پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال سوم، شماره ۱، تابستان۱۳۹۳
صص. ۱۹-۱

نقش تغییرات اقلیمی فاز اقل در تحول ژئومورفولوژیکی حوضه کرج

محمد حسین رامشت*ـ استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان
فرشته بیرامعلی گیوی– کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۸/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۳/۱۷

چکیده

اثر تغییرات اقلیمی با ظهور دوره‌های برودتی به عنوان یکی از پدیده‌های اصلی مجموعه کواترنری مطرح است. لذا بررسی قوانین اصلی تغییرات اقلیمی در این مقطع زمانی، یعنی کواترنری اهمیت دارد که امروزه اقلیم ما را کنترل می‌کند. در پژوهش حاضر با ردیابی شواهد ژئومورفیک کانون‌های یخساز کواترنری بازسازی شرایط حرارتی و رطوبتی فاز اقل یعنی سردترین فاز دمایی حاکم در حوضه رودخانه کرج بررسی شده است. تجزیه و تحلیل داده‌های به‌دست آمده با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی و نرم افزارهای Surfer و Global Mapper صورت گرفته است. تطبیق و مقایسه نقشه‌های هم‌دما و هم‌بارش گذشته نشان می‌دهد که در فاز اقل، حوضه رودخانه کرج شرایط اقلیمی سردتر و مرطوب‌تر از عهد فعلی را تحمل کرده است. میانگین دمای سالانه، حدود ۷ درجه سانتیگراد کمتر از زمان حال بوده و بارش ۱/۵ برابر افزایش داشت. همچنین نتایج حاصل از پژوهش نشان می‌دهد که در فاز اقل، پایین‌ترین حد پیشروی زبانه‌های یخچالی حوضه کرج بر مرز دریاچه‌ای منطبق بوده که اسناد ژئومورفیک آن در دشت کرج به‌ویژه منطقه ماهدشت به‌دست آمده است. محل پارگی دریاچه در روستای شش ردیابی گردید. متروپل کرج نمونه بارزی از یک هردینگ‌سیستم است که تحت تأثیر جریان‌های اقلیمی فاز اقل و در امتداد خط تعادل آب و یخ شکل گرفته است.

واژگان کلیدی: فاز اقل، کانون‌های یخساز، خط برف دائمی، خط تعادل آب و یخ، هردینگ‌سیستم کرج

---

*نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۱۱۶۰۲۴۵ E-mail:mh.raamesht@gmail.com

مقدمه

مورفولوژی کنونی سطح زمین در واقع ساخته فرایندهایی است که در کواترنر جریان داشته است. شرایط اقلیمی کنونی دنیا از حدود ۱۲- ۱۰ هزار سال پیش برقرار گردیده است. این زمان برای از بین بردن شکل‌های ساخته شده در پلئیستوسن کافی نیست. به این سبب در اغلب نقاط دنیا از جمله ایران اشکال زیادی مشاهده می‌شود که علت وجودی آن‌ها را نمی‌توان با فرایندهای کنونی تفسیر کرد (جداری عیوضی، ۱۳۸۱، ۶۷). به کمک شرایط امروزی تا حدودی می‌توان از گذشته آن باخبر شد. در زمین‌شناسی این اصل وجود دارد که شرایط حاضر کلید زمان‌های گذشته است. این اصل که اولین‌بار توسط چارلز لایر به نام اصل یونیفورمیتاریسم[1] عنوان شده است، گرچه قبول آن امروزه با اشکالاتی همراه است ولی کلیات آن مورد قبول اغلب دانشمندان قرار گرفته است (رامشت و همکاران، ۱۳۸۶، ۴).

امروزه با تکیه بر فرم‌های متعدد یخچالی، کاهش بسیار محسوس دما و گسترش مکرر فرایندهای یخی در کواترنر به اثبات رسیده است. یخچال‌ها به‌شدت با عناصر محیطی خود در تعامل و تعادل هستند و چون حساسیت زیادی در برابر آن‌ها از خود نشان می‌دهند، اندک تغییری در شرایط محیطی، در آن‌ها منعکس می‌شود. از این‌رو بسیاری از یخچال‌های دره‌ای شاخص‌های مطلوب و حساسی در شناخت تغییر اندک و غیر محسوس محیطی به‌شمار می‌آیند. به عبارت دیگر، خط تعادل طبیعی توسط آن‌ها تعریف می‌شود (رامشت،۱۳۸۱، ۵۵). به عبارت دیگر یخچال‌هایی که توسط یخ‌برف‌های انباشته شده پشتیبانی می‌شوند به‌خوبی می‌توانند تا صدها متر پایین‌تر از سطح برف‌های دائمی جریان یافته تا سرانجام در ارتفاع خاصی که از آن تحت عنوان خط تعادل آب و یخ یاد می‌شود، به‌واسطه‌ی گرما و ذوب زبانه‌ی یخ متوقف شوند و از آن نقطه به بعد است که منطقه‌ی آبذوبان معبر یا زبانه‌ی یخی شروع می‌شود (تقی‌زاده، ۱۳۸۹، ۲۰۴).

شواهد ژئومورفیک موجود در حوضه رودخانه کرج حاکی از متفاوت بودن اقلیم گذشته نسبت به حال است. همچنین نمونه‌های زیادی از آثار مدنی توسط باستان‌شناسان در قسمت‌هایی از دشت کرج کشف شده که بیانگر موقعیت برتر محیطی جهت استقرار کانون‌های مدنی وابسته به عوامل محیطی (هردینگ‌سیستم‌ها[2]) در گذشته می‌باشد. از این‌رو در پژوهش حاضر سعی گردیده به بازسازی شرایط محیطی کرج در فاز اقل[3] کواترنر پرداخته شود. فاز اقل در زمان رخدادی به سردترین دوره‌ای گفته می‌شود که در طی کواترنر بر حوضه حاکم بوده است. پس از تعیین شرایط اقلیمی فاز اقل در حوضه، به نقش این شرایط در تحولات ژئومورفیک حوضه و رابطه‌ی آن با سیستم‌های هردینگ دشت کرج پرداخته شد. فرضیاتی که در این بحث مورد توجه قرار گرفته عبارتند از:

– تغییر در سیستم کانون‌های یخسازی رودخانه کرج و تبدیل آن به سیستم جریان،موجب تغییر در رفتار هیدرولوژیکی رودخانه و حجم تغییرات آبی در حوضه شده است.

– خط تعادل آب و یخ در این منطقه منجر به تشکیل یک هردینگ‌سیستم در اندازه شهرستان کرج شده است.

اصطلاح کواترنری یا دوران چهارم را دونوآیه[4] در سال ۱۸۲۹ برای مطالعه رسوب‌های جوانی پیشنهاد کرد که در بالای ته‌نشست‌های دوران سوم حوضه پاریس قرار گرفته‌اند. پس از آن مطالعات فراوانی در ارتباط با تعیین سن کواترنر و آثار برجای مانده از این دوران انجام شد که از جمله آن‌ها می‌توان به مطالعات چارلز لاین[5] در سال ۱۸۳۹، گودری[1] در ۱۸۸۸، دانتون و آرمسترانگ[2] در سال ۱۹۶۹ اشاره کرد (معتمد، ۱۳۸۲، ۹).

1-uniformitarism
2-herding System
3-minimum period
4- Desnoyer.J
5 -Lyell Charles.

در سال ۱۹۷۲ تئوبالد[3] با استناد به چند روش از جمله روش تعیین نسبت ایزوتوپ های اکسیژن ۱۸ به اکسیژن ۱۶، روش مطالعه‌ی تشکیلات حاشیه‌ی یخچالی مانند وجود آثار یخ و حفره‌های حاصل از کریوتورباسیون، روش مطالعه‌ی خاک‌های فسیل و بالاخره روش تعیین خط برف‌های دائمی، چنین نتیجه می‌گیرد که دمای متوسط دوره‌های سرما در دوران چهارم نسبت به عصر حاضر به ۸ تا ۱۲ درجه سانتیگراد در مناطق حاشیه‌ای یخچال‌ها و ۴ درجه سانتیگراد در مناطق گرم بالغ می‌شده است. تئوبالد در تمام سطح کره زمین متوسط پایین آمدن دما را در حدود ۵ درجه دانسته است.

تغییرات آب و هوایی کواترنری ایران شاید نخستین بار توسط بلانفورد[4]، زمین‌شناس انگلیسی، در قرن نوزدهم میلادی مورد توجه قرار گرفته باشد. بلانفورد در ۱۸۷۳ با تأکید بر پراکندگی وسیع رسوبات دریاچه‌ای، نواحی مرکزی فلات ایران را طی دوره پلئیستوسن عرصه پهنه‌های آبی بسیار گسترده و حتی یکپارچه تصور نموده بود که از اواسط این دوره به تدریج رو به خشک شدن نهادند.

قرن بیستم تحت سلطه نظریه ای بود که به دوره های بارانی معروف شده بود. نخستین نظریه مخالف همزمانی دوره‌های بارانی با عصرهای یخچالی در ایران توسط بوبک (۱۹۶۳، ۱۹۵۹) مطرح گردید. هانس بوبک[5] اولین اظهارنظری کلی را درباره اقلیم ایران در کواترنری منتشر ساخت. وی معتقد بود که در طول دوره یخبندان، اقلیمی سرد و خشک‌تر از امروز بر ایران حاکم بوده است. محققین بعدی غالباً به نتایجی بر خلاف نظریه وی دست یافته‌اند. از آنجمله شارلاو[6] است که به اقلیم سرد و مرطوب‌تر از امروز اعتقاد دارد. بوبک همچنین در سال ۱۹۶۳ در کوهستان‌های البرز و زاگرس، ارتفاع خط مرز برف در زمان یخبندان را ۶۰۰–۸۰۰ متر پایین‌تر از مرز برفی فعلی دانسته و درجه‌حرارت متوسط سالیانه دوران یخبندان وورم را در حدود ۵–۴ درجه کمتر از زمان حال برآورد کرده است.

وان‌زیست و رایت[7] در ۱۹۶۳ با مطالعه بر روی گرده گیاهان در دریاچه زریبار، شرایط خشک و سردی را در طی دوره یخبندان کواترنری در این منطقه نشان دادند. رایت نیز در سال‌های (۱۹۶۳، ۱۹۶۸) بر روی ارتفاعات زاگرس در امتداد مرز ایران و عراق کار کرده و خط دائمی برف در دوره وورم را در ارتفاع ۱۸۰۰ متری ردیابی کرده است.همچنین در جنوب غرب ازنا در اشتران کوه، رایت سیرک یخچالی جبهه شمالی را در ۳۰۰۰ متر و یخرفت‌ها را در دره‌های کوچک تا ارتفاع ۲۶۰۰ متر مشاهده کرده است. هوکورایده[8] و همکاران در سال ۱۹۶۸، منطقه کرمان و جنوب شرق ایران مرکزی را مورد بررسی قرار دادند و به استناد وجود انواعی از گیاهان و گونه‌ای از دوزیستان، استدلال کردند که در گذشته آب‌و-هوا در این منطقه نسبت به امروزه مرطوب‌تر بوده است. کرینسلی[9]در سال ۱۹۷۰ طی مطالعه پلایاهای ایران به این نتیجه دست یافت که در طول حداکثر گسترش وورم، دامنه‌های بیرونی زاگرس شمالی و البرز، میانگین دمای سالانه ۵ تا ۸ درجه سردتر از حد کنونی داشته و خط برف‌های دائمی تا ۱۸۰۰ متر پایین آمده بود. رومن گرشمن[10] در ۱۳۳۶ معتقد است که در زمانی که قسمت اعظم اروپا از توده‌های یخ پوشیده بود، فلات ایران از دوره باران که طی آن حتی دره‌های مرتفع در زیر آب قرار داشت می‌گذشت.

منوچهر پدرامی در سال ۱۹۸۲ در یک گزارش، مرز برف‌های دائمی را در دوره وورم بازسازی کرده است. حاصل مطالعات وی نقشه خط برف دائمی کوهستان‌های ایران است. همچنین پدرامی ضخامت یخ در دره اصلی کرج را حدود

1- Gaudry
2- Danton & Armstrong
3-Theobald
4 - Blanford
5 -.Bobek. H
6 - Sharlau
7 - Van Zeist & Write
8 - Huchoride
9 - Krinsley
10 - Ghirshman

۱۵۰ متر برآورد کرده است. محمدحسین رامشت (۱۳۷۱) نسبت به انتشار تصاویر بی‌نظیری از سنگ‌های سرگردان یخچالی در ارتفاع ۱۶۰۰ متری شیرکوه یزد اقدام کرده و به پایین آمدن زبانه‌های یخی تا این ارتفاع تأکید ورزیده است. وی در سال ۱۳۸۱ در طی بررسی‌های مقایسه‌ای بین دامنه‌های نسار و برآفتاب کوهستان‌های منطقه زفره، به وجود یک پدیده غیر متعارف ژئومورفولوژیکی در این دامنه اشاره نموده و نظریه کیاس را در ژئومورفولوژی یخچالی ایران مطرح کرد. او در همین سال برای اولین‌بار به وجود یخسارهای منطقه‌ای دوران چهارم در ایران اشاره نمود. زمانی (۱۳۸۸) با مطالعه‌ای تحت عنوان شواهد و حدود گسترش یخچال‌های کواترنری در البرز مرکزی، حد یخبندان کنونی را در دامنه-های جنوبی ۴۹۳۸ متر و در دامنه‌های شمالی ۵۶۰۵ متر به دست آورده است.

از مطالعات دیگر انجام شده در خصوص آب‌وهوای کواترنری در ایران می‌توان به مطالعات باسک (۱۹۳۳)، گنجی (۱۹۷۸)، سیاهپوش (۱۳۵۵)، معتمد (۱۳۶۷)، محمودی (۱۳۶۷)، جداری‌عیوضی (۱۳۸۱)، یمانی (۱۳۸۶) و رساله‌هایی در حد کارشناسی ارشد و دکتری زیر نظر اساتید دانشگاه‌ها اشاره نمود.

به طور کلی در پژوهش حاضر سعی شده چهار هدف عمده ۱) بازسازی اقلیم گذشته حوضه کرج ۲) تعیین سیستم-های ژئومورفیک منطقه در حال و فاز اقل ۳) بازسازی دریاچه قدیمی کرج در دوره‌های یخبندان و بارانی و ۴) بازشناسی هردینگ‌سیستم منطقه با توجه به تغییرات آب‌وهوایی کواترنری بررسی گردد.

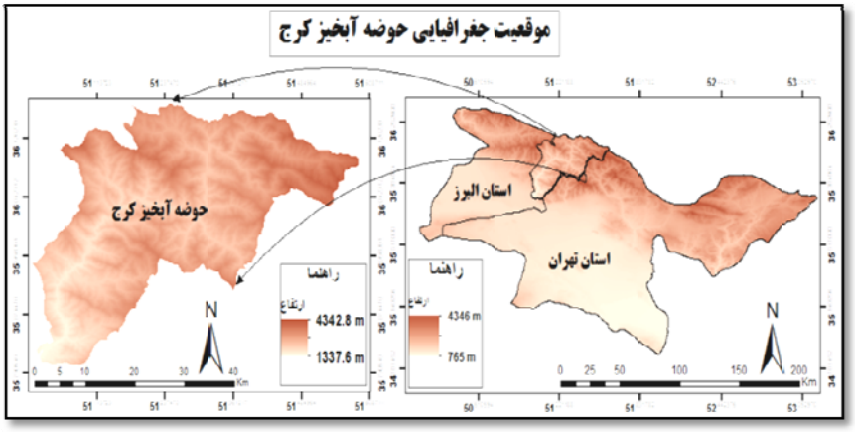
۲. محدوده مورد مطالعه

حوضه آبخیز کرج با مساحت ۱۰۷۶ کیلومترمربع، در بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۰ دقیقه و ۳۵ درجه و ۴۷ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۱ درجه و ۳۵ دقیقه و ۵۰ درجه و ۵۹ دقیقه شرقی واقع شده است (شکل ۱). این حوضه از شمال به حوضه رودخانه چالوس، از شرق به حوضه لار و جاجرود، از غرب به حوضه کردان و طالقان و از جنوب به حوضه رود کن محدود می‌شود. رودخانه کرج که سد امیرکبیر روی آن بنا شده است، از کوه پالان‌گردن واقع در البرز مرکزی سرچشمه می‌گیرد. این رود بعد از عبور از جانب شرقی شهر کرج، در جنوب ورامین پس از پیوستن با جاجرود به دریاچه نمک منتهی می‌شود. از شاخه‌های مهم آن می‌توان وارنگه‌رود، ولایت‌رود، کندوان، آزادبر، سیدک، سپهسالار، شهرستانک و ارنگه را نام برد. دره‌های موجود در این حوضه، حاصل فرایندهای فرسایشی یخچال‌ها و آب-های جاری در دوره کواترنری است. شکستگی‌های بسیاری در این کوهستان‌ها مشاهده می‌شود که از لحاظ جهت، تابع امتداد گسل‌های محدوده البرز مرکزی است. این گسل‌ها از جمله گسل‌های کواترنری ایران می‌باشد (بربریان،۱۹۷۶: ۱۸۶).

اطلاعات موجود نشان می‌دهد کرج مدتی جزء مازندران و زمانی قسمتی از ری بوده و گاهی از روستاهای طالقان یا شهرستانک محسوب می‌شده است. تا پیش از حمله مغول رفت‌وآمد کاروان‌ها بیشتر از راهی بوده که از طریق سگزآباد و شهریار به ری می‌رفت. از ورود مغولان به بعد، راه قزوین– کرج– ری به مسیر قبلی ترجیح داده شد، ولی اهمیت کرج در دوره صفوی به دلیل قرار گرفتن بر سر راه قزوین به تهران و تبریز بیشتر شد و کاروانسراها، پل‌ها و قلعه‌های ایجاد شده در حاشیه این جاده به آن هویت بخشیده است.

مقدسی یکی از مورخین معتبری است که از کرج یاد کرده‌اند. وی در قرن چهارم هجری قمری از کرج به عنوان یکی از قرای ری نام برده است. در اوایل قرن هفتم هجری قمری یاقوت حموی نیز کرج را تابع ری دانسته است.حمدالله مستوفی در قرن هشتم هجری قمری، کن و کرج را از ولایات تابع طالقان برشمرده و در ذکر رودخانه‌های عراق عجم از کوهرود نام می‌برد که ویژگی‌های آن به طور دقیق قابل تطبیق بر روی رودخانه کرج است.در مورد وجه تسمیه نام کرج چنین آمده است: کرج از کلمه کراج به معنی بانگ و فریاد است. زیرا در تپه آتشگاه و کوه‌های کلاک و قلعه دختر شهرستانک و بزقلعه اشتهارد در ایام تابستان برای خبر رساندن و دیده‌بانی آتش‌افروزی می‌شد و در موقع جنگ بدین-

وسیله از هجوم دشمنان باخبر می‌شدند. در آن روزگار ممکن است نام کرج، کراج بوده است.در فرهنگ نفیسی کرج به معنی گوی، گریبان، چاک و شکاف آمده و آن رودخانه‌ای است که در کوه‌های شمال غربی ری جاری می‌شد و بلوک شهریار و ساوجبلاغ را مشروب می‌سازد و نام دهی است در کنار این رودخانه که پادشاهان قاجار در آن‌جا بناها و قصرهای عالیه برپا نموده‌اند. همچنین در کتب مختلف آمده، لفظ کرج از کلمه کرژ به معنی کوهپایه است (پورتال شهرداری کرج،۱۳۹۰).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی حوضه مورد مطالعه

۳. مواد و روش‌ها

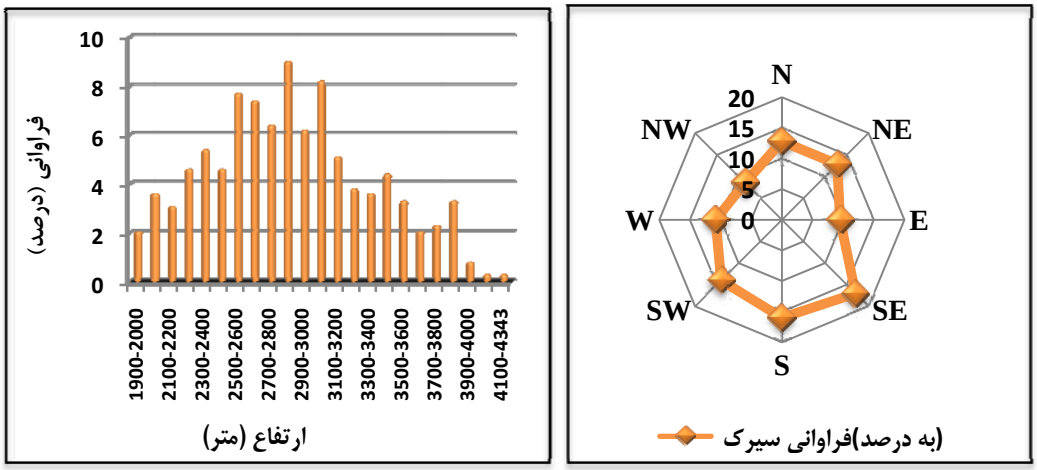
پژوهش حاضر متکی به مطالعات فرمیک می‌باشد. به این مفهوم که نتایج براساس فرم‌های ژئومورفیک و آثار باستانی موجود در منطقه بوده و سپس با بازدید میدانی تکمیل گردیده است. در فرایند پژوهش، مبنای اطلاعات سرزمینی مورد نیاز در منطقه کرج بر اساس نقشه‌های ۱/۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی نیروی مسلح قرار گرفت. با استفاده از برنامه سرفر، بیش از ۱۲۸۱۹۳ نقطه ارتفاعی از نقشه‌های مسطحاتی برداشت شد که منطقه مورد نظر را پوشش می‌داد و لایه‌ی آثار سیرک یخچالی، خط برفمرز و خط تعادل آب و یخ به روش رایت مشخص گردید. در روش رایت، خطی که ۶۰ درصد سیرک‌های یخچالی، بالاتر از آن قرار گیرد، به عنوان مرز برف دائمی شناخته می‌شود. در مرحله دوم، اطلاعات اقلیمی از ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه جمع‌آوری و در تحلیل شرایط اقلیمی حال و گذشته به کار گرفته شد. ابتدا میزان همبستگی داده‌های اقلیمی و ارتفاع منطقه به دست آمده، میزان افت محیطی دما و افزایش بارش با ارتفاع محاسبه شد و معادله به دست آمده روی نقشه رقومی- ارتفاعی (DEM) حوضه اعمال گردید. سپس با استفاده از مرز برف دائمی، ارتفاع حوضه و داده‌های اقلیمی بدست آمده، شرایط اقلیمی فاز اقل بازسازی گردید. بازسازی دما و بارش حوضه کرج، بر اساس روش رایت در مطالعات یخچالی انجام گرفته است. در مرحله سوم بر اساس مطالعات انجام شده اقلیمی و با استناد به نقشه‌های توپوگرافی، نقشه های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی به تعیین خط تعادل آب و خشکی و تشخیص پادگانه‌های دریاچه‌ای اقدام شد و در نهایت با اضافه نمودن مطالعات باستان‌شناسی و تاریخی، هردینگ سیستم‌های منطقه تبیین گردید. در تمامی مراحل کار جهت تهیه نقشه‌های مورد نیاز و تحلیل داده‌ها از نرم-افزارهای Global Mapper Surfer ,و مدل ارتفاعی رقومی (DEM) استفاده شده است.

٤. بحث

٤.١. بازسازی حرارتی و رطوبتی فاز اقل کواترنری در حوضه مطالعاتی

برای تخمین دمای متوسط سالانه در حوضهرودخانه کرج، آمار هواشناسی ۷ ایستگاه سینوپتیک مورد سنجش قرار گرفت. با توجه به میانگین دمای سالانه و ارتفاع، به این نتیجه دست یافتیم که افت آهنگ دما از رابطه‌ای خطی با ضریب همبستگی ٪۹۶= R پیروی می‌کند. طبق محاسبه انجام شده، به ازای افزایش ۱۰۰ متر ارتفاع در محدوده مورد بررسی، افت آهنگ دما ۰/۷۲ درجه سانتیگراد می‌باشد. انتقال این رابطه به مختصات توپوگرافیک حوضه در نرم‌افزار سرفر و استخراج رقوم دما نشان می‌دهد که بیشترین تغییرات دمایی در حوضه کرج از یک مسیر نصف‌النهاری تبعیت می‌کند. میانگین سالانه دما از ۱۰+ درجه سانتیگراد تجاوز نمی‌کند. اختلاف زیاد دمای متوسط سالیانه بین رفیع‌ترین قلل منطقه و فروافتاده‌ترین بخش حوضه تفاوت‌های گسترده‌ای را به‌جهت روندهای مورفیک پدید آورده است.

با مطالعه کانون‌های یخساز[1] موجود در منطقه، قادر خواهیم بود که به روش رایت، خط برف دائمی[2] در دوره یخچالی را معین نمائیم. سپس نقشه هم‌دمای سالانه حوضه را با استفاده از خط مزبور به دست می‌آوریم. در حوضه رودخانه کرج تعداد متنابهی سیرک یخچالی بزرگ و کوچک شناسایی گردید. شکل(۲) درصد فراوانی سیرک‌ها را در جهات مختلف دامنه‌ها و در طبقه‌بندی ارتفاعی نمایش می‌دهد.

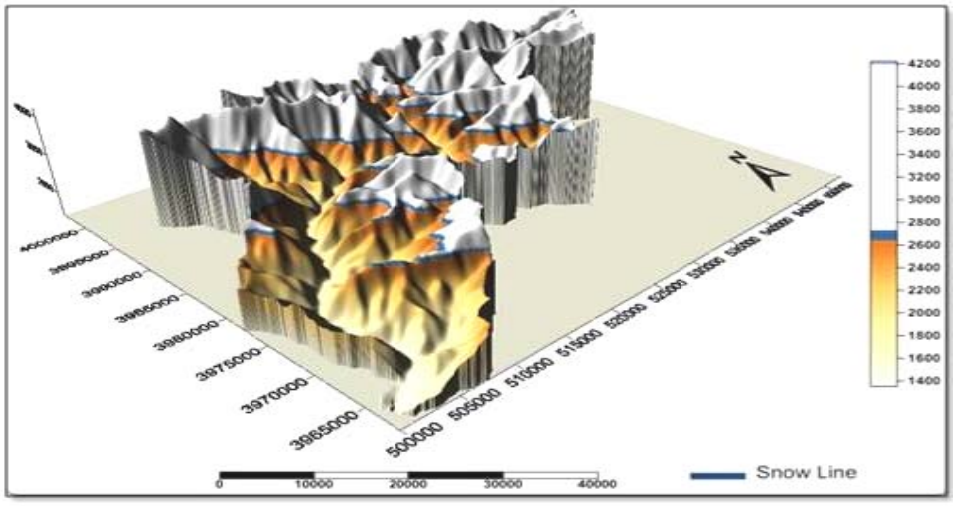


شکل ۲: نمودار درصد فراوانی سیرک‌ها نسبت به ارتفاع و جهت در حوضه مطالعاتی

در روش رایت، خطی که ۶۰ درصد کانون‌های یخساز در بالاتر از آن قرار گیرند، مرز برف دائمی حوضه را مشخص می‌کند. این خط، ارتفاع ۲۶۹۲ متر را در حوضه کرج نشان می‌دهد. به‌عبارتی در سردترین دوره حاکم بر منطقه متوسط دما روی این خط معادل صفر درجه سانتیگراد بوده است (شکل ۳).

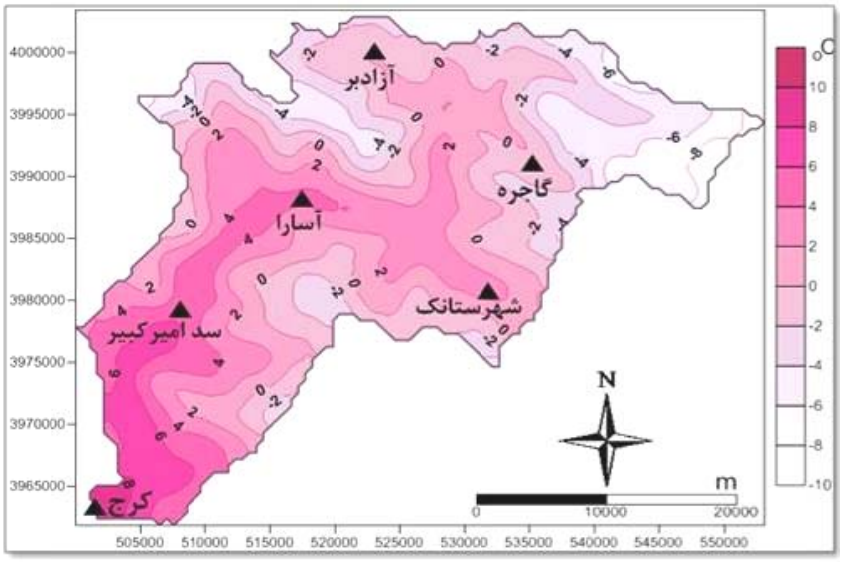
۱.Icefirefields: محل تجمع برف و تشکیل یخچال در کوهستان‌های سرد.

2- snow Line



شکل۳: مرز برف دائمی فاز اقل در حوضه مطالعاتی

تعیین خطوط هم‌دمای گذشته در حوضه با توجه به ۱۲۸۱۹۳ گره برداشت شده ارتفاعی به عمل آمد (شکل ۴). نتایج حاصل از ارزیابی رقومی نقشه دمای متوسط سالانه در فاز اقل حرارتی نشان می‌دهد که در این دوره متوسط دمای سالانه حوضه در حدود صفر درجه سانتیگراد و به عبارت دیگر ۷ درجه کمتر از عصر فعلی بوده است، ضمن اینکه کرانه-های مرتفع غربی، شرقی و شمالی دارای برودت‌های زیر صفر درجه سانتیگراد بوده‌اند.

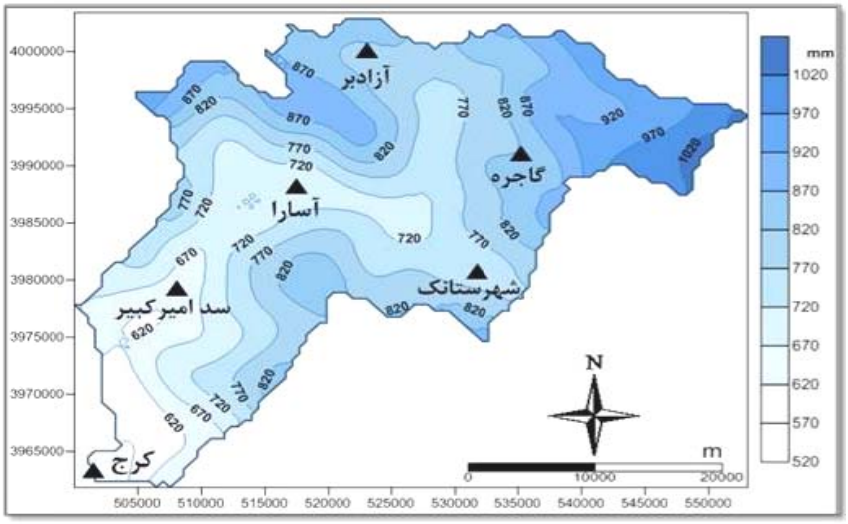


شکل۴: نقشه هم‌دمای متوسط سالانه فاز اقل در حوضه مطالعاتی

جهت استخراج نقشه حامل خطوط هم‌بارش در زمان فعلی، پس از ارزیابی اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های موجود در حوضه، ابتدا رابطه‌سنجی بین ارتفاع و میانگین بارش سالانه انجام شد و معادله خط رگرسیونی با ضریب همبستگی R=٪۹۲ به‌دست آمد. معادله مذکور نشان می‌دهد که بارش حوضه از تغییرات ارتفاعی پیروی کرده و با افزایش ۱۰۰ متر ارتفاع در محدوده مورد بحث، بارش نیز ۲۳ میلیمتر افزایش می‌یابد. پس رابطه بین ارتفاع و بارش در منطقه، رابطه‌ای مستقیم و معنادار است.

از سوی دیگر نقشه هم‌بارش گذشته نیز نشان می‌دهد که ۱/۵ برابر ریزش‌های فعلی در سطح منطقه مورد مطالعه فرو می‌ریخته است (شکل ۵). ارزیابی‌های رقومی از طریق میان‌یابی نقشه هم‌بارش گذشته بیان می‌کند که سالانه به طور متوسط ۷۸۳ میلیمتر نزولات جوی در سطح این حوضه فرو می‌ریخته که دامنه تغییرات آن از حدود ۱۰۴۲ میلیمتر در ارتفاعات شمال‌شرق تا حدود ۵۲۴ میلیمتر در انتهایی‌ترین بخش جنوبی حوضه بوده است. برای نشان دادن میزان و نحوه تغییر رطوبت محیطی با نسبت گرفتن میزان بارش در دوره سرد و بارش امروز (بارش گذشته/ بارش فعلی) سعی شد این تفاوت نشان داده شود.

با تجزیه و تحلیل نقشه به‌دست آمده مشخص گردید که آنومالی رطوبتی از ارتفاعات به سمت خروجی حوضه افزایش می‌یابد. حجم بارش حوضه دربالاتر از مرز برف دائمی ۴۱۸۰۵۰۷۵۷/۰۸۲ مترمکعب محاسبه شده که در مقایسه با حجم بارش فعلی ۹۴ کیلومترمکعب بیشتر بوده است.



شکل ۵: نقشه هم‌بارش متوسط سالانه فاز اقل در حوضه مطالعاتی

براساس محاسبات صورت گرفته بر روی فایل Grid ارتفاعی و بارش حوضه در نرم‌افزار Surfer ، مساحت یخسارهای فاز اقل[1] در ارتفاع بالاتر از مرز برف دائمی (۲۶۹۲ متر)، ۵۷۰ کیلومترمربع بوده است. با توجه به برآورد میزان بارندگی جامد در منطقه همیشه یخزده، سالانه نزدیک به ۴۴۰/۸ میلیون مترمکعب ذخیره سازی یخ در این ناحیه صورت گرفته که با توجه به وسعت یخسارها، هرسال به طور متوسط ۰/۹۵ متربارش جامد ذخیره شده است.

۲.٤. طبقه‌بندی معابر سیالی براساس شاخص خط تعادل آب و یخ و خط تعادل آب و خشکی[2]

یخچال‌ها به‌شدت با عناصر محیطی خود در تعامل و تعادل هستند و چون حساسیت زیادی در برابر آن‌ها از خود نشان می‌دهند، اندک تغییری در شرایط محیطی، در آن‌ها منعکس می‌شود. از این‌رو بسیاری از یخچال‌های دره‌ای شاخص‌های مطلوب و حساسی در شناخت تغییر اندک و غیر محسوس محیطی به‌شمار می‌آیند. به عبارت دیگر، خط تعادل طبیعی توسط آن‌ها تعریف می‌شود (رامشت،۱۳۸۱، ۵۵). به عبارت دیگر یخچال‌هایی که توسط یخ‌برف‌های انباشته شده

۱. منظور از یخسارهای فاز اقل، سطح پوشش یخی ارتفاعات حوضه، در بالاتر از خط برف دائمی در سردترین فاز کواترنری حوضه است.

2- Water-Land Equilibrium

پشتیبانی می‌شوند به‌خوبی می‌توانند تا صدها متر پایین‌تر از سطح برف‌های دائمی جریان یافته تا سرانجام در ارتفاع خاصی به‌واسطه گرما و ذوب زبانه یخ متوقف شوند که از آن با نام خط تعادل آب و یخ[1] یاد می‌شود و از آن نقطه به بعد است که منطقه آبذوبان معبر یا زبانه یخی شروع می‌شود (تقی‌زاده، ۱۳۸۹، ۲۰۴).

معابر یخچالی با یک تغییر آهنگ ناگهانی در آرایش خطوط تراز و تبدیل آن‌ها به سینوس‌های بلند در نقشه‌های توپوگرافی به نمایش در می‌آیند. این معابر چنان‌چه از فرسایش نیروهای شکل‌زا در امان باقی بمانند دارای مقطع U شکل بوده و به‌نام دره‌ی آبشخور معروفند. در حوضه‌ی کرج به‌دلیل وقوع مگاسیلاب‌های ناشی از ذوب یخ در پاراگلیشیال، معابر یخچالی تا حد زیادی مورد فرسایش آب‌های جاری قرار گرفته و فرم U شکل خود را تا حد زیادی از دست داده‌اند. با این وجود در برخی نواحی، شاهد آثار کاوشی یخچالی هستیم که به عنوان اسناد مورفیک از ویژگی‌های منحصر به فردی برخوردارند و مشخصاً حرکات یخچالی را در پیشینه‌ی اقلیمی حوضه‌ی کرج گواهی می‌دهند. برای نمونه، زمانی (۱۳۸۸) از یخرفت‌هایی نام می‌برد که در دره‌ی شهرستانک به طول ۵۸۰۰ متر، ضخامت ۲۰۰ متر و مساحت ۳/۵ کیلومترمربع در انتهای آبراهه‌ی اصلی قرار دارد (شکل ۶). معتمد (۱۳۸۲) نیز دره‌ی معلق بالای آدران را از شواهد فرسایش یخچالی در منطقه دانسته است.

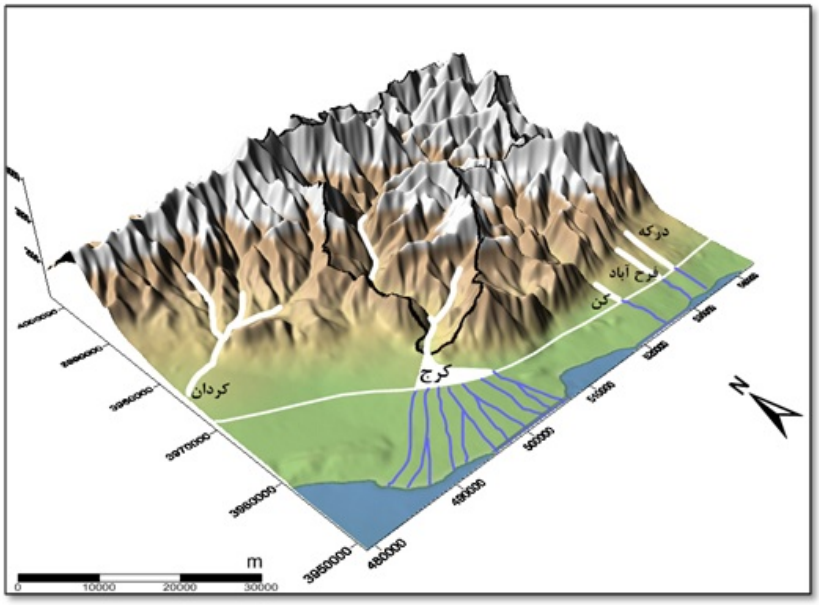
شکل ۶: معبر یخی شهرستانک (برگرفته از: زمانی ۱۳۸۷)

زبانه یخی کرج پس از تغذیه از کانون‌های یخساز حوضه، در جهت شیب به سمت جنوب پیش‌روی کرده و در ارتفاع ۱۳۰۰ متری آثار کاوش آن به‌تدریج بر سینه دشت محو می‌گردد. در واقع این ارتفاع خط تعادل آب و یخ منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شود که با خط هم‌دمای ۱۰ درجه سانتیگراد در نقشه هم‌دمای فاز اقل کواترنر مطابقت دارد. این امر را می‌توان به دمای بسیار پایین حوضه، موازنه مثبت یخچالی ناشی از دمای بسیار اندک، بارش کافی و تبخیر بسیار کم در ارتفاعات بالادست منطقه و در نهایت به ضخامت بالای زبانهیخی نسبت داد.

1- Water-Ice Equilibrium

معبر یخچالی کرج در طول مسیر خود رسوبات مخروط‌افکنه‌ای کرج را در منتهی‌الیه شرقی شهر کرج عمیقاً شکافته است، بنابراین فاز یخچالی می‌بایستی در آخرین فاز تکاملی حوضه و پس از شکل‌گیری مخروط افکنه‌های اصلی رخ داده باشد. طول یخچالی دره‌ای بزرگ کرج، از حوضه وارنگه‌رود تا پایین‌دست، ۹۲ کیلومتر به دست آمده است.

همانگونه که ذکر شد زبانه‌های یخی پس از عبور از معابر یخچالی و رسیدن به ارتفاع ۱۳۰۰ متر شروع به ذوب می-کرده است. این ارتفاع که مرز آب‌ذوبان یخ محسوب می‌گردد، به عنوان خط تعادل آب و یخ شناخته می‌شود. از ارتفاع مذکور به بعد شواهدی دال بر وجود معابر یخچالی مشاهده نمی‌گردد. در واقع از این مرز به بعد جریان‌های برداری آبی ناشی از ذوب زبانه‌های یخی فعالیت داشته و عمل فرسایش روی دشت کرج را تا سطح اساس محلی در ارتفاع ۱۲۰۰ متر منطقه بر عهده داشته‌اند (شکل ۷). شواهد ژئومورفیک در ارتفاع مذکورنشان از داغ‌آبه‌های دریاچه‌ای داشته که در دشت کرج گسترش داشته و از آب ذوبان زبانه‌های یخی تغذیه می‌کرده است. اگرچه زبانه‌های یخی قادر به ورود به دریاچه نبوده وحدود ارتفاع ۱۳۰۰ متری منطقه آبذوبان بوده است، ولی برای پیوستن مستقیم زبانه‌های یخی به دریاچه تنها ۱۰۰متر پایین آمدن بیشتر لازم نبوده تا چنین امری محقق شود.



شکل ۷: طبقه‌بندی معابر سیالی فاز اقل در حوضه مطالعاتی براساس شاخص خطوط تعادل

۳.٤. شواهد دریاچه‌ای بودن دشت کرج

پیدایش و شکل‌گیری یخچال در خاور نزدیک احتمالا با گذر طوفان‌های سیکلونیک زمستانی همراه بوده که به‌دلیل کاهش دما یا بارش مقادیر زیادی برف به‌ویژه در کوهستان‌هایی که در مقابل مسیر جریان‌های هوایی قرار گرفته‌اند، توأم بوده است. این فرایند در شرایط اقلیمی مرطوب و خنک افزایش منجر به عمل یخچال‌زایی و توسعه یخچال در نواحی کوهستانی شده که توده‌های انبوه حاصل از ذوب یخ‌ها را به حرکت واداشته است. افزایش بارندگی در زمین‌های پست موجب افزایش حداکثر سیلاب‌ها در فصول بهار و زمستان و نیز قابلیت حمل رسوبات درشت‌دانه می‌شود که بخشی از این رسوبات از مناطق یخچالی مرتفع‌تر این حوضه‌ها فراهم گشته است. این شرایط را به‌درستی می‌توان پلوویال نامید (بروکس،۱۳۷۷، ۲۱). مطالعات دقیق چینه‌شناسی نیز ثابت کرده که آخرین دوره‌های بارانی در ایران همزمان با دوره یخچالی رخ داده است (تریکار،۱۳۶۹، ۴۸). در نتیجه باید گفت که سطوح ارتفاعی و چاله‌ها در ایران دوران چهارم (در

دوره‌ی مرطوب) چشم‌اندازی از دریاچه‌های متعدد را به‌وجود آورده است که مهم‌ترین تأمین‌کننده آب آن‌ها همان قلل مجاور بوده است. این دریاچه‌ها که در دوران سرد و یا مرطوب‌تر دوران چهارم مملو از آب بوده‌اند، امروزه جز شواهد ژئوموفیک اثری از آب در آن‌ها دیده نمی‌شود (رامشت، ۱۳۸۰، ۲۵).

شواهد فرم شناسی دال بر وجود دریاچه قدیمی در دشت کرج عبارت است از:

الف) شواهد داغ‌آبه‌ای

حدود ۱۰۰ متر پایین‌تر از خط تعادل آب و یخ در منطقه، آثار داغ‌آبه‌های متعددی دیده می‌شود که به صورت همگرا به سمت چاله بسته‌ای در جنوب غرب مخروط‌افکنه کرج قرار گرفته‌اند. داغ‌آبه‌ها که به صورت آبراهه‌های منفرد دوشاخه در نقش‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ دیده می‌شوند، نشان‌دهنده حدآب دریاچه‌های قدیمی یا شروع سطح اساس محلی در گذشته‌های دور می باشد. در اینگونه موارد معمولا در حوالی پایین دست چنین آبراهه‌هایی، نقطه ارتفاعی منفرد نیز دیده می‌شود (رامشت،۱۳۸۵، ۵۳). با متصل کردن آبراهه‌های مذکور به یکدیگر، بقایای تراس‌های دریاچه‌ای قابل ردیابی در منطقه خواهد بود. براساس مطالعات میدانی صورت گرفته در منطقه، شواهد تراس دریاچه‌ای در روستای محمودآباد از توابع ماهدشت کرج مشاهده گردید. بالاترین سطح تراس دریاچه‌ای در ارتفاع ۱۲۰۰ متر به دست آمده است. آب‌های حاصل از ذوب زبانه‌های یخی تماما به صورت همگرا به دریاچه‌ی مزبور وارد می‌شده است.

ب) نقاط ارتفاعی منفرد

در نقشه‌های توپوگرافی هرجایی که میزان شیب زمین بسیار آرام شود به جای ترسیم خطوط تراز، نسبت به دادن رقوم‌های ارتفاعی منفرد اقدام می‌شود. این نقاط ارتفاعی نشانه عملکرد آب‌های ساکن یا راکد می‌باشد. زیرا در بستر آب-های راکد اولاً شیب‌های بسیار آرام تکوین می‌یابد و دوم اینکه رسوبات بسیار ریزدانه خواهد بود (رامشت،۱۳۸۵، ۵۲). در نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ محدوده یاد شده، نقاط ارتفاعی منفرد به وفور دیده می‌شود.

ج) تپه‌های شاهد

وجود تپه‌های شاهد کوچک و منفرد یکی از شواهد عملکرد آب‌های راکد می‌باشد که بعضاً در امتداد خطوط سینوسی مشاهده می‌شود. در صورتی‌که فرایند تخریبی آب‌های روان ادامه یابد در محل تغییر سطح اساس یعنی بین دو خط تعادل آب پی در پی، تکوین ترازهای سینوسی به چند مداله شدن[1] آن‌ها و درنهایت ایجاد تپه‌های شاهد منجر می‌شود (رامشت، ۱۳۸۵، ۷۶).

د) کوره‌های سفال‌گری و آجرپزی

کوره‌های سفالگری گویای وجود ماده اولیه لازم برای تولید سفال بوده است. بدین صورت که به هنگام پایین رفتن آب دریاچه افرادی که در این دشت زندگی می‌کرده‌اند. با استفاده از رسوبات و گل و لای بستر دریاچه به سفالگری مشغول می‌شده‌اند.

کوره‌های آجرپزی نیز از شواهد دیگر دریاچه‌ای است که بیشتر در شرق دریاچه مذکور قرار گرفته‌اند. علت آن نیز به واسطه وجود ماده اولیه ساخت آجر یعنی خاک رس است که در منطقه و در بستر دریاچه وجود دارد. در شکل (۸) تصویری از بستر هموار و رسی دریاچه دیده می‌شود.

---

۱. سینوس های پنجه ای نامنظم و با جهات متفاوت.

شکل ۸: تصویر بستر رسی دریاچه در منطقه ماهدشت

ه) تپه‌های باستانی

وجود تپه‌های باستانی در بستر یا حاشیه اغلب دریاچه‌های گذشته خود شاهدی بر وجود مدنیت‌های وابسته به آب این دریاچه‌ها می‌باشد. در اکثر این تپه‌ها شواهدی از خرده‌سفال و بقایای کوره‌های سفال‌پزی به‌دست آمده است (رامشت، ۱۳۸۰، ۱۲).

تپه‌های باستانی متعددی در دشت کرج وجود دارند که آثار سفالینه‌هایی با رنگ‌های سیاه و قرمز و بقایای استخوان انسانی در آن‌ها دال بر وجود مدنیت وابسته به دریاچه در گذشته این دشت است. در جدول (۱) فهرست تپه‌های باستانی پراکنده در دشت کرج و در محل دریاچه فرضی آمده‌است.

جدول ۱: تپه‌های باستانی در محل دریاچه کرج

ردیف	تپه باستانی	موقعیت
۱	تپه گلستانک	کرج- مهرشهر
۲	تپه دشت بهشت	کرج- ماهدشت- دشت‌بهشت
۳	تپه حیدرآباد	کرج- ماهدشت- روستای حسین‌آباد
۴	تپه جعفرآباد	کرج- ماهدشت- روستای جعفرآباد
۵	تپه خاتون‌لر	کرج- اشتهارد- روستای خاتون‌لر
۶	تپه پلنگ‌آباد	کرج- اشتهارد- روستای رحمانیه
۷	تپه کردچشمه	کرج- اشتهارد- جنوب پلیس‌راه اشتهارد
۸	تپه خرم‌آباد	کرج- اشتهارد- روستای خرم‌آباد
۹	تپه علی‌آباد	کرج- اشتهارد- روستای علی‌آباد

۱۰	مرادتپه	کرج– اشتهارد– روستای مرادتپه
۱۱	تپه سلبی تپه	کرج– اشتهارد– اخترآباد– روستای گمرگان
۱۲	تپه شیرین‌آباد	کرج– اشتهارد– روستای بیدگنه
۱۳	تپه گاومیش‌خانه	ملارد– بی بی سکینه– روستای یوسف‌آباد
۱۴	شاخ تپه	ملارد– بی بی سکینه– یوسف‌آباد
۱۵	تپه ارسطو	ملارد– بی بی سکینه– روستای ارسطو
۱۶	آق‌تپه امیریه	ملارد– بی بی سکینه– روستای امریه
۱۷	تپه سلمیان	ملارد– بی بی سکینه– روستای سلمیان
۱۸	تپه خاکی	ملارد– بی بی سکینه– روستای زاغ‌آباد
۱۹	تپه حسین آباد	ملارد– شمال‌غرب دهستان بی بی سکینه
۲۰	آق‌تپه شش	ملارد– بی بی سکینه– روستای شش‌دبانلو
۲۱	تپه کوشک	ملارد– بی بی سکینه– روستای کوشک
۲۲	تپه حصار سالپوش	ملارد– روستای حصار

و. اسامی محلی

زمینه دیگری از تحقیق که می‌تواند در روشن کردن وضع سطح‌الارضی قسمت‌های وسیعی از فلات ایران از نظر آب و گیاه مفید واقع گردد عبارت از اسامی محلی است که به‌نحوی حاکی از دریاچه و یا برکه و باتلاق و جنگل و غیره می‌باشند و امروزه خشک هستند. از آن‌جمله می‌توان به اسامی زیر در منطقه مورد بحث اشاره نمود:

بوئین‌زهرا: سیاهپوش در کتاب خود تحت عنوان «پیرامون آب و هوای باستانی فلات ایران» می‌نویسد: «اسم محل‌هایی از قبیل بوئین، بوی دشت، بوکان و غیره در بین اسامی دهات ایران وجود دارد که ممکن است همه و یا پاره‌ای از آن‌ها نمودار بویی باشد که در نتیجه پوسیدگی مواد آلی از باتلاق‌ها و پاره‌ای سواحل برمی‌خیزد. هرجا که دارای اسم‌هایی از این قبیل باشند از نظر وجود مرداب‌ها و باتلاق‌های باستانی شایان بررسی است.» جالب توجه است که نام بوئین علاوه بر بوئین‌زهرا در غرب دشت کرج، از اسامی قدیمی قزوین نیز بوده است. قدمت تمدن شهری بوئین‌زهرا به ۹۰۰۰ سال قبل بازمی‌گردد.

دشتبی: گلریز (۱۳۳۷) در کتاب «مینودر» چنین می‌نویسد: دشتبی مخفف «دشت آبی» است و از سرزمین‌های نامی وکهن است که نام آن در اکثر تواریخ قبل از اسلام وبعد از اسلام آمده است. دشتبی در اعصار قدیمه آبادان و دارای اهمیت به سزائی بوده و قبل از ورود آریاها با طوایف جنگجو و سلحشور مارد یا مرد مجاور بوده است.

گاومیش‌خانه: کتاب نزهت‌القلوب درجایی تحت عنوان «تومانین اصفهان» می‌نویسد: «... و در آن ولایت مرغزارهاست چون گاوخانه و هر شکاری درو باشد.» درحالیکه امروزه گاوخونی از هرگونه سبزی عاریست و وسعت چشم‌گیری ندارد. دائره‌المعارف بریتانیکا نیز تحت کلمه (cattle) می‌نویسد: «به احتمال قوی اجداد گاوهای اهلی شده‌ی اروپا نوعی از گاو وحشی (auroch) بوده که در ازمنه ماقبل تاریخی در اروپا، آسیای جنوب غربی و آفریقای شمالی یک گسترش وسیع داشته‌اند.» که این زمان مصادف با دوره بارانی گذشته و گسترش جنگل و تنوع گونه‌های گیاهی و جانوری در فلات ایران است (سیاهپوش،۱۳۵۲،۱۶). تپه باستانی گاومیش‌خانه با ارتفاع حدود ۳ متردر روستای یوسف‌آباد از توابع ملارد واقع شده است و وسعتی حدود ۱۳۷۵۰ مترمربع را داراست. مدارک سفالی تپه گاومیش‌خانه از وجود یک

فرهنگ پیش از تاریخی در منطقه یوسف‌آباد حکایت دارد. براساس آثار سفالینه منقوش و قطعات پراکنده استخوان‌های انسانی، قدمت این تپه را هزاره ششم قبل از میلاد دانسته‌اند (سازمان میراث فرهنگی،۱۳۸۰).

مساحت دریاچه قدیمی کرج در بالاترین سطح خود، حدود ۴۸۰ کیلومترمربع بوده که بخشی از منابع تغذیه‌کننده آن را آب‌های حاصل از ذوب زبانه‌های یخچالی تشکیل می‌داد. از منابع دیگرتغذیه‌کننده آن می‌توان، بارش مستقیم بر سطح دریاچه و رواناب‌هایی دانست که از ارتفاعات جارو و حلقه‌در به دریاچه وارد می‌شده‌اند. در زمان فعلی آب دریاچه خشک شده و رود شور در بستر آن جریان دارد. مصب رود شور دریاچه حوض سلطان می‌باشد (شکل ۹).

شکل ۹: موقعیت دریاچه قدیمی در منطقه کرج

محل پارگی دریاچه در روستای شش از توابع ماهدشت به دست آمده است (شکل ۱۰). با بررسی‌های میدانی که در روستای شش (محل خروجی دریاچه) انجام گرفته و نیز شواهد ژئومورفیک حاکم مانند وجود یک گالی نسبتاً عمیق و تراس دریاچه‌ای، این‌گونه استنباط می‌شود که در پارگی دریاچه هیچگونه عامل تکتونیکی یا زمین‌ساختی دخالت نداشته است که از جمله شواهد آن فقدان هرگونه دره عمیق ناشی از این فعالیت‌ها در محل پارگی است. در دریاچه‌هایی که تکتونیک منشاء پارگی آن‌ها بوده به علت اینکه شکست به‌طور ناگهانی اتفاق افتاده و بالطبع حجم عظیمی از آب به یکباره رها گردیده فرسایش در پایین‌دست آن‌ها می‌بایست شدید عمل نماید (پوردهقان، ۱۳۸۵، ۵۴). با توجه به بازدیدهای میدانی به عمل آمده از محدوده مورد مطالعه، مقاطع مذکور مشاهده نگردید. همچنین دریاچه‌هایی که دچار پارگی زمین‌ساختی نشده است، دارای آثار پادگانه‌های دریاچه‌ای در اطراف خود هستند و از آن‌ها به‌عنوان شاهدی بر حاکمیت دوران مرطوب یاد می‌شود (رامشت،۱۳۸۰، ۲۱). با توجه به اینکه در کناره‌های بستر دریاچه و در محل سرریز، آثار تراس‌های دریاچه‌ای قابل ردیابی است، بنابراین عمده‌ترین دلیل پارگی دریاچه را باید سرریز و در نتیجه آن فرسایش دیواره جنوبی دریاچه دانست که باعث تخلیه تدریجی آب و در نهایت خشک شدن دریاچه شده است.

شکل ۱۰: محل سرریز دریاچه در روستای شش

٤.٤. هردینگ سیستم کرج

از تعامل میان انسان‌ها با امکانات و محدودیت‌های محیطی، مدنیت هایی هماهنگ با سیستم ژئومورفیک شکل می-گیرد که در واقع بازتابی از ویژگی‌های طبیعی محیط است که در قالب حیات بشری نمود یافته است. بازتاب مدنی متأثر از عوامل ژئومورفیک، هردینگ سیستم خوانده می شود. با تغییر سیستم‌های ژئومورفیک، ساختار زندگی و فضای اجتماعی–اقتصادی اجتماعات انسانی دچار تغییر می‌شود و هردینگ سیستم جدیدی جایگزین می‌شود (امینی،۱۳۸۹ ، ۱۰۲).

با توجه به تعریف فوق، می‌توان حدس زد که هردینگ سیستم کرج در ابتدا به صورت یک گره مدنی، تحت تأثیر دریاچه قدیمی کرج شکل گرفته است. وجود تپه‌های باستانی فراوان در بستر و حاشیه دریاچه قدیمی کرج همراه با خرده سفال‌ها و بقایای کوره‌های سفال‌پزی و آجرپزی از جمله عمده‌ترین شواهد مدنیت در منطقه است که در ساحل و بستر دریاچه مزبور شکل گرفته‌اند. به عبارت دیگر با وجود وابستگی شهر کرج به رودخانه کرج که بخش قابل ملاحظه‌ای از نیازهای آبی آن را تأمین می‌کند، هسته اولیه تشکیل این شهر را می‌بایست در فاز اقل جستجو نمود.

گفته شد که در فاز اقل دو خط تعادل در دشت کرج وجود داشته‌اند: خط تعادل آب و یخ و خط تعادل آب و خشکی که شواهد فرم‌شناسی آن‌ها در حوضه بیان گردید، امروز آثار ژئومورفیک هر دو مرز در دشت کرج قابل ردیابی است. پیدایش هردینگ سیستم کرج را در آناگلیشیال می‌توان به نسبت تغییرات دو خط تعادلی فوق مربوط دانست. در این دوره چند سیستم ژئومورفیک در منطقه فعالیت داشته‌اند، ارتفاعات بالاتر از خط برف دائمی (۲۶۹۲ متر) را سیستم ژئومورفیک یخچالی، منطقه بین حد برفمرز و خط تعادل آب و یخ (۲۶۹۲–۱۳۰۰ متر) را سیستم مجاور یخچالی و پایین‌تر از منطقه آب‌ذوبان تا خط تعادل آب و خشکی (۱۳۰۰–۱۲۰۰ متر) را سیستم ژئومورفیک فلوویال در کنترل خود داشته‌اند. غرب دشت کرج نیز تحت تسلط آب‌های راکد بوده است.

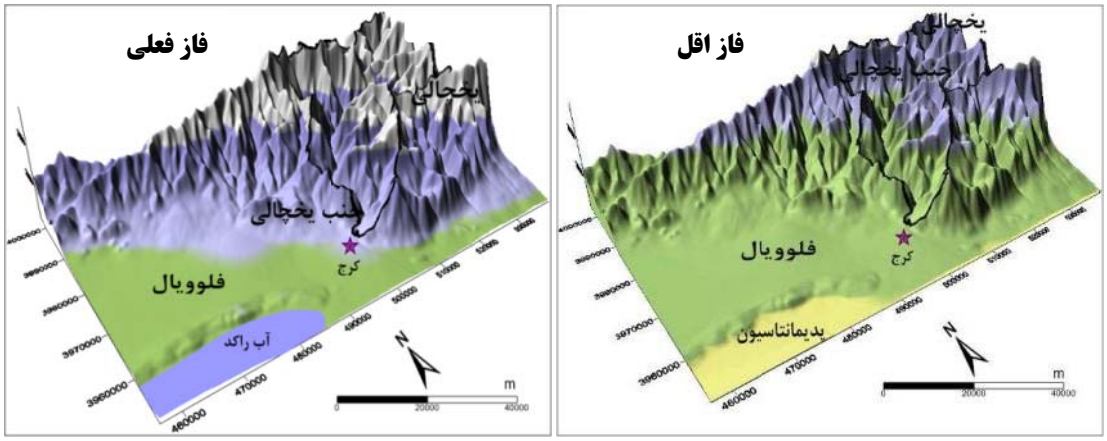
سیستم‌های فوق در فاز فعلی با کاهش وسعت فعالیت یخچالی به سمت ارتفاعات پسروی کرده‌اند. به‌طوری‌که اکنون تنها بخش ناچیزی از ارتفاعات حوضه تحت تسلط سیستم ژئومورفیک یخچالی قرار دارند و در این منطقه نیز تغذیه سیرک‌ها به حدی صورت نمی‌گیرد تا زبانه‌های یخی بتوانند در دره‌ها جریان یابند. چنانچه گفته شد، متوسط دمای کنونی نسبت به گذشته ۷ درجه سانتیگراد افزایش و میزان بارندگی به مقدار ۱/۵ برابر کاهش یافته که همین امر موجب کاهش

وسعت یخچالی شده است. طبق نتایج به دست آمده، در حال حاضر تنها نزدیک به ۱۴ کیلومترمربع از ارتفاعات بالای حوضه در سیطره سیستم یخچالی قرار دارد.

پایین‌ترین حد سیستم یخچالی تا ارتفاع برفمرز دیرین حوضه تحت حاکمیت سیستم جنب‌یخچالی است. در این سیستم، بیشترین میزان فرسایش مربوط به فرایند کرایونیوال می‌باشد که عبارتند از تخریب و خردشدگی حاصل از یخبندان، سولیفولکسیون و حرکت آمیزه‌های گوناگون از یخ، برف، آب و خرده‌سنگ به صورت بهمن. در این سیستم رسوبات درشتدانه به صورت واریزه‌های پایکوهی بسیار به چشم می‌خورد.

از ارتفاع مزبور تا دشت کرج تحت حاکمیت سیستم مورفوکلیماتیک معتدل (مورفودینامیک فلوویال) می‌باشد. در این سیستم، جریان‌های آبی بیشترین میزان فعالیت را دارا می‌باشند. در دوره‌های سرد، این منطقه نسبت به دو نوع قبلی گسترش بیشتری داشته است(زمردیان،۱۳۸۳، ۴۶). جریان‌های متعدد رودخانه‌ای موجود در حوضه، در انتهای مسیر خود وارد رودخانه کرج شده و در نهایت به دریاچه نمک منتهی می‌شوند. در مناطق تحت حاکمیت سیستم فلوویال، روستاها و باغات متعددی وجود دارند که بعضاً در داخل دره‌های یخچالی برجای مانده از گذشته ایجاد شده‌اند. شهرکنونی کرج نیز هم‌اکنون تحت حاکمیت سیستم فلوویال قرار دارد.

سیستم ژئومورفیک پدیمانتاسیون یا نیمه‌خشک در مناطق پایین‌دست دشت کرج فعالیت دارند. تپه‌های باستانی متعدد بر جای‌مانده در این دشت عمدتاً در منطقه ژئومورفیک این سیستم قرار دارند. دریاچه قدیمی کرج که در فاز برودتی و زمان گسترش فعالیت‌های یخچالی دارای آب بوده و یک سیستم ژئومورفیک مبتنی بر آب راکد را تشکیل داده بود، در زمان کنونی تحت حاکمیت سیستم پدیمانتاسیون و نیمه‌خشک می‌باشد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: سیستم‌های ژئومورفیک حوضه مطالعاتی در فاز اقل کواترنر و فاز فعلی

به نظر می‌رسد در فاز یخچالی، کانون‌های اصلی تمرکز جمعیت در مناطق پایین‌تر از شهر کنونی کرج، از جمله شهریار، رباط کریم و اشتهارد قرار داشتند، زیرا ارتفاعات بالادست به دلیل برودت زیاد و گسترش سیستم یخچالی، از شرایط محیطی مساعدی جهت اسکان جمعیت برخوردار نبوده‌اند. در ارتفاعات کمتر حوضه کرج که تحت تسلط سیستم ژئومورفیک جنب یخچالی بوده است بیشتر مزارع، باغات و هردینگ‌ها[1]ی شناور گسترش داشته است، اما از ارتفاعات به سمت دشتبر وسعت و اهمیت سکونتگاه‌ها افزوده می‌شود. در ارتفاع ۱۳۰۰ متر هردینگ‌های روستایی قرار داشتند که از اسکان دائمی جمعیت برخوردار بوده‌اند. شهر کنونی کرج در آن زمان، به صورت یک هردینگ‌سیستم روستایی در منطقه

۱. مدنیت‌های وابسته به عوامل محیطی و ژئومورفولوژیک

گذار از سیستم جنب یخچالی به فلوویال و در امتداد خط تعادل آب و یخ شکل گرفته است. ولی دشت کرج به دلیل برخوردار بودن از سیستم ژئومورفیک فلوویال و محیط دریاچه‌ای، پتانسیل لازم برای تمرکز جمعیت‌های انسانی و تشکیل هردینگ‌های شهری را دارا بوده‌اند. محوطه‌ها و تپه‌های باستانی فراوانی در این دشت وجود دارند که تحت تأثیر شرایط فوق شکلگرفته‌اند. آثار باستانی ارزشمندی که از این مناطق به‌دست آمده‌اند، نمایانگر رونق مدنیت شهری در دشت مذکور می‌باشند. شهمیرزادی (۱۳۷۶) نیز در کتاب خود تحت عنوان «مبانی باستان‌شناسی ایران- بین‌النهرین- مصر» از مثلثی نام می‌برد که سه رأس آن در سه کانون مدنی قزوین، اشتهارد و کرج قرار داشته‌اند. در این منطقه که در مسیر جاده ابریشم واقع شده بود، مراودات فرهنگی و تجاری پررونقی جریان داشته است.

در فاز حرارتی با افزایش دما و تبخیر از یک سو و کاهش نسبی بارندگی، یخ‌ها به سمت ارتفاعات بالا عقب‌نشینی نموده و کانون‌های مدنی برای دستیابی به منابع مطمئن آبی به سمت ارتفاعات و یا به‌دنبال پسروی آب دریاچه به ساحل آن کوچ نموده‌اند، اگرچه در سده‌های اخیر با افزایش امنیت، تغییر ساختارهای اقتصادی و فرهنگی و همچنین تغییر در وسایل و راه‌های ارتباطی، زندگی در ارتفاعات به سادگی میسر نبوده و کانون‌های جمعیتی دوباره به سمت دشت‌ها نقل مکان کرده‌اند. برای نمونه روستاهای بیلقان، حصارک، کلاک پایین و بالا همگی از روستاهای قدیمی حوضه کرج هستند که در مناطق مرتفع بنا شده‌اند.

در قرون اخیر با گرایش جمعیت از ارتفاعات به سمت دشت‌ها و نقاط هموار، روستاهای مزبور به علت عدم احداث راه‌های ارتباطی از رونق افتاد و شهر کرج رونق یافت و چون بنیان اقتصادی آن زراعتی بود بافت منطقه از خصوصیات روستایی برخوردار گردید (عبدعلی،۱۳۸۶، ۴۲).

محدوده‌ای که امروز کرج بزرگ (شهر کرج) نامیده می‌شود، در گذشته شامل روستاهایی تابع حوزه کن، شهرستان شمیران، ساوجبلاغ و شهریار بوده است و کلاک، سرجو، حصار، وسیه، باغ‌پیر، بیلقان، حسین‌آباد بیلقان، علی‌آباد پرگیرک، تپه مرادآباد، بیدستان، صحرای ویان، جوادآباد، نهر رستم، دره دروا، حسن‌آباد، حاجی‌آباد، صوفی‌آباد، وهرجرد (ورگرد)، دلمبر، حیدرآباد، میان‌جاده، شنبه‌دژ، نوزمین، سیاه کلان، کسین، کارخانه قند، حسین‌آباد مهرشهر، پیشاهنگی، گلدشت، جو مردآباد، سرحد آباد، آسیا برجی، سرآسیاب، ده کرج، حسین‌آباد راه‌آهن، شهر صنعتی، اطراف امامزاده طاهر و امامزاده حسن، باغ فلاحت و مناطق دیگری را در بر می‌گرفته‌که درسال‌های اخیر در محدوده شهر کرج قرار گرفته‌است(پورتال شهرداری کرج،۱۳۸۹).

در حال حاضر متروپل کرج از ارتفاعات کندوان در شمال، حوضه کن و شمیرانات در شرق، دشت شهریار در جنوب و بوئین‌زهرا و دشت قزوین در غرب گسترش یافته و جمعیتی بالغ بر ۲۳۰۰۰۰۰ نفر (آمارنامه استانداری البرز،۱۳۸۹) در خود جای داده است.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های صورت گرفته در این پژوهش مبتنی بر فرم‌شناسی از طریق نقشه‌های توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی بوده است. بنا به اهداف در نظر گرفته شده، ابتدا به بازسازی اقلیمی منطقه پرداخته شد. براساس روش رایت، مرز برف دائمی در ارتفاع ۲۶۹۲ متر برآورد گردید. با تطبیق و مقایسه نقشه‌های هم‌بارش و هم‌دمای عصر یخ به این نتیجه دست یافتیم که کاهش دمای حوضه کرج در حدود ۷ درجه سانتیگراد نسبت به فاز فعلی و افزایش حجم بارش به میزان ۱/۵ برابر حجم فعلی بوده است. بنابراین با وجود حاکمیت شرایط رطوبتی و کاهش شدید تبخیر متأثر از برودت‌های در حد صفر، پیش‌فرض‌های ممکن برای به‌وجود آمدن یک سطح اقلیمی مرطوب و سرد در منطقه وجود داشته است. همچنین حداکثر پیشروی زبانه‌های یخی درون دره‌های یخچالی در کرج، ارتفاع ۱۳۰۰ متری به دست آمد که خط تعادل آب و یخ در منطقه محسوب شد. پژوهش‌های انجام شده وجود دریاچه‌ای را در دشت کرج اثبات نمود که

در ابتدای فاز گرم، آب حاصل از ذوب سریع زبانه‌های یخی، مگاسیلاب‌هایی را ایجاد کرده و موجب سرریز دریاچه شده است. محل پارگی دریاچه در روستای شش از توابع ماهدشت کرج ردیابی گردید. مشاهدات و بررسی‌های انجام شده شواهدی را دال بر پارگی دریاچه بر اثر عوامل تکتونیک به دست نداده‌اند. الگوهای چینشی کانون‌های مدنی نیز، در گذشته به دلیل پیشروی زبانه‌های یخچالی در ارتفاعات گسترش نداشته و روی دشت متمرکز بوده‌اند. در این دوره مزارع، باغات و هردینگ‌های شناور در حوضه وجود داشته‌اند. به بیان دیگر، مدنیت موجود در دشت کرج متأثر از خط تعادل آب و یخ و خط تعادل آب و خشکی بوده است. هردینگ روستایی کرج در ابتدا در خط تعادل آب و یخ شکل گرفته و ضمن گسترش خود با تغییر کارکرد از یک روستای پایکوهی به کلان‌شهر، امروزه قطب اقتصادی منطقه به شمار می‌رود.

منابع و مآخذ

- امینی، مهدی، ۱۳۸۹، *بررسی سیستم‌های ژئومورفیک پلایای میدان گل*، دانشگاه اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ص ۱۰۲.
- بروکس،یان،ای. ۱۳۷۷،*ژئومورفولوژی اقلیمی ایران، شواهد ژئومورفولوژیک دگرگونی‌های اقلیمی در ایران، طی بیست هزارسال گذشته*، ترجمه علی‌محمدخورشید دوست، رشدآموزش جغرافیا، شماره‌های ۴۷ و۴۸، ص ۱۴-۲۸.
- پایگاه اطلاع رسانی استانداری البرز، ۱۳۸۹، *مجموعه‌ی آمار و اطلاعات استان البرز*، www.p-alb.ir.
- پایگاه خبرگزاری صبح قزوین، ۱۳۹۲، *تاریخچه قزوین*، www.sobheqazvin.ir.
- پورتال شهرداری کرج،۱۳۹۰، *تاریخ شهر کرج*، www.karaj.ir.
- پوردهقان، داوود، ۱۳۸۵، ردیابی آثار ژئومورفیک تحولات اقلیمی کواترنر در دهبکری بم، دانشگاه آزاد واحد نجف-آباد، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد. ص ۵۴.
- تریکار،ژان، ۱۳۶۹،اشکال ناهمواری در نواحی خشک، ترجمه مهدی صدیقی و محسن پورکرمانی، انتشارات آستان قدس رضوی، ص ۴۸.
- تقی زاده، محمدمهدی، ۱۳۸۸، *ارزیابی نقش لندفرمهای کواترنر در آمایش سرزمین با تاکید بر مواریث یخچالی (مطالعه موردی:حوضه‌ی صفاشهر)*،دانشگاه اصفهان، رساله مقطع دکتری، ص ۲۰۴.
- تئوبالد. ن، ۱۳۶۴، *مبانی زمین شناختی ما قبل تاریخ: کوشش در تعیین سن لایه های تشکیلات دوران چهارم*، مرکز نشر دانشگاهی دانشگاه تهران، ص ۳۱.
- جداری عیوضی،جمشید، ۱۳۸۱، *ژئومورفولوژی ایران*، دانشگاه پیام‌نور. ص ۶۷.
- رامشت، محمدحسین و همکاران، ۱۳۸۶، *معرفت‌شناسی و مدل‌سازی در ژئومورفولوژی*، پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۶۰، صص ۱۹- ۳۸.
- رامشت، محمدحسین، ۱۳۷۱،*تغییرات رطوبتی ایران در کواترنری*، نشریه منابع طبیعی دانشگاه تهران، ش ۴۹.ص ۲۱۹.
- رامشت، محمدحسین، ۱۳۸۱، *آثار یخچالی زفره*، دانشگاه اصفهان، طرح پژوهشی شماره ۸۰۰۳۵، ص ۵۵.
- رامشت، محمدحسین، ۱۳۸۵، *نقشه‌های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها)*، انتشارات سمت، صص ۵۲، ۵۳، ۷۶.
- رامشت، محمدحسین،۱۳۸۰،*دریاچه‌های دوران چهارم بستر تبلور مدنیت در ایران*، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی ش ۶۰، ص ۱۲- ۳۰.
- زمانی، حمزه، ۱۳۸۸، *شواهد و حدود گسترش یخچال‌های کواترنری در البرز مرکزی*، رساله دکتری، دانشگاه تهران، صص ۱۹۳- ۱۹۶.
- زمردیان، محمدجعفر، ۱۳۸۳، *ژئومورفولوژی ایران*، دانشگاه فردوسی مشهد، جلد دوم، ص ۴۶.
- سازمان میراث فرهنگی استان تهران، ۱۳۹۰، *فهرست تپه‌های باستانی استان تهران*.

- سازمان هواشناسی کشور،۱۳۹۰، *آمار و اطلاعات هواشناسی استان تهران*.
- سیاهپوش، محمدتقی،۱۳۵۲،*پیرامون آب و هوای باستانی فلات ایران*، انتشارات ابن‌سینا، ص ۱۶.
- شهمیرزادی، صادق، ۱۳۷۶، *مبانی باستان‌شناسی ایران- بین‌النهرین*- مصر، انتشارات مهیا، ص ۷۳.
- عبدعلی، اعظم، ۱۳۸۶، *منابع و مسائل آب کرج*، انتشارات جهاد دانشگاهی، ص ۴۹.
- گرشمن، رومن، ۱۳۷۲، *ایران از آغاز تا اسلام*، ترجمه محمد معین، انتشارات علمی و فرهنگی وابسته به وزارت فرهنگ و آموزش عالی، صص ۶۷- ۷۰.
- گلریز، محمد علی، ۱۳۳۷، *مینو در یا باب الجنته قزوین*، تهران: انتشارات دانشگاه تهران، ص ۱۲۶.
- محمودی، فرج‌اله، ۱۳۶۷، *تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنری*، نشریه‌ی پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۳، صص ۴۳-۵.
- معتمد، احمد،۱۳۷۶، *کواترنری (زمین شناسی دوران چهارم)*، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۱۱.
- معتمد، احمد، ۱۳۸۲، *جغرافیای کواترنری*، انتشارات سمت، ص ۹.
- یمانی، مجتبی، ۱۳۸۶، *ژئومورفولوژی یخچال های زردکوه (بررسی اشکال ژئومورفولوژیک و حدود گسترش آنها)*، نشریه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۹، بهار ۱۳۸۶، ص ۱۲۵-۱۳۹.

-Berberian: M., 1976, **Contribution to the Seismotectonics of Iran**, Geological Survey of Iran, Report No 39, p.186.

-Blanford: W. T. 1973, **On the nature and probable origin of the superficial in the valleys and deserts of central Persia**, The Quarterly journal of the Geological Society of London. Proceeding of the Geological Society, p.464.

-Bobek: H. 1963, **Nature and implications of Quaternary Climatic changes in Iran, in Changes of climate**, Proceedings of Symposium on Changes of Climate with Special Reference to And Zones: Rome, UNESCO, pp.403 -413.

-Busk: D.L., 1933**, Climbing and ski-ing in the Elburz Range**, North Persia, Alpine Journal, v.45, no.247, pp 334-341.

-Ganji: M.H., 1978**, Post-glacial climatic change on the Iranian plateau**. In: W.C. Brice (Editor), The Environment History Of The Near and Middle East since The Last Ice AGE. Academic Press, London, pp.212-249.

-Huckriede: R., Kursten, M., & Venlaff, H., 1962**, Zur geologie des gebiets Zwischen Kerman und Saghand (Iran)**. Beihefet Zum Geologisschen Jahrbuch. 51, pp. 1-197.

-Krinsley: D.B., 1970,-A Geomorphological And Paleoclimatological Of The **Playas of Iran**, U.S. Geological Survey Interagency Report IR-Military-1, p. 329.

-Pedrami: M, 1982**, Pleistocene Glaciation and Paleoclimate in Iran**, Geological Survey of Iran, p.65.