

Investigating the relation between the hurricanes in 2017–2019 period and the North Atlantic storm track using energy perspective

Haddad, F.¹  | Ahmadi-Givi, F.²  | Mohebalhojeh, A. R.³  | Mirzaei, M.⁴ 

1. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran. E-mail: farnoosh.haddad@ut.ac.ir

2. **Corresponding Author**, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran. E-mail: ahmadig@ut.ac.ir

3. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran. E-mail: amoheb@ut.ac.ir

4. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran. E-mail: mirzaeim@ut.ac.ir

(Received: 9 March 2022, Revised: 29 May 2022, Accepted: 4 Oct 2022, Published online: 14 June 2023)

Summary

Major hurricanes occur in the Atlantic Ocean every year over a seasonal period known as the Atlantic hurricane season. There is evidence to suggest that the hurricanes can be affected by the North Atlantic Oscillation (NAO), a low-frequency phenomenon occurring in a large region over the North Atlantic. In turn, hurricanes can affect the North Atlantic storm track by transition to extratropical cyclones in the midlatitude regions. The objective here is to investigate the relationship between hurricanes and the North Atlantic storm track through NAO index. For this, the correlation coefficient between daily NAO index and 6-hourly “accumulated cyclone energy” (ACE) index related to the hurricanes are computed and analyzed for July to October 2017–2019. Then, in the dynamical study using JRA-55 data and from the energy point of view, the vertically-averaged “eddy kinetic energy” (EKE) and the main terms involved in its dynamical evolution are computed for the hurricane season. Also, by selecting one of the major hurricanes in September, which has different conditions in terms of being affected by the North Atlantic Storm track and entering the midlatitudes, the relationships between hurricanes and the North Atlantic storm track are further investigated.

Results show that when hurricanes are active for only about a week, they are limited to the subtropical region and have a higher correlation coefficient (about 95%) with NAO. But when hurricanes are active for more than a week and involve an extratropical transition phase, they have a relatively lower correlation coefficient with NAO. Also, the long-term statistical study (1995–2019) shows that although the number of hurricanes in the positive phase of NAO is about 7% more than that in the negative phase, but the relative prevalence of the negative phase of NAO at the time of hurricane activity in the main development region is slightly higher than that of the positive phase. In addition, hurricanes in which all activity is in the positive phase of NAO stretch to the east coast of the United States and are reinforced there, while hurricanes that all of their activity coincide with the negative phase of the NAO, occur in the Sargasso Sea and the Cape Verde regions. Therefore, NAO phases affect hurricane track during extratropical transition.

The monthly mean values of the vertically-averaged EKE and the main dynamical terms of its time evolution equation in September show that eddy activity is weak during summer in the hurricanes activity zone; however, in the east coast of the United States and Canada, there are significant changes in the dynamical terms. Also, in the extratropical transition, the dynamical terms determining EKE evolution at the entrance of the Atlantic storm track have large amounts in the Labrador Sea due to deep convection, which suggests a significant energy exchange with hurricanes in this area. Another result is that baroclinic conversion and divergence of ageostrophic geopotential flux are the most important terms determining EKE evolution. Also, geographical location of the hurricanes during transition has a significant effect on the changes of EKE. If hurricanes are intensified in the east coasts of North America and Canada and occur at the same time in the positive phase of NAO, they could play a very important role in strengthening the North Atlantic storm track.

Keywords: hurricanes, extratropical cyclones, North Atlantic storm track, baroclinic conversion, ageostrophic geopotential flux.

بررسی دینامیکی رابطه توفندهای اقیانوس اطلس در سالهای ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ و مسیر توفان اطلس با استفاده از رهیافت انرژی

فرونش حداد^۱ | فرهنگ احمدی گیوی^۲ | علیرضا محب‌الحجه^۳ | محمد میرزایی^۴

۱. گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران. رایانامه: farnoosh.haddad@ut.ac.ir

۲. نویسنده مسئول، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران. رایانامه: ahmadig@ut.ac.ir

۳. گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران. رایانامه: amoheb@ut.ac.ir

۴. گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران. رایانامه: mirzaeim@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۱۸، بازنگری: ۱۴۰۱/۳/۸، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۷/۱۲، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۳/۲۴)

چکیده

توفندهای اقیانوس اطلس با تشدید فعالیت خود به‌عنوان چرخندهای برون‌حاره‌ای، نوسان اطلس شمالی (NAO) و مسیر توفان اطلس را تحت تأثیر قرار می‌دهند. هدف این پژوهش، مطالعه آماری-دینامیکی رابطه توفندهای اقیانوس اطلس و مسیر توفان اطلس با استفاده از رهیافت انرژی و شاخص NAO است. بدین منظور، ابتدا ضریب همبستگی میان شاخص‌های NAO و انرژی انباشته چرخند (ACE) در ژوئیه تا اکتبر سال‌های ۲۰۱۷-۲۰۱۹ محاسبه شد. سپس با استفاده از داده‌های بازتحلیل JRA-55، میانگین انرژی جنبشی پیچکی (EKE) و جملات مهم آن برای سپتامبر سال‌های فوق محاسبه و ارزیابی شد.

نتایج نشان می‌دهد توفندهایی که محدود به نواحی حاره هستند، همبستگی بزرگ‌تر (حدود ۹۵٪) و تقریباً ثابتی با NAO دارند، ولی توفندهای دارای مرحله گذار برون‌حاره‌ای از همبستگی کمتری برخوردارند. به‌علاوه، اگرچه تعداد توفندها در دوره ۱۹۹۵-۲۰۱۹ در فاز مثبت NAO حدود ۷٪ بیشتر از فاز منفی آن است، اما تعداد روزهای استقرار فاز منفی NAO در زمان فعالیت توفندها اندکی بیشتر از فاز مثبت می‌باشد. همچنین توفندهایی که فعالیت آن‌ها در فاز مثبت است تا سواحل شرقی آمریکا کشیده شده و در آنجا تقویت می‌شوند، حال آنکه توفندهایی که فعالیت آن‌ها هم‌زمان با فاز منفی است، در دریای سارگاسو (غرب اطلس) و ناحیه کیپ‌ورد (غرب آفریقا) رخ می‌دهند. نکته قابل ذکر دیگر آنکه جملات تبدیل کُششار و واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل مهم‌ترین جملات EKE در تقویت مسیر توفان اطلس در گذار برون‌حاره‌ای توفندها هستند و تقویت توفند قوی دورین تا سواحل کانادا و هم‌زمانی رخداد آن با فاز مثبت NAO، موجب تقویت شدید مسیر توفان اطلس شده است.

واژه‌های کلیدی: چرخندهای برون‌حاره‌ای، مسیر توفان اطلس، نوسان اطلس شمالی، انرژی جنبشی پیچکی، تبدیل کُششار، شار آزمینگرد ژئوپتانسیل.

۱. مقدمه

توفند NHC (National Hurricane Center) در آمریکا نشان می‌دهد که افزایش دمای سطح دریا (SST) در منطقه حاره باعث افزایش فعالیت توفان‌های حاره‌ای شده است و این امر موجب بالا آمدن بی‌رویه سطح آب اقیانوس‌ها شده و زندگی موجودات آبی را به خطر انداخته است. فعالیت توفندهای اقیانوس اطلس تحت تأثیر پدیده‌هایی مانند نوسان چند دهه‌ای اطلس (AMO) و استخر گرم اطلس (AWP) می‌باشد (ونگ و همکاران، ۲۰۱۷). همچنین نتایج مطالعات زیادی حاکی از آن است

توفندها (Hurricanes)، چرخندهای حاره‌ای TC (Tropical Cyclone) قوی هستند که در ناحیه اطلس شمالی و در فصل توفند اطلس از ۱ ژوئن تا ۳۰ نوامبر، فعالیت دارند. بیشینه میانگین شدت فعالیت توفندها در مرکز و غرب دریای کارائیب واقع است (فرازا و السنر، ۲۰۱۴). این چرخندها از طریق عوامل مختلف دینامیکی و ترمودینامیکی مثل دمای سطح دریا، انرژی ایستای مرطوب، میدان باد و چینش قائم آن شکل گرفته و تقویت می‌شوند (لی و یاماشیتا، ۲۰۱۲). مطالعات اخیر مرکز ملی

استناد: حداد، فرونش؛ احمدی گیوی، فرهنگ؛ محب‌الحجه، علیرضا و میرزایی، محمد (۱۴۰۲). بررسی دینامیکی رابطه توفندهای اقیانوس اطلس در سال‌های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ و

مسیر توفان اطلس با استفاده از رهیافت انرژی. مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۹ (۱)، ۱۸۹-۲۱۱. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2022.339565.1007408>

میان بسامد و شدت توفندها و پدیده NAO همبستگی وجود ندارد و NAO فقط مسیر توفندها را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در فاز مثبت NAO، با رسیدن توفندها به سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا مانند منطقه کارولینا و خلیج مکزیک، در این نواحی بارش بیشتری رخ می‌دهد و فاز منفی آن، توفندهایی را که در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر و نزدیک به مناطق حاره‌ای مانند کیپ‌ورد و کارائیب حرکت می‌کنند تحت تأثیر قرار می‌دهد. آریال و همکاران (۲۰۱۸) تغییرات بلندمدت وقوع سیل و بارندگی‌های شدید ناشی از چرخندهای حاره‌ای اطلس شمالی و همچنین نقش پدیده NAO در وقایع فرین را مطالعه کردند و نشان دادند که چرخندهای حاره‌ای اطلس مسئول رخداد سیل و بارندگی‌های شدید در بخش وسیعی از مناطق شرقی ایالات متحده آمریکا و سواحل خلیج مکزیک در فاز مثبت NAO هستند. به‌علاوه، بیشینه سالانه رخداد سیل در بیش از ۴۰٪ موارد در فلوریدا، جایی که شدت توفان‌ها با حرکت به سمت خشکی در این ناحیه کاسته می‌شود، قرار دارد.

حال چند نمونه از کارهای انجام شده در خصوص گذار برون‌حاره‌ای چرخندهای حاره‌ای و اثر آن‌ها بر مسیر توفان اطلس ارائه می‌شود. چرخندهای حاره‌ای از مؤلفه‌های ضروری در گردش کلی جو هستند (چنگ و همکاران، ۲۰۰۲) که گرما و رطوبت را طی گذار برون‌حاره‌ای (Extratropical Transition) خود به سمت قطب انتقال داده و موجب تغییر در وضع هوای عرض‌های میانی مانند وزش بادهای شدید و بارش می‌شوند (دونات و همکاران، ۲۰۱۰). کلر و همکاران (۲۰۱۴) در مطالعه گذار برون‌حاره‌ای توفند هانا واقع در ۹ سپتامبر سال ۲۰۰۸ در غرب اقیانوس اطلس و ارتباط آن با دینامیک مسیر توفان اطلس با استفاده از انرژی جنبشی پیچکی (Eddy Kinetic Energy; EKE) و جملات آن نشان دادند که جمله تبدیل کژفشار (BCC) در تقویت الگوی موج جریان‌سو نقش مهمی داشته و بیشینه آن حدود ۲۲/۵٪ است. به‌علاوه، تبدیل کژفشار در ۶۰-۳۵ درجه شمالی و

که نوسان اطلس شمالی NAO (North Atlantic Oscillation) با توفندهای واقع بر اطلس ارتباط دارد. این نوسان نتیجه برهم‌کنش میان جو و اقیانوس در ناحیه اقیانوس اطلس شمالی است و جابه‌جایی و تغییرات شدت کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزرورز را نشان می‌دهد و دارای دو فاز مثبت و منفی است (هارل، ۱۹۹۶). السنر (۲۰۰۳) مسیر توفندها را از سال ۱۹۴۴ تا ۲۰۰۲ با استفاده از داده‌های مشاهداتی مورد مطالعه قرار داد و نتیجه گرفت که در ماه‌های مه تا ژوئن، میانگین شاخص ماهانه NAO همبستگی خوبی با مسیر توفندهای اطلس دارد. در فاز مثبت NAO، سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا و در فاز منفی این پدیده سواحل خلیج مکزیک برای رخداد توفان مستعدتر هستند. همچنین در فاز منفی NAO و در ماه‌های مه-ژوئن، قسمت غربی پرفشار جنب‌حاره اطلس شمالی در فصل توفند اطلس ضعیف‌تر بوده و در نتیجه سبب تغییر مسیر حرکت توفندها در منطقه توسعه اصلی آن‌ها در اقیانوس اطلس شمالی می‌شود. در ادامه، ابتدا به اختصار به معرفی چند مورد از کارهای انجام شده در خصوص ارتباط بین فازهای مختلف NAO و توفان‌های حاره‌ای پرداخته می‌شود.

بالنزویگ (۱۹۵۹) با مطالعه ارتباط بین بی‌هنجاری گردش بلندمدت و شکل‌گیری و حرکت توفان‌های حاره‌ای نشان داد که بی‌هنجاری منفی فشار سطح دریا در ماه‌های مه تا ژوئن با فاز منفی NAO همخوانی داشته و این موضوع با افزایش چرخندزایی مناطق حاره‌ای در اقیانوس اطلس همبستگی دارد. در مطالعه تغییرپذیری درون‌سالانه و اقلیمی مسیر توفندهای اطلس شمالی، خی و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که از جمله عوامل مختلف مؤثر بر توفندها، NAO است که در فاز منفی این پدیده، توفندها می‌توانند بارش بیشتری در سواحل جنوب شرقی کشور آمریکا داشته باشند. همچنین اپل (۲۰۱۵) اقلیم‌شناسی اثر NAO بر توفندهای اقیانوس اطلس شمالی در سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۸ را مطالعه کرد. نتایج او حاکی از آن است که با وجود غالب بودن پدیده NAO در منطقه اطلس،

بازتحلیل NCEP/NCAR و JRA-55، اثر نوسان اطلس شمالی بر مسیرهای توفان اطلس و مدیترانه را مطالعه کردند. نتایج حاکی از آن است که هر دو مجموعه داده در فاز مثبت NAO، یک کشیدگی در راستای شمال شرق برای بیشینه انرژی جنبشی پیچکی (EKE) به سمت شمال غرب اروپا در اقیانوس اطلس نشان می‌دهند که بیانگر انحراف شمال سوی مسیر توفان اطلس در این فاز است. در فاز منفی NAO نیز، بیشینه EKE در مرکز و غرب اقیانوس اطلس واقع بوده و دارای کشیدگی مداری است.

با توجه به مطالب فوق، هدف پژوهش حاضر، بررسی ارتباط بین رخداد توفندهای اقیانوس اطلس و فازهای مختلف NAO و همچنین اثر این توفندها در تقویت یا تضعیف مسیر توفان اطلس با استفاده از رهیافت انرژی جنبشی پیچکی در سال‌های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ است. این کار با محاسبه ضریب همبستگی میان شاخص‌های NAO و ACE در دوره مورد مطالعه و محاسبه و تحلیل جملات مهم و مؤثر EKE صورت گرفته است.

ساختار مقاله بدین صورت است که در بخش دوم، مبانی نظری موضوع و در بخش سوم، داده‌ها و روش کار توضیح داده شده است. بخش‌های چهارم و پنجم نیز به ترتیب به ارائه و تحلیل نتایج بررسی آماری و همبستگی-دینامیکی توفندها اختصاص دارد. جمع‌بندی و نتیجه‌گیری مقاله حاضر در بخش ششم آورده شده است.

۲. مبانی نظری

معادله گرایش زمانی بودجه انرژی جنبشی پیچکی که از معادله تکانه افقی به دست می‌آید، بدین صورت است (ارلانسکی و کاتزرفی، ۱۹۹۱؛ چنگ، ۲۰۰۰):

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{vK} + \mathbf{v}'\phi') - \omega'\alpha' - \mathbf{v}' \cdot (\mathbf{v}_3' \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}' \cdot (\bar{\mathbf{v}}_3' \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{v}}' - \frac{\partial(\omega K)}{\partial p} - \frac{\partial(\omega'\phi')}{\partial p} + \text{Res} \quad (1)$$

در این رابطه، خط تیره بالای کمیت‌ها نشان‌دهنده میانگین زمانی، کمیت‌های پریم‌دار بیانگر پریشدگی‌ها (انحراف

۷۰ درجه غربی در شرق توفند رخ می‌دهد که با یک هسته گرم و صعود هوای گرم در شرق منطقه کژفشاری همراه است. با آزاد شدن گرمای نهان و تولید تاوایی پتانسیلی، پشته‌های جریان سو تقویت شده و ناوه توفند قدرت مکش زیادی پیدا می‌کند؛ این موضوع نشان از اهمیت فرآیند گرمایش بادررو در حین گذار برون‌حاره‌ای دارد. همچنین واگرایی (همگرایی) شار انرژی جنبشی پیچکی و شار آرمینگراد ژئوپتانسیل در محدوده ۵۰ درجه غربی (۴۰ درجه غربی) دیده می‌شود و بیشینه انرژی جنبشی پیچکی به وجود واگرایی در شمال چرخند حساس است؛ بنابراین در گذار برون‌حاره‌ای توفند هانا جملات تبدیل کژفشار، واگرایی و همگرایی شار آرمینگراد ژئوپتانسیل در تقویت EKE مؤثر بوده‌اند و رخداد این توفند موجب تقویت مسیر توفان اطلس شده است. ازِر (۲۰۲۰) در بررسی ارتباط توفند دورین در سال ۲۰۱۹ با جریان گلف‌استریم نشان داده است که تأثیر این توفند در تضعیف جریان گلف‌استریم در نزدیکی ساحل فلوریدا تا ۴۰۰۰ کیلومتری جریان‌سوی گلف‌استریم در ۵۰ روز بعد وجود داشته و موجب بالا آمدن سطح دریا و وقوع سیلاب در این ناحیه شده است.

همچنین پدیده NAO به عنوان یک پدیده جوئی و اقیانوسی غالب در منطقه اطلس، بر مسیر توفان اطلس مؤثر است. این پدیده در شدت و بسامد توفان‌های واقع بر اقیانوس اطلس تغییر ایجاد کرده و بر روی اقلیم مناطق جریان‌سوی مسیر توفان اطلس اثر می‌گذارد. وکیس و گریب (۲۰۰۸) نشان دادند که پدیده NAO ارتباط تنگاتنگی با تغییرات مسیر توفان اطلس دارد، به طوری که در فاز مثبت NAO توزیع شار تکانه پیچکی باعث می‌شود جریان جتی عرض‌های بالا به سمت قطب انتقال یافته و از جریان جتی جنب‌حاره‌ای جدا شود. در فاز منفی NAO، انتقال استواسو صورت گرفته و شار پیچکی تکانه تضعیف می‌شود. در این حالت، جریان جتی متأثر از پیچک‌های عرض‌های بالا از جت جنب‌حاره‌ای جدایی‌ناپذیرند. ملاشریفی و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از دو دسته داده

دلیل واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل باشد (ارلانسکی و کاتزفی، ۱۹۹۱).

شاخص انرژی انباشته چرخند (ACE) یکی از چندین شاخص چرخندهای حاره‌ای به شمار می‌آید. این شاخص از مجموع مربع بیشینه سرعت باد سطحی پایدار (V_{max}) برحسب نات) که در حدود ۱ تا ۳ دقیقه پایدار می‌ماند، به‌دست آمده و هر واحد آن از مرتبه 10^4 است؛ سپس اعداد حاصل بر 10^4 تقسیم می‌شود تا شاخص مقادیر مناسب و معقولی داشته باشد. بل و همکاران (۲۰۰۰) رابطه زیر را برای محاسبه شاخص ACE بیان کردند:

$$ACE = 10^{-4} \sum V_{max}^2 \quad (۴)$$

این شاخص در مرکز ملی جوّی و اقیانوسی (NOAA) آمریکا و اداره هواشناسی هند (IMD) هر ۶ ساعت یک‌بار محاسبه می‌شود. این انرژی را می‌توان برای یک توفان و یا برای یک فصل از دوره وقوع توفان‌ها محاسبه کرد.

۳. داده‌ها و روش کار

۳-۱. داده‌ها

در این پژوهش برای بررسی اثر NAO بر توفندهای اقیانوس اطلس از سه مجموعه داده استفاده شده است. ۱) داده‌های بازتحلیل JRA-55 با تفکیک افقی ۱/۲۵ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی که شامل ۳۷ تراز در راستای قائم از ۱۰۰۰ تا ۱ هکتوپاسکال هستند. داده‌های فوق در فواصل زمانی ۶ ساعته موجود بوده و شامل کمیت‌هایی چون مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد (u و v)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (Z)، دما (T) و مؤلفه قائم سرعت در مختصات فشاری (σ) می‌باشند. در این پژوهش از داده‌های مربوط به ساعت UTC ۰۰ استفاده شده است. در ضمن این داده‌ها برای ماه سپتامبر که بر طبق مطالعات مرکز ملی توفند (NHC Natinal Hurricane Center؛ دارای بیشینه شدت فعالیت توفندها است، در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۵۸ به‌کار رفته‌اند. ۲) اطلاعات مربوط به فصل توفند اطلس در سال‌های ۲۰۱۹-۲۰۱۹

از میانگین زمانی) یا مؤلفه‌های پیچکی، زیرنویس a نشان‌دهنده باد آزمینگرد و زیرنویس 3 بیانگر بردارها و عملگرهای سه‌بعدی هستند. بردارهایی که زیرنویس ندارند، بردارهای افقی هستند. انرژی جنبشی پیچکی بر واحد جرم، t زمان، $\mathbf{v}$ بردار سرعت افقی، ω سرعت قائم فشاری، ϕ ژئوپتانسیل، P فشار و α حجم ویژه است. معرفی و مفهوم هریک از جملات رابطه (۱) در پیوست الف آورده شده است. چنگ و همکاران (۲۰۰۲)، معادله بودجه انرژی کل را به‌صورت زیر بیان کردند:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}E + \mathbf{v}_a \phi') + \frac{\bar{\alpha}}{\bar{\theta}} \left(\frac{\mathbf{v}' \theta'}{\left(\frac{d\theta}{dp} \right)} \cdot \nabla \bar{\theta} \right) - \mathbf{v}' \cdot (\mathbf{v}' \cdot \nabla) \bar{\mathbf{v}} - \text{diss} + \text{diab} \quad (۲)$$

به‌طوری‌که:

$$E = \left(-\frac{\bar{\alpha}}{2\bar{\theta}} \theta'^2 \left/ \left(\frac{d\theta}{dp} \right) \right. \right) + K \quad (۳)$$

معرفی و مفهوم هریک از جملات رابطه (۲) نیز در پیوست ب بیان شده است. در هنگام رشد چرخند، چشمه اصلی EKE جمله تبدیل کژفشار است؛ لذا پریشیدگی اولیه با تبدیل کژفشار رشد می‌کند و در این مرحله، همگرایی شار انرژی در پادجریان‌سو و واگرایی در جریان‌سو کوچک بوده و نقش مهمی ایفا نمی‌کنند (ارلانسکی و کاتزفی، ۱۹۹۱؛ نصر اصفهانی و همکاران، ۲۰۱۱). سپس این پریشیدگی در مرحله بلوغ، با تابش انرژی به جریان‌سو تضعیف شده و سبب رشد پریشیدگی جدید در جریان‌سو می‌شود؛ بنابراین در مرحله تضعیف و میرایی چرخند، عامل اصلی کاهش EKE جمله واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل در جریان‌سو می‌باشد؛ اگرچه تبدیل فشارورد هم عامل کاهش انرژی است ولی مقدار کمی دارد. از آنجا که میانگین مداری جمله شار کل انرژی نزدیک صفر است، در نتیجه در میانگین مداری جملات انرژی، رشد کژفشار با اتلاف فشارورد متوازن می‌شود. به بیانی، چرخند تا زمانی رشد می‌کند که افزایش EKE توسط جملات BCC و BCG بزرگ‌تر از کاهش EKE به

میانگین بی‌هنجاری‌ها برای روز بیشینه (روز صفر) و روزهای قبل و بعد آن محاسبه و بررسی می‌شود. در ادامه، میانگین قائم (از ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ hPa) EKE و جملات مهم آن در رابطه (۱) و جمله تولید کژفشار در رابطه (۲) برای ماه سپتامبر سال‌های مورد مطالعه محاسبه و تحلیل شده‌اند. به علاوه مقادیر روزانه EKE و جملات مهم آن برای مرحله گذار برون‌حاره‌ای توفند دورین در سال ۲۰۱۹ محاسبه شده است. این توفند جزء دسته ۵ مقیاس دسته‌بندی سفیر-سیمپسون و یکی از قوی‌ترین توفندهای رخ داده در دوره مورد مطالعه در این پژوهش است که طبق گزارش مرکز ملی توفند در اثر آن به مناطقی از جمله پورتوریکو، باهاما، شرق ایالات متحده آمریکا به ویژه فلوریدا، کارولینا و شرق کانادا خسارات زیادی وارد شده است.

به منظور بررسی ارتباط توفندهای اقیانوس اطلس با پدیده NAO و مسیر توفان اطلس، ابتدا در بخش ۴ نتایج محاسبه ضریب همبستگی میان شاخص‌های NAO و ACE برای دوره بلندمدت (۱۹۹۵-۲۰۱۶) و همچنین سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ بررسی می‌شود. سپس در بخش ۵ نتایج محاسبه EKE و جملات مهم آن هم برای رخداد توفندهای ماه سپتامبر دوره مورد مطالعه و هم توفند دورین ارائه و تحلیل خواهد شد.

۴. نتایج بررسی آماری

در این بخش، ابتدا به تغییرات شاخص NAO در زمان فعالیت توفندها در دوره مورد مطالعه پرداخته می‌شود. شایان ذکر است برای تقویت نتایج حاصل از بررسی آماری، توفندهای رخ داده در ۲۲ سال قبل از دوره فوق، شامل فصل‌های توفندی ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶ نیز مورد بررسی و مقایسه با نتایج دوره سه ساله قرار گرفته است. اطلاعات این توفندها از NHC استخراج شده است که شامل نام توفندها، زمان رخداد، تعداد روزهای فعالیت توفندها، موقعیت توفندها بر اساس طول و عرض جغرافیایی، روزهای اول و آخر رخداد و تعداد روزهایی است که

۱۹۹۵ که دسترسی به آن‌ها از وبگاه سرپرستی ملی جوئی و اقیانوسی NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) امکان پذیر است. شاخص ۶ ساعته انرژی انباشته چرخند (ACE) در دوره ۲۰۱۹-۲۰۱۷ نیز از این وبگاه استخراج شده است. (۳) مقادیر روزانه شاخص NAO که از وبگاه <http://www.cpc.noaa.gov> برای دوره ۲۰۱۹-۱۹۹۵ تهیه شده است.

۳-۲. روش کار

همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، در این پژوهش از دو رهیافت آماری و دینامیکی استفاده شده است. بررسی آماری بر مبنای شاخص روزانه NAO و شاخص ۶ ساعته ACE در زمان رخداد توفندهای منتخب که در دسته‌های ۱ تا ۵ مقیاس دسته‌بندی سفیر-سیمپسون (۱۹۷۴) قرار دارند، انجام می‌شود. هدف از این قسمت، تحلیل آماری تغییرات شاخص NAO و ACE در فصل فعالیت توفند اطلس در سال‌های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ می‌باشد. پس از محاسبه میانگین روزانه شاخص ACE، ضریب همبستگی میان دو شاخص روزانه و با در نظر گرفتن تأخیرهای زمانی مختلف از ۱ تا ۱۵ روز قبل از رخداد توفندهای مورد نظر آزمون شد و آن تأخیر زمانی که به ازای آن بیشینه ضریب همبستگی به دست آمد به عنوان تأخیر زمانی بهینه مورد استفاده قرار گرفت. این تأخیر زمانی برای هر رویداد توفند به‌طور جداگانه محاسبه شده است. در بررسی دینامیکی، ابتدا تحول زمانی میانگین بی‌هنجاری‌های سرعت قائم تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه سپتامبر برای روز صفر (روز بیشینه شدت فعالیت توفندها) و ۲ روز قبل و بعد از روز صفر، نسبت به میانگین اقلیمی ۲۰۱۹-۱۹۵۸ مورد ارزیابی قرار گرفته است. بدین منظور پس از محاسبه میانگین بلندمدت کمیت مورد نظر در ماه سپتامبر، مقدار آن در هر توفند منتخب از میانگین بلندمدت کسر و نتیجه به عنوان بی‌هنجاری آن کمیت در نظر گرفته شده است. سپس

حاره‌ای بوده است، اما با این وجود در بعضی موارد توانسته‌اند حرکت خود را در عرض‌های میانی تا حدود 60°N ادامه دهند. از جمله این توفندها می‌توان به توفندهای اریکا در سال ۱۹۹۷، میچ در سال ۱۹۹۸ و گبرییل در سال ۲۰۰۱ اشاره کرد. در مقایسه، در سال‌های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ از میان ۲۴ توفند، ۱۵ توفند گذار برون‌حاره‌ای داشته و فعالیت متمرکز آن‌ها در عرض‌های میانی بوده است. در این راستا، مطابق شکل ۱، بررسی ارتباط تغییر فاز NAO و مسیر حرکت توفندها در کل دوره ۲۵ ساله حاکی از آن است بیشتر توفندهایی که تمام روزهای فعالیت آن‌ها در فاز منفی NAO بوده و یا فاز منفی در آن‌ها غالب است، در دریای سارگاسو (غرب اطلس) و ناحیه کیپ‌ورد واقع در غرب آفریقا (منطقه حاره‌ای) رخ داده‌اند.

از سوی دیگر، بیشتر توفندهایی که تمام روزهای فعالیت آن‌ها در فاز مثبت NAO بوده و یا فاز مثبت در آن‌ها غالب است تا سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا کشیده شده و در آنجا تقویت می‌شوند.

شاخص‌های منفی و مثبت NAO همراه با فعالیت توفندها می‌باشد. نتایج حاکی از آن است که در کل دوره ۲۵ ساله (۲۰۱۹-۱۹۹۵)، تعداد ۱۸۷ توفند به مدت کلی ۱۶۶۲ روز رخ داده که در ۸۲۲ روز NAO در فاز مثبت و در ۸۴۰ روز در فاز منفی بوده است، یعنی تعداد روزهای فعالیت توفندها همراه با فاز منفی NAO، ۱۸ روز بیشتر از فاز مثبت است. در بازه سه ساله مورد مطالعه در این پژوهش نیز، به غیر از سال ۲۰۱۸، در دو سال دیگر بیشتر فاز منفی NAO حاکم بوده است. در سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ تعداد روزهای همراه با فاز منفی NAO، به ترتیب ۲۴ و ۲ روز بیشتر از روزهای همراه با فاز مثبت است و در سال ۲۰۱۸ به عکس بوده و تعداد روزهای همراه با فاز مثبت NAO، ۵۸ روز بیشتر از فاز منفی است؛ بنابراین بر اساس مطالب فوق می‌توان گفت که حاکمیت نسبی فاز منفی NAO در زمان فعالیت توفندها اندکی بیشتر از فاز مثبت آن است. از دیگر نتایج آنکه در سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶ از میان ۱۶۳ توفند، فقط ۴۷ توفند گذار برون‌حاره‌ای داشته‌اند. این بدان معناست که فعالیت بیشتر توفندها متمرکز در مناطق



شکل ۱. تعداد توفندهای اطلس در دوره ۱۹۹۵-۲۰۱۹ در فازهای مثبت (رنگ قرمز) و منفی (رنگ آبی) NAO
<https://www.freeworldmaps.net/ocean/atlantic/>

در ادامه، نتایج محاسبه ضریب همبستگی میان شاخص‌های NAO و ACE برای ۱۳ رویداد توفند منتخب در سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ ارائه و بررسی می‌شود. لازم به ذکر است به علت ضعیف بودن فعالیت توفندی در سپتامبر سال ۲۰۱۸ نسبت به دو سال دیگر و همچنین رعایت اختصار، در این قسمت فقط نتایج مربوط به سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ آورده شده است. در سال ۲۰۱۸ فعالیت توفندی، ضمن ضعیف بودن نسبی بی‌هنگاری کمیت‌های هواشناختی، فقط تا نیمه ماه سپتامبر بوده، ولی در سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ در تمام ۳۰ روز ماه سپتامبر، فعالیت توفندها ادامه داشته است. فصل توفند سال ۲۰۱۷ با رخداد ۱۷ توفان، یکی از فعال‌ترین فصل‌های توفند اطلس در مقایسه با دوره بلندمدت ۳۰ ساله (۱۹۸۰-۲۰۱۰) بوده و میزان شاخص ACE با مقدار متوسط ۲۴۵٪ در ماه سپتامبر دارای بیشینه مقدار خود بوده است (کلوتزباخ و همکاران، ۲۰۱۸). میانگین ماهانه شاخص ACE مربوط به سه توفند ایرما، جوز و ماریا در ماه سپتامبر ۲۰۱۷ مقدار 10^4 kt^2 $\times 40$ داشته است. همچنین در فصل توفند سال ۲۰۱۹ بیش از ۶۰٪ مقدار شاخص ACE مربوط به رخداد توفندهای قوی دورین و لورنزو بوده است (وود و همکاران، ۲۰۲۰). در جدول ۱ اطلاعات مربوط به توفندها، تعداد روزهای فعالیت توفندها همراه با فازهای مثبت و منفی NAO و دسته توفند بر اساس مقیاس دسته‌بندی سفیر-سیمپسون نشان داده شده است. این مقیاس دسته‌بندی بر اساس کمینه فشار مرکز، بیشینه سرعت باد و شدت توفند است که در سال ۱۹۷۴ توسط سفیر و سیمپسون ارائه شد و دسته‌های ۴ و ۵ به لحاظ میزان تخریب جزء مخرب‌ترین‌ها هستند.

مطابق جدول ۱-الف، بیشترین میزان همبستگی به‌ترتیب مربوط به توفندهای کاتیا و گرت در سال ۲۰۱۷ می‌باشد. توفند کاتیا با فعالیت کمتر از یک هفته و با تأخیر زمانی ۱۰- روز دارای مقدار همبستگی ۱ (در سطح معناداری آماری ۰/۰۱) است و تمام روزهای فعالیت آن همراه با فاز

مثبت NAO بوده است. شایان توجه است از آنجاکه NAO با تأخیر زمانی ۱۰- روز دارای بزرگ‌ترین ضریب همبستگی با این توفند است، میانگین ضریب همبستگی با تأخیر زمانی ۴- روز برابر ۰/۸۹ (در سطح معناداری آماری ۰/۰۵) می‌باشد. بعد از توفند کاتیا، توفند گرت با فعالیت ۶ روز و با تأخیر زمانی ۶- روز دارای همبستگی ۰/۹۷ (در سطح معناداری آماری ۰/۰۱) می‌باشد و در زمان رخداد آن فاز منفی NAO حاکم بوده است. همچنین نتایج حاکی از آن است که به‌دلیل نزدیکی حوزه فعالیت NAO به توفندهای غرب اطلس شمالی، به‌طور کلی، این پدیده با تأخیر زمانی حدود ۲ هفته بر توفندها تأثیر گذار است. در خصوص اثر فازهای مثبت و منفی NAO نیز مشاهده می‌شود که علیرغم شباهت‌هایی در توفندها از نظر شدت، زمان فعالیت، مسیر حرکت و میزان ضریب همبستگی در فازهای مختلف NAO، تأخیر زمانی اثر هریک از فازها بر توفندهای حاره‌ای متفاوت است. به‌علاوه، توفندهایی که تا حدود یک هفته فعالیت داشته و در دسته ضعیف‌تری از مقیاس دسته‌بندی سفیر-سیمپسون قرار دارند (جدول ۱-الف)، در عرض‌های حاره‌ای شکل گرفته و در نهایت در همان مناطق میرا می‌شوند. به بیانی این توفندها از سازوکار و دینامیک ساده‌تری برخوردارند و در رخداد آن‌ها ضریب همبستگی بیشتر و تقریباً ثابتی با NAO مشاهده می‌شود. در مقایسه، توفندهایی که دارای فعالیت بیشتر از ۶ روز تا ۲ هفته بوده و در دسته قوی‌تری قرار دارند (جدول ۱-ب)، می‌توانند با گذار برون‌حاره‌ای به عرض‌های جنب‌حاره و میانی برسند که این امر بر تغییرات ضریب همبستگی تأثیر داشته و در نتیجه آن ضریب همبستگی به‌نسبت کوچک‌تری به‌دست می‌آید. وجود این تفاوت‌ها در ضریب همبستگی به دلیل شرایط دینامیکی جوّی متفاوت در عرض‌های حاره‌ای و میانی می‌باشد، چرا که گذار برون‌حاره‌ای سبب می‌شود که توفند از عرض‌های حاره‌ای خارج شده و با دینامیک جوّی متفاوتی در عرض‌های میانی مواجه شود.

جدول ۱. اطلاعات مربوط به توفندهای: (الف) با فعالیت تا ۶ روز و ضریب همبستگی بزرگتر از ۰/۹ با NAO و (ب) با فعالیت بیش از ۶ روز تا ۲ هفته و ضریب همبستگی کوچکتر با NAO در سالهای ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹. علامت منفی روزها نشان‌دهنده تعداد روز قبل از رخداد توفند بوده و علامت‌های یک ستاره و دو ستاره در مقادیر همبستگی به ترتیب بیانگر معناداری آماری در سطح ۰/۰۵ و ۰/۰۱ هستند.

نام توفند	تاریخ رخداد	دسته توفند	تعداد روزهای فعالیت	عرض جغرافیایی روزهای اول و آخر رخداد (°N)	تأخیر زمانی دارای بیشترین همبستگی	مقدار همبستگی	تعداد روز با شاخص منفی NAO	تعداد روز با شاخص مثبت NAO
(الف) فعالیت توفند تا ۶ روز همراه با همبستگی بزرگتر با NAO								
Gert	۸/۱۷-۸/۱۲	۲	۶	۲۲/۴-۳۸/۲	-۶	۰/۹۷**	۶	۰
Katia	۹/۵-۹/۸	۲	۴	۲۲/۲-۲۱/۱	-۱۰	۱**	۰	۴
Barry	۷/۱۰-۷/۱۴	۱	۵	۲۸/۴-۲۷/۵	-۱	۰/۹*	۵	۰
(ب) فعالیت توفند بیش از ۶ روز تا ۲ هفته همراه با همبستگی کوچکتر با NAO								
Harvey	۸/۱۷-۸/۳۰	۴	۱۴	۱۳/۶-۲۸/۹	-۱۲	۰/۷۴**	۹	۵
Irma	۸/۳۰-۹/۱۲	۵	۱۴	۱۶/۱-۳۴/۸	-۱۰	۰/۸**	۵	۹
Jose	۹/۵-۹/۲۲	۴	۱۸	۱۱/۱-۳۹/۷	-۱۲	۰/۶۷**	۱۰	۷
Lee	۹/۱۴-۹/۳۰	۳	۱۷	۱۰/۴-۴۵/۸	-۹	-۰/۸۲*	۱۵	۲
Maria	۹/۱۶-۹/۳۰	۵	۱۵	۱۲/۲-۴۱/۲	-۱۳	۰/۶۸**	۱۳	۲
Ophelia	۱۰/۹-۱۰/۱۵	۳	۷	۳۰/۵-۴۳/۱	-۱۳	۰/۹**	۱	۶

۵. نتایج بررسی دینامیکی

بخش به ترتیب مربوط به ارزیابی نتایج محاسبه EKE و جملات مهم آن برای توفندهای ماه سپتامبر دوره مورد مطالعه و همچنین توفند دورین، قوی‌ترین توفند رخ داده در سال ۲۰۱۹ است.

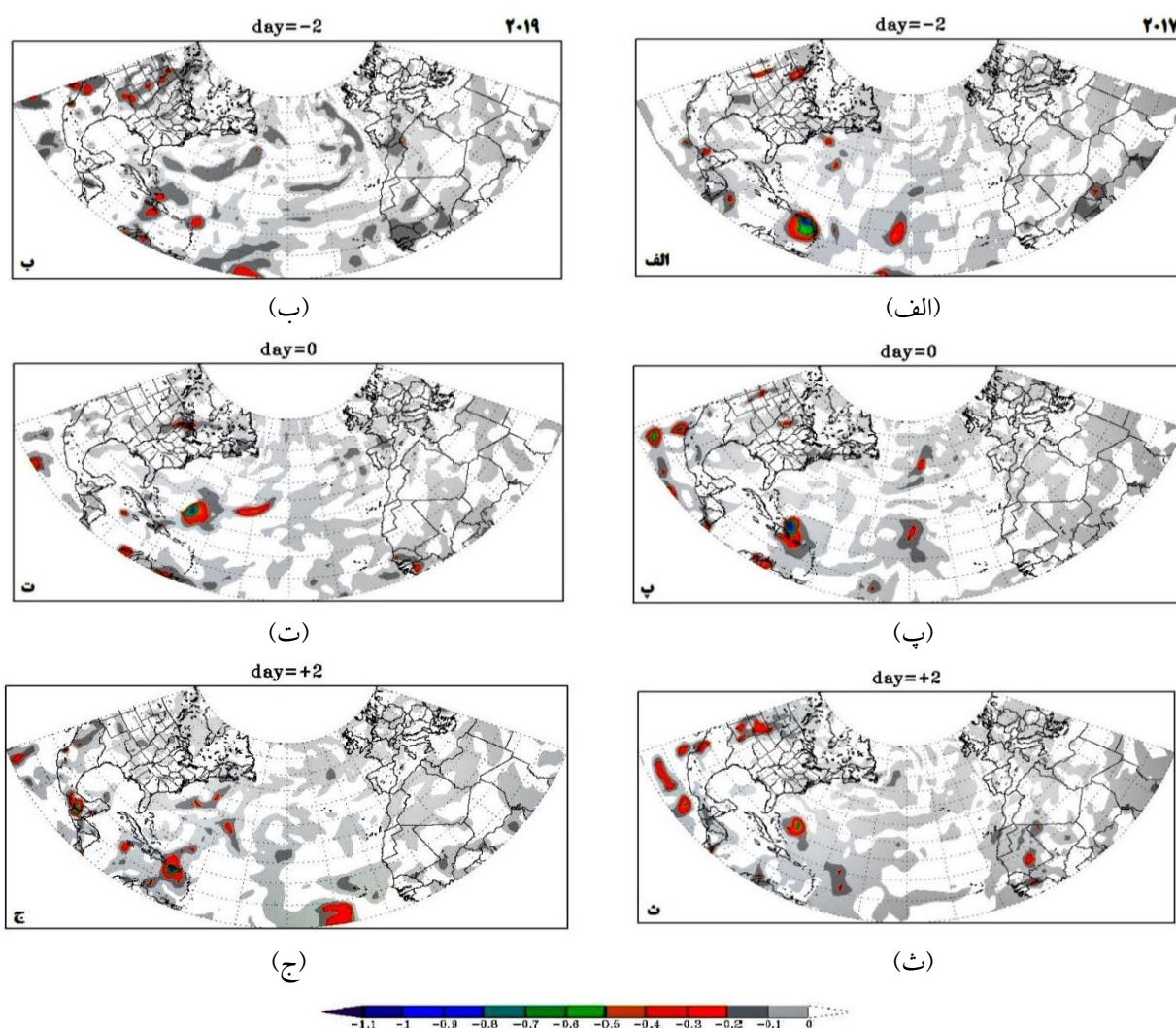
۵-۱. میانگین بی‌هنجاری‌های سرعت قائم تراز hPa

۲۰۰ و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز hPa ۵۰۰ در شکل ۲ میانگین بی‌هنجاری‌های سرعت قائم تراز hPa ۲۰۰ مربوط به توفندهای رخ داده در ماه سپتامبر سالهای ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ نسبت به میانگین بلندمدت سالهای ۱۹۵۸-۲۰۱۹ برای روز بیشینه شدت فعالیت توفندها (روز صفر) و ۲ روز قبل و ۲ روز بعد از آن آورده شده است. در این قسمت نیز از ارائه شکل‌های مربوط به سپتامبر سال ۲۰۱۸، به علت فعالیت توفندی ضعیف نسبت به سالهای ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ و همچنین رعایت

نتایج بخش دینامیکی در سه قسمت ارائه می‌شود. قسمت اول به ارائه و تحلیل بی‌هنجاری‌های سرعت قائم (ω) تراز hPa ۲۰۰ و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز hPa ۵۰۰ در ماه سپتامبر دوره مورد مطالعه و تحول زمانی آن‌ها نسبت به روزهای قبل و بعد از زمان بیشینه اختصاص دارد که چگونگی محاسبه بی‌هنجاری‌ها در روش کار توضیح داده شد. کمیت سرعت قائم (اُمگا) در تراز hPa ۲۰۰ یکی از مهم‌ترین کمیت‌ها برای تحلیل و شناسایی تشدید سریع فعالیت توفندها محسوب می‌شود (گریمز و مریر، ۲۰۱۵). با بررسی نقشه‌های بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز hPa ۵۰۰ و تحول زمانی آن نیز می‌توان به چگونگی شکل‌گیری و تقویت امواج ترازهای میانی و فوقانی (ناوه‌ها و پشته‌های ارتفاعی) وردسپهر و در نتیجه اثر آن‌ها بر سامانه‌های سطحی پی برد. قسمت‌های دوم و سوم این

در سال ۲۰۱۸ در سواحل شرقی آمریکای شمالی واقع در اطلس جنب‌حاره‌ای قرار دارد (شکل نشان داده نشده است). بر اساس نتایج، بیشینه سرعت قائم فوق در روز بیشینه فعالیت ۵ توفند (روز صفر) در سال ۲۰۱۷ در محدوده ۲۱-۳۰ درجه شمالی و ۴۹-۸۳ درجه غربی، در ۴ توفند در سال ۲۰۱۹ در محدوده ۱۱-۳۲ درجه شمالی و ۲۴-۷۸ درجه غربی و در ۳ توفند در سال ۲۰۱۸ در محدوده ۱۵-۳۴ درجه شمالی و ۶۷-۷۸ درجه غربی واقع بوده است.

اختصار، صرف‌نظر شده ولی نتایج این سال با دو سال دیگر مقایسه شده است. مطابق شکل ۲، بی‌هنجاری‌های منفی سرعت قائم (حرکت‌های صعودی) از غرب آفریقا تا غرب اطلس، با مقادیر بزرگ‌تر در غرب اطلس، دیده می‌شود. بیشینه سرعت قائم در شمال دریای کارائیب به سمت غرب اطلس مستقر است. در روزهای بیشینه فعالیت توفندها در دو سال ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ (شکل‌های ۲-پ و ۲-ت)، بیشینه سرعت قائم با مقدار $1/1 \text{ Pa s}^{-1}$ به ترتیب در غرب آفریقا، شمال دریای کارائیب و شمال‌شرق باهاما و



شکل ۲. تحول زمانی میانگین بی‌هنجاری‌های سرعت قائم در تراز ۲۰۰ hPa (برحسب Pa s^{-1}) برای ۹ رویداد توفند ماه سپتامبر سال‌های ۲۰۱۷ (شکل‌های الف، پ و ث) و ۲۰۱۹ (شکل‌های ب، ت و ج) نسبت به میانگین بلندمدت در سال‌های ۱۹۵۸-۲۰۱۹. تحول زمانی نسبت به روز بیشینه شدت فعالیت (روز صفر) و دو روز قبل (۲-) و دو روز بعد (۲+) از روز بیشینه می‌باشد. محدوده شکل، $110^{\circ}\text{W}-30^{\circ}\text{E}$ و $10^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{N}$ است. فواصل بین نصف‌النهارها ۱۰ درجه و مدارها ۵ درجه است و طول جغرافیایی غربی‌ترین نصف‌النهار 110°W و عرض جغرافیایی پایین‌ترین مدار 10°N می‌باشد.

با توجه به مقادیر بی‌هنجاری سرعت قائم، انتظار می‌رود در روز بیشینه، شرایط مساعدی برای حرکات صعودی هوا و کاهش فشار سطح و در نتیجه شکل‌گیری چرخند فراهم باشد؛ این شرایط می‌تواند به سمت غرب اطلس تشدید یابد. در روز ۲- نسبت به روز بیشینه فعالیت توفندها (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب)، در مرکز اقیانوس اطلس حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای مقادیر نسبی ضعیفی از سرعت قائم دیده می‌شود. در سال ۲۰۱۷ مرکز سرعت قائم در پورتوریکو قرار دارد، قوی‌تر از مرکز مشابه سال ۲۰۱۹ است، ولی هر دو مرکز نسبت به روز بیشینه خود کمی ضعیف‌تر شده‌اند. در روز ۲- مربوط به سال ۲۰۱۸ (شکل نشان داده نشده است) نیز مرکز بیشینه سرعت قائم در خلیج مکزیک واقع بوده و نسبت به دو سال دیگر ضعیف‌تر است. همچنین میانگین بی‌هنجاری‌های سرعت قائم برای روز ۲+ نسبت به روز بیشینه (شکل‌های ۲-ث و ۲-ج) کاهش اندک سرعت قائم در هر سه سال، به‌ویژه سال ۲۰۱۸ را نشان می‌دهد. در روز ۴+ هر سه سال (شکل‌ها نشان داده نشده است)، تقریباً در تمام منطقه مورد مطالعه حرکات صعودی سرکوب شده و نشست هوا حاکم است.

شکل ۳ تحول زمانی میانگین بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ۹ توفند ماه سپتامبر سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ نسبت به میانگین اقلیمی در سال‌های ۲۰۱۹-۱۹۵۸ را نشان می‌دهد. در این شکل، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی بیانگر یکی از حالت‌های تقویت ناوه یا مرکز کم‌ارتفاع و تضعیف پشته یا مرکز ارتفاع زیاد نسبت به میانگین اقلیم شناختی است؛ وضعیت مشابهی برای بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌توان تشخیص داد. مطابق شکل ۳، بیشینه بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در نواحی جنب‌قطبی و بی‌هنجاری‌های مثبت در نواحی حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای، به دلیل وجود پرفشار جنب‌حاره اطلس شمالی، دیده می‌شود که به سمت شمال شرق اقیانوس اطلس در حال پیشروی هستند. در شکل‌های ۳-پ و

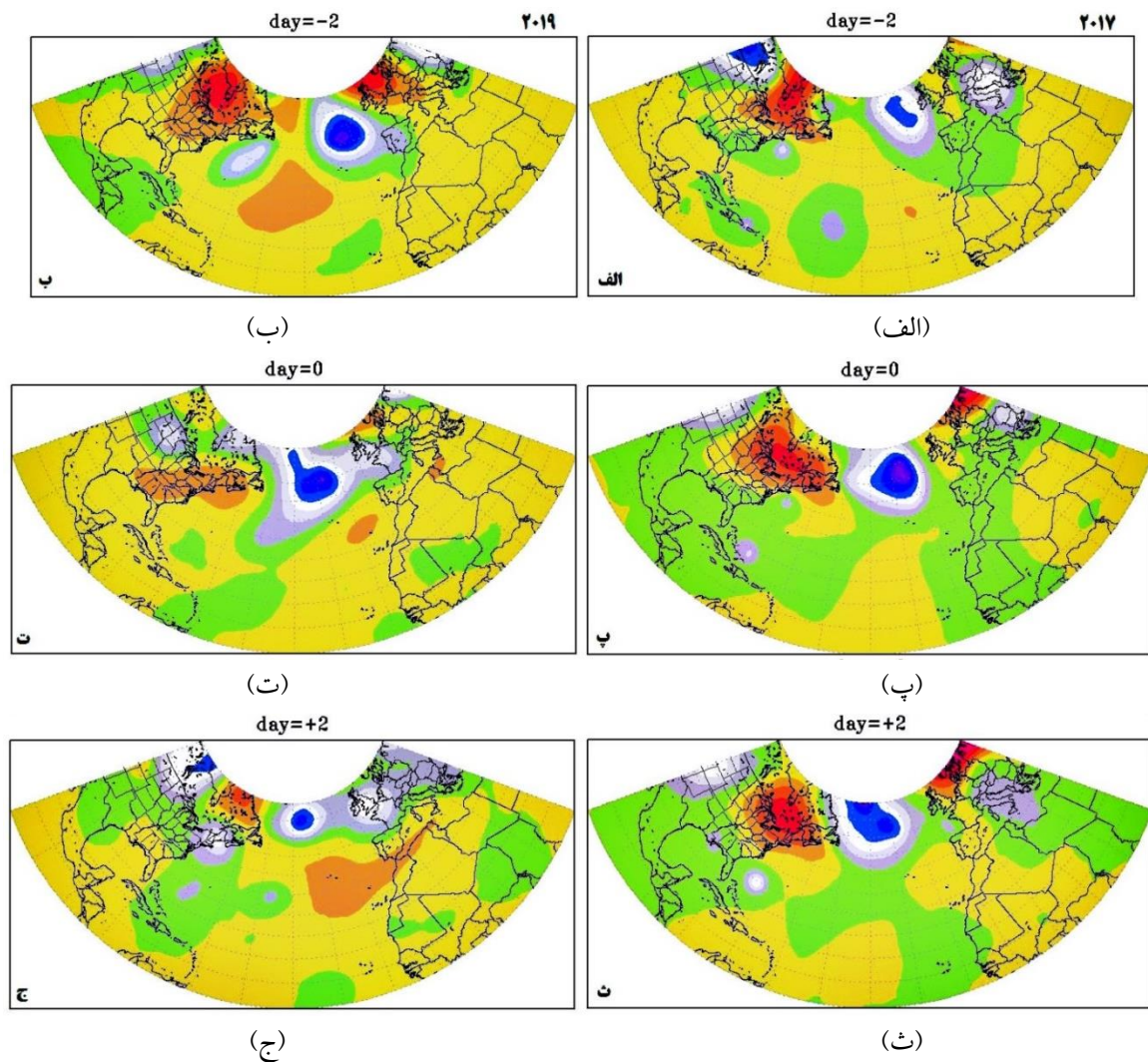
۳-ت مربوط به روز بیشینه فعالیت توفندها در دو سال ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹، در شمال دریای کارائیب که بیشینه سرعت قائم قرار دارد، بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی نزدیک به صفر بوده و بی‌هنجاری منفی قوی ارتفاع ژئوپتانسیلی در نواحی جنب‌قطبی به چشم می‌خورد. ضمن آنکه این مرکز بی‌هنجاری منفی نسبت به دو روز قبل و دو روز بعد تقویت شده، تقریباً تا مرکز اقیانوس اطلس کشیده شده است و در نتیجه انتظار می‌رود ناوه توفندها نیز تقویت یابند. وجود بی‌هنجاری منفی ارتفاع در نواحی جنب‌قطبی بیانگر تقویت چرخندهای برون‌حاره‌ای بوده و تغییرات الگوها هم حاکی از تقویت ناوه واقع در جریان‌سوی مسیر توفان است. در منطقه شکل‌گیری و توسعه چرخندهای حاره‌ای از غرب آفریقا تا غرب و شمال غرب اطلس بی‌هنجاری منفی ارتفاع دیده نشده و بیشتر بی‌هنجاری مثبت ارتفاع حاکم است. بیشینه بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در روز صفر در سال ۲۰۱۸ ضعیف‌تر از سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ بوده و مانند دو سال دیگر در نواحی جنب‌قطبی قرار دارد. شایان ذکر است در روز بیشینه فعالیت توفندها (روز صفر) و روزهای قبل و بعد آن در سه سال مورد مطالعه، بیشتر بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در حوزه فعالیت توفندها وجود دارد که عمدتاً ناشی از اثر پرفشار آزرز در این ناحیه است.

۵-۲. نتایج محاسبه EKE و جملات مهم آن در ماه سپتامبر سال‌های مورد مطالعه

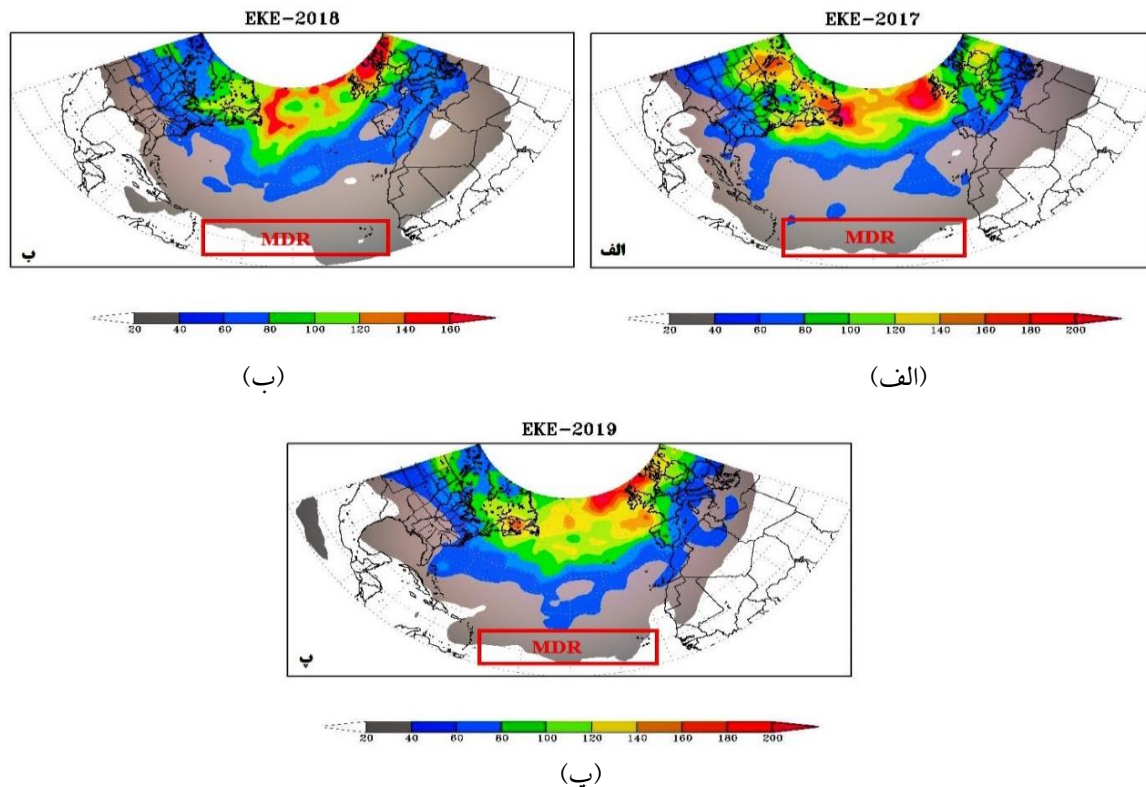
در شکل ۴، توزیع میانگین قائم EKE در ماه سپتامبر سال‌های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ مشاهده می‌شود. مناطق بیشینه EKE در شکل‌ها مسیر توفان اطلس را نشان می‌دهد (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). به‌طور کلی انتظار می‌رود با توجه به زمان رخداد توفان‌های حاره‌ای که در فصل تابستان است، EKE دارای مقادیر ضعیف‌تری نسبت به فصل زمستان باشد. دو بیشینه EKE در ماه سپتامبر سال ۲۰۱۷ (شکل ۴-الف)، یکی بر روی دریای لابرادور و

جنب‌حاره‌ای و در نزدیکی سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا مقادیر EKE بیش از $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ وجود دارد. با توجه به شکل ۳ می‌توان نتیجه گرفت که EKE در منطقه توسعه اصلی توفندها (MDR) واقع در ناحیه $10^\circ\text{--}20^\circ\text{N}$ و $20^\circ\text{--}60^\circ\text{W}$ مقادیر کوچکی دارد؛ اما هنگامی که توفندها از عرض‌های حاره‌ای خارج و وارد عرض‌های میانی می‌شوند، به‌ویژه در نزدیکی سواحل غرب اطلس شمالی که شیو دمایی زیادی وجود دارد، فعالیت توفندها در این نواحی شدت یافته و بر میزان تأثیرگذاری آنها بر مسیر توفان اطلس افزوده می‌شود. این تأثیرگذاری در ابتدای مسیر توفان که همراه با مقادیر بسیار بالای EKE است، بیشتر می‌باشد.

دیگری غرب اروپا در نزدیکی سواحل نروژ با مقدار $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ۲۰۰ دیده می‌شود. همچنین مقادیر EKE بیشتر از $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ۱۰۰ بر روی غرب اروپا، شمال اقیانوس اطلس، کشور کانادا و سواحل شرقی آن و سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا که محل تشدید فعالیت توفندها در عرض‌های میانی می‌باشد، گسترش دارد. در سال ۲۰۱۸ (شکل ۴-ب)، بیشینه EKE واقع بر روی دریای لابرادور و سواحل شرقی کانادا کمی به سمت عرض‌های پایین‌تر کشیده شده و بیشینه دیگر با جابه‌جایی به سمت شمال‌غرب بر روی شمال روسیه قرار دارد. در سال ۲۰۱۹ (شکل ۴-پ) نیز بیشینه EKE فقط در شمال‌غرب اروپا دیده می‌شود. به‌علاوه، در هر سه سال، در مرکز اقیانوس اطلس



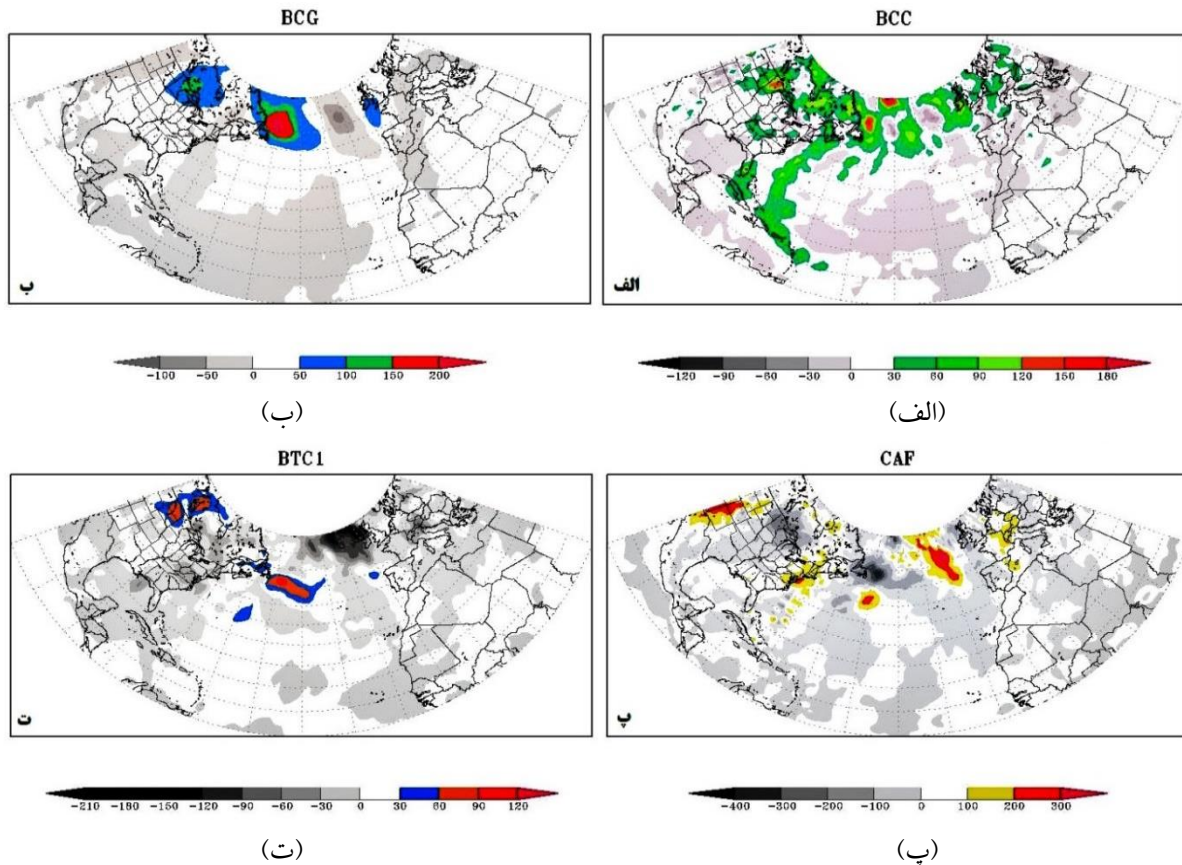
شکل ۳. مشابه شکل ۲ ولی برای بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ hPa (برحسب ژئوپتانسیل متر gpm).



شکل ۴. توزیع میانگین ماهانه EKE (برحسب m^2s^{-2}) در ماه سپتامبر سالهای (الف) ۲۰۱۷، (ب) ۲۰۱۸ و (پ) ۲۰۱۹. مستطیل قرمز رنگ منطقه توسعه اصلی توفندها (MDR) را نشان می‌دهد. محدوده شکل $10^{\circ}N-60^{\circ}N$ و $110^{\circ}W-30^{\circ}E$ است.

سوی توفندها است. مهم‌ترین دلیل این موضوع می‌تواند وقوع همرفت بر روی دریای لابرادور باشد که شرایط مساعدی برای چرخندزایی و رشد کُرفشاری فراهم می‌کند. این یافته با نتایج مطالعه هین و همکاران (۲۰۰۸) بر روی شکل‌گیری آب عمیق در دریای لابرادور همخوانی دارد. آن‌ها اظهار داشتند که دریای لابرادور یکی از مهم‌ترین مناطق اقیانوس اطلس برای تشکیل همرفت عمیق است که به شکل‌گیری آب‌های عمیق در اطلس شمالی کمک بسیاری می‌کند. بر اساس شکل ۵-الف، مقادیر نسبی بزرگی از BCC، بیش از $m^2s^{-2}day^{-1}$ ، در غرب اقیانوس اطلس از نواحی حاره‌ای در نزدیکی دریای کارائیب به سمت شمال غرب این اقیانوس در مجاورت سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا وجود دارد، حال آنکه در نواحی مرکزی و شرقی اقیانوس اطلس مقادیر ضعیف و منفی تبدیل کُرفشار به چشم می‌خورد.

در شکل ۵ توزیع میانگین قائم جملات EKE شامل تبدیل کُرفشار (BCC)، تولید کُرفشار (BCG)، همگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل (CAF) و جمله اول تبدیل فشارورد (BTC1) در ماه سپتامبر سال ۲۰۱۷ ارائه شده است. مطابق شکل ۵-الف، در مناطقی که BCC مقدار مثبت دارد، انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی تبدیل شده و مسیر توفان تقویت می‌شود. بیشینه EKE در جریان‌سوی بیشینه تبدیل کُرفشار قرار دارد. در واقع، تبدیل کُرفشار در مناطق با کُرفشاری شدید، یعنی غرب اقیانوس اطلس یا به عبارتی پادجریان‌سوی مسیر توفان، قوی است. از این رو بیشینه تبدیل کُرفشار بر روی دریای لابرادور و شمال اقیانوس اطلس دیده می‌شود. از آنجا که تفکیکی بین وضعیت مسیر توفان اطلس و چرخندهای عرض‌های میانی در فازهای مختلف NAO انجام نشده است، وجود مقادیر بیشینه در این ناحیه نشان از دریافت انرژی زیاد از



شکل ۵. توزیع میانگین ماهانه جملات EKE (برحسب $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$) شامل (الف) BCC، (ب) BCG، (پ) CAF و (ت) BTC1 در ماه سپتامبر سال ۲۰۱۷. محدوده جغرافیایی شکل، 10°N – 60°N و 110°W – 30°E است.

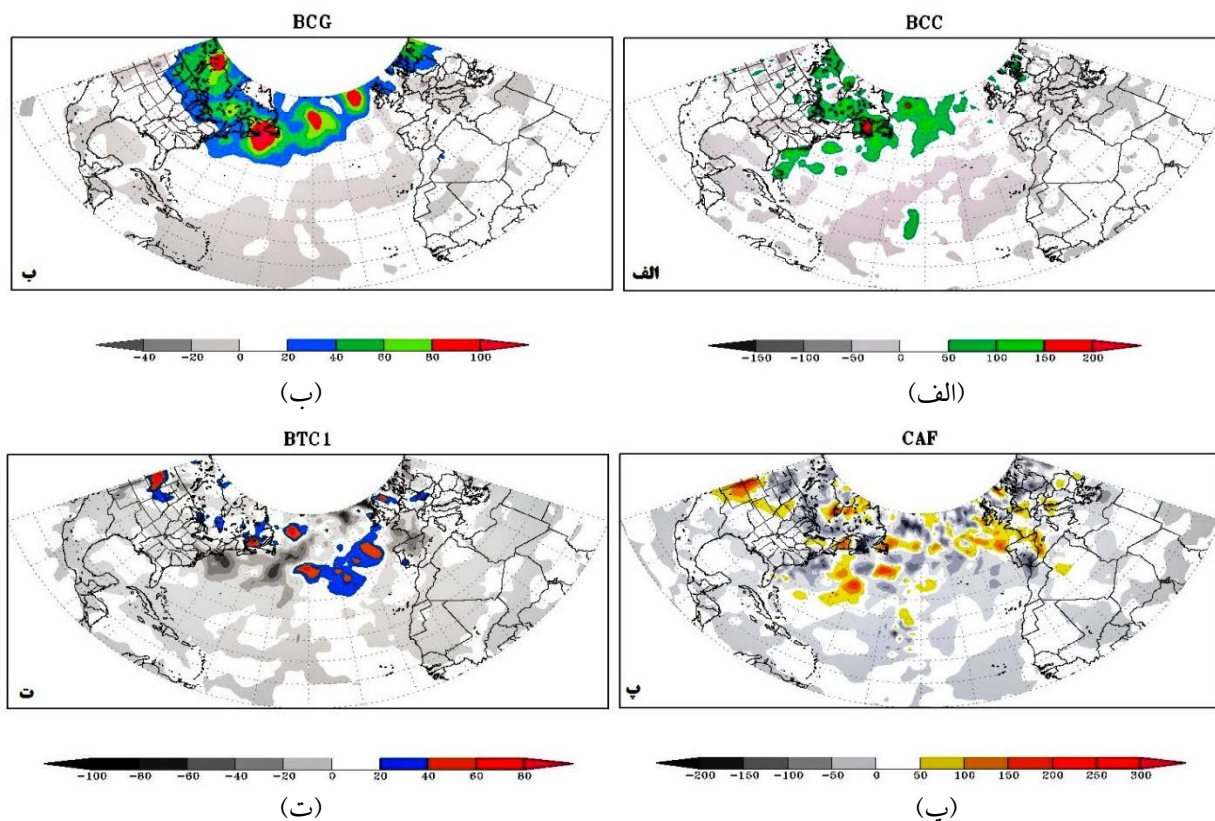
خروجی آن همگرایی شار وجود دارد. در واقع، واگرایی در ورودی مسیر توفان همانند چاهه EKE عمل کرده و تولید کژ فشار قوی در آن مناطق (غرب اقیانوس‌ها) را متعادل می‌کند (چنگ، ۲۰۰۱). بیشینه CAF با مقدار $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ ۳۰۰ در غرب اروپا، جنوب دریای لابرادور و سواحل شرقی کشور کانادا مشاهده می‌شود. همچنین در قسمت‌هایی از نواحی جنب‌حاره‌ای غرب اقیانوس اطلس واقع در نزدیکی سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا به سمت سواحل شرقی کانادا مقادیر نسبتاً بزرگی از CAF وجود دارد. این نواحی منطقه‌ای با مقادیر بزرگ تبدیل کژ فشار است. بر روی دریای لابرادور که بیشینه تولید کژ فشار قرار دارد، به وضوح واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل دیده می‌شود که نشان‌دهنده آن است در این نواحی انرژی پیچک‌های گذرا تضعیف می‌شود.

در شکل ۵-ب مربوط به جمله تولید کژ فشار (BCG)، در دریای لابرادور بیشینه این جمله با مقدار $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ ۲۵۰ دیده می‌شود. همچنین در منطقه وسیعی از حاره و جنب‌حاره تولید کژ فشار منفی است. به‌طور کلی در مناطقی که BCG مقدار مثبت دارد، انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر میانگین به انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی تبدیل می‌شود. در غرب اقیانوس به دلیل شیو دمایی بزرگ میان خشکی و دریا، بیشینه BCG و به‌ویژه BCC وجود دارد. در شکل ۵-پ، در مناطقی که همگرایی (واگرایی) شار وجود دارد، EKE افزایش (کاهش) می‌یابد. به بیان دیگر، مقادیر مثبت این جمله معرف دریافت انرژی و مقادیر منفی آن بیانگر گسیل انرژی به جریان‌سو و در نتیجه کاهش انرژی در آن منطقه است. اغلب در ورودی مسیرهای توفان، واگرایی شار کل انرژی (شار آزمینگرد ژئوپتانسیل و شار فرارفتی) و در

کانادا با مقدار بیش از $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ قرار دارد. در این سال نیز مقادیر نسبی بزرگی از BCC در نزدیکی سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا، شمال و شمال‌شرق کانادا، جایی که محل تشدید توفندها در عرض‌های میانی است، دیده می‌شود. تولید کثرفشار (شکل ۶-ب) دارای چهار بیشینه واقع در شمال کشور کانادا، جنوب‌غرب دریای لابرادور، شمال اقیانوس اطلس و شمال‌غرب اروپا است که نسبت به سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ قوی‌تر هستند. در مرکز اطلس حاره‌ای به سمت شمال‌غرب آفریقا و در خلیج مکزیک مقادیر منفی BCG و در نواحی جنوب‌حاره‌ای مقادیر مثبت و ضعیف این جمله به چشم می‌خورد. در ناحیه‌ای که بیشینه BCC و یکی از بیشینه‌های قوی BCG قرار دارد، واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل به مقدار $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ (شکل ۶-پ) مشاهده می‌شود. این بدان معناست که این بیشینه‌ها به وجود واگرایی شار حساس هستند، زیرا همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، عامل اصلی کاهش EKE جمله واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل است. همچنین این جمله از EKE نسبت به دو سال قبل از آن دارای مقادیر ضعیف‌تری است. نکته حائز اهمیت آن است که میزان دریافت انرژی از طریق شار آزمینگرد ژئوپتانسیل در سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ در نزدیکی خط ساحل شرقی آمریکای شمالی و کانادا نسبت به سال ۲۰۱۸ بیشتر است؛ بنابراین انتظار می‌رود که رخداد توفندها در سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ قوی‌تر باشد. نتایج جمله تبدیل فشارورد (شکل ۶-ت) نیز حاکی از آن است در مناطقی که بیشینه‌های BCC و BCG قرار دارند، این جمله دارای کمینه مقدار خود به میزان $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{day}^{-1}$ بوده که سبب اتلاف EKE در این مناطق می‌شود.

جمله اول تبدیل فشارورد (BTC1) در شکل ۵-ت نشان می‌دهد در مناطقی که این جمله دارای مقدار مثبت است، انرژی جنبشی میانگین به انرژی جنبشی پیچکی تبدیل شده و انتظار می‌رود که مسیر توفان تقویت شود. ولی از آنجاکه در حالت میانگین، جمله تبدیل فشارورد دارای مقادیر کوچک و منفی است، لذا این جمله اغلب باعث اتلاف بخشی از EKE می‌شود. مطابق شکل ۴-ت، بیشینه تبدیل فشارورد در جنوب دریای لابرادور، جایی که به‌طور نسبی جملات دیگر EKE دارای بیشینه مقدار خود هستند، قرار دارد. در عرض‌های حاره‌ای و جنوب‌حاره‌ای اطلس، در غرب آفریقا و خلیج مکزیک، این جمله از نظر بزرگی مقادیر بسیار کوچک داشته و دارای علامت منفی است و در نزدیکی سواحل شرقی کانادا مقادیر ضعیف و مثبتی از BTC1 به چشم می‌خورد که نشان از اتلاف انرژی از طریق تبدیل فشارورد در این نواحی دارد. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، فصل توفند اطلس سال ۲۰۱۷ با رخداد ۸ توفند قوی که در ماه سپتامبر تشدید یافتند، در زمره یکی از فعال‌ترین فصل‌های توفند اطلس در دهه‌های گذشته شناخته شده است. با توجه به توزیع جملات EKE در شکل ۴ می‌توان گفت که با رخداد توفندهای حاره‌ای قوی و ورود آن‌ها به عرض‌های میانی شرایط مساعدی برای رشد کثرفشاری و تقویت بیشتر پیچک‌های گذرا فراهم می‌شود. در واقع با نزدیک شدن این توفندهای گذرا به مسیر توفان اطلس، بر انرژی جنبشی پیچکی اثر گذاشته و موجب تقویت پیچک‌های گذرا می‌شود.

شکل ۶ توزیع میانگین قائم جملات EKE در سپتامبر سال ۲۰۱۹ را نشان می‌دهد که اندکی متفاوت از سال ۲۰۱۷ است. مطابق شکل ۶-الف، بیشینه تبدیل کثرفشار در جنوب‌غرب دریای لابرادور در نزدیکی ساحل شرقی



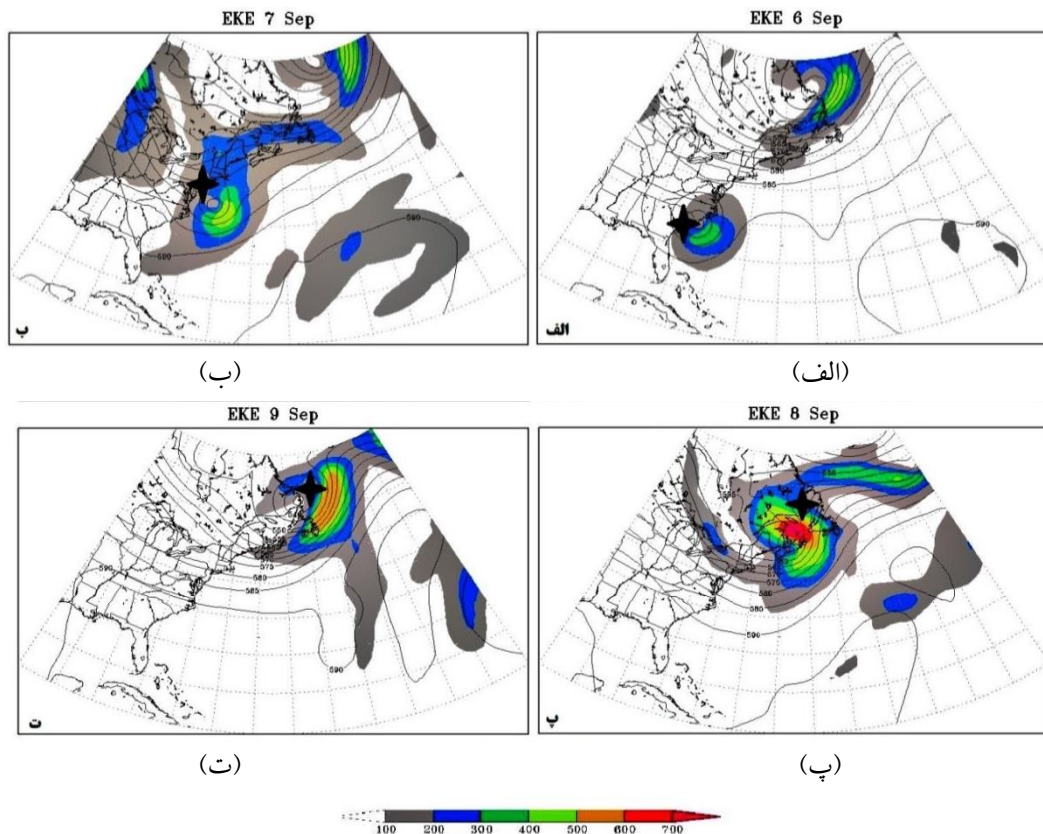
شکل ۶. مشابه شکل ۵ ولی برای سپتامبر سال ۲۰۱۹.

(ب)، زبانه‌هایی از EKE به میزان $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ بخشی وسیعی از سواحل غرب اطلس واقع در عرض‌های میانی را دربر گرفته است. طبق شکل ۷-پ (در روز ۸ سپتامبر)، بیشینه EKE در شرق کانادا با مقدار $700 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ متمرکز بوده که بیشترین میزان EKE واقع در مسیر توفان اطلس طی رخداد توفند دورین است. در نهایت، این سامانه در روز ۹ سپتامبر (شکل ۷-ت) ساعت ۰۶ UTC در ناحیه $51/6^\circ \text{N}$ و $54/8^\circ \text{W}$ میرا شده است. در این روز، بیشینه EKE با جابه‌جایی به سمت شمال دریای لابرادور دارای کاهشی به میزان $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ نسبت به روز قبل است. الگوی میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این ناحیه نیز حاکی از آن است که با آزاد شدن گرمای نهان، پشته‌های جریان سو تقویت شده و ناوه توفند حرکت صعودی بسیار زیادی یافته است. همچنین از دلایل وجود مقادیر بزرگ EKE، رخداد سامانه‌ها و توفندهای دیگری است که بر مقدار EKE مؤثر بوده‌اند.

۳-۵. بررسی موردی توفند دورین با استفاده از نتایج

محاسبه EKE و جملات مهم آن

در این قسمت، توفند دورین به‌عنوان یکی از قوی‌ترین توفندهای رخ داده در دوره مورد مطالعه که طی گذار برون‌حاره‌ای خود مسیر توفان اطلس را متأثر ساخته از دیدگاه انرژی مورد بررسی قرار می‌گیرد. در شکل ۷ مقادیر روزانه EKE طی گذار برون‌حاره‌ای این توفند نشان داده شده است. در روز ۶ سپتامبر (شکل ۷-الف)، توفند در ساعت ۰۰ UTC در موقعیت $33/4^\circ \text{N}$ و $77/9^\circ \text{W}$ واقع بوده و تا ساعت ۱۸ UTC به موقعیت $36/2^\circ \text{N}$ در سواحل کارولینا می‌رسد و EKE در جریان‌سوی آن با بیشینه مقدار $300 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ در حال تقویت است. بیشینه دیگری از EKE با شدت قوی‌تر و مقدار $400 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ بر روی دریای لابرادور دیده می‌شود؛ بنابراین انتظار می‌رود که طی ۳ روز بعد از پیشروی سامانه به سمت عرض‌های بالاتر، مسیر توفان به شدت تقویت یابد. در روز ۷ سپتامبر (شکل ۷-



شکل ۷. مقادیر روزانه میانگین قائم EKE (برحسب m^2s^{-2}) در گذار برون‌حاره‌ای توفند دورین رخ داده در ۶ تا ۹ سپتامبر سال ۲۰۱۹ تا میرا شدن آن (الف تا ت). پربندهای خاکستری نشان‌دهنده ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ hPa (مابین ۶۲۵-۵۰۰ gpdm به فاصله ۵۰ gpdm) هستند و ستاره سیاه رنگ موقعیت تقریبی توفند را نشان می‌دهد. محدوده جغرافیایی شکل $20^{\circ}N$ و $90^{\circ}W$ تا $35^{\circ}N$ و $90^{\circ}W$ است. فواصل نصف‌النهارها و مدارها ۵ درجه بوده و طول غربی‌ترین نصف‌النهار $90^{\circ}W$ و عرض پایین‌ترین مدار $20^{\circ}N$ است.

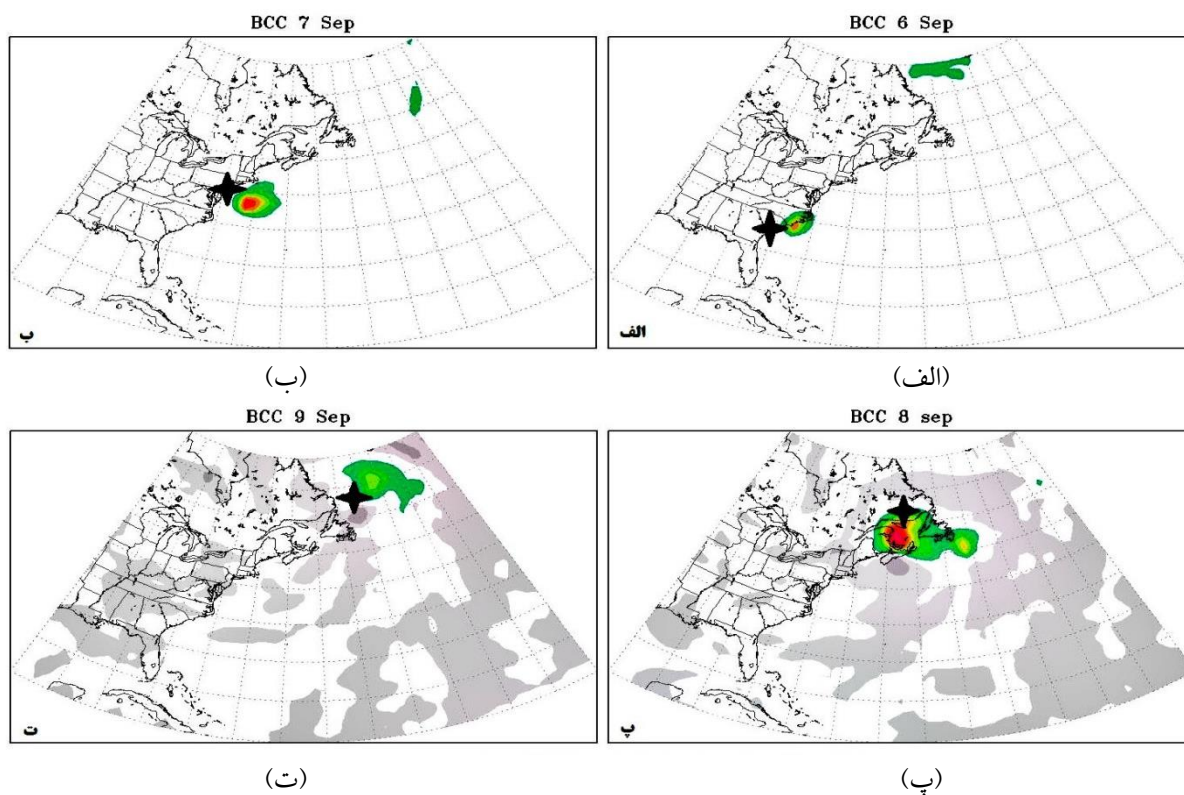
چینش قائم باد نسبت به روز قبل، بیشینه BCC به میزان $100 m^2s^{-2}day^{-1}$ افزایش یافته و در جریان‌سوی توفند قرار دارد. در روز ۸ سپتامبر (شکل ۸-ب)، بیشینه بسیار قوی BCC با مقدار $4500 m^2s^{-2}day^{-1}$ در سواحل شرقی کانادا دیده می‌شود که همراه با هسته هوای گرم و صعود شدید هوا است. در واقع، بیشترین میزان تبدیل کثرفشار در گذار برون‌حاره‌ای توفند دورین در روز ۸ سپتامبر، هم‌زمان با بیشینه EKE، رخ می‌دهد. با نزدیک شدن توفند به جریان‌سوی دریای لابرادور، جایی که ناحیه اصلی همرفت عمیق است (مارشال و اسکات، ۱۹۹۹)، بیشینه تبدیل کثرفشار به چشم می‌خورد. در فاز میرایی سامانه، همان‌طور که انتظار می‌رود، تبدیل کثرفشار کاهش می‌یابد. در روز ۹ سپتامبر (شکل ۸-ت)، بیشینه BCC بر روی دریای لابرادور و در شرق توفند قرار دارد، ولی این

همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، جملات تبدیل کثرفشار و واگرایی شار آزمینگرد در تحول چرخندها نقش مهمی دارند. از این‌رو جمله تبدیل کثرفشار طی گذار برون‌حاره‌ای توفند دورین در شکل ۸ نشان داده شده است. مطابق شکل، این جمله بیانگر تبدیل قوی انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی است که باعث تقویت مسیر توفان اطلس می‌شود. در روز ۶ سپتامبر (شکل ۸-الف)، سامانه با فعالیت در سواحل کارولینا و وجود بیشینه BCC با مقدار $2000 m^2s^{-2}day^{-1}$ در حال تقویت است. با پیشروی توفند به سمت عرض‌های میانی در روز ۷ سپتامبر (شکل ۸-ب) و حرکت به سوی شمال سواحل کارولینا، سامانه با بیشینه‌ای قوی از BCC همراه بوده که در حال تقویت است و به‌طور کلی، در دو روز اول تبدیل کثرفشار مثبت می‌باشد. با افزایش شیو دما و

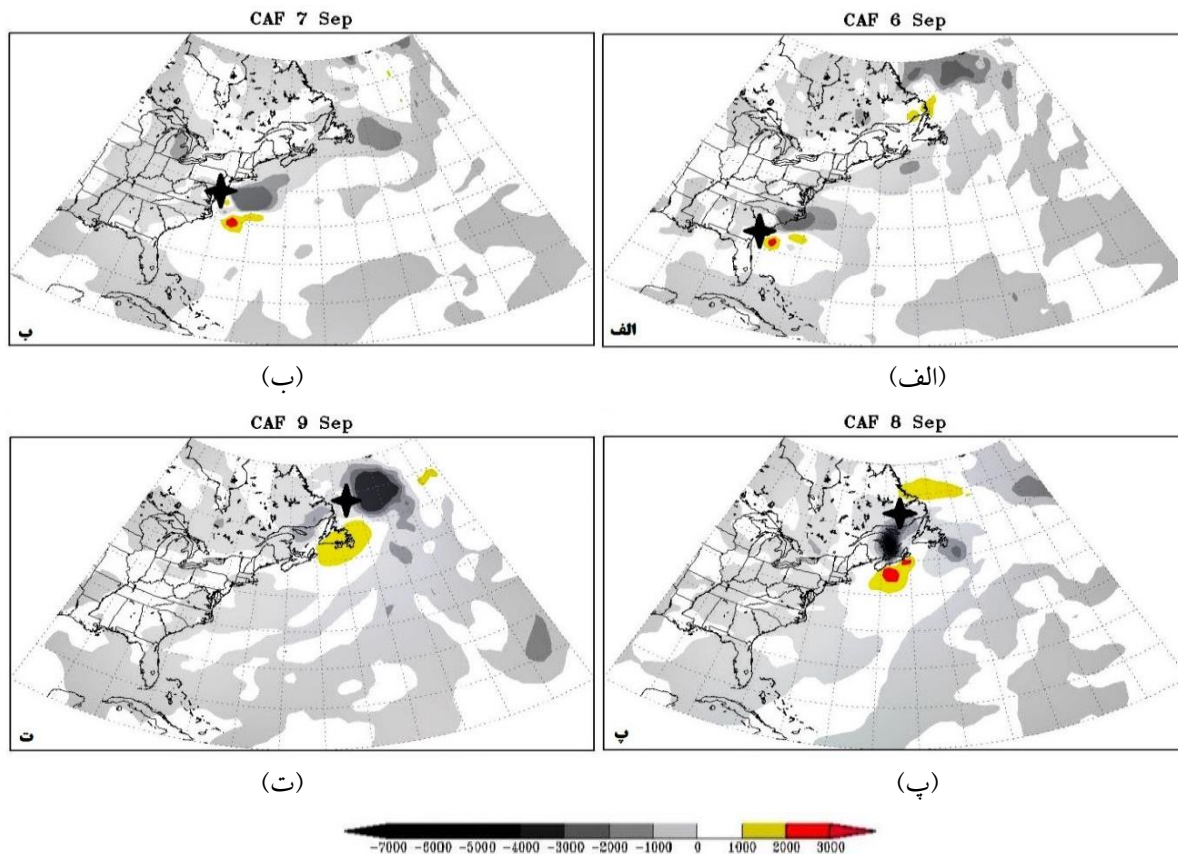
بیشینه به اندازه سه روز قبل قوی نیست و در نهایت پس از ۶ ساعت در ۰۰ UTC روز بعد میرا می شود. با توجه به شکل ۸ مشاهده می شود که بیشترین مقدار BCC مربوط به روز ۸ سپتامبر است که سامانه کاملاً در راستای مسیر توفان اطلس قرار دارد. لذا منطقی است که جمله تبدیل کثرفشار در گذار برون حاره ای توفند دورین دارای مقادیری قابل توجه همراه با بیشینه های بسیار قوی باشد و میزان تبدیل انرژی پتانسیل دسترس پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی نیز زیاد بوده و در عرض های میانی افزایش بیشتری داشته است؛ بنابراین به وضوح دیده می شود که جمله تبدیل کثرفشار در انرژی جنبشی پیچک های جوئی مانند توفند دورین نقش مهم داشته و سبب تقویت سامانه های چرخندی می شود.

در میانگین های ماهانه جملات EKE در ماه سپتامبر سال های مورد مطالعه (شکل های ۵ و ۶) مشاهده شد که

میزان EKE وابسته به وجود واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل است. بدین منظور تغییرات CAF طی گذار برون حاره ای توفند دورین در شکل ۹ آورده شده است. مطابق شکل، بیشینه هایی که در مقادیر روزانه EKE و BCC دیده می شود، همراه با بیشینه واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل هستند. در ورودی مسیرهای توفان اغلب واگرایی شار کل و در خروجی آن همگرایی شار وجود دارد و واگرایی در ورودی مسیر توفان تولید کثرفشار قوی در این ناحیه را متعادل می کند. به طور کلی، در گذار برون حاره ای توفند دورین تا قبل از روز ۸ سپتامبر میزان دریافت و گسیل انرژی به جریان سو از طریق شار آزمینگرد ژئوپتانسیل در توازن است ولی با توجه به موقعیت سامانه در حال گذار، واگرایی شار اهمیت بیشتری پیدا می کند. در روز ۸ سپتامبر که بیشترین میزان جملات EKE به ویژه تبدیل کثرفشار حاکم است، بیشینه واگرایی شار آزمینگرد نیز دیده می شود.



شکل ۸. مشابه شکل ۷ ولی برای جمله تبدیل کثرفشار (BCC).



شکل ۹. مشابه شکل ۷ ولی برای جمله شار آزمینگرد ژئوپتانسیل (CAF).

۶. نتیجه‌گیری

هدف این پژوهش، بررسی ارتباط بین رخداد توفندهای اقیانوس اطلس و فازهای NAO و همچنین اثر این توفندها بر تغییرات احتمالی مسیر توفان اطلس با استفاده از دیدگاه انرژی‌تیک در سال‌های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ است. بدین منظور ابتدا از دیدگاه آماری ضریب همبستگی میان شاخص روزانه NAO و شاخص ۶ ساعته ACE برای توفندهای منتخب رخ داده در ماه‌های ژوئیه تا اکتبر سال‌های ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۹ محاسبه و تحلیل شد. سپس به علت محدود بودن دوره مورد مطالعه و برای تقویت نتایج بخش آماری، توفندهای مربوط به ۲۲ سال قبل از این دوره، شامل فصل‌های توفندی ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۶، با تأکید بر چگونگی ارتباط بین ویژگی‌ها و رخداد توفندها و فازهای مختلف NAO نیز مورد بررسی قرار گرفت. در بخش مطالعه دینامیکی توفندها، محاسبات انرژی جنبشی پیچکی و جملات آن و همچنین بی‌هنجاری کمیت‌های

در واقع در این روز توازن همگرایی و واگرایی شار به هم خورده و میزان واگرایی بیش از دو برابر همگرایی است. در شکل ۹-الف، بیشینه واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل در جریان‌سوی توفند دارای مقدار $m^2s^{-2}day^{-1}$ ^۱۲۰۰۰ است. در روزهای بعد با ورود سامانه به عرض‌های میانی (شکل‌های ۹-ب تا ۹-ت)، میزان واگرایی و همگرایی قوی‌تر شده و در روز ۸ سپتامبر بیشینه‌های بسیار قوی واگرایی به وضوح نمایان است. با توجه به نتایج بخش آماری، همبستگی به‌دست آمده میان شاخص‌های ACE و NAO برای توفند دورین برابر ۰/۸۳ در سطح معناداری آماری ۰/۰۱ می‌باشد و طی رخداد این توفان، NAO به مدت ۱۴ روز در فاز مثبت و ۱ روز در فاز منفی بوده است؛ بنابراین می‌توان گفت که بیشینه‌های بسیار قوی EKE مشاهده شده در فاز مثبت NAO با تشدید فعالیت این توفند در عرض‌های میانی همراه بوده و موجب تقویت شدید مسیر توفان اطلس شده است.

مورد نظر با استفاده از داده‌های JRA-55 برای ماه سپتامبر انجام شده است که فعالیت توفندها در این ماه بیشینه می‌باشد. در قسمت پایانی مطالعه دینامیکی، با انتخاب توفند قوی دورین در ماه سپتامبر سال ۲۰۱۹ که از نظر ارتباط با مسیر توفان اطلس و نحوه ورود به عرض‌های میانی شرایط متفاوتی داشته است، به بررسی بیشتر ارتباط توفندها با مسیر توفان اطلس پرداخته شد.

نتایج بررسی آماری نشان می‌دهد که به‌علت نزدیکی حوزه فعالیت NAO به حوزه رخداد توفندهای غرب اطلس شمالی، ضریب همبستگی بسیار بالا و معنادار (به‌طور میانگین حدود ۹۵٪ در سطح معنی‌داری آماری ۰/۰۱) میان شاخص‌های NAO و ACE برای هر رویداد مورد مطالعه وجود دارد. همچنین به‌طور میانگین تأثیر پدیده NAO بر توفندهای رخ داده در سه سال مورد نظر دارای تأخیر زمانی حدود ۲ هفته است. توفندهایی که حدود ۱ هفته فعالیت داشته و در دسته ضعیف‌تری از مقیاس دسته‌بندی سفیر-سیمپسون قرار دارند، در عرض‌های حاره‌ای شکل گرفته و در نهایت در همان مناطق میرا می‌شوند. به بیانی این دسته از توفندها دارای سازوکار دینامیکی ساده‌تری هستند، ضمن آنکه از ضریب همبستگی بزرگ‌تر و تقریباً ثابتی با فازهای NAO برخوردارند. از سوی دیگر، توفندهای با فعالیت بیشتر از ۶ روز تا ۲ هفته که در دسته قوی‌تری قرار دارند، می‌توانند با گذار برون‌حاره‌ای به عرض‌های جنب‌حاره و میانی با دینامیک کاملاً متفاوت برسند و در اثر این موضوع و چرخه زندگی بزرگ‌تر، ضریب همبستگی به نسبت کوچک‌تری بین توفندها و فازهای NAO ایجاد شود. همچنین در بازه زمانی بلندمدت ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۹ مشاهده می‌شود که حاکمیت نسبی فاز منفی NAO در زمان فعالیت توفندها در منطقه توسعه اصلی توفندها اندکی بیشتر از فاز مثبت آن است، اگرچه تعداد توفندها در فاز مثبت NAO حدود ۷٪ بیشتر از فاز منفی است. به‌علاوه، در بازه زمانی ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۹، توفندهایی که تمام روزهای فعالیت آن‌ها در فاز منفی NAO بوده و یا فاز منفی در

آن‌ها غالب است، بیشتر در دریای سارگاسو (غرب اطلس) و نواحی کیپ‌ورد در غرب آفریقا رخ داده‌اند. از سوی دیگر، توفندهایی که تمام روزهای فعالیت آن‌ها در فاز مثبت NAO بوده و یا فاز مثبت در آن‌ها غالب است تا سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا کشیده شده و در آنجا تقویت می‌شوند. این بدان معناست که فازهای NAO بر مسیر حرکت توفندها در عرض‌های بالاتر (برون‌حاره‌ای و میانی) تأثیرگذار است. نتایج حاصل از بررسی میانگین ماهانه EKE و جملات مهم آن نشان می‌دهد که به‌طور کلی فعالیت پیچکی در منطقه و فصل فعالیت توفندها ضعیف است. با این وجود، در غرب اطلس و در نزدیکی سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا و کانادا تغییرات قابل توجهی در جملات تعیین‌کننده تحول EKE به‌چشم می‌خورد. به‌علاوه، ارزیابی مقادیر جملات حاکم بر EKE بیانگر آن است که در گذار برون‌حاره‌ای توفندها، جملات تبدیل کژفشار و واگرایی شار آزمینگرد ژئوتانسیل نقشی مهم در افزایش EKE و تقویت مسیر توفان اطلس دارند. به بیانی، این دو جمله مهم‌ترین منابع تأمین انرژی مسیر توفان اطلس و تقویت سامانه در غرب اطلس به شمار می‌آیند. همچنین فصل توفند اطلس شمالی در سال ۲۰۱۷ با رخداد ۸ توفند و سال ۲۰۱۹ با رخداد ۵ توفند که در ماه سپتامبر تقویت یافتند از فعال‌ترین فصل‌های توفند اطلس در دهه‌های گذشته می‌باشند. در بین سال‌های مورد مطالعه، فعالیت توفندها از نظر شدت و طول عمر در سال ۲۰۱۸ ضعیف‌تر از دو سال دیگر بوده است. توزیع EKE و جملات حاکم بر آن در ماه سپتامبر سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۹ حاکی از آن است که رخداد توفندهای حاره‌ای قوی و ورود آن‌ها به عرض‌های میانی شرایط مساعدی برای رشد کژفشاری و تقویت بیشتر پیچک‌های گذرا فراهم کرده است. در واقع، با نزدیک شدن این توفندهای گذرا به مسیر توفان اطلس، دریافت EKE از مسیر توفان موجب تقویت آن‌ها می‌شود. بر اساس نتایج حاصل همچنین می‌توان گفت که رخداد چرخندهای برون‌حاره‌ای بیشتر همراه با فاز مثبت پدیده

NAO، نسبت به فاز منفی، است.

ارزیابی مقادیر روزانه جملات EKE طی گذار برون‌حاره‌ای توفند دورین نیز نشان‌دهنده آن است که در این توفند هم جملات تبدیل کثرفشار و واگرایی شار آزمینگرد ژئوپتانسیل نقشی مهم در افزایش EKE و تقویت مسیر توفان اطلس داشته‌اند. به علاوه، گذار برون‌حاره‌ای توفند دورین نشان می‌دهد رخداد این چرخند که در غرب اطلس و در سواحل شرقی ایالات متحده آمریکا و کانادا بوده است، در شرایطی شدت می‌یابد که متأثر از کثرفشاری قوی در غرب اطلس بوده و آزاد شدن گرمای نهان موجب تقویت پشته‌های جریان‌سو و به دنبال آن ناوه توفند و در نتیجه جریان‌های صعودی همراه آن شود. وجود شیو دمایی شدید میان خشکی و دریا در غرب اطلس و همچنین وجود جریان دائمی آب گرم گلف‌استریم عواملی هستند که در تشدید فعالیت توفندها مؤثر می‌باشند. لذا رخداد و حضور چرخندها در

این نواحی سبب تقویت مسیر توفان اطلس شده و تأثیر بسزایی در ورودی مسیر توفان می‌گذارند. به‌طور کلی می‌توان گفت موقعیت شکل‌گیری توفندها و اینکه در چه ناحیه‌ای از غرب اطلس تشدید می‌شوند، در میزان تأثیر بر مسیر توفان اطلس اهمیت زیادی دارد. حال اگر تقویت چرخندهای برون‌حاره‌ای در غرب اطلس، به‌ویژه سواحل آمریکای شمالی و کانادا، هم‌زمان با فاز مثبت NAO باشد، تأثیر این چرخندها در تقویت مسیر توفان اطلس بسیار افزایش می‌یابد.

منابع

ملاشریفی، آ.؛ محب‌الحجه، ع. و احمدی گیوی، ف. (۱۳۹۸). مطالعه اثر نوسان اطلس شمالی بر رابطه بین مسیرهای توفان اطلس شمالی و مدیترانه با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR و JRA-55. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۴۵ (۲)، ۴۴۰-۴۲۳.

Apple, C. H. (2015). Climatology of the NAO and North Atlantic hurricanes from 1950 to 2008: An analysis of physical and spatial comparisons. *M. Sc. Thesis*, Department of Geography, University of Delaware, USA.

Aryal, Y. N., Villarini, G., Zhang, W., & Vecchi, G. A. (2018). Long term changes in flooding and heavy rainfall associated with North Atlantic tropical cyclones: Roles of the North Atlantic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation. *J. Hydrol.*, 559, 698–710.

Ballenzweig, E. M. (1959), Relation of long-period circulation anomalies to tropical storm formation and motion. *J. Atmos. Sci.*, 16, 121–139.

Bell, G. D., Halpert, M. S., Schnell, R., & Higgins, W. (2000). Climate assessment for 1999. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81, 1149–1165.

Chang, E. K. (2000). Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: Examples from the Southern Hemisphere summer season of 1984/85. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 25–50.

Chang, E. K. (2001). The structure of Baroclinic wave packets. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1694–1713.

Chang, E. K., Lee, S., & Swanson, K. L. (2002). Storm track dynamics. *J. Clim.*, 15, 2163–2183.

Donat, M. G., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., & Ulbrich, U. (2010). Examination of wind

storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases. *Int. J. Climatol.*, 30, 1289–1300.

Elsner, J. B. (2003). Tracking hurricanes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 353–356.

Ezer, T. (2020). The long-term and far-reaching impact of hurricane Dorian (2019) on the Gulf Stream and the coast. *J. Mar. Syst.*, 208, 1–15.

Fraza, E., & Elsner, J. B. (2014). A spatial climatology of North Atlantic hurricane intensity change. *Int. J. Climatol.*, 34, 2918–2924.

Grimes, A., & Mercer, A. E. (2015). Synoptic-scale precursors to tropical cyclone rapid intensification in the Atlantic basin. *Adv. Meteorol.*, 2015, 1–16.

Haine, T., Böning, C., Brandt, P., & Fischer, J. (2008). North Atlantic deep water formation in the Labrador Sea, recirculation through the subpolar Gyre, and discharge to the subtropics BT–Arctic Subarctic ocean fluxes: defining the role of the northern seas in climate. In: Dickson, R. R., Meincke, J., Rhines, P. (Eds.) *Springer*, Dordrecht, 653–702.

<http://cpc.noaa.gov>

Holton, J. R., & Hakim. G. J. (2013). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 5th ed, Academic Press, 532pp.

Hurrell, J. W. (1996). Influence of variations in extratropical winter time teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys.*

- Res. Lett.*, 23, 665–666.
- Keller, J. H., Jones, S. C., & Harr, P. A. (2014). An eddy kinetic energy view of physical and dynamical processes in distinct forecast scenarios for the extratropical transition of two tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 2751–2771.
- Kloztbach, P. J., Schreck III, Collins, C. J., Bell, J. M., Blake, M. M., & Roache, E. C. (2018). The extremely active 2017 North Atlantic hurricane season. *Mon. Wea. Rev.*, 146, 3425–3443.
- Lee, H. S., & Yamashita, T. (2012). Multi-decadal variations of ENSO, the Pacific Decadal Oscillation and tropical cyclones in the Western North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, 105, 67–80.
- Marshall, J., & Schott, R. (1999). Open ocean deep convection: Observations, theory, and models. *Rev. Geophys.*, 37, 1–64.
- Nasr-Esfahany, M. A., Ahmadi-Givi, F., & Mohebalhojeh, A. R. (2011). An energetic view of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 749–756.
- Orlanski, I., & Katzfey, J. (1991). The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy energy budget. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1972–1998.
- The peak of the hurricane season – why now? (2016, 22 August) <https://www.noaa.gov/stories/peak-of-hurricane-season-why-now>.
- Simpson, R. H. (1974). The hurricane diaster–Potential scale. *Weatherwise*, 27, 169–186.
- Vallis, G. K., & Gerber, E. P. (2008). Local and hemispheric dynamics of the North Atlantic Oscillation, annular patterns and the zonal index. *Dyn. Atmos. Oceans*, 44, 184–212.
- Wang, C., Weisberg, R., & Wang, X. (2017). Variability of tropical cyclone rapid intensification in the North Atlantic and its relationship with climate variations. *Clim. Dyn.*, 49, 3627–3645.
- Wood, K. M., Kloztbach, P. J., Collins, J. M., Schreck III, C. J., Caron, L. P., & Truchelut, R. E. (2020). Factors affecting the 2019 Atlantic hurricane season and the role of the Indian Ocean Dipole. *Geophys. Res. Lett.*, 38, 1–15.
- Xie, L., Yan, T., Pietrafesa, L. J., Morrison, J. M., & Karl, T. (2005). Climatology and interannual variability of North Atlantic hurricane tracks. *J. Clim.*, 18, 5370–5381.

پیوست ۱: معرفی رابطه (۱) در مبانی نظری

جمله اول در سمت راست رابطه (۱)، معرف همگرایی افقی شار انرژی کل، CTF (Convergence of Total Flux)، است که از مجموع شارهای فرارفتی و تابشی (آزمینگرد) انرژی به دست می آید. CTF نحوه انتقال انرژی را از نظر جهت و بزرگی نشان می دهد. در مناطقی که این جمله مثبت (منفی) باشد، همگرایی (واگرایی) انرژی رخ می دهد و بر مقدار انرژی جنبشی پیچکی اثر مثبت (منفی) دارد. جمله دوم، تبدیل کثرفشار، BCC (BaroClinic Conversion)، نام دارد که نشان دهنده تبدیل انرژی پتانسیل دسترس پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی می باشد. هنگامی که $\omega'\alpha'$ منفی باشد، صعود هوای گرم یا نزول هوای سرد رخ می دهد؛ در این صورت تبدیل کثرفشار مثبت است، یعنی جریان هوای قائم پیچک ها موجب تبدیل انرژی پتانسیل دسترس پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی می شود. جمله های سوم و چهارم، تنش رینولدز هستند و با چینش افقی باد مشخص می گردند که تبدیل فشارورد، BTC (BaroTropic Conversion)، نامیده می شوند. BTC، نشان دهنده تبدیل انرژی جنبشی پیچکی به انرژی جنبشی میانگین شاره و به عکس است. جمله پنجم، همگرایی شار فرارفتی در راستای قائم و جمله ششم، همگرایی شار آزمینگرد در راستای قائم را نشان می دهند. از آنجا که جمله های پنجم و ششم مقادیر قابل ملاحظه ای ندارند، در نتایج آورده نشده اند. جمله آخر، باقیمانده بودجه انرژی شامل اثرات اصطکاک و خطای ناشی از درونیابی را نشان می دهد.

پیوست ۲: معرفی رابطه (۲) در مبانی نظری

در رابطه (۲)، E انرژی پیچکی کل را نشان می دهد که از مجموع انرژی پتانسیل دسترس پذیر پیچکی و انرژی جنبشی پیچکی به دست می آید. در این رابطه، خط تیره بالای کمیت ها نشان دهنده میانگین زمانی (فصلی) می باشد. همچنین θ' دمای پتانسیلی پیچکی، $\bar{\theta}$ میانگین زمانی و نیز مکانی دمای پتانسیلی روی سطح افقی را نشان می دهد. نام گذاری بقیه متغیرها مشابه رابطه (۱) است. جمله اول در سمت راست معادله (۲)، همگرایی شار انرژی کل است که از ترکیب دو جمله شار آزمینگرد ژئوپتانسیل و شار فرارفتی به دست می آید. جمله دوم، تولید کثرفشار، BCG (BaroClinic Generation)، نامیده می شود که بیانگر میزان تبدیل انرژی پتانسیل دسترس پذیر میانگین به انرژی پتانسیل دسترس پذیر پیچکی می باشد. جمله سوم تبدیل فشارورد، جمله چهارم اتلاف مکانیکی و جمله پنجم تولید بادرو است.