

## واکاوی تغییرات گردش‌های جوی عرض‌های میانه و پیوند آن با ورودش‌های دمایی در ایران

زهره حاجتی<sup>۱</sup>، دکتر سید ابوالفضل مسعودیان<sup>۲</sup>

### چکیده

برخی از پژوهشگران این گمان را مطرح کرده‌اند که گرمایش شتاب‌ناک شمالگان (گرمایش سریع‌تر مناطق قطبی نسبت به سایر مناطق) موجب تغییرات آب‌وهوایی در عرض‌های میانه شده‌است. این تغییرات شامل کاهش شیو دما میان شمالگان و عرض‌های میانه و تضعیف و تموج بادهای غربی می‌شود. برای بررسی این گمانه و تأثیر آن بر روی تغییرات دمایی در ایران،

در این پژوهش از روش تموج تجمیعی استفاده شده‌است. بدین‌منظور از داده‌های دمای کمینه و بیشینه ۳۶ ایستگاه همدید سازمان هواشناسی کشور، داده‌های روزانه نوسان شمالگان از مرکز پیش‌بینی آب‌وهوایی نوا و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی وزارت انرژی (NCEP/DOE) در بازه زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ استفاده شد. بررسی‌ها افزایش مقدار تموج را در چند سال اخیر، هم در میانگین روزانه و هم در میانگین فصلی و سالانه نشان می‌دهد. افزایش مقدار تموج نشان‌دهنده افزایش دامنه موج و افزایش تعداد فرین‌های آب‌وهوایی است؛ از این‌رو در صورت افزایش فراوانی این الگوها باید انتظار افزایش رویدادهای فرین آب‌وهوایی را داشته باشیم. همبستگی‌ها میان تموج تجمیعی و دمای کمینه و بیشینه و نوسان شمالگان نشان می‌دهد که مقادیر مثبت (منفی) نوسان شمالگان موجب افزایش (کاهش) تموج تجمیعی و در نتیجه کاهش (افزایش) دمای کشور در فصل سرد سال می‌شود.

جغرافیا و توسعه، شماره ۶۲، بهار ۱۴۰۰  
تاریخ دریافت: ۹۹/۰۵/۰۴  
تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۹/۱۰  
صفحات: ۵۲-۳۱



واژه‌های کلیدی:

گرمایش شتاب‌ناک شمالگان، بادهای غربی، تموج تجمیعی، دمای ایران.

### مقدمه

ناشی از بازخورد جو و اقیانوس در این منطقه است. افزایش دما در شمالگان، موجب گدازش و کاهش فشردگی یخ‌های قطبی و افزایش آب‌های بدون پوشش یخ شده‌است. حذف یا تضعیف پوشش یخ دریایی که همانند یک عایق عمل می‌کند، منجر به گرمایش جو فراز آب‌ها خواهد شد (Serreze & Roger, 2011: 88). این بازخورد مثبت (فرایندی که یک تغییر طبیعی را تشدید می‌کند) موجب شده‌است که شمالگان نسبت به سایر مناطق کره زمین به افزایش دمای جهانی

تغییرات اقلیمی موجب تغییر گردش هوا در جو عرض‌های میانه می‌شود. پیش‌بینی این تغییرات احتمالی و برآورد اثرات آن بر وردایی آب‌وهوایی زمین ضروری است. یکی از برجسته‌ترین نشانه‌های تغییر اقلیم، گرمایش بیشتر عرض‌های شمالگان در مقایسه با مناطق دیگر است که «گرمایش شتاب‌ناک شمالگان»<sup>۳</sup> نامیده می‌شود (Holland and Bitz, 2003: 22; Kay et al, 2015: 1333). گرمایش شتاب‌ناک شمالگان

پرارترتفاع‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا عرض‌های بالاتر جغرافیایی کشیده شوند و در نتیجه قلّه پشته‌ها تا عرض‌های شمالی‌تر کشیده شده و دامنه‌ امواج بلندتر شود. هر دوی این اثرات سبب کندشدن حرکت شرق‌سوی امواج جوّی می‌شوند.

مطالعات اخیر با به‌کارگیری مجموعه‌ای از داده‌های شبکه‌ای، روش‌های مناسبی را برای بررسی این فرضیه پیشنهاد داده‌اند. فرانسیس و واورس (۲۰۱۲: ۳) و بارنز (۲۰۱۳: ۴۷۲۳۴) با به‌کارگیری مجموعه‌ای از داده‌های شبکه‌ای، بیشینه‌ وسعت خطوط هم‌ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (در مقیاس روزانه و فصلی) را به‌عنوان ابزاری برای بررسی روندهای چندساله امواج وردسپهر میانی بررسی کردند. اسکرین و سیموند (۲۰۱۳: ۹۶۰) تحلیل فوریه را برای اولین بار برای مشخص کردن هر دو دامنه مداری و نصف‌النهاری امواج در عرض‌های میانی وردسپهر میانی به‌کار بردند و تغییرات احتمالی در این مشخصه‌ها را بررسی کردند.

فرانسیس و واورس (۲۰۱۵: ۵) و فرانسیس و اسکیفیک (۲۰۱۵: ۴) با استفاده از نمایه گردش نصف‌النهاری<sup>۱</sup> نشان دادند که در همه فصل‌ها و در مناطقی که شیو قطب‌سو ضعیف شود، بادهای مداری ضعیف‌تر شده و در نتیجه، جریان نصف‌النهاری تر یا موجی‌تر می‌شود. دی کاپیو و کوموآ (۲۰۱۶: ۱) برای بررسی تغییرات رخ داده در امواج، نمایه پیچانه<sup>۲</sup> را پیشنهاد دادند که بیشینه حرکت موجی را در خطوط هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل در هر روز نشان می‌دهد. یافته‌های آن‌ها نشان می‌دهد که نمایه پیچانه در پاییز و اوایل زمستان، هم در مقیاس نیم‌کره و هم اوراسیا افزایش داشته‌است و این باعث شده‌است که فراوانی

حساس‌تر باشد؛ در نتیجه افزایش دمای هوای وردسپهر پایینی در شمالگان، دست‌کم دوبرابر سریع‌تر از عرض‌های میانه نیم‌کره شمالی ادامه پیدا می‌کند. بکریو و همکاران (Bekryaev et al, 2010:2891) این روند افزایشی در عرض‌های بالا (بالاتر از ۶۰ درجه شمالی) را در دوره آماری ۲۰۰۸-۱۸۷۵، تقریباً ۱/۳۶ درجه سلسیوس بر سده برآورد کرده‌اند که این روند تقریباً دوبرابر نیرومندتر از روند گرمایشی نیم‌کره شمالی (۰/۷۹ درجه سلسیوس بر سده) است.

بررسی مشاهدات و مدل‌ها نشان می‌دهند که وردایی بزرگ‌مقیاس گردش‌های جوّی در پیوند با گرمایش شتاب‌ناک قطبی، کاهش یخ‌دریایی و گدازش زودهنگام برف می‌تواند به نوبه خود بر روی بارش، دماهای فصلی، مسیر توفان‌ها و بادهای سطحی در عرض‌های میانه اثر بگذارد (Barnes & Screen, 2015: 277; Overland et al, 2015: 7917; Jaiser et al, 2012: 8,9)

هوندا و همکاران (۲۰۰۹: ۵) نشان دادند که کاهش یخ‌های دریایی در طول سواحل سیبری، موجب پیدایش ناهنجاری واچرخندی بر روی دریای بارنتس و ناهنجاری چرخندی بر روی مرکز اوراسیا در وردسپهر بالایی شده و گسترش شرق‌سوی این ناهنجاری بر روی اوراسیا موجب تقویت پرفشار سیبری و تشدید ریزش هوای سرد در لبه شمالی این پرفشار بر روی شرق آسیا شده‌است. فرانسیس و واورس (۲۰۱۲: ۲) معتقدند که گرمایش تفاضلی شمالگان نسبت به عرض‌های میانی همان چیزی است که گرمایش شتاب‌ناک شمالگان را به الگوهای جوّی حاکم به عرض‌های میانی پیوند می‌دهد. این پدیده می‌تواند دو اثر متفاوت بر رفتار جوّ بالا داشته باشد: نخست، کاهش شیو قطب‌سوی ستبرایی که موجب تضعیف بادهای غربی می‌شود. دوم، گرمایش نیرومندتر عرض‌های بالا سبب می‌شود

این عناصر آب‌وهوایی، دما است. رخداد شرایط حدی دما، هم به صورت موج گرما و هم به صورت موج سرما می‌تواند به طور گسترده بر جوامع انسانی اثر بگذارد. مطالعات بسیاری بر روی این ناهنجاری‌ها و روند آن‌ها در کشور در سال‌های اخیر صورت گرفته‌است. اگرچه بررسی‌ها شیب مثبت دما (شیرغلامی و قهرمان، ۱۳۸۴: ۲۱؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۰۲) و روند افزایشی امواج گرمایی (دارند، ۱۳۹۲: ۱۶۷؛ اسماعیل‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۲: ۳۹؛ اعتمادیان و دوستان، ۱۳۹۶: ۱۷) را در کشور نشان می‌دهد، امواج سرما و ماندگاری آن‌ها می‌تواند به طور غافل‌گیرکننده‌ای آسیب‌های جبران‌ناپذیری را به همراه داشته باشد. بررسی‌ها بر روی امواج سرما و عوامل به وجود آورنده آن نشان می‌دهد که پرفشار اروپای شمالی، سیبری و پرفشار اروپای شرقی (فتاحی و صالحی‌پاک، ۱۳۸۸: ۱۲۷)، پرفشار سیبری (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۰: ۱۸۳)، پدیده بلاکینگ (عزیزی و خلیلی، ۱۳۹۰: ۳۹) ادغام پرفشار سیبری و اروپایی و کم‌فشار جنب قطبی (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۲: ۱۳۹) نقش مهمی در شکل‌گیری سرماهای فرین در ایران داشته‌اند.

در همهٔ این بررسی‌ها عوامل به وجود آورنده و روند این ناهنجاری‌ها بررسی شده‌است، اما تاکنون نقش گرمایش جهانی در روند این‌گونه ناهنجاری‌ها بررسی نشده‌است. در این مطالعه کوشش شده‌است که پیوند میان این ناهنجاری‌ها و وردایی گردش‌های جوّی عرض‌های میانه تحت فرضیهٔ گرمایش شتاب‌ناک شمالگان بررسی شود.

رخداد الگوهای جریان پیچانه شدیداً افزایش یابد. همهٔ این مطالعات وردایی گردش عرض‌های میانه را در مقیاس منطقه‌ای و فصلی شناسایی کردند. نخستین بار روش تموج توسط پینگز و همکاران با استفاده از داده‌های LENS (Peings et al, 2017: 5943) و کاتیاس و همکاران با استفاده از ترکیبی از داده‌های بازکاو شده و داده‌های مدل CMIP5 (Cattiaux et al, 2016: 1:33) برای واکاوی قدرت و تموج گردش جوّ در عرض‌های میانهٔ نیم‌کرهٔ شمالی استفاده شده‌است.

مارتین و همکاران در سال ۲۰۱۶ (Martin et al, 2016: 2) از مفاهیم آن‌ها استفاده کرده و روش تموج تجمیعی را با استفاده از چند منحنی هم‌ارتفاع برای محاسبهٔ تموج در تراز میانی وردسپهر به کار برد. او معتقد است که این روش توصیف جذاب بصری گردش را در مقایسه با دیگر نمایه‌ها ارائه می‌دهد. وانگ و همکاران (Wang et al, 2017: 4317) نیز برای بررسی تغییرات در گردش‌های جوّی و فرین‌های آب و هوایی آمریکای شمالی از این روش بهره بردند. نتیجهٔ کلی این مطالعات نشان می‌دهد که تضعیف (تقویت) جریان مداری عرض‌های میانی با افزایش (کاهش) تموج همراه است؛ علاوه بر این همبستگی منفی قوی میان تموج روزانه و نوسان شمالگان روزانه در فصل سرد وجود دارد که نشان می‌دهد سازوکاری که گرادیان ارتفاعی قطب‌سو کاهش (افزایش) می‌دهد، بادهای غربی عرض‌های میانی تضعیف (تقویت) می‌کند و تموج افزایش (کاهش) می‌دهد.

تغییر گردش‌های جوّی می‌تواند توجیه‌گر بسیاری از ناهنجاری‌های عناصر آب‌وهوایی باشد که یکی از

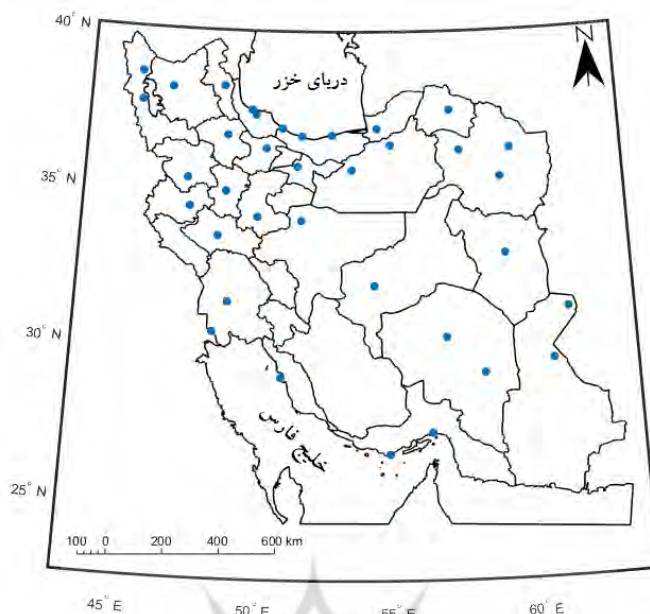
## داده‌ها و روش‌شناسی

در این نوشتار از سه پایگاه داده استفاده شد. پایگاه نخست داده‌های دمای ۳۶ ایستگاه هواشناسی ایران است. معیار انتخاب این ایستگاه‌ها بازه زمانی طولانی‌مدت و داده‌های همگن نسبت به سایر ایستگاه‌ها بوده‌است. داده‌های روزانه دمای بیشینه و کمینه این ایستگاه‌ها در بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴ به مدت ۱۳۵۱۴ روز از سازمان هواشناسی ایران دریافت شد. پایگاه دوم شامل داده‌های نمایه نوسان شمالگان است که از پایگاه جوی مرکز پیش‌بینی اقلیمی نوا به صورت روزانه در همین بازه زمانی تهیه شد. پایگاه دیگر شامل داده‌های جوی‌ای است که از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال پایگاه داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی وزارت انرژی (NCEP/DOE<sup>1</sup>)، وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا، به صورت روزانه و در تفکیک مکانی  $2/5 \times 2/5$  درجه قوسی در محدوده نیم‌کره شمالی (۰ تا ۹۰ درجه شمالی و ۰ تا ۳۶۰ درجه) و در بازه زمانی ۲۹ اسفند ۱۳۹۴ تا ۱ فروردین ۱۳۵۸ برداشت شد.

داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل آرایه‌ای با ابعاد  $13541 \times 5328$  تشکیل داده که سطرها نماینده روزها و ستون‌ها نماینده تعداد یاخته‌هایی است که در محدوده نیم‌کره شمالی قرار دارند. در چندین بررسی هم‌دید و دینامیک نشان داده شده که تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، نزدیک به تراز راهبر است (Alpert et al, 1990:69).

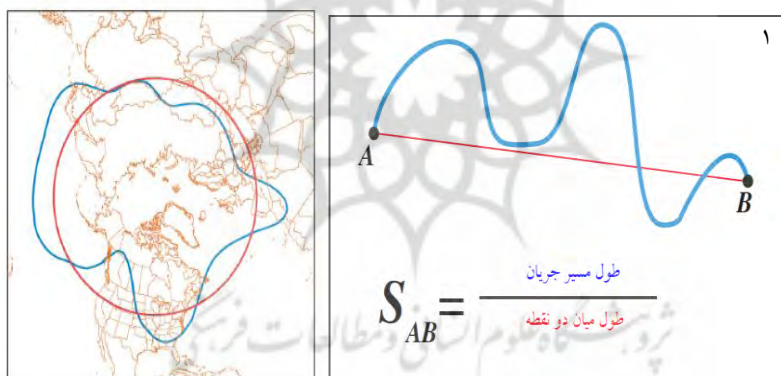
تراز راهبر تراز است که سرعت جریان پایه در آن پیوند مستقیمی با سرعت جابه‌جایی اغتشاش‌های جوی دارد (واژه‌نامه انجمن هواشناسی آمریکا)؛ از این رو این تراز می‌تواند نقش مهمی در تعیین مسیر اغتشاش‌های جوی داشته باشد.

در این نوشتار برای پی‌بردن به اثرات گرمایش شتاب‌ناک شمالگان و تغییر گردش‌های جوی بر روی وردایی دمایی در ایران، از روش «تموج<sup>۲</sup>» برای اندازه‌گیری حرکت موجی جریان‌های وردسپهر میانی استفاده شد. تموج تحت عنوان نسبت طول منحنی یکی از هم‌ارتفاع‌های تراز میانی جو به محیط عرض جغرافیایی معادل آن تعریف می‌شود. این روش به روش پرکاربرد تموج در ژئومورفولوژی شباهت دارد؛ به طوری که طول هم‌ارتفاع با طول مسیر جریان یک رودخانه پریچ‌وخم و طول عرض جغرافیایی معادل با طول کوتاه‌ترین فاصله میان همان نقطه واقع بر مسیر جریان رودخانه شباهت دارد (Cattiaux et al, 2016:6).



شکل ۱: نقشهٔ پراکنش مکانی ایستگاه‌های مورد مطالعه

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

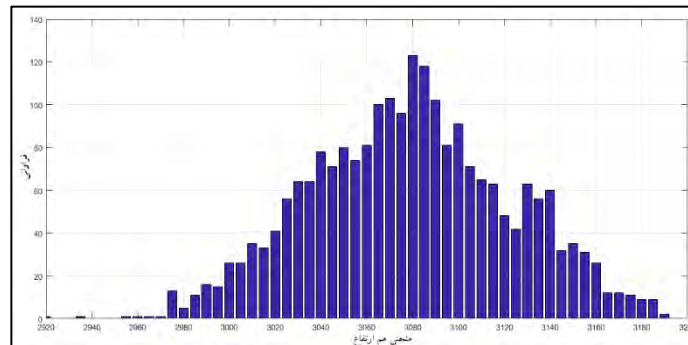


شکل ۲: مفهوم موج: ۱- موج نسبت طول خط آبی به طول خط قرمز است، ۲- خط آبی منحنی هم‌ارتفاع است و مساحتی که این خط دربر گرفته است، برابر با مساحت دایرهٔ قرمز است. مأخذ: *Martin et al, 2016*

الگوهای گردشی بزرگ‌مقیاس جوی مرتبط بوده و ناشی از پدیده‌های محلی نبوده‌است. با استفاده از این داده‌ها نخست روزهایی که شرط  $(NTD < -2)$  را تأمین می‌کرد، به‌عنوان روزهای نمونه انتخاب شدند و سپس فراوانی هم‌ارتفاع‌ها در محدودهٔ مرزهای ایران در این روزها بررسی شد (شکل ۳). با در نظر گرفتن محدوده و گسترهٔ ایران، ۴ منحنی هم‌ارتفاع ۳۰۸۵-۳۰۸۰-۳۰۷۵-۳۰۷۰ که فراوانی بیش‌تری داشتند، انتخاب شدند.

برای محاسبهٔ «موج تجمیعی»<sup>۱</sup> (*Martin et al, 2016*)، نخست منحنی‌های هم‌ارتفاع انتخاب شد.

برای انتخاب منحنی‌های هم‌ارتفاع در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، از میانگین نمایهٔ انحراف بهنجار شدهٔ دمای ایران (NTD) (مسعودیان و دارند، ۱۳۸۹: ۴۶) بهره بردیم. مزیت استفاده از این روش، شناسایی روزهای است که بخش بزرگی از ایران را سرما فراگرفته است تا این اطمینان حاصل شود که سرما با



شکل ۳: فراوانی منحنی‌های هم‌ارتفاع درون مرزهای ایران در روزهای با ناهنجاری دمایی کم‌تر از ۲-

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

مداری است. طول منحنی‌های هم‌ارتفاع مشخص با جمع نقاط گره‌گاهی در هر شبکه مختصاتی  $2/5 \times 2/5$  درجه با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$L = \text{acos} [\sin \phi_1 \sin \phi_2 + \cos \phi_1 \cos \phi_2 \cos (\lambda_2 - \lambda_1)] R_e$$

در این رابطه « $\phi_1$  و  $\lambda_1$ » و « $\phi_2$  و  $\lambda_2$ » مختصات طول و عرض‌هایی هستند که منحنی هم‌ارتفاع مشخص، مرز شبکه طول و عرض جغرافیایی را قطع کرده‌است و  $R_e$  شعاع کره زمین است. طبق این تعاریف، کمینه مقدار تموج ۱ است که نشان‌دهنده یک جریان کاملاً مداری است و هرچه این مقدار افزایش یابد، افزایش مقدار تموج یک جریان را نشان می‌دهد. علاوه بر این، در این روش می‌توان قسمت‌های بریده (کم‌فشارها و پرفشارهای بریده) هر منحنی هم‌ارتفاع را در مقدار تموج محاسبه کرد. این قسمت‌ها هر یک دارای طول و مساحت مشخصی هستند که به آسانی قابل محاسبه است.

### یافته‌های پژوهش

#### تموج تجمیعی روزانه

تموج تجمیعی روزانه با استفاده از ۴ منحنی هم‌ارتفاع ۳۰۸۵، ۳۰۸۰، ۳۰۷۵ و ۳۰۷۰ متر از ۷۰۰ هکتوپاسکال برای هر دو قطاع محاسبه شد. شکل ۳ تموج تجمیعی قطاع بزرگ‌تر (شکل ۴-۱) و قطاع

هدف از این نوشتار بررسی اثر تموج جریان‌های جوی بر آب‌وهوای ایران است؛ از این رو به جای محاسبه تموج برای کل نیم‌کره، تنها قطاعی از نیم‌کره در محاسبه تموج به کار گرفته شد. قطاع کوچک‌تر بین ۳۰ تا ۶۰ درجه شرقی و ۰ تا ۹۰ درجه شمالی و قطاع بزرگ‌تر بین ۰ تا ۷۰ درجه شرقی و ۰ تا ۹۰ درجه شمالی محصور است.

پس از انتخاب منحنی‌ها و محدوده موردنظر، برای هر کدام از آن‌ها، عرض جغرافیایی معادل آن محاسبه شد. عرض جغرافیایی معادل عرضی است که مساحت عرقچین آن برابر با مساحت محصور در شمال منحنی هم‌ارتفاع موردنظر باشد و از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\phi_E = \arcsin \left[ 1 - \frac{A}{2\pi R_e^2} \right]$$

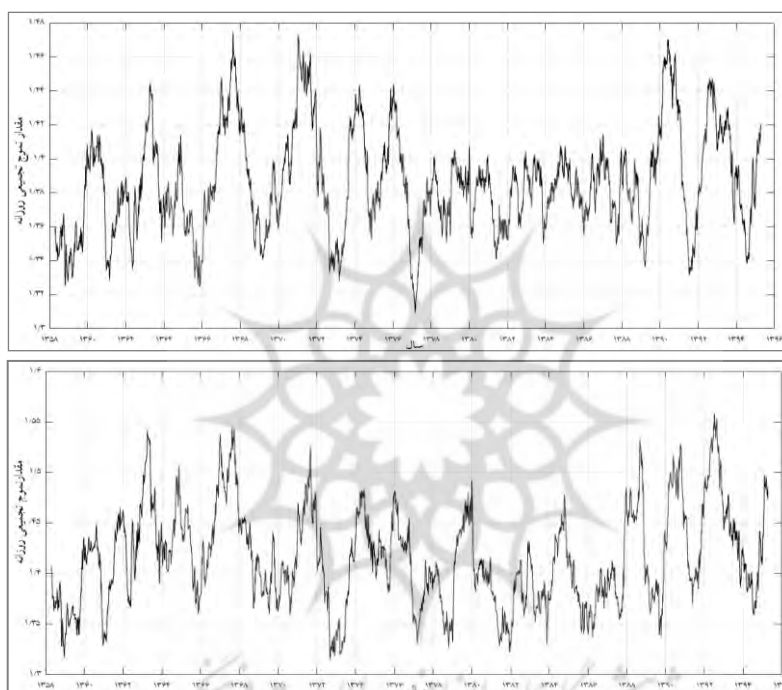
در این رابطه  $A$  مساحتی است که منحنی هم‌ارتفاع موردنظر دربر گرفته و  $R_e$  شعاع کره زمین است. سپس از رابطه زیر برای محاسبه تموج تجمیعی استفاده شد.

$$A_{\text{sin}} = \frac{L_{\text{iso1}} + L_{\text{iso2}} + L_{\text{iso3}} + L_{\text{iso4}}}{EL_{\phi_{E1}} + EL_{\phi_{E2}} + EL_{\phi_{E3}} + EL_{\phi_{E4}}}$$

در این رابطه  $L$  طول منحنی هم‌ارتفاع موردنظر و  $EL$  طول عرض جغرافیایی معادل آن است. طول، کوتاه‌ترین فاصله ممکن میان نقطه آغاز و پایان حلقه

تموج را مشاهده می‌کنیم. افزایش مقدار تموج نشان می‌دهد که دامنه موج افزایش پیدا کرده و حرکت موج کندتر شده که این می‌تواند احتمال پدیده بندالی را افزایش دهد. در چنین صورتی با توجه به چگونگی قرارگیری موج، فرین‌های آب‌وهوایی چه به صورت امواج گرمایی و خشکسالی و چه سرما و یخبندان، می‌توانند افزایش یابند.

کوچک‌تر (شکل ۲-۴) را نشان می‌دهد. شکل ۴-۱ نشان می‌دهد که مقدار تموج تجمیعی از سال ۱۳۷۷ تا سال ۱۳۹۰ کاهش محسوس و یکنواختی در محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی داشته و بعد از سال ۱۳۹۰ دوباره افزایش نشان می‌دهد. این مقدار در محدوده ۰-۶۰ درجه شرقی از سال ۱۳۷۴ کاسته و یکنواخت شده‌است، اما از سال ۱۳۸۸ افزایش مقدار



شکل ۴: تموج تجمیعی روزانه هموار شده با پنجره ۳۶۵ روز در بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴.

۱- محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی، ۲- محدوده ۰-۶۰ درجه شرقی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

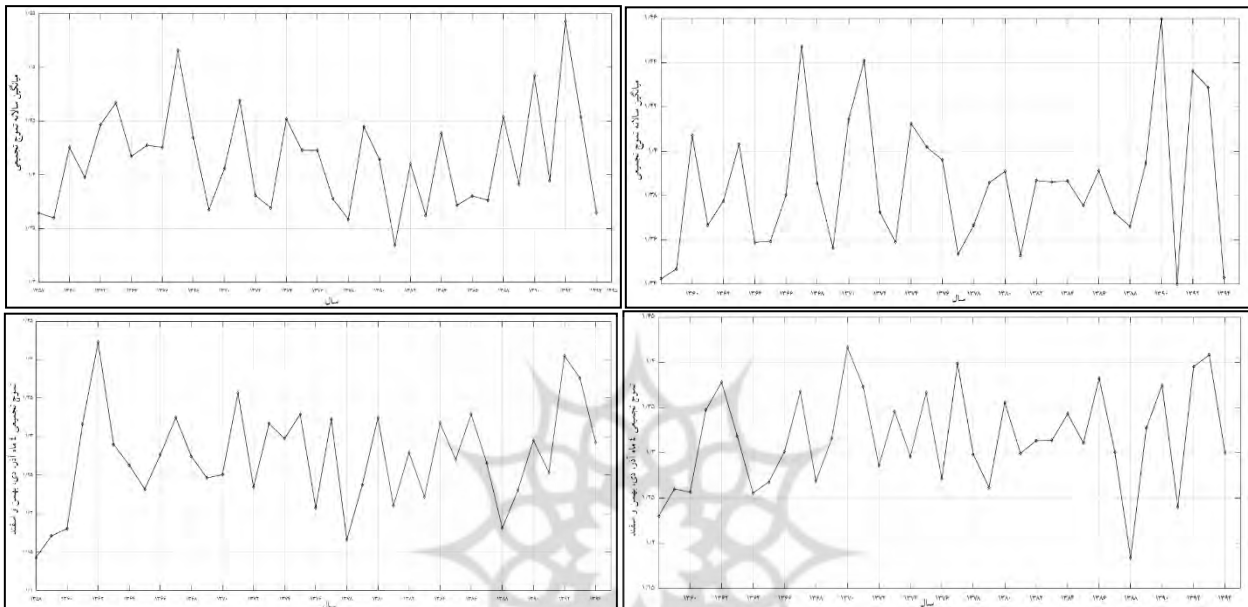
نمودارهای میانگین سالانه از سال ۱۳۸۷ و در نمودارهای میانگین ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند از سال ۱۳۸۹ مشخص است. آنچه که در این نمودارها می‌توان یافت، بیشینه مقدار تموج تجمیعی در سال ۱۳۹۲ و کمینه این مقدار در سال ۱۳۸۸ است که در محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی رکورددار پایین‌ترین مقدار تموج در فصل سرد در ۳۷ سال اخیر است. در محدوده ۰-۶۰ درجه شرقی کم‌ترین مقدار در سال‌های ۱۳۵۸ تا ۱۳۶۰ و ۱۳۷۸ و ۱۳۸۸ دیده می‌شود. شکل ۶ میانگین فصلی تموج تجمیعی را در

### تموج تجمیعی فصلی و سالانه

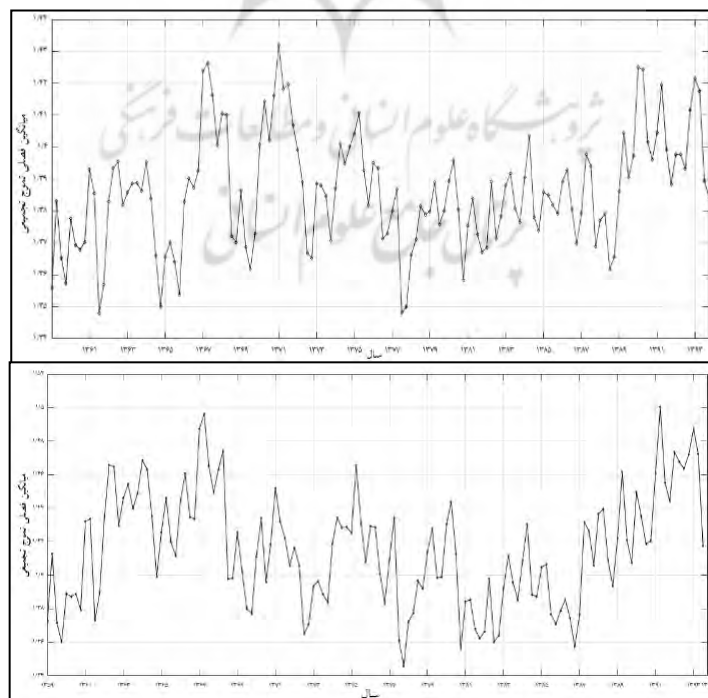
میانگین سالانه تموج تجمیعی (شکل ۱-۵ و ۲-۵) و میانگین تموج در ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند در هر سال (شکل ۳-۵ و ۴-۵) برای هر دو قطاع محاسبه شد. دلیل انتخاب ماه‌های سرد سال این است که بادهای غربی در این ماه‌ها در اوج فعالیت خود هستند و می‌توانند آب‌وهوای ایران را تحت تأثیر قرار دهند. شکل ۵ نشان می‌دهد که نمودارهای هر دو قطاع، کم و بیش مشابه هم هستند و مقدار تموج در چند سال اخیر افزایش یافته‌است. این افزایش در

تموج در این بازه زمانی بهتر دیده شود. این نمودار نیز به خوبی روند افزایشی مقدار تموج فصلی هر دو قطاع را از سال ۱۳۸۷ نشان می‌دهد.

بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴ نشان می‌دهد. برای ترسیم این نمودار میانگین تموج تجمیعی چهار فصل بهار، تابستان، پاییز و زمستان را در ۳۷ سال مورد مطالعه قرار داده و سپس از میانگین شناور ۴ استفاده شد تا



شکل ۵: میانگین سالانه تموج تجمیعی و میانگین تموج تجمیعی ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند در بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴. یک و سه محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی. دو و چهار محدوده ۶۰-۳۰ درجه شرقی. (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

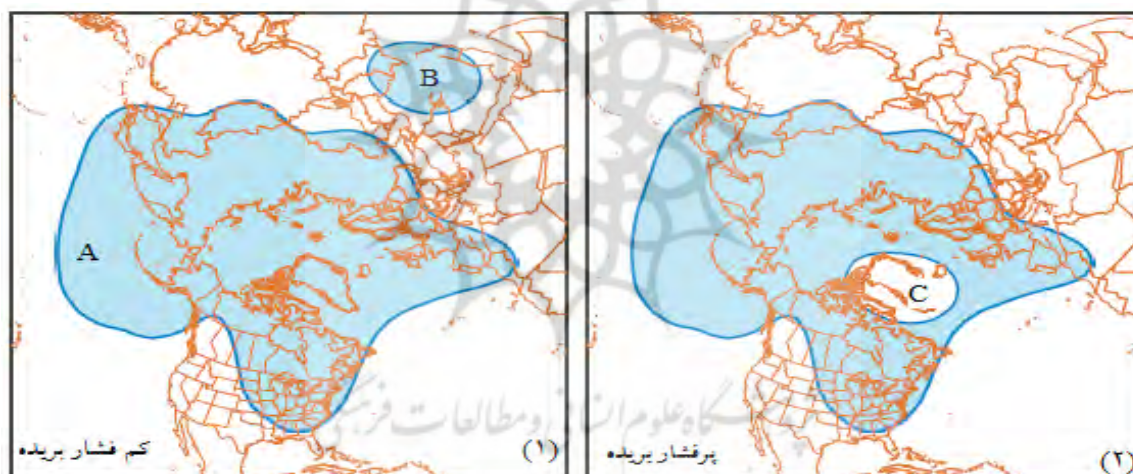


شکل ۶: میانگین فصلی تموج تجمیعی (۱۳۵۸-۱۳۹۴). (۱) محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی. (۲) محدوده ۶۰-۳۰ درجه شرقی. تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷



چون کم‌فشار بریده بیرون از عرقچین قرار می‌گیرد (شکل ۷-۱) در محاسبه عرض جغرافیایی معادل، مساحت کم‌فشار از مساحت منحنی هم‌ارتفاع کسر شده و در محاسبه تموج نیز طول کم‌فشار بریده از طول منحنی اصلی کم می‌شود، اما درباره سامانه‌های پرفشار بریده، چون سامانه درون عرقچین قرار می‌گیرد (شکل ۷-۲)، تنها در محاسبه تموج، طول پرفشار بریده از طول منحنی اصلی کسر می‌شود.

**کم‌فشارها و پرفشارهای بریده‌شده و تموج تجمیعی**  
کم‌فشارهای بریده، کم‌ارتفاع‌های بسته‌ای در وردسپهر بالایی هستند که اغلب از جریان بادهای غربی جدا می‌شوند و در سمت استواسوی جریان اصلی قرار می‌گیرند. این سامانه‌ها به آرامی حرکت می‌کنند و اغلب چند روز بر روی یک مکان می‌مانند (جمینو و همکاران، ۲۰۰۷: ۱). پرفشارهای بریده، سامانه‌هایی واچرخندی هستند که اغلب با گسترش امواج به سمت عرض‌های بالاتر ایجاد می‌شوند. این سامانه‌ها نتیجه شکستگی موج و جابه‌جایی قطب‌سوی سامانه هستند که اغلب به بندالی منجر می‌شوند (Martin et al, 2016: 16).

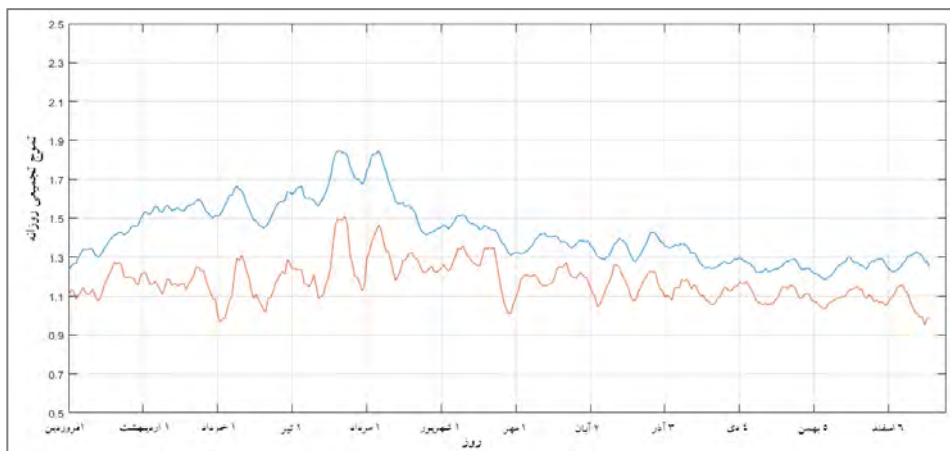


شکل ۷: هم‌ارتفاع مشخص با یک کم‌فشار بریده (۱) و پرفشار بریده (۲)

مأخذ: Martin et al, 2016

سامانه‌های فشار بریده در عرض‌های جغرافیایی بالا است (مارتین و همکاران، ۲۰۱۶)؛ به همین دلیل بیشینه اختلاف خط قرمز و آبی نیز در فصل گرم دیده می‌شود. فاصله میان این دو خط که تا حدودی از مهر تا فروردین ثابت است، به دلیل وجود پرفشار قوی در شمال شرق ایران در محدوده سیبری در دوره سرد سال است.

شکل ۸ میانگین روزانه تموج تجمیعی را در بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴ نشان می‌دهد. خط آبی میانگین روزانه تموج تجمیعی بدون در نظر گرفتن سامانه‌های فشار بریده و خط قرمز با احتساب کم‌فشارها و پرفشارهای بریده است. مقدار تموج این سامانه‌ها با توجه به مساحت و عرض جغرافیایی، افزایش خواهد داشت. افزایش مقدار تموج در فصل‌های گرم سال از اردیبهشت تا مرداد (شکل ۸) نتیجه افزایش

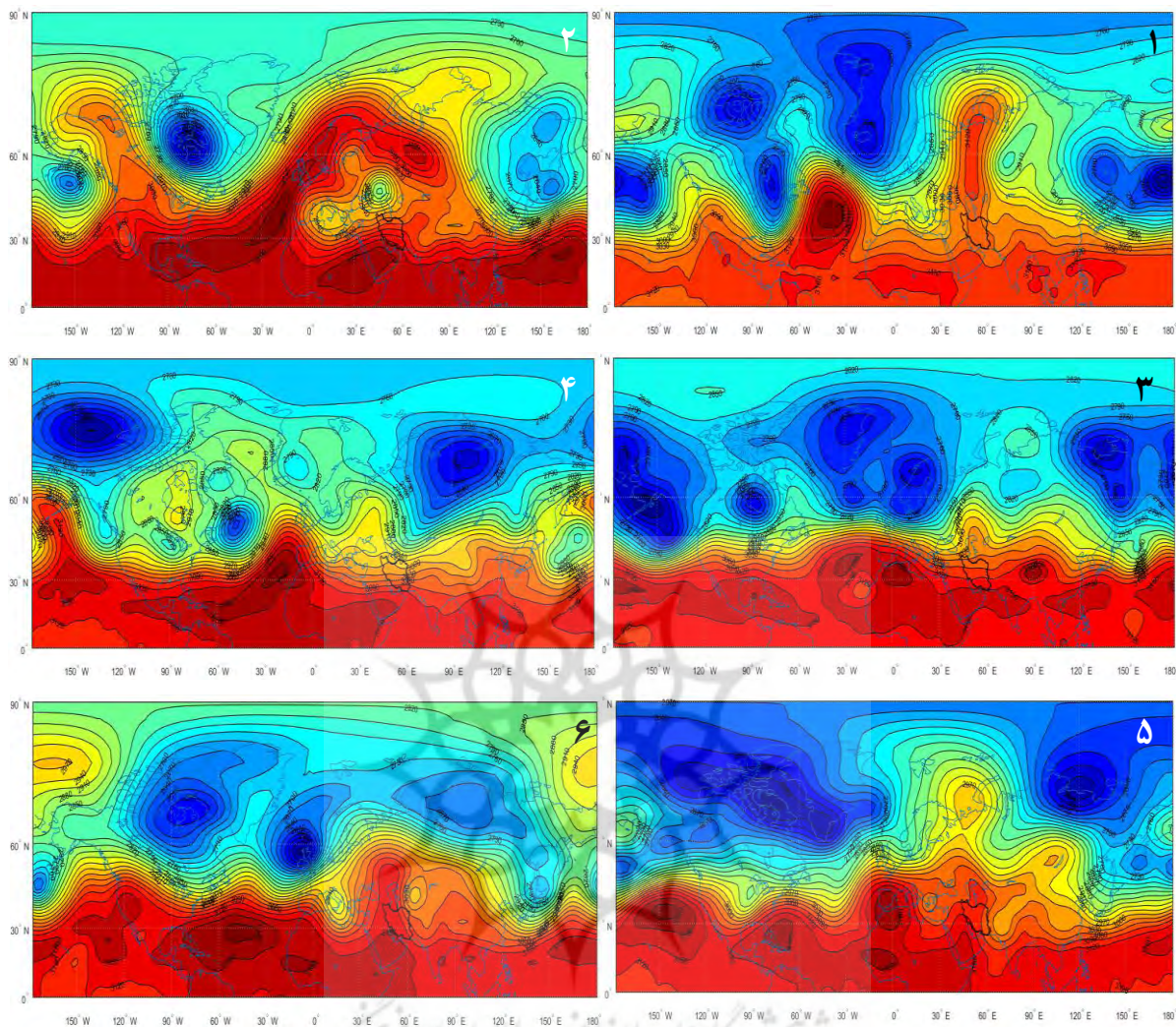


شکل ۸: خط آبی میانگین روزانه توج جمعیتی (۱۳۹۴-۱۳۵۸). خط قرمز میانگین روزانه توج جمعیتی با کسر مقادیر کم فشارها و پرفشارهای بریده (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

### بررسی نمونه‌ها

برای ترسیم نقشه‌های ردیف سوم از داده‌های نمایه انحراف بهنجار شده دمای کمینه ۳۶ ایستگاه هواشناسی که آمار بلندمدت و داده‌های همگنی داشتند، استفاده شد. نخست روزهایی که دمای هر ایستگاه پایین‌تر از ۲- انحراف معیار بود را انتخاب کرده و سپس برای هر کدام از این تاریخ‌ها توج جمعیتی محاسبه شد. سپس روزهای که دماهای پایین‌تر از ۲- انحراف معیار و توج جمعیتی بالاتر از ۲ بود، به‌عنوان نمونه انتخاب شد. آن‌گاه تاریخ‌های مشترک هر ۳۶ ایستگاه که نشان‌دهنده سرمایه‌های فراگیر ناشی از تراز میانی جو بوده، شناسایی شد. این تاریخ‌ها شامل ۶ تا ۱۰ دی ۱۳۹۲؛ ۷، ۲۷ و ۲۸ دی و ۱۶ و ۱۷ بهمن ۱۳۸۶؛ ۱۱ تا ۱۴ دی ۱۳۸۴؛ ۷ و ۸ دی ۱۳۶۹ و ۱۷ تا ۱۹ اسفند ۱۳۶۳ است. نقشه ردیف سوم دو نمونه از آرایش فضایی منحنی‌های هم‌ارتفاع تراز میانی جو در ۶ دی ۱۳۹۲ و ۱۷ بهمن ۱۳۸۶ را نشان می‌دهد. هر دو نقشه پشته‌ای را بر روی نیمه غربی ایران و سامانه کم‌ارتفاعی را در شرق ایران نشان می‌دهند. سامانه کم‌ارتفاع شرق ایران نشانه تقویت زبانه پرفشار سیبری در این منطقه است. هرچه قلّه پشته غرب ایران به طرف شمال گسترش یابد، هوای سردتری بر روی ایران سرازیر می‌شود.

شکل ۹ نقشه‌های میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. برای ترسیم نقشه‌های ردیف اول و دوم، نخست داده‌های توج جمعیتی ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند در محدوده ۳۰ تا ۶۰ درجه شرقی انتخاب شده و سپس مقادیر کمینه و بیشینه توج جمعیتی تعیین و نقشه‌های همان روز ترسیم شده‌است. نقشه‌های ردیف اول بیشینه مقدار توج را در بازه زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ در محدوده ۳۰ تا ۶۰ درجه شرقی نشان می‌دهند. بیشینه مقدار توج در ۸ بهمن ۱۳۶۴ با ۴/۱۸ و ۱۹ بهمن ۱۳۹۰ با ۳/۶۲ نمونه‌ای دیگر از بیشینه مقدار توج جمعیتی در ۳۷ سال اخیر است. آنچه در این دو نقشه مشاهده می‌شود، گسترش شمال‌سوی یک پشته بر روی منطقه مورد مطالعه است که کشیدگی شمال‌سوی این پشته حرکت امواج را کندتر و احتمال پدیده بندالی و حتی ریزش هوای سرد بر روی منطقه را افزایش می‌دهد. ردیف دوم دو نمونه از کمینه مقدار توج در ۱۸ آذر ۱۳۷۲ با ۱/۰۰۳ و ۷ اسفند ۱۳۸۵ با ۱/۰۰۲ در بازه زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ است. در این دو نقشه، جریان کاملاً مداری بر روی عرض‌های جغرافیایی میانه و منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

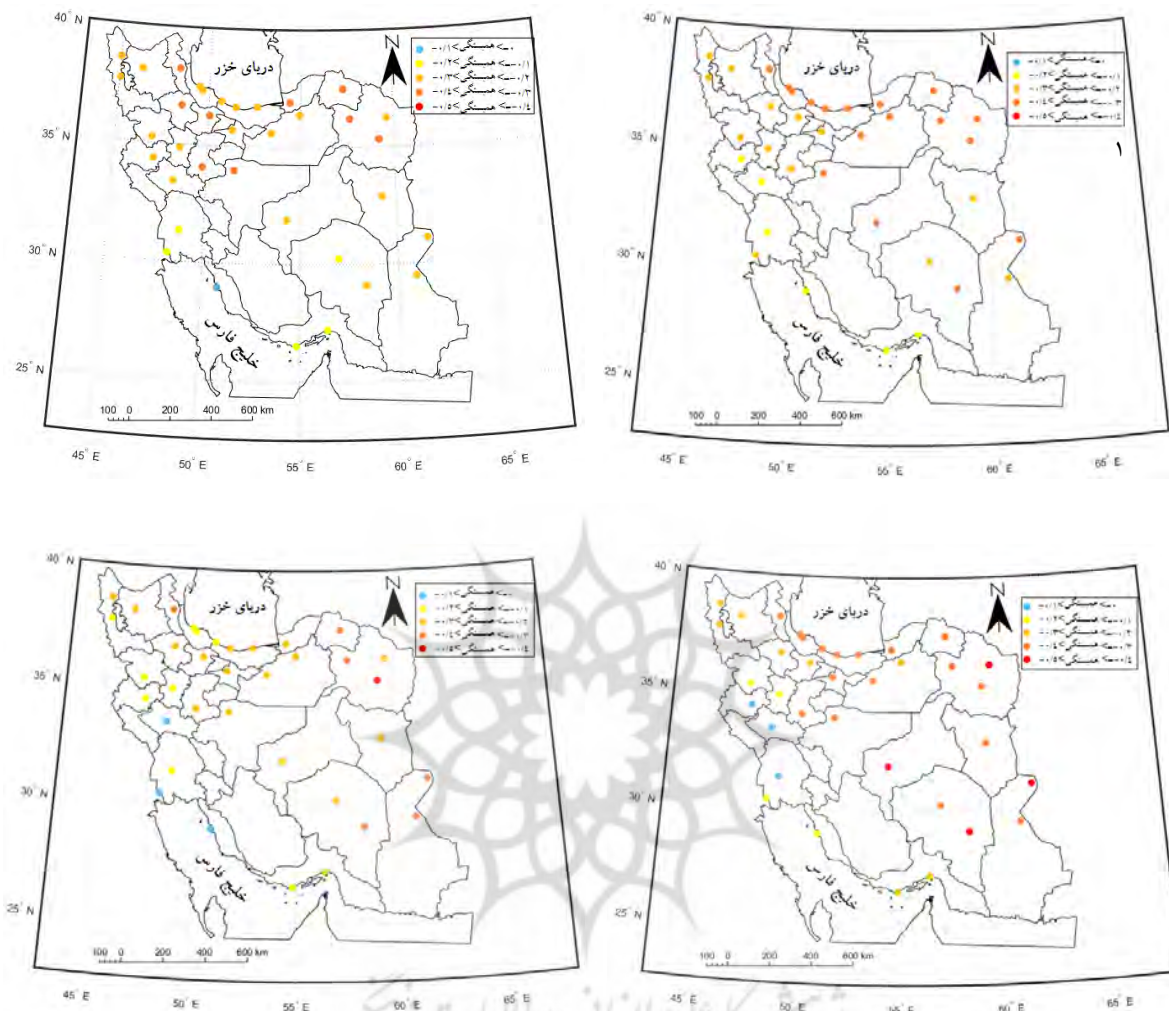


شکل ۹: آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال: ۱- ۸ بهمن؛ ۲- ۱۹ بهمن؛ ۳- ۱۳۹۰؛ ۴- ۱۷ اسفند ۱۳۸۵؛ ۵- ۱۷ بهمن ۱۳۸۶؛ ۶- ۶ دی ۱۳۹۲ (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

### بررسی پیوند میان موج و دما در ایران

همبستگی میان دمای بیشینه و دمای کمینه بهنجار شده، با نمایهٔ موج بررسی شد. در محدودهٔ ۷۰-۰ (شکل ۱۰-۱ و ۱۰-۲) بیشینهٔ همبستگی میان دمای بیشینه و موج تجمیعی در ایستگاه‌های شمالی و شرقی و تا حدی مرکز کشور، شامل: بابلسر، رشت،

مشهد، زابل و یزد و کمینهٔ همبستگی در ایستگاه‌های غربی و جنوبی کشور شامل کرمانشاه، خرم‌آباد، اهواز و بوشهر دیده می‌شود. در دماهای کمینه، مقادیر همبستگی کم‌تری نسبت به دمای بیشینه دیده می‌شود.



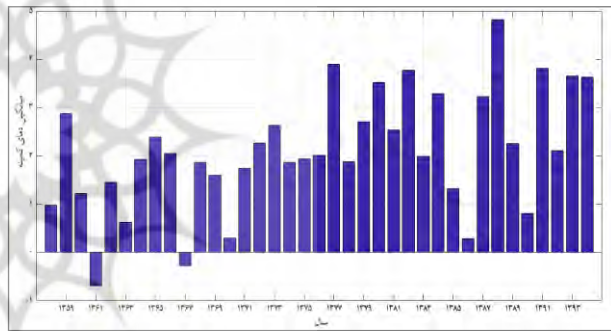
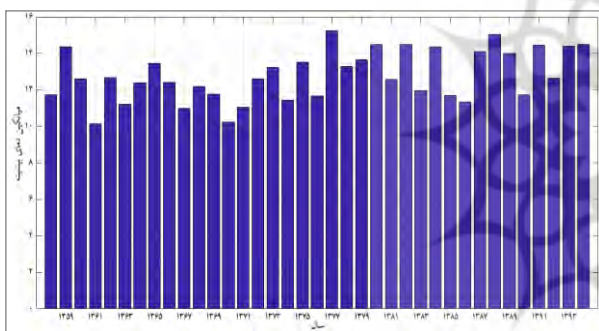
شکل ۱۰: مقادیر همبستگی؛ (۱) میان دمای بیشینه و توج تجمیعی قطاع ۰-۷۰، (۲) میان دمای کمینه و توج تجمیعی قطاع ۰-۷۰، (۳) میان دمای بیشینه و توج تجمیعی محدود ۳۰-۶۰، (۴) میان دمای کمینه و توج تجمیعی محدود ۳۰-۶۰  
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

هرچقدر توج بیش‌تر شود، دماهای ایستگاه‌های منتخب کاهش می‌یابد. در قطاع ۰-۷۰ درجه شرقی به دلیل اینکه موج بزرگ‌تری را دربرمی‌گیرد، بیشینه همبستگی میان دما و توج تجمیعی علاوه بر ایستگاه‌های شرقی، ایستگاه‌های شمالی و شمال‌غربی را نیز دربرمی‌گیرد؛ این درحالی است که بیشینه همبستگی‌ها در قطاع کوچک‌تر ۳۰-۶۰ نیمه شرقی کشور را پوشش می‌دهد. این امر نشان می‌دهد که گردش‌های جوّی و ردسپهر میانی، بر روی دمای

در محدوده ۳۰-۶۰ درجه شرقی بیشینه مقادیر همبستگی میان دمای بیشینه و توج تجمیعی در ایستگاه‌های شرقی شامل: بم، زابل، مشهد، یزد و کمینه در ایستگاه‌های غربی شامل: سنندج، کرمانشاه، خرم‌آباد و اهواز مشاهده می‌شود. بیشینه مقادیر همبستگی میان دمای کمینه و توج تجمیعی، به‌همین ترتیب در ایستگاه‌های نیمه‌شرقی کشور مشاهده می‌شود. در نتیجه این‌گونه می‌توان تحلیل کرد که در فصل سرد سال (آذر، دی، بهمن و اسفند)

بهمن و اسفند را نشان می‌دهد. هر دوی این نمودارها افزایش دما از سال ۱۳۷۷ بر روی کل کشور نشان می‌دهد. این افزایش دما در دماهای کمینه قابل توجه است؛ علاوه بر این پرش زیاد میانگین داده‌های دمای کمینه، افزایش ناهنجاری‌ها دمایی را در کشور در چند سال اخیر نشان می‌دهد. کاهش میانگین دمای فصل سرد در سال‌های ۱۳۸۶، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲ به خوبی با سال‌های با بیشینه میانگین موج تجمیعی و از سوی دیگر افزایش میانگین دمای فصل سرد در سال‌های ۱۳۷۷، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۱ نیز با کاهش مقدار موج تجمیعی منطبق است.

کمینه و بیشینه ایستگاه‌های شرقی و شمالی تأثیرگذارتر است. موج‌های عمیق تراز میانی جو، چه به صورت مستقیم و چه از طریق تأثیر بر روی سامانه سرد سیبری، یکی از مهم‌ترین سامانه‌های تأثیرگذار بر روی دمای ایران در فصل سرد سال (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲) (محمودی و همکاران، ۱۳۹۴) و تقویت و گسترش زبانه‌های غربی آن بر روی دماهای ایران در طول دوره سرد اثرگذار باشد. علاوه بر این عرض جغرافیایی بالای ایستگاه‌های شمالی و موقعیت سطحی و ناهمواری ایستگاه‌های شرقی می‌تواند بر روی همبستگی‌ها اثرگذار باشد. شکل ۱۱ میانگین دمای کمینه و بیشینه ۳۶ ایستگاه در ۴ ماه آذر، دی،



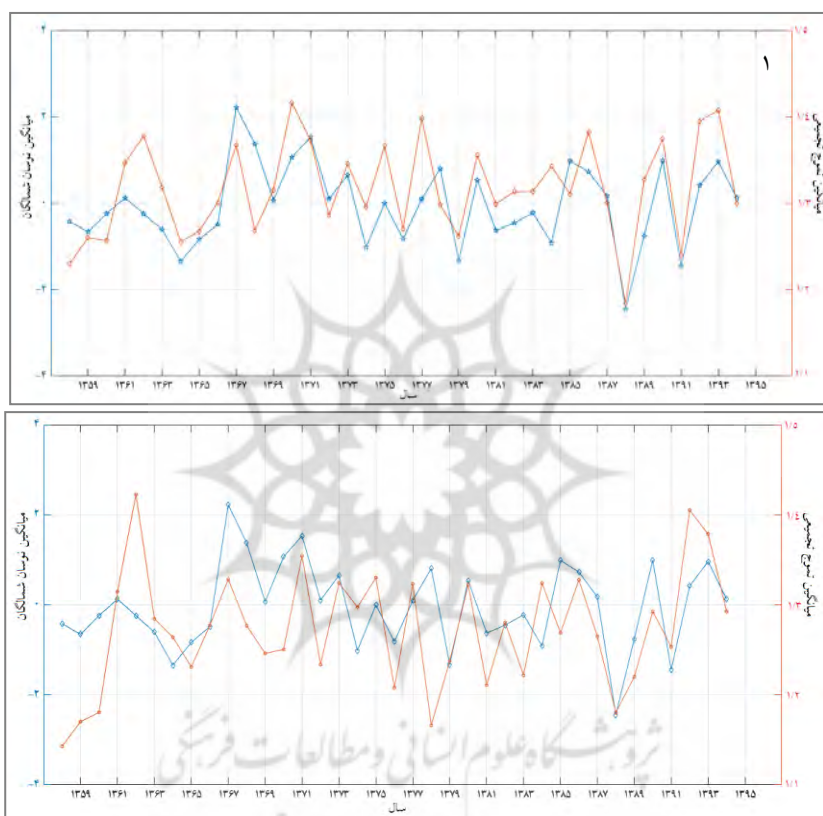
شکل ۱۱: میانگین دمای کمینه (۱) و بیشینه (۲) در طول فصل سرد ۳۶ ایستگاه هواشناسی منتخب در بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴ (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷).

تموج نیز باید قادر باشد از این رفتار پیروی کند (Martin et al, 2016:11)؛ از این رو در این نوشتار برای بررسی پیوند میان این دو، همبستگی میان میانگین ۴ ماهه آذر، دی، بهمن و اسفند نوسان شمالگان و تموج تجمیعی محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که همبستگی میان نوسان شمالگان و تموج تجمیعی در قطاع ۰ تا ۷۰ درجه شرقی ۰/۶۶ و در قطاع ۳۰ تا ۶۰ درجه شرقی ۰/۴۱ است. همبستگی مثبت میان نوسان شمالگان و تموج تجمیعی نشان می‌دهد که هنگام برقراری نمایه مثبت، شمالگان تموج در منطقه مورد مطالعه افزایش می‌یابد. شکل ۱۲ میانگین ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند نوسان

بررسی پیوند میان تموج تجمیعی و نوسان شمالگان نوسان شمالگان مؤلفه اصلی پیشرو میدان ناهنجاری‌های ماهانه فشار تراز دریا از مدار ۲۰ درجه شمالی به سمت قطب تعریف شده است (Thompson & Wallace, 1998:1297). هنگام برقراری نمایه مثبت (منفی) نوسان شمالگان در فصل زمستان، فشار تراز دریا در عرض‌های بالا و کل منطقه شمالگان کاهش می‌یابد (افزایش می‌یابد) و همزمان ناهنجاری مثبت (منفی) فشار تراز دریا در عرض‌های میانه نیم‌کره شمالی دیده می‌شود (Wu and Wang, 2002:317). به دلیل اینکه گردش‌های جوی هنگام برقراری نمایه مثبت (منفی) شمالگان، مداری (موجی) می‌شوند،

نمونه، نوسان شمالگان و موج تجمیعی در فصل سرد سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۹۱ به کم‌ترین مقدار خود در ۳۷ سال اخیر رسیده‌است. پس نمایه منفی نوسان شمالگان موجب کاهش موج تجمیعی در فصل سرد می‌شود.

شمالگان و موج تجمیعی در قطاع ۷۰-۰ درجه شرقی و قطاع ۶۰-۳۰ درجه شرقی را نشان می‌دهد. همان‌گونه که این شکل نشان می‌دهد، مقادیر کمینه و بیشینه این نمودارها تا حدی منطبق بوده و در ۱۰ سال اخیر هماهنگی خوبی را با هم نشان داده‌اند؛ برای



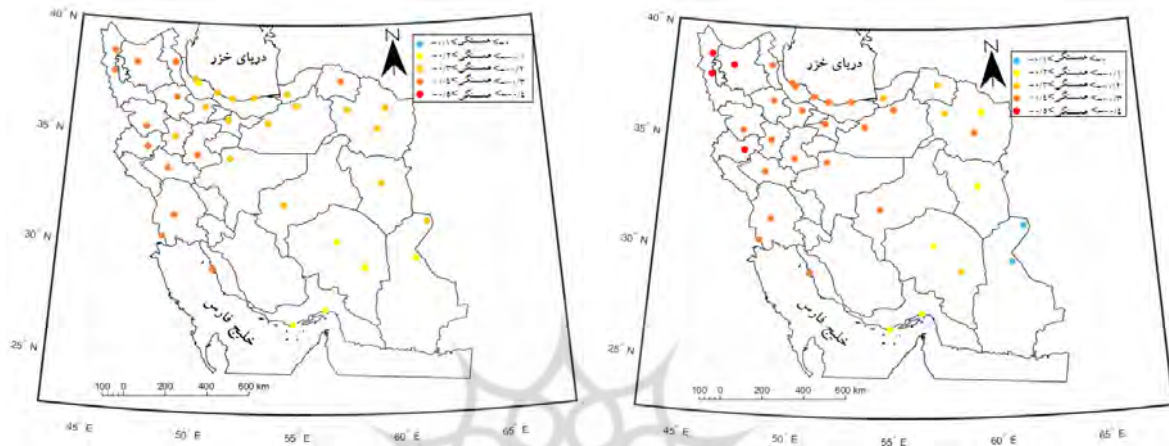
شکل ۱۲: سری زمانی میانگین ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند نوسان شمالگان (خط آبی) در مقایسه با میانگین ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند موج تجمیعی (خط قرمز): ۱- قطاع ۷۰-۰ درجه شرقی، ۲- قطاع ۶۰-۳۰ درجه شرقی (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

دمای بیشینه بهنجار شده در ایستگاه‌های غربی و تا حدی جنوبی، شامل: آبادان، اردبیل، بوشهر، تبریز، سنج و زنجان، مقادیر بالایی را نشان می‌دهد؛ بنابراین این‌گونه می‌توان نتیجه گرفت که مقادیر مثبت نوسان شمالگان موجب افزایش مقدار موج در منطقه مورد مطالعه شده‌است که افزایش مقدار موج کاهش دمای کمینه و بیشینه را در کشور به همراه دارد. دلیل این امر را این‌گونه می‌توان تحلیل کرد که

شکل ۱۳ مقادیر همبستگی میان دمای کمینه و بیشینه بهنجار شده ۳۶ ایستگاه منتخب و نمایه نوسان شمالگان را نشان می‌دهد. در تمامی ایستگاه‌ها، همبستگی میان نوسان شمالگان و دمای کمینه و بیشینه منفی است. همبستگی میان نوسان شمالگان و دمای کمینه بهنجار شده در ایستگاه‌های شمال غرب و غرب، شامل: تبریز، خوی، کرمانشاه و ارومیه، به بالای ۰/۴ می‌رسد و همبستگی میان نوسان شمالگان و

تأثیر بر روی دمای هوای منطقه می‌شود. مقادیر بالای همبستگی میان نوسان شمالگان و ایستگاه‌های نیمه غربی، مؤید این مطلب است.

هنگام برقراری نمایه مثبت، شمالگان علاوه بر تقویت پرفشار سبیری و گسترش زبانه‌های غربی آن بر روی ایران، تقویت کم‌فشار جنب قطبی نیز موجب افزایش ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر بر روی ایران و



شکل ۱۳: مقادیر همبستگی میان نوسان شمالگان: ۱- دمای کمینه ایستگاه‌ها، ۲- دمای بیشینه ایستگاه.

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

و پشته‌ها آرام‌تر شود. همسایگی با این الگوها، شرایط جوی فرین و ماندگارتر را افزایش می‌دهد. در این پژوهش کوشش شده‌است تا تغییرات گردش‌های جوی بزرگ‌مقیاس تحت این فرضیه در منطقه خاورمیانه و اثرات آن بر روی تغییرات دمایی ایران با استفاده از روش تموج تجمیعی شناسایی شود. بررسی‌ها نشان می‌دهد که مقدار تموج در چند سال اخیر، هم در مقیاس سالانه و هم در مقیاس فصلی افزایش داشته‌است. این افزایش نشان‌دهنده افزایش فراوانی شرایط جوی فرین و ماندگارتر در ایران و در نتیجه افزایش فرین‌های دمایی است. نتایج همبستگی میان دمای کمینه و بیشینه ۳۶ ایستگاه همدید و تموج

## نتیجه

از اوایل دهه ۱۹۹۰، شمالگان تقریباً دو برابر میانگین آهنگ جهانی گرم شده‌است. این رویداد به دلیل بازخورد مثبت این ناحیه به افزایش گازهای گلخانه‌ای بوده‌است. انتظار می‌رود که این افزایش نامتناسب دما بر روی گردش‌های جوی بزرگ‌مقیاس اثر بگذارد. شیو شمال به جنوب دما یکی از مهم‌ترین عوامل محرک رودباد قطبی است که اگر گرمایش شمالگان ادامه یابد، یکی از اثرات قابل پیش‌بینی آن، کاهش سرعت بادهای مداری تراز بالایی جو خواهد بود. این گونه تصور می‌شود که کاهش سرعت این بادهای موجب می‌شود که مسیر رودبادها پیچان‌تر و در نتیجه گسترش شرق‌سوی ناوه‌ها

## منابع

- اعتمادیان، الهه؛ رضا دوستان (۱۳۹۶). تحلیل فضایی امواج گرمایی ایران. نشریه مخاطرات محیطی. سال چهارم. شماره ۳۲. ۱۷-۱.

<https://iranjournals.nlai.ir/handle/123456789/540207>

- اسمعیل نژاد، مرتضی؛ محمود خسروی؛ بهلول علیجانی؛ سید ابوالفضل مسعودیان (۱۳۹۲). شناسایی امواج گرمایی در ایران. جغرافیا و توسعه. شماره ۳۳. ۵۴-۳۹.

[https://gdij.usb.ac.ir/article\\_1321\\_00.html](https://gdij.usb.ac.ir/article_1321_00.html)

- دارند، محمد (۱۳۹۳). شناسایی و تحلیل زمانی و مکانی امواج گرمایی ایران زمین، جغرافیا و توسعه. شماره ۳۵. ۱۸۰-۱۶۷.

[https://gdij.usb.ac.ir/article\\_1561\\_248.html](https://gdij.usb.ac.ir/article_1561_248.html)

- شیرغلامی، هادی؛ بیژن قهرمان (۱۳۸۴). بررسی روند تغییرات دمای متوسط سالانه در ایران، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. سال نهم. شماره ۱. ۲۳-۹.

<https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-201924.html>

- عزیزی، قاسم؛ مائده خلیلی (۱۳۹۰). نقش بالکینگ در رخداد سرماهای فرین در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۵۵. ۷۷-۳۹.

[https://jphgr.ut.ac.ir/mobile/article\\_23628.html?lang=fa](https://jphgr.ut.ac.ir/mobile/article_23628.html?lang=fa)

- علیجانی، بهلول؛ پیمان محمودی؛ محمد سلیقه؛ اله‌بخش ریگی چاهی (۱۳۹۰). بررسی تغییرات کمینه‌ها و بیشینه‌های سالانه دما در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال بیست‌وششم. شماره ۳. ۱۲۲-۱۰۱.

<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=182569>

تجمیعی، همبستگی منفی را در همه ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که این امر نشان‌دهنده این است که با افزایش مقدار موج از مقدار دما کاسته می‌شود و بالعکس. از سوی دیگر همبستگی مثبت میان نوسان شمالگان و مقدار موج تجمیعی نشان می‌دهد که مقادیر مثبت (منفی) نوسان شمالگان موجب افزایش (کاهش) موج و کاهش (افزایش) دمای کمینه و بیشینه در همه ایستگاه‌ها می‌شود.

از این یافته‌ها این‌گونه می‌توان نتیجه گرفت که پرفشار سبیری و کم‌فشار جنب قطبی که در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان تقویت می‌شوند، دو سامانه اثرگذار بر روی دما در طول فصل سرد سال هستند؛ از این‌رو گرمایش شتابناک شمالگان و تضعیف کم‌فشار قطبی موجب موج و فاز منفی نوسان شمالگان شده که کاهش موج و افزایش دما را در منطقه به‌دنبال دارد؛ از این‌رو تحت فرضیه گرمایش شتابناک شمالگان، دمای کمینه و بیشینه ایستگاه‌ها و به‌خصوص دمای کمینه ایستگاه‌ها در طول فصل سرد افزایش می‌یابد؛ به‌طوری‌که این مورد را از سال ۱۳۷۷ در همه ایستگاه‌های هواشناسی مشاهده می‌کنیم.

اگرچه نمی‌توان با قاطعیت گرمایش شتابناک شمالگان را عامل همه ناهنجاری‌های آب‌وهوایی رخ داده در چند سال اخیر دانست، اما با اطمینان می‌توان گفت که انتظار می‌رود روند افزایش این‌گونه رخدادها با ادامه روند افزایش دمای کره زمین و روند کاهش یخ‌های قطبی همچنان ادامه داشته باشد.



- Di Capua, G., and D. Coumou (2016). Changes in meandering of the Northern Hemisphere circulation. *Env. Res. Lett.*, doi:10.1088/1748-9326/11/9/094028  
<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/11/9/094028/meta>
- Francis, J.A. and Vavrus, S.J (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6).  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2012GL051000>
- Francis, J. and Skific, N (2015). Evidence linking rapid Arctic warming to mid-latitude weather patterns. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 373(2045), P..20140170.  
<https://royalsocietypublishing.org/doi/full/10.1098/rsta.2014.0170>
- 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), p.014005.  
<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/10/1/014005/meta>
- Gimeno, L., Trigo, R.M., Ribera, P. and Garcia, J.A (2007). Special issue on cut-off low systems (COL). *Meteorology and Atmospheric Physics*, 96(1), PP.1-2.  
[http://idlcc.fc.ul.pt/pdf/Editorial\\_cutoff\\_2007.pdf](http://idlcc.fc.ul.pt/pdf/Editorial_cutoff_2007.pdf)
- Holland, M.M. and Bitz, C.M (2003). Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21(3-4), PP.221-232.  
<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00382-003-0332-6>
- 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) L08707.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2008GL037079>
- فتاحی، ابراهیم؛ تهمین صالحی پاک (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه در ایران، جغرافیا و توسعه. شماره ۱۳. ۱۳۶-۱۲۷.  
[https://gdij.usb.ac.ir/article\\_1232\\_0.html](https://gdij.usb.ac.ir/article_1232_0.html)
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ محمد دارند (۱۳۹۰). تحلیل هم‌دید سرمایه‌های فرین در ایران، جغرافیا و توسعه. شماره ۲۲. ۱۸۵-۱۶۵.  
<https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?id=128803>
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ محمد دارند (۱۳۹۲). تحلیل هم‌دید یخبندان‌های فراگیر و بادوام در ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال بیست و چهارم. شماره ۲. ۱۴۰-۱۲۹.  
[https://gep.ui.ac.ir/article\\_18598.html](https://gep.ui.ac.ir/article_18598.html)
- Barnes, E. A (2013). Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophys.Res.Lett*, 40, 4728-4733.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/grl.50880>
- Barnes, E.A. and Screen, J.A., 2015. The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it?. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 6(3), PP..277-286.  
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wcc.337>
- Bekryaev. R. V, I. V. Polyakov, V. A. Alexeev (2010). Role of Polar Amplification in Long Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming; *J.Climate* 23; 3888-3906.  
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/23/14/2010jcli3297.1.xml>
- Cattiaux, J., Y. Peings, D. Saint-Martin, N. Trou-Kechout, and S. J. Vavrus (2016). Sinuosity of midlatitude atmospheric flow in a warming world. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8259-8268.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016GL070309>

- Peings, Y., J. Cattiaux, S. Vavrus, and G. Magnusdottir (2017). Late 21st century changes of the mid-latitude atmospheric circulation in the CESM Large Ensemble. *J. Climate*, in review.  
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/30/15/jcli-d-16-0340.1.xml>
- Screen, J.A. and Simmonds, I (2013). Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather. *Geophysical Research Letters*, 40(5), pp.959-964.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/grl.50174>
- Serreze, M. C, G. B. Roger (2011). Processes and Impacts of Arctic Amplification: A research synthesis; *Global and Planetary Change*. 77; 85–96 ; doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.  
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818111000397>
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, Vol. 25, No.9, PP.1297-1300.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98GL00950>
- Wu, B, J. Wang (2002). Winter Arctic Oscillation, Siberian High and East Asian Winter Monsoon ; *Geophys. Res. Lett.* 29(19), 1897.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002GL015373>
- Jaiser, R., Dethloff, K., Handorf, D., Rinke, A. and Cohen, J (2012). Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), P. 11595.  
<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.3402/tellusa.v64i0.11595>
- Kay, J.E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J.M., Bates, S.C., Danabasoglu, G., Edwards, J. and Holland, M (2015). The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8), PP.1333-1349.  
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/96/8/bams-d-13-00255.1.xml>
- Martin, J. E., S. J. Vavrus, F. Wang, and J. A. Francis (2016). Sinuosity as a measure of middle tropospheric waviness. *J. Climate*, in review.  
[http://speedy.meteor.wisc.edu/SINUOSITY\\_Martin etal 2015.pdfz](http://speedy.meteor.wisc.edu/SINUOSITY_Martin etal 2015.pdfz)
- Overland, J., Francis, J.A., Hall, R., Hanna, E., Kim, S.J. and Vihma, T (2015). The melting Arctic & midlatitude weather patterns: Are they connected? *Journal of Climate*, 28(20), PP.7917-7932.  
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/28/20/jcli-d-14-00822.1.xml>