

J. Khoshhal, Phd
A. Ghangherme

E-mail: J. khoshhal@ltr.ui.ac.ir

جواد خوشحال، دانشیار گروه جغرافیای دانشگاه اصفهان
عبدالعظیم قانقرمه، دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه اصفهان

شماره مقاله: ۷۷۵

شماره صفحه پیاپی ۱۶۰۷۱-۱۶۰۹۴

شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر

چکیده

سطح آب دریای خزر، علاوه بر تغییرات چند ساله و فصلی، دارای تغییرات ناگهانی و با تداوم‌های ساعتی و روزانه نیز هست که بر اثر الگوهای گردشی جو ایجاد می‌شوند و برخی مواقع بعضی از این نوسان‌ها آنقدر شدید است که خسارات سنگینی را به فعالیت‌های اقتصادی و اجتماعی نواحی ساحلی وارد می‌سازد. هدف از این پژوهش، شناخت همدیدی عوامل موجد ترازهای توفانی سواحل جنوبی دریای خزر است تا از اطلاعات حاصل از شناخت آنها بتوان در برنامه ریزی‌های محیطی به منظور کاهش خسارات استفاده نمود. این پژوهش در سال ۱۳۸۶ در سواحل جنوبی دریای خزر با استفاده از داده‌های همدیدی و آمارهای ساعتی برگرفته از CDC و ایستگاه‌های تراز سنجی در منطقه به روش کتابخانه‌ای و به شیوه همدیدی و توصیفی در محدوده ۲۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی و ۲۰ درجه تا ۷۰ درجه شمالی انجام گرفت.

یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد که ترازهای توفانی بیش از ۵۰ سانتیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر بر اثر ورود سامانه‌هایی که از ده منطقه جغرافیایی به این شرح، دریای سرخ، مدیترانه شرقی، مدیترانه غربی، سیبری، شمال آفریقا، شمال اطلس شمالی، میانه اطلس شمالی، جنوب اطلس شمالی، دریای سیاه و نواحی قطبی منشا

می‌گیرند و به اشکالی با تیپ آرایشی زین، چرخند، واچرخند، زبانه‌های چرخندی و واچرخندی بر روی نقشه‌های همدیدی ظاهر می‌گردند، ایجاد می‌شود.

بررسی زمان وقوع و فراوانی سامانه‌های مختلفی که ترازهای توفانی را به وجود آورده‌اند و همچنین منشأ و مسیر حرکت آنها گویای آن است که نقش دریا به عنوان منبع انرژی یا تقویت کننده انرژی سامانه‌ها بسیار مؤثر بوده، به احتمال زیاد طول مسیر عبور این سامانه‌ها از روی دریا با بلندی ارتفاع ترازهای توفانی در ارتباط خواهد بود.

واژه‌های کلیدی: همدیدی، تراز توفانی دریا، آرایش زین، چرخند، واچرخند، برنامه‌ریزی

محیطی

مقدمه

در تمام سال‌ها علاوه بر نوسان‌های فصلی در یک یا چند نوبت سطح آب دریای خزر از خط تراز معمول خود به شکل ناگهانی و با تداوم‌های ساعتی و روزانه بالا می‌آید که بر اثر آن، آب سواحل را اشغال کرده، به اماکن، تأسیسات صنعتی و بندری، حتی زیرساخت‌های شهری یا روستایی مستقر در سواحل آسیب می‌رساند و به این طریق خسارت سنگینی را به ساکنان و اقتصاد کشور وارد می‌سازد. با شناخت اینکه سطح آب به چه میزان و در چه فواصل زمانی و در چه موقعی بالا می‌آید و با برنامه‌ریزی‌های محیطی براساس آن می‌توان این خسارت‌ها را از بین برد یا تا حدود زیادی کاهش داد، بنابراین، هدف از این پژوهش نیز شناسایی این موارد است.

وردشها و افت و خیزهای سطح آب نسبت به خط تراز آب و همچنین وردشها و افت و خیزهای تراز آب حول میانگین و در بازه‌های زمانی مختلف متفاوت است؛ مثلاً در نرده‌های زمانی تاریخی افت و خیزهای رخ دهنده در حدود ۳۰۰ سال و وردشهای منظم وقوع یابنده بین ۸۰ تا ۱۰۰ سال بطول می‌انجامد (قانقرمه، ۱۳۸۴: ۴). در حالی که در

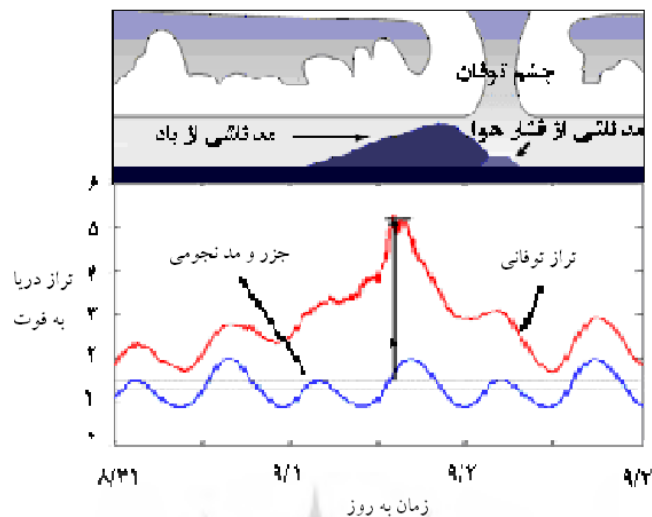
شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۳۳

نرده‌های کوتاه تر بالا و پایین رفتن سطح آب در این دریا به شکل دوره‌ای نیست و عموماً از شرایط اقلیمی حاکم بر بخش‌های مختلف آن در همان زمان ناشی می‌شود. بنابراین، تغییرات روزانه و لحظه‌ای آب را می‌توان از روی عوامل به وجود آورنده شرایط اقلیمی؛ یعنی تغییرات الگوهای گردش جوی شناسایی و برآورد نمود.

از میان روش‌های شناسایی الگوهای گردش جوی روش همدید به دلیل همه جانبه بودن و اینکه همه روزه در چند نوبت داده‌های آن توسط سازمان‌های هواشناسی ملی اندازه گیری می‌شود و نقشه‌های آن توسط موسسات ملی و بین‌المللی ترسیم و اعلام می‌گردد، می‌تواند دقیق تر بوده، برای پیش‌یابی رخدادها و اعلام بموقع آنها به مسئولان ذی‌ربط و مردم مؤثرتر باشد. به همین دلیل، در این پژوهش روش همدید انتخاب شده است.

منظور از تراز توفانی در این پژوهش، تغییرات ناگهانی سطح آب دریا بر اثر عوامل جوی است. در نقاط مختلف دنیا به این پدیده نامهای متفاوتی داده شده است، نظیر؛ برکشند توفان^۱، مهکشند جوی^۲، تراز خیزش آب^۳، موج فرازدو^۴ و غیره، که البته هر یک از این واژه‌ها دارای مکانیسم خاص خود است؛ مثلاً برکشند توفان، یورش آب است که هماهنگ با یورش یک سامانه فشار جوی به سمت ساحل رخ می‌دهد. به سبب فشاری که بر اثر سرعت زیاد باد ناشی از سامانه جوی بر سطح آب دریا وارد می‌شود، آب در ساحل بالا می‌آید، یا مهکشند جوی، این توفان تقویت کننده مهکشندهاست، در حالی که موج فرازدو، بالاروی سطح آب بر اثر امواج واقع در کنار ساحل است. شایان ذکر است که ترازهای توفانی در نواحی ساحلی علاوه بر شدت، اندازه، سرعت و مسیر توفان، به پیکره عمومی خط ساحلی و توپوگرافی بستر دریا در نزدیک ساحل نیز بستگی دارد.

-
- 1 - Storm Surge
 - 2 - Storm Tide
 - 3 - Setup Water Level
 - 4 - Wave Run-up



تصویر (۱) اثر مد توفان بر سطح دریا و مد نجومی

ارتفاع ترازهای توفانی در سواحل دریای خزر گاه به چندین متر نیز می‌رسد؛ مثلاً در سواحل کشور قزاقستان ارتفاع این تراز تا حدود ۴/۵ متر نیز مشاهده شده است (منصوری، ۱۳۷۴: ۲۸). در سواحل جنوب شرقی دریای خزر نیز بالاترین این ترازها به ارتفاع بیش از یک متر می‌رسد. در تاریخ ۱۹/۰۳/۱۹۹۶، دستگاه‌های ثابت ارتفاع ۱۰۸ سانتیمتری را در سواحل جنوب شرقی گزارش کردند. تصویر شماره (۱)، چگونگی اثر مد توفان را بر سطح دریا نشان می‌دهد.

پیشینه تحقیقات:

اکثر پژوهش‌هایی که در مورد ترازهای توفانی دریاها و از آن جمله دریای خزر انجام گرفته به صورت آماری بوده و عموماً توسط مدل‌های ریاضی نسبت به برآوردهای رخداد حداکثرهای تراز در دوره‌های مختلف و بخصوص دوره‌های صد ساله محدود شده است. این مطالعات اگرچه برای برنامه ریزی ایجاد و احداث اماکن و تاسیسات بندری می‌توانند مفید واقع شوند، اما برای پیش بینی رخداد و هشدار به موقع به مسؤولان و مردم برای مقابله چندان مناسب نخواهند بود.

شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۳۵

اگرچه تحقیقات متعددی در مورد شناسایی سامانه‌های گردشی و مسیریابی آنها در سراسر دنیا و از آن جمله در نیمکره شمالی و نواحی معتدل و حتی کشورمان انجام گرفته است، اما در مورد اثرگذاری این سامانه‌ها بر مناطق ساحلی مورد تهاجم کمتر کار شده است. از اولین تحقیقات مسیریابی می‌توان به کار وان بیبر (۱۸۸۲) اشاره نمود. بعدهاهای (۱۹۴۹)، ساویر (۱۹۵۶) و توماس (۱۹۶۰) چرخندهای مؤثر بر اروپای شمال غربی را شناسایی نموده و آنها را مسیریابی کردند. اخیراً این پژوهش‌ها به صورت عددی بازنگری شده‌اند (بتز و همکاران، ۲۰۰۴: ۲۲۸). لمب (۱۹۷۲) نیز براساس قرارگیری سامانه‌های پر فشار و کم فشار بر روی یا اطراف بریتانیا، جهت ورود سامانه‌های همدیدی به بریتانیا و جهت وزش جریان‌های هوایی را شناسایی نمود. مسیرهای چرخندهی خاورمیانه نیز توسط علیجانی (۱۳۶۶) شناسایی گردید.

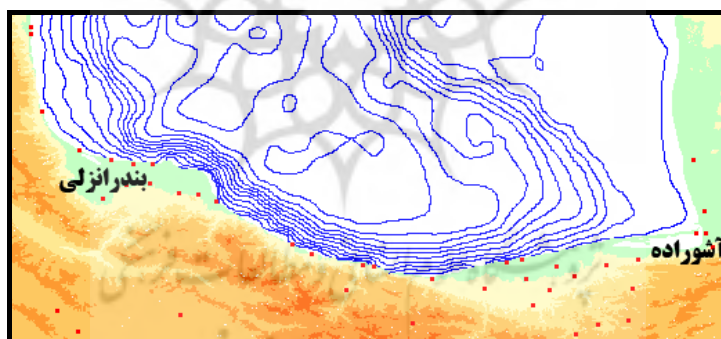
از جمله مهمترین مطالعات مربوط به اثرگذاری سامانه‌های همدیدی بر سطح دریاها می‌توان به کارهای دیویس و همکارانش (۱۹۹۳) اشاره کرد. وی نقشه‌های سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای توصیف موج‌های مؤثر بر جزایر سدی سواحل اقیانوس اطلس آمریکا استفاده کرد. همچنین هولت (۱۹۹۹) نیز در مطالعه دیگری، مدت توفان‌های دریای ایریش و دریای شمال را بررسی نمود و اثبات کرد که فشار هوا تنها عامل هماهنگ با تیپ اقلیم موجد مدت توفان است و فعالیت مدت توفان هم بازتابی از فعالیت‌های جوی است. همچنین، ارتفاع تراز نیز تابعی از توان نیرو است. بتز و همکارانش (۲۰۰۴) رخداد توفان‌های زمستانی موجد مدت‌های توفانی را در شرق اقیانوس اطلس مطالعه کردند. آنها با استفاده از داده‌های فشار سطح دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه‌ای را از جنوب غرب تا شمال غرب فرانسه و جنوب غرب انگلیس بررسی کردند و مسیرها و شدت چرخندهای موجد ترازهای توفانی را مشخص نمودند.

خوشحال (۱۳۷۶) نیز اثر سامانه‌های همدیدی را بر روی سواحل جنوبی دریای خزر بررسی نمود. وی ارتباط سامانه‌های چرخندی و واچرخندی را بر روی سطح دریا و نیز ریزش‌های جوی بالاتر از ۱۰۰ میلیمتر در این سواحل شناسایی کرد. جهانبخش و همکار

(۱۳۷۸) نیز اثر واچرخند سیبری را بر روی دریای خزر و ریزش باران‌ها در سواحل جنوب غربی مطالعه نمود. اما تا کنون هیچ گونه مطالعه همدیدی در مورد اثر سامانه‌های جوی بر ترازهای توفانی سواحل جنوبی دریای خزر انجام نگرفته و این پژوهش، اولین مورد مطالعه در این باره است.

محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه پژوهش حاضر، سواحل جنوبی دریای خزر در شمال کشورمان را در بر می‌گیرد که از نظر تقسیمات سیاسی سه استان گلستان، مازندران و گیلان را در خود جای داده است. نوار ساحلی در این منطقه، نسبت به سطح آبهای آزاد ۲۶ متر پایین تر قرار دارد. منطقه مذکور بین $36^{\circ} 34'$ تا $38^{\circ} 28'$ عرض شمالی و $50^{\circ} 48'$ و $54^{\circ} 02'$ طول شرقی واقع شده است (تصویر شماره ۲).



تصویر شماره (۲) نقشه محدوده مورد مطالعه و موقعیت ایستگاه‌های ترازسنجی

مواد و روش‌ها

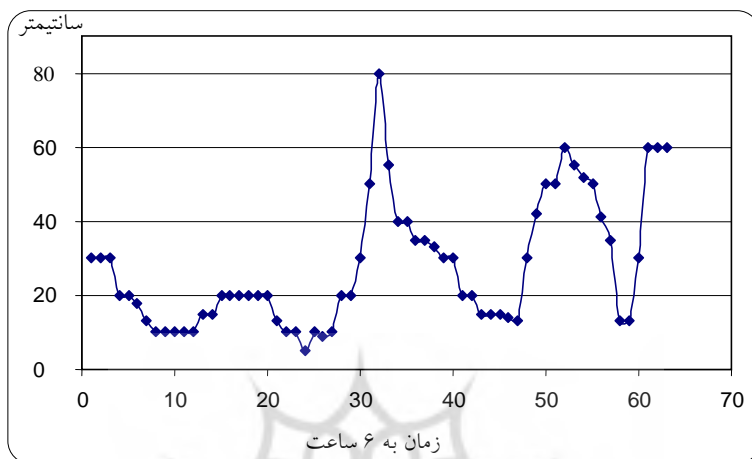
این پژوهش به روش کتابخانه‌ای و به شیوه همدیدی برای سواحل جنوبی دریای خزر در دانشگاه اصفهان انجام گرفت. ابتدا داده‌های ترازهای توفانی ایستگاه‌های آشوراده و بندرانزلی برای ساعات ۰، ۶، ۱۲ و ۱۸ به وقت محلی از آغاز تأسیس تا سال ۱۳۸۵ از

شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۳۷

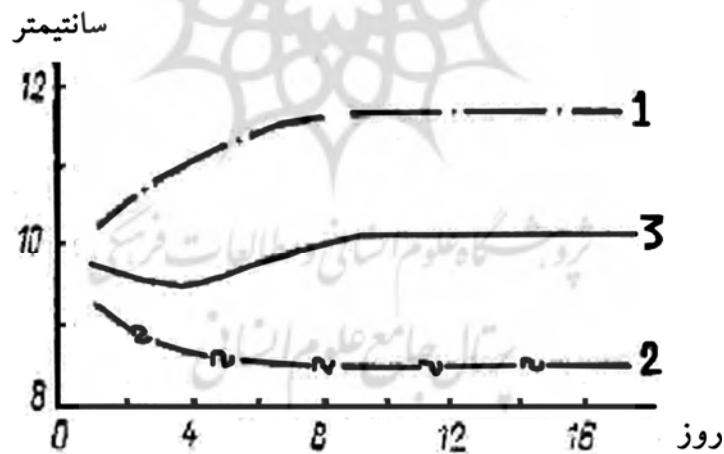
بانک اطلاعات آب و هواشناسی مرکز ملی مطالعات و تحقیقات دریای خزر وابسته به مؤسسه تحقیقات آب وزارت نیرو اخذ گردید. این اطلاعات بر اساس رهنمود مالینین (۱۹۹۴) برای جداسازی اطلاعات مربوط به تغییرات تراز دریا از تغییرات ناشی از پدیده‌های جوی پالایش گردیده است و تغییراتی از تراز دریا که بر اثر عوامل غیر جوی، نظیر: جزر و مد و بیلان آب دریاچه بود، کنار گذاشته شد. آنگاه این اطلاعات توسط نرم افزار اکسل سورت شده، ترازهای توفانی که ارتفاع آنها ۵۰ سانتیمتر و بالاتر بودند، برای مطالعه انتخاب گردید. به این طریق در ایستگاه بندرانزلی (از سال ۱۳۲۰ تا ۱۳۸۵) ۳۳ و در ایستگاه آشوراده (از سال ۱۳۶۱ تا ۱۳۸۲) ۲۳ مورد تراز توفانی بالاتر از ۵۰ سانتیمتر باقی ماند. پس از آن، اطلاعات بادهای مداری و نصف النهاری و همچنین ارتفاع ژئوپتانسیل متر برای سطوح ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی از سایت سازمان هواشناسی و اقیانوس شناسی امریکا (نوا) برای دوره‌های همزمان با شروع تا خاتمه تراز توفانی منتخب برای مطالعه دریافت شد و سپس اطلاعات مذکور توسط نرم افزارهای SURFER و ARCVIEW و همچنین نرم افزار مبدل داده‌ها که توسط مرکز ملی مطالعات و تحقیقات دریای خزر تهیه شده است، به نقشه تبدیل گردید. نقشه‌های مذکور تحلیل شده و سامانه‌های همدیدی (مرکز پرفشار، مرکز کم فشار، زبانه‌های پرفشار و زبانه‌های کم فشار و...) بر روی دریای خزر و نواحی مجاور آنها شناسایی شد.

برای تشخیص چگونگی تشکیل منشأ و مسیر سامانه‌های همدیدی موجود در نقشه‌های روزهای تراز توفانی اطلاعات مربوط مجدداً برای روزهای قبل از رسیدن به دریای خزر از سایت نوا اخذ گردید و به نقشه تبدیل شد. آنگاه روی نقشه‌های تهیه شده منشأ، مسیر و سرعت حرکت آنها تا رسیدن به دریای خزر شناسایی شد. اطلاعات مربوط به این سامانه‌ها طبقه بندی و جدول‌های مربوط استخراج شدند (جداول ۱، ۲ و ۳). به منظور تیپ بندی سامانه‌های همدیدی موجود بر روی نقشه‌های تولیدی در روزهای رخداد ترازهای توفانی، اطلاعات ژئوپتانسیل متر ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی و بادهای مداری و نصف النهاری همزمان با آغاز تراز توفانی منتخب در سطح دریا تا نقطه اوج این ترازها با

استفاده از نرم افزار S-PLUS2000 به روش آرایش مکان در زمان تحلیل خوشه‌ای گردید و به این طریق شش شاخص برای آنها معرفی شد (تصویر شماره ۵).

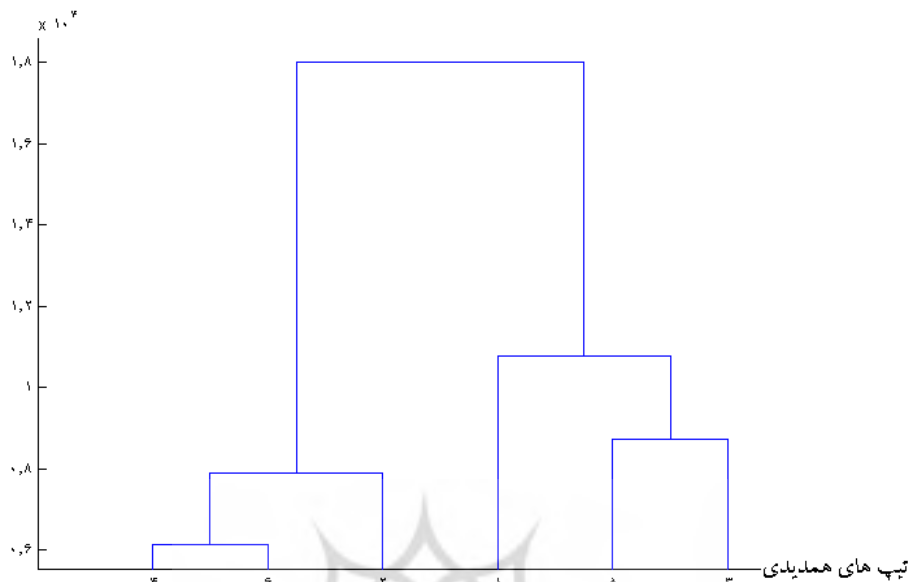


تصویر شماره (۳) نمودار ترازهای توفانی قابل مشاهده از مشاهدات ساعتی سواحل جنوبی دریای خزر



تصویر شماره (۴) نمودار رابطه تغییرات تراز آب دریا (Δh_c) با دوره میانگین داده‌های اولیه (مالینین ۱۹۹۴) - ۱- سواحل غربی ۲- سواحل شرقی و ۳- کل دریا

شناسایی و معرفی الگوهای همیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۳۹



تصویر شماره (۵) دندروگرام تحلیل خوشه‌ای نقشه‌های همیدی زمان رخداد تراز توفانی بالاتر از ۵۰ سانتیمتر

نتایج پژوهش

از تعداد ۵۶ تراز توفانی منتخب (۵۰ میلیمتر و بیشتر) در سواحل جنوبی دریای خزر، ۳۳ مورد در ایستگاه بندرانزلی و ۲۳ مورد دیگر در ایستگاه آشوراده ثبت شده بود. از ترازهای توفانی رخ داده در بندرانزلی ۷۹ درصد آنها توسط سامانه‌های واچرندگی و ۲۱ درصد باقیمانده توسط سامانه‌های چرخندی به وجود آمده بودند. همچنین از ترازهای توفانی ایجاد شده در ایستگاه آشوراده ۶۱ درصد توسط سامانه‌های چرخندی و ۳۹ درصد دیگر به وسیله سامانه‌های واچرندگی به وقوع پیوسته بودند. از نظر زمانی نیز بیشترین ترازهای توفانی مربوط به ایستگاه بندر انزلی در فصول پاییز و زمستان و بیشترین آنها در ایستگاه آشوراده در فصول پاییز و بهار رخ داده بود.

بررسی سامانه‌های رخ داده در ایستگاه‌های واقع در سواحل جنوب غربی و جنوب شرقی دریای خزر نشان داد که این سامانه‌ها از ده منطقه جغرافیایی در نیمکره شمالی منشأ

می‌گیرند. این مناطق عبارتند از: ۱- دریای سرخ؛ ۲- مدیترانه شرقی؛ ۳- مدیترانه غربی؛ ۴- سیبری؛ ۵- آفریقای شمالی؛ ۶- شمال اطلس شمالی؛ ۷- میانه اطلس شمالی؛ ۸- جنوب اطلس شمالی؛ ۹- دریای سیاه و ۱۰- نواحی قطبی. همچنین فراوانترین سامانه‌های موجد ترازهای توفانی بالاتر از ۵۰ سانتیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر را سامانه‌های واچرخندی تشکیل می‌دهد (۶۴ درصد واچرخندی و ۳۶ درصد چرخندی جدول شماره ۱). علاوه بر آن، همزمان با رخداد سامانه‌های موجد ترازهای توفانی بالاتر از ۵۰ سانتیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، رودباد جبهه قطبی در نقشه‌های ترازهای بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مشاهده می‌شود.

با طبقه بندی الگوهای پربندی سامانه‌های موجد ترازهای توفانی در روز رخداد توفان‌ها به روش خوشه‌ای، مشخص شد که این الگوها در شش خوشه جای می‌گیرند. بنابراین، ما با توجه به آرایش چگونگی اشکال ایجاد شده در نقشه‌های تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی و به منظور سهولت در تحلیل، آنها را به چهار تیپ به شرح زیر نام گذاری کرده ایم که عبارتند از :

الف - تیپ‌های زین مانند

ب - تیپ چرخندی

ج - تیپ واچرخندی

د - تیپ‌های زبانه‌ای

الف - تیپ زین مانند

این تیپ به دو نوع کامل و ناقص تقسیم می‌گردد :

نوع اول زین کامل: در این تیپ همان گونه که در تصویر شماره (۶) خوشه ششم از الگوی پربندی ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی دیده می‌شود، یک زین کامل در محدوده نقشه به وجود می‌آید که بخش‌های واچرخندی آن از تقریباً جنوب غرب به شمال شرق و بخش‌های چرخندی آن از شمال غرب به جنوب شرق قرار گرفته و بخش فروافتاده آن از شمال به جنوب بر روی دریای خزر قرار می‌گیرد. در نقشه پربندی ۵۰۰ هکتوپاسکالی،

شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۴۱

این تیپ یک فرود در غرب دریای خزر بر روی قفقاز و یک فراز در شرق این دریا واقع شده است که محور آن به ترتیب مشابه جهت سامانه‌های واچرخندی و چرخندی نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی است. الگوی باد نیز در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی این تیپ، همگرایی شدیدی را از شمال به جنوب بر روی دریای خزر نشان می‌دهد.

نوع دوم زین ناقص: این تیپ در تصویر شماره (۶) خوشه اول نشان داده شده است. همانگونه که در این تصویر دیده می‌شود، الگوی پربندی ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی این نوع، مشابه نوع اول است؛ با این تفاوت که زین تضعیف شده و سامانه چرخندی جنوبی به سمت شمال حرکت کرده و فروافتادگی بین واچرخندها را گسترش داده است. آرایش پربندی ۵۰۰ هکتوپاسکالی این نوع، نیز مشابه نوع اول است؛ با این تفاوت که از عمق فرود و ارتفاع فراز کاسته شده است. الگوی باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز تفاوت کرده و به شکل یک چرخند در جنوب شرق منطقه در آمده است.

ب - تیپ چرخندی

تصویر شماره (۶) خوشه چهارم این تیپ را به نمایش می‌گذارد. در این تیپ بر روی نقشه پربندی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی یک چرخند قوی از سمت جنوب غرب به سمت شمال شرق بر روی دریای خزر قرار می‌گیرد و سامانه واچرخندی آسیایی را به سمت شمال شرق عقب می‌راند. در نقشه پربندی ۵۰۰ هکتوپاسکالی یک فراز قوی در شرق اقیانوس اطلس و غرب اروپا و یک فرود قوی در غرب دریای خزر بر روی قفقاز واقع می‌شود؛ به طوری که خزر از جنوب به شمال بر روی قسمت جلوی این فرود قرار می‌گیرد. الگوی بادها در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز یک حرکت چرخندی را دقیقاً در محل چرخند مذکور در این تراز تشکیل می‌دهد و در سواحل غربی نیز بادها همگرا می‌گردند.

ج - تیپ واچرخندی

همان گونه که در تصویر شماره (۶) خوشه سوم دیده می‌شود، در نقشه ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی این تیپ، چرخند وسیع و قدرتمندی در شمال شرق دریای خزر جای گرفته و زبانه‌ای از آن، از جهت شمال شرق به جنوب غرب بر روی دریای خزر واقع شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی این تیپ، یک فرود قوی در غرب مدیترانه و یک فراز نیز تقریباً از جنوب غرب به شمال شرق بر روی دریای خزر قرار می‌گیرد. الگوی بادها هم در این تراز تقریباً از شمال شرق به جنوب غرب جریان دارد.

د - تیپ‌های زبانه‌ای

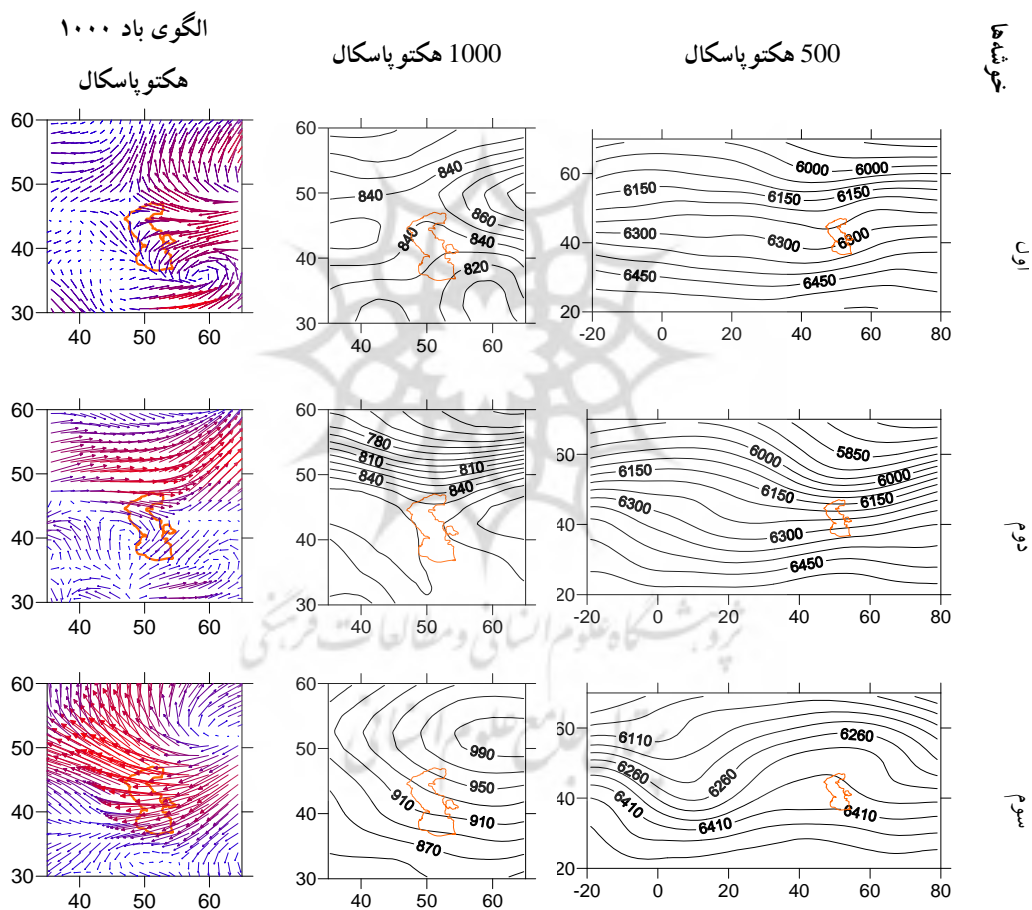
این تیپ به دو صورت زبانه‌ای چرخندی و واچرخندی در ایجاد ترازهای توفانی اثر می‌گذارد:

نوع اول چرخندی: همان گونه که در تصویر شماره (۶) خوشه دوم دیده می‌شود، در این تیپ یک چرخند قوی در شمال شرق دریای خزر واقع در بالای مدار ۶۰ درجه تشکیل می‌شود که زبانه آن از جهت شمال شرق به جنوب غرب به سمت دریای خزر نفوذ کرده است و بر روی این دریا به سمت جنوب کشیده می‌شود. در نقشه پربندی ۵۰۰ هکتوپاسکالی هم دقیقاً به جای چرخندی که بر روی نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی قرار داشت، یک فرود قوی از شمال به جنوب کشیده می‌شود که محور آن از شمال دریای خزر گذشته، در غرب آن قرار می‌گیرد. الگوی بادها در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی نیز یک حرکت چرخندی ضعیف را در جنوب شرق خزر نشان می‌دهد.

نوع دوم واچرخندی: در این نوع (تصویر شماره (۶) خوشه پنجم)، در نقشه پربندی ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی یک زبانه واچرخندی قوی از سمت شرق به روی دریای خزر کشیده شده می‌شود و باعث به عقب راندن فرود شمال شرق به جنوب غرب چرخند شمال شرق مدار ۶۰ درجه به سمت غرب دریای خزر می‌گردد. در نقشه پربندی ۵۰۰

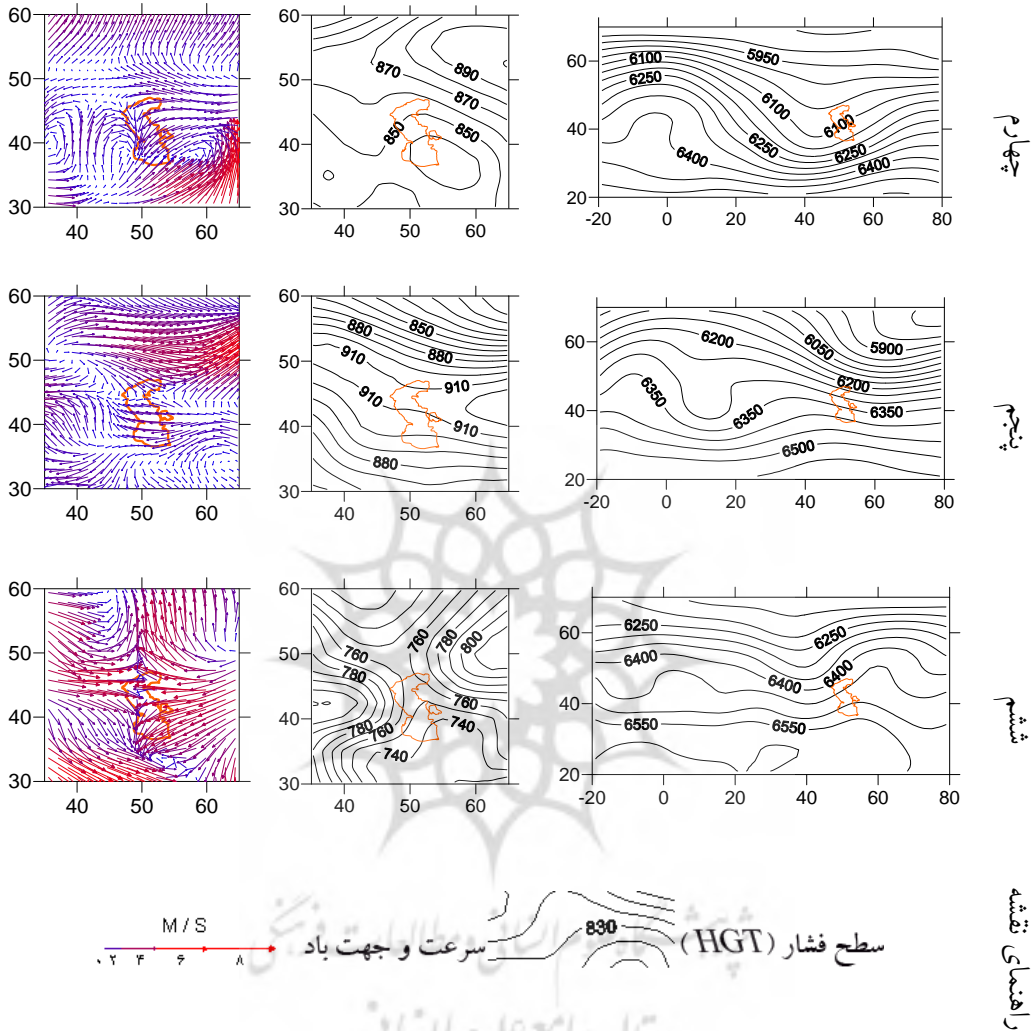
شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۴۳

هکتوپاسکالی یک فراز از جنوب، در حوالی مدار ۵۰ درجه شرقی به طرف شمال غرب تا منطقه قفقاز و دریای سیاه بالا آمده و فرود شمال شرق مدار ۶۰ درجه شمالی را تا بخش میانی دریای خزر به عقب رانده است؛ به طوری که محور این فرود در شرق دریای خزر واقع شده است. نقشه الگوهای باد وجود حرکت و اچرخندی را در جنوب شرق خزر تا بخش میانی این دریا به نمایش می گذارد.



تصویر شماره (۶) الگوهای گردشی سطح ۵۰۰ و ۱۰۰۰ میلیبار مؤثر بر ترازهای توفانی بیش از ۰.۵ متر سواحل جنوبی خزر

ادامه تصویر شماره (۶)



بحث و نتیجه گیری

جدول شماره (۱) توزیع زمانی ترازهای توفانی سواحل جنوبی دریای خزر را نشان می‌دهد. به طوری که در این جدول دیده می‌شود. بالاترین تعداد رخداد این توفان‌ها در ماه‌های سرد سال اتفاق می‌افتد. مقایسه رخداد ترازهای توفانی در ایستگاه‌های بندرانزلی و

شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۴۵

آشوراده نشان می‌دهد که در ایستگاه آشوراده نسبت چرخندها به واچرخندها در حدود ۶۱ درصد است. در حالی که در ایستگاه بندرانزلی این نسبت به ۲۱ درصد می‌رسد. به عبارت دیگر، در ایستگاه بندرانزلی واچرخندها اهمیت بیشتری دارند. به احتمال زیاد علت فراوانی بیشتر چرخندهای مؤثر در جنوب شرق و واچرخندهای مؤثر در جنوب غرب جهت مسیر حرکت آنها از روی دریا است، زیرا همان گونه که می‌دانیم، در نیمکره شمالی چرخندها از جنوب غرب به شمال شرق و واچرخندها عموماً از شمال شرق به جنوب غرب حرکت می‌کنند. بنابراین، چرخندهایی که از جنوب غرب می‌آیند، در جنوب غرب دریای خزر ضعیف خواهند بود، زیرا مسیر آنها از روی آب کوتاه است؛ در عوض، وقتی از غرب به شرق حرکت می‌کنند، آبرگیری کرده، نیروی آنها افزایش می‌یابد. عکس این حالت هم در مورد واچرخندها صادق است زیرا مسیر آنها بر روی خزر از شرق به غرب بوده، بنابراین، وقتی به سمت جنوب غربی می‌رسند جبهه نسیم دریای حاصل از آنها تقویت شده، آشفتگی شدیدتری را ایجاد می‌کند. جهت حرکت بادها در این سامانه‌ها نیز به همین شیوه است.

جدول شماره (۲)، منشأ سامانه‌های موجد ترازهای توفانی را در دوره آماری (۸۵-۱۳۲۰) در سواحل جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد. به طوری که در این جدول آمده است، در مجموع ۸۳ سامانه، ۵۶ تراز توفانی بالای ۵۰ سانتیمتر را ایجاد کرده اند، به عبارت دیگر، بعضی ترازها بر اثر دو یا سه سامانه متوالی ایجاد شده اند. منشأ این سامانه‌ها از ده منطقه جغرافیایی شامل دریای سرخ (۱)، مدیترانه غربی (۲)، مدیترانه شرقی (۳)، سبیری (۴)، افریقای شمالی (۵)، شمال اطلس شمالی (۶)، میانه اطلس شمالی (۷)، جنوب اطلس شمالی (۸)، دریای سیاه (۹) و نواحی قطبی (۱۰) حرکت کرده اند. تصویر شماره ۹، منشأ و مسیر حرکت سامانه‌ها را در طول دوره آماری نشان می‌دهد. به طوری که در این تصویر دیده می‌شود، از منطقه مدیترانه و دریای سرخ، بیشتر چرخندها، ولی از سایر مناطق بیشتر واچرخندها به طرف این دریا حرکت کرده‌اند.

جدول شماره (۱) فراوانی زمانی سیستم‌های اثر گذار بر سواحل جنوبی دریای خزر

ماه	بندرانزلی		آشوراده		مجموع سامانه‌ها	
	چرخند	واچرخند	چرخند	واچرخند	چرخندها	واچرخندها
ژانویه	۴	۸	--	۱	۴	۹
فوریه	--	۲	--	--	--	۲
مارس	--	۳	۷	۲	۷	۵
آوریل	--	۴	۲	۴	۲	۸
می	--	--	۲	--	۲	--
ژوئن	--	--	۲	۱	۲	۱
ژولای	--	--	--	--	--	--
آگوست	--	--	--	--	--	--
سپتامبر	--	--	--	۱	--	۱
اکتبر	۱	۴	۱	--	--	۴
نوامبر	۴	۸	۴	۱	۸	۹
دسامبر	۲	۱۲	۱	۲	۳	۱۴
مجموع به درصد	۲۱	۷۹	۶۱	۳۹	۳۶	۶۴

مطالعه رودبادها در زمان رخداد سامانه‌های جوی موجب ترازهای توفانی نشان داد که همه این سامانه‌ها، هم‌زمان با حضور رودبادها شکل گرفته‌اند. تصویر شماره (۸) میانگین مسیرها و موقعیت رودبادها را در زمان رخداد سامانه موجب ترازهای توفانی نشان می‌دهد. همان‌گونه که می‌دانیم، چرخندها در شمال رودباد و واچرخندها در جنوب رودباد تقویت می‌شوند (اورلانسکی، ۱۹۹۷: ۲۵۷۷). با توجه به موقعیت مسیر رودبادها در منطقه مشخص می‌شود که این رودبادها از نوع جبهه قطبی هستند (کیت بوش، ۱۳۷۳: ۱۲).

شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۴۷

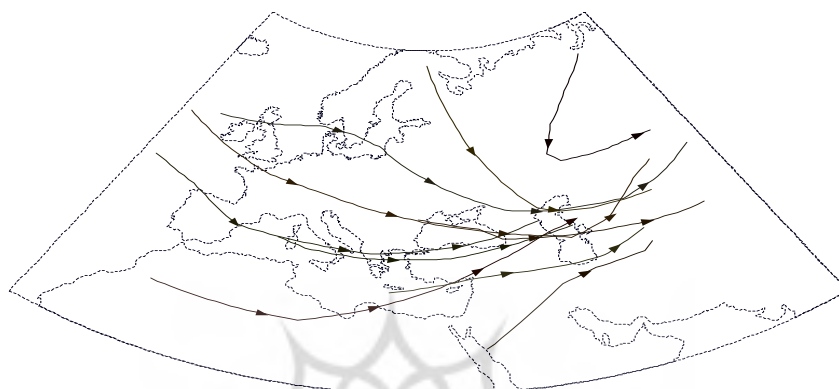
جدول شماره (۲) منشأ و فراوانی سامانه‌های مؤثر بر ترازهای توفانی سواحل جنوبی دریای خزر

ردیف	نام منطقه جغرافیایی	تعداد چرخندها	تعداد وچرخندها
۱	دریای سرخ	۲	--
۲	مدیترانه غربی	۶	۲
۳	مدیترانه شرقی	۵	۱
۴	سیبری	--	۳
۵	شمال افریقا	۲	۵
۶	شمال اطلس شمالی	۵	۱۰
۷	میانه اطلس شمالی	۵	۱۶
۸	جنوب اطلس شمالی	۲	۵
۹	دریای سیاه	۱	۴
۱۰	منطقه قطبی	۲	۶
۱۱	مجموع	۳۰	۵۲

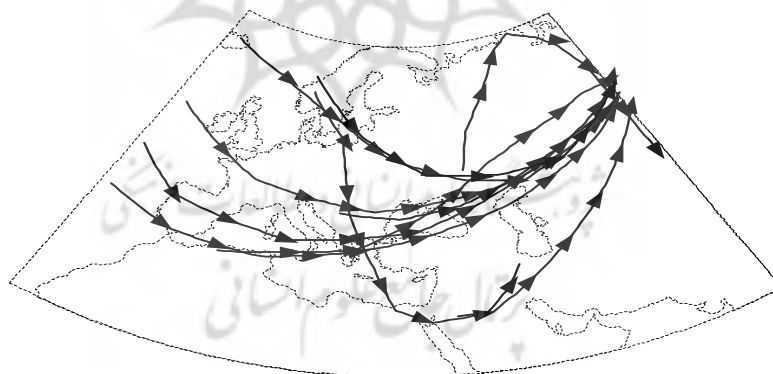
جدول شماره (۳) طبقه بندی فراوانی و ارتفاع تراز توفانی، تعداد سامانه‌ها و همچنین طول مسیر و سرعت سامانه‌های موجد ترازها را نشان می‌دهد. به طوری که در این جدول دیده می‌شود، ارتفاع متوسط تراز توفانی در خوشه اول و ششم بالاترین مقدار؛ یعنی ۶۴ و ۷۵ سانتیمتر بوده که ضریب تغییرات آنها به ترتیب ۱۶/۸ و ۲۰ درصد است، در حالی که در سایر خوشه‌ها این ارتفاع بسیار به هم نزدیک است و اختلاف آنها فقط ۲ سانتیمتر است.

با توجه به آنچه گذشت، مشخص می‌گردد که عامل ترازهای توفانی سواحل جنوبی دریای خزر، الگوهای گردشی مؤثر بر سطح این دریاست. بنابراین با توجه اینکه در این پژوهش تمامی مکان‌های تشکیل و مسیرهای حرکت آنها مشخص گردیده است، متخصصان و پیش‌بینی‌کنندگان موسسات هواشناسی می‌توانند با استفاده از نتیجه این پژوهش با ظاهر شدن اولین نشانه‌های سامانه‌های مذکور در نقشه‌های هوا و چگونگی طی

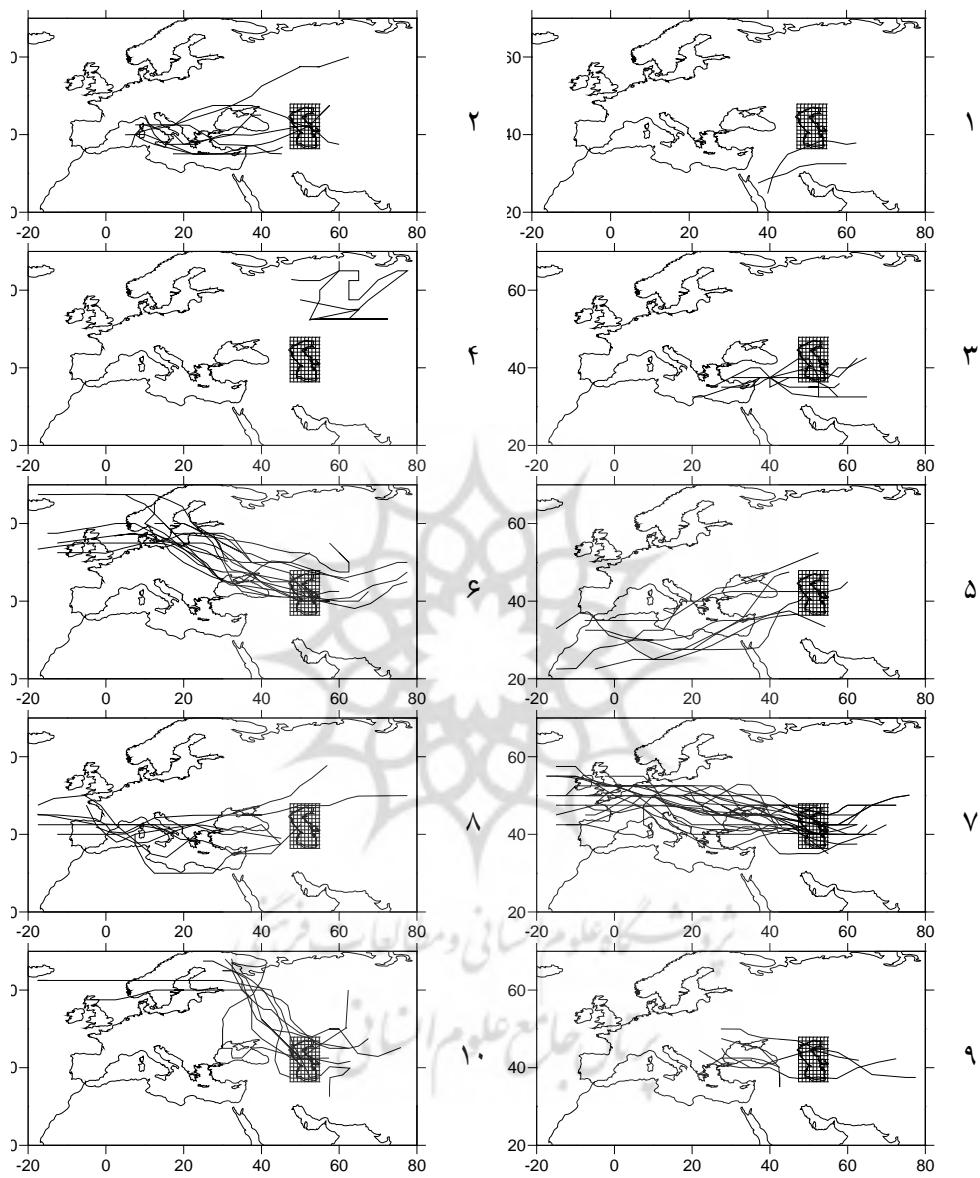
مسیر آنها، در روزهای قبل از رسیدن شان به دریای خزر پی به وجود ترازهای توفانی در روزهای آتی برده، آنها را به مسئولان ذی ربط گزارش نمایند.



تصویر شماره (۷) میانگین مسیرهای عمده سیستم‌ها با منشأ ده گانه



تصویر شماره (۸) میانگین مسیرهای عمده رودبادهای ۵۰۰ هکتوپاسکال



تصویر شماره (۹) مسیرهای ده‌گانه سامانه‌های موثر بر ترازهای توفانی بیش از ۵۰ سانتیمتر سواحل جنوبی خزر

جدول شماره (۳) ویژگی‌های عمده تراز توفانی، فراوانی سامانه‌های مؤثر و ویژگی‌های مسیر حرکتی در هریک از خوشه‌ها

طول مسیر سامانه‌های مؤثر و سرعت حرکتی				تعداد سامانه‌ها (%)	تراز توفانی سواحل جنوبی خزر					خوشه
سرعت (km/h)	حداقل km	حداکثر km	متوسط km		تداوم به ساعت		حداکثر	Cv%	متوسط (cm)	
					Cv %	متوسط				
33	۱۳۸۲	۷۱۲۲	۴۲۸۹	۲۶	۴۵	۴۱	۱۰.۸	۱۶.۸	۶۴	اول
۴۴	۲۰۱۲	۵۵۶۱	۳۹۵۷	۲۱	۴۴	۳۷	۷.۶	۱۱.۸	۵۷	دوم
۳۸	۲۷۳۶	۷۹۵۸	۴۵۹۱	۲۲	۳۹	۴۴	۷.۴	۸.۴	۵۷	سوم
۳۱	۲۵۵۹	۸۱۳۸	۳۹۵۱	۱۱	۳۳	۲۹	۶.۹	۱۰.۵	۵۶	چهارم
۴۷	۲۴۵۵	۵۶۱۵	۴۳۲۹	۱۵	۳۸	۲۹	۶.۳	۵.۹	۵۵	پنجم
۳۳	۲۰۵۴	۵۷۹۷	۳۹۸۲	۵	۳۰	۳۰	۱۰.۲	۲۰.۰	۷۵	ششم

منابع:

- ۱- جهانبخش، سعید و کرمی، فریبا. (۱۳۷۸). «تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر». فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۵ و ۵۴، صفحات ۱۰۷-۱۳۱.
- ۲- خوشحال، جواد، قائمی، هوشنگ. (۱۳۷۶). تحلیل و ارزیابی مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- ۳- علیجانی بهلول (۱۳۸۱): اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران: انتشارات سمت، ۲۵۱ صفحه.
- ۴- قانقرمه، عبدالعظیم و ملک، جواد. (۱۳۸۴). «همزیستی مسالمت آمیز با نوسان‌ها آب دریای خزر به منظور توسعه پایدار سواحل ایران»، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران، شماره ۵۴، صفحات ۱-۱۱.

شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی خزر ۱۵۱

- ۵- کاویانی و علیجانی. (۱۳۷۱). مبانی آب و هواشناسی، تهران: انتشارات سمت، ۵۷۵ صفحه.
- ۶- کیت بوشر، ترجمه علیجانی بهلول. (۱۳۷۳). آب و هوای کره زمین منطقه برون حاره، جلد دوم، تهران: انتشارات سمت، ۲۵۶ صفحه.
- ۷- مالینین، ترجمه شمسی علی. (۱۹۹۴). مسایل پیش‌بینی تراز آب دریای خزر، مرکز ملی مطالعات و تحقیقات دریای خزر، موسسه تحقیقات آب، وزارت نیرو، ساری، ۱۶۶ صفحه.
- ۸- مرکز ملی مطالعات و تحقیقات دریای خزر. (۱۳۸۵). بانک اطلاعات آب و هواشناسی دریای خزر، موسسه تحقیقات آب، وزارت نیرو، ساری.
- ۹- مرکز ملی مطالعات و تحقیقات دریای خزر. (۱۳۸۲). گزارش مطالعه مد توفان سواحل جنوبی دریای خزر، موسسه تحقیقات آب، وزارت نیرو، ساری، ۳۱۵ صفحه.
- ۱۰- منصوری، ارسلان. (۱۳۷۴). بررسی نوسان‌ها آب دریای خزر مجله تحقیقات دریای خزر، دفتر اول، مرکز ملی مطالعات و تحقیقات دریای خزر، وزارت نیرو، ساری، صفحات ۲۴-۲۸.
- ۱۱- نشریه شماره ۴۰ کمیته ملی آبیاری و زهکشی. (۱۳۷۹). راهنمای روش‌های غیر سازه‌ای مدیریت سیلاب، سیلاب‌های دریایی، ناشر کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران و کمیته ملی کاهش اثرات بلایای طبیعی، تهران: زمستان ۱۳۷۹، ۳۱۴ صفحه.
- ۱۲- یارنال، ترجمه مسعودی ابوالفضل. (۱۳۸۵). اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان، ۲۱۸ صفحه.

13- Boon john , Emeritus, 2006 ; Anatomy of a Storm Tide , Virginia Institute of Marine Science : School of Marine Science: College of William and Mary , www.vims.edu/physical/research/ernesto.pdf

14- Cecilia svensson, David A. Jones (2002), Dependence between extreme sea surge , river flow and precipitation in eastern Britain, international journal of climatology , royal meteorology society , 1149-1168p.

15- cdc.noaa.gov

16- http://en.wikipedia.org/wiki/Storm_tide

17- <http://geology.com/articles/storm-surge.shtml>

18- N.L. Betts*, J.D. Orford, D. White, C.J. Graham(2004), Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms, Marine Geology 210 (2004) 227–246p.

- 19- Orlanski Isidro (1997), Poleward deflection of storm tracks,; journal of the atmospheric sciences , American meteorology society , 2577-2590p.
- 20- Robert A. Hoover 1957, Empirical relationships of the central pressures in hurricanes to the maximum surge and storm tide, monthly weather review , may 1957 , 167-174p.
- 21- Ricardo M. trigo, timothy J. Osborn, Joao M. corte-real (2002), The north Atlantic oscillation influence on Europe: climate impact's and associated physical mechanisms, climate research clim res vol. 20:9-17p.
- 22- Roger G. Barry, Andrew M. Carleton (2001), Synoptic and Dynamic Climatology, Rutledge, London and New York, 620p.
- 23- Tomczak Matthias (2000), an Introduction to Physical Oceanography, version2 , September 2000 , CD-ROM , www.es.flinders.edu.au

