

## تأثیر گرمایش سریع شمالگان بر الگوهای جوی در غرب آسیا

اعظم صانعی<sup>۱\*</sup>، امید علیزاده چوبری<sup>۲</sup>، فرهنگ احمدی گیوی<sup>۲</sup> و پرویز ایران نژاد<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۱۴، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۰۱)

### چکیده

آهنگ افزایش دمای نامتناسب شمالگان نسبت به میانگین جهانی، گرمایش سریع شمالگان نامیده می‌شود. اختلاف در گرمایش بین شمالگان و عرض‌های میانی یکی از عوامل اصلی وقوع الگوهای ماندگار هواشناسی در عرض‌های میانی است. با کاهش شیو نصف‌النهاری دما، چینش قائم سرعت باد مداری و در نتیجه، سرعت باد در ترازهای بالا نیز کاهش می‌یابد. به دنبال کاهش سرعت باد مداری، امواج راسبی بزرگ‌مقیاس با سرعت کمتر از غرب به شرق حرکت می‌کنند و در پی آن، دامنه این امواج افزایش می‌یابد. هدف پژوهش حاضر بررسی تأثیر گرمایش سریع شمالگان در منطقه غرب آسیا واقع در ۶۰-۳۰ درجه شمالی و ۷۵-۲۰ درجه شرقی است. در این پژوهش دوره‌های پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان به ترتیب ۱۹۶۵-۱۹۹۱ و ۲۰۲۱-۱۹۹۵ در نظر گرفته شده است. محل تشکیل بیشینه دامنه امواج تراز میانی جو در فصل زمستان در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان افزایش ارتفاع داشته است. همچنین گسترش عرض جغرافیایی بیشینه دامنه امواج راسبی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان کاهش یافته است. از تغییرات در محل تشکیل و پهنای گسترش امواج راسبی می‌توان نتیجه گرفت که علاوه بر تغییر محل فعالیت موج، سرعت انتشار شرق‌سوی امواج در این فصل بیشتر شده است. در فصل تابستان، در دوره مطالعه شده، تندی جت جنب‌حاره به‌ویژه در بخش‌های غربی تضعیف و موقعیت آن به سمت استوا جابه‌جا شده است. شاخص گردش نصف‌النهاری در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در اغلب بخش‌های غرب آسیا مقادیر معنادار مثبت و منفی دارد که به معنی نصف‌النهاری شدن امواج تراز میانی جو است. حرکت کندتر الگوهای جوی و افزایش احتمال وقوع رویدادهای فرین در تابستان در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان دور از انتظار نیست. در فصل پاییز در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، موقعیت جت جنب‌حاره، استواسو شده و شدت آن به‌ویژه در بخش شرقی منطقه غرب آسیا بیشتر شده است. تشدید جریان جتی در این بخش باعث تضعیف امواج سیاره‌ای شبه‌ساکن می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** گرمایش سریع شمالگان، غرب آسیا، ارتفاع ژئوپتانسیلی، جریان جتی، امواج راسبی

## ۱ مقدمه

پوشش یخ در شمالگان شرایط جوئی نزدیک سطح را در عرض‌های بالا تعدیل می‌کند و بر آب‌وهوای آن منطقه و همچنین از راه دور، بر مناطق دیگر کره زمین تأثیر می‌گذارد (اسکرین و سایمون‌دز، ۲۰۱۰؛ کوهن و همکاران، ۲۰۱۴ و بلکپورت و همکاران، ۲۰۱۹). دمای نزدیک سطح در شمالگان در دهه‌های اخیر حدود چهار برابر میانگین جهانی افزایش یافته است (رتانن و همکاران، ۲۰۲۲) که به این پدیده گرمایش سریع شمالگان گفته می‌شود (فرانسیس و هاتر، ۲۰۰۶؛ کوهن و همکاران، ۲۰۱۴ و فرانسیس و اووروس، ۲۰۱۵). سازوکارهای مؤثر بر گرمایش سریع شمالگان به دو دسته واداشت‌های محلی و واداشت‌های از راه دور تقسیم می‌شوند. واداشت‌های محلی شامل کاهش سپیدایی سطح به دلیل ذوب شدن یخ دریا (اسکرین و همکاران، ۲۰۱۲ و استاکر و همکاران، ۲۰۱۸)، بازخورد ابر با تغییر در پوشش ابر و تأثیر در ترازینه انرژی طول‌موج‌های تابشی بلند و کوتاه (شوایگر و همکاران، ۲۰۰۸ و لو و همکاران، ۲۰۱۷) هستند. از جمله واداشت‌های از راه دور نیز می‌توان به تغییر در انتقال گرما از عرض‌های پایین‌تر و منطقه حاره به شمالگان با جریان‌های اقیانوسی و جوئی (لی و همکاران، ۲۰۱۱ و دینگ و همکاران، ۲۰۱۴) اشاره کرد. این واداشت‌ها ذوب و ناپدید شدن یخ دریا را در فصل تابستان (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ لالیبرت و کوشنر، ۲۰۱۴ و گونگ و همکاران، ۲۰۱۷) و فصل زمستان (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸ و گونگ و همکاران، ۲۰۱۷) تشدید می‌کنند و در گرمایش سریع شمالگان نقش دارند.

اختلاف در گرمایش بین شمالگان و عرض‌های میانی یکی از عوامل اصلی وقوع الگوهای ماندگار هواشناسی در عرض‌های میانی است (فرانسیس و اووروس، ۲۰۱۲). با کاهش شیو نصف‌النهاری دما، سرعت باد مداری ترازهای بالا نیز کاهش می‌یابد و به دنبال آن، امواج راسبی

بزرگ مقیاس با سرعت کمتر از غرب به شرق حرکت می‌کنند و در پی آن، دامنه امواج راسبی افزایش می‌یابد (تامپسون و والاس، ۲۰۰۱؛ حنا و همکاران، ۲۰۱۷ و یاوو و همکاران، ۲۰۱۷). انتشار آهسته‌تر امواج تراز بالا سبب افزایش وقوع الگوهای ماندگار جوئی می‌شود و احتمال رویدادهای فرین هواشناسی مانند بارش‌های طولانی مدت، خشکسالی، موج سرما و موج گرما را افزایش می‌دهد (اسکرین و سایمون‌دز، ۲۰۱۳ و حنا و همکاران، ۲۰۱۷). همچنین به دلیل گرمایش سریع شمالگان، افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شمالگان بیشتر از عرض‌های میانی است. این عامل سبب می‌شود مرکز پشته‌ها به عرض‌های بالاتر انتقال یابد و دامنه امواج نیز بیشتر شود (فرانسیس و اسکیفیک، ۲۰۱۵). امواج با دامنه بیشتر، سرعت حرکت‌شان کمتر است و امکان رخداد الگوهای ماندگار هواشناسی در عرض‌های میانی افزایش می‌یابد (بلک و همکاران، ۲۰۰۴؛ فرانسیس و اووروس، ۲۰۱۲ و وولینگ و همکاران، ۲۰۱۸). گستردگی امواج بزرگ دامنه در عرض‌های جغرافیایی بالاتر، به پریشیدگی‌های جوئی اجازه می‌دهد گرما و رطوبت منطقه حاره همراه با جریان جتی به عرض‌های بالاتر منتقل و باعث توسعه طوفان‌ها و انتقال گرما به سمت شمالگان و افزایش احتمال بارش‌های سنگین شود.

با توجه به غیریکنواخت بودن تغییر در گسترش و ضخامت یخ دریا در شمالگان (کاوالیری و پارکینسون، ۲۰۱۲)، دامنه امواج جریان جتی متناسب با میزان گرمایش یک منطقه از شمالگان تغییر می‌کند؛ برای مثال هنگامی که یک پشته در مجاورت یک بی‌هنجاری گرم در عرض‌های بالا قرار می‌گیرد، این بی‌هنجاری می‌تواند باعث تقویت پشته شود و ارتفاع ژئوپتانسیلی را در آن منطقه بالا ببرد (کوهن و همکاران، ۲۰۱۴؛ کیم و همکاران، ۲۰۱۴؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۸؛ هوشی و همکاران، ۲۰۱۹).

با توجه به مطالب بیان شده، به نظر می‌رسد گرمایش سریع شمالگان نه تنها تأثیر زیادی بر اقلیم منطقه شمالگان داشته، بلکه دیگر مناطق کره زمین، به ویژه عرض‌های میانی نیمکره شمالی را نیز تحت تأثیر قرار داده است. افزایش فراوانی رویدادهای فرین هوشناسی در عرض‌های میانی نیمکره شمالی که در نتیجه گرمایش سریع شمالگان رخ داده است، آثار اجتماعی-اقتصادی درخور توجهی دارد که ضرورت مطالعات مرتبط با گرمایش سریع شمالگان را دوچندان می‌کند. منطقه غرب آسیا به دلیل داشتن پهنه‌های آبی مختلف مانند دریای خزر، دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریاچه اورال و همچنین نواحی خشک فراوان مانند فلات ایران و وجود رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس، منطقه‌ای مستعد برای تأثیرپذیری از تغییرات اقلیمی است. از آنجاکه گرمایش سریع شمالگان پدیده‌ای فصلی است و بیشترین گرمایش در فصل‌های پاییز و زمستان اتفاق افتاده است (علیزاده و لین، ۲۰۲۱)، مناسب است تغییرات در ساختار قائم جوّ در دوره‌های قبل و پس از رخداد گرمایش سریع در شمالگان به صورت فصلی بررسی و مقایسه شود. همچنین به دلیل اینکه تغییر در شیو نصف‌النهاری دما ناشی از گرمایش سریع شمالگان به تغییر در میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی، میدان باد در ترازهای زیرین و در سپهر و شدت و موقعیت جریان جتی منجر می‌شود، بررسی تغییرات فصلی این کمیت‌ها و جریان جتی نیز حائز اهمیت است.

## ۲ داده و روش کار

در مطالعه حاضر از داده‌های مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های ERA5 با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی در دوره ۲۰۲۱-۱۹۶۵ استفاده شده است (هرسباچ و همکاران، ۲۰۲۰). این داده‌ها براساس قوانین فیزیکی و با ادغام داده‌های مدل و داده‌های مشاهداتی در سطح جهانی تهیه شده‌اند. از آنجاکه آثار گرمایش سریع شمالگان از حدود سال ۱۹۹۵ در نزدیکی سطح ظاهر شده

شواهدی برای ارتباط بی‌هنجاری منفی یخ دریا و بی‌هنجاری مثبت دمای هوا در دریاهای بارنتز-کارا در پاییز با دمای سرد آسیای مرکزی و شرقی در زمستان وجود دارد (هوندا و همکاران، ۲۰۰۹ و اورسولینی و همکاران، ۲۰۱۲). کاهش یخ دریاهای بارنتز-کارا باعث گسترش و تشدید پرفشار سبیری از شمال غرب به سمت غرب می‌شود که تابستان‌های سردی را در آسیا به دنبال خواهد داشت. بی‌هنجاری جریان و اچرخندی بیشتر روی دریاهای بارنتز-کارا و منطقه اورال متمرکز است که هوای سرد را از شمالگان به آسیای مرکزی می‌آورد (اورلند و همکاران، ۲۰۱۵ و ژو و همکاران، ۲۰۱۶). همچنین سرد شدن و در سپهر میانی و زیرین در آسیای مرکزی منجر به بی‌هنجاری باد جنوبی در سطوح پایین‌تر بر فراز آسیای مرکزی و غربی می‌شود (ژائوو و همکاران، ۲۰۱۴). هم‌زمان با گرمایش شمالگان، بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای بالا مشاهده می‌شود (اورلند و وانگ، ۲۰۱۰؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۳). در صورت گرمایش بیشتر شمالگان نسبت به عرض‌های میانی، گرادیان نصف‌النهاری دما در نزدیک سطح کاهش می‌یابد و طبق رابطه باد گرمایی، چینش قائم سرعت باد مداری و در نتیجه، باد مداری در و در سپهر میانی و زیرین کاهش می‌یابد (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). تغییرات در گردش کلی جوّ حاکی از آن است که گرمایش سریع شمالگان می‌تواند بر آب‌وهوای غرب آسیا نیز تأثیر بگذارد (علیزاده و غفاریان، ۲۰۲۳). علیزاده و لین (۲۰۲۱) با بررسی الگوهای جوّی در دوره‌های پیش و پس از گرمایش شمالگان در منطقه غرب آسیا، نصف‌النهاری شدن امواج تراز میانی در فصل زمستان و تغییر مکان بیشینه گسترش این امواج را به ارتفاع بالاتر مشاهده کردند. با توجه به تأثیرپذیری غرب آسیا از گرمایش سریع شمالگان، مطالعه بیشتر در این زمینه، به خصوص درباره چگونگی و جزئیات این تأثیر، حائز اهمیت ویژه است.

موقعیت جت فرض شده است.

### ج) گسترش نصف‌النهاری دامنه امواج راسبی

به منظور تحلیل خصوصیات امواج جوئی، از پرندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. علت انتخاب پرندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال آن است که این پرندها به خوبی ویژگی الگوهای جوئی را در ترازهای میانی و فوقانی جو نشان می‌دهند (فرانسیس و واوروس، ۲۰۱۲). فرانسیس و واوروس (۲۰۱۵) در مطالعه خود درباره نیمکره شمالی نشان دادند موقعیت اقلیم‌شناختی جریان جتی تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال از نظر عرض جغرافیایی در حدود موقعیت مکانی ارتفاع ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل‌های خنک و سرد سال و حدود ارتفاع ۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر در ماه‌های گرم سال است. برای بررسی گسترش نصف‌النهاری امواج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در هر روز، از تفاوت بین بیشینه و کمینه عرض جغرافیایی پرندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. با میانگین‌گیری از این مقادیر روزانه در فصول مختلف در طول دوره پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان، میانگین فصلی گسترش نصف‌النهاری امواج راسبی در این دو دوره زمانی به دست می‌آید. با بررسی موقعیت مکانی پرندهای این تراز و همچنین فاصله بین پشته‌ها و ناوهای آن در دوره بلندمدت می‌توان موقعیت مکانی میانگین جریان جتی عرض‌های میانی و دامنه آن را نیز مشخص کرد. بارنز (۲۰۱۳) برای بررسی دامنه نصف‌النهاری امواج راسبی، تمامی پرندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال واقع در ۵۱۰۰ تا ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر با فاصله ۵۰ ژئوپتانسیل متر را ارزیابی کرد. مطابق نتایج او، بیشینه دامنه پرندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در ارتفاع بالاتری اتفاق افتاده است، حال آنکه بیشینه دامنه از نظر بزرگی تغییری نکرده است؛ بنابراین در نظر گرفتن پرنده معیار یکسان برای بررسی بیشینه دامنه امواج در دو دوره زمانی

است (فرانسیس و واوروس، ۲۰۱۵)، در این پژوهش دوره‌های پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان به ترتیب شامل ۱۹۹۱-۱۹۶۵ و ۲۰۲۱-۱۹۹۵ در نظر گرفته شده است. منطقه مورد نظر شامل اروپای شرقی و آسیای غربی واقع در ۳۰-۶۰ درجه شمالی و ۷۵-۲۰ درجه شرقی است و تقسیم سال به چهار فصل مطابق تقویم میلادی به صورت زمستان (دسامبر، ژانویه، فوریه)، بهار (مارس، آوریل، مه)، تابستان (ژوئن، ژوئیه، اوت) و پاییز (سپتامبر، اکتبر، نوامبر) است. در بررسی تغییرات ایجاد شده در منطقه غرب آسیا ناشی از گرمایش سریع شمالگان، از تغییرات بی‌هنجاری متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، سمت و تندی باد نسبت به دوره پایه (۲۰۲۰-۱۹۸۱) و مقایسه آنها در دو دوره پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان، تغییرات در شدت و موقعیت جریان جتی، تغییرات در گسترش نصف‌النهاری امواج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و شاخص گردش نصف‌النهاری (Meridional Circulation Index, MCI) استفاده شده است. در ادامه، به اختصار جزئیات تغییرات کمیت‌های بررسی شده در دو دوره یاد شده توضیح داده می‌شود.

### الف) میدان‌های دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و سرعت باد

در این بخش از مطالعه حاضر ابتدا بی‌هنجاری داده‌های فشار سطح دریا، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، جهت و سرعت باد در ترازهای ۸۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال نسبت به دوره اقلیمی ۲۰۱۰-۱۹۸۱ برای ساعت‌های ۰۰ و ۱۲ محاسبه شده است. سپس تغییرات این بی‌هنجاری‌ها در دو دوره پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان ارزیابی و مقایسه شده است.

### ب) شدت و موقعیت جریان جتی

برای بررسی تغییرات شدت جریان جتی ناشی از گرمایش سریع شمالگان، از میانگین بیشینه تندی باد در منطقه غرب آسیا در ترازهای ۱۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. میانگین موقعیت جت از لحاظ عرض جغرافیایی نیز

دما و بردار باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه غرب آسیا برای چهار فصل سال و دو دوره پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان نشان داده شده است. مطابق شکل ۱- الف، دمای هوا در فصل زمستان در اغلب بخش‌های غرب آسیا در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان کمتر از میانگین اقلیمی است و بیشترین سرمايش در بخش‌هایی از غرب روسیه مشاهده می‌شود. در مقابل، در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، در اغلب بخش‌های غرب آسیا بی‌هنجاری مثبت دما وجود داشته و بیشترین بی‌هنجاری دما مربوط به غرب روسیه است (شکل ۱- ب).

بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در جنوب منطقه غرب آسیا در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره اقلیمی منفی بوده است، ولی در شمال شرق این منطقه، بی‌هنجاری مثبت و قوی ارتفاع ژئوپتانسیلی مشاهده می‌شود (شکل ۱- الف). در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۱- ب)، در جنوب منطقه غرب آسیا ارتفاع ژئوپتانسیلی نسبت به میانگین اقلیمی تغییر نکرده، ولی در شمال منطقه، ارتفاع ژئوپتانسیلی افزایش یافته و مقدار بی‌هنجاری بیشتر از دوره قبل از گرمایش سریع شمالگان است. به بیان دیگر، گسترش نصف‌النهاری بیشتر ارتفاع ژئوپتانسیلی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری میدان باد به صورت تقویت باد غربی، در شمال غرب منطقه مورد مطالعه، در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان است.

بی‌هنجاری میانگین فصلی ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما و بردار باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۲ ارائه شده است. با توجه به شکل ۲- ب، در فصل زمستان بی‌هنجاری‌های مثبت دما در طول دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در منطقه غرب آسیا مشاهده می‌شود که قوی‌ترین آن در غرب روسیه و غرب قزاقستان و شمال دریای خزر واقع است. در طول دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۲- الف)، در فصل زمستان بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع

پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان، مانند مطالعه فرانسیس و واوروس (۲۰۱۲)، صحیح نیست.

### د) شاخص گردش نصف‌النهاری

یکی از روش‌های متداول برای مطالعه تأثیر گرمایش سریع شمالگان بر الگوی جریان جتی در عرض‌های میانی نیمکره شمالی، استفاده از شاخص گردش نصف‌النهاری است. این شاخص برای تعیین میزان موجی بودن جریان جتی به کار می‌رود و مطابق فرانسیس و اسکیفیک (۲۰۱۵) و فرانسیس و واوروس (۲۰۱۵) به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$MCI = \frac{v \times |v|}{u^2 + v^2} \quad (1)$$

که  $u$  و  $v$  به ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد هستند. وقتی شاخص گردش نصف‌النهاری برابر صفر باشد، باد کاملاً مداری است و هنگامی که این شاخص برابر با  $+1$  (-۱) باشد، جریان باد به صورت جنوبی (شمالی) است. با توجه به این شاخص، جریان نصف‌النهاری تر می‌تواند از مؤلفه  $v$  قوی‌تر یا مؤلفه  $u$  ضعیف‌تر حاصل شود. به طور کلی، افزایش اندازه قدرمطلق این شاخص نشان می‌دهد بردار باد بیشتر در راستای شمالی- جنوبی (نصف‌النهاری) است. اگر بردار سرعت کل، بیشتر نصف‌النهاری شود، جریان جتی دامنه بزرگ‌تری خواهد داشت که این موضوع می‌تواند به ماندگاری بیشتر سامانه‌های جوی و در نتیجه، افزایش فراوانی رویدادهای فرین هواشناسی منجر شود. انتظار می‌رود بین شیو قطب‌سوی دما و شاخص گردش نصف‌النهاری ارتباط نزدیکی وجود داشته باشد، به گونه‌ای که تضعیف شیو قطب‌سوی دما در هر منطقه با افزایش این شاخص همراه باشد.

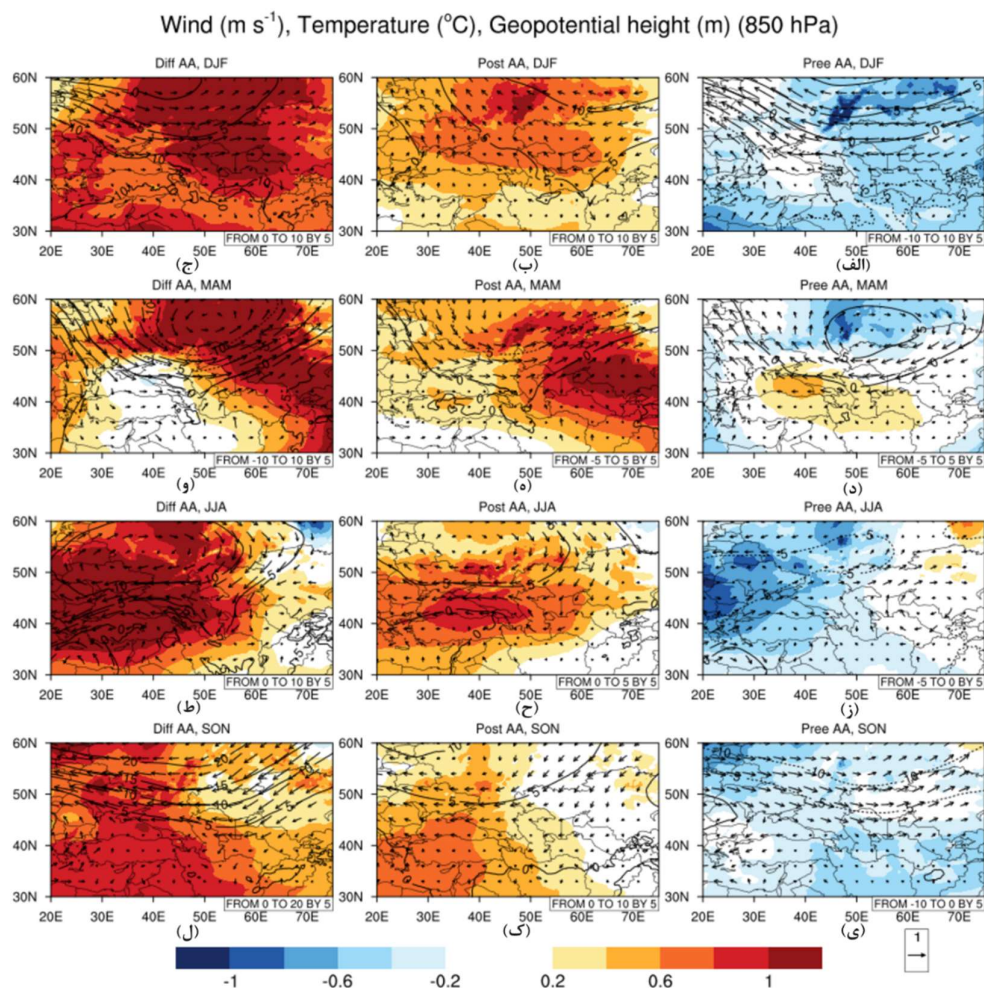
### ۳ نتایج

#### ۳-۱ تغییرات دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و سرعت باد در دو دوره مطالعه شده

در شکل ۱ بی‌هنجاری میانگین فصلی ارتفاع ژئوپتانسیلی،

طبق شکل ۳- الف مربوط به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، در فصل زمستان بی‌هنجاری منفی ضعیف دما در شمال شرق منطقه در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان دیده می‌شود که به بی‌هنجاری مثبت دما در بخش‌های شمالی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان تبدیل شده است (شکل ۳- ب). الگوی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی در این تراز نسبت به دوره اقلیمی شبیه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

ژئوپتانسیلی در اغلب بخش‌های غرب آسیا و بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی تنها در شمال و شمال شرق منطقه مشاهده می‌شود. همچنین در دوره قبل از گرمایش سریع شمالگان، در شرق منطقه مورد مطالعه، بی‌هنجاری باد شرقی وجود دارد (شکل ۲- الف) که در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان به بی‌هنجاری شمالی تبدیل شده است (شکل ۲- ب).



شکل ۱. بی‌هنجاری میانگین فصلی ارتفاع ژئوپتانسیلی (پرندها برحسب  $gpm$  در فواصل  $5 gpm$ )، دما (نواحی رنگی برحسب درجه سانتیگراد) و سرعت باد (پیکان‌ها برحسب  $m/s$ ) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه غرب آسیا برای فصل‌های زمستان، بهار، تابستان و پاییز در دو دوره قبل (۱۹۶۵-۱۹۹۱) و پس از گرمایش سریع شمالگان (۲۰۲۱-۱۹۹۵). بی‌هنجاری کمیت‌ها نسبت به دوره پایه (۱۹۸۱-۲۰۱۰) محاسبه شده است. شکل‌های ستون سمت راست مربوط به دوره قبل، ستون میانی مربوط به دوره پس از گرمایش سریع شمالگان و ستون سمت چپ مربوط به تفاضل این دو دوره است. بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی پرندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی به ترتیب با خطوط پر و نقطه‌چین نشان داده شده است.

بر اساس شکل ۱-۱، در فصل بهار دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان، دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در شمال منطقه غرب آسیا کمتر از دوره اقلیمی و در شمال ایران، شرق ترکیه، غرب ترکمنستان و دریای سیاه بیشتر از دوره اقلیمی است. در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۱-۱-ه)، در اغلب بخش‌های غرب آسیا بی‌هنجاری مثبت دما مشاهده می‌شود که این بی‌هنجاری مثبت در بخش‌هایی از قزاقستان و ازبکستان قوی‌تر است. همچنین در فصل بهار دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان، بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالاتر و بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های پایین‌تر دیده می‌شود (شکل ۱-۱-د). در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۱-۱-ه)، علامت بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی بین عرض‌های پایین و بالا تغییر کرده و بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالاتر منفی و در عرض‌های پایین‌تر مثبت است. یک بی‌هنجاری چرخندی در جنوب غرب روسیه در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نیز تشکیل شده است.

در شکل ۲-۱، مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در طول دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در اغلب بخش‌های منطقه مورد مطالعه به‌ویژه در بخش‌هایی از قزاقستان، ازبکستان و ترکمنستان بی‌هنجاری مثبت دما دیده می‌شود. همچنین در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۲-۱-ز) در منطقه مورد مطالعه کمتر از میانگین اقلیمی است و کمترین کاهش دما در جنوب غرب روسیه اتفاق افتاده است. همچنین در این دوره، بی‌هنجاری منفی دما در شمال دریای مدیترانه و بیشترین سرمای در بخش‌هایی از رومانی، مجارستان، اسلونی و صربستان دیده می‌شود. در مقابل، طی دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، در اغلب بخش‌های منطقه غرب آسیا بی‌هنجاری مثبت دما وجود دارد که بیشترین مقدار آن روی دریای سیاه و ترکیه واقع است (شکل ۱-۱-ح).

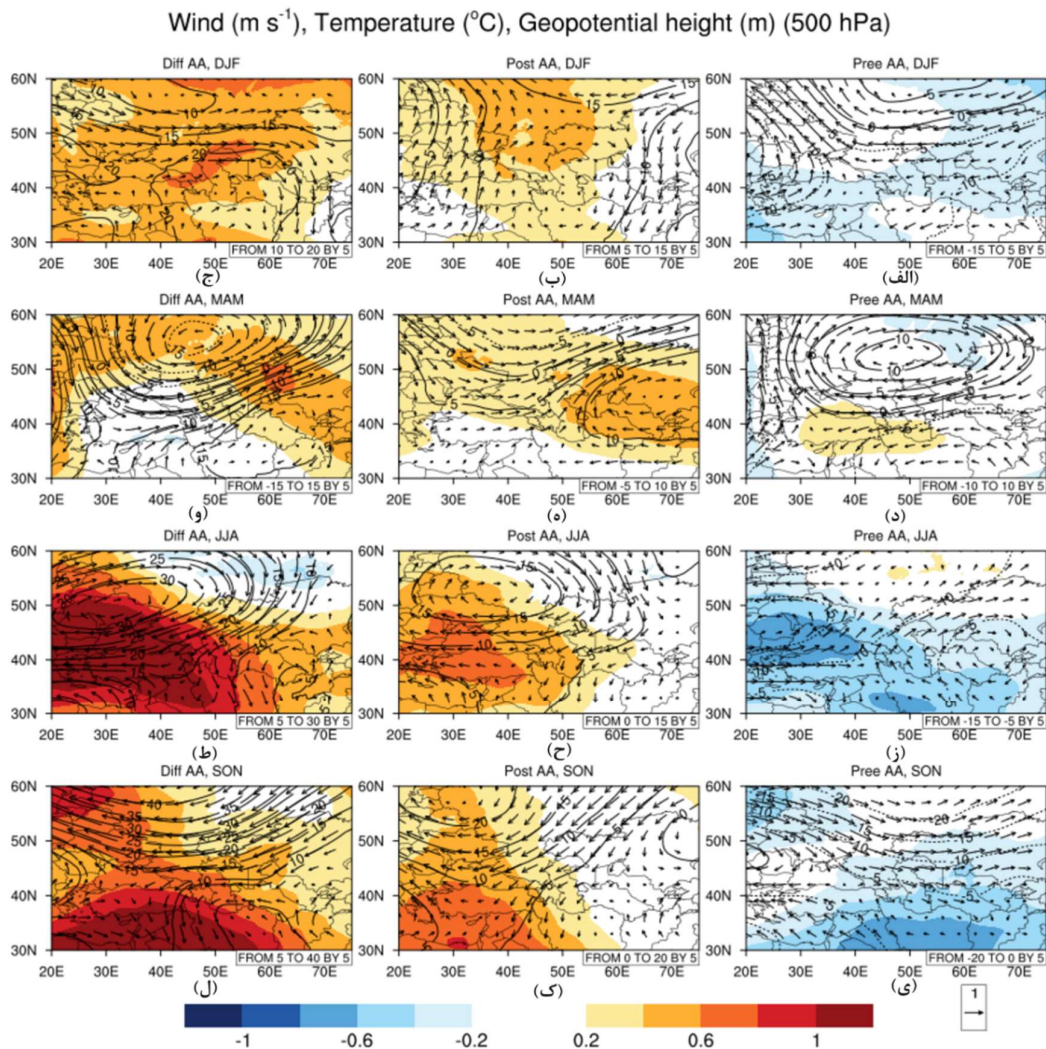
در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فصل تابستان (شکل ۲-۱-ز)، بی‌هنجاری منفی دما روی دریای سیاه، شمال دریای مدیترانه و غرب ایران در دوره پیش از گرمایش سریع

بر اساس شکل ۱-۱، در فصل بهار دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان، دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در شمال منطقه غرب آسیا کمتر از دوره اقلیمی و در شمال ایران، شرق ترکیه، غرب ترکمنستان و دریای سیاه بیشتر از دوره اقلیمی است. در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۱-۱-ه)، در اغلب بخش‌های غرب آسیا بی‌هنجاری مثبت دما مشاهده می‌شود که این بی‌هنجاری مثبت در بخش‌هایی از قزاقستان و ازبکستان قوی‌تر است. همچنین در فصل بهار دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان، بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالاتر و بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های پایین‌تر دیده می‌شود (شکل ۱-۱-د). در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۱-۱-ه)، علامت بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی بین عرض‌های پایین و بالا تغییر کرده و بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالاتر منفی و در عرض‌های پایین‌تر مثبت است. یک بی‌هنجاری چرخندی در جنوب غرب روسیه در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نیز تشکیل شده است.

در شکل ۲-۱، مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در طول دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در اغلب بخش‌های منطقه مورد مطالعه به‌ویژه در بخش‌هایی از قزاقستان، ازبکستان و ترکمنستان بی‌هنجاری مثبت دما دیده می‌شود. همچنین در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۲-۱-د)، بی‌هنجاری چرخندی روی اوکراین و رومانی شکل گرفته است که در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۲-۱-ه) به بی‌هنجاری و چرخندی تبدیل شده است. الگوی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شبیه الگوی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال است.

طبق شکل ۳-۱، د مربوط به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، بی‌هنجاری مثبت و خفیف دما در شمال غرب ترکیه، شمال ترکمنستان و جنوب قرقیزستان در دوره پیش از گرمایش

شمالگان دیده می‌شود. از سوی دیگر، در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، در بخش‌های غربی منطقه مورد مطالعه بی‌هنجاری مثبت دما مشاهده می‌شود که بیشینه آن روی دریای سیاه و اوکراین قرار دارد (شکل ۲-ح).



شکل ۲. مشابه شکل ۱ ولی برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

(شکل ۲-ز) که در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان به بی‌هنجاری شمالی تغییر کرده است (شکل ۲-ح). در شکل ۳-ز مربوط به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، بی‌هنجاری منفی دما روی دریای سیاه، شمال دریای مدیترانه، ایران، پاکستان، افغانستان و ترکمنستان در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان به چشم می‌خورد. در

همچنین در این دوره بی‌هنجاری و اچرخندی روی غرب روسیه و شرق اوکراین شکل گرفته است که وجود این الگوی جریان و اچرخندی تابستانی در ورود سپهر میانی باعث شرایط پایدار و حرکت کند الگوهای جو می‌شود (هورتون و همکاران، ۲۰۱۵). روی ایران، بی‌هنجاری باد در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان جنوب شرقی بوده



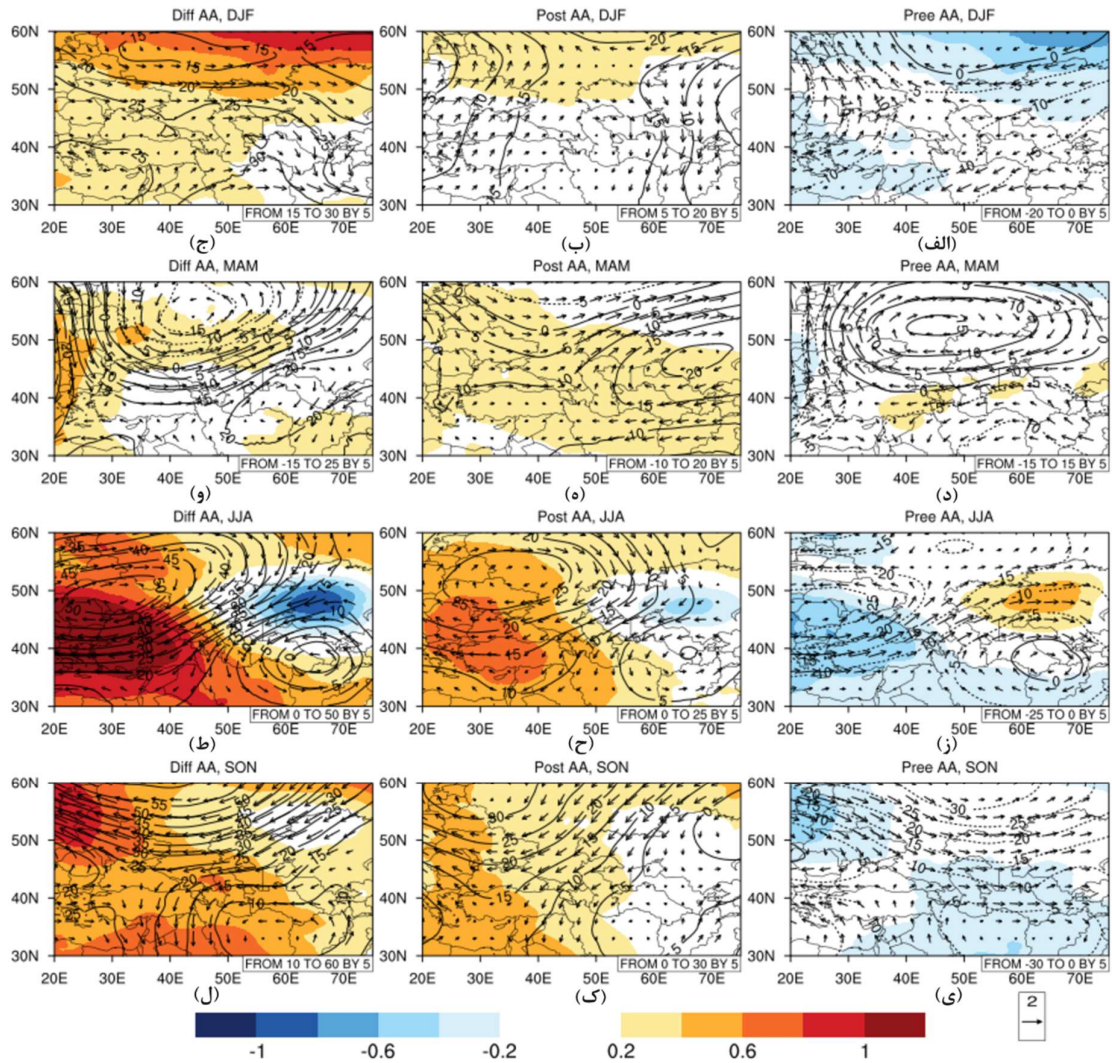
هکتوپاسکال، در فصل پاییز در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، در اغلب بخش‌های غربی منطقه مورد مطالعه، به‌ویژه روی دریای مدیترانه، غرب ترکیه و دریای سیاه، بی‌هنجاری مثبت دما مشاهده می‌شود. همچنین در مقایسه دو دوره، پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل‌های ۱-۱ و ۱-۱ ک)، بیشترین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی نسبت به دوره اقلیمی، در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، در شمال غرب منطقه به اندازه  $+10$  ژئوپتانسیل متر به چشم می‌خورد. یک بی‌هنجاری واچرخندی نیز در غرب روسیه در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان وجود دارد. براساس رابطه باد گرمایی، تغییرات شیو افقی دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی سبب تغییرات سرعت باد در ترازهای بالا می‌شود؛ لذا افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالا به دلیل کاهش شیو نصف‌النهاری دما می‌تواند باعث کاهش جریان جتی در فصل پاییز شود.

در تراز  $500$  هکتوپاسکال (شکل ۲-۲ ی)، بی‌هنجاری منفی دما در ایران، عراق، پاکستان و افغانستان در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان و بی‌هنجاری مثبت دما طی دوره پس از گرمایش سریع شمالگان (شکل ۲-۲ ک) در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود که بیشترین مقدار آن روی سودان قرار دارد. همچنین بی‌هنجاری باد در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان اغلب به صورت غربی و در دوره پس از گرمایش، به صورت شرقی و شمال شرقی است.

در تراز  $300$  هکتوپاسکال (شکل‌های ۳-۳ ی و ۳-۳ ک)، یک بی‌هنجاری واچرخندی همراه با یک بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در غرب روسیه مشاهده می‌شود که بیشترین مقدار آن  $55$  ژئوپتانسیل متر است. طبق شکل ۳-۳ ل مربوط به اختلاف کمیت‌ها در بین دو دوره، افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالاتر بیشتر است، به گونه‌ای که میزان افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالا  $55$

مقابل، طی دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، در اغلب بخش‌های غرب منطقه مورد مطالعه بی‌هنجاری مثبت دما وجود دارد که بیشینه آن روی دریای سیاه و غرب ترکیه واقع است (شکل ۳-۳ ح). بی‌هنجاری دمای منفی خفیفی نیز در این دوره در قزاقستان مشاهده می‌شود. همچنین شکل ۳-۳ ز در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان بی‌هنجاری چرخندی را روی اوکراین نشان می‌دهد که در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان به بی‌هنجاری تبدیل شده است. روی ترکمنستان در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان نیز بی‌هنجاری واچرخندی دیده می‌شود که در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان به بی‌هنجاری چرخندی تغییر یافته است (شکل‌های ۳-۳ ز و ۳-۳ ح). به علاوه، در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان مقدار بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی روی اوکراین  $-25$  ژئوپتانسیل متر بوده که در دوره پس از گرمایش،  $+25$  ژئوپتانسیل متر شده است. در شکل ۳-۳ ط مربوط به اختلاف کمیت‌ها در دو دوره، یک ناحیه ارتفاع زیاد به مرکز  $57/5$  ژئوپتانسیل متر روی اوکراین و یک ناحیه ارتفاع کم به مرکز صفر ژئوپتانسیل متر روی افغانستان وجود دارد که نشان‌دهنده افزایش بیشتر ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالاتر است. همچنین مرکز گرمی روی دریای مدیترانه و دریای سیاه و مرکز سردی روی قزاقستان دیده می‌شود. در میدان دما نیز کاهش دما در شرق دریاچه خزر و افزایش دما در غرب دریاچه دیده می‌شود که به ترتیب باعث کاهش و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی شده است. این اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیلی بین شمال غرب و جنوب شرق منطقه غرب آسیا سبب تضعیف جریان جتی در فصل تابستان و جابه‌جایی جنوب‌سوی آن می‌شود. تغییر در گرادیان دمای افقی بین نواحی سرد و گرم در باد غربی اثر می‌گذارد و باعث انتقال جریان جتی به عرض‌های پایین‌تر می‌شود (فارلی نیکلز و تومی، ۲۰۱۴ و کوریچ و همکاران، ۲۰۲۱). طبق شکل ۱-۱ ک مربوط به کمیت‌های تراز  $850$

Wind ( $m s^{-1}$ ), Temperature ( $^{\circ}C$ ), Geopotential height (m) (300 hPa)



شکل ۳. مشابه شکل ۱ ولی برای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

ژئوپتانسیل متر و در عرض‌های پایین ۱۰ ژئوپتانسیل متر است. از آنجایی که تغییرات شیو دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌تواند در سرعت جریان جتی در منطقه تأثیرگذار باشد، تغییر سرعت جریان جتی در فصل پاییز دیده می‌شود (شکل ۳-ل).

۲-۳ شاخص گردش نصف‌النهاری

کمیت دیگری که برای بررسی تأثیر گرمایش سریع

شمالگان بر الگوی موجی شکل جریان‌های واقع در ترازهای میانی و ردسپهر به کار می‌رود، شاخص گردش نصف‌النهاری است. هرچه مؤلفه شمالی یا جنوبی جهت جریان هوا قوی‌تر شود، سرعت امواج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد و این امواج نصف‌النهاری‌تر می‌شوند. طبق رابطه (۱)، مقادیر مثبت شاخص گردش نصف‌النهاری بیانگر افزایش شمال‌سوی مؤلفه نصف‌النهاری و مقادیر منفی بیانگر افزایش جنوب‌سوی

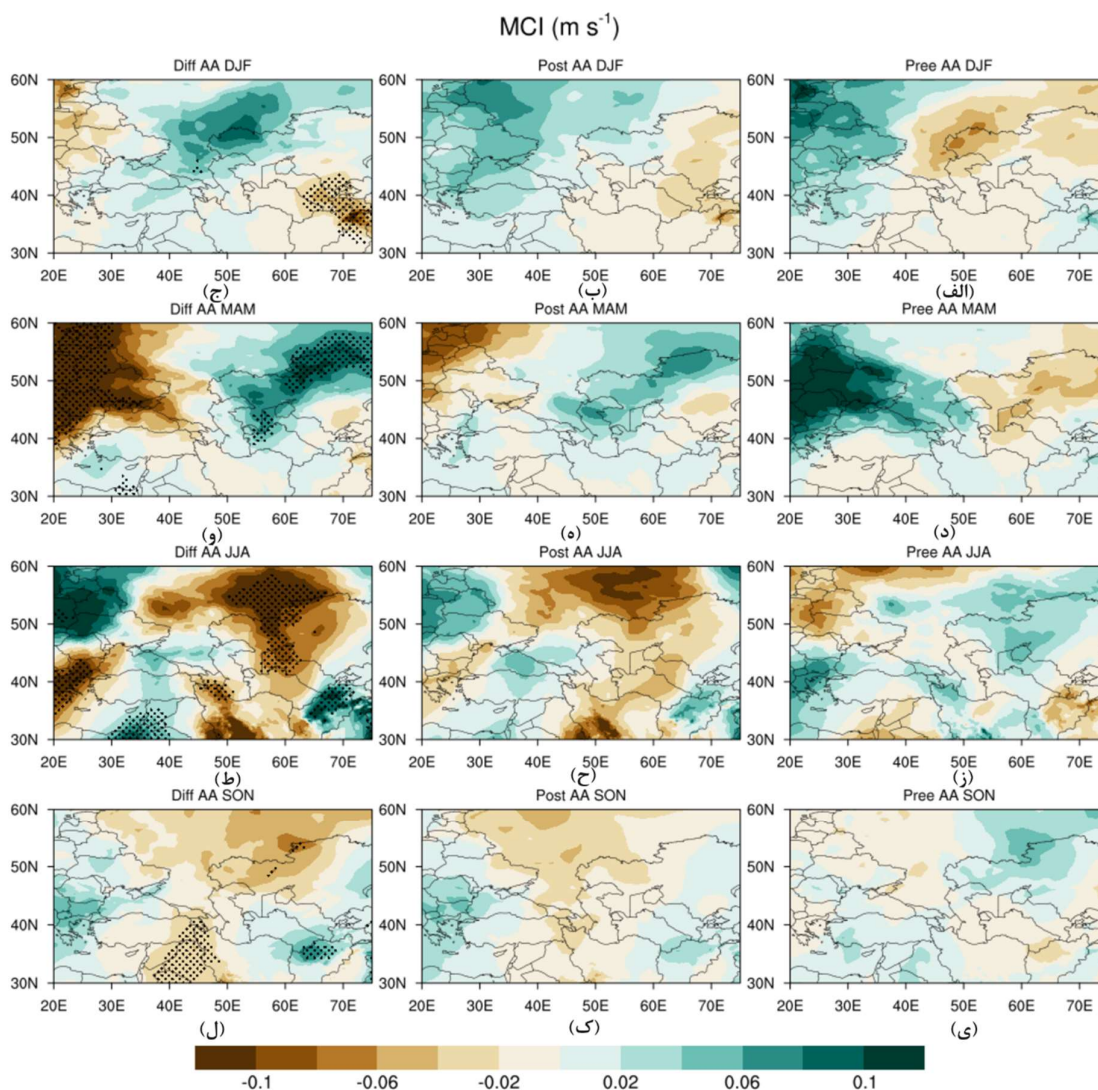
مؤلفه نصف‌النهاری جریان است.

طبق شکل ۴- الف مربوط به فصل زمستان دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان، در بخش‌های شمال غربی منطقه مورد مطالعه، جریانات جنوبی بوده که در دوره پس از گرمایش (شکل ۴- ب) همچنان جنوبی باقی مانده است. تفاضل میانگین این شاخص در دو دوره (شکل ۴- ج) کاهش شاخص گردش نصف‌النهاری را نشان می‌دهد که به معنای ضعیف شدن مؤلفه نصف‌النهاری جریانات و تقویت مؤلفه مداری آنها در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. در فصل زمستان، در شرق ترکمنستان و ازبکستان، شاخص گردش نصف‌النهاری در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره پیش از گرمایش افزایش یافته است که معرف نصف‌النهاری‌تر شدن جریانات در این منطقه پس از گرمایش سریع شمالگان است. خلاصه‌وار می‌توان نتیجه گرفت در زمستان جریانات مداری در منطقه مورد مطالعه تقویت شده‌اند و این موضوع با تقویت جریان جتی در این منطقه همخوانی دارد. شایان توجه است که شاخص گردش نصف‌النهاری در این فصل معنادار نیست که می‌تواند به علت گرمایش هوای نزدیک سطح در شمالگان و در عرض‌های بین ۳۰ تا ۶۰ درجه شمالی باشد. این تغییرات به ترتیب می‌تواند باعث کاهش و افزایش شیو قطب‌سوی دما شود. اثر جمعی این تغییرات بیانگر نبود تغییرات محسوس یا وجود تغییرات ضعیف در شیو نصف‌النهاری دما در زمستان است.

براساس شکل‌های ۴- د و ۴- ه، تغییرات شاخص گردش نصف‌النهاری در بهار دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره پیش از گرمایش آشکارتر است. با توجه به شکل ۵- ه، در طول‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شرقی و طول‌های ۶۰ تا ۷۰ درجه شرقی افزایش شاخص نصف‌النهاری در دوره پس از گرمایش سریع مشاهده می‌شود. همان‌طور که پیشتر اشاره شد، افزایش این شاخص به معنای نصف‌النهاری‌تر شدن امواج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان و کاهش سرعت حرکت این امواج و کاهش این شاخص به معنای مداری‌تر شدن امواج و افزایش سرعت حرکت آنها است. مطالب فوق با شکل ۵- د مربوط به تغییرات تندی جریان جتی سازگار است که تندی جت جنب‌حاره در بخش‌های غربی منطقه غرب آسیا ضعیف‌تر شده است.

در فصل تابستان (شکل ۴- ح)، شاخص گردش نصف‌النهاری در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان تقویت شده است که نشان‌دهنده حرکت کند الگوهای جوی است و مطابق شکل ۵- و، در منطقه غرب آسیا سرعت جریان جتی نیز کاهش یافته است. هم‌زمان با نتایج فوق، در شکل‌های مربوط به بی‌هنجاری‌های دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و میدان باد در فصل تابستان در دو دوره نیز مشاهده شد که الگوی این بی‌هنجاری‌ها و جریان‌های چرخندی و واچرخندی در جو تغییر کرده و برای نمونه، بی‌هنجاری واچرخندی روی اوراسیا شکل گرفته است. همچنین بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالا و میانی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به پیش از آن مشاهده می‌شود که به کاهش سرعت جریان جتی در منطقه غرب آسیا کمک می‌کند. به‌علاوه، مطابق شکل ۴- ط مربوط به تفاضل دو دوره پس و پیش از گرمایش سریع شمالگان، در طول‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۵۰ درجه شرقی و ۵۰ تا ۷۵ درجه شرقی جریانات نصف‌النهاری‌تر شده‌اند که بیانگر آن است که در این دوره در منطقه غرب آسیا سرعت جریان جتی کاهش یافته است. در فصل پاییز (شکل ۴- ل)، شاخص گردش نصف‌النهاری در بخش‌های شمال غربی، نصف‌النهاری‌تر شدن جریانات را در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نشان می‌دهد، ولی این مقادیر معنادار نیست. در عراق، غرب ایران و شمال افغانستان مقدار شاخص گردش نصف‌النهاری افزایش یافته است که نشان‌دهنده موجی شدن امواج راسبی در این مناطق در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان است.



شکل ۴. بی‌هنجاری میانگین فصلی اندازه شاخص گردش نصف‌النهاری (برحسب  $m/s$ ) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال براساس میانگین ماهانه مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد در ساعات ۰۰ و ۱۲ UTC برای دو دوره پیش (۱۹۶۵-۱۹۹۱) و پس از گرمایش سریع شمالگان (۱۹۹۵-۲۰۲۱) در منطقه غرب آسیا. تغییرات در مناطق هاشورخورده در سطح اعتماد ۹۵ درصد معنادار است.

### ۳-۳ شدت و موقعیت جریان جتی

شکل ۵ تغییرات فصلی بیشینه تندی باد در وردسپهر زیرین (برحسب  $m/s$ ) را در غرب آسیا برای دو دوره پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره اقلیمی نشان می‌دهد. تندی جریان جت جنب‌حاره در وردسپهر زیرین غرب آسیا در فصل زمستان در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان قوی‌تر از دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان

است (شکل ۵-الف). همچنین با توجه به شکل ۵-الف مشاهده می‌شود در طول‌های جغرافیایی ۶۰ تا ۷۵ درجه شرقی تندی جت جنب‌حاره در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان از حالت اقلیمی قوی‌تر شده و مطابق شکل ۶-الف، موقعیت آن نیز به عرض‌های بالاتر منتقل شده است. جابه‌جایی قطب‌سوی جریان جتی می‌تواند به جابه‌جایی قطب‌سوی مسیر طوفان مدیترانه و در نتیجه، انحراف مسیر

قطبی در فصل تابستان به علت کاهش شیو نصف‌النهاری دما بین عرض‌های پایین و بالا ضعیف‌تر و همراه با مسیرهای طوفان و توده‌های هوای حاره‌ای به سمت قطب جابه‌جا می‌شوند. با انتقال استواسوی جریان جتی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، این تغییرات بر امواج راسبی و برهم‌کنش‌های بین الگوهای جوّی عرض‌های بالا و میانی تأثیر می‌گذارد.

در فصل پاییز (شکل ۵-د) شدت جت جنب‌حاره در منطقه غرب آسیا، به‌ویژه در نواحی شرقی، قوی‌تر شده است که این تغییرات از نظر آماری معنادار هستند. در بخش‌های شرقی منطقه مورد مطالعه، بین طول‌های ۵۰ تا ۷۵ درجه شرقی، موقعیت جت جنب‌حاره در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان استواسو است (شکل ۶-ه).

#### ۳-۴ گسترش نصف‌النهاری امواج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در این قسمت برای بررسی دامنه امواج در تراز میانی جوّ در فصل‌های مختلف سال دو دوره پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان از پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. دامنه این پربندها در منطقه غرب آسیا ابتدا به‌صورت روزانه و سپس میانگین فصلی دو دوره محاسبه شده است. شکل ۷ بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیلی و گسترش نصف‌النهاری امواج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را روی غرب آسیا در فصل‌های مختلف در دو دوره نشان می‌دهد. در زمستان (شکل ۷-الف)، بیشینه ارتفاع امواج تراز میانی جوّ در دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان حدود ۵۳۵۰ ژئوپتانسیل متر و در دوره پس از گرمایش حدود ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر است که نشان‌دهنده ۵۰ ژئوپتانسیل متر افزایش ارتفاع در محل تشکیل بیشینه دامنه امواج است. همچنین ۴ درجه کاهش در گسترش عرض جغرافیایی بیشینه دامنه امواج راسبی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره پیش از گرمایش

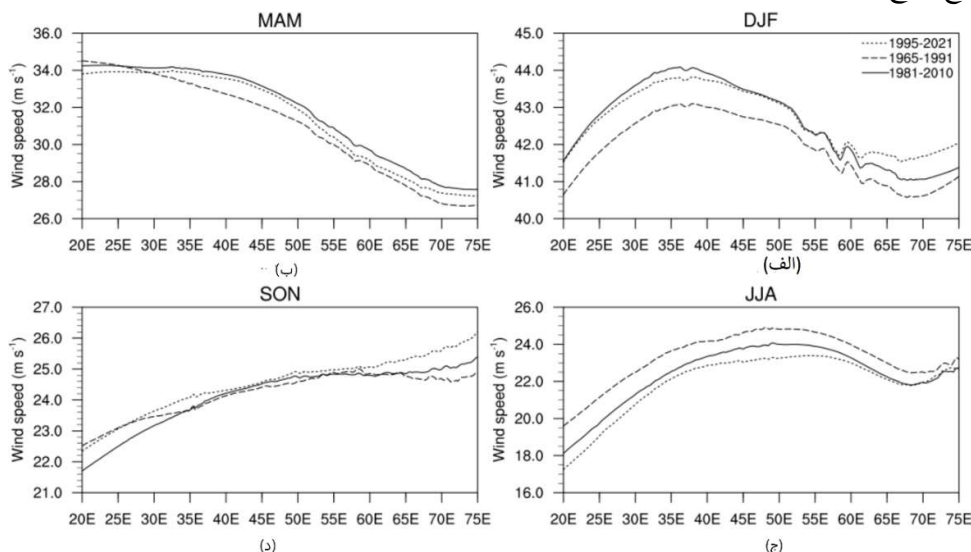
انتشار پیچک‌ها به عرض‌های بالاتر و کاهش نفوذ آنها به عرض‌های پایین‌تر منجر شود؛ بنابراین انتظار می‌رود در فصل زمستان، جریان جتی قوی‌تر با رویدادهای بن‌دال کمتر و کاهش موجی شدن جریان جتی همراه باشد (وولینگ و همکاران، ۲۰۱۸). به‌طور کلی براساس شکل ۶-الف، در زمستان جت جنب‌حاره روی غرب آسیا به سمت قطب جابه‌جا شده است.

در فصل بهار (شکل ۵-ب)، تغییرات شدت جت جنب‌حاره در غرب آسیا در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره پیش از آن افزایش ناچیزی نشان می‌دهد، این در حالی است که نسبت به دوره اقلیمی تغییری مشاهده نمی‌شود. به‌علاوه، در دوره مورد مطالعه، شدت جت جنب‌حاره در طول‌های ۲۰ تا ۲۸ درجه شرقی کاهش و از ۲۸ تا ۷۵ درجه شرقی افزایش یافته است (شکل ۵-ب). در این فصل، جریان جت جنب‌حاره در بخش شرقی تا ۰/۵ درجه جابه‌جایی استواسو دارد که از نظر آماری معنادار نیست. با توجه به شکل ۵-ب می‌توان گفت که در بخش‌های غربی و شرقی منطقه غرب آسیا به ترتیب جریان جتی تضعیف و تشدید شده است.

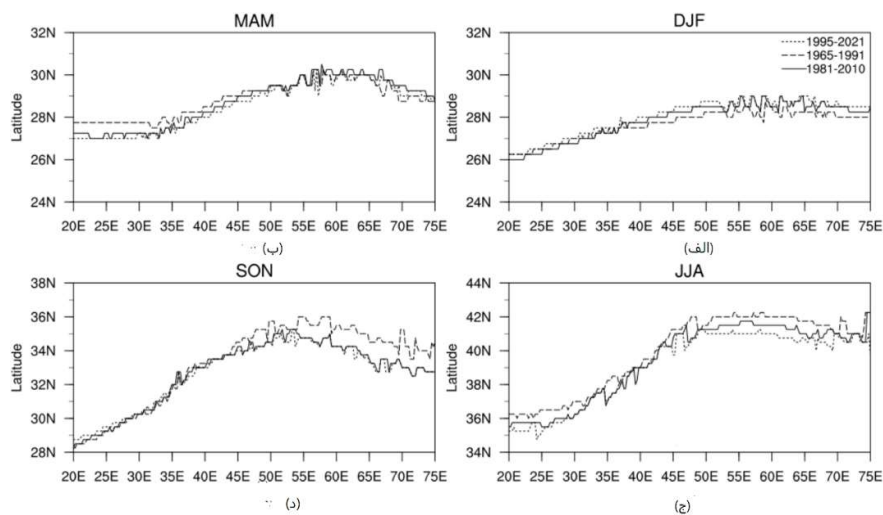
طبق شکل ۶-ج در فصل تابستان، در دوره مورد مطالعه، موقعیت جت جنب‌حاره به‌ویژه در بخش‌های غربی به سمت استوا جابه‌جا شده است. انتقال استواسوی جریان جتی با تضعیف جت در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره قبل همراه شده است. تندی جت جنب‌حاره در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، به‌ویژه در نواحی غربی منطقه مورد مطالعه، هم نسبت به دوره پیش از گرمایش و هم نسبت به دوره اقلیمی کاهش یافته است. از آنجا که در فصل تابستان موقعیت جریان جتی به عرض‌های بالاتر منتقل می‌شود، این جابه‌جایی جریان جتی به عرض‌های بالاتر در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نیز رخ داده ولی نسبت به دوره پیش از آن ضعیف‌تر است (شکل ۶-ج). به‌طور کلی، جریان‌های جتی جنب‌حاره و

است که بیانگر تغییر نکردن ارتفاع وقوع بیشینه دامنه امواج تراز میانی جو در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان است. همچنین در شکل ۷-۷، حدود ۴ درجه کاهش در گسترش افقی بیشینه دامنه امواج در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره قبل دیده می شود.

رخ داده است. از تغییرات در محل تشکیل و پهنای گسترش امواج راسبی در فصل زمستان می توان نتیجه گرفت که علاوه بر تغییر محل فعالیت موج، به علت افزایش شیو افقی پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی، سرعت انتشار شرق سوی امواج نیز بیشتر شده است. در فصل بهار (شکل ۷-۷) بیشینه ارتفاع امواج در دو دوره حدود ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر

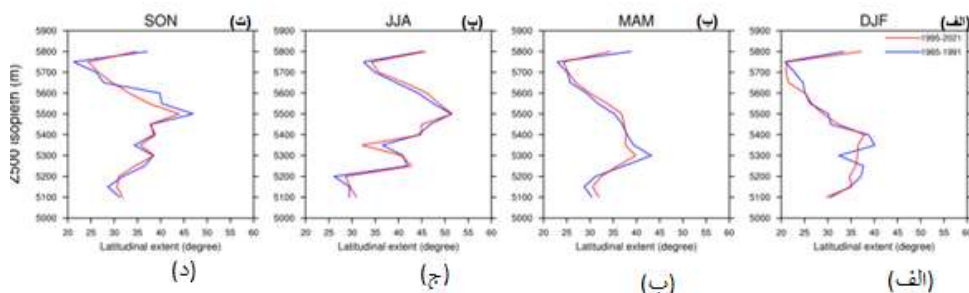


شکل ۵. تغییرات فصلی بیشینه تندی باد در وردسپهر زیرین (برحسب m/s) در غرب آسیا برای طولهای جغرافیایی ۲۰ تا ۷۵ درجه شرقی برای دو دوره قبل (۱۹۶۵-۱۹۹۱) و پس از گرمایش سریع شمالگان (۱۹۹۵-۲۰۲۱) و دوره اقلیمی (۱۹۸۱-۲۰۲۱). تندی باد به صورت میانگین بیشینه تندی باد بین ترازهای ۱۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال در عرضهای جغرافیایی بین ۳۰ تا ۶۰ درجه شمالی محاسبه شده است. روند معناداری با ضریب همبستگی کمتر از ۰/۰۵ بر پایه رگرسیون خطی با خطوط پررنگ نشان داده شده است.



شکل ۶. مشابه شکل ۵ ولی برای تغییرات فصلی موقعیت عرض جغرافیایی جریان جتی.

در راسبی در دو دوره پیش و پس از گرمایش سریع شمالگان حدود ۵۵۰۰ ژئوپتانسیل متر است که نشان‌دهنده تغییر نکردن ارتفاع بیشینه دامنه امواج است؛ باین حال حدود ۴ درجه کاهش در اندازه گسترش بیشینه دامنه در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره قبل مشاهده می‌شود.



شکل ۷. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیلی و گسترش نصف‌النهاری امواج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در غرب آسیا برای فصل‌های مختلف سال در دو دوره قبل (۱۹۹۱-۱۹۶۵) و پس از گرمایش سریع شمالگان (۲۰۲۱-۱۹۹۵).

#### ۴ نتیجه‌گیری

در این پژوهش با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5 تأثیر گرمایش سریع شمالگان در غرب آسیا بر اساس تغییرات در میدان‌های دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، سرعت، موقعیت و شدت جریان جتی و همچنین گسترش نصف‌النهاری امواج راسبی در دو دوره قبل (۱۹۹۱-۱۹۶۵) و پس از گرمایش سریع شمالگان (۲۰۲۱-۱۹۹۵) بررسی شده است. به‌طور کلی نتایج نشان می‌دهد منطقه غرب آسیا در این دو دوره الگوهای فصلی متفاوتی از کمیت‌های هواشناختی فوق در ترازهای مختلف و همچنین تغییرات در شدت و موقعیت جریان جتی داشته است.

در زمستان جریان جت جنب‌حاره در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در غرب آسیا به‌ویژه در بخش‌های شرقی به سمت قطب جابه‌جا شده است. این جابه‌جایی با ضعیف بودن شاخص گردش نصف‌النهاری در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان همراه شده است. کاهش شارش

نصف‌النهاری باعث حرکت سریع‌تر الگوهای جوّی در فصل زمستان می‌شود. محل تشکیل بیشینه گسترش امواج تراز میانی جوّ در فصل زمستان در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نسبت به دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان، حدود ۵۰ ژئوپتانسیل متر بالاتر رفته است. نتایج بارنز (۲۰۱۳) و علیزاده و لین (۲۰۲۱) نیز افزایش ارتفاع بیشینه دامنه امواج راسبی را در فصل زمستان در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نشان می‌دهد. در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان، گسترش عرض جغرافیایی بیشینه دامنه امواج راسبی در غرب آسیا ۴ درجه نسبت به دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان کاهش داشته است. از تغییرات در محل تشکیل و پهنای گسترش امواج راسبی در فصل زمستان می‌توان نتیجه گرفت که علاوه بر تغییر محل فعالیت موج، به علت افزایش شیو افقی پریندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی، سرعت انتشار شرق‌سوی امواج در این فصل

جریان جتی در این بخش در دوره مورد مطالعه و در مقایسه دو دوره نسبت به یکدیگر مشاهده می‌شود.

شدت جریان جت جنب‌حاره در فصل پاییز در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در بخش‌های شرقی نسبت به دوره اقلیمی و دوره پیش از گرمایش سریع شمالگان قوی‌تر شده است. بین طول‌های ۵۰ تا ۷۵ درجه شرقی، موقعیت جت جنب‌حاره در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان استواسو شده است. افزایش تندی جت جنب‌حاره در فصل پاییز در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در غرب آسیا مشابه یافته‌های علیزاده و لین (۲۰۲۱) است. افزایش تندی جت جنب‌حاره در منطقه غرب آسیا در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان می‌تواند باعث افزایش تندی حرکت الگوهای جوی در این منطقه در فصل پاییز شود. از آنجاکه جریان جتی هوای گرم مناطق حاره را از هوای سرد عرض‌های بالاتر جدا می‌کند، جابه‌جایی آن به سمت استوا در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان باعث می‌شود ناحیه فوق در شمال مکان جریان جتی قرار گیرد و بی‌هنجاری منفی دما داشته باشد. همچنین با توجه به وضعیت کژفشاری که در طول جریان جتی مشاهده می‌شود، تغییرات استواسوی جریان جتی در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه باعث می‌شود مسیر طوفان مدیترانه در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان به سمت استوا جابه‌جا و شرایط مرطوب‌تر فراهم شود.

#### منابع

- Alizadeh, O., and Ghafarian, P., 2023, Large-scale driving mechanisms of the lowest and highest annual temperatures in northwestern Iran: Weather, doi: 10.1002/wea.4422 (in press).
- Alizadeh, O., and Lin, Z., 2021, Rapid Arctic warming and its link to the waviness and strength of the westerly jet stream over West Asia: Global and Planetary Change, **199**, 103447.
- Barnes, E. A., 2013, Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes: Geophysical Research Letters, **40**(17), 4734-4739.

بیشتر شده است. کاهش احتمال وقوع بن‌دال‌ها در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در منطقه غرب آسیا دور از انتظار نیست.

در فصل تابستان، تغییر در ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز میانی و تراز زیرین جو در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان به صورت افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در شمال غرب و کاهش آن در جنوب شرق منطقه غرب آسیا است. تغییرات در ارتفاع ژئوپتانسیلی می‌تواند سبب تغییر در شدت و موقعیت جریان جت جنب‌حاره در فصل تابستان در این منطقه شود. در مطالعه علیزاده و غفاریان (۲۰۲۳) نیز تغییر در الگوهای جوی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در غرب آسیا در فصل تابستان نتیجه‌گیری شده است. در این فصل در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان جریان جت جنب‌حاره به سمت استوا جابه‌جا شده است. انتقال استواسوی جت جنب‌حاره با تضعیف جت در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان همراه شده است. به‌طور کلی جریان‌های جت جنب‌حاره و قطبی در فصل تابستان به علت کاهش شیو نصف‌النهاری دما بین عرض‌های پایین و بالا ضعیف‌تر شده‌اند و همراه با مسیرهای طوفان و توده‌های هوای حاره‌ای به سمت قطب جابه‌جا می‌شوند. این جابه‌جایی جریان جتی به عرض‌های بالاتر در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان نیز رخ داده است، ولی نسبت به دوره پیش از آن ضعیف‌تر است. شاخص گردش نصف‌النهاری در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان در اغلب بخش‌های غرب آسیا مقادیر معنادار مثبت و منفی دارد که به معنی نصف‌النهاری شدن امواج تراز میانی جو و حرکت کندتر الگوهای جوی است؛ بنابراین افزایش احتمال تشکیل امواج شبه‌ساکن در تابستان در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان دور از انتظار نیست.

در فصل بهار شاخص گردش نصف‌النهاری در بخش‌های شرقی در دوره پس از گرمایش سریع شمالگان تقویت جریان‌های شمالی را نشان می‌دهد. افزایش شدت



- Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., and Methven, J., 2004, Factors contributing to the summer 2003 European heatwave: *Weather*, **59**(8), 217-223.
- Blackport, R., Screen, J. A., van der Wiel, K., and Bintanja, R., 2019, Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes: *Nature Climate Change*, **9**(9), 697-704.
- Cavalieri, D. J., and Parkinson, C. L., 2012, Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010: *The Cryosphere*, **6**(4), 881-889.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., et al., 2014, Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather: *Nature Geoscience*, **7**(9), 627-637.
- Ding, Q., Wallace, J. M., Battisti, D. S., Steig, E. J., Gallant, A. J., Kim, H. J., and Geng, L., 2014, Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland: *Nature*, **509**(7499), 209-212.
- Farley Nicholls, J., and Toumi, R., 2014, On the lake effects of the Caspian Sea: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **140**(681), 1399-1408.
- Francis, J. A., and Hunter, E., 2006, New insight into the disappearing Arctic sea ice: *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **87**(46), 509-511.
- Francis, J., and Skific, N., 2015, Evidence linking rapid Arctic warming to mid-latitude weather patterns: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **373**(2045), 20140170.
- Francis, J. A., and Vavrus, S. J., 2012, Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes: *Geophysical Research Letters*, **39**(6).
- Francis, J. A., and Vavrus, S. J., 2015, Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming: *Environmental Research Letters*, **10**(1), 014005.
- Gong, T., Feldstein, S., and Lee, S., 2017, The role of downward infrared radiation in the recent Arctic winter warming trend: *Journal of Climate*, **30**(13), 4937-4949.
- Hanna, E., Hall, R. J., and Overland, J. E., 2017, Can Arctic warming influence UK extreme weather?: *Weather*, **72**(11), 346-352.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., et al., 2020, The ERA5 global reanalysis: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146**(730), 1999-2049.
- Holton, G., and Hakim, J., 2013, *An Introduction to Dynamic Meteorology (Fifth Edition)*: Academic Press, 127-170, ISBN 9780123848666.
- Honda, M., Inoue, J., and Yamane, S., 2009, Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters: *Geophysical Research Letters*, **36**(8).
- Horton, D. E., Johnson, N. C., Singh, D., Swain, D. L., Rajaratnam, B., and Diffenbaugh, N. S., 2015, Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends: *Nature*, **522**(7557), 465-469.
- Hoshi, K., Ukita, J., Honda, M., Nakamura, T., Yamazaki, K., Miyoshi, Y., and Jaiser, R., 2019, Weak stratospheric polar vortex events modulated by the Arctic sea-ice loss: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124**(2), 858-869.
- Kim, B. M., Son, S. W., Min, S. K., et al., 2014, Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss: *Nature Communications*, **5**, 4646.
- Koriche, S. A., Nandini-Weiss, S. D., Prange, M., et al., 2021, Impacts of variations in Caspian Sea surface area on catchment-scale and large-scale climate: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **126**(18), e2020JD034251.
- Laliberté, F., and Kushner, P. J., 2014, Midlatitude moisture contribution to recent Arctic tropospheric summertime variability: *Journal of Climate*, **27**(15), 5693-5707.
- Lee, S., Gong, T., Johnson, N., Feldstein, S. B., and Pollard, D., 2011, On the possible link between tropical convection and the Northern Hemisphere Arctic surface air temperature change between 1958 and 2001: *Journal of Climate*, **24**(16), 4350-4367.
- Luo, B., Luo, D., Wu, L., Zhong, L., and Simmonds, I., 2017, Atmospheric circulation patterns which promote winter Arctic Sea ice decline: *Environmental Research Letters*, **12**(5), 054017.
- Orsolini, Y. J., Senan, R., Benestad, R. E., and Melsom, A., 2012, Autumn atmospheric response to the 2007 low Arctic Sea ice extent in coupled ocean-atmosphere hindcasts: *Climate Dynamics*, **38**(11), 2437-2448.
- Overland, J., Francis, J. A., Hall, R., Hanna, E., Kim, S. J., and Vihma, T., 2015, The melting Arctic and midlatitude weather patterns: Are they connected? *Journal of Climate*, **28**(20), 7917-7932.
- Overland, J. E., and Wang, M., 2010, Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic Sea ice: *Tellus A*:

- Dynamic Meteorology and Oceanography, **62**(1), 1-9.
- Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., et al., 2022, The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979: *Communications Earth & Environment*, **3**(1), 168.
- Schweiger, A. J., Lindsay, R. W., Vavrus, S., and Francis, J. A., 2008, Relationships between Arctic sea ice and clouds during autumn: *Journal of Climate*, **21**(18), 4799-4810.
- Screen, J. A., Deser, C., and Simmonds, I., 2012, Local and remote controls on observed Arctic warming: *Geophysical Research Letters*, **39**(10).
- Screen, J. A., and Simmonds, I., 2010, The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification: *Nature*, **464**(7293), 1334-1337.
- Screen, J. A., and Simmonds, I., 2013, Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather: *Geophysical Research Letters*, **40**(5), 959-964.
- Stuecker, M. F., Bitz, C. M., Armour, K. C., et al., 2018, Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks: *Nature Climate Change*, **8**(12), 1076-1081.
- Thompson, D. W., and Wallace, J. M., 2001, Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode: *Science*, **293**(5527), 85-89.
- Woollings, T., Barriopedro, D., Methven, J., et al., 2018, Blocking and its response to climate change: *Current Climate Change Reports*, **4**(3), 287-300.
- Yao, Y., Luo, D., Dai, A., and Simmonds, I., 2017, Increased quasi stationarity and persistence of winter Ural blocking and Eurasian extreme cold events in response to Arctic warming, Part I: Insights from observational analyses: *Journal of Climate*, **30**(10), 3549-3568.
- Zhang, X., He, J., Zhang, J., Polyakov, I., Gerdes, R., Inoue, J., and Wu, P., 2013, Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend: *Nature Climate Change*, **3**(1), 47-51.
- Zhang, X., Sorteberg, A., Zhang, J., Gerdes, R., and Comiso, J. C., 2008, Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system: *Geophysical Research Letters*, **35**(22).
- Zhang, P., Wu, Y., Simpson, I. R., Smith, K. L., Zhang, X., De, B., and Callaghan, P., 2018, A stratospheric pathway linking a colder Siberia to Barents-Kara Sea sea ice loss: *Science Advances*, **4**(7), eaat6025.
- Zhao, L., Lee, X., Smith, R. B., and Oleson, K., 2014, Strong contributions of local background climate to urban heat islands: *Nature*, **511**(7508), 216-219.
- Zhou, B., Xu, Y., Wu, J., Dong, S., and Shi, Y., 2016, Changes in temperature and precipitation extreme indices over China: Analysis of a high-resolution grid dataset: *International Journal of Climatology*, **36**(3), 1051-1066.

## The impact of Arctic amplification on weather patterns in West Asia

Azam Sanei <sup>1\*</sup>, Omid Alizadeh<sup>2</sup>, Farhang Ahmadi Givi <sup>2</sup> and Parviz Iran Nejad <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 04 June 2023, Accepted: 23 July 2023)

### Summary

The near-surface temperature in the Arctic has increased about four times greater than the global average temperature in recent decades, the feature called rapid Arctic warming or Arctic amplification. Different dynamical pathways have been hypothesized through which Arctic amplification may influence the mid-latitude weather. There is also some evidence that extreme weather in mid-latitudes of the Northern Hemisphere is linked to rapid Arctic warming.

We analyzed the ERA5 data for the period 1965–2021 to investigate the impact of rapid Arctic warming on weather patterns in West Asia. We defined pre-Arctic and post-Arctic amplification periods as 1965–1991 and 1995–2021, respectively, and analyzed wind speeds between 400 and 100 hPa to investigate the response of the upper-tropospheric jet stream in West Asia to rapid Arctic warming. We defined the meridional extent of an isopleth of the geopotential height at 500 hPa (Z500) as the difference between the maximum and minimum latitudes reached by a single Z500 isopleth each day. By averaging these daily values in different seasons during the pre-Arctic and post-Arctic amplification periods, we obtained seasonal averages of the meridional wave extent in these two time periods.

In winter, the altitude of the maximum geopotential height in the middle troposphere has increased in the post-Arctic amplification period. Moreover, the latitudinal extension of the maximum amplitude of Rossby waves has decreased. These two changes imply that the speed of the eastward propagation of Rossby waves has been intensified in the post-Arctic amplification period.

In summer, the subtropical jet stream has been weakened and shifted toward the equator in the post-Arctic amplification period. Due to the weakening of the meridional temperature gradient, both the subtropical and subpolar jet streams become weaker and shift poleward in summer. The poleward shift of the subtropical jet stream has also occurred in the post-Arctic amplification period, while the jet has been weakened compared to the pre-Arctic amplification period. The analysis of the meridional circulation index (MCI) shows significant positive and negative values in most parts of West Asia in the post-Arctic amplification period, implying that Rossby waves have become wavier and their speed has decreased, associated with which is a higher possibility for the occurrence of extreme weather events in summer.

In autumn, in the post-Arctic amplification period, the jet stream has been intensified in the eastern parts of West Asia compared to the climatology and the pre-Arctic amplification period. Between 50 and 75°E, the subtropical jet stream in West Asia has been shifted toward the equator in the post-Arctic amplification period. As the subtropical jet stream separates the warmer tropical air from the colder air of higher latitudes, its equatorward shift in the post-Arctic amplification period implies the development of negative temperature anomalies in most parts of West Asia.

**Keywords:** Rapid Arctic warming, Geopotential height, Subtropical jet stream, West Asia, Rossby waves

---

\*Corresponding author:

saneei.azam@ut.ac.ir