اندیشه جغرافیایی
سال هفتم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲
دانشگاه زنجان
مقاله شماره ۹۳

Geographic Notion
Vol.13. Spring 2013
Zanjan University
No. 93

فرایندهای ژئومورفولوژیک و تأثیر آن ها در بر آورد سیلاب‌ها

غلام حسن جعفری[۱]، محمدحسین رامشت[۲]

چکیده

سیلاب‌ها و طغیان‌های رودخانه ای از جمله مخاطرات طبیعی به شمار می آیند که از دیر باز مورد توجه ساکنین و حاشیه نشینان سواحل رودخانه و مسیل‌ها بوده است. این پدیده به عنوان یکی از حوادث تکرارپذیر، همواره مورد بررسی و مطالعه متخصصان، از جمله آب شناسان و مهندسان و طراحان فضاها و ابنیه عمومی مانند پل‌ها وجاده‌ها و... قرار گرفته و می گیرد. کارشناسان این گونه سازه‌ها با تعریف فیزیکی از سیل و سیلاب، سعی دارند بر اساس بنیان‌های هیدرولیک و با اتکا به بررسی ابعاد و شیب دره‌ها و معبرهای عبور آب، نسبت به طراحی آب گذرها و پل‌ها اقدام نمایند. این بررسی‌ها غالبا با فرض عملکرد جریان سیال آب در محیط همراه بوده و بدون در نظر گرفتن فرایندهای دیگر مانند فرایندهای ناشی ازعملکرد یخ که می تواند عامل اصلی در ایجاد فرم دره‌ها بوده باشد صورت می گیرد و لذا برآورد آن‌ها در مورد سیلاب‌های احتمالی بسیار دور از واقعیتی خواهد بود که در طبیعت به وقوع می پیوندد.

در این مقاله به آزمون فرمول شزی و مانینگ در برآورد سیلاب پرداخته شده و با اتکا به برآوردهای ریاضی و بیلان هیدرولوژیک، بر این نکته تأکید شده است که بدون در نظر گرفتن فرایندهای ژئومرفیک ایجاد کننده دره ها، بسیاری از برآوردهای معمول در مقدار سیلاب‌های محتمل، صحت ودقت لازم را نداشته و نمی توان با اتکا به چنین برآوردهائی دست به اجرای سازه‌های مهندسی، زد.

واژگان کلیدی: سیل، هیدرولوژی، فرایندهای ژئومرفیک، زاگرس، فرایند، آب سیال، عملکرد یخ.

۱. استادیار دانشگاه زنجان jafarihas@yahoo.com
۲. استاد دانشگاه اصفهان

مقدمه

مهندسین در طراحی سازه‌های آبی، متکی به روش‌های محاسباتی خاصی هستند تا بتوانند نسبت به تعیین ابعاد پل‌ها وسرریزها اقدام نمایند. گاهی اوقات این محاسبات برای مسیل‌ها و خشک رودها بر اساس سطح مقطع مسیل، شیب محدوده معبر و ضریب خاصی که به ضریب مانینگ شهرت دارد، استوار است. با اتکاء به چنین روابط تجربی، معمولاً محاسبه دبی‌های حداکثر یا محتمل صورت می گیرد. مشکل عمده این است؛ که هرگز در مورد فرایندی که سبب ایجاد چنین مسیل یا دره ای شده است، دقت و مداقه کافی به عمل نمی آید. به عبارت دیگر؛ برآوردهای رقومی، تنها بر اساس ویژگی‌های هندسی دره‌هاست، حال آن که ایجاد چنین پدیده‌هایی می تواند در چهارچوب فرایندهای مختلفی صورت گرفته باشد. چنین برآوردهایی، وقتی به صحت قرین است که سیال به وجود آورنده دره‌ها، آب در حالت مایع باشد. سیلاب‌ها می توانند دره‌های عریضی را بوجود آورند که بعضاً شباهت بسیاری به دره‌های ناشی از حرکت متمرکز یخ دارد. بدیهی است اگرچه حرکت یخ شباهت‌های زیادی با حرکت آب دارد، ولی سرعت و ابعاد این دو، تفاوت فاحش داشته و یخچال، دره‌های وسیع تری ایجاد می کند. اگر مهندسین بدون توجه به این که دره را آب بوجود آورده یا یخ، دست به محاسبات عددی بزنند، هرگز قادر نخواهند بود، دبی صحیح آب عبوری دره را برآورد نمایند. با توجه به این که مبنای اصلی تصمیم گیری مهندسان در طراحی دبی طرح و برآورد حجم آب جاری شده در مقطع دره‌ها، تحلیل مورفولوژی دره‌هاست، پرداختن به فرایندهای شکل‌زا در چنین محاسباتی اهمیت فراوانی دارد.

پیشینه تحقیق

آب ماده ای است که حیات بدون آن میسر نیست. بشر در دوره نوسنگی سعی در مهار آب داشته است. بر روی الواحی که از ۴ هزار سال قبل از میلاد از سومری ها و مصری‌ها در منطقه خاورمیانه باقی مانده، آثاری حک شده که نشان می دهد قدمت سد

سازی روی رود نیل به آن زمان بر می گردد. در دین یهود اشاره شده است که حضرت موسی در ۱۴۰۰ سال قبل از میلاد مسیح با عصای سحرآمیز خود چشمه ای در دل کویر پدید آورد. این موضوع بر اهمیت آب در زمانهای گذشته صحه می گذارد، به نحوی که تمدن های بزرگ در کنار رودهای بزرگ ظاهر شده اند.

علی رغم اهمیت بسیار زیاد آب، گاه با طغیان و سر ریز شدنش خسارت های سنگینی به بار می آورد. انسان برای کاهش خسارات ناشی از آن تدابیری اندیشیده که به طراحی و تأسیس محدثاتی انجامیده که در این گفتار به عنوان سازه های آبی از آن ها یاد شده است. چه بسا طراحی چنین سازه هایی بر اساس فرم های موجود در طبیعت باشد، ولی فرم موجود ناشی از فرایند حاکم کنونی (آب، یخچال، باد) نباشد. فرایند یخچالی که بیشتر در این مقاله مد نظر است، در عرض های بالای جغرافیایی و نواحی مرتفع کوهستانی حاکمیت دارد. با شکل گیری یخچال و جریان آن به طرف ارتفاعات پایین تر، زبانه های یخچالی دره هایی را ایجاد می کنند که شکل گیری آن ها با حداکثر گسترش زبانه های یخی در ارتباط است.

در مورد حداکثر گسترش ارتفاع خط برف مرز دائمی و به تبع آن ارتفاع خط تعادل آب و یخ (حداکثر گسترش زبانه های یخچالی) مطالعات زیادی انجام شده است از جمله؛ به نظر بوبک و شوایتزر ارتفاع خط برف در دوره‌های سرد پلئستوسن نسبت به شرایط کنونی، حدود ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ متر پائین تر بوده است. در مقابل رایت، پائین آمدن خط برف را در کوه‌های کردستان در دوره‌های سرد تا ارتفاع ۱۸۰۰ متر (از سطح دریا) برآورد کرده است (مقیمی، ۱۳۸۹: ۲۰۱). در کوه‌های تالش، یخ‌رفت‌هایی که در شرق و غرب قله باغرور وجود داشته، زمین‌های زیادی را پوشانده که‌یخ‌رفت‌های آن هنوز وسعت زیادی از نواحی اطراف را می‌پوشاند (محمودی، ۱۳۶۷، ۱۴). در دره گرگان‌رود، یخرفت های پیشانی تا ارتفاع ۹۰۰ متری از سطح دریا شناسایی شده اند (علایی طالقانی، ۱۳۸۱، ۱۲۹). در جنوب غرب رشت، در دره ماسوله، یک یخچال دره‌ای مهم وجود داشته که‌یخ‌رفت‌های آن در وورم اخیر تا ارتفاع ۴۰۰ متری از سطح

دریا پائین آمده است. به‌نوشته پدرامی (۱۳۶۷) زبانه‌های یخچال‌های دامنه‌ای سردآبرود و رود چالوس در وورم قدیم تا سطح آب‌های آزاد کاسپین قدیم پائین آمده است. در ناحیه تهران آثار و شواهد زیادی از یخبندان وورم وجود دارد، یخچال دره‌ای بزرگ کرج ۹۰ کیلومتر طول داشته و تا محل شهر فعلی کرج گسترش یافته‌بود. در وورم قدیم یخچال دره‌ای جاجرود نیز تا ارتفاع ۱۴۰۰ متر پائین آمده است. یخرفت‌های یخچال سیرکی شیرکوه در ارتفاع ۱۸۰۰ و ۲۸۰۰ متر باقی مانده است که حاکی از وجود دو دوره یا فاز یخچالی است. کوهله در کوه چوپار واقع در جنوب کرمان آثار دو یخبندان بزرگ کواترنری را بررسی کرده و آن‌ها را به دوره ریس و وورم نسبت داده است (جداری عیوضی، ۱۳۷۴، ۷۸-۷۷). کوه های البرز میانی در شمال ناحیه تهران به سبب ارتفاع زیاد، مملو از شکل های مختلف یخچالی است. سیرک های یخچالی توچال از این عوارض اند. حد زیرین این سیرک ها که توسط GPS اندازه گیری شده اند، ۱۶۰۰ متر است (مقیمی، ۱۳۸۹، ۲۰۲). البته زمردیان این ارتفاع را در دامنه شمالی توچال، برای یخرفت‌های کف درّه شهرستانک ۲۲۰۰ متر ذکر کرده است (زمردیان، ۱۳۸۱، ۴۲).

رامشت (۱۳۸۱) از دیگر محققینی است که طی تحقیقاتی که اخیراً در زمینه یخچال‌شناسی ایران مرکزی انجام داده، یافته‌های دانشمندانی چون هاگه‌درن ـ کوهله را مورد تأیید قرار داده و با تکیه بر شواهد ژئومورفیک وآثار فرسایشی، یخچال‌ها را تا ارتفاع ۱۶۰۰ متری در چندین نقطه‌از ایران مرکزی از جمله زفره ـ شیرکوه و... مطالعه نموده و به‌پایین آمدن زبانه‌های یخی تا زمین‌های دشتی تأکید کرده‌است. تحقیقات این محقق علاوه بر یخچال‌های ایران، در مورد یخسارهای (حرکت غیر متمرکز یخ) ایران مرکزی هنوز ادامه دارد **(نعمت الهی،۱۳۸۲)**. اینگونه مطالعات در دهه های اخیر در سلفچگان (شوشتری، ۱۳۸۲)، زفره (طالبی، ۱۳۸۱)،

دهبکری بم (پوردهقان ۱۳۸۵)، نسران (معصومی، ۱۳۸۴)، درختنگان (شاهزیدی، ۱۳۸۵)، الیگودرز (جعفری، ۱۳۸۵) و.... در ایران مرکزی صورت گرفته است.

مطالعات فوق مؤید این موضوع است که با پایین آمدن زبانه های یخچالی کواترنر دره هایی را بوجود آورده است که هر چند امکان دارد بستر امروزی آن ها توسط مسیل یا رود و خشک رودی اشغال شده باشد، ولی فرایند اصلی بوجودآورنده آن ها رواناب نبوده، بلکه از طریق بارش جامد و ایزوله شدنش و شکل گیری یخچال های دوره کواترنری به وجود آمده اند.

از طرفی برای احداث سازه های آبی لازم است حداکثر دبی خروجی دره را محاسبه کرد که به مطالعات هیدرولوژیکی نیازمندیم. هیدرولوژی جدید از قرن ۱۷ با اندازه گیری‌های مختلف آغاز گردید. ماربوت با اندازه گیری سرعت و سطح مقطع جریان، دبی رودخانه سن را در پاریس محاسبه کرد. از قرن نوزدهم در زمینه هیدرولوژی آب‌های سطحی به هیدرومتری توجه بیشتری مبذول گردید. در اواخر قرن ۱۹ و ۳۰ سال اول قرن ۲۰صدها فرمول تجربی پیشنهاد گردید که می بایست ضرایب و پارامترهای آن‌ها بر اساس قضاوت و تجربه بدست می آمد. این مدل‌های تجربی، شامل روابط و معادلاتی بود که با استفاده از تجزیه و تحلیل آمار و اطلاعات محدود و خصوصیات یک منطقه تعیین می شوند و جهت تخمین پارامترهای احتمالی خاص مورد استفاده قرار می گیرند (شفاهی، ۱۳۸۴: ۳۷۵). فرمول‌های فرانسیس در مورد سرریزها، گانگیه، کوته و مانینگ درباره جریان آب در کانال‌های روباز از جمله این مواردند (علیزاده، امین، ۱۳۷۷: صص۳۳-۳۱).

روش و شیوه کار

در ارتباط با اثر گذاری رواناب ها در ایجاد دره ها و مسیل ها شکی نیست، اما آنچه در این مقاله مد نظر قرار گرفته، این است که علاوه بر اثرگذاری آب به صورت مایع، به شکل جامد نیز در شکل گیری دره ها نقش دارد. با توجه به تغییرات اقلیمی

کواترنری، شرایط گسترش یخچال های کوهستانی در ایران زمین، فراهم گشته و در قسمت هایی که امروزه فرایند آبی یا مجاور یخچالی فعالیت دارند، در آن زمان فرایند یخچالی حکم فرما بوده است.

مطالعه صفات و ویژگی آب‌های جاری، در قلمرو مهندسان آب شناسی است. حال آن که ابعاد و نوع آبراهه، یعنی شکل هندسی آن از نظر آب شناختی در حیطه ژئومورفولوژیست‌هاست. ژئومورفولوژیست‌ها جریان آب و پیداش مسیل‌ها را تنها به مثابه یکی از عناصر دخیل درتغییر شکل زمین، در هر مقیاس زمانی که باشد، می بینند (آر یو کوک و همکار، ۱۳۷۷: ۲۶۵). معابر طبیعی را از بهترین مناظر ژئوفیزیکی می دانند که در آن، ارتباط بین سیستم نیروها و اشکال ناهمواری‌ها به روشنی قابل درک است؛ زیرا همین سیستم نیروها هستند که به طور انحصاری در تعیین ابعاد و شکل آبراهه دخالت دارند. چون این دیدگاه، هر دو نگرش میان مدت و دراز مدت را شامل می شود، به ژئومورفولوژیست‌ها امکان می دهد، تا از رودها ادراک ویژه ای داشته باشند. ادراکی که تا حدی به نظر مدیران حرفه ای رود که بیشتر به مسائل بلافصل و نزدیک آن توجه دارند متفاوت است. در این جا توجه عمومی ژئومورفیک به «شکل – مواد– فرایند» materials-process– form– و زمان، به بحث درباره «شکل– فرایند– واکنش» response– form-process– تغییر می یابد(آر یو کوک و همکار، ۱۳۷۷: ۲۶۷).

با توجه به این نکات، در این جا کوشیده ایم تا نواحی مختلفی از ایران مرکزی را که حضور فرایند یخچالی در آن ها باعث ایجاد شواهدی از جمله دره های وسیع و U شکل شده است را انتخاب و با استفاده از ضرایب و روابط موجود، حداکثر دبی آن ها را برآورد نماییم. سپس با بررسی ویژگی های فیزیکی حوضه آبی بالا دست مقاطع و برآورد دبی خروجی ناشی از رواناب یا ایزوله شدن بارش دوره های سرد، ابعاد دره های ایجاد شده بر اثر هر کدام را برآورد کرده ایم. با مقایسه وضع موجود مقطع دره با هر کدام از فرایندهای آبی و یخچالی، به این نتیجه رسیده ایم که آب به صورت مایع، با

توجه به وضع موجود، تحت هیچ شرایطی نمی تواند چنین دره هایی را بوجود آورد و مسلماً در شکل گیری آن ها فرایند دیگری یعنی یخچال نقش داشته است. گاهی اوقات با نادیده گرفتن فرایند شکل زای دره ها، زمینه هدر رفتن سرمایه های ملی را فراهم می سازیم.

بحث و بررسی

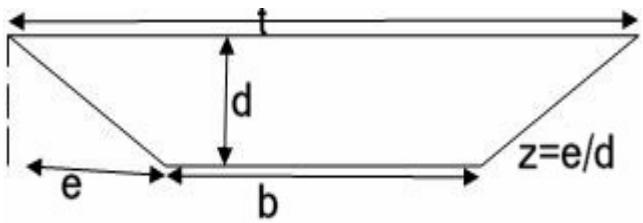
به نظر می رسد اگر مقدار آبی که تقریباً تمام کانال را در بر گرفته است و به تخلیه بین سکویی یا بین دو کنار بستر رودخانه اختصاص دارد را به عنوان تخلیه حداکثر رودخانه به حساب آوریم، عمل منطقی انجام داده ایم. (ریچارد چورلی و دیگران۱۳۷۹: ۱۶۳) این موضوع منجر به ارائه فرمول‌های متعددی برای محاسبه حداکثردبی از طرف آب شناسان گردیده که می توان به فرمول شزی و مانینگ اشاره کرد (علیزاده، ۳۶). استفاده از این گونه مدل‌ها به منظور برآورد سیلاب سالانه درحوضه آبی مناطق خشک و نیمه خشکی که عمدتاً فاقد ایستگاه‌های آب سنجی می باشند از دیر باز در مطالعات هیدرولوژیکی متداول بوده است. البته کارایی و مناسبت این روش‌ها در مناطق جغرافیایی مختلف منوط به دستیابی اطلاعات مورد نیاز و آزمون‌های مربوطه می باشد. نتایج این گونه تحلیل‌ها نیز در بسیاری از موارد رضایت بخش است، ولی با توجه به بعضی شواهد مورفولوژیکی و فیزیوگرافی موجود، نمی توان چنین تحلیل‌هایی را به همه ی دره‌ها تعمیم داد. به‌کارگیری این مدل‌ها در بسیاری از دره‌هایی که تحلیل فرایند شکل‌زایی آن‌ها انجام شده است، نتایج قابل قبولی بدست نداده است. بنابراین در برآورد حداکثر دبی سیل، تحلیل فرایندهای شکل‌زا، ضرورت خاصی خواهد داشت. این ضرورت در بررسی های میدانی با شواهد عینی همراهی داشت، از جمله: ۱- وسعت کم حوضه آبی در بالادست دره‌هایی با ابعاد وسیع که فاصله چندانی با خط تقسیم آب نداشتند (آباده، اقلید، ساریتان، الیگودرز و...) ۲- دره‌های وسیعی که در پایین دست به هم پیوسته و انتظار می رود، عمیق‌تر و وسیع تر گردند، در صورتی که وسعت آن ها در

پایین دست نسبت به وسعت شان در بالادست کمتر شده است. یعنی با توجه به حجم آب محاسبه شده در مقطع هر یک از دره‌ها در بالا دست، انتظار می رود در پایین دست با به هم پیوستن آن ها و افزایش دبی آب، دره‌ها وسیع تر گردند، ولی ابعاد دره ها در چنین مناطقی کمتر شده است. به عبارتی دیگر؛ ابعاد زبانه های یخچالی کواترنر ایران زمین، به طرف دشت‌ها و پایین دست، علی‌رغم اینکه امکان دارد چندین زبانه یخچالی به هم بپیوندند، به خاطر ذوب و تحلیل رفتن یخ، کاهش یافته و در نتیجه دره‌هایی با وسعت کمتر ایجاد می کنند، در صورتی که معمولاً دره‌های رودخانه ای، به سمت پایین دست، با دریافت انشعابات متعدد و افزایش دبی، وسعت بیشتری می گیرند.

بررسی فرم‌های ناشی از صفحه‌های یخی مؤید این نکته است که بارش جامد و تجمع نسبی آن در مناطق پست حوضه، می تواند پیدایش چنین دره‌هایی را به خوبی توجیه نماید. عدم شناخت صحیح فرایند، باعث نتیجه گیری غلط در تحلیل و منجر به بروز مشکلاتی در برنامه ریزی‌ها می گردد. در این مقاله سعی بر آن است که با توجه به نکات مذکور و با استفاده از روابط موجود، به بررسی ابعاد دره های مختلف با دیدگاه فرم و فرایندی از یک طرف و رابطه سنجی از طرف دیگر پرداخته و نتایج حاصله را مورد مقایسه و بررسی قرار دهیم.

همان طور که اشاره شد، از جمله مدل‌ها که با استفاده از مشخصات فیزیوگرافی در محاسبه ی دبی جریان‌های یکنواخت استفاده می شود، مدل‌های مربوط به شزی و مانینگ است. زمانی که در یک مسئله هیدرولیکی، معلومات را شناسایی و از روی آن‌ها پارامترهای مجهول را پیدا کنیم؛ جریان هیدرولیکی محاسبه شده، به عنوان جریان یکنواخت شناخته می شود. بررسی چنین جریان‌هایی با استفاده از فرمول‌های مانینگ و شزی، با ضرائب انتقال، امکان پذیر است (حسینی و ابریشمی، ۱۳۸۹: ۱۱۳). در این صورت مشخصات هندسی معابر طبیعی، مثل عمق و سطح مقطع جریان، عرض سطح آزاد، پیرامون مرطوب، شعاع هیدرولیکی باید مشخص گردد. بسیاری از این متغیرها بایستی با حضور در منطقه و اندازه گیری‌های میدانی مشخص گردند. برای مثال، منظور

از عمق جریان (تراز مقطعی از کانال) فاصله ی قائم سطح آزاد آب نسبت به یک سطح مبنای دلخواه می باشد (حسینی و ابریشمی، ۱۳۸۹: ۳). عرض سطح آزاد همان دهانه، معبر عبوری دره است که آب یا یخ از آن عبور می کرده که در آبراهه های ذوزنقه ای (همانند مناطق مورد مطالعه) با استفاد از روابط (۱و۲) و شکل (۱) مساحت مقطع جریان و محیط خیس شده محاسبه می شود:



شکل (۱) قسمت های مختلف آبراهه ذوزنقه ای

$$A=b.d+z.d^2 \qquad (۱)$$

$$P = b + 2d\sqrt{1+z^2} \qquad (۲)$$

در این روابط A مساحت مقطع جریان، P محیط خیس شده مقطع جریان، b عرض مقطع جریان و d عمق مقطع جریان است. با داشتن مساحت و محیط مقطع جریان، می توان شعاع هیدرولیکی را محاسبه کرد:

$$R = {}^{A}/_{P} \qquad (۳)$$

که R شعاع هیدرولیکی سطح مقطع جریان است.

برای محاسبه مجهولات (دبی جریان) از روابط تجربی (بازن، کارتر و مانینگ) استفاده می کنند. در همه این روابط، ابتدا لازم است که سرعت جریان آب را محاسبه نماییم. سرعت متوسط آب (v) در فرمول مانینگ از رابطه (۴) محاسبه می گردد:

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3}.S^{1/2} \qquad (۴)$$

که S شیب کانال بر حسب درصد و n ضریب زبری کانال در رابطه مانینگ است. این ضریب، برای آبراهه‌های مختلف با توجه به وضعیت مسیل از نظر ناهمواری، پوشش گیاهی، جنس رسوبات و... متفاوت است که با استفاده از جداول موجود در کتاب

های هیدرولوژی برآورد می گردد (رفاهی، ۱۳۸۲، ۴۲۸-۴۲۶). با توجه به این که مسیل های انتخابی دارای ویژگی های یکسانی هستند (یعنی همه آن ها مسیر نامنظم، دره هایی موجدار، کناره هایی پوشیده از گیاه در خاک هایی شنی و رسی سنگریزه داری دارند) این ضریب برای آن ها ۰/۰۲۵ در نظر گرفته شده است. باید توجه داشت؛ از این فرمول، زمانی که هیچ گونه اطلاعاتی از رواناب و بارندگی در دسترس نیست استفاده می شود و در محاسبه ی سرعت متوسط آب که از مجاری می گذرد، معمولاً فرض می شود، که تراز سطح آب در مجاری اصلی رودخانه یکسان است (آر یو کوک و همکار، ۱۳۷۷،ص۱۳).

در این جا ضمن بررسی این فرمول مانینگ و برآورد سرعت و دبی عبوری از دره‌های سلفچگان (عنایت آباد)، سده اقلید (رودخانه سفید بخش سده اقلید)، اقلید و الیگودرز(چقاگرگ)، (جدول ۱) که در نقاط مختلف ایران زمین واقع شده اند، به بررسی و آزمایش نتایج حاصل از آن ها در ارتباط با وسعت و میزان بارش مناطق مربوطه می پردازیم و با توجه به وضعیت دما و بارش کنونی، حجم یخی که در دوره‌های یخچالی دوران چهارم از دره می گذشته را محاسبه می کنیم. از بررسی به عمل آمده می توان نتیجه گرفت که حداکثر بارش محتمل نیز نمی تواند چنین دره‌های وسیعی را ایجاد نماید.

دره رودخانه سفید اقلید (که در بخش سده شهرستان اقلید، شمالی ترین قسمت استان فارس واقع شده است)، یکی از سرچشمه‌های مهم رود کر در حوضه آبی بختگان است، که ارتفاعات بیش از ۲۵۰۰ متر، مرز بارش‌های جامد در فصل سرد را در بر می گیرد. این حوضه، سطحی معادل ۹۴ کیلومتر مربع را در بر دارد و با متوسط بارش ۵۷۰ میلی متر، در دوره یخچالی کواترنر، قریب به ۵۳۵۸۰۰۰۰ متر مکعب نزولات جامد جوی را در فصل سرد بلوکه می کرده و بدین ترتیب در مجموع سبب ماندگاری و حضور آب در محیط، تأخیر زمانی حد سیلاب‌ها و بعضاً بالا بردن ظرفیت لحظه ای پیک‌های آبی، در بخشی از سال می شده است. این مقدار آب (یا ماده) بلوکه شده،

معادل ۲۳^۶۵۱۴۸/ ارگ انرژی حوضه را از مدار تعامل سیبرنتیکی حوضه رودخانه سفید خارج می کرده است (کمانه، ۱۳۸۵: ۶۰-۴۰). با استفاده از روابط ۳ و ۴ خواهیم داشت:

$$R = \frac{A}{P} = \frac{48297.55}{1527.93} = 43.64$$

$$V = \frac{1}{n}.R^{2/3}.S^{1/2} = \frac{1}{0.025} * (43.64)^{2/3} * (.13)^{1/2} = 178.77$$

جدول (۱) مشخصات فیزیوگرافی دره‌های مورد مطالعه

اقلید	چقا گرگ	دره رودخانه سفید	عنایت آباد	محل ➢ موردنظر / پارامترها ➢ قابل اندازه گیری
۱۲۶/۱	۲۹۲	۲۸۵/۱۵	۳۰۰	عرض کف دره به متر
۴/۲۸۵	۱۴	۷۰	۳۰	ضخامت کف دره تا رأس مورن‌ها
۱۵۸/۴۸	۷۲۰	۱۰۹۴/۷۸	۷۲۰	دهانه معبر یخ به متر
۱۶/۲۴	۲۱۴	۴۰۴/۸۱۵	۲۱۰	e فاصله افقی جداره دره تا رأس دره
۶۰۹/۹۳	۷۰۴۸	۴۸۲۹۷/۵۵	۱۵۳۰۰	مساحت مقطع عبور یخ به مترمربع
۱/۵	۱	۱۳	۴	شیب متوسط رودخانه به درصد
۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	ضریب زبری مانینگ
۱۵۹/۷	۴۰۶/۷۷	۱۱۰۶/۷۸	۷۲۴/۲۶	محیط تر شده به متر مربع
۳/۸۲	۱۷/۳۳	۴۳/۶۴	۲۱/۱۲	شعاع هیدرولیک (R)
۱۱/۹۷	۲۶/۷۹	۱۷۸/۷۷	۶۱/۱۲	سرعت آب درفرمول مانینگ($m^{3/sec}$)

و با استفاده از رابطه محاسبه دبی (Q) با استفاده از مساحت مقطع عرضی مسیل (A) و سرعت متوسط جریان (V) (رابطه ۵) خواهیم داشت:

$$Q=A\times V=۱۷۸/۷۷\times۴۸۲۹۷/۵۵=۸۶۳۴۱۵۳ \qquad (۵)$$

به عبارتی، دبی لازم برای تشکیل چنین دره ای (Q) باید بیشتر از هشت میلیون متر مکعب در ثانیه باشد، که برای چنین مناطقی اصلاً قابل تصور نیست. در صورتی که با استفاده از رابطه حداکثر بارش محتمل (رابطه ۶) خواهیم داشت:

$$PMP=R+k\times s \qquad (۶)$$

PMP حداکثر بارش محتمل، R متوسط حداکثر بارش ۲۴ ساعته،S انحراف از معیار، K ضریبی است که مقدار آن حدوداً ۱۵ و حتی اگر در این جا ۲۰ در نظر گرفته شود (که در بعضی مناطق در نظر گرفته می شود) خواهیم داشت:

PMP=۶۵,۴۱+20×14.41=353.65

حجم آب ناشی از چنین بارشی (V) با توجه به وسعت منطقه (۳۵۰ کیلومتر مربع) خواهد بود:

V=۳۵۰×۱۰۰۰×۳۵۳/۶۵=۱۲۳۷۷۷۵۰۰

یعنی حداکثر حجم آب محتمل که از مقطع این دره می تواند بر اثر حداکثر بارش ۲۴ ساعته عبور نماید، ۱۲۳۷۷۵۰۰ متر مکعب خواهد بود که اگر این عدد را بر تعداد ثانیه‌های شبانه روز (۸۶۴۰۰) تقسیم نماییم حداکثر دبی محتمل این حوضه آبی، ۱۴۳۲/۶ متر مکعب در ثانیه می شود که در مقابل دبی لازم برای تشکیل دره ای به این ابعاد (۸۶۳۴۱۵۳ متر مکعب) رقم بسیار ناچیزی به حساب می آید.

متوسط انرژی پتانسیل تولید شده به وسیله حجم بارش سالانه در این حوضه با استفاده از روابط زیر خواهد بود:

$$U = mgh \qquad (۷)$$

$$p = {}^{m}/_{v} \qquad (۸)$$

که در روابط فوق:

g: گرانش زمین U: انرژی پتانسیل

m: جرم ماده h: ارتفاع زمین+ارتفاع سطح آب = ارتفاع از سطح دریا

v: حجم ماده p: چگالی ماده

از ترکیب روابط ۷ و ۸ خواهیم داشت:

$$(8), (9) \Rightarrow u = p * v * g * h \qquad (رابطه ۹)$$

که موارد فوق در منطقه مورد نظر به این قرار است:

$p=1000\ kg/m^3$ $v=۵۳۵۸۰۰۰۰ m^3$

$g=9.81 m/s^2$ $A= 94\times10^6\ m^2$

همان طوری که در پیش از این آمد، ارتفاع آب ناشی از بارش (R) در این منطقه برابر با ۵۷۰ میلیمتر یا ۰/۵۷ متر است که با ارتفاع زمین (۲۵۰۰ متر) با هم جمع می شود تا ارتفاع منطقه از سطح دریا به دست آید:

h= ۲۵۰۰+۰/۵۷=۲۵۰۰/۵۷m

با داشتن معلومات فوق و جا گذاری در رابطه ۱۰ مقدار انرژی پتانسیل در این ارتفاع $۲/۳۰۶\times10^{22}$ ارگ خواهد بود:

$u=۱۰۰۰\times۹۴\times10^{6}\times۲۵۰۰/۵۷\times۹/۸۱=۲/۳۰۶\times10^{15}J=۲/۳۰۶\times10^{22}erg$

انرژی تجمعی هر کدام از دوره‌های یخچالی، از چنان عظمتی برخوردار بوده است که توانایی لازم را برای حفر چنین دره ای فراهم می ساخته است.

دبی لازم برای شکل گیری هر یک از مسیل های دیگر نیز به همین ترتیب محاسبه خواهد شد. برای مثال در مورد رودخانه فصلی اقلید (که در بخش مرکزی شهرستان اقلید، شمالی ترین قسمت استان فارس واقع شده است)، ۷۳۰۰/۸۶ متر مکعب است. در صورتی که حداکثر دبی محتمل این حوضه ۳۵۲ متر مکعب در ثانیه محاسبه شده است. علاوه بر این به طرف بالا دست حوضه نیز ابعاد دره وسعت بیشتری می گیرد که همگی حکایت از وجود فرایندی غیر از آب مایع در شکل گیری دره می باشد.

$$R = \frac{A}{P} = \frac{608.685}{159.6} = 3.82$$

$$V = \frac{1}{n}.R^{2/3}.S^{1/2} = \frac{1}{.025} * (3.81)^{2/3} * (.015)^{1/2} = 11.97$$

$$Q = A.V = 609.93 * 11.97 = 7300.86$$

در روستای عنایت بیگ، از توابع سلفچگان (منطقه سلفچگان یکی از بخش های استان مرکزی درشمال اصفهان می باشد) در قسمت غربی جاده ترانزیتی تهران-اصفهان، بر اساس جدول شماره یک، فاصله تراس دوم از کف دره ۳۰ متر، عرض کف دره (بستر کف که معبر یخ بوده) در حدود ۳۰۰ متر و دهانه معبر یخ در حدود ۷۲۰ متر محاسبه گردید (شوشتری، ۱۳۸۲: ۷۶). مساحت مقطع عبور یخ در روستای عنایت بیگ ۱۵۳۰۰ متر مربع را شامل می شد که دبی لازم برای شکل دهی آن ۲۶۵۱۴۹ متر مکعب

در ثانیه برآورد شده است در صورتی که بر این اساس حجم یخ عبور کننده با سرعتی معادل ۴ متر در سال برابر ۷۳۲۰۰ متر مکعب معادل ۲/۳۲ لیتردر ثانیه خواهد بود که حجم چشم گیری را شامل می شود. اگر سرعت یخ ۶ متر در سال تخمین زده شود مقدار آب عبوری حدود ۳/۴۸ لیتر در ثانیه و حجمی در حدود۱۰۹۸۰۰ متر مکعب برآورد می گردد.

دبی محاسبه شده برای ایجاد مقطع دره ی یخچالی چقاگرگ در قسمت جنوبی شهرستان الیگودرز، ۱۸۸۸۱۵/۹۲ متر مکعب می باشد در صورتی که بر اساس حداکثر بارش محتمل، دبی حداکثر این دره نیز بسیار کمتر از این مقدار یعنی ۲۰۰ متر مکعب در ثانیه می باشد.

شرایط اقلیمی امروزی و وسعت کوه‌های تغذیه کننده حوضه های آبی در بالا دست مناطق، هرگز قادر به ایجاد چنین توان انرژی شکل زایی توسط آب روان برای فرم‌های مزبور نبوده، حتی تصور چنین سرعتی نیز برای آب غیر قابل باور است. چرا که حداکثرسرعت آب در زمین های شنی کمتر از یک متر در ساعت است. از طرفی در دوره‌های یخچالی با توجه به ارتفاع برف مرز دائمی و میزان بارش که عموماً به صورت جامد بوده، امکان فراهم کردن رواناب‌های شدید و مستمر نبوده، لذا شرایط را برای تشکیل یک پوشش یخی وسیع و نیرومند فراهم کرده و فقط یخ پوشه ای عظیم قدرت حفر چنین دره های را داشته است.

نتیجه گیری

در بررسی‌های میدانی برخی نواحی ایران زمین، به دره‌هایی بر می خوریم که آب‌های جاری هرگز نمی توانسته اند چنین دره‌هایی را ایجاد کنند. شکل کلی این دره‌ها نیز بیان گر همین مسأله است، کف این گونه دره‌ها مسطح، دیواره‌هایشان تند و بعضاً کم ارتفاع است. نیم رخ این چنین دره‌هایی (آبشخورU مانند) معمولاً منظم نمی باشد که این بی نظمی ناشی از تراکم مواد و رسوبات یخچالی و هم چنین نوع فرسایش،

می باشد. در دوره های سرد یخچالی چنین دره‌هایی را یخچال‌ها می پوشانیده و در نتیجه ایجاد و حرکت دبریزها توسط یخچال‌ها را به همراه داشته است. وجود یخچال‌ها و حرکت آن‌ها در جهت ثقل دره‌هایی را مملو از یخ در حال حرکت ایجاد کرده و شرایط را برای شکل گیری چنین دره‌هایی در نواحی کوهستانی فراهم ساخته است.

با قبول این فرض، به دو موضوع مهم از دیدگاه سیبرنتیک باید توجه نمود. ابتدا این که چنین اشکال ژئومورفیک می توانسته اند پتانسیل عظیمی از آب یا همان ماده یا انرژی وارده بر حوضه را در طول هر دوره سرد یخچالی در خود به صورت ایزوله نگاه دارند. ثانیاً ضمن ایجاد رسوبات یخچالی در آن زمان از ایجاد جریان‌های فلویال (مگا سیل‌ها) جلوگیری می کرده است. البته جای ذکر است که نباید توقع داشته باشیم که رسوبات یخچالی در حوضه‌هایی با موقعیت ریاضی ایران، با شکل کلاسیک مورن‌های یخچالی در نواحی سرد اروپا یا آمریکا مشابهت داشته باشد چرا که موقعیت ریاضی آن نواحی با فرم‌های مورفیک خود به عنوان اشکال کلاسیک این نوع فرسایش در همان مناطق باید در نظر گرفته شود.

این کانون‌ها از نظر شکل شناسی به گونه ای نیستند که منجر به تجمیع روان آب‌ها گردند. ولی با تغییر حالت فیزیکی آب، شرایطی فراهم می گردد، که حرکت آب مشابه زمانی می شود که در چاله‌های توپوگرافی جمع می شوند. به عبارت دیگر بلوکه شدن آب در سطوح مرتفع به واسطه تغییر حالت آب، امکان جریان آبدوی را در بخشی از سال متوقف می سازد.

مهندسان در زمان طراحی سازهای مختلف آبی، باید توجه داشته باشند که دره‌ها می توانند بر اثر فرایندهای مختلفی ایجاد شوند و چون ایران زمین اقلیم متفاوتی دارد، فرایندهای متفاوتی نیز بر آن حکم فرماست، مسلماً در دوره‌های یخچالی فرایندهای مربوط به آب ایزوله شده (یخ) در کوهستان های مرتفع و به تبع آن با جریان یخ در کوهپایه های مجاور تسلط داشته و دره هایی را ایجاد کرده اند که هر چند امروزه رواناب ها در آن جریان دارند ولی در روزگار گذشته معبر یخ بوده اند و ابعاد آنها

ناشی از تلفیق فرایندهای کنونی و گذشته است. در اکثر موارد فرایند کنونی (آب) فقط مجرای کوچکی را در دره های یخی گذشته ایجاد کرده است. گاهی در زمان طراحی سازه‌های آبی، به علت عدم توجه به فرایندهای گذشته، زمینه هدر رفتن هزینه‌های زیادی فراهم می گردد؛ یا با نسبت دادن فرم آبی به فرایند یخچالی و ایجاد تاسیسات نامناسب، شرایط را برای بروز خسارات زیادی به پایین دست فراهم می آورند.

منابع و مآخذ

۱- آر. یوکوک، جی. سی. دورکمپ، ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، ترجمه شاپور گودرزی‌نژاد تهران: سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاهها (سمت)، – ۱۳۷۷.

۲- پدرامی، منوچهر، ۱۳۶۷، سن مطلق کواترنر، مجله دانشکده علوم، جلد ۱۷ شماره ۳-۴.

۳- پوردهقان، داوود، ردیابی آثار ژئومورفیک تحولات اقلیمی کواترنر در دهبکری بم، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد، دانشکده تحصیلات تکمیلی،۱۳۸۵.

۴- جداری عیوضی، جمشید، ژئومورفولوژی ایران، انتشارات پیام نور، ۱۳۷۴.

۵- جعفری، غلام حسن، بررسی کلاهک های یخی ایران در کواترنر، مطالعه موردی زاگرس میانی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد آباده، ۱۳۸۵.

۶- حسینی، سید محمود، ابریشمی، جلال، هیدرولیک کانال های باز، انتشارات دانشگاه امام رضا، ۱۳۸۹.

۷- رامشت، محمد حسین، آثار یخچالی زفره، دانشگاه اصفهان،۱۳۸۱.

۸- رفاهی، حسینقلی، فرسایش آبی و کنترل آن، چاپ چهارم، دانشگاه تهران، ۱۳۸۲.

۹- ریچارد چورلی و همکاران، ژئومورفولوژی جلد چهارم، ترجمه معتمد، احمد و همکار، انتشارات سمت، ۱۳۷۹.

۱۰- زمردیان، محمدجعفر، ژئومورفولوژی ایران (فرایندهای اقلیمی و دینامیک بیرونی)، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، جلد دوم، چاپ اول، ۱۳۸۱.

۱۱- شاهزیدی، سمیه السادات، نقش ایزوستازی حرارتی و برودتی در شکل گیری مخروطه افکنه رودخانه درختنگان، ۱۳۸۵.

۱۲- شفاهی، محمود بجستان، مبانی و کاربرد مدل های فیزیکی و هیدرولیکی، اهواز: دانشگاه شهید چمران، ۱۳۸۴.

۱۳- شوشتری، نسرین، یخسارهای ایران مرکزی منطقه سلفچگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد،۱۳۸۲.

۱۴- طالبی، حمید رضا، بررسی آثار یخچالی در زفره اصفهان، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد، دانشکده تحصیلات تکمیلی،۱۳۸۱.

۱۵- علایی طالقانی، محمود، ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس، ۱۳۸۱.

۱۶- علیزاده، امین، اصول هیدرولوژی کاربردی، آستان قدس رضوی، مشهد، ۱۳۷۷.

۱۷- کمانه، سید عبدالعلی، نقش تغییرات سطوح اساس محلی و اقلیمی دوره کواترنری بر تحولات ژئومورفولوژیکی(مطالعه موردی: رودخانه کر)، پایان نامه دکترای ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان، ۱۳۸۵.

۱۸- محمودی فرج ا..، تحول ناهمواری‌های ایران در کوارترنر،مجـــــــله پژوهشهای جغرافیائی دانشگاه تهران، شماره ۲۳ ص ۵-۴۳، ۱۳۶۷.

۱۹- مقیمی، ابراهیم، ژئومورفولوژی ایران، دانشگاه تهران، ۱۳۸۹.

۲۰- معصومی، فاطمه، هیدروژئومورفولوژی حوضه آبی منطقه نسران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف آباد، گروه جغرافیا، ۱۳۸۴.

۲۱- نعمت الهی، فاطمه، آثار یخچالی حوضه آبی نمدان فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف آباد، گروه جغرافیا، ۱۳۸۲.