

بررسی تغییر اقلیم حوضه گاوخونی در فاز پایانی کواترنر

طیبه کیانی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، ایران
محمدحسین رامشت* - استاد ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان، ایران
امجد ملکی - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی، ایران
فریده صفاکیش - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۰۴/۰۳ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۱۲/۲۶

چکیده

دریاچه‌ها آرشبوی محیطی قلمداد می‌شوند که شواهد تغییرات اقلیمی را در خود نگاشته‌اند. نشانه‌های متعدد محیطی در چشم‌اندازهای مورفولوژیکی حوضه گاوخونی حکایت از تغییرات اقلیمی عمیقی دارد. این حوضه آبی که در استان اصفهان واقع شده در گذشته آب‌وهوای متفاوت از امروز داشته و فرم‌ها و فرایندهای ژئومورفیکی آن طی کواترنر تحولات بسیاری به خود دیده است. در این پژوهش با تکیه به روش رایت، روش آلومتری^۱ و مدل پلتیر^۲ و در متنی مقایسه‌ای^۳ سعی شده تغییرات حرارتی و رطوبتی و محیطی آن از طریق ردیابی و بازیابی داغ‌آب‌ها و تراس‌های دریاچه‌ای کواترنر و نسبت سطوح یخ‌ساز به سطوح آبگیر دریاچه گاوخونی بازشناسی و شمایی از دریاچه احیاشده گاوخونی در آن زمان ارائه شود. نتایج حاصل از این بررسی‌ها که برگرفته از طرحی تحقیقاتی در دانشگاه اصفهان است نشان می‌دهد که میزان رطوبت منطقه نسبت به زمان حاضر نزدیک به ۱/۵ برابر و دمای محیطی حدود ۵ درجه سانتی‌گراد افزایش داشته است. همچنین، نقشه مورفوکلیماتیکی تهیه‌شده با استفاده از مدل پلتیر نیز حکایت از تفاوت مناطق نه‌گانه این مدل در فاز پایانی کواترنر نسبت به حال دارد.

کلیدواژه‌ها: آلومتری، پلتیر، تغییر اقلیم، سیرک، مورفوکلیما.

مقدمه

در سطح زمین می‌توان شاهد مکان‌های مختلفی بود که درهم‌تنیدگی پدیده‌های طبیعی و انسانی، ویژگی آن مکان را به نمایش می‌گذارد و کانون اصلی استقرار پدیده‌های جغرافیایی است. تنوع و گوناگونی فضایی پدیده‌ها نتیجه شرایط حاکم بر مکان‌هاست. هر گونه تغییر در شرایط طبیعی تغییرات خاصی را در زندگی و فضای ژئومورفولوژیکی به وجود می‌آورد. پدیده‌های طبیعی نظیر ناهمواری‌ها و دریاچه‌ها و دست‌ساخت‌های انسانی درون مایه یا محتوای طبیعی و انسانی فضا را شکل می‌دهد. در این میان دریاچه‌ها همواره قطعه‌ای از جهان جغرافیایی و مورد توجه علمای ژئومورفولوژی بوده است.

* E- mail: mh.raamesht@gmail.com

1. allometry
2. poltier
3. comparative method

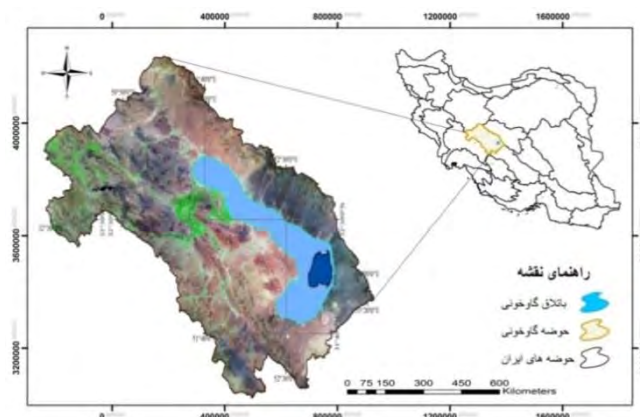
وجود تعداد زیادی دریاچه طبیعی در اواخر دوران چهارم در ایران که از نظر رطوبتی هردینگ‌های انسانی را شکل می‌داده است و نقش آب‌وهوا در بازی‌ساز تغییرات فضایی ژئومورفولوژیکی، دلایلی برای بررسی حوضه دریاچه گاوخونی به عنوان شاهدهی بر تغییرات اقلیمی فراهم آورد. همان‌طور که حضور دریاچه‌ها در محیط به شکل‌یابی مکان و تغییرات آن منتهی می‌شود، پارگی و خشک‌شدن دریاچه‌های ایران نیز عاملی طبیعی در تغییرات فضایی ژئومورفولوژیکی ایران است و نقش بسزایی دارد. در واقع آب‌وهوا عامل اصلی محیط‌زیستی است که از طریق تغییرات دما و بارش به‌صورت مستقیم بر اکوسیستم دریاچه تأثیر می‌گذارد و به‌طور غیرمستقیم نیز بر محیط اطراف دریاچه اثرگذار است (کوهن، ۲۰۰۳؛ اوسالیوان و رینالد، ۲۰۰۸). دمای هوا درجه حرارت سطح آب را تنظیم می‌کند. در حقیقت، دما و بارش با هم عمق دریاچه و توسعه پوشش گیاهی در حوضه آبریز را تعیین می‌کند (زاویسکا و همکاران، ۲۰۱۵). از آنجا که وجود دریاچه‌ها تقریباً در هر وضعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی و آب‌وهوایی که عوامل ژئومورفیکی قادر به ایجاد فضای مناسب (حوضه آبخیز) و متعادل هیدرولوژیکی برای انباشت آب باشد قابل‌پیش‌بینی است (والروگارسیس و همکاران، ۲۰۱۴)، وجود دریاچه در مناطق مرکزی ایران به منزله منطقه‌ای خشک و نیمه‌خشک چندان عجیب و دور از ذهن نیست. دریاچه‌های کوچک شور که تنها در مناطق خشک و نیمه‌خشک وجود دارد (هامر، ۱۹۸۶؛ لست و گین، ۲۰۰۵؛ اسموت و لوون اشتاین، ۱۹۹۱) به دلیل به‌نمایش‌گذاشتن سوابق آب‌وهوایی با وضوح بالا، مناسب‌ترین موارد برای مطالعات تغییرات آب‌وهوایی است، چون برخلاف حوضه‌های بزرگ در طول تغییرات محیط‌زیستی و آب‌وهوایی به دلیل کوچک‌بودن ناپایداری کمتری دارد (اسکلیروف و همکاران، ۲۰۱۰) در واقع، رسوبات دریاچه‌ها به دلیل حساسیت بالا به تغییرات هیدروکلیمایی نمایش‌دهنده آرشو کلیدی از تغییرات آب‌وهوایی و محیط‌زیستی است (استریت و گرو، ۱۹۷۹).

گذار از دوره دیر یخبندانی به دوره بین‌یخبندانی حاضر با چند نوسان آب‌وهوایی عمده و جزئی مشخص می‌شود که آثار شدیدی بر محیط‌های دریایی و زمینی دارد (کارپوز و یانسن، ۱۹۹۲؛ آمان و همکاران، ۱۹۹۴؛ لو و همکاران، ۱۹۹۴؛ هیوهن و همکاران، ۱۹۹۶؛ برایر و همکاران، ۲۰۰۰؛ لیت و همکاران، ۲۰۰۳) و اثر این تغییرات در پارامترهایی چون پوشش گیاهی، تبخیر و تعرق، رسوب و دبی رودخانه نهفته است؛ تغییراتی که در حقیقت ژئومورفولوژی منطقه‌ای را به شدت تغییر داده است (کادلس و همکاران، ۲۰۱۵). محققان زیادی در داخل و خارج از کشور موضع تغییر اقلیم در گذشته را بررسی کرده‌اند. رینر و همکاران (۲۰۰۶) به بازسازی تغییرات آب‌وهوایی و محیط‌زیست شمال تانزانیا در گذر از دوره دیر یخبندان به هولوسن پرداختند. رینر و همکاران (۲۰۰۷) در دوره گرم بعد از یخبندان به بازسازی پاسخ محلی دریاچه به تغییرات آب‌وهوایی منطقه‌ای و بی‌ثباتی هیدرولوژیکی پرداختند. دمسکه و همکاران (۲۰۰۹) و ونمان و همکاران (۲۰۱۰) به طور کیفی تغییرات اقلیمی و پوشش گیاهی دو دوره دیر یخبندان و هولوسن حوضه تسوکار^۱ را با استفاده از گرده‌شناسی، رسوب‌شناسی و مدارک ژئومورفولوژی بازسازی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که مناطق اطراف حوضه تسوکار نسبت به دریاچه‌های تبت که بیشتر در شمال واقع شده و در گذشته گاسه و همکاران (۱۹۹۶) در سال ۱۹۹۶-۱۹۹۱ بررسی کرده بودند، حساسیت بیشتری به تغییرات در شدت مانسون‌ها دارد.

کارریون و همکاران (۲۰۱۰) در بسیاری از مناطق غربی مدیترانه عمدتاً پاسخ حیاتی به تغییرات آب‌وهوایی دوره دیرخیندان و هولوسن پیشین را با استفاده از مدارک گرده‌شناسی بررسی کردند. فون‌رادن و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های برداشت‌شده از دریاچه کم‌عمق مارنی در سوئیس، به ارزیابی نوسانات عمده و جزئی آب‌وهوایی در دوره دیرخیندان پرداختند. کوماتسو و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از شواهد ژئومورفولوژیکی و رسوب‌شناسی در دوره دیرخیندان نوسانات سطح دریاچه حوضه قره‌قل، در شمالی‌ترین قسمت پامیر شرقی را بازسازی کردند. زاویسکا و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از نتایج آنالیز چند شاخص (گرده‌شناسی، رسوب‌شناسی، ترکیب شیمیایی و فسیل‌شناسی) به صراحت نشان دادند که محرک اصلی تغییر در اکوسیستم‌های آبی و خشکی، همچنین فرایندهای ژئومورفولوژی در حوضه لهستان شرقی آب‌وهوا بوده است. به‌طور کلی، همان‌گونه که راسموسن و همکاران (۲۰۰۶) قبلاً یادآور شده بودند، بازسازی درجه حرارت نشان از افزایش دما در شروع دوره Allerød (فاز گرم در پایان دوره دیرخیندان) و کاهش دما در آغاز یانگر دریاس داشته است. بوبک، ریشتهوفن، بوتزر، گابریل، هدین، اهلرز، کرینسلی، هوبر، بلانفورد، سیاهپوش، معتمد و رامشت از جمله محققانی‌اند که در تحلیل ژئومورفیکی خود از وقایع دوران چهارم ایران، تغییرات محیط آبی را با در نظر گرفتن تحولات اقلیمی بررسی کرده‌اند (قیومی، ۱۳۹۰). عزیز ی و همکاران (۱۳۹۲) با استفاده از روش گرده‌شناسی (پالینولوژی)^۲ به بررسی پاسخ تغییرات پوشش گیاهی منطقه نئور در شمال غرب ایران نسبت به تغییرات آب‌وهوایی دوره دیرخیندان و هولوسن پرداختند و با تفسیر نمودار گرده به‌دست‌آمده از دریاچه نئور، دوره‌های آب‌وهوایی شامل دوره دیرخیندان، دوره سرد یانگر دریاس و هولوسن پیشین را تعیین و ضمن بازسازی آب‌وهوای دیرین، تغییرات رطوبتی در دوره هولوسن پیشین را نیز شناسایی کردند. آنان با بررسی قلمروهای مورفوکلیماتیکی هولوسن در بلندی‌های غرب استان کردستان نشان دادند که سیستم شکل‌زای فرسایش یخچالی در ارتفاع بالاتر از ۲۰۰۰ متر، مجاور یخچالی تا ارتفاع ۱۶۰۰ متر و فلوویال در ارتفاعات پایین‌تر از ۱۶۰۰ متر، به‌ویژه در حاشیه غربی استان کردستان، در دوره ورم حاکمیت داشته است.

موقعیت طبیعی منطقه مورد مطالعه

پلایای گاوخونی دریاچه کوچک دائمی در منطقه فراافتاده تکتونیک و در یکصد کیلومتری شرق شهر اصفهان بین طول جغرافیایی "۳۱°۱۶'۲۴،۲۶" تا "۳۳°۸'۵۶،۷۷" شمالی و عرض جغرافیایی "۵۰°۵۵،۰۰" تا "۵۲°۵۸'۴۱،۵۸" واقع شده است (شکل ۱). این پلایا که در حال حاضر تنها ۲ درجه طول و عرض جغرافیایی را شامل می‌شود و از اطراف با ناهمواری‌های مختلف احاطه شده است در فاز پایانی کواترنری حدود ۵۰۰۰ هزار کیلومترمربع وسعت داشته و آرشیو مورفولوژیکی کواترنر در ایران است و وقوع حوادث اقلیمی محیطی را در خود حفظ کرده و نقش بارزی در میان قلمروهای ژئومورفولوژیکی منطقه‌ای دارد.



شکل ۱. موقعیت حوضه دریاچه گاوخونی

مواد و روش‌ها

یکی از دلایل مهمی که می‌توان بر اساس آن وجود یخچال‌های دوران چهارم را اثبات کرد شواهد و دلایل اقلیمی است که می‌توان از طریق شواهد حال به شواهد گذشته اقلیمی دست یافت. متغیرهای دمایی و رطوبتی و ارتفاعی از جمله داده‌های مبنایی است که در تحلیل تغییرات محیطی منطقه در این تحقیق به کار گرفته شده است. این داده‌ها که در دوره آماری ۵۵ ساله (۱۹۵۱-۲۰۱۰) از سازمان هواشناسی اخذ شده و براساس شواهد میدانی ژئومورفولوژیکی (خط تعادل آب و یخ و خط مرز برف دائمی) و با استناد به روش رایت و روش آلومتری و روش پلتیر ارزیابی و تحلیل شده و نقشه‌های دما و رطوبت حال حاضر آن برآورد و ترسیم شده است. سپس، با شمارش آثار سیرک‌های یخچالی منطقه و تحلیل ارتفاعی آن‌ها در روش رایت خط برف مرز دائمی تعیین و با توجه به آلومتری ارتفاع و دمای منطقه‌ای و دمای متوسط سالانه صفر درجه سانتی‌گراد در خط برف مرز دائمی، دمای محیطی در فاز پایانی کوتاه‌تر برآورد شده است. بدین ترتیب، داده‌های لازم برای تهیه نقشه‌های دمای فعلی و کوتاه‌تری فراهم شده و با روش کریجینگ این نقشه‌ها تهیه شده و امکان مقایسه دمای محیطی در حال حاضر و فاز پایانی کوتاه‌تر فراهم آمده است.

از روش آلومتری رطوبتی و اصل هم‌جواری در برآورد داده‌های رطوبتی استفاده شد. بدین ترتیب، با روش کریجینگ نقشه‌های رطوبتی حال و فاز پایانی در کوتاه‌تری نیز ترسیم شد. این نقشه‌ها شرایط مقایسه‌ای رطوبتی و حرارتی را در دو فاز حال حاضر و دوران سرد کوتاه‌تری فراهم ساخت و با برآورد این دو پارامتر جدول و نقشه‌های پلتیر تهیه و تفسیر شد.

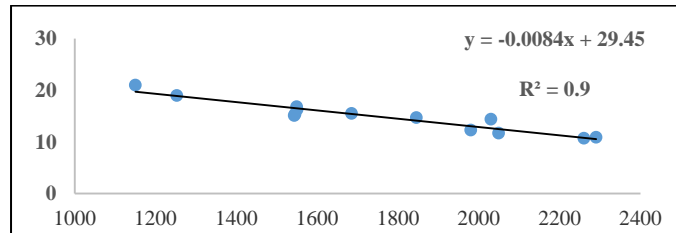
یافته‌های پژوهش

دما و تحلیل آن

دما و تحلیل منطقه‌ای حوضه دریاچه گاوخونی بر اساس داده‌های دمای سیزده ایستگاه در دوره‌ای ۵۵ ساله (۲۱۰-۱۹۹۵) صورت گرفت. برای بررسی دمای کنونی حوضه ابتدا ایستگاه‌های کليمتولوژی و سینوپتیکی واقع در منطقه بررسی و با توجه به موقعیت و ارتفاع ایستگاه‌ها جدول ۱ تهیه شد.

برای تخمین دمای متوسط سالیانه و تهیه نقشه هم‌دمای منطقه از متوسط دمای سالیانه و نیز ارتفاع هر ایستگاه استفاده شده است. گرادیان دما با ارتفاع در منطقه با مجذور ضریب همبستگی 0.92 درجه قابل اعتماد بودن برآوردها را مشخص کرد (شکل ۲). با توجه به داده‌های به دست آمده، نقشه هم‌دمای فعلی ترسیم شد (شکل ۴). بر این اساس کمینه، بیشینه و متوسط حوضه دریاچه گاوخونی به ترتیب 4 ، 17 ، $13/1$ درجه سانتی‌گراد است.

$$T=29/45-0/0084H \quad (1)$$



شکل ۲. بازآش منحنی ارتفاع و دما در حوضه دریاچه گاوخونی

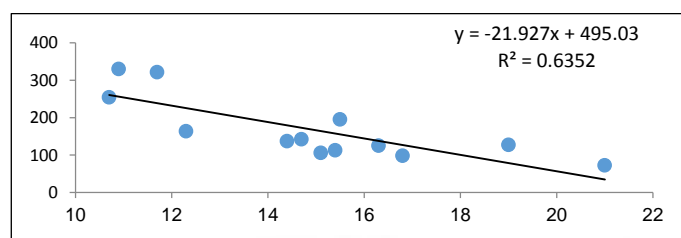
جدول ۱. مشخصات ایستگاه هواشناسی حوضه دریاچه گاوخونی

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	دما	بارش
شهرضا	۸۳,۵۱	۳۱,۹۸	۱۸۴۵,۲	۱۴,۷	۱۴۲,۲
عقدا	۵۳,۶۱	۳۲,۴۳	۱۱۵۰	۲۱	۷۲,۵
بروجن	۵۱,۳	۳۱,۹۸	۲۲۶۰	۱۰,۷	۲۴۵,۳
شرق اصفهان	۵۱,۸۶	۳۲,۶۶	۱۵۴۳	۱۵,۱	۱۰۶,۱
نطنز	۵۱,۰۹	۳۳,۵۳	۱۶۸۴,۹	۱۵,۵	۱۹۵,۳
نائین	۵۳,۸	۳۲,۸۵	۱۵۴۹	۱۶,۸	۹۸,۱
میمه	۵۱,۱۶	۳۲,۴۳	۱۹۸۰	۱۲,۳	۱۶۳,۷
کبوترآباد	۵۱,۸۵	۳۲,۵۱	۱۵۴۵	۱۵,۴	۱۱۲,۸
اردستان	۵۲,۳۸	۳۳,۳۸	۱۲۵۲,۴	۱۹	۱۲۷,۱
اصفهان	۵۱,۶۶	۳۲,۶۱	۱۵۵۰,۴	۱۶,۳	۱۲۵
آباده	۵۲,۶۶	۳۱,۱۸	۲۰۳۰	۱۴,۴	۱۳۷
شهرکرد	۵۰,۸۵	۳۲,۲۸	۲۰۴۸,۹	۱۱,۷	۳۲۱,۸
داران	۵۰,۳۶	۳۲,۹۶	۲۲۹۰	۱۰,۹	۳۳۰

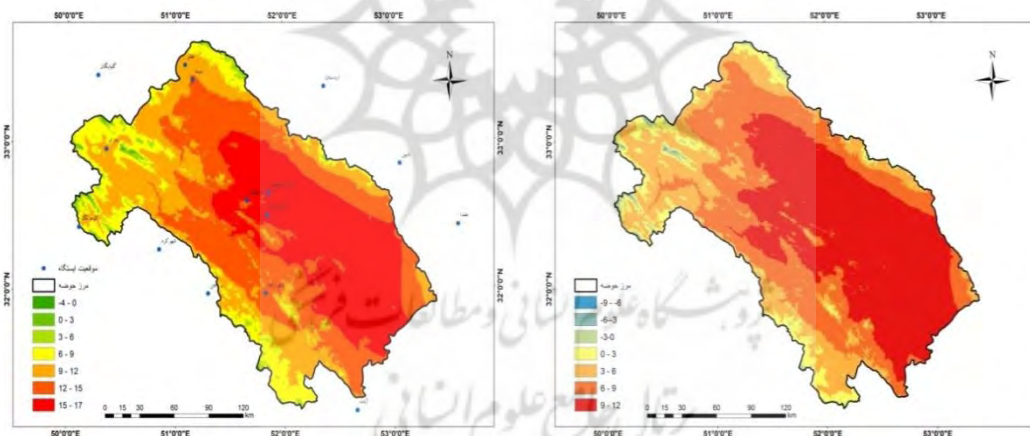
بازسازی دمایی منطقه در گذشته

مبنای کار بازسازی دمای گذشته استفاده از روش رایت است. همان‌طور که اشاره کردیم، خط مرز برف دائمی مهم‌ترین عامل نشان‌دهنده دمای محیطی گذشته است. با مشخص کردن 153 آثار سیرک یخچالی و ارتفاع آن‌ها در منطقه (شکل ۹) خط مرز برف دائمی برای منطقه در دوره اقل حرارتی محاسبه شد. این خط که رقوم ارتفاعی 2500 متر را نشان می‌دهد بدان معناست که در فاز سرد کوتاه‌تری متوسط درجه حرارت محیطی در این ارتفاع برابر صفر درجه سانتی‌گراد

بوده است. اکنون با در نظر گرفتن متوسط دمای سالانه صفر درجه در خط برف مرز و با بهره‌گیری از آلومتری دما و ارتفاع منطقه‌ای می‌توان نقشه متوسط دمای متوسط سالانه در دوره پایانی کواترنری را تهیه کرد (شکل ۵). بر این اساس مقدار کمینه، بیشینه و متوسط آن به ترتیب برابر ۹-، ۱۲ و ۸/۱ درجه سانتی‌گراد است؛ یعنی، میزان کاهش دمای این حوضه در دوره سرد سال نسبت به حال حاضر ۵ درجه سانتی‌گراد است، ضمن آنکه طبق معادله (۲)، رابطه دما با بارش به صورت خطی با ضریب همبستگی ۰/۶۳ است (شکل ۳).



شکل ۳. برازش منحنی دما و بارش حوضه دریاچه گاوخونی



شکل ۴. نقشه هم‌دمای فعلی حوضه دریاچه گاوخونی شکل ۵. نقشه هم‌دمای حوضه دریاچه گاوخونی در دوره کواترنری

$$P = -21/927T + 495/0$$

(۲)

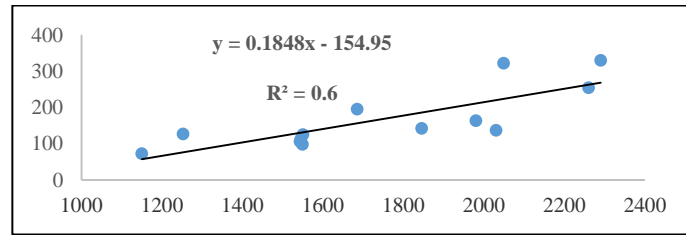
دومین عامل محیطی تغییرات عامل رطوبت محیطی است.

رطوبت محیطی فعلی

یکی از شاخص‌های اقلیمی تعیین‌کننده شرایط محیطی میزان رطوبت و تغییرات آن است. این شاخص چند ویژگی مهم محیطی را در کنترل دارد، از جمله میزان تغذیه یخ یخچال‌ها، روان‌آب‌ها و سطح دریاچه‌های داخلی. طبق معادله (۳) رابطه‌سنجی بین ارتفاع و بارش نشان داد که بین این دو پارامتر رابطه خطی با ضریب همبستگی ۰/۶۳ وجود دارد (شکل ۶).

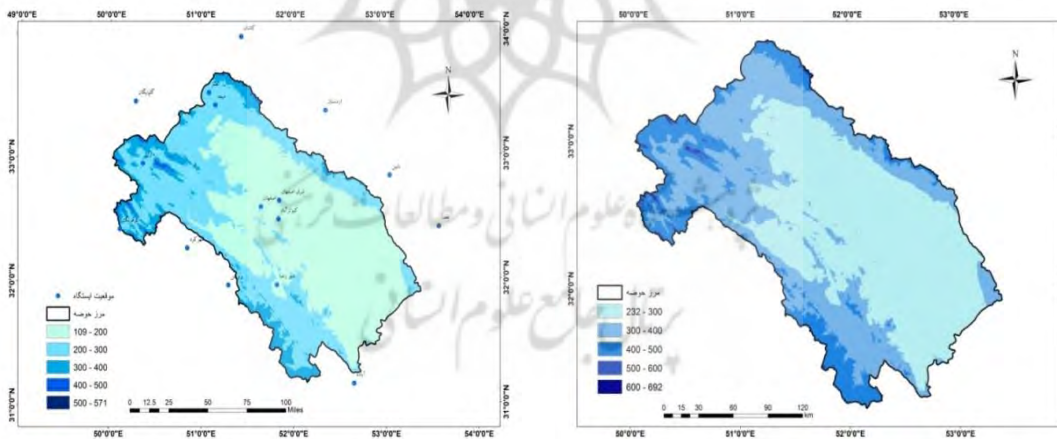
$$P=154/95+0/184$$

(۳)



شکل ۶. برازش منحنی ارتفاع و بارش در حوضه دریاچه گاوخونی

نقشه متوسط بارش سالانه حوضه با استفاده از معادله (۳) (ایجاد رابطه خطی بین بارش متوسط سالانه و ارتفاع ایستگاه) ترسیم شد (شکل ۷) و نشان داد که بیشینه بارندگی در شمال غرب و کمینه آن در مرکز و جنوب با بارندگی کمتر از ۳۰۰ میلی‌متر قرارداد. بنابراین، میزان بارش از شمال غرب به جنوب شرق کاهش می‌یابد. میزان کمینه، بیشینه و متوسط بارش حوضه به ترتیب برابر ۱۰۹، ۵۷۱ و ۲۰۳/۹ میلی‌متر است. با توجه به ثابت بودن رابطه دما و رطوبت در زمان با استفاده از معادله (۲) (منحنی دما و بارش) نقشه بارش در دوره اقل حرارتی بازسازی شد (شکل ۸). بر این اساس، میزان کمینه، بیشینه و متوسط بارش حوضه به ترتیب برابر ۲۳۲، ۶۹۲ و ۳۱۶/۶۶ میلی‌متر به دست آمد و مشخص شد حوضه گاوخونی در دوران کوتاه‌تر دارای اختلاف بارش در حدود ۸۳/۷۶ میلی‌متر با حال حاضر است، به طوری که می‌توان گفت بارش دوره اقل حدود ۱/۵ برابر حال حاضر بوده است.



شکل ۷. نقشه هم‌باران فعلی حوضه

شکل ۸. نقشه هم‌باران حوضه در دوره کوتاه‌تر

بررسی تغییرات اقلیمی با ردیابی آثار سیرک‌های یخچالی در منطقه

با توجه به بررسی‌های انجام‌شده و مشاهده سیرک‌هایی مانند سیرک زفره در شمال شرق کوه مارشینان و سیرک سبیک در شمال غرب فریدون‌شهر (شکل‌های ۹ و ۱۰)، با استفاده از فرم خاص منحنی میزان نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، موقعیت ۱۵۳ سیرک یخچالی حوضه گاوخونی در محدوده ارتفاعی ۲۵۰۰-۳۴۰۰ متر تعیین شد (شکل ۱۱) و با توجه به موقعیت سیرک‌های شناسایی‌شده حوضه، طبق جدول ۲، بر اساس روش راییت حد برف مرز این حوضه ۲۵۰۰ متر

محاسبه شد. به عبارتی، ۶۰ درصد سیرک‌ها مشخص شده دارای ارتفاع بالاتر از ۲۵۰۰ متر است (شکل ۱۲). همچنین، می‌توان به بررسی‌های سیف و ابراهیمی (۲۰۱۴) اشاره کرد که با بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه این پژوهش مشترک است. تمامی یخچال‌های شناسایی شده در سیرک‌هایی قرار می‌گیرد که در کلاس کلاسیک و خوب توسعه یافته قرار دارد. متوسط ارتفاع کف سیرک‌ها گروه کلاسیک ۳۶۶۳ متر، گروه خوب توسعه یافته برابر با ۳۵۴۹ متر و گروه قطعی برابر ۳۶۴۵ متر است و متوسط ارتفاع اشکال شبه سیرکی که در دو گروه دیگر قرار می‌گیرد برابر با ۳۳۲۷ متر است. همچنین، نتایج بررسی‌های یمانی (۱۳۸۶) از روی شکل‌های هوایی و داده‌های میدانی نشان می‌دهد که حداکثر گسترش زبانه‌های یخچالی زردکوه تا ارتفاع ۲۵۰۰ متر و مرز تشکیل سیرک‌های یخچالی نیز حداقل تا ارتفاع ۳۴۰۰ متر بوده است که حضور این کوه در بخشی از منطقه در این پژوهش استفاده و استناد داده شد.

جدول ۲. تعداد و ارتفاع سیرک‌های حوضه دریاچه گاوخونی

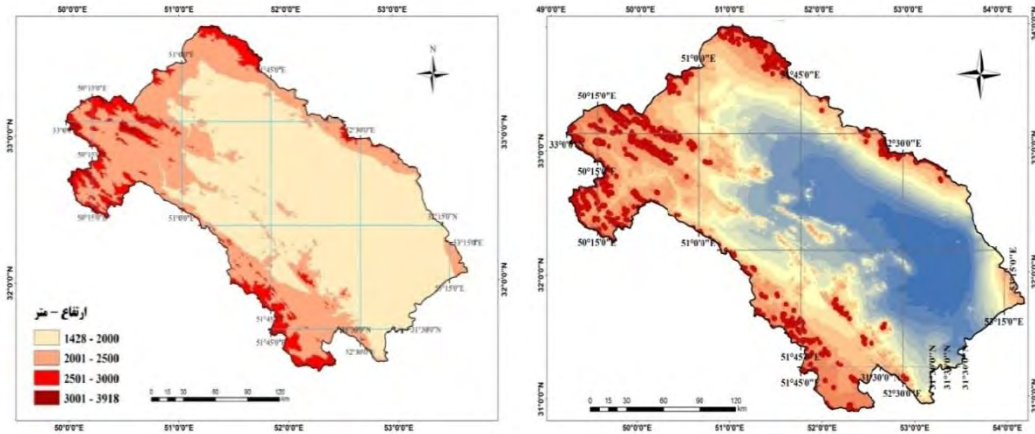
ردیف	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
ارتفاع	-۲۵۰۰	-۲۶۰۰	-۲۷۰۰	-۲۸۰۰	-۲۹۰۰	-۳۰۰۰	-۳۱۰۰	-۳۲۰۰	-۳۳۰۰
	۲۶۰۰	۲۷۰۰	۲۸۰۰	۲۹۰۰	۳۰۰۰	۳۱۰۰	۳۲۰۰	۳۳۰۰	۳۴۰۰
تعداد سیرک	۱۰	۱۷	۲۴	۱۹	۲۱	۲۰	۱۰	۱۲	۱۵
درصد	۶/۵۳	۱۱/۱۱	۱۵/۶۸	۱۲/۴۱	۱۳/۷۲	۱۳/۵۷	۶/۵۳	۷/۸۴	۹/۸



شکل ۱۰. سیرک زفره در شمال شرق کوه مارشینان



شکل ۹. سیرک سبیک در شمال غرب فریدون شهر



شکل ۱۱. موقعیت سیرک‌های حوضه دریاچه گاوخونی

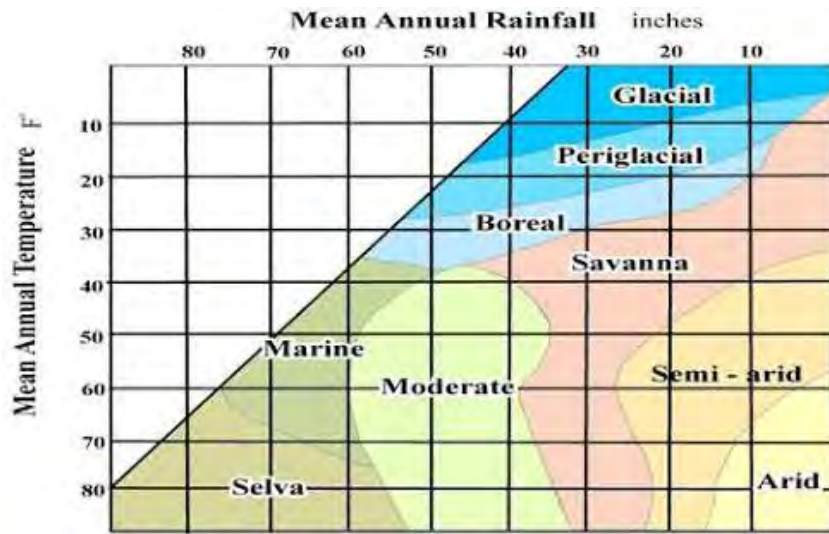
شکل ۱۲. خطوط برف مرز حوضه دریاچه گاوخونی

مدل لویس پلتیر

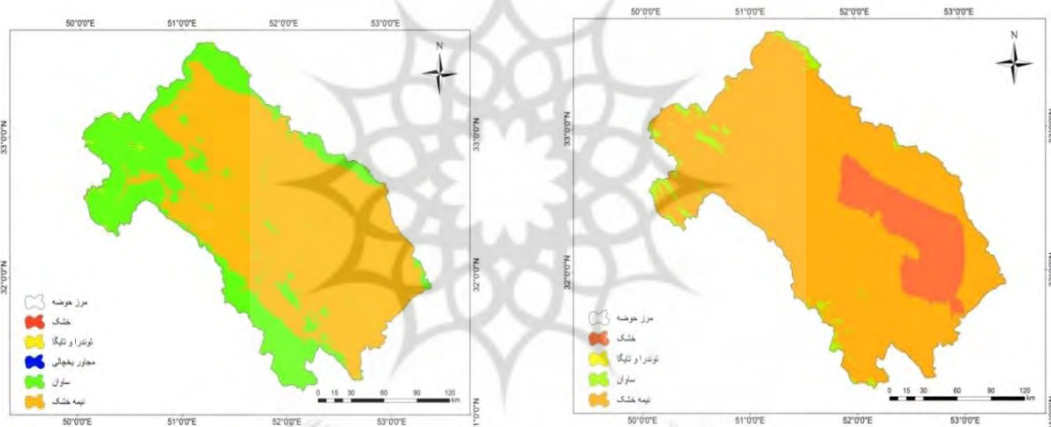
یکی از مهم‌ترین منابع در مورد ژئومورفولوژی اقلیمی، یافته‌ها و مدل‌های مربوط به پلتیر است که زمین‌شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها و دیگر علوم مرتبط، از آن برای شناسایی و تفسیر اشکال سطح زمین استفاده می‌کنند. در مدل پلتیر با استفاده از دو متغیر متوسط دما و بارش، مناطق مورفوژنتیکی به نه طبقه مختلف تقسیم می‌شود. مناطق دارای دماهای پایین عمدتاً جزو مناطق یخچالی و مناطق با دماهای بالا و بارش کم جزء مناطق خشک و نیمه‌خشک و مناطق دارای بارش‌ها و دماهای بالا جزو مناطق معتدل و سلوا محسوب می‌شود (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۹).

مناطق مورفوکلیماتیکی حوضه دریاچه گاوخونی بر اساس منحنی پلتیر

بر مبنای روش لوئیس پلتیر، مناطق مورفوکلیماتیکی حوضه دریاچه گاوخونی در دو فاز سرد و حال حاضر مشخص شد. در واقع، در این روش با استفاده از نمودار پلتیر (شکل ۱۳) و پارامترهای دما و بارش سالانه مناطق نه‌گانه یخچالی، مجاور یخچالی، بوریل (توندرا و تایگا) اقیانوسی، سلوا (جنگل پرباران)، معتدل، ساوان، نیمه‌خشک و خشک تفکیک شد (فولر و پترسون، ۲۰۰۳). برای نیل به این هدف با وارد کردن نمودار پلتیر در محیط GIS و از انجام تصحیح هندسی محور مختصات آن بر اساس بارش و دما تعریف و با نقشه‌های دما و بارش حال حاضر و دوره یخچالی حوضه ترکیب شد. جدول این نقشه نشان‌دهنده میزان دما و بارش پیکسل‌های آن است و دو لایه نقطه‌ای که محل پیکسل‌های آن با کمک مقادیر دما و بارش حال حاضر و دوره سرد مشخص شده بود تهیه و با نمودار پلتیر تطابق داده شد. نتیجه آن به صورت نقشه‌های مورفوکلیماتیکی حال حاضر و فاز پایانی کواترنر در شکل‌های ۱۴ و ۱۵ به تصویر کشیده شده است. مساحت هر یک از مناطق مورفوکلیماتیکی دوره سرد و حال حاضر نیز در جدول ۳ نشان داده شده است.



شکل ۱۳. نمودار مناطق مورفوکلیماتیکی پلتیر (۱۹۵۰)



شکل ۱۴. مناطق مورفوکلیماتیکی حوضه در دوره کواترنر
شکل ۱۵. مناطق مورفوکلیماتیکی حوضه در حال حاضر

جدول ۳. مساحت مناطق مورفوکلیماتیکی حوضه دریاچه گاوخونی در ورم و حال حاضر

مناطق مورفوکلیماتیکی	ورم	حال
یخچالی km ²	۰	۰
درصد	۰٪	۰٪
مجاور یخچالی km ²	۵۶۲,۸۲۸	۰
درصد	۱,۳۱	۰٪
بوریل km ²	۶۳۷۶,۳۳۴	۱,۸۱۷۵۲
درصد	۱۴,۹۵	۰,۰۰۴۳
سارانا km ²	۱۵,۰۵۰,۴۷	۱۲۵۹,۶۸۴
درصد	۳۵,۲۸	۲,۹۵۲
خشک km ²	۰	۵۸۸۵,۰۶۳۴
درصد	۰٪	۱۳,۷۹۵
نیمه خشک km ²	۲,۰۶۶۸,۴۱	۳۵۵۱۱,۳۱۲
درصد	۴۸,۴۵	۸۳,۲۴۶

شاخص‌های هیدرو محیطی سطوح آبریز حوضه گاوخونی

واکاوی مساحت یخ‌سازها با استفاده از خط برف مرز بالاتر از ۲۵۰۰ متر روش دیگری بود که با استفاده از آن به بررسی تغییر اقلیم حوضه در کواترنر پرداختیم. برای برآورد مساحت یخ‌سازها در حال حاضر ابتدا رابطه رگرسیونی بین دما و ارتفاع ایستگاه‌های منطقه محاسبه و معادله رگرسیونی فوق روی مدل رقومی ارتفاعی حوضه اعمال شد و ارزش‌های دمایی هر یاخته محاسبه شد. در پایان، مساحت محدوده دارای ارزش دمایی کمتر از صفر درجه محدوده یخ‌ساز فعلی انتخاب شد.

روش دیگر به دست آوردن تراس‌های دریاچه‌ای در گذشته و حال از طریق مطالعات میدانی ردیابی و بازیابی داغ‌آبه‌ها (آبراهه‌های دوشاخه‌ای در حاشیه سطح مستوی) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ در محیط GIS است. با انجام محاسبات و نرم‌افزار Global mapper وسعت، حجم دریاچه و مساحت یخ‌ساز دریاچه در گذشته و حال را محاسبه کردیم (جدول‌های ۴ و ۵) و تصویری از دریاچه احیاشده حوضه دریاچه گاوخونی در گذشته و حال حاضر ارائه شد (شکل‌های ۱۷ و ۱۸). سپس، با توجه به مطالعات صورت گرفته روی دریاچه‌های حوضه زاگرس (جدول ۶) و رابطه خطی (شکل ۱۹) به دست آمده بین دو متغیر مساحت یخ‌ساز و مساحت دریاچه‌ها با ضریب همبستگی ۰/۷۰ نشان داده شد که نوعی کویلینک (زوجیت) بین ارتفاع و مساحت یخ‌ساز و مساحت دریاچه وجود دارد، به طوری که هر چه ارتفاع قله و مساحت یخ‌ساز بیشتر باشد، مساحت دریاچه نیز بیشتر خواهد بود. به طور قطع، با کاهش این متغیرها در زمان حال مساحت و حجم دریاچه کاهش می‌یابد که این خود به وضوح تغییرات اقلیمی را در فاز پایانی کواترنر نسبت به حال حاضر نشان می‌دهد. شکل ۱۶ بالاترین سطح فرسایشی حد آب را نشان می‌دهد که ۱۵۵۰ متر است. با توجه به ارتفاع ۱۴۷۰ متری کف حوضه، به اختلاف ۸۰ متری آب در این حوضه می‌توان اشاره کرد.



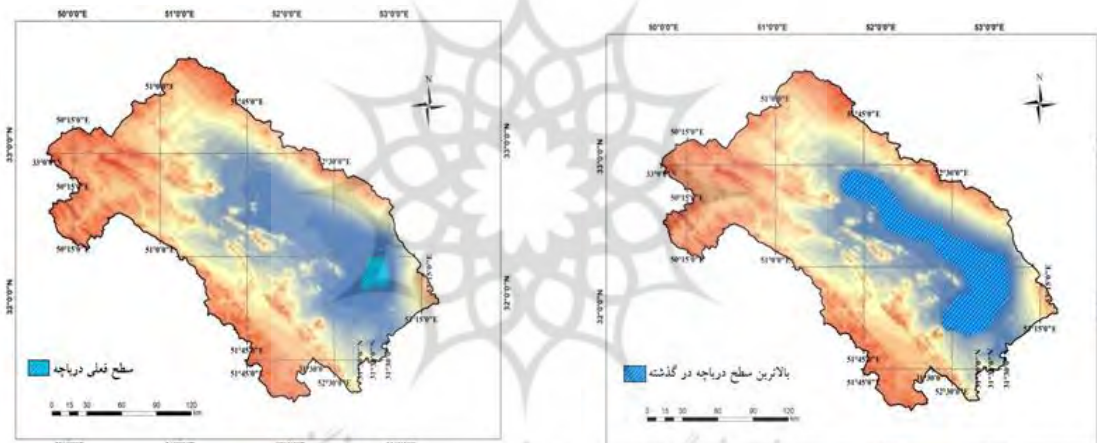
شکل ۱۶. سطح فرسایشی بالاترین حد آب گاوخونی که در حاشیه شهرک ازه برداشت شده است. این ارتفاع ۱۵۵۰ دقیقاً با ارتفاع رودخانه در محل ورودی شهر اصفهان در بیمارستان شهید چمران نزدیک پل بزرگمهر برابری می‌کند و رسوبات ریزدانه دریاچه‌ای مقطع رسوبی این منطقه در این ارتفاع دیده می‌شود.

جدول ۴. مشخصات حجم، مساحت و ارتفاع تراس گذشته دریاچه گاوخونی

دریاچه	مساحت یخ‌ساز بالاتر از 2500 km^2	مساحت دریاچه km^2	ارتفاع تراس یا سطح آب m	حجم آب دریاچه km^3
گاوخونی	۳۶۳۹	۴۹۰۶	۱۵۵۰	۸۹۲

جدول ۵. مشخصات حجم، مساحت و ارتفاع تراس حال حاضر دریاچه گاوخونی

دریاچه	مساحت یخ‌ساز بالاتر از 2500 km^2	مساحت دریاچه km^2	ارتفاع تراس یا سطح آب m	حجم آب دریاچه km^3
گاوخونی	۸۰	۴۸۵	۱۴۷۰	۲۱

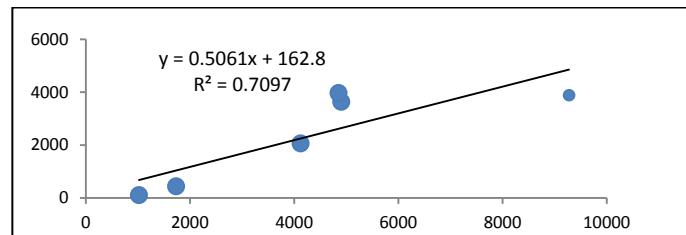


شکل ۱۷. بالاترین سطح تجربه‌شده دریاچه گاوخونی

شکل ۱۸. سطح فعلی دریاچه گاوخونی

جدول ۶. مساحت یخ‌ساز و مساحت دریاچه‌های حوضه زاگرس

دریاچه	مساحت دریاچه km^2	مساحت یخ‌ساز بالاتر از 2500 km^2
ایرکوه و مروست	۴۱۲۴,۲	۲۰۶۰
دق سرخ	۱۷۳۳,۹	۴۳۵,۸۸
گاوخونی	۴۹۰۶,۶	۳۶۳۹
مه‌ارلو	۱۰۲۱,۱	۱۰۲
قم و حوض سلطان	۹۲۷۵,۹	۳۸۸۷
تشک و بختگان	۴۸۵۳,۹	۳۹۶۸,۶

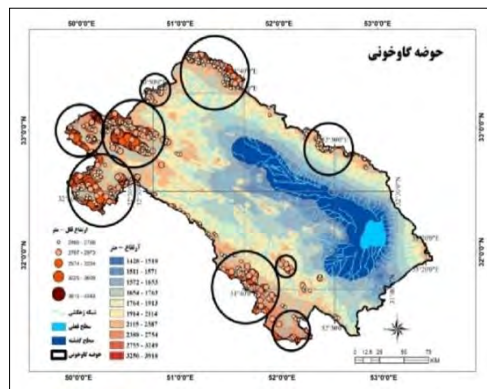


شکل ۱۹. برازش منحنی مساحت یخ‌ساز و مساحت دریاچه‌ها در حوضه زاگرس

از آنجا که از یک سو آثار مستقیم تغییرات آب‌وهوایی بر اکوسیستم دریاچه‌های بزرگ از طریق درجه حرارت بالای هوا و آب رخ می‌دهد و از سوی دیگر، آثار غیرمستقیم تغییرات آب‌وهوایی شامل هر دو تغییرات مثبت و منفی در بارش، کاهش رواناب رودخانه، بارش برف و انباشت برف کمتر، تبخیر و تعرق بالاتر اتفاق می‌افتد (مرچ و کوپین، ۱۹۹۶) و با توجه به این نکته که یخچال‌های طبیعی شاخص خوبی برای مطالعه تغییرات دمای هوای زمین است (ریاض و بایگ، ۲۰۱۴)، با استفاده از بازسازی کانون‌های یخ‌ساز منطقه (جدول ۷ و شکل ۲۰) به این نتیجه رسیدیم که چهار کانون عمده یخ‌ساز در قسمت‌های شمال شرقی، شمال، شمال غرب و غرب حوضه وجود داشته که ورودی حوضه را تأمین می‌کرده است؛ کانون‌های که با تغییر آب‌وهوا، فقط سایه‌ای از آن‌ها به‌جامانده که قادر به تأمین ورودی حوضه نیست. در واقع، می‌توان گفت وضعیت کنونی این حوضه به دلیل آثار مستقیم و غیرمستقیم تغییرات آب‌وهوایی بر آن است.

جدول ۷. مساحت یخ‌ساز حوضه دریاچه گاوخونی

گاوخونی	دریاچه
۴۲۶۵۸	مساحت حوضه km^2
۳۶۳۹	مساحت یخ‌ساز دو بعدی بالاتر از ۲۵۰۰km^2 در کوتاه‌تر
۳۸۳۳	مساحت یخ‌ساز سه بعدی بالاتر از ۲۵۰۰km^2 در کوتاه‌تر
۴	تعداد کانون‌های یخ‌ساز
شمال شرقی، شمال غربی، شمال، غرب	نوع پراکنش کانون‌ها



شکل ۲۰. موقعیت تراس‌های دریاچه‌ای در سطوح مختلف و کانون‌های یخ‌ساز در حوضه دریاچه گاوخونی

نتیجه‌گیری

هدف این پژوهش بررسی آثار تغییرات آب‌وهوایی فاز پایانی کواترنر بر سیر تکاملی دریاچه و حوضه آبریز آن است. گرم‌شدن زمین و پاسخ محیط‌زیستی به این رویداد باعث تغییراتی در سیستم هیدرولوژیکی محلی و منابع آب در دسترس شده است (اسپیر، ۲۰۱۱؛ لی و همکاران، ۲۰۰۸)؛ تغییراتی که در حوضه دریاچه گاوخونی ملموس است. به منظور بررسی نوسانات آب‌وهوایی و پاسخ محیط‌زیستی حوضه دریاچه گاوخونی، به بازسازی دمایی و بارش گذشته، محاسبه عمق، حجم دریاچه و مساحت کانون‌های یخ‌ساز دریاچه در گذشته پرداخته شد. بازسازی بارش و دمای گذشته و مقایسه با حال حاضر نشان از کاهش ۱/۵ برابری بارش و افزایش ۵ درجه‌ای متوسط دمای حوضه گاوخونی نسبت به فاز پایانی کواترنر دارد؛ تناقضی که تغییرات اقلیمی و ژئومورفیکی بسیاری به دنبال داشته و مهر تأییدی است بر یافته‌های عطایی و فنایی (۱۳۹۲) که با شناسایی تغییرات متوسط دمای حوضه آبریز گاوخونی طی نیم‌قرن اخیر نشان دادند متوسط دمای حوضه آبریز گاوخونی عمدتاً روند افزایشی داشته و تشدید خشکسالی‌ها، محدود دن پهنه تالاب و تغییرات کمی و کیفی اکوسیستم از تبعات آن بوده است.

در واقع، همان‌طور که ریاض و همکاران (۲۰۱۴) عنوان کردند پس از پایان پیش‌روی یخچال‌های طبیعی در پایان عصر یخبندان کوچک (بیش از ۱۰۰ سال قبل) روند کلی کاهش و عقب‌نشینی در یخچال‌های طبیعی در سراسر جهان اتفاق افتاد؛ اتفاقی که در نقشه‌های مورفوکلیماتیکی حوضه در دو مقطع زمانی کنونی و فاز پایانی کواترنر به تصویر کشیده شده و نشان از حذف یخچال‌ها به منزله یکی از عوامل مورفوکلیماتیکی تأثیرگذار در فرم اراضی فاز پایانی کواترنر دارد و تنها به گذاشتن شواهدی از لندفرم‌هایی چون دره یخچالی، یخرفت‌ها و سیرک‌ها بسنده کرده است که با فرایندهای حاکم در این حوضه سختی ندارد. بررسی‌ها بر مبنای روش پلتیر نشان داد که در آخرین دوره یخچالی بیشترین مساحت حوضه با ۴۸/۴۵ درصد مربوط به منطقه نیمه‌خشک است و مناطق ساوان و بوریل به ترتیب با ۳۵/۲۸ و ۱۴/۹۵ درصد در رتبه‌های بعدی قرار دارند. در حال حاضر کماکان منطقه نیمه‌خشک با افزایش تقریباً دو برابری با ۸۳/۲۴ درصد بیشترین مساحت منطقه را به خود اختصاص داده است. پس از آن منطقه خشک با ۱۳/۷۹ درصد در رتبه دوم قرار دارد، هر چند که برخلاف آخرین دوره یخچالی مساحت منطقه بوریل در این دوره به صفر رسیده است. از طرف دیگر، تعیین حدود تراس‌ها دریاچه‌ای ردیابی‌شده از طریق داغ‌آبه‌ها و تخمین سطح و حجم آب بیانگر وجود دریاچه‌ای عظیم با حجم و مساحت بیشتری در گذشته است. همان‌گونه که مک‌بین و موتی (۲۰۰۸) عنوان می‌کنند سطوح پایین بارش دلیل اصلی کاهش سطح آب دریاچه‌هاست. به عبارت دیگر، با توجه به انطباق دوره‌های مرطوب با دوره‌های یخچالی در منطقه مورد مطالعه، با افزایش بارش در کوهستان‌های حاشیه‌ای که بیشتر به‌صورت ریزش برف بوده است و در پی آن با افزایش دبی رودخانه‌ها بر وسعت حوضه در دوران سرد افزوده شده است. تقوی و همکاران (۱۳۹۲) نیز با بررسی شواهد رسوب‌شناسی مانند افزایش عناصر منیزیم و منگنز که روند معکوسی با میزان عنصر کلسیم دارد و نشان‌دهنده شرایط احیایی و مرطوب در محیط دریاچه است، دو نوع اقلیم مرطوب و خشک را در بخش شمالی تالاب گاوخونی شناسایی کردند. در هر صورت با افزایش دبی رودخانه‌ها بر وسعت حوضه در دوران سرد افزوده شده است، به گونه‌ای که حجم آب دریاچه گاوخونی در آن زمان به 892 km^3 رسید، ولی در دوران گرم با کاهش کانون‌های یخ‌ساز در منطقه حجم آب دریاچه به 21 km^3 رسید که جز ایجاد سایه‌ای از دریاچه گذشته ارمغان دیگری به همراه نداشت.

منابع

۱. تقوی، ل.؛ طیبی، ص.؛ طیبی، س. و کریمیان، ب. (۱۳۹۲). تحلیل اقلیم دیرینه بخش شمالی تالاب گاوخونی با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، فصلنامه علمی- پژوهشی اکوبیولوژی تالاب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۱۶: ۵۳-۶۲.
۲. عزیز، ق.؛ اکبری، ط. و هاشمی، س.ح. (۱۳۹۲). تغییرات پوشش گیاهی و آب‌وهوای دیرین در طی گذار آخرین دوره یخبندان- هولوسن (مطالعه موردی: دریاچه نئور در شمال غرب ایران)، پژوهش‌های محیط‌زیست، ۷(۴): ۳-۱۲.
۳. عطایی، ه و فنایی، ر. (۱۳۹۲). شناسایی روند تغییرات ماهانه و سالانه متوسط دمای حوضه آبریز گاوخونی طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۱۰، فصلنامه علمی- پژوهشی اکوبیولوژی تالاب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۱۷(۵): ۳۱-۴۶.
۴. قیومی‌محمدی، ح. (۱۳۹۰). بررسی فرایندهای ریخت‌زا و خاکساز پدیدآورنده تحولات طبیعی و مدنی زاینده‌رود در کواترنر، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان.
۵. مقصودی، م.؛ خوش‌اخلاق، ف.؛ حنفی، ع. و روستا، ا. (۱۳۸۹). پهنه‌بندی فرایندهای هوازدگی سنگ‌ها بر اساس مدل‌های پلتیر در شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴(۴۲): ۳۵-۴۲.
۶. یمانی، م. (۱۳۸۶). ژئومورفولوژی یخچال‌های زردکوه (بررسی اشکال ژئومورفولوژیک و حدود گسترش آن‌ها)، پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۹(۳۹): ۱۲۵-۱۳۹.
۷. یمانی، م.؛ مقیمی، ا.؛ عزیز، ق. و باخوشی، ک. (۱۳۹۲). تعیین قلمروهای مورفوکلیماتیک هولوسن در بلندی‌های غرب استان کردستان، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴(۴۵): ۱-۱۴.
8. Ammann, B.; Lotter, A.F.; Eicher, U.; Gaillard, M.J.; Wohlfarth, B.; Haeberli, W. and Schlichter, C. (1994). The Würmian Late-glacial in lowland Switzerland. *Journal of Quaternary Science*, 9(2), 119-125.
9. Ataee, H. and Fanaee, R. (2013). Identification of monthly and annual mean temperature trends of Gavkhonicatchment over the past half-century, *Journal of Wetland Ecobiology*, 5(17), 31-46. (Persian)
10. Azizi, Gh.; Akbari, T. and Hashemi, H. (2013). Vegetation and Climate change During the Late Glacial ° Holocene in Iran A Case Study From Lake Neor in NW Iran, *Environmental Researchs*, 4(7), 3-12. (Persian)
11. Brauer, A., Günter, C., Johnsen, S.J. and Negendank, J.F.W. (2000). Land-ice teleconnections of cold climatic periods during the last Glacial/Interglacial transition. *Climate Dynamics*, 16(2-3), 229-239.
12. Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y. and Burjachs, F. (2010). Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162(3), 458-475.
13. Cohen, A.S. (2003). *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*, Oxford University Press, New York.
14. Demske, D.; Tarasov, P.E.; Wünnemann, B. and Riedel, F. (2009). Late glacial and Holocene vegetation, Indian monsoon and westerly circulation in the Trans-Himalaya recorded in the lacustrine pollen sequence from Tso Kar, Ladakh, NW India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279(3), 172-185.
15. Fowler, R., & Petersen, J. (2003). A Spatial Representation of Louis Peltier Weathering, Erosion and Climatic Graphs Using Geographic information Systems(GIS). *Proceedings esri.com/library/usercof/proco4/docs/pap1752.pdf*.
16. Gasse, F.; Arnold, M.; Fontes, J.C.; Fort, M.; Gibert, E.; Huc, A. and Qingsong, Z. (1991). A 13, 000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 353(6346), 742-745.
17. Gasse, F.; Fontes, J.C.; Van Campo, E. and Wei, K. (1996). Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: discussion and conclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120(1), 79-92.
18. Ghaumi, H. (2011) *The Influence of Morphogenic-Pedogenic Processes on Natural and Civil Evolutions of Zayandehroud at the Quaternary Period*, PhD thesis, isfahan university, Iran. (Persian)
19. Hammer, U.T. (1986). *Saline lake ecosystems of the world* (Vol. 59). Springer Science & Business Media.

20. Huguén, K. A., Overpeck, J. T., Peterson, L. C., & Trumbore, S. (1996). Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*, 380 (6569), 51-54.
21. Kadlec, J.; Kocurek, G.; Mohrig, D.; Shinde, D.P.; Murari, M.K.; Varma, V. and Singhvi, A.K. (2015). Response of fluvial, aeolian, and lacustrine systems to late Pleistocene to Holocene climate change, Lower Moravian Basin, Czech Republic, *Geomorphology*, 193-208.
22. Karpuz, N.K. and Jansen, E. (1992). A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of rapid climatic changes, *Paleoceanography*, 7(4): 499-520.
23. Komatsu, T. and Tsukamoto, S. (2015). Late Glacial lake-level changes in the Lake Karakul basin (a closed glacierized-basin), eastern Pamirs, Tajikistan, *Quaternary Research*, 83(1), 137-149.
24. Last, W.M. and Ginn, F.M. (2005). Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology, *Saline systems*, 1(1), 10.
25. Li, W.; Fu, R.; Juarez, R.I.N. and Fernandes, K. (2008). Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1498): 1767-1772.
26. Litt, T.; Schmincke, H.U. and Kromer, B. (2003). Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial, *Quaternary Science Reviews*, 22(1): 7-32.
27. Lowe, J.J.; Ammann, B.; Birks, H.H.; Björck, S.; Coope, G.R.; Cwynar, L. and Walker, M.J.C. (1994). Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP): A contribution to IGCP-253, *Journal of Quaternary Science*, 9(2): 185-198.
28. Maghsoudi, M.; Khoshakhlagh, F.; Hanafi, A. and Rosta, I. (2010). Zoning of weathering processes in northwest of Iran using Peltier model. *Physical Geography Research Quarterly*, 42(4): 35-46. (Persian)
29. McBean, E. and Motiee, H. (2008). Assessment of impact of climate change on water resources: a long term analysis of the Great Lakes of North America, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12(1): 239-255.
30. Mortsch, L.D. and Quinn, F.H. (1996). Climate change scenarios for Great Lakes Basin ecosystem studies. *Limnology and oceanography*, 41(5), 903-911.
31. O'Sullivan, P. and Reynolds, C.S. (Eds.) (2008). *The lakes handbook: limnology and limnetic ecology* (Vol. 1), John Wiley & Sons.
32. Peltier, L.C. (1950). The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Annals of the association of American Geographers*, 40(3), 214-236.
33. Rasmussen, S.O.; Andersen, K.K.; Svensson, A.M.; Steffensen, J.P.; Vinther, B.M.; Clausen, H.B. and Ruth, U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012), 111(D6).
34. Riaz, S.; Ali, A. and Baig, M.N. (2014). Increasing risk of glacial lake outburst floods as a consequence of climate change in the Himalayan region, *Jãmbá: Journal of Disaster Risk Studies*, 6(1): 7.
35. Ryner, M.; Gasse, F.; Rumes, B. and Verschuren, D. (2007). Climatic and hydrological instability in semi-arid equatorial East Africa during the late Glacial to Holocene transition: a multi-proxy reconstruction of aquatic ecosystem response in northern Tanzania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(3): 440-458.
36. Ryner, M.A.; Bonnefille, R.; Holmgren, K. and Muzuka, A. (2006). Vegetation changes in Empakaai Crater, northern Tanzania, at 14,800 ± 9300 cal yr BP., *Review of Palaeobotany and Palynology*, 140(3): 163-174.
37. Seif, A. and Ebrahimi, B. (2014). Combined use of GIS and experimental functions for the morphometric study of glacial cirques, Zardkuh Mountain, Iran, *Quaternary International*, 353: 236-249.
38. Sklyarov, E.V.; Solotchina, E.P.; Vologina, E.G.; Ignatova, N.V.; Izokh, O.P.; Kulagina, N. V. and Khlystov, O.M. (2010). Detailed Holocene climate record from the carbonate section of saline Lake Tsagan-Tyrm (West Baikal area). *Russian Geology and Geophysics*, 51(3): 237-258.
39. Smoot, J.P. and Lowenstein, T.K. (1991). Depositional environments of non-marine evaporites. *Developments in sedimentology*, 50: 189-347.
40. Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B. and Miller, H.L. (2007). IPCC, 2007: Climate change 2007: The physical science basis. *Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.

41. Speer, M.S.; Leslie, L.M. and Fierro, A.O. (2011). Australian east coast rainfall decline related to large scale climate drivers. *Climate dynamics*, 36(7-8): 1419-1429.
42. Street, F.A. and Grove, A.T. (1979). Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr BP. *Quaternary research*, 12(1), 83-118.
43. Taghavi, L.; Tayebi, S.; Tayebi, S. and Karimian, B. (2013). Geochemistry application of Major and Trace Elements for Analysis of Palaeo Climate of North Part of Gavkhooni Wetland, *Journal of Wetland Ecobiology*, 5(16): 53-62. (Persian)
44. Valero-Garcés, B.; Morellón, M.; Moreno, A.; Corella, J.P.; Martín-Puertas, C.; Barreiro, F. and Mata-Campo, M.P. (2014). Lacustrine carbonates of Iberian Karst Lakes: Sources, processes and depositional environments, *Sedimentary Geology*, 299: 1-29.
45. van Raden, U.J.; Colombaroli, D.; Gilli, A.; Schwander, J.; Bernasconi, S.M.; van Leeuwen, J. and Eicher, U. (2013). High-resolution late-glacial chronology for the Gerzensee lake record (Switzerland): 18 O correlation between a Gerzensee-stack and NGRIP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 391: 13-24.
46. Wünnemann, B.; Demske, D.; Tarasov, P.; Kotlia, B.S.; Reinhardt, C.; Bloemendal, J. and Arya, N. (2010). Hydrological evolution during the last 15kyr in the Tso Kar lake basin (Ladakh, India), derived from geomorphological, sedimentological and palynological records. *Quaternary Science Reviews*, 29(9): 1138-1155.
47. Yamani, M. (2007). Zardkoh Glaciers Geomorphology, *Geography Research Quarterly*, 39(59): 125-139. (Persian)
48. Yamani, M.; Moghimi, E.; Azizi, Gh. and Bakhishi, K. (2014). Determination of Holocene morphoclimatic regions in Highlands of the West of Kurdistan province, *Physical Geography Research Quarterly*, 45(4): 1-14. (Persian)
49. Zawiska, I.; Sowiński, M.; Correa-Metrio, A.; Obremaska, M.; Luoto, T.; Nevalainen, L. and Milecka, K. (2015). The response of a shallow lake and its catchment to Late Glacial climate changes- A case study from eastern Poland. *CATENA*, 126: 1-10.