

ارتباطسنجی ماهواره‌مبنا میان دمای سطح زمین و فراسنج‌های بیوفیزیکی در حوضه‌ی آبریز جازموریان

بهرز آباد^{۱*}، برومند صلاحی^۲، کوهزاد رئیس‌پور^۳ و مسعود مرادی^۴

^۱ دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم اجتماعی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

^۲ استاد اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم اجتماعی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

^۳ استادیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۴ دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم اجتماعی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۸، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۱۱)

چکیده

دمای سطح زمین که متغیری کلیدی در اندرکنش جو-زمین و نمایش تغییرات حرارتی سطح زمین است، نقش مهم و اساسی در انتقال گرما به اتمسفر و سطوح پایینی خاک ایفا می‌کند. بر همین اساس، ارتباطسنجی میان متغیر مذکور و فراسنج‌های بیوفیزیکی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره روند تغییرات محیطی رخ داده فراهم کند. همچنین با توجه به حساسیت‌های محیطی و تغییرپذیری زیاد عناصر اقلیمی در مناطق خشک و نیمه خشک، ارتباطسنجی در این مناطق از اهمیت زیادی برخوردار است. در پژوهش پیش رو ارتباط دمای سطح زمین و متغیرهای بیوفیزیکی (دمای هوا، دمای عمق ۱۰ سانتی‌متری خاک، آلبیدو، ابرناکی، تبخیر و تعرق، پوشش گیاهی، رطوبت نسبی، رطوبت ویژه، رطوبت سطح خاک و سرعت باد) در حوضه‌ی آبریز جازموریان در جنوب شرق ایران بررسی می‌شود. در ابتدا داده‌های دمای سطح زمین از فراورده‌های سنجنده‌ی مودیس در دوره‌ی آماری ۲۰۱۹-۲۰۰۳ فراهم و پس از پردازش‌های لازم در محیط نرم‌افزارهای تخصصی از قبیل GIS، Excel و SPSS، خروجی‌های مورد نیاز ترسیم شد. سپس ارتباط میان دمای سطح زمین و متغیرهای بیوفیزیکی مورد نظر بررسی شد. بر اساس نتایج، توزیع فضایی دمای شبانه‌روزی سطح زمین در حوضه‌ی آبریز جازموریان از ۱۰ تا ۵۰ درجه‌ی سلسیوس در نوسان است. به‌طور کلی، دماهای کمینه در بلندی‌های شمالی و دماهای بیشینه در زمین‌های پست و کم‌ارتفاع مرکز و جنوب حوضه مشاهده شد. همچنین دمای سطح زمین در طول دوره‌ی آماری بررسی شده، افزایشی در حدود ۰/۵ درجه‌ی سلسیوس را نشان داد. همبستگی دمای سطح زمین با متغیرهای بیوفیزیکی نمایان‌گر بیشینه‌ی همبستگی مثبت با متغیرهای دمای خاک در عمق ۰ تا ۱۰ سانتی‌متری (۰/۹۳+) و دمای هوا (۰/۹۱+) بود، درحالی‌که بیشینه‌ی همبستگی منفی برای متغیرهای ابرناکی (۰/۹۲-) و رطوبت نسبی (۰/۸۱-) برآورد شد.

واژه‌های کلیدی: دمای سطح زمین، متغیرهای بیوفیزیکی، همبستگی، توزیع فضایی، مودیس، حوضه‌ی آبریز جازموریان

۱ مقدمه

بیش از یک دهه است که دمای سطح زمین (Land Surface Temperature, LST) برای شناخت تغییرات اقلیمی در سطح جهانی به کار می‌رود. این متغیر با آشکارسازی فرایندهای فیزیکی سطح زمین و تغییرات آب‌وهوایی، مدلی اساسی در نمایش ترازمندی انرژی سطح زمین است. دمای سطح زمین نقش مهمی در فرایندهای محیطی دارد و آثار آن در طیف متنوعی از فعالیت‌های طبیعی و انسانی نمایان است (زاهارادین و همکاران، ۲۰۱۶). در همین راستا، اندازه‌گیری‌های مرتبط با شرایط سطحی و اقلیم می‌توانند اطلاعاتی حیاتی از مهم‌ترین تغییرات رخ داده در زیست کره زمین فراهم کنند. به دلیل کنترل مستقیم جریان‌های انرژی و آب در اندرکنش جو-زمین، دمای سطح زمین می‌تواند اطلاعاتی ارزشمند از تغییرات فیزیکی پوشش زمین و تراز انرژی فراهم کند، درحالی‌که دمای هوا این توانایی‌ها را ندارد. علاوه بر این، دمای بیشینه‌ی سطح زمین به‌طور خاصی توانایی لازم را در کاهش تغییرات فصلی دما، برجسته کردن رخداد‌های فرین اقلیمی و تغییرات مهم پوشش زمین دارد (میلدرکسلر و همکاران، ۲۰۱۸). دمای سطح زمین، دمای پوسته زمین است که با دید جو به زمین (یا بالا به پایین) ماهواره‌ها تشخیص داده می‌شود (وان کوتسم و همکاران، ۲۰۱۰). برخلاف دمای هوای سطحی که دمای هوا در پناهگاهی با بلندی ۱/۵ تا ۲ متر است، دمای سطح زمین سنجش از دوری، دمای طیف‌سنجی از سطح زمین است و نمایان‌گر یک پارامتر فیزیکی متفاوت از دمای هوا است. این دو متغیر می‌توانند همبستگی قوی داشته باشند (جین و دیکسون، ۲۰۱۰). سطح زمین بر دمای سطحی در مقیاس کمتر از ۱۰ متر تأثیر می‌گذارد (جنریت و همکاران، ۲۰۱۶)، اما تأثیرات پوشش زمین بر دمای هوا اغلب در مقیاس‌های بزرگ‌تر از ۲۰ تا ۵۰۰ متر مشاهده می‌شود (شاشوا-بار و هافمن، ۲۰۰۰؛ فیسو و همکاران، ۲۰۱۴؛

دیویس و همکاران، ۲۰۱۶ و شیفلت و همکاران، ۲۰۱۷). تغییرپذیری فضایی دمای سطح زمین اغلب متأثر از عوامل توپوکلیمایی (شامل تخلیه هوای سرد و اثرهای ساحلی) و بیوفیزیکی (شامل پوشش زمین، رطوبت و آلبیدو) است (وان کوتسم و همکاران، ۲۰۱۰؛ فو و همکاران، ۲۰۱۱ و اوپلر و همکاران، ۲۰۱۵). به‌طور کلی دمای سطح زمین که عاملی کلیدی در فرایندهای سطح زمین است، نه تنها نمایان‌گر تغییر اقلیم است، بلکه تابش زمینی بالاسو و متعاقب آن، تبادل شار گرمایی محسوس و نهان سطحی با جو را نیز کنترل می‌کند (آیرس و همکاران، ۲۰۰۱). لی و وانگ (۲۰۱۹) بازخوردهای جوی، تغییرات کاربری و پوشش زمین را عوامل اصلی تغییرات دمای سطح زمین معرفی کرده‌اند. با شناخت اثر پوشش گیاهی بر هوا و اقلیم (سلرز و همکاران، ۱۹۹۷)، نقش مهم مراحل تکامل آن در اندرکنش‌های بین سطح زمین و جو به‌خوبی درک شده است (ریچاردسون و همکاران، ۲۰۱۳)، به‌طوری‌که در زیست‌بوم‌هایی که با فصلی بودن منطقه رویش برگ مشخص می‌شوند، با ظهور برگ‌ها در فصل بهار و به دنبال آن، تغییر در خصوصیات بیوفیزیکی سطح و همچنین نوسانات جوی، توازن انرژی سطح زمین نیز تغییر می‌کند. با وجود این، هنوز اهمیت نسبی اندرکنش بین متغیرهای بیوفیزیکی و جوی مشخص نشده است؛ برای مثال افزایش رطوبت نسبی، به بازخورد منفی در تبخیر و تعرق و کاهش سرعت باد، به افزایش پایداری هوا منجر می‌شود (مون و همکاران، ۲۰۲۰). دمای سطح زمین یک کنترل‌کننده‌ی مهم تنوع فرایندهای زیستی و فیزیکی است (لیونه و همکاران، ۲۰۱۳) و حساسیت آن به تغییرات ناشی از جنگل‌زدایی در عوامل مختلف بیوفیزیکی مانند آلبیدو، پایداری دینامیکی هوا و پایداری سطحی (لیائو و همکاران، ۲۰۲۰) و همچنین توانایی مهم آن در برآورد تبخیر و تعرق انکارناپذیر است (میلی، ۱۹۹۴؛ نوواک، ۲۰۱۲ و وندربورگ و همکاران، ۲۰۱۷). در پژوهش

می‌شود که این تراز انرژی با شرایط پیچیده‌ی خود به عوامل زیادی مانند تابش خورشید، پوشش ابر، رطوبت خاک و زبری سطوح بستگی دارد (کلوگ و همکاران، ۲۰۱۴). در همین راستا مرادی (۱۳۹۵) در پژوهشی به برآورد همبستگی متغیر دمای سطح زمین با سنج‌های زمینی دما (دمای هوا، دمای خاک و دمای عمق ۵ تا ۱۰۰ سانتی‌متری خاک) پرداخت. نتایج بیان‌گر همبستگی زیاد این متغیر به‌ویژه با دمای هوا و دمای عمق ۵ سانتی‌متری خاک است ($R=0/95$). دمای سطح زمین به دلیل آشکارسازی شرایط حرارتی سطح زمین، همبستگی زیادی با متغیرهای بیوفیزیکی دارد. اودونوگا و بادرو (۲۰۱۵) به ارتباط تغییر پوشش زمین و توپوگرافی با آلیدو و دمای سطح زمین و متعاقب آن، تأثیر چشم‌گیر این عوامل در خدمات دریافتی زیست‌بوم از طبیعت اشاره کرده‌اند. آنان همچنین فعالیت‌های کشاورزی (مانند چرای دام) را علت نابودی تدریجی پوشش گیاهی و شهرسازی و ساخت‌وساز را نیز عامل افزایش آلیدو و افزایش دمای سطح زمین معرفی کردند. بر اساس مطالعه‌ی فننگ و همکاران (۲۰۱۹)، تغییرات دمای سطح زمین به‌شدت از نمایه‌ی تفاضل بهنجار شده‌ی پوشش گیاهی، نمایه‌ی تفاضل بهنجار شده‌ی ساخت‌وساز و نمایه‌ی تفاضل بهنجار شده‌ی آب تأثیر می‌پذیرد. در همین راستا در بررسی رابطه دمای سطح زمین با عوامل جغرافیایی و شاخص‌های بیوفیزیکی (شامل ارتفاع، جهت، شیب، پوشش گیاهی، رطوبت سطح خاک و دمای هوا) در منطقه‌ی لارستان (استان فارس)، یافته‌ها حاکی از رخداد بیشینه‌ی دمای سطح زمین (۵۳ درجه سلسیوس) در زمین‌های خالی و مناطق مسکونی و کمینه‌ی دما (۲۹ درجه سلسیوس) در اراضی باغی است. به‌طورکلی در بین متغیرهای مذکور، ارتفاع و پوشش گیاهی بیش‌ترین ارتباط را با دمای سطح نشان دادند (ولی و همکاران، ۱۳۹۸). حوضه‌ی آبریز جازموریان واقع در جنوب‌شرق ایران یکی از

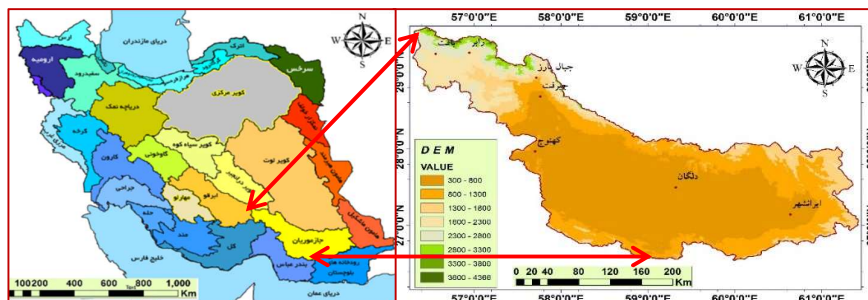
کروم و جنریت (۲۰۱۷) که درباره ارتباطسنجی بود، اهمیت ساختارهای افقی و عمودی در روابط بین دمای هوا و دمای سطح زمین مشاهده شد. این دو متغیر در ۰/۱ متری برای آسفالت، خاک برهنه و چمن‌زار و در ۱/۵ متری برای درختان کوتاه و بلند، همبستگی قوی‌تری داشتند. به جز چمن‌زار، در سایر سطوح، اختلاف دمای هوا و دمای سطح زمین در روزهاگام بیش‌تر از شب‌هاگام بود. علاوه بر پیچیدگی روابط دمای هوا و دمای سطح زمین، افزایش تغییرپذیری فضایی در دمای سطحی روزهاگام برای پوشش‌های درختی کوتاه و بلند دیده شد. همچنین دو متغیر سرعت باد و دمای هوا با توزیع عمودی دمای هوا همبستگی داشتند. یافته‌های دیگر نمایان‌گر بیش‌تر بودن میزان رطوبت نسبی و کم‌تر بودن متغیرهای دمای سطح زمین، دمای هوا و فشار بخار آب در پوشش گیاهی بودند. براساس یافته‌ها، پوشش گیاهی با افزایش شار گرمایی نهان از راه تبخیر و تعرق، افزایش آلیدوی سطحی نسبت به سطوح ساخت‌وساز و کاهش شار گرمایی محسوس ناشی از سایه‌اندازی، می‌تواند سبب کاهش دمای هوا و دمای سطح زمین شود (دوران و همکاران، ۱۹۹۸؛ یانگ و همکاران، ۲۰۱۱؛ جنریت و همکاران، ۲۰۱۱ و چاکرابورتی و همکاران، ۲۰۱۵). مطالعات فراوانی به کاربردهای سنجش از دور در ارائه داده‌های حرارتی فروسرخ، کاربری و پوشش زمین و متغیرهای بیوفیزیکی سطح زمین اشاره کرده‌اند. ترکیب داده‌های سامانه اطلاعات جغرافیایی با روش‌های سنجش از دور، ابزاری نیرومند در برآورد دمای سطح زمین است (کریمی و همکاران، ۲۰۱۷). داده‌های سنجش از دور می‌توانند یک تفکیک زمانی-فضایی خوب و با پوشش جهانی از دمای سطح زمین فراهم کنند (کارلسون، ۲۰۰۷ و وو و همکاران، ۲۰۱۳). در طول روز که خورشید به‌طور مستقیم در حال تابش است، تفاوت بین دمای سطح زمین و بیشینه‌ی دمای هوا غالباً با تراز انرژی سطح زمین تعریف

حوضه، ۴۳ درصد آن را کوه‌ها، ۴۸ درصد را دشت‌ها و کوهپایه‌ها و ۹ درصد را شوره‌زار و باتلاق پوشش داده است. شهرستان‌های جیرفت، فاریاب و رودبار جنوب در استان کرمان و همچنین ایرانشهر، بمپور، سردگان، دلگان، سرتختی و اسپکه در استان سیستان و بلوچستان در این حوضه قرار گرفته‌اند (لطفی نسب اصل و همکاران، ۱۳۹۷). کوه‌های شمالی حوضه با حدود ۴۴۰۰ متر ارتفاع از سطح دریا بلندترین ناحیه و تالاب جازموریان (چاله بیضوی شکل با جهت غربی- شرقی در بخش مرکزی این حوضه) با ارتفاع تقریبی ۴۰۰ متر از سطح دریا پست‌ترین ناحیه حوضه هستند. طول این تالاب حدود ۲۸۰-۳۰۰ کیلومتر (از کهنوج تا ایرانشهر) و عرض آن ۸۰-۱۴۰ کیلومتر است. این حوضه با رشته کوه‌های آتشفشانی جبال بارز از حوضه‌ی آبریز لوت و با کوه‌های بشاگرد از حوضه‌ی آبریز دریای عمان جدا می‌شود (محمدی، ۱۳۸۹ و نجف آبادی و احمدی کهنعلی، ۱۳۹۲). رودهای هلیل رود و بمپور دو رود اصلی ورودی به این تالاب هستند (کاردان و همکاران، ۱۳۸۸). به لحاظ نزولات آسمانی، به غیر از ارتفاعات شمالی که بیش از ۲۰۰ میلی‌متر بارندگی سالیانه دارند، سایر مناطق حوضه‌ی آبریز جازموریان با اقلیمی گرم و خشک (با دمای زیاد و بارندگی سالانه کم- تر از ۱۰۰ میلی‌متر) شناخته می‌شوند. متأثر از این شرایط گرم و خشک، تبخیر در این حوضه بسیار زیاد است و به بیش از ۲۵۰۰ میلی‌متر در سال نیز می‌رسد (ارجمند و همکاران، ۱۳۹۵).

زیرحوضه‌های آبریز فرعی ایران مرکزی (در بین استان‌های کرمان و سیستان و بلوچستان) است. با توجه به وقوع خشکسالی‌های متوالی در دهه‌های اخیر و به دنبال آن، افزایش حساسیت و شکنندگی محیطی در چنین حوضه‌ای با اقلیم گرم و خشک، به نظر می‌رسد بررسی تغییرات دمای سطح زمین، که یکی از مهم‌ترین متغیرها در آشکارسازی پیامدهای پدیده‌های فرین اقلیمی در دو دهه- ی اخیر به‌شمار می‌رود، می‌تواند گامی مهم در راستای آگاهی‌بخشی و افزایش دانش اقلیمی نسبت به تغییرات محیطی رخ داده در حوضه‌ی آبریز جازموریان باشد. بر همین اساس در پژوهش پیش رو ضمن برآورد کلی دمای سطح زمین، همبستگی آن با برخی از فراسنج‌های بیوفیزیکی (شامل آلبدو، ابرناکی، تبخیر و تعرق، پوشش گیاهی، باد، رطوبت نسبی، رطوبت خاک و رطوبت ویژه) و اکاوی شده است. از آنجایی که دمای سطح زمین نمایانگر اندرکنش زمین- اتمسفر است و تغییرات حرارتی سطح زمین را به‌روشنی آشکار می‌کند؛ بنابراین ارتباطسنجی آن با متغیرهای بیوفیزیکی مذکور می‌تواند به‌خوبی سهم و اهمیت هر کدام از آن‌ها را در رخداد تغییرات محیطی در این حوضه نشان دهد.

۲ منطقه مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز جازموریان با وسعتی حدود ۶۹/۶۹۱ کیلومتر مربع در مختصات جغرافیایی $56^{\circ}25' - 61^{\circ}5' E$ و $29^{\circ}32' N - 26^{\circ}45' N$ در جنوب شرق ایران (میان استان‌های کرمان و سیستان و بلوچستان) واقع شده است (شکل ۱). از لحاظ توزیع فضایی گستره‌ی ناهمواری‌ها در این



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز جازموریان در گستره حوضه‌های آبریز ایران.

۳ داده‌ها و روش‌شناسی

در این تحقیق جهت برآورد دمای سطح زمین در حوضه‌ی آبریز جازموریان و ارتباطسنجی آن با فراسنج‌های بیوفیزیکی، از چهار مجموعه داده استفاده شد که عبارت‌اند از:

(الف) فراورده‌های دمای سطح زمین، ابرناکی و پوشش گیاهی از سنجنده‌ی مودیس و قابل دریافت از تارنمای <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb>

(ب) رطوبت سطح خاک ماهواره‌ی TRMM؛

(ج) تولیدات مربوط به تبخیر و تعرق، آلییدو و سرعت باد سطحی از مدل MERRA-2؛

(د) رطوبت نسبی و رطوبت ویژه سنجنده‌ی AIRS طی دوره‌ی آماری ۲۰۱۹-۲۰۰۳.

۳-۱ داده‌های سنجنده مودیس

سنجنده‌ی مودیس با دو ماهواره‌ی ترا و آکوا، پارامترهای جوّی، اقیانوس و سطح زمین را با تفکیک فضایی-زمانی زیاد و در ۳۶ باند مرئی و فروسرخ (از ۰/۴ تا ۱۴/۴ میکرومتر) اندازه‌گیری می‌کند (جاستیس و همکاران، ۱۹۹۸). این دو ماهواره هرکدام روزانه دو بار از یک مکان اندازه‌گیری می‌کنند. زمان گذر (از خط استوا) در ماهواره‌ی ترا در ساعت‌های ۱۰:۳۰ صبح و ۲۲:۳۰ شب از شمال به جنوب و در ماهواره‌ی آکوا در ساعت‌های ۱۳:۳۰ ظهر و ۱:۳۰ بامداد از جنوب به شمال است. محصولات مودیس از ترا و آکوا به ترتیب از مارس ۲۰۰۰ و ژوئیه ۲۰۰۲ در دسترس هستند (وان، ۲۰۱۴). فراورده‌های مودیس به دلیل نمایش طیف وسیعی از متغیرهای زمینی شامل طبقه‌بندی پوشش زمین، نمایه‌های پوشش گیاهی از قبیل نمایه‌ی تفاضل بهنجار شده پوشش گیاهی و نمایه‌ی سطح برگ، متغیرهای هیدرولوژیکی از قبیل تبخیر و تعرق و متغیرهای اقلیمی مانند دمای سطح زمین، ابرناکی، رطوبت سطح خاک، تابش و ... به‌طور گسترده‌ای استفاده

می‌شوند (فانگ و لکشمی، ۲۰۱۴). طی سال‌های اخیر، محصولات سنجنده‌ی مودیس برآورد خوبی از دمای سطح زمین در تفکیک‌های فضایی مختلف فراهم کرده است (وان و همکاران، ۲۰۱۴). در این پژوهش دمای سطح زمین برآوردشده، حاصل میانگین دمای چهار برداشت سنجنده‌ی مودیس (دو برداشت روزهنگام و شب‌هنگام مربوط به ماهواره‌های ترا و آکوا) به وقت محلی است. پس از فراهم کردن فراورده‌ها با گام‌های زمانی ماهانه و مکانی ۵×۵ کیلومتر، محاسبات برای ماتریس ماهانه به ابعاد ۲۷۸۴×۲۰۴ انجام شد. ۲۰۴ معرف تعداد مشاهدات در ماه‌های پیاپی از ۱۷ سال مورد مطالعه (۱۷×۱۲) و ۲۷۸۴ معرف تعداد نقاط شبکه‌بندی شده (یاخته) در پهنه‌ی حوضه‌ی آبریز جازموریان است. به عبارتی دیگر، میانگین ماهانه دمای سطح زمین از میانگین روزهای متعلق به هر ماه برای دمای رویه زمین حوضه‌ی آبریز جازموریان استخراج شد. به لحاظ مکانی نیز، مقادیر هر پیکسل از میانگین LST مربوط به همان پیکسل در طول دوره‌ی آماری است. علاوه بر دمای سطح زمین، فراسنج‌های دیگری از قبیل ابرناکی و شاخص پوشش گیاهی نیز با استفاده از تولیدات سنجنده‌ی مودیس برآورد شدند.

۳-۲ داده‌های سنجنده‌ی AIRS

سنجنده‌ی AIRS یکی از شش سنجنده‌ی ماهواره‌ی آکوا (MODIS, AIRA, AMSU, CERES, AMSR-E,) (HSB) است که با هدف کمک به پژوهشگران در حوزه‌ی تغییر اقلیم و بهبود پیش‌بینی وضعیت هوا ساخته شد (پارکینسون، ۲۰۰۳). سنجنده‌ی AIRS از بازه طیفی بسیار گسترده‌ای برخوردار است که قدرت تفکیک آن ده‌ها برابر بیش‌تر از ابزارهای مشابه پیشین است (گتلمن و همکاران، ۲۰۰۴ و فیشین و همکاران، ۲۰۰۷). قدرت تفکیک افقی این سنجنده در برخی از باندهای طیفی برابر

برای اخذ داده‌های مربوط به تبخیر و تعرق، آلبیدو، سرعت باد سطحی، دمای هوا (ارتفاع ۲ متری) و دمای خاک (عمق ۱۰ سانتی‌متری) از تولیدات مربوط به مدل ماهواره مبنای MERRA-2 استفاده شد. این مدل با استفاده از داده‌های نسخه‌ی ۵ سامانه مشاهدات زمین گودارد سازمان فضایی ناسا (GEOS-5) به همراه داده‌های سامانه ADAS (Assimilation Data Accident) پشتیبانی می‌شود (وو و همکاران، ۲۰۰۲ و راندلس و همکاران، ۲۰۱۷). پروژه‌ی MERRA-2 که بر تجزیه و تحلیل آب‌وهوای تاریخی (روند بلندمدت) شرایط آب‌وهوایی تمرکز کرده است، برای طیف وسیعی از مقیاس‌های آب‌وهوا، مجموعه‌ای از مشاهدات و نتایج جوّی بازکاوی‌شده‌ی مبتنی بر پایش‌های ماهواره‌ای و الگوریتم‌های سنجش از دور را در اختیار پژوهشگران قرار می‌دهد (مولود و همکاران، ۲۰۱۲ و اینس و همکاران، ۲۰۱۹). محصولات این مدل را می‌توان از وبگاه Earth data و از https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/M2TMNXSLV_5.12.4 دریافت کرد. پس از فراهم کردن داده‌ها، کنترل کیفی و پیش‌پردازش‌های لازم برای آنها انجام گرفت. سپس جهت ساخت لایه‌های اطلاعاتی از نرم‌افزارهای تخصصی مختلف ENVI، Arc GIS و SPSS استفاده شد. در گام بعدی برای فرایند درون‌یابی، روش‌های مختلف درون‌یابی زمین‌آماری از قبیل روش کریجینگ معمولی، کریجینگ ساده، توابع پایه شعاعی و وزن‌دهی فاصله معکوس (IDW) ارزیابی شد و به دلیل اینکه روش IDW نسبت به سایر روش‌ها، نتایج بهتری را با توجه به خطاهای MAE، RMSE و R2 نشان داد، این روش جهت برآورد توزیع فضایی دمای سطح زمین و همبستگی مکانی آن با فراسنج‌های مورد نظر در حوضه آبریز جازموریان انتخاب شد. در گام نهایی نیز جهت بررسی فضایی LST و ارتباطسنجی آن با فراسنج‌های مورد مطالعه، نتایج

با ۱۳/۵ کیلومتر در نقطه‌ی نادیر و قدرت تفکیک عمودی یا قائم آن ۱ کیلومتر است. فراسنج‌های مشاهداتی با این سنجنده در راستای دید ماهواره و در دو عبور بالارو (ascending) و پایین‌رو (descending) دریافت می‌شوند. داده‌های AIRS از امواج نوری و فروسرخ حرارتی تشکیل شده است و ویژگی‌های تابشی فراسنج‌های مختلف سطح زمین، جوّ و اقیانوس را در ۲۳۷۸ کانال تابشی فروسرخ با دامنه‌ی طول موج $3.7\mu\text{m}$ تا $15.4\mu\text{m}$ و چهار کانال تابشی مرئی با دامنه طول موج $0.4\mu\text{m}$ تا $0.94\mu\text{m}$ جمع‌آوری می‌کند (پاگانو و همکاران، ۲۰۰۳). در این مطالعه نیز از تولیدات فراسنج‌های رطوبت نسبی و رطوبت ویژه‌ی سنجنده‌ی AIRS مستقر بر ماهواره‌ی آکوا (AIRS3STM v006) استفاده شد که از وبگاه https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/AIRS3STM_00 می‌توان دریافت کرد.

۳-۳ داده‌های ماهواره‌ی TRMM

برای دستیابی به داده‌های رطوبت سطح خاک، از تولیدات ماهواره‌ی TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) استفاده شد. این ماهواره برای مطالعه بارش و متغیرهای وابسته از عرض جغرافیایی ۵۰ درجه‌ی جنوبی تا ۵۰ درجه‌ی شمالی فعالیت دارد. داده‌های این ماهواره با گام‌های مکانی و زمانی متفاوتی در دسترس است که بیش‌ترین قدرت تفکیک مکانی آن $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ درجه و قدرت تفکیک زمانی داده‌های آن چهار بار در روز (از سال ۲۰۰۰ میلادی تاکنون) ارائه می‌شود. در این تحقیق نیز از داده‌های روزانه‌ی سطح ۳ نسخه ۷ ماهواره‌ی TRMM استفاده شد که از <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/TRMM> می‌توان دریافت کرد.

۳-۴ داده‌های ماهواره‌ی مبنای مدل MERRA-2

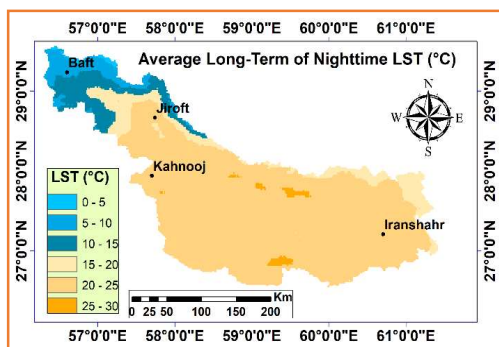
حوضه را می‌توان به گستره وسیع زمین‌های خشک و عاری از پوشش گیاهی و همچنین گرم شدن سطوح ماه‌های نسبت داد که افزایش دمای روز هنگام را به دنبال دارد. دمای شبانه سطح زمین (شکل ۲-ب) بین ۰ تا ۳۰ درجه سلسیوس در نوسان است و توزیع فضایی دماهای بیشینه و کمینه آن همانند دمای روز هنگام است. رخدادهای کمینه کم به وجود ارتفاعات بلند در نیمه شمالی این حوضه برمی‌گردد. سرمای تشعشی شبانه در کوهستان‌ها سبب کاهش دما تا مرز صفر درجه سلسیوس شده است. توزیع شبانه‌روزی دمای سطح زمین در حوضه آبریز جازموریان (شکل ۲-ج)، نمایانگر توزیع دما در بازه ۱۰ تا ۵۰ درجه سلسیوس است و به‌خوبی حاکمیت شرایط دمایی بیابانی را در بخش بزرگی از نواحی مرکزی

به‌صورت نقشه، گراف و نمودار ارائه و به تفسیر یافته‌ها در جهت نیل به اهداف پژوهش پرداخته شد.

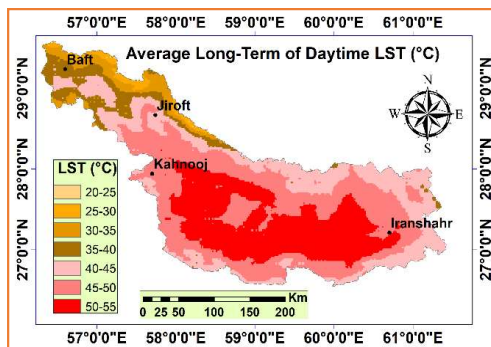
۴ نتایج

۴-۱ توزیع فضایی بلندمدت دمای سطح زمین

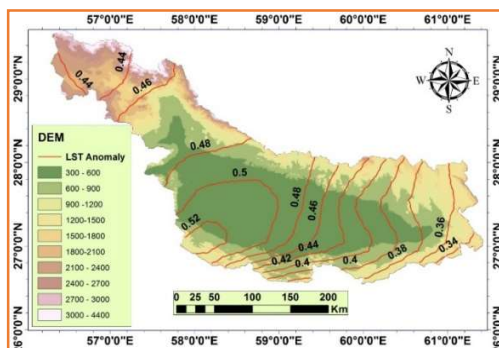
توزیع فضایی میانگین بلندمدت دمای سطح زمین (میانگین روز هنگام، شب هنگام، شبانه‌روزی و ناهنجاری) در حوضه آبریز جازموریان در شکل‌های ۲ و ۳ آمده است. براساس شکل ۲-الف میانگین بلندمدت دمای روز هنگام سطح زمین نمایانگر توزیع دما در بازه ۲۰ تا ۵۵ درجه سلسیوس است که دماهای کمینه در نیمه شمالی و دماهای بیشینه در بخش‌های مرکزی و جنوبی حوضه مشاهده شده‌اند. علت رخداد دماهای بیشینه در بخش‌های مرکزی و جنوبی



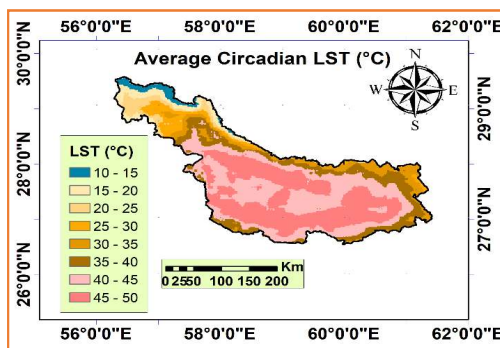
(ب)



(الف)

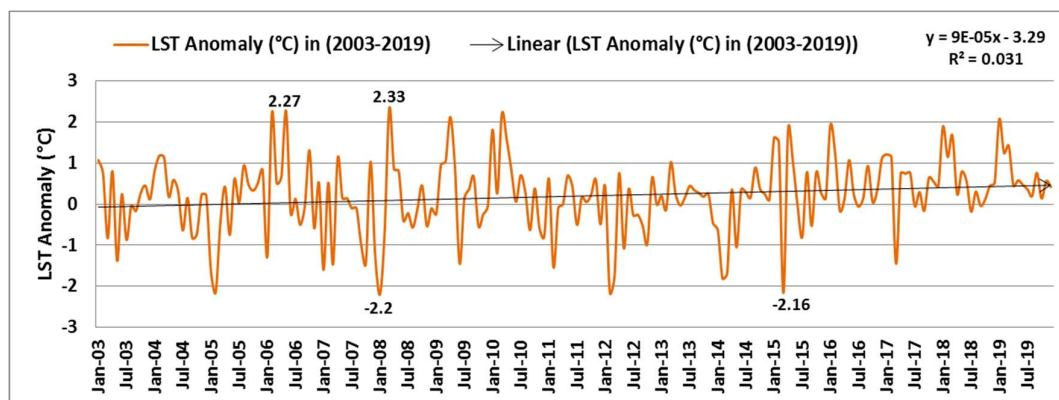


(د)



(ج)

شکل ۲. (الف) توزیع فضایی روزانه، (ب) شبانه، (ج) میانگین شبانه‌روزی و (د) ناهنجاری LST در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳ در حوضه‌ی آبریز جازموریان.



شکل ۳. سری زمانی و روند ناهنجاری LST در حوضه‌ی آبریز جازموریان در بازه زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳.

از آب‌وهوای گرم و خشک و در پی آن، شکل‌گیری زمین‌های بیابانی و عاری از پوشش گیاهی شده است و از سوی دیگر، تغییرات اقلیمی، گرمایش زمین و به‌طور خاص، بهره‌برداری بی‌رویه و نامناسب از منابع آبی محدود منطقه (مانند احداث سد جیرفت در بالادست) سبب تشدید شرایط خشکی در این حوضه شده است. با افزایش میزان تبخیر و تعرق متأثر از خشکی منطقه و به دنبال آن، کاهش پوشش گیاهی و فرسایش خاک، به نظر می‌رسد این حوضه در آینده با بحران‌های محیطی و اقلیمی جدی‌تری مواجه خواهد شد.

۲-۴ همبستگی بین دمای سطح زمین با متغیرهای بیوفیزیکی

رابطه‌ی بین متغیرها در آمار به همبستگی موسوم است. اندازه‌ی آماری میزان ارتباط بین دو متغیر را ضریب همبستگی می‌گویند. ضریب همبستگی با آشکارسازی ارتباط داشتن یا نداشتن متغیرهای مختلف، در بسیاری از مطالعات کمی از جمله مطالعات آب‌وهواشناسی جایگاه خاصی دارد. ضریب همبستگی را با علامت R نشان می‌دهند و مقدار آن همیشه بین +۱ برای همبستگی‌های مثبت و -۱ برای همبستگی‌های منفی است. برای مطالعه‌ی همبستگی، به روش‌های اندازه‌گیری متغیرها و تعیین

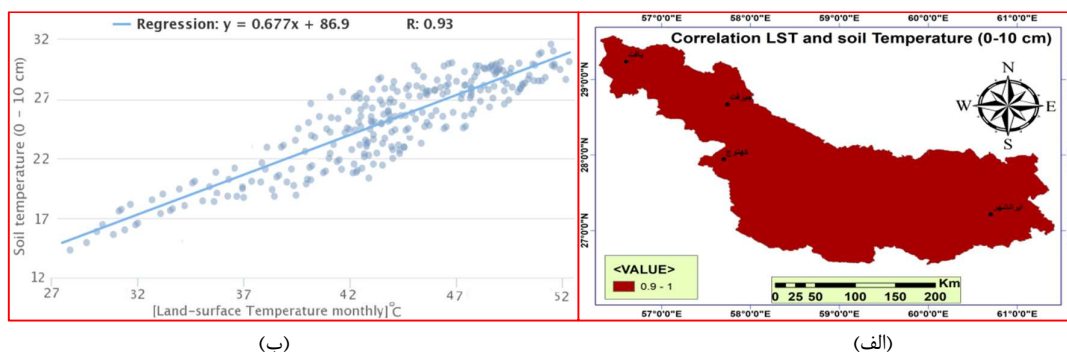
و جنوبی این حوضه نشان می‌دهد. با وجود این، غلبه دماهای کمینه در نواحی شمالی حوضه به‌روشنی نقش بارز ارتفاعات را در کاهش دما و به دنبال آن، حاکمیت شرایط دمایی معتدل نمایان کرده است. همچنین توزیع فضایی ناهنجاری بلندمدت دمای سطح زمین در حوضه جازموریان (شکل ۲-د) تغییرات چشمگیری را آشکار کرده است، به‌طوری‌که بیشینه این ناهنجاری در جنوب غربی با بیش از ۰/۵ درجه سلسیوس و کمینه آن هم با ۰/۳۴ درجه سلسیوس در کمربند باریکی از جنوب شرق حوضه رخ داده است. علاوه‌براین، روند بلندمدت دمای سطح زمین نیز با شیب افزایشی چشمگیری (تقریباً ۰/۵ درجه سلسیوس) به‌خوبی تغییرات ناهنجاری را تأیید کرده است (شکل ۳). بیشینه ناهنجاری مثبت و منفی در طول دوره آماری بررسی‌شده به‌ترتیب در ژوئیه ۲۰۰۸ (۲/۳۳°C) و ژانویه ۲۰۰۸ (۲/۲۰°C) رخ داده است. به‌طورکلی وضعیت ناهنجاری و روند بلندمدت دمای سطح زمین در حوضه آبریز جازموریان با شیب افزایشی خود می‌تواند بیانگر روند شتابان حاکمیت اقلیم قاره‌ای در این حوضه باشد. علل رخداد این وضعیت و استمرار آن را می‌توان به عوامل مختلفی نسبت داد؛ از یک سو ماهیت کلی اقلیم این منطقه به دلیل قرار گرفتن در عرض‌های جغرافیایی پایین (جنب حاره)، باعث اثرپذیری فراوان آن

در شکل‌های ۴ تا ۱۳، همبستگی (مبتنی بر رابطه رگرسیون خطی پیرسون) بین دمای سطح زمین و متغیرهای بیوفیزیکی مورد مطالعه نشان داده شده است. بر اساس این شکل‌ها، بیش‌ترین میزان همبستگی میان دمای سطح زمین با متغیرهای مورد مطالعه، به ترتیب با دمای خاک (۰-۱۰cm) و دمای هوا در ارتفاع ۲ متری بوده است. مطابق شکل‌های ۴ و ۵، همبستگی میان دمای سطح زمین و دمای خاک (۰-۱۰cm) و دمای هوا به ترتیب برابر $+0/93$ و $+0/91$ است. به لحاظ توصیفی، درجه همبستگی این متغیرها بسیار زیاد است. در ارتفاع ۲ متری (دمای هوا) و در خاک نزدیک به سطح (۰-۱۰cm) بیش‌ترین گرما از رویه زمین دریافت می‌شود؛ بنابراین همبستگی زیاد آنها با دمای سطح زمین منطقی است.

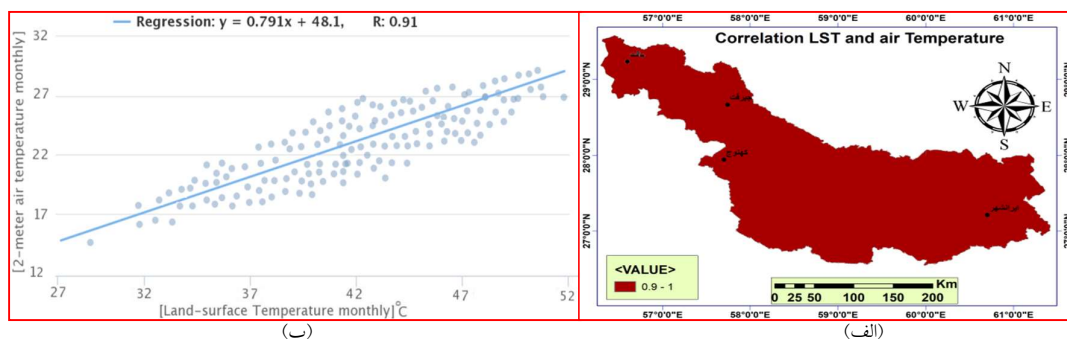
روش‌هایی برای توصیف روابط بین آنها نیاز است (عساکره، ۱۳۹۰)؛ بنابراین لازم است علاوه بر محاسبه میزان همبستگی بین متغیرها، از روش‌هایی برای توصیف و تبیین معانی این همبستگی‌ها استفاده کرد. در این پژوهش برای طبقه‌بندی مقادیر ضریب همبستگی و مفاهیم متناظر آنها بر مبنای جدول ۱ اقدام شد.

جدول ۱. ضرایب همبستگی و مفاهیم توصیفی آنها (عساکره، ۱۳۹۰).

ضریب همبستگی	معنای توصیفی
۰-۰/۱۹	همبستگی بسیار کم
۰/۲-۰/۳۹	همبستگی کم
۰/۴-۰/۶۹	همبستگی متوسط
۰/۷-۰/۸۹	همبستگی زیاد
۰/۹-۱	همبستگی بسیار زیاد



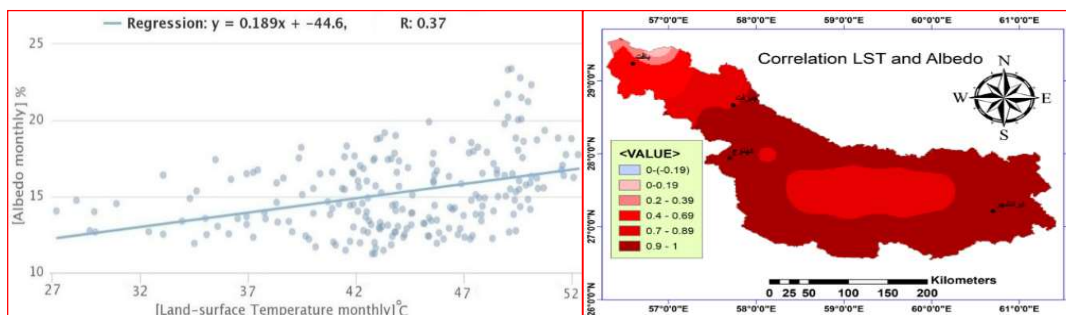
شکل ۴. الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و ب) نمودار همبستگی میان LST و دمای خاک (۰-۱۰ cm) در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳



شکل ۵. الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و ب) نمودار همبستگی میان LST و دمای هوا (در ارتفاع ۲ متری) در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳

توزیع فضایی همبستگی بیشینه در نواحی جنوبی و شرقی حوضه را می‌توان به نوع پوشش زمین و به‌خصوص به خاک خشک و زمین‌های بایر نسبت داد. دمای خاک خشک و عاری از پوشش گیاهی به دلیل ظرفیت حرارتی کم به سرعت افزایش می‌یابد. از سوی دیگر، افزایش دمای خاک می‌تواند منجر به افزایش آلبیدو شود. در خصوص مقدار همبستگی مثبت ضعیف‌تر در نواحی شمالی حوضه، می‌توان به وجود پوشش گیاهی متراکم در نواحی شمالی حوضه، می‌توان به وجود پوشش گیاهی متراکم در فصول بهار و تابستان به دلیل برخورداری از شرایط اقلیمی مناسب اشاره کرد. پوشش گیاهی به علت جذب درصد بیشتری از انرژی خورشیدی، میزان آلبیدو را کاهش می‌دهد و در مقایسه با نواحی خشک عاری از پوشش گیاهی، همبستگی چندان معناداری ندارد.

مطابق شکل ۶، رابطه‌ی بین دمای سطح زمین و آلبیدو، از همبستگی مثبت کمی (+۰/۳۷) برخوردار است. به‌طور کلی، ماهیت بیابانی منطقه که عاری از پوشش گیاهی است و بخش وسیعی از آن با رسوبات ماسه‌ای خشک پوشیده شده است و همچنین ماهیت فیزیکی و رنگ روشن مواد تشکیل دهنده‌ی سطحی، می‌تواند به افزایش آلبیدو و دمای سطحی منجر شود. بیشینه‌ی همبستگی مثبت در نیمه‌ی جنوبی و شرقی و کمینه‌ی آن در نیمه‌ی شمالی حوضه است. نکته درخور توجه، وجود محدوده‌ای مجزا با همبستگی مثبت ضعیف‌تر در مرکز حوضه است. در توجه این وضعیت می‌توان به قرارگیری گستره‌ی دریاچه جازموریان اشاره کرد؛ چون نوع پوشش زمین و باتلاقی بودن آن سبب کاهش همبستگی مثبت بین این دو متغیر شده است.



(ب)

(الف)

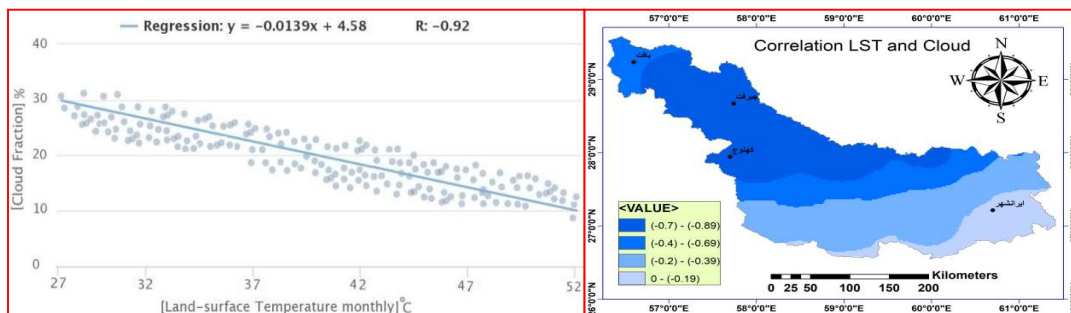
شکل ۶. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و آلبیدو در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۲۳.

پدیده‌هایی از قبیل جذب، انعکاس و پراکنش از ورود بخش زیادی از تابش خورشیدی به سطح زمین جلوگیری شده و سبب کاهش دمای سطح زمین می‌شود. نکته‌ی قابل تأمل کاهش شدت همبستگی در ارتفاعات شمالی نسبت به مناطق مرکزی حوضه است. شاید دلیل این امر را بتوان

همبستگی بین دمای سطح زمین و درصد ابرناکی در شکل شماره‌ی ۷ آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، مقدار همبستگی میان این دو متغیر $R = -0.92$ بوده که نمایان‌گر همبستگی منفی بسیار زیاد و ارتباط معنادار منفی می‌باشد. زیرا با افزایش مقدار ابرناکی آسمان به دلیل

انداختن مقدار بیش تری از گرمای انتشار یافته، تا اندازه‌ای از شدت ارتباط معکوس میان این دو متغیر می‌کاهد.

به تأثیرگذاری بیش تر اثر گلخانه‌ای ابر در جلوگیری از خروج تابش طول موج بلند شبانه نسبت داد که با به دام



(ب)

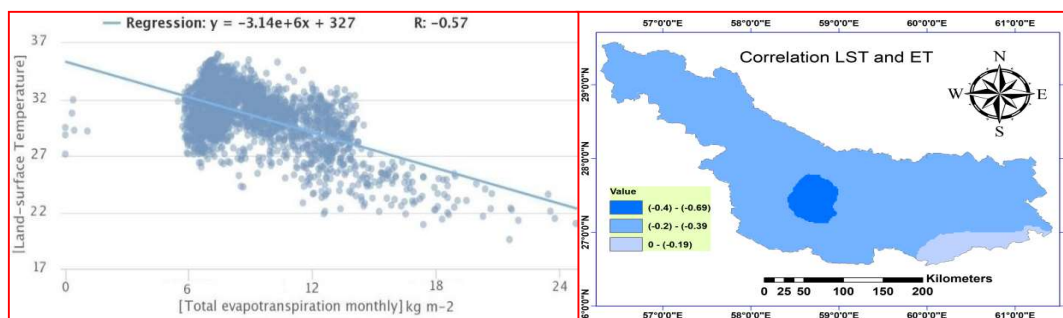
(الف)

شکل ۷. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و ابرناکی در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳

متوسط میان دو متغیر مورد نظر است. میانگین مقدار همبستگی میان دمای سطح زمین و پوشش گیاهی منفی است، ولی به لحاظ فضایی، سطوح متفاوتی از همبستگی‌های مثبت و منفی در حوضه مورد مطالعه مشهود است. به عبارت دیگر، نوع همبستگی در ارتفاعات شمالی و شرقی مثبت و در نواحی مرکزی و جنوبی حوضه منفی است. در پاسخ به علت نقش دوگانه پوشش گیاهی در اثرگذاری بر دمای سطح زمین، می‌توان به اثر حفاظتی پوشش گیاهی در به دام انداختن و حفظ گرمای بازتابی از سطح زمین به‌خصوص در شب اشاره کرد. این شرایط می‌تواند به ذخیره‌ی گرما در میان پوشش گیاهی جنگلی و مرتعی منجر شود و به حفظ گرمایش سطح زمین کمک کند. اما در نواحی پست و کم‌ارتفاع مرکز و جنوب حوضه، وجود پوشش گیاهی به دو دلیل از افزایش دمای سطح زمین جلوگیری می‌کند. پوشش گیاهی در وهله‌ی اول با جذب بخشی از تابش خورشیدی و مصرف آن در فرایند تعرق، به کاهش دمای سطحی منجر می‌شود و در وهله‌ی دوم به علت جلوگیری از نفوذ نور خورشید به سطح زمین، تا اندازه‌ای از افزایش دمای سطح زمین جلوگیری می‌کند.

شکل ۸ مقدار همبستگی میان دمای سطح زمین و فراسنج تبخیر و تعرق را ۰/۵۷- نشان می‌دهد. مقدار همبستگی به‌دست‌آمده بیان‌گر نقش تبخیر و تعرق در کاهش دمای سطح زمین است؛ یعنی فرایند گرماگیر تبخیر و تعرق با جذب بخش زیادی از گرمای محیط و تبدیل آن به گرمای نهان تبخیر، شرایط محیطی را برای کاهش گرمای محسوس و به دنبال آن، کاهش دمای سطح زمین فراهم می‌کند. بیشینه‌ی همبستگی منفی در ناحیه‌ی کوچکی در مرکز حوضه رخ می‌دهد که به لحاظ فضایی منطبق بر تالاب جازموریان است. در این ناحیه به دلیل وجود منابع آب و تداوم آن در بخش زیادی از ایام سال، شرایط برای تبخیر هرچه بیشتر آب (صرف انرژی و کاهش دما) فراهم و بستر لازم برای کاهش هرچه بیشتر دمای سطحی و تقویت ارتباط معنادار میان این دو متغیر مهیا است.

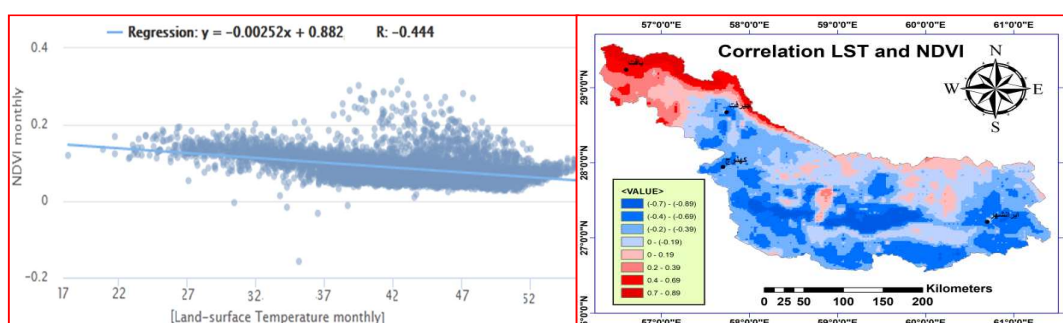
توزیع فضایی و نمودار همبستگی میان دمای سطح زمین و نمایه‌ی تفاضل بهنجار شده‌ی پوشش گیاهی (NDVI Normalization Difference Vegetation Index) در شکل ۹ آمده‌است. همان‌طور که در نمودار همبستگی مشخص است، مقدار همبستگی میان این دو متغیر ۰/۴۴- است. این سطح از همبستگی بیان‌گر همبستگی منفی



(ب)

(الف)

شکل ۸. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و تبخیر و تعرق در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳.



(ب)

(الف)

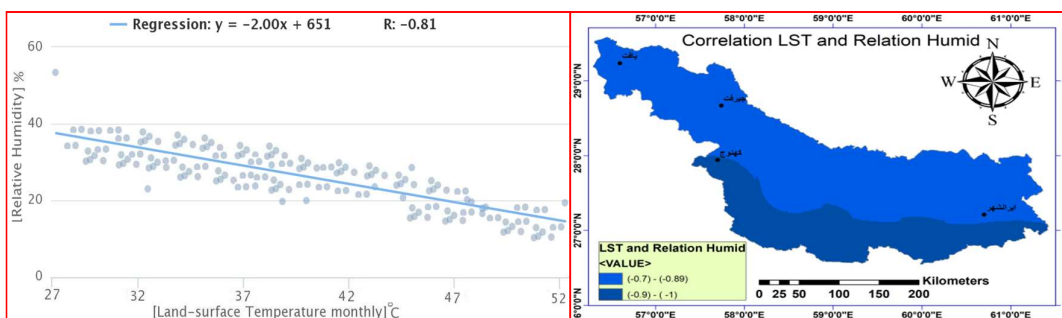
شکل ۹. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و NDVI در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳.

همبستگی بین دمای سطح زمین و رطوبت نسبی بیانگر همبستگی منفی قوی ($R = -0/81$) است (شکل ۱۰). افزایش رطوبت نسبی با اثر خنک‌کنندگی خود و جلوگیری از افزایش گرمای محسوس، به تضعیف انتشار گرما از لایه مرزی به سطح زمین منجر می‌شود. به لحاظ توزیع فضایی، شدت همبستگی به صورت یک کمربند در نیمه‌ی جنوبی حوضه نمایان شده‌است. درباره‌ی علت رخداد پیشینه‌ی همبستگی منفی در این ناحیه می‌توان به اثرگذاری بیش‌تر ارتفاعات به علت اثر سرمایشی در افزایش مقدار رطوبت نسبی و نیز برخورداری از میزان رطوبت بیش‌تر ناشی از مجاورت با منابع آبی خلیج فارس و دریای عمان اشاره کرد. شکل ۱۱ میزان همبستگی و توزیع فضایی آن را در میان دو متغیر دمای سطح زمین و

رطوبت خاک (۱۰-۰ cm) نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل مشخص است، میانگین همبستگی بین این دو متغیر در طول دوره آماری برابر با $-0/51$ است. این سطح از همبستگی بیانگر ارتباط منفی متوسط بین دو متغیر است. علت اصلی این همبستگی را می‌توان به تأثیر رطوبت در انتشار دما از سطح به اعماق پایین‌تر خاک جستجو کرد؛ زیرا رطوبت خاک باعث افزایش سریع انتشار دمای سطحی خاک با افزایش تماس حرارتی و خروج هوای خاک می‌شود. به عبارت دیگر، افزایش رطوبت خاک، توانایی انتشار حرارتی خاک را زیاد می‌کند و اجازه نفوذ تغییرات دمای سطح را تا عمق زیادی می‌دهد؛ بنابراین خاک‌های مرطوب در مقایسه با خاک‌های خشک به دلیل انتشار بخش بیشتری از حرارت

غرب حوضه) از ارتفاع بیشتری نسبت به دیگر نواحی حوضه برخوردار هستند؛ بنابراین اثر سرمایشی رطوبت خاک بر دمای سطح زمین بیش تر است و به افزایش میزان همبستگی منفی در این ناحیه منجر می شود.

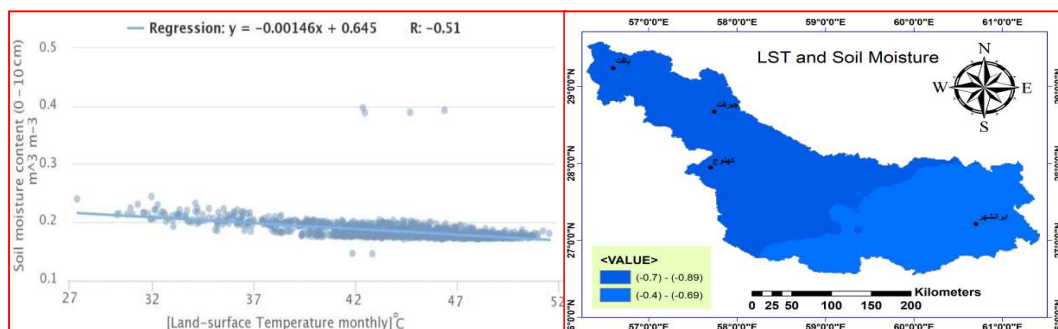
سطح زمین به اعماق پایین تر، از افزایش دمای سطح زمین جلوگیری می کند. بیشینه همبستگی منفی در بخش های شمالی و غربی حوضه گسترده شده است. درباره علت توزیع فضایی اخیر می توان گفت نواحی مذکور (شمال و



(ب)

(الف)

شکل ۱۰. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و رطوبت نسبی در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳.



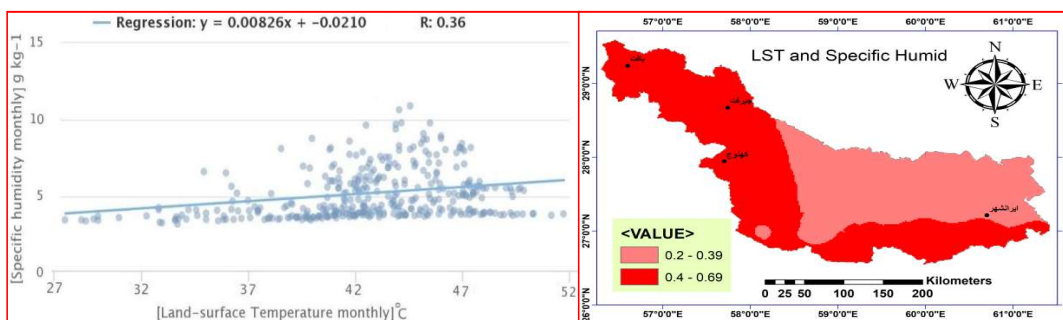
(ب)

(الف)

شکل ۱۱. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و رطوبت خاک (۱۰-۰ cm) در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳.

۲۱+ برآورد کرده است. میزان این همبستگی کم است، اما در پاسخ به علت ارتباط میان این دو متغیر می توان به اثر گلخانه‌ای ناشی از رطوبت ویژه در جو اشاره کرد؛ زیرا اثر گلخانه‌ای با به دام انداختن امواج بلند حرارتی و همچنین حفظ دما در لایه مرزی، از افت شدید دما جلوگیری می کند و به افزایش دمای سطح زمین منجر می شود. به لحاظ فضایی نیز، مقدار همبستگی بین این دو

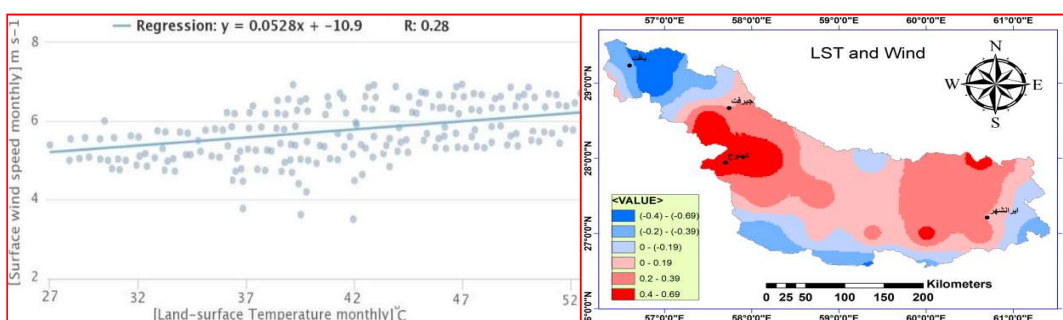
رطوبت ویژه، از دیگر متغیرهای مورد مطالعه است که به ارتباطسنجی میان آن و دمای سطح زمین پرداخته شد. رطوبت ویژه که به نسبت جرم بخار آب بر حسب گرم به جرم کل هوا اطلاق می شود، یکی از متغیرهای اساسی است که نقش مهمی در کنترل دما ایفا می کند. در شکل ۱۲ که بیان گر میزان همبستگی میان دمای سطح زمین و رطوبت ویژه است، میزان همبستگی بین این دو متغیر را



(ب)

(الف)

شکل ۱۲. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و رطوبت ویژه در بازه‌ی زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۹



(ب)

(الف)

شکل ۱۳. (الف) نقشه‌ی همبستگی مکانی و (ب) نمودار همبستگی میان LST و رطوبت ویژه در بازه‌ی زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۹

بیش‌تر دمای سطح زمین را به دنبال دارد. در زمین‌های پست و کم‌ارتفاع و به‌خصوص در دوره‌ی گرم سال، افزایش بیش‌تر سرعت باد (بر اثر پدیده‌ی گرم‌باد) باعث افزایش میزان تبخیر و خشکی بیش‌تر سطح خاک می‌شود. شکل‌گیری چنین شرایطی می‌تواند افزایش دمای سطح زمین را به دنبال داشته باشد.

۵ نتیجه‌گیری

دمای سطح زمین متغیری کلیدی در تعاملات جو-زمین است و به‌خوبی تغییرات حرارتی رخ داده در پوشش زمین را آشکار می‌کند. از سوی دیگر، برخی فراسنج‌های بیوفیزیکی از قبیل تبخیر و تعرق، آلبیدو، رطوبت، باد، پوشش گیاهی و ... با ایجاد نوسان در بازه انرژی و آب،

متغیر در بخش‌های شمال، غرب و جنوب حوضه معنادارتر است. در گام نهایی به بررسی میزان همبستگی بین دمای سطح زمین و سرعت باد سطحی در حوضه‌ی مورد مطالعه پرداخته شد. بر اساس شکل ۱۳ میزان همبستگی میان این دو متغیر ۰/۲۶ است که نشان‌دهنده همبستگی مثبت ضعیف است. میانگین همبستگی این دو متغیر مثبت است، ولی به لحاظ توزیع فضایی، همبستگی دوگانه‌ای دارد؛ یعنی در بخشی از گستره‌ی حوضه، مثبت و در بخشی دیگر، منفی است. همان‌طور که در نقشه مشخص است، رابطه‌ی میان این دو متغیر به‌روشنی از الگوی ارتفاعات پیروی می‌کند؛ زیرا اثر سرمایشی باد در نواحی مرتفع کوهستانی سبب افت شدیدتر دما (بر اثر پدیده‌ی سوزباد) در مقایسه با هوای آرام می‌شود که این شرایط، کاهش

نقش مهمی را در تغییرات محیطی سطح زمین ایفا می‌کنند؛ بنابراین ارتباطسنجی بین فراسنج‌های مذکور با دمای سطح زمین، می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را از نوسانات اقلیمی و تغییرات محیطی فراهم آورد. در همین راستا، در این پژوهش با استفاده از داده‌های دمای سطح زمین حاصل از برون‌داد سنجنده‌ی MODIS در دوره‌ی آماری ۲۰۱۹-۲۰۰۳، ضمن برآورد دمای سطح زمین، به واکاوی همبستگی بین این متغیر با فراسنج‌های بیوفیزیکی در حوضه آبریز جازموریان پرداخته شد. یافته‌ها نشان دادند که دمای سطح زمین در حوضه‌ی آبریز جازموریان به لحاظ فضایی دامنه گسترده‌ای را نشان می‌دهد: میانگین بلندمدت دمای شبانه‌روزی از ۱۰ درجه سلسیوس در بلندی‌های شمالی تا ۵۰ درجه سلسیوس در نواحی مرکزی و جنوبی حوضه پراکنده شده است. علاوه‌براین، نتایج دیگر حاکی از روند افزایشی دمای سطح زمین به میزان ۰/۵ درجه سلسیوس در این حوضه در طول دوره‌ی آماری مورد مطالعه بوده است. واکاوی ناهنجاری دمای سطح زمین در حوضه‌ی آبریز جازموریان نمایان‌گر رخداد بیشینه‌ی ناهنجاری‌ها با ۰/۵۲ درجه سلسیوس در جنوب غرب و کمینه‌ی ناهنجاری‌ها با ۰/۳۴ درجه سلسیوس در جنوب‌شرق حوضه است. همبستگی دمای سطح زمین با متغیرهای بیوفیزیکی بیان‌گر بیشینه‌ی همبستگی مثبت با متغیرهای دمای خاک در عمق ۱۰-۰ سانتی‌متری و دمای هوا به ترتیب برابر با ۰/۹۳+ و ۰/۹۱+ بود، درحالی‌که بیشینه‌ی همبستگی منفی مربوط به متغیرهای ابرناکی (۰/۹۲-) و رطوبت نسبی (۰/۸۱-) برآورد شد. با توجه به اینکه حوضه‌ی آبریز جازموریان به لحاظ فضایی تقریباً در یک انزوای جغرافیایی قرار گرفته است و فقط چند ایستگاه هواشناسی در این حوضه وجود دارد؛ بنابراین به نظر می‌رسد استفاده از داده‌های ماهواره‌ای با تفکیک فضایی-زمانی مناسب می‌تواند گامی مهم در دسترسی به اطلاعات ارزشمند محیطی و اقلیمی در این حوضه باشد.

همچنین از یک سو با توجه به اهمیت انکارناپذیر نقش متغیرهای محیطی بررسی شده در توزیع فضایی دمای سطح زمین و از سوی دیگر، نبود پژوهشی مشابه در گستره‌ی ایران زمین، نتایج می‌تواند به برخی از حوضه‌های آبریز با ویژگی‌های اقلیمی و محیطی مشابه تعمیم داده شود. حوضه‌ی آبریز جازموریان به دلیل تجربه‌ی خشکسالی‌های متوالی، در دهه‌های اخیر با معضلات زیادی از جمله کم آبی، فرسایش خاک، نابودی پوشش گیاهی و به طور کلی حساسیت محیطی مواجه شده است. در حال حاضر شرایط اقلیمی و محیطی حاکم بر این حوضه، به تغییرات زیست‌محیطی عمیقی منجر شده است که رخداد گرد و غبارهای مکرر از جمله رایج‌ترین آن‌هاست که زیست‌بوم و اقتصاد منطقه را دچار مشکلات زیادی کرده است. البته به دلیل وجود محدودیت‌هایی، تحقیق حاضر به‌طور کامل از عهده‌ی بررسی وضعیت محیطی این حوضه برنیامده است؛ بنابراین پیشنهاد می‌شود در مطالعات آتی، به بررسی دیگر متغیرهای محیطی پرداخته شود تا متخصصان و برنامه‌ریزان مربوطه بتوانند با اطلاعات بیش‌تر و دقیق‌تر و شناخت جامع‌تر در راستای حل معضلات محیطی منطقه اقدام کنند.

منابع

ارجمند، م.، راشکی، ع.، سرگزی، ح.، ۱۳۹۵، پایش زمانی و مکانی پدیده گرد و غبار با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای در جنوب شرق ایران با تأکید بر منطقه جازموریان: فصلنامه علمی-پژوهشی اطلاعات جغرافیایی، ۲۷(۱۰۶)، ۱۵۳-۱۶۸.

لطفی نسب اصل، س.، خسروشاهی، م.، سعیدی فر، ز.، درگاهیان، ف.، ۱۳۹۷، تحلیل روند تغییرات بارندگی و ارزیابی خشکسالی‌های حوضه آبخیز جازموریان با استفاده از روش‌های روندیابی و شاخص‌های بهینه: فصلنامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران،

- method" for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery: *Sensors*, **7**(8), 1612-1629.
- Chakraborty, S. D., Kant, Y., and Mitra, D., 2015, Assessment of land surface temperature and heat fluxes over Delhi using remote sensing data: *Journal of Environmental Management*, **148**, 143-152, doi:10.1016/j.jenvman.2013.11.034.
- Crum, S. M., and Jenerette, G. D., 2017, Microclimate variation among urban land covers, the importance of vertical and horizontal structure in air and land surface temperature relationships: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **56**(9), 2531-2543.
- Davis, A. Y., Jung, J., Pijanowski, B. C., and Minor, E. S., 2016, Combined vegetation volume and "greenness" affect urban air temperature: *Applied Geography*, **71**, 106-114, doi:10.1016/j.apgeog.2016.04.010.
- Doran, J. C., Hubbe, J. M., Liljegren, J. C., Shaw, W. J., Collatz, G. J., Cook, D. R., and Hart, R. L., 1998, A technique for determining the spatial and temporal distributions of surface fluxes of heat and moisture over the Southern Great Plains cloud and radiation testbed: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **103**(D6), 6109-6121, doi:10.1029/97JD03427.
- Fang, B., and Lakshmi, V., 2014, Soil moisture at watershed scale, *Remote sensing techniques: Journal of Hydrology*, **516**, 258-272, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.008.
- Feng, Y., Gao, C., Tong, X., Chen, S., Lei, Z., and Wang, J., 2019, Spatial patterns of land surface temperature and their influencing factors: a case study in Suzhou, China: *Remote Sensing*, **11**(2), 182.
- Feyisa, G. L., Dons, K., and Meilby, H., 2014, Efficiency of parks in mitigating urban heat island effect: An example from Addis Ababa: *Landscape and Urban Planning*, **123**, 87-95, doi:10.1016/j.landurbplan.2013.12.008.
- Fishbein, E. S., Lee, Y., Manning, E., Maddy, E., and McMillan, W. W., 2007, AIRS/AMSU/HSB version 5 level 2 product levels, layers and trapezoids: User Doc., Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA, 11 pp.
- Fu, G., Shen, Z., Zhang, X., Shi, P., Zhang, Y., and Wu, J., 2011, Estimating air temperature of an alpine meadow on the Northern Tibetan Plateau using MODIS land surface temperature: *Acta Ecologica Sinica*, **31**(1), 8-۲۵ (۴)، ۹۴۳-۹۲۳.
- کاردان، ر.، عزیزی، ق.، زواررضا، پ.، محمدی، ح.، ۱۳۸۸، مدل‌سازی تأثیر دریاچه بر مناطق مجاور (مطالعه موردی مدل‌سازی اقلیمی حوضه آبخیز دریاچه جازموریان با ایجاد دریاچه مصنوعی): مجله علمی-پژوهشی علوم مهندسی آبخیزداری ایران، **۳**(۷)، ۱۵-۲۲.
- محمدی، ع.، ۱۳۸۹، رسوب شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های پلایای جازموریان: فصلنامه علمی-پژوهشی خشک‌بوم، **۱**(۱)، ۶۸-۷۹.
- مهدوی نجف آبادی، ر.، احمدی کهنعلی، ج.، ۱۳۹۲، بررسی ظرفیت‌های اکوتوریسمی منطقه جازموریان در شرایط خشکسالی: سومین همایش ملی سلامت محیط زیست و توسعه پایدار، ۳۰ بهمن و اول اسفندماه ۱۳۹۲، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بندرعباس، ۱-۳۰.
- عساکره، ح.، ۱۳۹۰، مبانی اقلیم‌شناسی آماری: انتشارات دانشگاه زنجان.
- مرادی، م.، ۱۳۹۵، بررسی آب‌وهواشناختی دمای سطح زمین در گستره ایران با بهره‌گیری از داده‌های مودیس: پایان‌نامه دکتری، دانشگاه محقق اردبیلی.
- ولی، ع.، رنجبر، ا.، مکرم، م.، تازی‌پناه، ف.، ۱۳۹۸، بررسی رابطه بین دمای سطح زمین، ویژگی‌های جغرافیایی و محیطی و شاخص‌های بیوفیزیکی با استفاده از تصاویر لندست: مجله سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، **۱۰**(۳)، ۳۵-۵۸.
- Aires, F., Prigent, C., Rossow, W. B., and Rothstein, M., 2001, A new neural network approach including first guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature, and emissivities over land from satellite microwave observations: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**(D14), 14887-14907.
- Carlson, T., 2007, An overview of the "triangle

- 13, doi:10.1016/j.chnaes.2010.11.002.
- Gettelman, A., Weinstock, E. M., Fetzer, E. J., Irion, F. W., Eldering, A., Richard, E. C., and Herman, R. L., 2004, Validation of Aqua satellite data in the upper troposphere and lower stratosphere with in situ aircraft instruments: *Geophysical Research Letters*, **31**(22).
- Inness, A., Ades, M., Agusti-Panareda, A., Barré, J., Benedictow, A., Blechschmidt, A. M., and Suttie, M., 2019, The CAMS reanalysis of atmospheric composition: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**(6), 3515-3556.
- Jenerette, G. D., Harlan, S. L., Stefanov, W. L., and Martin, C. A., 2011, Ecosystem services and urban heat riskscape moderation: water, green spaces, and social inequality in Phoenix, USA: *Ecological Applications*, **21**(7), 2637-2651, doi:10.1890/10-1493.1.
- Jenerette, G. D., Harlan, S. L., Buyantuev, A., Stefanov, W. L., Declat-Barreto, J., Ruddell, B. L., and Li, X., 2016, Micro-scale urban surface temperatures are related to land-cover features and residential heat related health impacts in Phoenix, AZ USA: *Landscape Ecology*, **31**(4), 745-760, doi:10.1007/s10980-015-0284-3.
- Jin, M., and Dickinson, R. E., 2010, Land surface skin temperature climatology: Benefitting from the strengths of satellite observations: *Environmental Research Letters*, **5**(4), 044004.
- Justice, C. O., Vermote, E., Townshend, J. R., Defries, R., Roy, D. P., Hall, D. K., and Barnsley, M. J., 1998, The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**(4), 1228-1249.
- Karimi, A., Pahlavani, P., and Bigdeli, B., 2017, Land use analysis on land surface temperature in urban areas using a geographically weighted regression and Landsat 8 imagery, A case study: Tehran, Iran: *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **42**.
- Kloog, I., Nordio, F., Coull, B. A., and Schwartz, J., 2014, Predicting spatiotemporal mean air temperature using MODIS satellite surface temperature measurements across the Northeastern USA: *Remote Sensing of Environment*, **150**, 132-139.
- Li, D., and Wang, L., 2019, Sensitivity of surface temperature to land use and land cover change induced biophysical changes: The scale issue: *Geophysical Research Letters*, **46**(16), 9678-9689, <https://doi.org/10.1029/2019GL084861>.
- Liao, W., Liu, X., Burakowski, E., Wang, D., Wang, L., and Li, D., 2020, Sensitivities and responses of land surface temperature to deforestation-induced biophysical changes in two global earth system models: *Journal of Climate*, **33**(19), 8381-8399.
- Livneh, B., Rosenberg, E. A., Lin, C., Nijssen, B., Mishra, V., Andreadis, K. M., and Lettenmaier, D. P., 2013, A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the conterminous United States: update and extensions: *Journal of Climate*, **26**(23), 9384-9392, doi:10.1175/JCLI-D-12-00508.1.
- Mildrexler, D. J., Zhao, M., Cohen, W. B., Running, S. W., Song, X. P., and Jones, M. O., 2018, Thermal anomalies detect critical global land surface changes: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **57**(2), 391-411.
- Milly, P.C.D., 1994, Climate, soil water storage, and average annual water balance: *Water Resources Research*, **30**(7), 2143-2156.
- Molod, A., Takacs, L., Suarez, M., Bacmeister, J., Song, I. S., and Eichmann, A., 2012, The GEOS-5 Atmospheric General Circulation Model: Mean Climate and Development from MERRA to Fortuna: *NASA Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, Greenbelt*, **117**, 28-45.
- Moon, M., Li, D., Liao, W., Rigden, A. J., and Friedl, M. A., 2020, Modification of surface energy balance during springtime: The relative importance of biophysical and meteorological changes: *Agricultural and Forest Meteorology*, **284**, 107905.
- Novák, V., 2012, *Evapotranspiration in the Soil-Plant-Atmosphere System*: Springer.
- Odonuga, S., and Badru, G., 2015, Landcover change, land surface temperature, surface albedo and topography in the plateau region of North-Central Nigeria: *Land*, **4**(2), 300-324.
- Oyler, J. W., Ballantyne, A., Jencso, K., Sweet, M., and Running, S. W., 2015, Creating a topoclimatic daily air temperature dataset for the conterminous United States using homogenized station data and remotely sensed land skin temperature: *International Journal of Climatology*, **35**(9), 2258-2279, doi:10.1002/joc.4127.
- Pagano, T. S., Aumann, H. H., Hagan, D., and Overoye, K., 2003, Pre-launch and in-flight

- radiometric calibration of the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS): *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 265–273.
- Parkinson, C. L., 2003, Aqua: an earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 173-183.
- Randles, C. A., Dasilva, A., Buchard, V., Colarco, P. R., Darmenov, A. S., Govindaraju, R. C., Smirnov, A., Ferrare, R. A., Hair, J. W., and Shinozuka, Y., 2017, The MERRA-2 Aerosol reanalysis, 1980-onward, Part I: System description and data assimilation evaluation: *Journal of Climatology*, **30**, 6823-6850.
- Richardson, A. D., Keenan, T. F., Migliavacca, M., Ryu, Y., Sonnentag, O., and Toomey, M., 2013, Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system: *Agricultural and Forest Meteorology*, **169**, 156–173, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.012>.
- Sellers, P. J., Dickinson, R. E., Randall, D. A., Betts, A. K., Hall, F. G., Berry, J. A., Collatz, G. J., Denning, A. S., Mooney, H. A., Nobre, C. A., Sato, N., Field, C. B., and Henderson-Sellers, A., 1997, Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere: *Science*, **275**, 502–509, <https://doi.org/10.1126/science.275.5299.502>.
- Shashua-Bar, I., and Hoffman, M. E., 2000, Vegetation as a climatic component in the design of an urban street: An empirical model for predicting the cooling effect of urban green areas with trees: *Energy and Buildings*, **31**, 221–235, doi:10.1016/S0378-7788(99)00018-3.
- Shiflett, S. A., Liang, L. L., Crum, S. M., Feyisa, G. L., Wang, J., and Jenerette, G. D., 2017, Variation in the urban vegetation, surface temperature, air temperature nexus: *Science of the Total Environment*, **579**, 495-505, doi:10.1016/j.scitotenv.2016.11.069.
- Vancutsem, C., Ceccato, P., Dinku, T., and Connor, S. J., 2010, Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa: *Remote Sensing of Environment*, **114**(2), 449-465.
- Vanderborgh, J., Fetzer, T., Mosthaf, K., Smits, K. M., and Helmig, R., 2017, Heat and water transport in soils and across the soil-atmosphere interface: Theory and different model concepts: *Water Resources Research*, **53**(2), 1057-1079.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., and Li, Z. L., 2004, Quality assessment and validation of the MODIS global LST: *International Journal of Remote Sensing*, **25**, 261–274, <https://doi.org/10.1080/0143116031000116417>.
- Wan, Z., 2014, New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product: *Remote Sensing of Environment*, **140**, 36-45.
- Wu, W. S., Purser, R. J., and Parrish, D. F., 2002, Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances: *Monthly Weather Review*, **130**: 2905-2916.
- Yang, F., Lau, S. S., and Qian, F., 2011, Urban design to lower summertime outdoor temperatures: An empirical study on high-rise housing in Shanghai: *Building and Environment*, **46**(3), 769-785, doi:10.1016/j.buildenv.2010.10.010.
- Zaharaddeen, I., Baba, I. I., and Zachariah, A., 2016, Estimation of land surface temperature of Kaduna Metropolis, Nigeria using Landsat images: *Science World Journal*, **11**(3), 36-42.
- Zhu, W., Lu, A., and Jia, S., 2013, Estimation of daily maximum and minimum air temperature using MODIS land surface temperature products: *Remote Sensing of Environment*, **130**, 62-73

Satellite Based Communication between Land Surface Temperature and Biophysical Variables in the Jazmourian Catchment

Behrooz Abad^{1*}, Boroumand Salahi², Koohzad Raispour³ and Masood Moradi⁴

¹PhD student of Climatology, Department of Physical Geography, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

²Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

³Assistant Professor, Department of Geography, Faculty of Humanities, University of Zanjan, Zanjan, Iran

⁴PhD of Climatology, Department of Physical Geography, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

(Received: 21 February 2021, Accepted: 01 June 2021)

Summary

In this research, a deterministic forecast of 24, 48 and 72 hours of 10-meter wind speed has been produced over Iran, using BMA and EMOS methods for post-processing of raw output of ensemble systems. The main purpose of this article is to compare the deterministic forecasts obtained by using these two methods with each raw ensemble members and the mean of the raw ensemble members. The used ensemble system consists of eight different physical configurations, with changes in the boundary layer scheme of the WRF model. Other physical models in ensemble system are the same for all ensemble members. Each ensemble member includes 24, 48 and 72-hour forecasts of 10-meter wind speed with a resolution of 21 kilometers over Iran. GFS forecasts are used for the initial and boundary conditions, and the forecast start time is 12 UTC per day. Observation data of 31 synoptic meteorological stations located in the provincial capitals have been used and the corresponding values of the predictions on these stations have been interpolated by bilinear method. The model is run from 1 March to 31 August 2017, and the results from 11 April to 31 August 2017 are considered as the test period. After calculating the forecast errors with different training periods, 30 days are considered as the length of training period for prediction in both BMA and EMOS methods. Verification was performed by different methods (accuracy: PC, TS and OR; reliability and resolution: FAR, POFD and POD; skill: CSS, HSS, PSS, GSS and Q; statistical errors: RMSE and MAE) for 10-meter wind speed thresholds less than 3 and more than 5, 10 and 15 m/s for both methods in all forecast ages. The results show a 3 times improvement in accuracy scores, 2.2 times improvement in reliability and resolution scores, 3.4 times improvement in skill scores and 24% reduction in statistical error scores relative to the mean of ensemble members. Furthermore, the verification results for different climatic regions (cold, semi-arid, hot-dry, hot-humid and moderate-rainy climate) in the country separately showed that in all climates, RMSE measurement has the best performance for BMA and EMOS methods and reduces the error by 21% and 23% ,respectively. In hot and humid climates, compared to the mean of ensemble members errors, these two methods were more powerful to improve the prediction system. They reduced the error by 44% and 46%, respectively.

Keywords: Ensemble forecasting, post-processing, wind speed