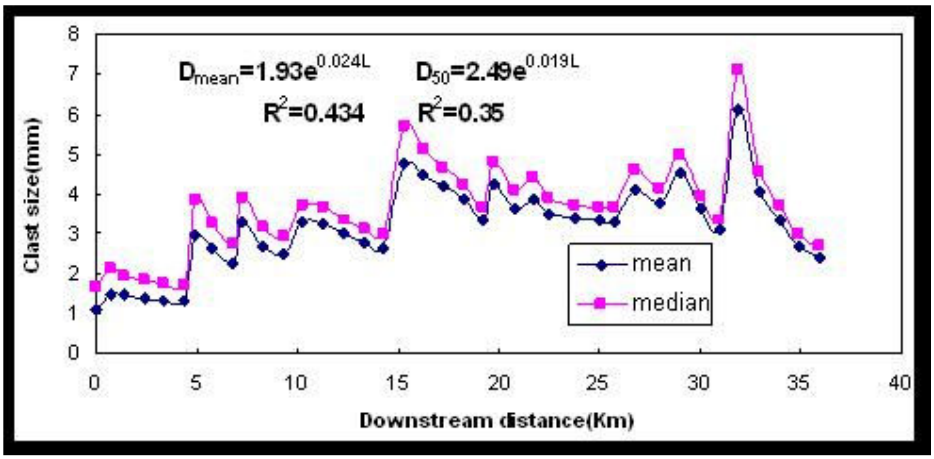
مقدار میانگین اندازه ذرات از مناطق بالادست رودخانه به طرف پایین دست آن افزایش می‌یابد (شکل ۳) .

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

افزایش مقدار میانگین اندازه ذرات به صورت افزایش نمایی است. افزایش مقدار میانگین اندازه ذرات به سمت پایین دست احتمالاً نقش قابل توجه ورود رسوبات از طرف انشعابات و شاخه‌های فرعی به درون کانال اصلی را نشان می‌دهد. شاخه‌های فرعی به‌دلیل داشتن شیب بستر بالا قادر به حمل رسوبات دانه درشت‌تر هستند. این رسوبات وقتی وارد کانال اصلی می‌شوند بر نحوه تغییر میانگین اندازه ذرات اثر می‌گذارند، به طوری‌که باعث تغییرات ناگهانی در روند تغییرات اندازه ذرات شده اند که موقعیت آن‌ها با محل ورود شاخه‌های فرعی مطابقت دارد.

چنان‌که از نمودار مربوطه پیداست سه تغییرناگهانی در اندازه ذرات وجود دارد. اولین تغییر از سمت بالا دست به طرف پایین مربوط به زیرحوضه شماره ٦ است که به مقدار ١.٦٦ میلی‌متر اندازه میانگین ذرات را تحت تأثیر قرار داده است. دومین تغییر ناگهانی مربوط به زیرحوضه شماره ٥ که به مقدار ٢.١٢ میلی‌متر اندازه میانگین ذرات را تحت تأثیرقرار داده و سومین تغییر مربوط به زیرحوضه‌های ٣ و ٤ که به مقدار ٣ میلی‌متر اندازه ذرات را تحت تأثیر قرار داده است. اندازه دانه‌ها به طورکلی به سمت پایین دست افزایشی است ولی در محل ورود شاخه‌های فرعی به شاخه اصلی رودخانه این اصل تغییر می‌کند. امروزه با نصب دستگاه‌های کدورت سنج بر روی رودخانه‌ها به راحتی به طور پیوسته در زمان میزان رسوب معلق برآورد می‌شود[٢٠].

عکس ١ سیلاب مربوط به تیرماه سال ٨٢ را نشان می‌دهد که سنگ‌های درشت را با خود به سمت پایین دست حمل کرده است. عکس ٢ مربوط به سیلاب شهریورماه همان سال است که شدت سیلاب به حدی است که پل ارتباطی روستاهای همجوار را به کلی از بین برده است.



شکل ٣. روند تغییرات میانگین اندازه ذرات نسبت به فاصله

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]



عکس ۲



عکس ۱

میزان تغییرات اندازه میانگین ذرات در زیرحوضه‌های شماره ۳ و ٤ از همه بیش‌تر است. این تغییر حاکی از دبی سیلابی بالای زیرحوضه‌های مذکور نسبت به زیرحوضه‌های شماره ٥ و ٦ است. پس می‌توان نتیجه گرفت که در مورد زیرحوضه‌های فاقد آمار دبی سیلابی به جای استفاده از آمار دبی سیلابی زیرحوضه‌های خارج از حوضه آبریز بررسی شده که در خیلی از موارد تعیین ضرایب مربوطه دشوار و در بعضی از مواقع دبی سیلابی غیرقابل انتظار برآورد می‌شود، با توجه به روند تغییرات میانگین اندازه ذرات در مورد شدت دبی سیلابی زیرحوضه‌ها نیز می‌توان به خوبی قضاوت کرد. همچنین با تلفیق نتایج به‌دست از بررسی‌های رسوب‌شناسی با نتایج حاصل از بررسی‌های هیدرولوژی به نتایج قابل قبولی در مورد دبی سیلابی زیرحوضه‌ها می‌توان دست یافت.

۳. روند تغییرات میانه ($Median:D_{50}$)اندازه ذرات نسبت به فاصله:

روند اصلی تغییرات میانه اندازه ذرات به سمت پایین دست رودخانه مشابه تغییرات میانگین اندازه ذرات است (شکل۳). لازم به یادآوری است که روند تغییرات میانگین و میانه اندازه ذرات از روند مورد انتظار چنین محیطهای پیروی نمی کند. این امر به دلیل ورود شاخه‌های فرعی، تغییر لیتولوژی و تغذیه رودخانه از طریق ریزش‌های کناری در اثر شیب تند کناره‌های پر شیب کانال در طول مسیر رودخانه قابل توجیه است.

٤. روند تغییرات میانه و میانگین اندازه ذرات نسبت به فاصله:

میانه و میانگین از پارامترهای مهم بافتی رسوبات به شمارمی‌آیند. به دلیل این‌که میانگین تابعی از انرژی فرایندهای کنترل کننده حمل و نقل و رسوب‌گذاری است و ذرات بر اساس رفتار هیدرودینامیکی خود جدا می‌شوند [۲۱]. بدین جهت تغییرات این دو پارامتر در کنار هم نیز از بالا دست به طرف پایین دست بررسی شده است. چنان‌که در شکل ۳ مشاهده می‌گردد میانه به دلیل کج‌شدگی مثبت رسوبات بزرگ‌تر از میانگین است و منحنی آن بالاتر قرار گرفته است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

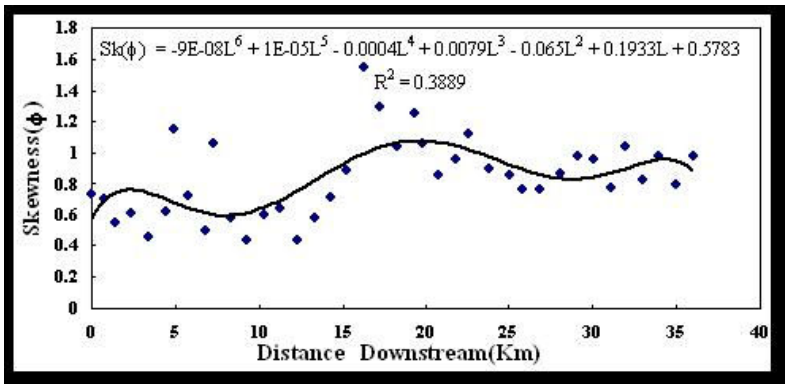
۵. روند تغییرات اختلاف میانه و میانگین(D_{mean}-D_{50}) اندازه ذرات نسبت به فاصله:

روند تغییرات اختلاف میانه و میانگین اندازه ذرات نسبت به فاصله نشان می‌دهد که با دور شدن از منشأ و به طرف پایین دست جریان این اختلاف کمتر می‌شود که علت آن مسافت طی شده بیش‌تر توسط رودخانه است. همچنین اختلاف بین میانه و میانگین بیش‌تر تحت تأثیر شاخه‌های فرعی قرارگرفته است و این اختلاف با محل ورود شاخه‌های فرعی مطابقت دارد. در محل ورود شاخه‌های فرعی به کانال اصلی این اختلاف به‌طور ناگهانی افزایش یافته است. نکته قابل توجه اینکه اولاً با توجه به روند تغییرات میانه و میانگین اندازه ذرات نسبت به فاصله، محل ورود بعضی از شاخه‌های فرعی مانند کوه کیکان و گرماویچ مشخص نیست. به دلیل این‌که شاخه‌های فرعی مذکور از یك طرف رسوبات دانه ریز حمل کرده و ازطرف دیگر به دلیل تأثیر فرایند سایش در طول مسیر کانال اصلی فرایند ریزشوندگی افزایش یافته و آهنگ ریزشوندگی روند طبیعی خود را طی کرده و در نتیجه محل ورود شاخه‌های فرعی مذکور قابل مشاهده نیست. در صورتی‌که با توجه به روند تغییرات اختلاف میانه و میانگین اندازه ذرات این محل‌ها نیز قابل شناسایی است. ثانیاً با توجه به این روند مشخص می‌شود که در محل ورود شاخه‌های فرعی که بستر آن‌ها پوشیده از پوشش گیاهی درختی است، اختلاف چشم‌گیری بین میانه و میانگین اندازه ذرات مشاهده نشده و این اختلاف همان روند قبلی طبیعی خود را طی کرده است.

۶. روند تغییرات کج شدگی رسوبات نسبت به فاصله:

کج‌شدگی رسوبات از مناطق بالادست رودخانه زولاچای به طرف پایین دست آن دارای تغییرات متفاوتی بوده (شکل ٤) و معادله ارائه شده در نمودار قابل استنباط است. نمونه‌های رسوبی مطالعه شده کج شدگی مثبت نشان می‌دهند و در محدوده (۰/٤٤ الی ۱/۵۵) تغییرمی‌کنند. کج‌شدگی مثبت در محیط‌های رودخانه‌ای امری طبیعی است و عدم فرصت کافی برای شستشوی ذرات دانه ریز توسط جریان آب را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر تغییر در رژیم جریان و یك‌نواخت نبودن در قدرت و شدت جریان از چنین وضعیتی قابل استنباط است. علاوه بر این به نظرمی‌رسد که وجود ذرات و قطعات در حد قلوه سنگ و تخته سنگ در بستر جریان، در حفظ و نگهداری ذرات دانه‌ریز در بسترکانال نقش بسیار اساسی داشته، از طرفی تغذیه رودخانه از کانال‌های انشعابی و سایش ذرات دانه‌درشت از جمله دلایل ظهورکج‌شدگی مثبت در رسوبات بررسی شده است. از سوی دیگر در جاهایی‌که کج شدگی شدید مثبت رسوبات فراهم شده است، این امر ناشی از پوشش گیاهی درختی حاشیه رودخانه است که با کاهش انرژی و سرعت جریان آب باعث به تله افتادن رسوبات دانه‌ریز در بین رسوبات دانه درشت گشته‌اند و در نتیجه بر خلاف انتظار معمول در این محل‌ها نسبت به نمونه‌های قبلی با کج‌شدگی شدید مثبت رسوبات مواجه می‌شویم .

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]



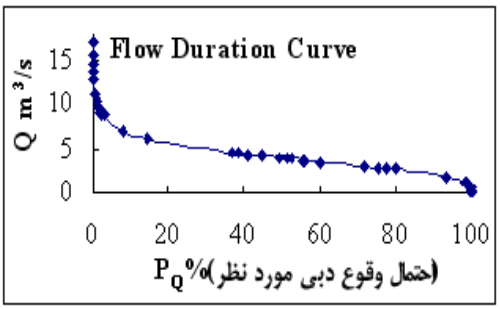
شکل ٤. کج شدگی رسوبات

۷. روند تغییرات جورشدگی در مقابل میانگین اندازه ذرات:

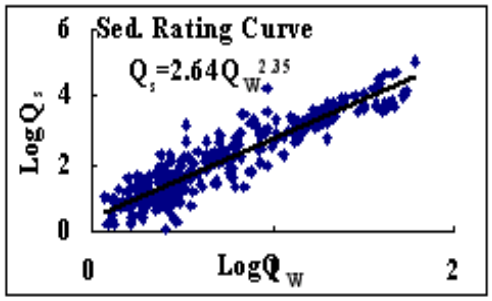
با افزایش میانگین اندازه ذرات مقدار عددی پارامتر جورشدگی کاهش یافته به همین سبب رسوبات جور شده‌تر می‌شوند.

منحنی‌های تداوم جریان و سنجه رسوب (Flow Duration and Sediment Rating Curves):

یکی از ابزارهای متداول برای برآورد دبی رسوب یك رودخانه، منحنی سنجش رسوب است. منحنی سنجش رسوب به همراه منحنی تداوم جریان را می‌توان برای تعیین متوسط دراز مدت بار رسوب یا رسوب ورودی به یك مخزن به‌کار برد. برای این منظور روش گام به گامی برای مهندسان ارائه شده است. در گام اول مقادیر بار رسوب معلق اندازه‌گیری شده را نسبت به مقادیر دبی جریان آب اندازه‌گیری شده در یك ایستگاه اندازه‌گیری رودخانه، بر روی یك کاغذ تمام لگاریتمی رسم می‌شود و در صورت لزوم باید داده‌ها را بر طبق انواع مختلف رواناب دسته‌بندی کرد (شکل ٥). در گام دوم با استفاده از آمار موجود جریان رودخانه،منحنی تداوم جریان برای دوره‌ها یا وقایع تحت پوشش منحنی سنجه رسوب تشکیل می‌شود(شکل ٦). درگام سوم مقدار رسوب‌دهی (Sediment yield) با استفاده از نتایج گام‌های ۱ و ۲ برای هر دوره در طول یك سال محاسبه می‌شود. مجموع این مقدار، متوسط رسوب‌دهی معلق سالانه را به‌دست می‌دهد[۲۲]. در این تحقیق با استفاده از این روش متوسط رسوب‌دهی بار معلق رودخانه زولاچای محاسبه شده و نتایج در جدول ٤ آمده است.



شکل ٥. منحنی‌های تداوم جریان



شکل ٦. منحنی سنجه رسوب

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

جدول ٤. جدول برآورد مقادیر رسوب به روش اداره مهندسان ارتش ایالات متحده (E.C.A.S.U)

.NO	Limits (%)		Interval	.ord.Mid (%)	Q_W (s/m^3)	Q_S (day/ton)	.Int*Q_W	.Int*Q_S
1	0	0.02	0.0002	0.010	17.150	2086.10	0.003	0.417
2	0.02	0.1	0.0008	0.060	14.530	1413.55	0.012	1.131
3	0.1	0.5	0.0040	0.300	12.221	941.65	0.049	3.767
4	0.5	1.5	0.0100	1.000	10.257	624.13	0.103	6.241
5	1.5	5	0.0350	3.250	8.554	407.51	0.299	14.263
6	5	15	0.1000	10	6.795	237.44	0.680	23.744
7	15	25	0.1000	20	5.703	157.36	0.570	15.736
8	25	35	0.1000	30	4.980	114.44	0.498	11.444
9	35	45	0.1000	40	4.383	84.83	0.438	8.483
10	45	55	0.1000	50	3.927	65.52	0.393	6.552
11	55	65	0.1000	60	3.509	50.33	0.351	5.033
12	65	75	0.1000	70	3.096	37.51	0.310	3.751
13	75	85	0.1000	80	2.667	26.43	0.267	2.643
14	85	95	0.1000	90	2.052	14.28	0.205	1.428
15	95	98.5	0.0350	96.750	1.448	6.30	0.051	0.220
16	98.5	99.5	0.0100	99.000	1.095	3.27	0.011	0.033
17	99.5	99.9	0.0040	99.700	0.744	1.32	0.003	0.005
18	99.9	99.98	0.0008	99.940	0.382	0.28	0.000	0.000
19	99.98	100	0.0002	99.990	0.059	0.00	0.000	0.000
Q_W متوسط دبی رودخانه(مترمکعب بر ثانیه)							242.4	
Q_s متوسط آورد رسوب رودخانه(تن بر روز) و یا (٣٨٢٨٤.٨٥ تن بر سال)								89.104

نیتجه‌گیری

شکل حوضه یکی از ویژگی‌های اساسی در بررسی وضعیت سیل خیزی حوضه‌ها است. بر این اساس بررسی ضریب گراویلیوس، گردوارگی و نسبت طول به عرض مستطیل معادل نشان می‌دهد که زیرحوضه‌های شماره ١ و ١٤ دارای متراکم‌ترین شکل حوضه بوده و از نظر شکل بحرانی‌ترین زیرحوضه‌ها در برابر جریان‌ها ی طغیانی به شمار می‌آیند. این دو حوضه از حوضه‌های متراکم با تراکم زهکشی بالا و دبی بالای سالانه سیل و میزان فرسایش زیاد هستند. برای توصیف تغییرات پارامترهای بافتی رسوبات از بالادست به طرف پایین به علت متفاوت بودن لیتولوژی و طبیعت پیچیده انتقال رسوب ارائه تنها یك مدل مشکل است، به‌طوری‌که ضریب همبستگی مدل‌های به‌دست آمده نیز این موضوع را تأیید می‌کنند. اندازه دانه‌ها به طرف پایین دست به‌صورت نمایی افزایش می‌یابد. بررسی تغییرات بافتی و علل درشت شوندگی دانه‌ها در ٨٤ نقطه از حوضه نشان می‌دهد که ورود شاخابه‌های فرعی و تغییر لیتولوژی از عوامل اصلی این پدیده است. در هر حال در مورد رودخانه زولاچای تغییرات میانگین و میانه اندازه ذرات به‌صورت افزایش نمایی تصاعدی است. با توجه به روند تغییرات پارامترهای بافتی زیرحوضه‌های ٣ و ٤ ، ٥ ،٨ به‌عنوان بحرانی‌ترین زیرحوضه‌ها از نظر میزان آورد رسوب شناخته شده‌اند. به‌طورکلی رسوبات این رودخانه دارای منحنی توزیع دانه‌بندی با

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

جورشدگی بد وکج‌شدگی مثبت هستند. همچنین با توجه به روند مذکور و عوامل فیزیوگرافی، میانگین مقادیر تخمین زده شده مدل‌های SDR را می‌توان به‌عنوان SDR زیرحوضه‌ها در نظر گرفت. میزان متوسط دبی و بار معلق رودخانه زولاچای با استفاده از روش E.C.A.S. U به‌ترتیب در حدود ۴/۲ متر مکعب بر ثانیه و ۱۰۵ تن بر روز برآورد شده است که در محاسبات عمرمفید سد و حجم مخزن مورد استفاده قرار می‌گیرد.

منابع

1. USACE US Army Corps of Engineers, Engineering and Design-Sedimentation Investigations of Rivers and Reservoir, USACE, Washington, DC. (1995) 177.
2. M. Tucker, Techniques in sedimentology, oxford: Black Well Scientific Pub. (1989) .
3. J. B. Simon, P. Kenneth, GRADISTAT: A Grain size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments.John Wiley and Sons, Ltd. Earth Surf. Process Landforms, 26 (2001) 1237.
4. C. T. Yang, Sediment Transport: Theory and Practice, McGraw-Hill Companies , Inc (1996).
6. D. J. Ouyang, Bartholic, Predicting Sediment Delivery Ratio in Saginaw Bay Watershed, Institute of Water Research Michigan State University, Orlando, FL (1997) 659.
9. E. D. Walling, and B. W. Webb, Patterns of sediment yield .In :Gregory, K. J. ed: ackground to Palaeohydrology, 69-100.Pergamon, New York (1983).
10. USDA, SCS, Sediment sources, yields, and delivery ratios, National Engineering Handbook, Section 3 Sedimentation (1972).
11. S. B. Maner, Factors influencing sediment delivery rates in the Red Hills physiographic area .Trans. AGU 39 (1958) 669.
12. M. A. Church, R. Kellerhals, on the statistics of grain size variation along a gravel river. Can. J. Earth Sci., 7 (1978) 1151.
13. S. A. Schumm, M. A. Stevens, Abrasion inplace: A mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in rivers.In, Knighton, D.) 1984 (Fluvial Forms and Processes .London: Edward Arnold (1973) 218.
14. M. J. Kirkby, Maximum sediment transporting efficiency as a criterion for alluvial channels, In: K. J. Gregory, Editor, River Channel Changes, Wiley, Hoboken, NJ (1977) 950.
15. Folk, R. L. Folk, Petrology of sedimentary rocks, Hemphill, Austin (1980) 185.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]

16. Casey, J. Lee, Rasmussen, P. Patrick, and Ziegler, C. Andrew, Characterization of suspended-sediment loading to and from John Redmond Reservoir, east-central Kansas, U.S .Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5123 (2008) 25.

17. G. V. Middleton, J. B. Southard, Mechanics of Sediment Movement :Tulsa.Oklahoma, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short course No. 3 (1978).

۱۸. علی‌اکبر خدابنده، گزارش نقشه زمین‌شناسی سلماس به مقیاس (۱:۱۰۰۰۰۰) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۲).

۱۹ . م. مهدوی، *هیدرولوژی کاربردی*، جلد دوم، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۱).

۲۰. ش. سیمافر، *هیدرولوژی مهندسی*،انتشارات دانشگاه صنعتی سهند (۱۳۷۳).

۲۱. م. نجماعی، *هیدرولوژی مهندسی*،انتشارات دانشگاه علم وصنعت (۱۳۶۹).

۲۲. ج. فریفته، *تحلیل‌های کمی در ژئومورفولوژی*، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۷۰).

۲۳. ا. علیزاده، *اصول هیدرولوژی کاربردی*، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ دوازدهم (۱۳۷۹).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-03]