

تحلیل اکتشافی رابطه فضایی سرعت باد سطحی (SWS) و دمای سطح دریا (SST) در دریای عمان

یونس خسروی* - استادیار گروه علوم محیط زیست، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان
علی بحری - دانشجوی کارشناسی ارشد علوم گروه محیط زیست، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان
آزاده توکلی - استادیار گروه علوم محیط زیست، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۸/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۲/۲۲

چکیده

سرعت باد سطحی (SWS) و دمای سطح دریا (SST) پارامترهایی مهم در مطالعات برهمکنش‌های جو-اقیانوس به‌شمار می‌روند. در این پژوهش، با استفاده از تحلیل خودهمبستگی فضایی موران جهانی دومتغیره و تحلیل خودهمبستگی موران محلی، ارتباط بین داده‌های SWS و SST بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۵ در دریای عمان بررسی شد. نتایج حاصل از موران جهانی دومتغیره نشان داد که در ماه‌های سرد رابطه دو پارامتر مثبت و مستقیم بوده و قوی‌ترین رابطه در ماه ژانویه رخ داده است. همچنین، ماه‌های گرم رابطه منفی و معکوس را نشان دادند؛ معکوس‌ترین رابطه در ماه ژولای شکل گرفته است. نتایج حاصل از این تحلیل برای مقیاس سالانه بیانگر رابطه عکس SWS و SST در همه سال‌های مورد مطالعه بود که این رابطه به مرور زمان افزایش یافته است. تحلیل موران محلی حاکی از وجود رابطه مثبت پارامترها در ماه‌های سرد به دلیل تعداد بیشتر خوشه‌های فضایی نسبت به ناخوشه‌های فضایی و رابطه منفی در ماه‌های گرم است. نتایج این تحلیل برای مقیاس سالانه نشان‌دهنده کاهش تعداد ناخوشه‌های بالا-پایین (سرعت باد زیاد و دمای سطحی کم) و افزایش ناخوشه‌های پایین-بالا (سرعت باد کم و دمای سطحی زیاد) در منطقه بود.

کلیدواژگان: خودهمبستگی فضایی، دریای عمان، دمای سطح دریا (SST)، سرعت باد سطحی (SWS).

مقدمه

بر اساس مطالعات، سرعت باد سطحی^۱ (SWS) و دمای سطح دریا^۲ (SST)، به عنوان پارامترهای اقلیمی، جوی، و اقیانوسی، در تعامل با یکدیگرند؛ به‌گونه‌ای که تغییرات در SST از جمله عوامل تغییر در مقادیر سرعت باد به‌شمار می‌رود (استوارد، ۲۰۰۸) و در مدل پیش‌بینی آب و هوای آینده پایش تغییرات SWS در شناسایی الگوی گرمایش SST نقش مهمی ایفا می‌کند (شای و همکاران، ۲۰۱۰). طی سالیان اخیر، سرعت باد روند کاهشی آشکاری در بسیاری از مناطق به‌نمایش گذاشته است (رن و همکاران، ۲۰۰۵؛ سونگ و همکاران، ۲۰۱۴). حال زمانی که سرعت باد کاهش یابد، آلودگی‌های هوای شهری ثابت می‌ماند و پراکنده نمی‌شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). از سویی دیگر، تغییرات دمای سطح دریا نیز می‌تواند اثرهای متعددی در محیط‌های دریایی وارد کند؛ یکی از مهم‌ترین اثرهای تغییرات SST در بلندمدت کاهش الگوی چرخش اقیانوس‌هاست که مواد مغذی را از اعماق به سطح دریا می‌آورد و

E-mail: khosravi@znu.ac.ir

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۵۴۱۴۷۳۰

1. Surface Wind Speed
2. Sea Surface Temperature

اکسیژن محلول را از سطح به عمق می‌برد (پارتجت، ۲۰۰۴). همچنین، به دلیل برهمکنش جو و اقیانوس، SST می‌تواند اثرهای شدیدی در اقلیم جهانی وارد کند. مثلاً، افزایش دمای سطحی دریا موجب افزایش مقدار بخار آب موجود روی اقیانوس‌ها می‌شود. این بخار آب سیستم‌های آب و هوایی را تغذیه می‌کند و موجب بارش‌های سنگین برف و باران در سراسر جهان می‌شود. علاوه بر این، SST می‌تواند مسیرهای طوفان را نیز تغییر دهد و به شکل بالقوه موجب افزایش خشک‌سالی در برخی مناطق شود (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۱۳). اما نکته کلیدی در مطالعات SWS و SST این است که با پیش و بررسی هم‌زمان این دو پارامتر مطالعه برهمکنش‌های جو و اقیانوس میسر می‌شود؛ به‌گونه‌ای که این پارامترها مسیری را برای انتقال رطوبت و حرارت از لایه مرزی دریا- اتمسفر به جو آزاد فراهم می‌کنند (مینوبه و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین، این پارامترها در تعامل و ارتباط با فرایندهای دریایی و جوی همچون جریان‌های اقیانوسی (اونیل و همکاران، ۲۰۱۰؛ اوئردر و همکاران، ۲۰۱۶)، چرخش‌های اقیانوسی (وانگ و ویزبرگ، ۲۰۰۱)، ساختارهای دمایی (کتساروس و سولویو، ۲۰۰۴)، و ادی‌ها (چو و لیو، ۲۰۱۲؛ سان و همکاران، ۲۰۱۶) بوده و رخداد هرکدام از این پدیده‌ها را کنترل می‌کنند.

با توجه به اهمیت‌های یادشده در زمینه بررسی هم‌زمان SST و SWS، در ادامه به برخی از مطالعات انجام‌پذیرفته در این باره اشاره می‌شود. ژانگ و مک‌فادن (۱۹۹۵) به بررسی رابطه دمای سطح دریا و شار گرمایی نهان در اقیانوس آرام استوایی پرداختند. ایشان دریافتند که بین این دو پارامتر رابطه‌ای عکس وجود دارد؛ به‌گونه‌ای که هرگاه مقدار SST پایین بوده است، افزایش شار گرمایی نهان دیده شده است و هرگاه مقدار SST افزایش یافته است، شار گرمایی نهان با کاهش روبه‌رو شده است. این محققان نتیجه گرفتند که این رخداد را فقط با روابط ترمودینامیکی نمی‌توان توجیه کرد. بنابراین، پارامترهایی همچون سرعت باد سطحی و تغییرات رطوبت را در همین نواحی ارزیابی کردند. با آنالیز سرعت باد و تفاوت رطوبت بین جو سطحی (پایین) و رطوبت اشباعی که روی دمای سطح دریا شکل می‌گیرد، مشخص شد که در زمان پایین‌بودن مقدار SST، تفاوت رطوبت، ابتدا شار گرمایی نهان را تعیین می‌کند و هنگامی که مقدار SST بالا بوده است، یک کاهش شدید در مقادیر سرعت باد به علت پایین‌بودن شار گرمایی نهان رخ داده است. این مکانیزم، که به پایین‌بودن شار گرمایی نهان در هنگام بالا‌بودن SST منجر می‌شود، ممکن است به علت برهمکنش بین انتقال دما و چرخه‌های آب و هوایی بزرگ‌مقیاس باشد. این محققان همچنین پراکنش SST، سرعت باد، تغییرات رطوبت، و شار گرمایی نهان را بر اساس طول جغرافیایی بررسی کردند. بر این اساس، ایشان دریافتند که در اقیانوس آرام شرقی، مقادیر SST، سرعت باد، و تغییرات رطوبت به ترتیب کم، زیاد، و کم بوده است. درحالی‌که در اقیانوس آرام غربی مقدار SST بالا، سرعت باد پایین، و تغییرات رطوبت بالا گزارش شده است. در مطالعه‌ای دیگر، کیو و همکاران (۲۰۱۲) به بررسی همبستگی بین دمای سطح دریا و سرعت باد و ارتباط این پارامترها با نوسانات اقیانوس اطلس شمالی بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۹ در دریای گرینلند پرداختند. ایشان پی بردند که SST در ماه ژولای به حد بیشینه خود می‌رسد؛ درحالی‌که در این ماه سرعت باد کمینه مقدار خود را نشان می‌دهد. همچنین، در مقیاس زمانی فصلی، رابطه این دو پارامتر از منطقه‌ای به منطقه دیگر متفاوت گزارش شده است؛ اما در مجموع دمای سطحی و سرعت باد همبستگی منفی را به‌نمایش گذاشته بودند. در ایران نیز روابط دمای سطح دریا و سرعت باد بررسی شده است. در همین راستا، ترابی آزاد و محمدی (۱۳۹۴) به مطالعه SST و سرعت باد در سواحل استان هرمزگان بر اساس داده‌های ماهواره‌ای پرداختند. ایشان پس از تجزیه و تحلیل داده‌های ماهواره‌ای SST و سرعت باد، تغییرات ماهانه، فصلی، و سالانه منطقه مورد مطالعه را بررسی کردند. در ادامه با استفاده از آزمون‌های آماری مشخص شد که روند افزایشی میانگین سالانه دمای سطحی و

روند کاهشی سرعت باد به شکل معناداری رخ داده است. کمترین و بیشترین مقدار دما نیز به ترتیب مربوط به سال‌های ۲۰۰۸ و ۲۰۰۲ بوده است. همچنین، نتایج پژوهش ایشان نشان داد که برای فصل تابستان ۷۵ درصد و برای فصل زمستان ۳۳ درصد موارد، با افزایش یا کاهش انحراف از میانگین دمای سطحی، انحراف از میانگین سرعت باد نیز افزایش یا کاهش داشته است. در پژوهشی دیگر، ترابی آزاد و همکاران (۱۳۹۵) اثر متقابل دمای سطح دریا بر سرعت باد سطحی در خزر جنوبی را با استفاده از داده‌های میدانی و ماهواره‌ای مطالعه کردند. بر اساس این پژوهش، مشخص شد که میانگین دمای فصلی (بهار و تابستان) سواحل شرقی خزر جنوبی ۰/۷۸ درجه سلسیوس از نواحی غربی آن بیشتر بوده است. همچنین، با استفاده از نمودارهای سری زمانی مشخص شد که برای فصل تابستان در ۸۰ درصد و برای فصل بهار در ۶۶ درصد موارد، با افزایش اختلاف دما بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، اختلاف سرعت نیز با افزایش روبه‌رو بوده است. با یک بررسی کلی و مروری بر مطالعات پیشین، می‌توان دریافت که در زمینه بررسی هم‌زمان رابطه SWS و SST مطالعات زیادی انجام نگرفته است. بر این اساس، پژوهش حاضر با هدف بررسی رابطه سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا در دریای عمان با به‌کارگیری یکی از مهم‌ترین‌های ابزارهای آمار فضایی، یعنی تکنیک‌های خودهمبستگی فضایی طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۵ تهیه شده است. ذکر این نکته لازم است که تاکنون از این تکنیک‌ها در مطالعه SST یا SWS استفاده نشده است؛ اما از آن‌ها در مدل‌سازی ساختار فضایی دمای سالانه ایران (بلیانی و همکاران، ۲۰۱۷)، تحلیل فضایی بارش ماهانه شمال غرب ایران (یاراحمدی و همکاران، ۱۳۹۴)، و بررسی تغییرات فضایی بخار آب در جنوب و جنوب‌غربی ایران (خسروی و همکاران، ۲۰۱۷) استفاده شده است.

معرفی منطقه مورد مطالعه

دریای عمان تنگنایی آبی است که از سه سو به خشکی و از یک سو به دریای آزاد مرتبط است و خلیج فارس را به آب‌های آزاد متصل می‌کند که شاخه‌ای از دریای عرب است. شمال دریای عمان توسط کشورهای ایران و پاکستان، شرق آن به وسیله شبه‌جزیره دکن، و غرب آن توسط شبه‌جزیره عربستان احاطه شده است. دریای عمان در منطقه رأس‌الحد در سواحل کشور عمان به دریای عرب و اقیانوس هند متصل می‌شود. جبهه فصلی رأس‌الحد از برخورد جریان خروجی از دریای عمان با جریان ساحلی به سمت شمال دریای عرب شکل می‌گیرد که این جبهه یک مرز آبی بین دریای عمان و دریای عرب را مشخص می‌کند. این دریا نسبتاً عمیق است و عمق آن به ۳۵۰۰ متر می‌رسد و در حوالی غرب از ژرفای آن کاسته شده و در نزدیکی تنگه هرمز به ۷۲ متر می‌رسد. به علت عبور مدار رأس‌السرطان از این دریا، دریای عمان یکی از دریا‌های گرم آسیای جنوب غربی است (اولیازاده، ۱۳۸۹). جهت جریان‌های سطحی آب در هنگام زمستان به موازات ساحل دریای عمان از شمال‌غربی به جنوب‌شرقی است؛ ولی امتداد عمومی جریان‌ها در موقع زمستان از سوی دریای عمان به طرف خلیج فارس و در تابستان برعکس است. بادهای غالبی که بر این دریا می‌وزند بادهای موسمی (مانسون) تابستانه و زمستانه‌اند که با جهت‌هایی متفاوت این منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهند (رینولدز، ۱۹۹۳). دریای عمان در مختصات ۲۲ تا ۲۷ درجه عرض شمالی و ۵۶ تا ۶۱ درجه طول شرقی واقع شده است (اولیازاده، ۱۳۸۹). شکل ۱ به خوبی موقعیت این پهنه آبی را بر روی نقشه نشان می‌دهد.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه

مواد و روش‌ها

آماده‌سازی داده‌ها

داده‌های مورد نیاز پژوهش حاضر از پایگاه داده مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌برد آب و هوا (ECMWF) استخراج شد. این پایگاه، با بهره‌گیری از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی سراسر کره زمین، داده‌های به‌دست‌آمده از ماهواره‌های هواشناسی، داده‌های حاصل از خطوط هوایی و کشتیرانی بین‌المللی، و نیز با در نظر گرفتن رابطه فیزیکی - دینامیکی بین جو و اقیانوس و اثر توپوگرافی پیچیده کره زمین و توزیع دریاها، اقیانوس‌ها، و جنگل‌های گسترده روی آن به پیش‌بینی حرکت‌های جوی و متغیرهای گوناگون مانند فشار و باد در طی زمان می‌پردازند (رضیئی و ستوده، ۱۳۹۶). بر این اساس، داده‌های ماهواره‌ای سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا در فرمت Netcdf و با دقت مکانی 0.125° برای سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۵ میلادی در بازه زمانی سیزده‌ساله برای دریای عمان از پایگاه ذکر شده استخراج شد. برای میانگین‌گیری، فایل‌های Netcdf دانلود شده توسط نرم‌افزار ArcMap 10.2 به لایه‌های رستری تبدیل شد و از این لایه‌ها میانگین‌گیری شد. سپس، با استفاده از همین نرم‌افزار داده‌های رستری به داده‌های نقطه‌ای تبدیل شد و برای اجرای تحلیل‌های آمار فضایی وارد نرم‌افزار ArcMap 10.2 و Geoda شد. علاوه بر این، برای اجرای تحلیل‌های آماری به هم‌پوشانی داده‌های SWS و SST نیاز بود؛ این کار نیز با ابزار Sample Analyst موجود در نرم‌افزار ArcMap 10.2 انجام پذیرفت. در پژوهش حاضر، به این دلیل از تکنیک‌های آمار فضایی استفاده شد که اغلب روش‌های آمار کلاسیک بر مبنای استقلال مشاهدات نمونه مستخرج از جامعه بنا شده‌اند. اما در عمل موارد زیادی وجود دارد که مشاهدات مستقل نبوده و بر حسب موقعیت قرارگیری‌شان در فضای مورد مطالعه به یکدیگر وابسته‌اند (محمدزاده، ۱۳۸۵). از طرفی، برخلاف آمار کلاسیک، تکنیک‌های آمار فضایی از فضا و محیط، فاصله، مجاورت، جهت‌گیری، و روابط فضایی به طور مستقیم در محاسبات خود استفاده می‌کنند (اسکات و گتیس، ۲۰۰۸). بر این اساس، برای نشان دادن نوع روابط فضایی SST و SWS و بررسی تغییرات رخ داده در روابط این پارامترها، از آماره خودهمبستگی جهانی دومتغیره (موران جهانی دومتغیره) استفاده شد. همچنین، آماره خودهمبستگی فضایی محلی (موران محلی) نیز برای تهیه نقشه‌های مورد نظر و امکان بررسی تغییرات رخ داده در روابط پارامترها به صورت بصری به کار برده شد.

خودهمبستگی فضایی سراسری (موران جهانی)

مکان دارای دو نوع تأثیر وابستگی فضایی و ناهمگونی فضایی است: نخست، همان همبستگی فضایی یا پیوستگی فضایی است که مستقیماً از قانون توبلر پیروی می‌کند. بدین معنی که ارزش‌های نزدیک به هم شباهت بیشتری با یکدیگر دارند و به تجمع فضایی منجر می‌شوند. دوم، تأثیر فضایی متعلق به تفاوت‌های منطقه‌ای یا فضایی است که از بی‌نظیربودن ذاتی هر مکان پیروی می‌کند (انسلین، ۱۹۹۲). تعیین درجه پراکندگی یا خوشه‌ای بودن عوارض در فضا با استفاده از آماره خودهمبستگی فضایی سراسری - موران جهانی امکان‌پذیر است. درواقع، این آماره با هدف توصیف ویژگی‌های فضایی یک متغیر در کل ناحیه به کار برده می‌شود و با استفاده از آن می‌توان میانگین تفاوت فضایی بین همه سلول‌های فضایی و سلول‌های مجاور آن‌ها را شناسایی کرد (صادقی‌نیا و همکاران، ۱۳۹۲). در آماره موران جهانی، علاوه بر توجه به نحوه چیدمان عوارض، به خصایص عوارض هم توجه می‌شود و وضعیت خودهمبستگی فضایی با توجه به موقعیت مکانی و ارزش‌های درونی عوارض بررسی می‌شود. آماره خودهمبستگی فضایی موران جهانی از رابطه ۱ محاسبه می‌شود (انسلین، ۱۹۹۲):

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} Z_i Z_j}{S_0 \sum_{i=1}^n Z_i^2} \quad (1)$$

در این رابطه، n تعداد مشاهدات، Z_i تفاضل بین مقدار خصیصه عارضه i با میانگین آن $(X_i - \bar{X})$ ، $W_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j که محدوده تأثیر وابستگی ساختار فضایی را نشان می‌دهد و بر اساس ارتباط همجواری (همسایگی) تعیین می‌شود، و S_0 جمع کل وزن‌های فضایی است که از رابطه ۲ محاسبه می‌شود (انسلین، ۱۹۹۲):

$$S_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} \quad (2)$$

آماره موران جهانی عددی را به دست می‌آورد که با استفاده از آن می‌توان درجه پراکندگی یا خوشه‌بندی عوارض یا داده‌های فضایی را در فضا اندازه‌گیری کرد (گتیس و اورد، ۱۹۹۲؛ لوین، ۱۹۹۶؛ میتچل، ۲۰۰۸؛ ایان، ۲۰۰۸). اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد مثبت یک باشد، داده‌ها دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه‌ای‌اند. و اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد منفی یک باشد، آنگاه داده‌ها از هم گسسته و پراکنده‌اند. در مورد این ابزار فرضیه صفر آن است که هیچ نوع خوشه‌بندی فضایی بین مقادیر خصیصه مرتبط با عوارض جغرافیایی مورد نظر وجود ندارد. حال هنگامی که مقدار P-Value بسیار کوچک و مقدار Z محاسبه شده (قدر مطلق آن) بسیار بزرگ باشد، آنگاه می‌توان فرضیه صفر را رد کرد (عسگری، ۱۳۹۰).

خودهمبستگی فضایی محلی (موران محلی)

تکنیک‌های فضایی متنوعی برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا وجود دارد که یکی از معتبرترین آن‌ها آماره انسلین موران محلی است. با دراختیارداشتن عوارض مکانی وزن‌دهی شده و به کمک این آماره می‌توان نقاط با مقادیر کم یا زیاد، که به طور خوشه‌ای توزیع شده‌اند یا مقادیر با تفاوت ارزشی بالا (ناخوشه‌ها)، را نمایش داد. آماره انسلین موران محلی به تبیین الگوی ارتباط فضایی یک پارامتر مکانی در محدوده همسایگی می‌پردازد. این آماره را در سال ۱۹۹۵ انسلین با هدف تشخیص مکان‌های محلی و پیشنهاد مکان‌های انفرادی مؤثر در پیوندهای فضایی ابداع کرد (یاماندا و

تیل، ۲۰۰۷). این آماره برای منطقه i پیوند فضایی بین یک ارزش را در i و نزدیک به آن به روش رابطه ۳ تعریف می‌کند (کلیف و اورد، ۱۹۸۱):

$$I_i = \frac{X_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n W_{i,j} (X_j - \bar{X}) \quad (3)$$

در این رابطه، X_i خصیصه عارضه i ، میانگین خصیصه مربوطه، و $W_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j است که جمع وزن‌ها برابر ۱ است. در این رابطه S_i^2 برابر است با:

$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n W_{i,j}}{n-1} - \bar{X}^2 \quad (4)$$

در این رابطه، n برابر با تعداد کل عوارض است. در این آماره امتیاز استاندارد Z محاسبه می‌شود و در یک سطح اطمینان آزمون می‌شود. امتیاز استاندارد ZI_i به صورت رابطه ۵ محاسبه می‌شود (کلیف و اورد، ۱۹۸۱؛ گودچایلد، ۱۹۸۶):

$$ZI_i = \frac{I_i - E[I_i]}{\sqrt{V[I_i]}} \quad (5)$$

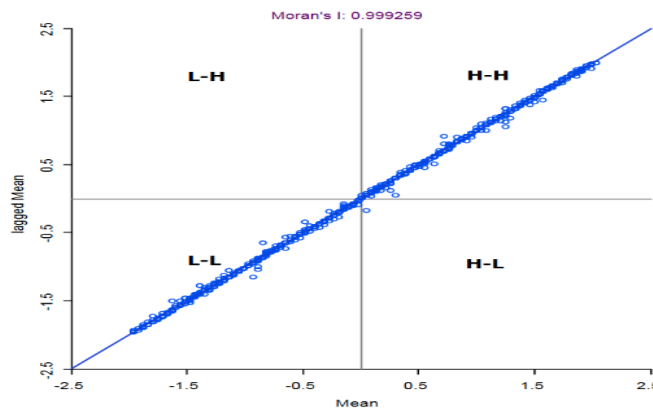
در اینجا خواهیم داشت:

$$E[I_i] = -\frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n W_{i,j}}{n-1} \quad (6)$$

$$V[I_i] = E[I_i^2] - E[I_i]^2 \quad (7)$$

در این تحلیل اگر مقدار I_i مثبت و معنی‌دار باشد، بیانگر این است که سلول‌های موجود توسط سلول‌های مشابه خود محاصره شده‌اند. مقادیر مثبت I_i نشان‌دهنده این است که عارضه موردنظر با مقادیر مشخص توسط سلول‌هایی با مقادیر مشابه همان سلول‌ها احاطه شده‌اند (بالا-بالا^۱ یا پایین-پایین^۲)؛ به این گونه عوارض «خوشه» گفته می‌شود. از طرف دیگر، مقادیر منفی و معنی‌دار I_i بیانگر آن است که عارضه موردنظر توسط عوارضی که از لحاظ ارزشی اصلاً مشابهتی با یکدیگر ندارند احاطه شده است (بالا-پایین^۳ یا پایین-بالا^۴) که به این نوع عوارض «ناخوشه» گفته می‌شود. وجود چنین عوارضی حاکی از همبستگی فضایی منفی است. شکل ۲ نمودار پراکنش‌نگار موران جهانی است که نحوه قرارگیری نقاط را در چهار ربع یادشده و همچنین نوع خوشه‌ها را نشان می‌دهد. در این نمودار علائم H-H، L-L، H-L، و H-H مبین چهار ربع از پراکنش‌نگار خودهمبستگی فضایی آماره موران است.

1. High-High
2. Low-Low
3. High-Low
4. Low-High



شکل ۲. نمودار پراکنش نگار موران جهانی

یافته‌های پژوهش

تحلیل خودهمبستگی آماره موران جهانی دومتغیره

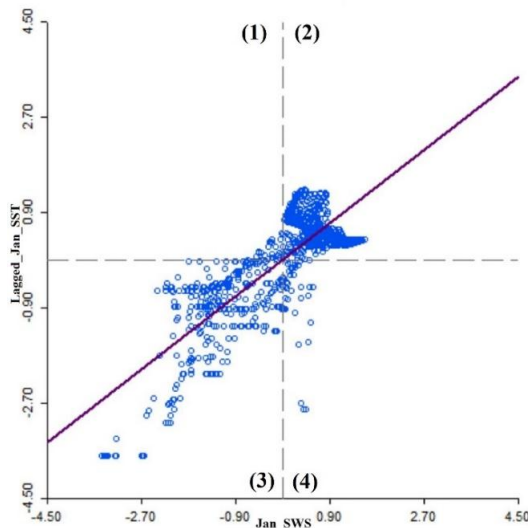
برای بررسی ارتباط بین داده‌های سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا و تعیین نوع توزیع فضایی حاکم بر این داده‌ها، ابتدا باید مشخص شود که پراکنش فضایی این پارامترها در دریای عمان دارای خودهمبستگی فضایی است یا خیر و سپس مشخص شود که بین این دو پارامتر چه رابطه‌ای برقرار است. در این راستا، آماره موران جهانی دومتغیره برای داده‌های SST و SWS در بازه زمانی ماهانه و سالانه محاسبه شد. نتایج حاصل از این تحلیل برای مقیاس زمانی ماهانه در جدول ۱ قابل ملاحظه است. با استناد به این جدول، که مقادیر شاخص موران دومتغیره برای داده‌های SST و SWS را در بازه زمانی ماهانه نشان می‌دهد، به خوبی می‌توان مشاهده کرد که در ماه‌های سرد سال بین این پارامترها رابطه‌ای مثبت وجود داشته؛ اما در ماه‌های گرم سال رابطه این دو پارامتر منفی و معکوس بوده است. ذکر این نکته لازم است که در تحلیل موران جهانی دومتغیره، عدد مثبت شاخص موران، خودهمبستگی، و ارتباط مثبت SST و SWS را نشان داده و عدد منفی این شاخص بیانگر خودهمبستگی و رابطه منفی پارامترهاست. بنابراین، با توجه به فرضیات محتمل H_0 و H_1 فرض صفر، که مبنی بر فقدان ارتباط فضایی بین داده‌های SST و SWS در دریای عمان است، رد می‌شود و فرض یک که بیانگر وجود خودهمبستگی (مثبت و منفی) بین این داده‌هاست تأیید می‌شود. با بررسی دقیق‌تر جدول ۱، مشخص می‌شود که از ماه ژانویه، که ماه سرد سال به‌شمار می‌رود، هرچه به سمت ماه‌های گرم پیش می‌رویم رابطه دو پارامتر منفی و معکوس‌تر می‌شود و منفی‌ترین رابطه به ماه ژولای تعلق می‌گیرد. سپس، با شروع فصل سرد، رابطه پارامترها دوباره مثبت و مستقیم می‌شود و بیشینه رابطه مثبت در ماه ژانویه رخ می‌دهد.

جدول ۱. مقادیر شاخص موران جهانی دومتغیره بین داده‌های SST و SWS ماهانه طی دوره زمانی ۲۰۱۵-۲۰۰۳ در دریای عمان

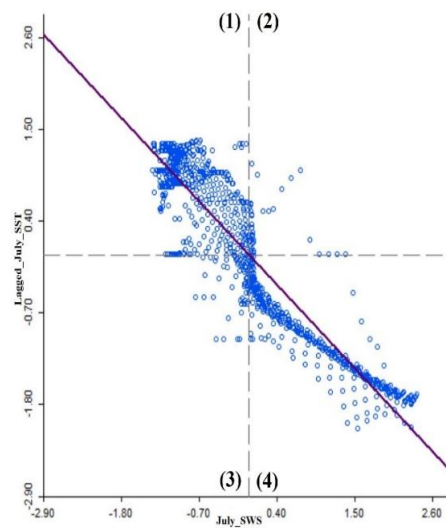
ماه	شاخص موران	ماه	شاخص موران
ژانویه	۰٫۷۶۷	ژولای	-۰٫۹۱۳
فوریه	۰٫۶۷۹	اوت	-۰٫۸۹۳
مارس	۰٫۵۵۲	سپتامبر	-۰٫۹۱۱
آوریل	۰٫۴۲۴	اکتبر	-۰٫۸
مه	-۰٫۳۰۲	نوامبر	۰٫۱۲۲
ژوئن	-۰٫۸۱۳	دسامبر	۰٫۷۳۱

در اینجا به دلیل تعداد بالای نمودارهای خروجی از تحلیل موران جهانی دومتغیره، فقط نمودار خروجی این ابزار برای ماه ژولای و ژانویه، که منفی‌ترین و مثبت‌ترین رابطه را داشته‌اند، برای نمونه درج شده است (شکل‌های ۳ و ۴). در این شکل‌ها، هرچه توزیع داده‌ها در ربع‌های اول و چهارم بیشتر باشد نشان از رابطه منفی و معکوس‌تر داده‌هاست و هرچه این داده‌ها در ربع‌های دوم و سوم تجمع یابند رابطه مثبت و مستقیم می‌شود.

جدول ۲ و شکل ۵ وضعیت مقادیر شاخص موران جهانی دومتغیره بین سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا را در مقیاس زمانی سالانه و طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۵ میلادی نشان می‌دهد. با بررسی شکل ۵ مشخص می‌شود که مقادیر شاخص موران جهانی دومتغیره بین SST و SWS در طول دوره سیزده سال مورد مطالعه برای همه سال‌ها عدد منفی را، که بیانگر رابطه معکوس پارامترهاست، نشان می‌دهد. با بررسی دقیق‌تر این شکل متوجه می‌شویم که مقادیر شاخص موران دارای فراز و نشیب‌هایی بوده است؛ اما با گذشت زمان، این مقادیر به سمت منفی‌تر شدن پیش رفته‌اند و به‌مرور رابطه سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا در دریای عمان معکوس‌تر شده است؛ به‌گونه‌ای که شاخص موران جهانی دومتغیره برای سال ۲۰۰۳ عدد $(-۰/۵۷۰)$ را نشان می‌دهد؛ اما در سال ۲۰۱۵ عدد این شاخص به $(-۰/۶۷۵)$ رسیده است.



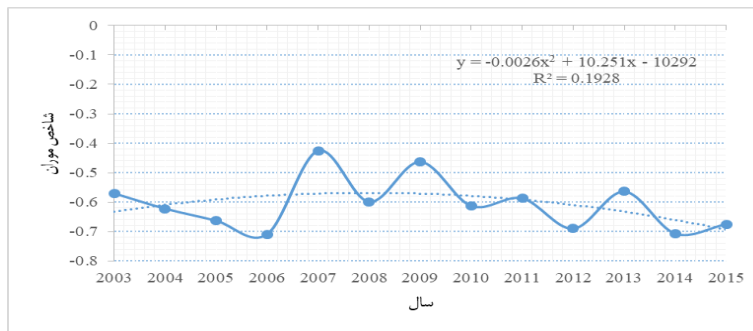
شکل ۴. نمودار پراکنش‌نگار موران جهانی دومتغیره بین SST و SWS ماه ژانویه طی دوره زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان



شکل ۳. نمودار پراکنش‌نگار موران جهانی دومتغیره بین SST و SWS ماه ژولای طی دوره زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان

جدول ۲. مقادیر شاخص موران جهانی دومتغیره بین داده‌های SST و SWS سالانه طی دوره زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان

سال	شاخص موران	سال	شاخص موران
۲۰۰۳	-۰/۵۷	۲۰۱۰	-۰/۶۱۳
۲۰۰۴	-۰/۶۲۲	۲۰۱۱	-۰/۵۸۷
۲۰۰۵	-۰/۶۶۳	۲۰۱۲	-۰/۶۹
۲۰۰۶	-۰/۷۰۹	۲۰۱۳	-۰/۵۶۴
۲۰۰۷	-۰/۴۲۵	۲۰۱۴	-۰/۷۰۷
۲۰۰۸	-۰/۵۹۹	۲۰۱۵	-۰/۶۷۵
۲۰۰۹	-۰/۴۶۳	-	-



شکل ۵. تغییرات زمانی شاخص موران جهانی دومتغیره بین SST و SWS سالانه طی دوره زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان

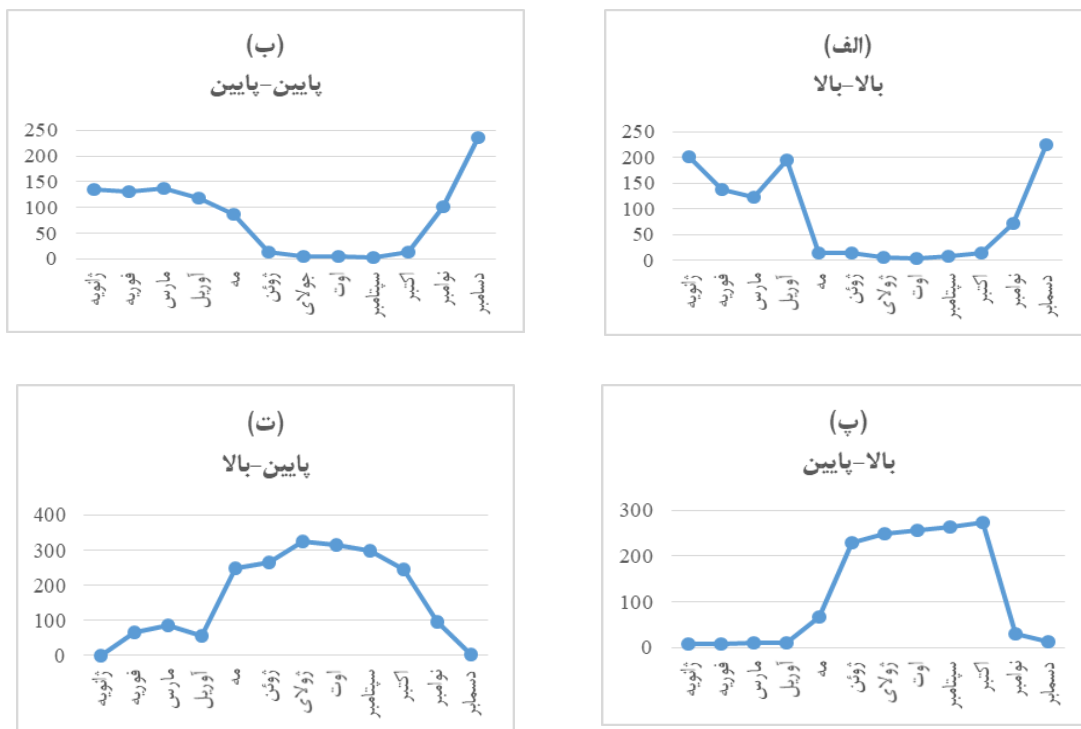
تحلیل خودهمبستگی فضایی محلی (موران محلی)

با بررسی آماره موران جهانی مشخص شد که در مقیاس زمانی ماهانه، در ماه‌های سرد سال، بین داده‌های سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا در دریای عمان رابطه‌ای مستقیم وجود داشته و خودهمبستگی داده‌ها مثبت بوده است. همچنین، بین این پارامترها در ماه‌های گرم رابطه‌ای معکوس شکل گرفته و داده‌ها دارای همبستگی منفی بوده‌اند. در مقایسه زمانی سالانه نیز رابطه بین SST و SWS در همه سال‌ها منفی بوده و با گذشت زمان این رابطه منفی قوی‌تر شده است. اما محدودیتی که این ابزار دارد این است که قادر به شناسایی نوع خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی تشکیل شده در ماه‌ها و سال‌های مختلف نیست و نمی‌تواند محل تشکیل خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی را شناسایی کند. بنابراین، برای شناسایی نوع خوشه‌ها و ناخوشه‌های SST و SWS، محل تشکیل این الگوها و کشف نوع خوشه‌ها یا ناخوشه‌های کاهش یا افزایش یافته در دریای عمان طی سیزده سال مورد مطالعه از آماره موران محلی استفاده شد. جدول ۳ تعداد نقاط (خوشه) بالا-پایین، پایین-پایین و نقاط (ناخوشه) بالا-پایین، پایین-بالا را برای SST و SWS در مقیاس زمانی ماهانه در دریای عمان نشان می‌دهد. ذکر این نکته لازم است که نقاط بالا-بالا نقطه‌ای هستند که مقدار SST و SWS هر دو بالاست. نقاط پایین-پایین یعنی هر دو پارامتر مقدار پایینی دارند. همچنین، نقاط بالا-پایین معرف مقادیر بالای SWS و مقادیر پایین SST اند و نقاط پایین-بالا بیانگر مقادیر پایین SWS و مقادیر بالای SST هستند. در همه خوشه‌ها و ناخوشه‌های ذکر شده کلمه اول مربوط به سرعت باد سطحی و کلمه دوم متعلق به دمای سطح دریاست. با استناد به این جدول، مشخص می‌شود که ماه‌های سرد سال دارای بیشترین خوشه‌های فضایی (خوشه‌های بالا-بالا و پایین-پایین) بوده و ماه‌های گرم سال نیز بیشترین ناخوشه‌های فضایی (بالا-پایین و پایین-بالا) را دارا هستند. در نتیجه، می‌توان نتیجه گرفت که دلیل خودهمبستگی مثبت و رابطه مستقیم داده‌های سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا در ماه‌های سرد به دلیل تعداد بیشتر خوشه‌های فضایی نسبت به ناخوشه‌های فضایی بوده و دلیل خودهمبستگی منفی و رابطه عکس این پارامترها در ماه‌های گرم به دلیل تعداد بیشتر ناخوشه‌های فضایی است.

جدول ۳. تعداد خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی SST و SWS ماهانه طی دوره زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان

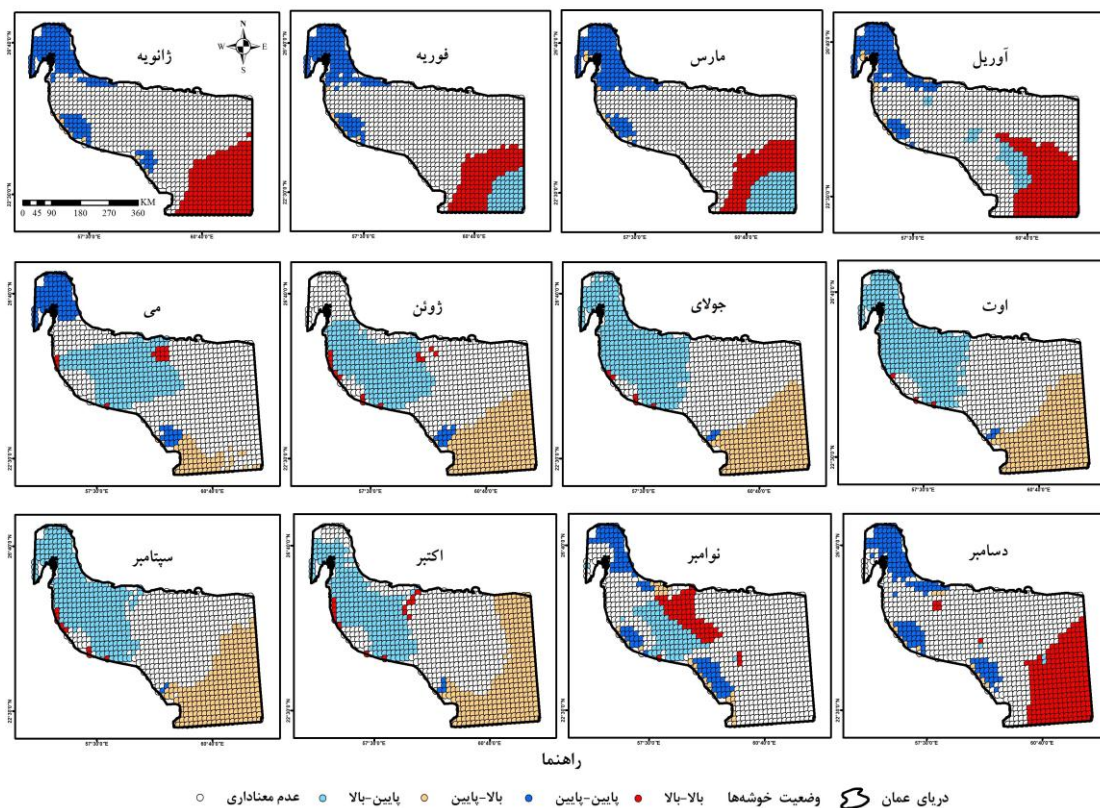
ماه	H-H	L-L	H-L	L-H	ماه	H-H	L-L	H-L	L-H
ژانویه	۲۰۲	۱۳۴	۸	۰	ژولای	۵	۴	۲۴۸	۳۲۳
فوریه	۱۳۸	۱۳۰	۷	۶۴	اوت	۳	۴	۲۵۶	۳۱۴
مارس	۱۲۳	۱۳۸	۱۰	۸۶	سپتامبر	۸	۲	۲۶۳	۲۹۷
آوریل	۱۹۶	۱۱۹	۱۰	۵۵	اکتبر	۱۵	۱۴	۲۷۴	۲۴۵
مه	۱۴	۸۶	۶۶	۲۴۸	نوامبر	۷۲	۱۰۲	۳۰	۹۴
ژوئن	۱۴	۱۲	۲۲۹	۲۶۵	دسامبر	۲۲۵	۲۳۵	۱۴	۳

شکل ۶ نیز نمودارهای تغییرات زمانی خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی SWS و SST در دریای عمان را نشان می‌دهد. در این شکل نمودار الف وضعیت خوشه‌های بالا-بالا، نمودار ب وضعیت خوشه‌های پایین-پایین، نمودار پ وضعیت ناخوشه‌های بالا-پایین و نمودار ت وضعیت ناخوشه‌های پایین-بالا را در ماه‌های مختلف نشان می‌دهد. طبق نمودارهای الف و ب، می‌توان مشاهده کرد که تعداد خوشه‌های فضایی در ماه‌های سرد بسیار بیشتر از ماه‌های گرم بوده است. در این بین، بیشتر خوشه‌های بالا-بالا و پایین-پایین متعلق به ماه دسامبر است. بر اساس نمودارهای پ و ت نیز مشخص می‌شود که تعداد ناخوشه‌های فضایی در ماه‌های گرم بسیار بیشتر از ماه‌های سرد است و بیشترین ناخوشه‌های بالا-پایین در ماه اکتبر و بیشترین ناخوشه‌های پایین-بالا در ماه ژولای شکل گرفته‌اند.



شکل ۶. تغییرات زمانی خوشه‌ها و ناخوشه‌های ماهانه SWS و SST طی سال‌های ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان

برای فهم بهتر گفته‌های پیشین و شناسایی محل تشکیل خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی در دریای عمان، نقشه خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی SWS و SST برای همه ماه‌ها تهیه شد و در شکل ۷ قابل مشاهده است. بر اساس این شکل، در ماه ژانویه، که قوی‌ترین خودهمبستگی مثبت را نشان داده بود، تقریباً هیچ ناخوشه‌ای در منطقه ایجاد نشده است و خوشه‌های پایین-پایین در بخش غربی خلیج و خوشه‌های بالا-بالا در بخش جنوب‌شرقی تشکیل شده‌اند. از ماه فوریه تا آوریل همانند ماه ژانویه خوشه‌های پایین-پایین در بخش غربی و خوشه‌های بالا-بالا در بخش جنوب‌شرقی گسترش یافته‌اند؛ اما تعدادی ناخوشه‌های پایین-بالا در بخش جنوب‌شرقی دریای عمان شکل گرفته‌اند. از ماه می از تعداد خوشه‌های فضایی بسیار کاسته و بر ناخوشه‌های فضایی افزوده می‌شود. از این ماه تا ماه اکتبر ناخوشه‌های پایین-بالا عموماً در بخش غربی منطقه و ناخوشه‌های بالا-پایین در بخش جنوب‌شرقی مشاهده می‌شود. در این ماه‌ها، مقادیری خوشه‌های فضایی نیز به صورت پراکنده در منطقه ایجاد شده‌اند. در ماه نوامبر این الگو دوباره دچار تغییر می‌شود و از ماه دسامبر الگوی تشکیل خوشه‌ها و ناخوشه‌های SWS و SST شبیه به ماه‌های اول سال می‌شود.



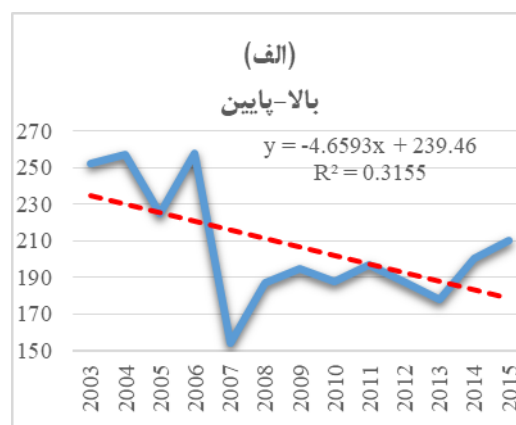
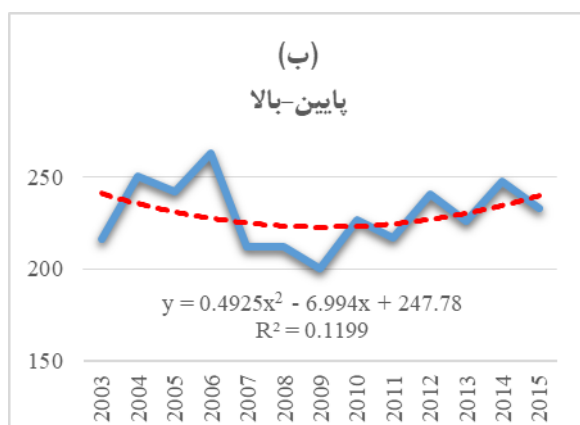
شکل ۷. وضعیت تشکیل خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی SWS و SST در دریای عمان در ماه‌های مختلف بین سال ۲۰۰۳ - ۲۰۱۵

مقیاس سالانه تغییرات زمانی خوشه‌های بالا-بالا و پایین-پایین و ناخوشه‌های بالا-پایین و پایین-بالا نیز بررسی شد و مقادیر هر یک از نقاط استخراج شد (جدول ۴). با نگاهی به جدول، می‌توان دریافت که در بازه زمانی سالانه، خوشه‌های فضایی در دریای عمان بسیار اندک تشکیل شده‌اند و مقادیر ناخوشه‌های فضایی، همان‌گونه که از اعداد منفی شاخص موران جهانی برای بازه سالانه مشخص شده بود، بسیار بیشتر تشکیل شده است. بنا بر تعداد بیشتر ناخوشه‌های فضایی در مقیاس زمانی سالانه، روند تغییرات این ناخوشه‌ها در بازه زمانی سیزده سال مورد مطالعه بررسی شد؛ نمودارهای آن‌ها در شکل ۸ قابل مشاهده است. با توجه به شکل ۸-الف، که نمودار تغییرات زمانی نقاط بالا-پایین را نشان می‌دهد، مشخص شد که افت‌وخیزهایی در تعداد این ناخوشه‌ها طی سیزده سال دیده شده است؛ اما در مجموع تشکیل این ناخوشه‌ها در دریای عمان روندی نزولی داشته است؛ به‌گونه‌ای که طبق جدول ۴، تعداد این نقاط از ۲۵۲ عدد در سال ۲۰۰۳ به ۲۱۰ عدد در سال ۲۰۱۵ کاهش یافته است. از طرفی، با بررسی شکل ۸-ب، که نمودار تغییرات زمانی ناخوشه‌های پایین-بالا را نشان می‌دهد، می‌توان چنین استنباط کرد که در مجموع شیب خط رگرسیون رسم‌شده در این شکل روندی صعودی یا نزولی را نشان نمی‌دهد؛ اما با بررسی دقیق‌تر، می‌توان گفت که از سال ۲۰۰۹ این ناخوشه‌ها به صورت تناوبی در حال افزایش و کاهش‌اند و در مجموع بر اساس شکل این نقاط تمایل به افزایش دارند. جدول ۴ نیز این گفته را اثبات می‌کند؛ زیرا، طبق جدول ۴، تعداد این نقاط از ۲۱۶ عدد در سال ۲۰۰۳ به ۲۳۳ عدد در سال ۲۰۱۵ رسیده است. با این تفاسیر، روند افزایشی خودهمبستگی منفی و رابطه معکوس را که با استفاده از تحلیل موران جهانی دومتغیره حاصل شد بیشتر می‌توان به ناخوشه‌های پایین-بالا نسبت داد. همان‌گونه که قبلاً نیز گفته شد، ناخوشه‌های

بالا- پایین معرف مقادیر بالای SWS و مقادیر پایین SST اند. بنابراین، می‌توان گفت نقاطی که دارای مقدار بالای سرعت باد سطحی‌اند در حال کاهش و نقاطی که دربرگیرنده مقدار بالای دمای سطح دریا هستند در دریای عمان در حال افزایش‌اند. ناخوشه‌های پایین- بالا، که بیانگر نقاط با مقدار کم سرعت باد و مقدار بالای دمای سطحی‌اند، نیز تا حدودی در منطقه در حال افزایش‌اند.

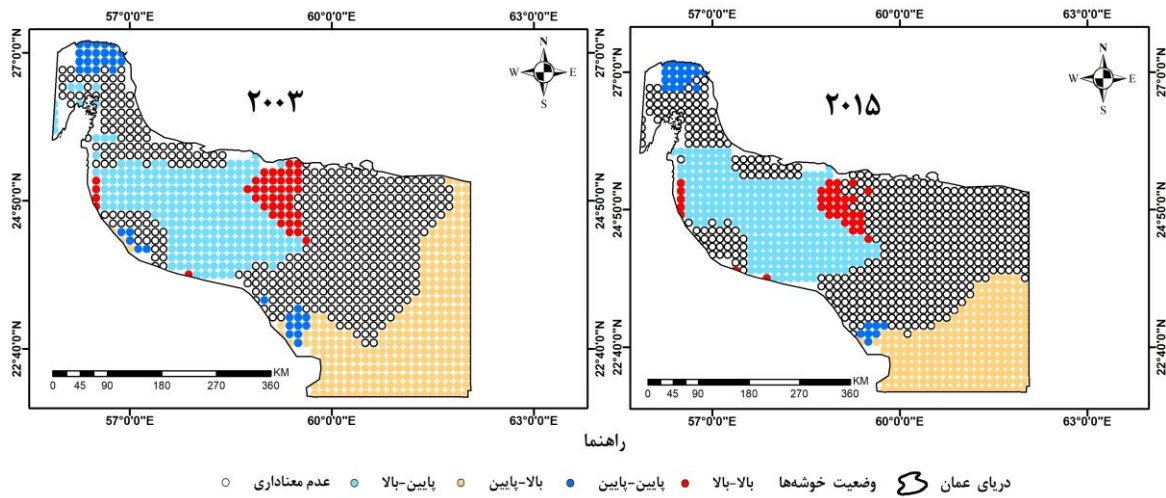
جدول ۴. تعداد خوشه‌ها و ناخوشه‌های SWS و SST سالانه طی دوره زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان

سال	H-H	L-L	H-L	L-H	سال	H-H	L-L	H-L	L-H
۲۰۰۳	۴۵	۳۶	۲۵۲	۲۱۶	۲۰۱۰	۱۸	۳۳	۱۸۸	۲۲۷
۲۰۰۴	۲۰	۳۱	۲۵۷	۲۵۱	۲۰۱۱	۶۰	۳۳	۱۹۷	۲۱۷
۲۰۰۵	۱۹	۳۱	۲۲۵	۲۴۲	۲۰۱۲	۲۹	۳۱	۱۸۸	۲۴۱
۲۰۰۶	۱۹	۱۵	۲۵۸	۲۶۳	۲۰۱۳	۳۵	۴۴	۱۷۸	۲۲۶
۲۰۰۷	۲۹	۶۹	۱۵۴	۲۱۲	۲۰۱۴	۱۷	۲۹	۲۰۰	۲۴۸
۲۰۰۸	۶۲	۳۳	۱۸۷	۲۱۲	۲۰۱۵	۳۵	۲۷	۲۱۰	۲۳۳
۲۰۰۹	۵۰	۴۴	۱۹۵	۲۰۰	-	-	-	-	-



شکل ۸. تغییرات زمانی ناخوشه‌های سالانه SWS و SST طی سال‌های ۲۰۰۳-۲۰۱۵ در دریای عمان

در ادامه نقشه خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی SWS و SST برای سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۱۵ ترسیم شد و در شکل ۹ قابل مشاهده است. با بررسی هم‌زمان نقشه‌های این دو سال به‌خوبی می‌توان تغییرات الگوی تشکیل خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی و کاهش چشم‌گیر ناخوشه‌های بالا- پایین را مشاهده کرد. با بررسی دقیق‌تر، افزایش ناخوشه‌های پایین- بالا را نیز در دریای عمان می‌توان مشاهده کرد. بر اساس، این شکل ناخوشه‌های بالا- پایین در سال ۲۰۰۳ در همه بخش‌های شرقی منطقه دیده می‌شد؛ اما در سال ۲۰۱۵، این ناخوشه‌ها در بخش شمال شرقی خلیج به طور کلی از بین رفته و فقط در بخش جنوب شرقی تمرکز یافته‌اند. ناخوشه‌های پایین- بالا نیز در سال ۲۰۰۳ در بخش مرکزی و به سمت غرب دریای عمان گسترش یافته بودند که در سال ۲۰۱۵ نیز محل تشکیل این ناخوشه‌ها تقریباً ثابت مانده و فقط بر تعداد آن‌ها افزوده شده است. در این شکل تغییرات الگوی تشکیل خوشه‌های فضایی نیز قابل مشاهده است و می‌توان دریافت که از تعداد آن‌ها نیز کاسته شده است. ذکر این نکته لازم است که همه خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی تشکیل شده در منطقه در سطوح معناداری ۹۵ و ۹۹ درصد معنادار بودند.



شکل ۹. پراکندگی خوشه‌ها و ناخوشه‌های فضایی SST و SWS در سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۱۵ در دریای عمان

بحث و نتیجه‌گیری

بنا بر گفته‌های پیشین، بررسی هم‌زمان سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا، به سبب اثرهایی که این پارامترها در بسیاری از پدیده‌ها و رویدادهای جوی و اقیانوسی دارند، دارای اهمیت است. بر این اساس، در این پژوهش رابطه سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا بین سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۵ در دریای عمان با استفاده از تکنیک‌های خودهمبستگی فضایی در دو مقیاس ماهانه و سالانه بررسی شد. نتایج حاصل از تحلیل موران جهانی دومتغیره برای بازه زمانی ماهانه نشان داد که در ماه‌های سرد سال این دو پارامتر دارای خودهمبستگی مثبت و رابطه مستقیم بوده؛ اما در ماه‌های گرم خودهمبستگی و رابطه بین SWS و SST منفی و معکوس بوده است. در این بین، ماه‌های ژانویه و دسامبر قوی‌ترین و مستقیم‌ترین رابطه را داشتند و ماه‌های ژولای و سپتامبر قوی‌ترین رابطه عکس را دارا بودند. نتایج این تحلیل برای مقیاس زمانی سالانه حاکی از رابطه عکس SWS و SST در همه سال‌های مورد مطالعه بود و در گذر زمان این رابطه عکس در حال قوی‌تر شدن بود. نتایج حاصل از تحلیل موران محلی برای مقیاس زمانی ماهانه نتایج تحلیل موران جهانی دومتغیره را اثبات کرد؛ به گونه‌ای که در ماه‌های سرد، به دلیل تعداد بسیار بیشتر خوشه‌های فضایی نسبت به ناخوشه‌ها، بین دو پارامتر مورد مطالعه رابطه‌ای مستقیم و مثبت دیده شده بود و در ماه‌های گرم به دلیل تعداد بیشتر ناخوشه‌های فضایی سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا رابطه‌ای منفی و معکوس داشتند. بر اساس مطالعه ژانگ و مک‌فادن (۱۹۹۵)، دلیل این رخدادها را می‌توان در ارتباط و برهمکنش این پارامترها با عواملی همچون شار گرمای نهان و تغییرات رطوبت جست‌وجو کرد. اثرهای تبخیر سطحی و توده‌های هوایی مانسونی نیز در شکل‌گیری این وضعیت محتمل است، بنابراین، این موضوع نیازمند بررسی هم‌زمان همه پارامترهای نام‌برده با یکدیگر است. در ادامه با بررسی نقشه خوشه‌ها و ناخوشه‌های SWS و SST خروجی از تحلیل موران محلی مشخص شد که در مجموع طی ماه‌های سرد خوشه‌های پایین-پایین، که نشان‌دهنده مقادیر پایین هر دو پارامترند، در بخش‌های غربی دریای عمان و خوشه‌های بالا-بالا، که معرف مقادیر بالای SWS و SST اند، در بخش جنوب‌شرقی منطقه شکل گرفته‌اند، با شروع فصل گرما این الگوها دچار تغییر می‌شوند و ناخوشه‌ها با مقادیر بسیار بالاتر جای‌گزین خوشه‌ها می‌شوند؛ به گونه‌ای که ناخوشه‌های پایین-بالا، که بیانگر مقدار پایین SWS و مقدار بالای SST اند، در بخش غربی این دریا و ناخوشه‌های بالا-پایین، که معرف مقدار

بالای سرعت باد سطحی و مقدار پایین دمای سطحی‌اند، در بخش جنوب‌شرقی منطقه گسترش می‌یابند. نتایج حاصل از تحلیل موران محلی برای مقیاس زمانی سالانه نیز نشان داد که به‌مرور زمان از تعداد ناخوشه‌های بالا- پایین در دریای عمان کاسته شده است. این رویداد بدین معناست که به‌مرور زمان سرعت باد سطحی در منطقه کاهش می‌یابد و دمای سطح دریا در حال افزایش است. ذکر این نکته لازم است که نگارندگان مطالعه حاضر، در مطالعه‌ای، در دست‌انتشار، دمای سطح دریا را در دریای عمان با استفاده از همین تکنیک‌ها و در همین بازه زمانی بررسی کردند و متوجه شدند که، در طی این سیزده سال، SST روندی صعودی در این منطقه داشته است. در همین زمینه، پایونتکوسکی و چیفینگ (۲۰۱۴) نیز در مطالعه‌ای به روند افزایشی دمای سطح دریا و روند کاهشی سرعت باد در بیشتر مناطق دریای عمان و بخش‌های غربی دریای عرب اشاره کردند. بنابراین، با توجه به این نتایج، اثرهای تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی بر سرعت باد سطحی و دمای سطح دریا در دریای عمان بسیار محتمل می‌رسد. نکته مهمی که در این بخش باید به آن اشاره کرد تأثیرات مهم دریای عمان در وضعیت آب‌وهوای مناطق ساحلی است و نقش مهم آن در شکل‌گیری چرخه‌های مانسونی منطقه. این چرخه‌ها نقشی اساسی در الگوی باد و بارش بخش‌های جنوب‌شرقی ایران دارند؛ به‌گونه‌ای که بارش‌های پراکنده‌ای که در استان‌های سیستان و بلوچستان و هرمزگان در ایران در فصول گرم سال رخ می‌دهد نیز متأثر از این مانسون‌هاست. بنابراین، تغییرات سرعت باد سطحی و دمای سطح دریای عمان می‌تواند اثرهای متعددی در شکل‌گیری چرخه‌های مانسونی داشته باشد و در پی آن الگوی باد و بارش مناطق جنوب‌شرقی کشور را نیز دچار تغییر کند. از دیدگاه دریایی نیز تغییرات SST و SWS می‌تواند باعث ایجاد تغییر در الگوی شکل‌گیری چرخه‌های دمایی دریای عمان شود و حیات آبریان را با خطر روبه‌رو کند. با این تفاسیر، پایش مستمر دمای سطح دریا، سرعت باد، و سایر عناصر جوی، اقلیمی، و اقیانوسی که متأثر از آن‌ها هستند در دریای عمان امری ضروری به‌نظر می‌رسد.

منابع

- اولیازاده، ن. (۱۳۸۹). مطالعه اثرات مونسون بر روی یک جبهه میان مقیاس اقیانوسی (رأس الحد)، پایان نامه کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- ترابی آزاد، م.؛ علی اکبری بیدختی، ع.ع. و صالحیان فر، ح. (۱۳۹۵). مطالعه اثر متقابل دمای سطحی آب دریا بر سرعت باد سطحی با استفاده از داده‌های میدانی و ماهواره‌ای در خزر جنوبی (استان مازندران)، فصل‌نامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی، ۲۵(۹۷): ۱۱۷-۱۲۷.
- ترابی آزاد، م. و محمدی، ع. (۱۳۹۴). مطالعه دمای سطحی آب دریا (SST) و سرعت باد در سواحل استان هرمزگان براساس داده‌های ماهواره‌ای، پژوهش‌های علوم و فنون دریایی، ۱۰ (۳): ۸۱-۹۱.
- رضیعی، ط. و ستوده، ف. (۱۳۹۶). بررسی دقت مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت جوی (ECMWF) در پیش‌بینی بارش مناطق گوناگون اقلیمی ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۴(۱): ۱۳۳-۱۴۷.
- صادقی‌نیا، ع.؛ علیجانی، ب.؛ ضیائی‌ان، پ. و خالدی، ش. (۱۳۹۲). کاربرد تکنیک‌های خودهمبستگی فضایی در تحلیل جزیره حرارتی شهر تهران، مجله تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۳۰: ۶۷-۹۰.
- عسگری، ع. (۱۳۹۰). تحلیل‌های آمار فضایی با ArcGIS، تهران: انتشارات سازمان فناوری اطلاعات و ارتباطات شهرداری تهران.
- یاراحمدی، د.؛ حلیمی، م. و زارعی چقالبکی، ز. (۱۳۹۴). تحلیل فضایی بارش ماهانه شمال غرب ایران با استفاده از آماره خودهمبستگی فضایی، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴۷(۳): ۴۵۱-۴۶۴.
- محمدزاده، م. (۱۳۸۵). آشنایی با آمار فضایی، نشریه دانشجویی آمار (ندا)، ۴(۲): ۱-۱۲.
- Anselin, L. (1992). Spatial data analysis with GIS: an introduction to application in the social sciences, National Center for Geographic Information and Analysis University of California, Santa Barbara, CA 93106, Technical Report, 10-92.
- Asgari, A. (2011). *Spatial Statistic Analysis with ArcGIS*. Information and Communication Technology Organization of Tehran Municipality Publication, Tehran, First Edition. (In Persian)
- Balyani, S.; Khosravi, Y.; Ghadami, F.; Naghavi, M. and Bayat, A. (2017). Modeling the spatial structure of annual temperature in Iran, *Model. Earth Syst. Environ.* 3: 581-593.
- Chow, C.H. and Liu, Q. (2012). Eddy effects on sea surface temperature and sea surface wind in the continental slope region of the northern South China Sea, *Geophysical Research Letters*, 39: L02601.
- Cliff, A.D. and Ord, J.K. (1981). *Spatial processes: models & applications*, No 44, London.
- Getis, A. and Ord, J.K. (1992). The analysis of spatial association by use of distance statistics, *Geogr Anal*, 24(3):189-206.
- Goodchild, M.F. (1986). Spatial Autocorrelation, *CATMOG* 47; Norwich, UK, PP. 6-25.
- Illian, J.; Penttinen, A.; Stoyan, H. and Stoyan, D. (2008). *Statistical analysis and modeling of spatial point patterns*, Wiley, London.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2013). Climate Change 2013: The physical science basis. Working Group I contribution to the IPCC Fifth Assessment Report. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press. www.ipcc.ch/report/ar5/wg1.
- Katsaros, K.B. and Soloviev, A.V. (2004). Vanishing Horizontal Sea Surface Temperature Gradients at Low Wind Speeds, *Boundary-Layer Meteorology*, 112(2): 381-396.

- Khosravi, Y.; Lashkari, H. and Asakereh, H. (2017). Spatial variability of water vapour in south and southwest of Iran, *Quarterly Journal of MAUSAM*, 68(1): 9-22.
- Levine, N. (1996). Spatial statistics and GIS: software tools to quantify spatial patterns, *J Am Plann Assoc*, 62(3): 381-391.
- Minobe, S.; Yoshida, A.K.; Komori, N.; Xie, S.P. and Small, R.J. (2008). Influence of the Gulf Stream on the troposphere, *NATURE*, 452: 206-210.
- Mitchel, A. (2008). The ESRI guide to GIS analysis, volume 2: Spatial Measurements and Statistics, ESRI Press, Redlands, California.
- Mohammadzadeh, M. (2006). Introduction to Spatial Statistics, *NEDA; Student Statistical Journal*, 2: 1-12. (In Persian)
- O'Neill, L.W.; Chelton, D.B. and Esbensen, S.K. (2010). The Effects of SST-Induced Surface Wind Speed and Direction Gradients on Midlatitude Surface Vorticity and Divergence, *J Clim*, 23: 255-280.
- Oerder, V.; Colas, F.; Echevin, V.; Masson, S.; Hourdin, C.; Jullien, S.; Madec, G. and Lemarié, F. (2016). Mesoscale SST-wind stress coupling in the Peru-Chile current system: Which mechanisms drive its seasonal variability?, *Clim Dyn*, 47(7-8): 2309-2330.
- Oliazadeh, N. (2009). Study of Monsoon effects on a meso scale oceanic front (Ras Al Hadd), Physical Oceanography M.Sc Thesis, Islamic Azad University: Science and Research Branch. (In Persian)
- Pionkovski, S.A. and Chiffings, T. (2014). Long-Term Changes of Temperature in the Sea of Oman and the Western Arabian Sea, *International Journal of Oceans and Oceanography*, 8(1): 53-72.
- Pratchett, M.S.; Wilson, S.K.; Berumen, M.L. and McCormick, M.I. (2004). Sublethal effects of coral bleaching on an obligate coral feeding butterflyfish, *Coral Reefs*, 23(3): 352-356.
- Qu, B.; Gabric, A.J.; Zhu, J.N.; Lin, D.R.; Qian, F. and Zhao, M. (2012). Correlation between sea surface temperature and wind speed in Greenland Sea and their relationships with NAO variability, *Water Science and Engineering*, 5(3): 304-315.
- Raziei, T. and Sotoudeh, F. (2017). Investigation of the accuracy of the European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) in forecasting observed precipitation in different climates of Iran, *Journal of the Earth and Space Physics*, 43(1): 133-147. (In Persian)
- Ren, G.Y.; Guo, G. and Xu, M.Z. (2005). Climate changes of China's mainland over the past half century, *Acta Meteorol. Sin*, 63(6): 942-956.
- Reynolds, R.M. (1993). Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman—Results from the Mt Mitchell expedition, *Marine Pollution Bulletin*, 27: 35-59.
- Sadeginia, A.R.; Alijani, B.; Zeaiean Firouzabadi, P. and Khaledi, S. (2013). Application of Spatial autocorrelation techniques in analyzing the heat island of Tehran. *Journal of Applied research in Geographical Sciences*, 30: 67-97. (In Persian)
- Scott, L. and Getis, A. (2008). Spatial statistics. In Kemp K (ed) Encyclopedia of geographic informations, Sage, Thousand Oaks, CA.
- Song, L.C.; Gao, R. and Li, Y. (2014). Analysis of China's haze days in the winter half year and the climatic background during 1961-2012, *Adv. Clim. Change Res*, 5(5): 1-6.
- Stewart, R.H. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*, Texas A & M University, 57-59.
- Sun, S.; Fang, Y.; Liu, B. and Tana, (2016). Coupling between SST and wind speed over mesoscale eddies in the South China Sea, *Ocean Dynamics*, 66: 1467-1474.
- Torabi Azad, M. and Mohammadi, A. (2015). Study of Sea Surface Temperature (SST) & wind speed over coastal area of Hormozgan Province by satellite data, *Journal of Marine Science & Technology*, 10(3): 81-91. (In Persian)

- Torabi Azad, M.; Aliakbari Bidokhti, A. and Salehianfar, H. (2016). Study of Induction effect on Sea Surface Temperature (SST) induced surface wind variations over the Southern Caspian Sea by satellite and in-situ observations, *Scientific- Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, 25(97): 117-127. (In Persian)
- Wang, C. and Weisberg, R.H. (2001). Ocean circulation influences on sea surface temperature in the equatorial central Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 106: 19,515-19,526.
- Wang, Y.; Liu, Y.P. and Li, J.B. (2015). The effect of PM_{2.5}/PM₁₀ variation based on precipitable water vapor and wind speed, *J. Catastrophol*, 30(1): 5-7.
- Xie, S.P.; Deser, C.; Vecchi, G.A.; Ma, J.; Teng, H. and Wittenberg, A.T. (2010). Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall, *J. Climate*, 23: 966-986.
- Yamada, I. and Thill, J.C. (2007). Local indicators of network-constrained clusters in spatial point patterns, *Geographical Analysis*, 39(3): 268-292.
- Yarahmadi, D.; Halimi, M. and Zarei Chaghabalki, Z. (2015). Analysis of Spatial Patterns of Monthly Precipitation in West and Northwest Iran Using Spatial Autocorrelation, *Physical Geography Research Quarterly*, 47(3): 451-464. (In Persian)
- Zhang, G.J. and Mcphaden, M.J. (1995). Relationship between sea surface temperature and latent heat flux in the equatorial pacific, *J Clim*, 8: 589-605.
- Zhang, R.H.; Li, Q. and Zhang, R.N. (2014). Meteorological conditions for the persistent severe fog and haze event over eastern China in January 2013, *Sci. China Earth Sci*, 57(1): 26-35.