

واکاوی مقایسه‌ای رخدادهای فرین برفی ایران با تأکید بر موقعیت تاوه قطبی وردسپهری و الگوهای پیوندازدور (PNA, NAO, AO, NAM) (نمونه‌های موردی: ماه ژانویه)

معصومه علی‌دادی^{۱*} و بهلول علیجانی^۲

۱. دانش‌آموخته دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲. استاد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۱۲/۱۶، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۷/۱۲)

چکیده

بر اساس پیچیدگی سازوکارهای سیاره‌ای-مقیاس اثرگذار بر رخدادهای فرین برفی، ضرورت شناخت و بررسی مؤلفه‌های تأثیرگذار بر این سازوکارهای آب‌وهوایی مطرح می‌شود. با توجه به این که از یک سو، تاوه قطبی نیمکره شمالی بر وردسپهر زمستانی اثرگذار و از سوی دیگر، ساختار الگوهای پیوندازدور در وضعیت‌های شدت و ضعف تاوه قطبی وردش‌پذیر است، آشکار کردن وضعیت مؤلفه‌های اشاره شده در ارتباط با الگوهای همدید منجر به رخدادهای فرین برفی در ایران، هدف اصلی در نظر گرفته شد. بدین منظور، سه دوره از فرین‌ترین رخدادهای برفی ایران در دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۱۶ گزینش شد که هر سه در ماه ژانویه قرار داشتند. سپس، با استفاده از داده‌های شبکه‌ای NCEP-NCAR و ترسیم الگوهای جوی در نرم‌افزار GrADS، وضعیت تاوه قطبی وردسپهری مشخص شد. وضعیت نمایه‌های پیوندازدور PNA، NAO، AO، NAM نیز مورد واکاوی قرار گرفت. درنهایت، با انجام واکاوی تلفیقی، تأثیر تاوه قطبی و الگوهای پیوندازدور بر شکل‌گیری الگوهای همدید منجر به رخدادهای فرین برفی ایران آشکار شد. بر اساس نتایج پژوهش، شرایط دینامیکی لازم برای رخدادهای مورد بررسی، شکل‌گیری سامانه‌های بندالی در بخش اروپایی-اطلس، به‌واسطه ضعیف‌شدن و کزریختی تاوه قطبی در نیمکره شرقی بوده است. درنتیجه، وضعیت نمایه‌های NAO و PNA به‌طور مستقیم و نمایه‌های NAM و AO به شکل غیرمستقیم بر شرایط لازم برای رخدادهای فرین برفی ایران اثرگذار بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: رخداد فرین برفی، تاوه قطبی، الگوهای پیوندازدور، سامانه‌های بندالی، ایران.

۱. مقدمه

به‌طور نامشخص باقی مانده است (سان و همکاران، ۲۰۱۰). تاوه قطبی و الگوهای پیوندازدور، از عوامل مهم اثرگذار بر رخدادهای فرین برفی، به‌شمار می‌روند. در پژوهش‌های انجام شده در زمینه ارتباط میان الگوهای پیوندازدور با رخدادهای برفی فرین می‌توان به پژوهش سیگر و همکاران (۲۰۱۰) در زمینه بررسی ارتباط ENSO و NAO با بارش‌های برف سنگین ۲۰۱۰-۲۰۰۹ در نیمکره شمالی اشاره کرد که در این پژوهش، NAO منفی و El Niño، به‌عنوان عوامل سبب‌ساز این رخدادهای شناخته شده‌اند. در پژوهش‌های دیگری به ارتباط میان تاوه قطبی و نمایه‌های پیوندازدور پرداخته شده است. برای نمونه،

رخدادهای فرین برفی که هر ساله مشکلاتی را در زمینه ترابری‌های ریلی، جاده‌ای و هوایی در سراسر جهان ایجاد می‌کنند (بلنچت و همکاران، ۲۰۰۹) با به تعطیلی کشاندن کسب‌وکارها و ایجاد مشکلات حمل‌ونقل، بر جوامع انسانی تأثیر گذارند (مورین و همکاران، ۲۰۰۸). شناسایی سازوکارهای همدیدی مرتبط با این رخدادهای که از دیدگاه آب‌وهواشناسی نقش مهمی ایفا می‌کنند (بدنورز، ۲۰۰۸)، به افزایش پژوهش‌های مرتبط با آنها منجر شده است. به‌سبب کمبود سری‌های زمانی بلندمدت و قابل‌اطمینان از داده‌های برف، مشخصه‌های آماری مربوط به رخدادهای فرین برفی هنوز در بیشتر مناطق جهان،

بررسی وردش‌پذیری درون‌سالی تاوه قطبی زمستانی پوش‌سپهر در نیمکره شمالی و ارتباط آنها با نوسان شبه‌دوسالانه (QBO) و انسو با استفاده از واکاوی EOF نشان داد که حالت پیشرو (EOF1)، شدت وردش‌پذیری تاوه قطبی پوش‌سپهری را بازتاب می‌کند و حالت دوم (EOF2)، وردش در بخش نامتقارن زناری تاوه قطبی را نشان می‌دهد که به‌طور عمده‌ای شرح دهنده فعالیت موج سیاره‌ای ایستا است (ون و کی، ۲۰۰۹). نتایج واکاوی فضایی-زمانی تاوه قطبی پوش‌سپهری در ژانویه ۲۰۱۴ که با طغیان‌های هوای قطبی بر فراز ایالات متحده آمریکا همراه بود، نشان داد که نوسان شمالگان (AO)، الگوی آرام-آمریکای شمالی (PNA) و نوسان دهه‌ای آرام (PDO)، همگی با جنوبی‌ترین عرض ناوه مربوط به تاوه‌قطبی مرتبط بوده ولی نمایه‌های PNA و PDO، در همان عرض جغرافیایی رخداد خود، نزدیک‌ترین ارتباط را با طول جغرافیایی و نمایه AO نیز، بیشترین ارتباط را با پهنه محصور شده ایالات متحده در داخل تاوه‌قطبی داشته است (بالینگر و همکاران، ۲۰۱۴). مطالعه پیامدهای تعدیل پوش‌سپهری گردش بزرگ‌مقیاس در منطقه اقیانوس اطلس-اروپا بر رخدادهای آب‌وهوایی نشان داد که حالت‌های بی‌هنجاری تاوه قطبی پوش‌سپهری، رژیم‌های مربوط به NAO را به‌طور عمده‌ای تعدیل می‌کنند و احتمال رخدادهای آب‌وهوایی مرتبط با آن را تحت تأثیر قرار می‌دهند (بیرلی و گرامز، ۲۰۱۹).

از میان پژوهش‌های انجام شده در زمینه ارتباط میان نمایه‌های پیوندازدور با بارش ایران، در چند مورد به بارش‌های روزانه پرداخته شده که در ادامه به آنها اشاره می‌شود؛ در بررسی تأثیر فازهای مختلف نوسان اطلس شمالی بر سامانه‌های بارش‌زای زمستانی ایران مشخص شد که همبستگی معنادار بسیار ضعیفی بین بارش روزانه زمستانی ایران و نمایه NAO وجود داشته است (شامحمدی، ۱۳۹۳). مطالعه ارتباط میان بارش‌های پاییزی فراگیر در سواحل جنوبی خزر با نمایه‌های پیوندازدور NAO، AO و الگوهای مرتبط با خزر مانند NCPI و

CACO با استفاده از رابطه همبستگی، تفاوت معناداری را بین نمایه‌های موردنظر در روزهای بارشی و بدون بارش نشان داد (چهره‌آرا ضیابری، ۱۳۹۵). نتایج حاصل از واکاوی ارتباط میان AO و رخداد بارش در ایران نشانگر احتمال رخداد بیشترین مقدار بارش در شرایط چیرگی فاز مثبت این نمایه است (حجتی و مسعودیان، ۱۳۹۷). در سال‌های اخیر، گرچه بیش از پیش به نقش تاوه قطبی بر بارش برف ایران پرداخته شده ولی در زمینه ارتباط تاوه قطبی با بارش برف روزانه ایران، پژوهش‌های انجام شده محدود به این موارد است؛ بارش‌های فرین زمستانی در منطقه غرب‌میانی ایران، در روزهایی از سال رخ داده که تاوه قطبی، به‌سمت عرض‌های میانی کشیده شده و ناوه عمیقی را در منطقه شرق دریای مدیترانه شکل داده است (علی‌دادی، ۱۳۸۹). واکاوی نقش تاوه قطبی در بارش برف ایران نشان داد که در بیشتر موارد، رخدادهای برفی در اثر قرارگیری ناوه حاصل از تاوه قطبی و یا سردچال برجای‌مانده از آن در نزدیکی و یا بر روی شمال‌غرب و غرب ایران ایجاد شده است (کاشکی، ۱۳۹۲). بررسی نقش تاوه قطبی پوش‌سپهری جابه‌جا شده بر بارش دسامبر ۲۰۰۵ در ایران، نشانگر نفوذ بی‌هنجاری‌های ناشی از آن به منطقه برون‌حاره و مدیترانه با تأخیر زمانی ۶ یا ۷ روز که منجر به شکل‌گیری سامانه هم‌دید بارش‌زا بر فراز خاورمیانه و نیمه غربی ایران شده است (حسن‌زاده و همکاران، ۱۳۹۷).

تا آنجا که ما می‌دانیم، در بیشتر پژوهش‌هایی که در زمینه ارتباط الگوهای پیوندازدور و یا تاوه قطبی با بارش‌های ایران انجام شده، از یک‌سو، بازه‌های زمانی سالانه، فصلی و ماهانه بیشتر موردنظر بوده و بازه زمانی روزانه در حد چند پژوهش بوده است. از سوی دیگر، وضعیت هر یک از نمایه‌های پیوندازدور و تاوه قطبی در ارتباط با بارش‌های ایران، به‌طور جداگانه و نه به‌طور همزمان واکاوی شده است. بر اساس اثرگذاری وردش تاوه قطبی بر الگوهای پیونداز دور (فلدستین و فرانزکه، ۲۰۱۷) و نظر به تأثیر هر دو مؤلفه تاوه قطبی و نمایه‌های پیوندازدور بر

مورد از شش ایستگاه هواشناسی، ۳۰ سانتی‌متر یا بیشتر برف تازه، باریده باشد (استبان و همکاران، ۲۰۰۵). برای پوزنان لهستان نیز، روزهای با ۱۰ سانتی‌متر برف یا بیشتر، به‌عنوان روز برفی در نظر گرفته شده است (بدنورز، ۲۰۱۴). نظر به این‌که تعداد رخداد‌های انتخاب شده بر اساس آستانه‌های ۱۰ و ۳۰ میلی‌متر به‌ترتیب، فراوان و بسیار محدود می‌شد، درنهایت پنج دوره بارشی مشخص شد که در آن دوره‌ها حداقل در شش ایستگاه بارش برف ثبت شده بود و میانگین بارش دریافتی آنها به بیش از ۲۰ میلی‌متر می‌رسید. از میان این دوره‌های رخداد که در ماه‌های ژانویه و فوریه قرار داشتند، سه دوره مربوط به ماه ژانویه در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته که در سال‌های ۱۹۷۲، ۱۹۸۸ و ۲۰۰۸ رخ داده‌اند. دو رخداد ۱۹۷۲ و ۲۰۰۸، افزون‌بر معیار اشاره شده، ثبت تاریخی را نیز به خود اختصاص داده‌اند. از این پس، این دوره‌های رخداد با عنوان‌های «فرین ۱۹۷۲»، «فرین ۱۹۸۸» و «فرین ۲۰۰۸» نامیده می‌شوند.

در زمینه بررسی وضعیت الگوهای پیوندازدور در روزهای رخداد فرین برفی موردنظر، در نخستین گام، از نمایه‌های پیوندازدور حالت حلقوی شمالی (NAM)، نوسان شمالگان (AO)، نوسان اطلس شمالی (NAO) و اقیانوس آرام-آمریکای شمالی (PNA)، به‌عنوان الگوهای پیوندازدور چیره بر نیمکره شمالی، در بازه زمانی روزانه استفاده شد. بر اساس پژوهش کولستاد و همکاران (۲۰۱۰)، از نمایه NAM به‌عنوان رایج‌ترین سنجه وردش‌پذیری پوشش‌سپهری و برای تعیین شدت و ضعف تاوه قطبی به‌سبب وابستگی شدید وضعیت تاوه به این نمایه، استفاده شد. «حالت‌های حلقوی» که الگوهایی نیمکره‌ای مقیاس با نوسان‌های همزمان در فشار یک نشان بر فراز کلاهک قطبی و نشان مخالف در عرض‌های پایین‌تر به‌شمار می‌روند، وردش‌های شدت تاوه قطبی را به‌خوبی نشان می‌دهند (بلدوین و دانکرتون، ۲۰۰۱). این حالت‌های حلقوی در نیمکره‌های شمالی و جنوبی، به‌ترتیب با عنوان NAM و SAM شناخته می‌شوند. در این

بارش‌های زمستانی ایران و نیز با توجه به کمبودی که در زمینه بررسی هم‌زمان این دو مؤلفه بر بارش‌های ایران وجود داشت، این سؤال مطرح شد که شدت و ضعف تاوه قطبی و یا فازهای مثبت و منفی نمایه‌های پیوندازدور، چه تأثیری بر الگوهای هم‌دید منجر به برف فرین ایران داشته‌اند؟ بنابراین پژوهش کنونی با هدف یافتن پاسخی مناسب برای سؤال مطرح شده انجام شده است. لازم است به این نکته اشاره شود که گرچه این پژوهش در بستر موقعیت تاوه قطبی و ردسپهری و در ارتباط با وضعیت الگوهای پیوندازدور انجام شد و با وجود تأکید آن بر شرایط و ردسپهر میانی، از وضعیت رطوبتی و ردسپهر زیرین و نیز شرایط فشاری و دمایی سطح زمین بهره گرفته شد تا شناخت دقیق‌تر و کامل‌تری از الگوهای جوی چیره بر پهنه ایران در روزهای رخداد فرین برفی ارائه شود.

۲. روش پژوهش

با توجه به رویکرد محیطی به گردشی این پژوهش، ابتدا روزهای رخداد برفی مشخص و الگوهای گردشی مربوط به این روزها بررسی شد. به‌همین منظور، داده‌های روزانه بارش و دمای فصل زمستان (دسامبر-مارس) پنجاه ایستگاه هم‌دید ایران در دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۱۶ از سازمان هواشناسی دریافت شد. داده‌های جوی و نمایه‌های پیوندازدور نیز، از تارنمای NCEP/NCAR دریافت شد. برای انتخاب رخداد‌های فرین برفی، نخست می‌بایست معیارهایی درنظر گرفته شود. به‌سبب تنوع آب‌وهوایی در مناطق مختلف جهان، ارائه یک تعریف واحد از بارش‌های سنگین یا فرین دشوار است. بنابراین، درحالی‌که تعریف دقیقی از رخداد فرین برفی وجود ندارد، در بعضی پژوهش‌ها بر صدک‌ها مانند صدک ۹۰ ام (لوت و ابتزوگلو، ۲۰۱۴) یا صدک ۹۵ ام (باروز و همکاران، ۲۰۱۲) یا مقدارهای برگشتی و در بعضی دیگر، بر آستانه‌های مطلق مانند بارش‌های روزانه ۲۴ ساعته تکیه می‌شود. برای نمونه، در آندورا برای بررسی بارش برف سنگین، یک دوره ۲۴ ساعته در نظر گرفته شده که در یک

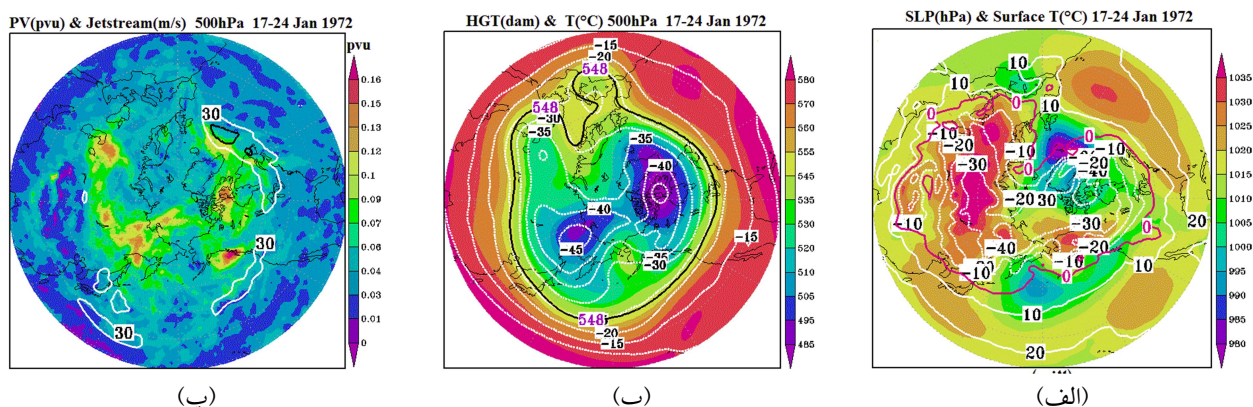
از ارائه تصویری کلی از وضعیت تاوه قطبی و نمایه‌های پیوندازدور، چگونگی تأثیرگذاری آنها بر آرایش الگوهای همدید مؤثر بر رخدادهای فرین برفی مشخص شد. در نهایت، از طریق واکاوی الگوهای همدید بر گستره‌ای همدید از نیمکره شمالی با تأکید بر پهنه ایران، سازوکار اثرگذاری این الگوها بر رخدادهای فرین برفی ایران مورد بررسی قرار گرفت.

۳. واکاوی همدیدی رخدادهای فرین برفی

۳-۱. رخداد دوره ۲۴-۱۷ ژانویه ۱۹۷۲ («فرین ۱۹۷۲»)

بر اساس الگوی فشار و دمای سطح زمین در مقیاس نیمکره‌ای، با ایجاد کمربند پرفشار در اوراسیا و نفوذ زبانه‌های آن در نیمکره شرقی، پیشروی جنوب‌سوی پرند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد (پرند قرمز رنگ) در این نیمکره بیشتر از نیمکره غربی بوده است (شکل ۱- الف). در الگوی همدیدمقیاس، با کشیده شدن زبانه‌های پرفشار سبیری به داخل ایران، همه مناطق برفی در نیمه‌های شمالی و غربی ایران، زیر پوشش پرند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد (پرند سیاه‌رنگ) قرار گرفته‌اند. به سبب اثر فرارفتی دریای خزر، پرند صفر درجه به سمت عرض‌های بالاتر و میانه دریا کشیده شده و در این محدوده، بارش برف رخ نداده است (شکل‌های ۲ و ۳-الف).

پژوهش نیز از NAM برای تعیین شدت و ضعف تاوه قطبی استفاده و به بررسی ارتباط آن با نمایه‌های AO, NAO و PNA پرداخته شد. در مرحله بعد، به منظور انجام واکاوی‌های همدیدی و ترمودینامیکی روزهای انتخاب شده، الگوهای جوی، به شکل ترکیبی و برای میانگین دوره‌های رخداد، در سامانه واکاوی و نمایش شبکه (GrADS) ترسیم شد. تأکید این پژوهش بر تأثیر شرایط وردسپهر میانی از نظر ارتفاع، دما و تاوایی بر رخدادهای فرین برفی ایران بوده، ضمن اینکه به الگوهای فشار و دمای سطح زمین و رطوبت وردسپهر زیرین نیز توجه شده است. در الگوهای ترکیبی نیمکره‌ای مقیاس، تأکید بر نشان‌دادن وضعیت تاوه قطبی وردسپهری در ارتباط با نمایه‌های پیوندازدور بوده است. در الگوی ارتفاع وردسپهری، موقعیت پرند ۵۴۸ ژئوپتانسیل دکامتر مشخص شد که به عنوان پرند معرف تاوه قطبی و مرز بیرونی آن برای ماه ژانویه (علی‌دادی، ۱۳۸۹) در نظر گرفته می‌شود. بدین ترتیب، در تراز ۵۰۰ ه.پ. به بررسی موقعیت تاوه قطبی، شدت و ضعف و به‌ویژه پیشروی استواسوی لبه آن (پرند معرف تاوه) و نیز وضعیت الگوهای پیوندازدور و در سطح زمین، به وضعیت سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار در نیمکره شمالی پرداخته شد. سپس در ادامه و برای شناسایی دقیق‌تر وضعیت گردش جوی در روزهای رخداد برفی ایران، الگوهای متناظر برای گستره همدید و نیز پهنه ایران، ارائه شد. پس

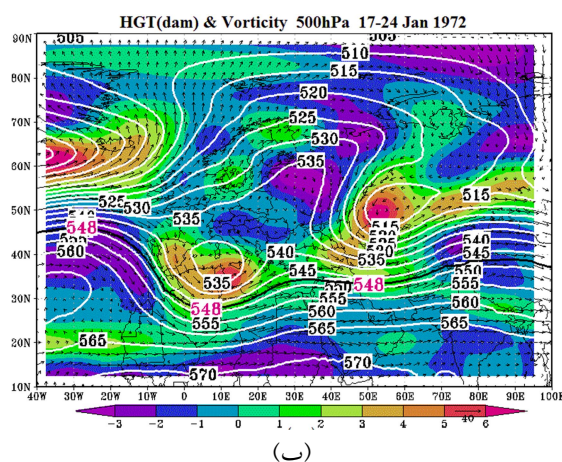


شکل ۱. الگوهای ترکیبی نیمکره‌ای مقیاس «فرین ۱۹۷۲»: (الف) فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پرند سفیدرنگ) (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل (سایه‌روشن) و دما (پرند سفیدرنگ) و (پ) تاوایی پتانسیل (سایه‌روشن) و رودباد (پرند سفیدرنگ) و هسته رودباد (پرند سیاه‌رنگ) ۵۰۰ ه.پ.

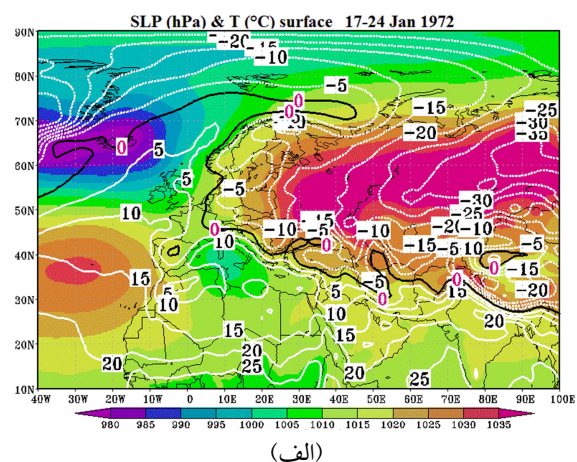
جنوب شرقی قسمت زیرین سردچال جوی خزر-آرال (شکل ۳-الف)، چیرگی هوای سرد و نیز مقادیر تاوایی مثبت بر فراز این مناطق، بیشتر از مناطق دیگر ایران بوده است.

پربند معرف تاوه قطبی، از شاخه جنوبی گذر کرده و بر فراز ایران نیز تا عرض ۳۴ درجه شمالی کشیده شده و بدین ترتیب، همه مناطق دارای رخداد فرین برفی را دربر گرفته است (شکل‌های ۲ و ۳-ب). منطبق شدن کمینه‌های ضخامت جوی و دمایی بر مرکز سردچال خزر-آرال، نشانگر مرکزی کم ارتفاع با هسته سرد است. مناطق برفی در این دوره، بین پرندهای هم‌ضخامت ۵۲۰، ۵۲۵ و ۵۳۰ ژئوپتانسیل دکامتر (پرندهای سیاه‌رنگ) قرار گرفته‌اند. محل تغییر ناگهانی پرندهای هم‌ضخامت و تلاقی آنها با پرندهای هم‌دما، به عنوان محل‌های پیدایش جبهه، منطبق با مکان‌های دارای رخداد‌های فرین برفی است که در مورد پربند ۵۲۰ ژئوپتانسیل دکامتر، چشمگیرتر است (شکل ۳-پ). در الگوی ترکیبی رودباد و تاوایی پتانسیل، رودباد وردسپهری، ضعیف و گسسته شده و هسته آن با سرعت ۴۰ متر بر ثانیه، بر جنوب جزیره گرینلند نمایان شده است. شکل‌گیری مرکزی از بیشینه تاوایی پتانسیل بر فراز شمال دریای خزر، افزایش مقادیر تاوایی را در نیمه شمالی ایران به دنبال داشته است (شکل ۱-پ).

به واسطه فعالیت پشته‌های جنب‌حاره در تراز میانی جو، تاوه قطبی وردسپهری از حالت انسجام و تقارن زناری خود خارج شده و به شکل دو مرکز جداگانه در نیمکره‌های غربی و شرقی قرار گرفته است. با پیشروی جنوب‌سوی بیشتر تاوه در نیمکره شرقی، پربند معرف آن (پربند سیاه‌رنگ)، در عرض‌های پایین‌تری نسبت به نیمکره غربی قرار گرفته است (شکل ۱-ب). بر اساس الگوی هم‌دیدمقیاس (شکل ۲-ب)، با دو شاخه شدن شارش بادهای غربی در شمال شرقی اقیانوس اطلس، یک سردچال جوی در شاخه جنوبی آن و در بخش میانی دریای مدیترانه و سردچال دیگری در شاخه شمالی آن و بر فراز شمال دریای خزر-دریاچه آرال شکل گرفته است. به سبب قرار گرفتن سردچال خزر-آرال در قسمت جلویی پشته و فرارفت هوای سرد از عرض‌های شمالی و نیز بیشینه‌تر بودن مقدار تاوایی نسبی مثبت در مرکز آن، در مقایسه با سردچال مدیترانه، از شدت بیشتری برخوردار بوده است. افزون‌براین که هجوم زبانه‌های هوای سرد پرفشار سیبری در سطح زمین (شکل ۲-الف)، سردچال موردنظر را در تراز میانی جو همراهی کرده، شارش‌های شاخه شمالی نیز سبب فرارفت هوای سرد عرض‌های شمالی از فراز پشته ارتفاعی به قسمت زیرین آن شده است (شکل ۲-ب). بنابراین با قرارگیری نیمه شمالی ایران در



(ب)

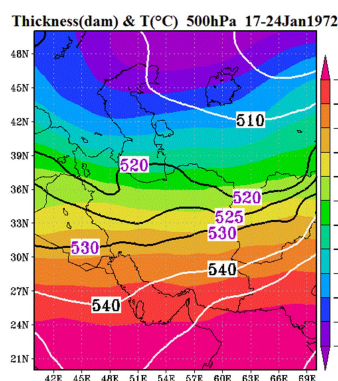


(الف)

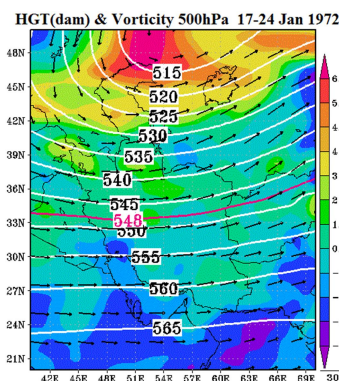
شکل ۲. الگوهای هم‌دیدمقیاس «فرین ۱۹۷۲»؛ (الف) فشار و دمای سطح زمین و (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ ه.پ.

رشته کوه‌های زاگرس، سرعت شارش رطوبت به نواحی مرکزی و نیمه شمالی ایران، کاهش یافته است (شکل ۳-ت). بیشترین مقدار مجموع رطوبت ویژه ترازهای وردسپهر زیرین تا میانی، در بخش شرقی شمال غرب ایران و سواحل غربی دریای خزر نمایان شده که مرکز بیشینه آن با رطوبت ۴۰ گرم بر کیلوگرم، در بخش شمالی استان گیلان بسته شده است. مقادیر آب بارش شو (پربندهای سفیدرنگ)، در بیشتر مناطق برفی، در محدوده ۴ تا ۸ کیلوگرم و در نیمه شمالی ایران بیشتر از نیمه غربی بوده است (شکل ۳-ج).

با انطباق هسته‌های امگای منفی بر منطقه جنوب شرقی ناوه و شکل گیری پیچانه مثبت در شمال منطقه خزر-آرال (شکل ۳-ت)، افزایش میزان چرخندگی مثبت در مرکز سردچال، بیشینه تاوایی نسبی و نیز افزایش شیو ارتفاعی در این مناطق (شکل ۳-ب)، شرایط برای صعود هوا و ایجاد ناپایداری در نیمه شمالی ایران فراهم شده است. در الگوی رطوبتی وردسپهر زیرین (شکل ۳-ث) نیز، شارش‌های چرخندی شکل گرفته بر میانه دریای مدیترانه و گسیل آنها از سمت شمال غرب ایران، سبب شارش رطوبت به داخل ایران شده است. به واسطه قرارگیری



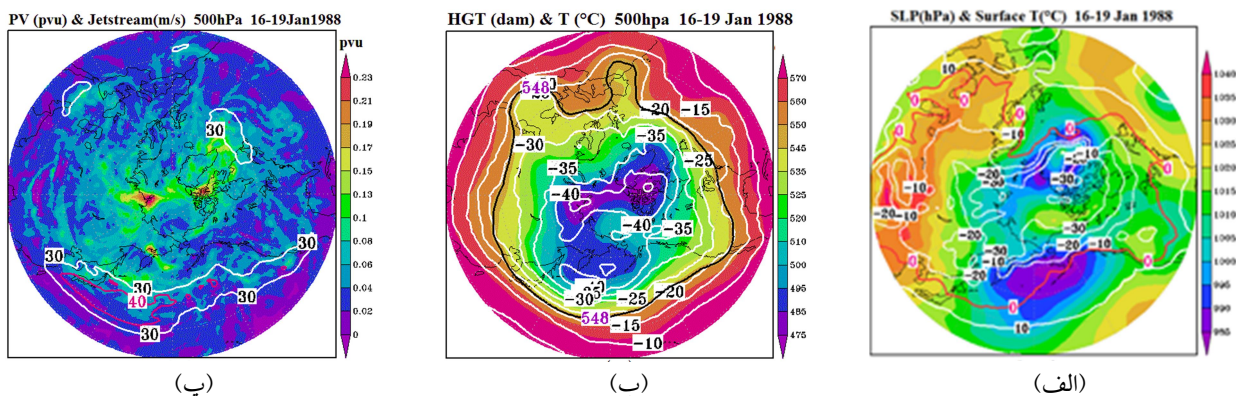
(پ)



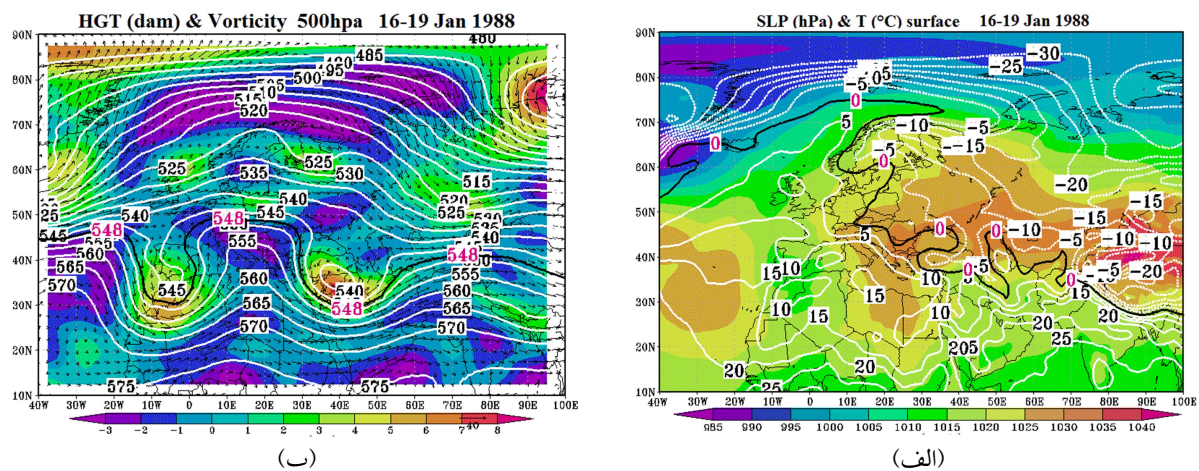
برای بیشتر مناطق نیمه غربی ایران به همراه داشته‌اند، زبانه‌های پرفشار سبیری پس از گذر از فراز دریای خزر و به واسطه رخداد فرارفت گرم، سبب رخمون دماهای بالاتری در نیمه شمالی ایران شده‌اند (شکل ۵-الف). با گذر پربند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد (پربند سیاه‌رنگ)، از شمال‌غرب، بخش‌هایی از غرب و شمال‌شرق ایران، همه مناطق برفی در عرض‌هایی بالاتر از این پربند قرار گرفته و دماهای پایین‌تر از صفر را نشان داده‌اند. در محل برخورد زبانه‌های پرفشار سبیری و کم‌فشار سودانی در نوارهای غربی و جنوب‌غربی ایران شیو دمایی چشمگیری ایجاد شده است (شکل ۶-الف).

۳-۲. رخداد فرین برفی ۱۶-۱۹ ژانویه ۱۹۸۸ («فرین ۱۹۸۸»)

در الگوی نیمکره‌ای فشار سطح زمین، از پیوند کم‌فشارهای ایسلند، آلتوسین و شمال روسیه سامانه کم‌فشار گسترده‌ای بر فراز منطقه شمالگان شکل گرفته است. این سامانه، در نیمکره غربی به سمت عرض‌های میانی کشیده شده ولی در نیمکره شرقی به سبب چیرگی شرایط پرفشار، پیشروی جنوب‌سوی کمتری داشته است (شکل ۴-الف). در الگوی هم‌دیدمقیاس، با وجود پیشروی شمال‌سوی کم‌فشار سودانی، چیرگی پرفشار سبیری بر پهنه ایران نمایان است. در شرایطی که، زبانه‌های پرفشار وارد شده از سمت شمال‌غرب، دماهای منفی را



شکل ۴. الگوهای ترکیبی نیمکره‌ای مقیاس «فرین ۱۹۸۸»: (الف) فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پربند سفیدرنگ) (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل (سایه‌روشن) و دما (پربند سفیدرنگ) (پ) تاوایی پتانسیل (سایه‌روشن) و رودباد (پربند سفیدرنگ) و هسته رودباد (پربند سیاه‌رنگ) تراز ۵۰۰ ه.پ.

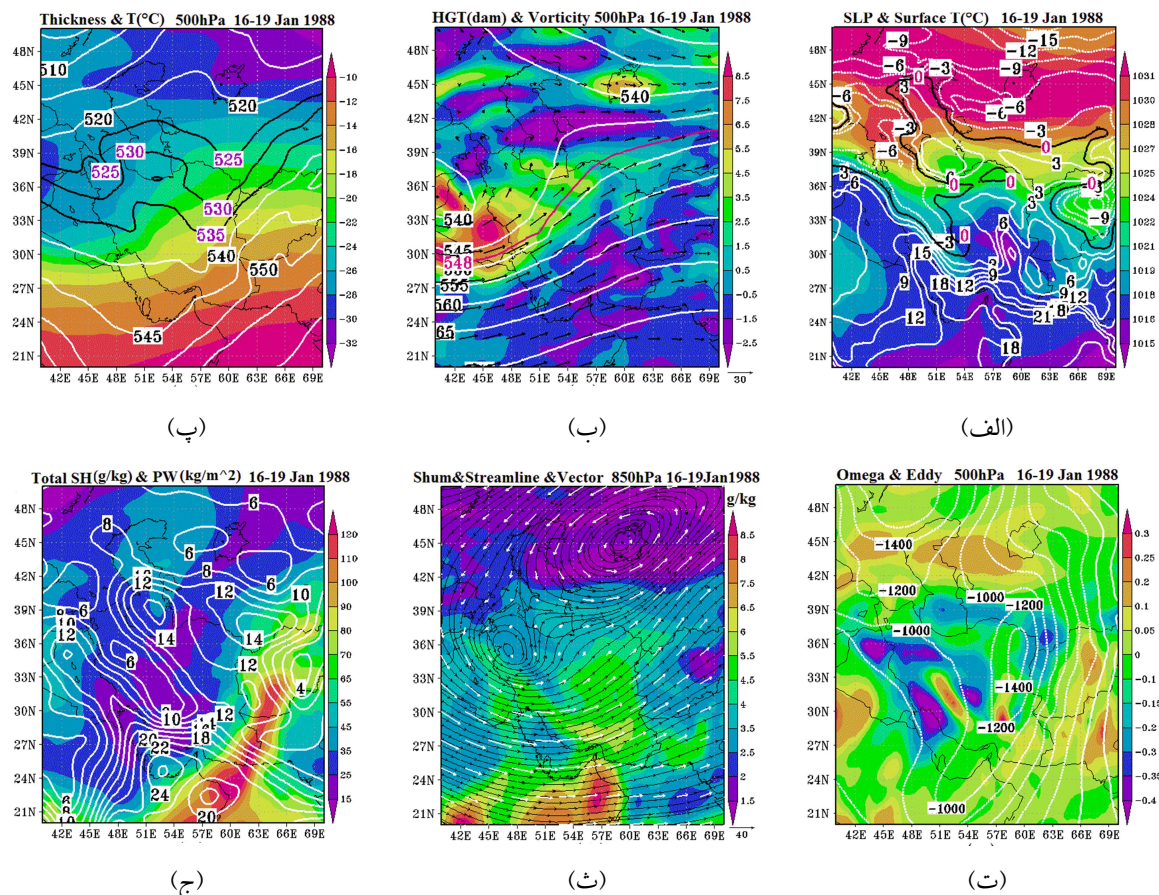


شکل ۵. الگوهای هم‌دیدمقیاس «فرین ۱۹۸۸»: (الف) فشار و دمای سطح زمین و (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ ه.پ.

با قرار گرفتن مرکز بیشینه امگای منفی در قسمت جنوب شرقی ناوه تراز میانی جو و بر فراز منطقه غرب میانی تا جنوب غربی ایران، شرایط صعود هوا بر فراز این مناطق فراهم شده است. پربندهای ارتفاعی شکل گرفته بر فراز این مناطق (شکل ۶-ب)، به شکل نصف النهاری پدیدار شده‌اند. با شکل گیری مرکز پیچانه‌ای مثبت قوی بر منطقه جنوب غربی روسیه و قرار گرفتن مرکز دیگری بر فراز بخش‌های شمال شرق و شرق ایران، شرایط پیچانه مثبت بر تمام پهنه ایران چیره شده ولی استان‌های شمالی، شمال غربی، شمال شرقی و غربی ایران، به سبب موقعیت نزدیک تر به مرکز پیچانه مثبت، بیش از مناطق دیگر ایران، از شرایط ناپایداری ناشی از آن برخوردار شده‌اند (شکل ۶-ت).

الگوی رطوبتی و ردسپهر زیرین، پدیدار شدن رطوبت بر پهنه ایران را ناشی از همگرا شدن شارش‌های واچرخند شرق اقیانوس اطلس، چرخند غرب مدیترانه و سپس پیوستن آنها با شارش‌های مرکز چرخندی شرق مدیترانه و گذر آنها از فراز دریای سرخ نشان داده است. به واسطه کشیده شدن زبانه رطوبتی در محدوده نیمه جنوبی دریای سرخ و خلیج عدن تا خلیج فارس، با جهت شمال شرق سو به سمت جنوب ایران و سپس، گذر شارش‌های چرخندی و واچرخندی اشاره شده از فراز این پهنه رطوبتی، فرارفت رطوبتی بیشتری در نیمه جنوبی ایران نسبت به نیمه شمالی آن شکل گرفته است (شکل ۶-ث). مجموع رطوبت ویژه و ردسپهری در مناطق برفی، در محدوده ۲۵ تا ۳۵ گرم قرار داشته است. مقادیر آب بارش شو نیز، افزایش بیشتری در نیمه جنوبی نشان داده ولی هسته بیشینه‌ای از آن (۱۶ کیلوگرم بر مترمربع) بر فراز جنوب دریای خزر و سواحل شمالی آن شکل گرفته است. بنابراین، مقادیر آب بارش شو، در مناطق شمالی و شمال شرقی ایران، بیشتر از شمال غربی و غرب آن بوده است (شکل ۶-ج).

بر اساس الگوی ارتفاع و دمای وردسپهری (شکل ۴-ب)، آرایش ناوه‌های امتداد یافته از سه مرکز ناوه قطبی همراه با پشته‌های قوی در دو سوی آنها، الگوی بندال امگا را بر فراز منطقه اروپا-اطلس شکل داده است. ناوه شرقی سامانه بندالی (شکل ۵-ب)، شدت و عمق بیشتری نسبت به ناوه غربی آن نشان داده و مرکز کم ارتفاع آن با بیشینه تاوایی نسبی مثبت، در شرق دریای مدیترانه قرار گرفته، بنابراین بخش‌هایی از شمال غرب و غرب ایران (شکل ۶-ب)، در منطقه واگرایی بالایی آن قرار گرفته است. قرار گرفتن پشته پراارتفاع بر فراز نیمه شرقی ایران، به تقویت شارش نصف النهاری بادهای غربی در نیمه غربی ایران منجر شده است. افزایش میزان فرارفت تاوایی مثبت، نشانگر تقویت چرخندزایی و صعود در منطقه شرق دریای مدیترانه است. پربند معرف ناوه قطبی (پربند سیاه‌رنگ) نیز به‌طور مورب از شمال شرق تا جنوب غرب ایران گذر کرده است. بر اساس الگوی مقادیر تاوایی پتانسیل و وضعیت رودباد و ردسپهری (شکل ۴-پ)، سه مرکز کوچک از بیشینه تاوایی، به ترتیب گستره آنها، بر فراز دریای لاپتف، جزایر بافین و شمال شرق روسیه نشان داده است. بیشینه سرعت رودباد بر منطقه غرب اقیانوس آرام و با سرعت ۴۰ متربر ثانیه پدیدار شده است. مقادیر تاوایی پتانسیل در نیمه‌های شمالی و غربی ایران بیشتر از مناطق دیگر آن بوده است. ناوه دمایی شرق مدیترانه (شکل ۶-پ)، دماهای پایین تر و شیوهای دمایی شدیدتری را بر فراز شمال غرب و غرب ایران در مقایسه با مناطق دیگر ایجاد کرده است. از جنوب به شمال ایران و هماهنگ با کاهش دمای تراز میانی جو، از میزان ضخامت لایه‌های جوی نیز کاسته شده است. مناطق رخدادهای فرین برفی در محدوده پربندهای هم‌ضخامت ۵۲۵، ۵۳۰ و ۵۳۵ ژئوپتانسیل دکامتر، قرار گرفته‌اند ولی پربند ۵۳۰ ژئوپتانسیل دکامتر، مناطق بیشتری را پوشش داده است.



شکل ۶. الگوهای ترکیبی «فرین ۱۹۸۸» در گستره ایران، (الف) فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پریند سفیدرنگ)، (ب) تاوایی نسبی (سایه‌روشن) و دما (پریند سفیدرنگ) در تراز میانی جو، (پ) دمای تراز میانی جو (سایه‌روشن) و ضخامت جو (پریندهای سفیدرنگ)، (پریندهای سیاه‌رنگ، نشانگر ضخامت جو در مناطق رخداد فرین برفی) در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ ه.پ، (ت) سرعت قائم هوا (سایه‌روشن) و پیچانه (پریند سفیدرنگ)، (ث) رطوبت‌ویژه و شارش رطوبتی تراز ۸۵۰ ه.پ، (ج) مجموع رطوبت‌ویژه (سایه‌روشن) و آب بارش شو (پریند سفیدرنگ).

با پیشروی شمال‌سوی سامانه کم‌فشار سودانی، زبانه‌های آن تا نواحی مرکزی ایران نفوذ کرده است. بنابراین با نفوذ زبانه‌های پرفشار سبیری به ایران، دماهای منفی در سطح زمین نیمه‌های شمالی و غربی آن شکل گرفته است. آرایش پریندهای هم‌دما و صفر درجه سانتی‌گراد نیز نشانگر همین شرایط است. افزایش چشمگیر شیو دما در امتداد مناطق کوهستانی ایران و به‌ویژه رشته‌کوه‌های زاگرس، نشانگر شکل‌گیری جبهه در این مناطق است. بسته شدن پریند صفر درجه بر جنوب‌غرب دریای خزر و قرارگرفتن آن میان پریندهای هم‌دمای منفی، نشانگر افزایش شیو دما در سواحل جنوب‌غربی دریای خزر است (شکل ۹-الف).

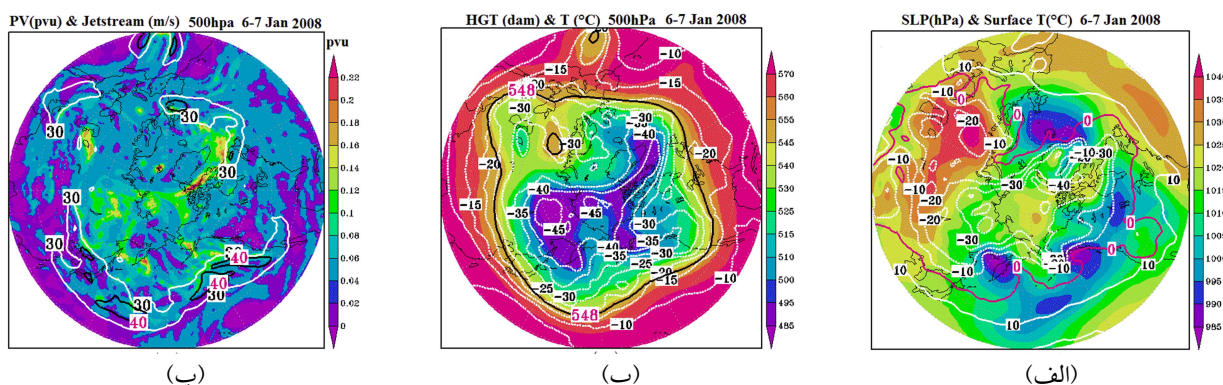
۳-۳. رخداد فرین برفی ۶-۷ ژانویه ۲۰۰۸ («فرین ۲۰۰۸»)

در الگوی نیمکره‌ای مقیاس سطح زمین (شکل ۷-الف)، مرکز پرفشار سبیری با قرارگرفتن میان دو سامانه کم‌فشار ایسلندی و آلتوسین، تقویت شده ولی به‌واسطه فعالیت سامانه کم‌فشار ایسلندی و چیرگی آن بر پهنه شمال اقیانوس اطلس (شکل ۸-الف) و نیز پیشروی شرق‌سوی آن بر غرب اروپا، پرفشار سبیری امکان نفوذ غرب‌سو نداشته، در نتیجه به سمت جنوب کشیده شده و تا میانه دریای سرخ و شمال آفریقا پیشروی کرده است. سپس در میانه دریای مدیترانه، پس از پیوستن به پرفشار آزور، کمربند پرفشاری را بر فراز دریای مدیترانه شکل داده‌اند.

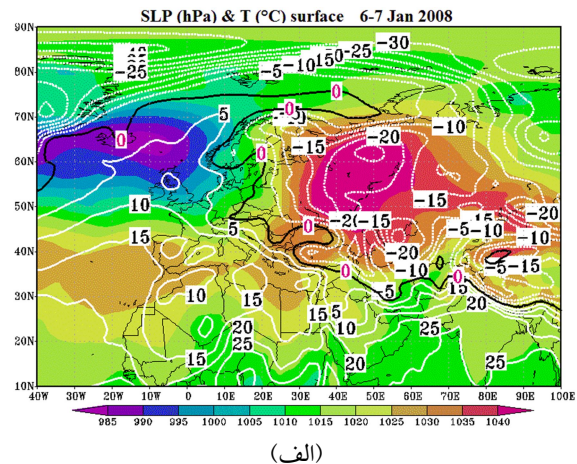
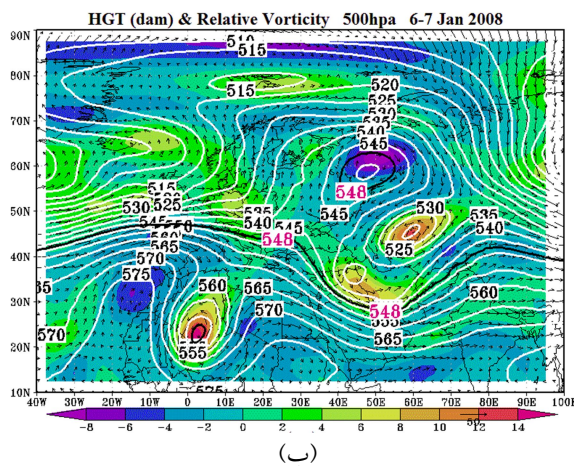
جنوب شرق ترکیه شکل داده است. بدین ترتیب، قرار گرفتن دو مرکز سردچال جوی، یکی در شرق دریای خزر و دیگری در مرز عراق، ترکیه و شمال غرب ایران و شکل گیری هسته‌ای از بیشینه تاوایی مثبت در قسمت زیرین و جنوب شرقی مرکز این سردچال‌ها، سبب افزایش تاوایی در مناطق مرکزی ایران و شکل گیری مرکز بیشینه‌ای از آن بر فراز منطقه جنوب غربی ایران شده است. پرنبد معرف تاوه قطبی نیز تا نیمه جنوبی ایران کشیده شده است.

بخش شرقی سردچال جوی یا منطقه واگرایی زبرین در تراز میانی، به عنوان منطقه افزایش صعود هوا و رخداد بیشترین بارش در سطح زمین، بر فراز شهرهای کوه‌رنگ، مشهد و بیرجند قرار داشته است. با این وجود، ایستگاه کوه‌رنگ بارش بیشتری را در مقایسه با مشهد و بیرجند دریافت کرده که سبب آن، شکل گیری بیشینه تاوایی مثبت بر فراز آن بوده است. بیشترین سرعت رودباد وردسپهری (شکل ۷-ب)، به ترتیب بر فراز حوضه‌های اقیانوسی آرام و اطلس پدیدار شده است. مرکزی از آن با سرعت ۳۰ متر بر ثانیه، در قسمت زیرین ناوه شکل گرفته که از نیمه جنوبی ایران نیز گذر کرده است. شبه نصف النهاری بودن رودباد، سبب تبادل هوای گرم عرض‌های جنوبی و هوای سرد عرض‌های شمالی شده است. مرکز بیشینه‌ای از تاوایی پتانسیل مثبت در محدوده خزر-آرال شکل گرفته است.

در وردسپهر میانی (شکل ۷-ب)، مرکز اصلی تاوه قطبی بر فراز شمال سیبری قرار گرفته و مرکزی از آن نیز به شکل کم ارتفاعی بریده بر فراز دریاچه آرال قرار گرفته که ناوه مورب آن سراسر ایران را دربر گرفته است. پرنبد معرف تاوه قطبی در نیمکره شرقی، پیشروی و کژریختی بیشتری نسبت به نیمکره غربی نشان داده است. بر اساس الگوی همدمی مقیاس وردسپهر میانی (شکل ۸-ب)، بندهای امگا، رکس و کم ارتفاع بریده نمایان شده است. پشته دامنه بلند بندهای امگا که در شمال دریای خزر قرار گرفته همراه با ناوه‌های غربی و شرقی آن، سبب شکل گیری بندهای رکس و کاهش حرکت سامانه شده است. در داخل پشته بندهای امگا، مرکز پراارتفاع بسته‌ای هماهنگ با مرکز بیشینه تاوایی منفی شکل گرفته که هوای گرم عرض‌های جغرافیایی پایین را در خود جای داده و به صورت پشته ساکن عمل کرده است. با شارش هوای سرد عرض‌های شمالی از قسمت شرقی پشته به مرکز سردچال دریاچه آرال و نیز به منطقه غربی ناوه دامنه بلند شرق مدیترانه، مقادیر تاوایی مثبت در این مناطق افزایش یافته است. ناوه‌های غربی و شرقی بندهای امگا که بسیار عمیق و دامنه بلند بوده، مراکز کم ارتفاع بسته‌ای را به ترتیب بر فراز جنوب غربی گرینلند و دریاچه آرال-شرق دریای خزر شکل داده اند. همین ناوه شرقی بندهای (شکل ۹-ب)، نیمه‌های شمالی و غربی ایران را پوشش داده و مرکز کم ارتفاع کوچکی را در قسمت جنوبی خود، بر فراز بخش‌هایی از شمال غرب ایران، شمال عراق و



شکل ۷. الگوهای ترکیبی نیمکره‌ای مقیاس «فرین ۲۰۰۸»: (الف) فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پرنبد سفیدرنگ) (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل (سایه‌روشن) و دما (پرنبد سفیدرنگ) و (پ) تاوایی پتانسیل (سایه‌روشن) و رودباد (پرنبد سفیدرنگ) و هسته رودباد (پرنبد سیاه‌رنگ) ۵۰۰ ه.پ.



شکل ۸. الگوهای همدیدمقیاس «فرین ۲۰۰۸»؛ (الف) فشار و دمای سطح زمین و (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی ۵۰۰ ه.پ.

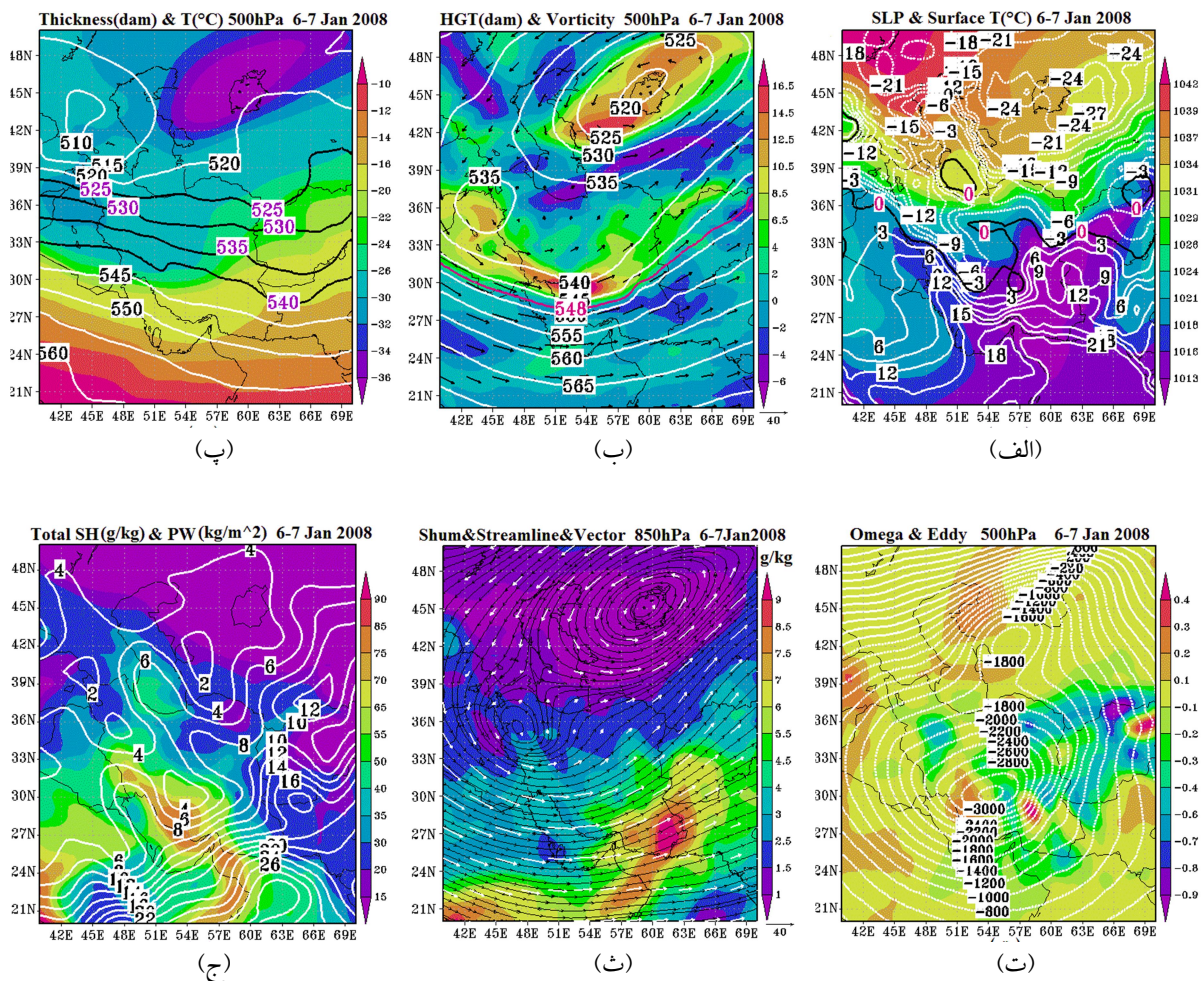
حداصل دریای خزر و دریاچه آرال شکل گرفته، بنابراین، در شهرهایی مانند رشت، بندرانزلی، بابلسر، کرج و کوه‌رنگ که مقدار امگای منفی برای فراهم کردن شرایط صعود و ناپایداری هوا برای رخداد بارش کافی نبوده، از تأثیر پیچانه تراز میانی جو برخوردار شده‌اند. در شهرهای متأثر از امگای منفی، پیچانه وردسپهری به عنوان عامل تقویت‌کننده در ایجاد شرایط صعود و ناپایداری عمل کرده است (شکل ۹-ت).

در الگوی رطوبتی وردسپهر زیرین (شکل ۹-ث)، به سبب فرارفت رطوبت از شارش‌های چرخندی شکل گرفته بر فراز دریاچه آرال و نیز شارش‌های واچرخندی مربوط به پشته غرب روسیه، رطوبت کمتری به نیمه غربی ایران منتقل شده و بنابراین، میزان رطوبت پهنه‌های شکل گرفته در این مناطق کمتر از ۴ گرم بر کیلوگرم هوا بوده است. لازم به اشاره است که در محدوده استان‌های همدان و لرستان، میزان رطوبت تا اندازه‌ای بیشتر بوده که با رخداد برف در همدان و خرم‌آباد هماهنگی دارد. با وجود کاهش محسوس رطوبت در بادپناه زاگرس، کمترین مقادیر رطوبت در سواحل شمالی دریای خزر پدیدار شده که ناشی از شارش رطوبتی ضعیف ناشی از شکل‌گیری سردچال جوی در منطقه شمال‌غرب ایران بوده است. رطوبت‌ویژه

کمینه دمای تراز میانی جو بر مرکز سردچال جوی دریاچه آرال و کمینه ضخامت جوی ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ ه.پ.، در موقعیتی بالاتر از مرکز سردچال واقع بر مرز عراق، ترکیه و شمال‌غرب ایران، شکل گرفته است. متناسب با شیو دمایی کمتر در نیمه شمالی ایران، ضخامت لایه‌های جوی نیز کاهش داشته است. پربندهای هم‌ضخامت ۵۲۵، ۵۳۰، ۵۳۵ و ۵۴۰ ژئوپتانسیل دکامتر، از فراز شهرهایی گذر کرده که دارای رخداد‌های فرین برفی بوده‌اند. کم‌ضخامت‌ترین پربند (۵۲۵ ژئوپتانسیل دکامتر) از فراز شهرهای بندرانزلی، رشت، بابلسر و مشهد و پرضخامت‌ترین آنها (۵۴۰ ژئوپتانسیل دکامتر) از فراز کوه‌رنگ گذر کرده است (شکل ۹-پ). در الگوی امگا (سرعت قائم جو) و پیچانه تراز میانی جو، بیشترین مقدار امگای منفی در مناطق برفی، بر فراز شهرهای بیرجند، مشهد و همدان شکل گرفته که بر منطقه واگرایی زبرین ناوه ارتفاعی منطبق بوده و بدین سبب، شرایط صعود هوا و ناپایداری در این مناطق فراهم شده است. همچنین، شکل‌گیری پیچانه مثبت بر تمام پهنه ایران، به چیرگی هوای ناپایدار و جو کثرفشار بر فراز ایران منجر شده و شرایط دینامیکی را برای صعود هوا فراهم کرده است. با توجه به این که مرکز بزرگ پیچانه وردسپهر میانی، بر فراز استان فارس و مرکز ضعیف‌تری از آن نیز بر فرار منطقه

شده، ولی هم‌چنان مقادیر رطوبت‌ویژه در مناطق رخداده، بین ۳۵ تا ۵۰ گرم‌برکیلوگرم بوده است. کمینه رطوبت‌ویژه بر فراز شمال‌شرق و بخش‌هایی از شمال‌غرب ایران نمایان شده است. مطابق با مجموع رطوبت جوی، مقادیر آب بارش‌شو نیز در نیمه جنوبی، بیشتر از نیمه شمالی بوده، به‌طوری که مقادیر پرندهای مربوط به آن در جنوب‌غربی نسبت به مناطق غربی، دو برابر بوده است (شکل ۹-ج).

مناطق برفی، بین ۱ تا ۴ گرم‌برکیلوگرم هوا بوده است. در الگوی مجموع رطوبت‌ویژه ترازهای جوی از وردسپهر زیرین تا وردسپهر میانی (شکل ۹-ج)، هسته بیشینه رطوبت با مقدار بیش از ۷۰ گرم‌برکیلوگرم بر فراز جنوب‌غرب ایران شکل گرفته، بنابراین کوه‌رنگ از رطوبت چشمگیرتری نسبت به دیگر مناطق برفی برخوردار بوده است. با وجود این که از جنوب به شمال ایران به تدریج از مجموع رطوبت ترازهای جوی کاسته



شکل ۹. الگوهای ترکیبی «فرین ۲۰۰۸» در گستره ایران، (الف) فشار (سایه‌روشن) و دمای سطح زمین (پرنده سفیدرنگ)، (ب) تاوایی نسبی (سایه‌روشن) و دما (پرنده سفیدرنگ) در تراز میانی جو، (پ) دمای تراز میانی جو (سایه‌روشن) و ضخامت جو (پرندهای سفیدرنگ)، (پرندهای سیاه‌رنگ، نشانگر ضخامت جو در مناطق رخداد فرین برفی) در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ ه.پ، (ت) سرعت قائم هوا (سایه‌روشن) و پیچانه (پرنده سفیدرنگ)، (ث) رطوبت‌ویژه و شارش رطوبتی تراز ۸۵۰ ه.پ، (ج) مجموع رطوبت‌ویژه (سایه‌روشن) و آب بارش‌شو (پرنده سفیدرنگ).

۴. واکاوی نمایه‌های پیوندازدور در دوره‌های رخداد فرین برفی

در این بخش و به منظور مشخص شدن وضعیت الگوهای پیوندازدور در دوره‌های رخداد فرین برفی ایران، مقادیر نمایه‌های AO، NAM، PNA و در دوره‌های رخداد و نیز نسبت به میانگین ژانویه سال‌های رخداد و میانگین بلندمدت ژانویه مورد واکاوی و مقایسه قرار گرفته که به سبب کاسته شدن از حجم مقاله، الگوهای مربوط به آنها ارائه نشده است. مقادیر نمایه‌های اشاره شده در جدول ۱ ارائه شده است. جهت تعیین فازهای مثبت و منفی نمایه‌ها، مقادیر بین $+0.5$ و -0.5 به عنوان فاز خنثی، بین $+0.5$ تا $+1$ فاز مثبت بسیار ضعیف، و -0.5 تا -1 فاز منفی بسیار ضعیف، $+1$ تا $+2$ فاز مثبت ضعیف، -1 تا -2 فاز منفی ضعیف، $+2$ تا $+3$ فاز مثبت قوی، -2 تا -3 فاز منفی قوی و بیش از $+3$ و -3 به ترتیب به عنوان فازهای مثبت و منفی بسیار قوی در نظر گرفته شد. در «ژانویه ۱۹۷۲» که در وردسپهر میانی، شرایط چرخندی در منطقه شمالگان ضعیف و مراکز تاوه قطبی به سمت عرض‌های میانی جابه‌جا شده است، AO و NAM با مقادیری نزدیک به هم در فاز خنثی قرار گرفته‌اند. با ضعیف شدن شرایط چرخندی در منطقه شمالگان و شکل‌گیری پشته و ناوهای با دامنه‌ی نه‌چندان بلند، تبادل نصف‌النهار در منطقه شمال اقیانوس اطلس و اوراسیا برقرار و منجر به ضعیف شدن بادهای غربی در این منطقه شده است. با جابه‌جا شدن مرکز واپرخندی شمال اروپا به سمت جزیره ایسلند و رانده شدن مرکز چرخندی به جنوب غرب اروپا و غرب دریای مدیترانه، شیو ارتفاعی در جهت نصف‌النهار افزایش یافته و نمایه NAO در فاز خنثی قرار گرفته است. تقویت کم‌فشار ایسلندی در سطح زمین و گسترده‌گی آن، با وضعیت نمایه NAO، هماهنگی داشته است. قرار گرفتن مرکز واپرخندی قوی و گسترده بر فراز منطقه شمال اقیانوس آرام، که با پس‌راندن مرکز تاوه قطبی از این منطقه در وردسپهر میانی و ضعیف شدن چشمگیر کم‌فشار آلئوسین در سطح زمین همراه بوده، فاز

منفی قوی از نمایه PNA نمایان کرده است. قرار گرفتن ناوه و پشته وردسپهری به ترتیب بر فراز غرب و شرق آمریکای شمالی، نشانگر چنین شرایطی است. در «فرین ۱۹۷۲» با وجود افزایش نمایه NAM نسبت به «ژانویه ۱۹۷۲»، همچنان در فاز خنثی قرار داشته درحالی‌که نمایه‌های AO و NAO به میزان قابل توجهی تقویت شده و به ترتیب در فازهای مثبت قوی و مثبت ضعیف قرار گرفته‌اند. بنابراین با وجود جابه‌جاشدن تاوه قطبی از منطقه شمالگان، همچنان فشردگی و انسجام خود را حفظ کرده است. رودباد وردسپهری در هر دو نیمکره، به‌ویژه در نیمکره شرقی، ضعیف و گسسته شده و واپرخندهای شمال غرب اروپا و شمال آرام به سمت شمالگان پیشروی کرده‌اند. به واسطه قدرت عمل کمتری که واپرخند شمال آرام نشان داده، از شدت فاز منفی PNA نسبت به «ژانویه ۱۹۷۲» کاسته شده است. بنابراین با پیشروی شمال‌سوی واپرخند شمال غرب اروپا و قدرت بیشتر آن نسبت به واپرخند آرام، ساختارهای دوقطبی چرخندی و واپرخندی پدیدار شده در نیمکره شرقی از نمود بهتری برخوردار بوده‌اند. نتیجه چنین شرایطی، پیدایش سامانه‌های بن‌دال شکافته شده و امگا در بخش اروپایی-اطلس بوده است. در «ژانویه ۱۹۸۸»، با ایجاد شدن مرکز چرخندی بر فراز شمالگان و تقویت چرخند جنوب ایسلند و شیو ارتفاعی نصف‌النهار در شمال اقیانوس اطلس در تراز میانی جو و مراکز کم‌فشار ایسلندی و شمالگان در سطح زمین، فازهای مثبت بسیار قوی از نمایه AO، مثبت بسیار ضعیف از NAO و خنثی از NAM پدیدار شده است. نتیجه چنین وضعیتی، ایجاد شرایط خشک در منطقه مدیترانه و کاهش طغیان‌های هوای سرد قطبی به عرض‌های میانی است و با وجود هم‌فاز بودن AO و NAO، می‌بایست این شرایط تشدید شود و مرکز چرخندی فراز اطلس شمالی به شمال اروپا منتقل شود ولی به سبب ضعیف بودن NAO در فاز مثبت، مرکز چرخندی به عرض‌های جنوبی‌تر انتقال یافته و تا حدودی شرایط را در جنوب غرب اروپا و سواحل غربی دریای مدیترانه

تعدیل کرده است. در الگوی «فرین ۱۹۸۸»، شیو ارتفاعی و فشاری نصف‌النهاری در مقایسه با «ژانویه ۱۹۸۸» کاهش نشان داده و بدین سبب AO در فاز مثبت بسیار ضعیف قرار گرفته و از شدت NAO نیز تا حدی کاسته شده است. همچنین، هم‌فاز بودن سه نمایه AO، NAM و NAO، بر شدت اثرگذاری آنها افزوده است. نمایه ج در «فرین ۱۹۸۸» نیز همانند «ژانویه ۱۹۸۸» در فاز خنثی قرار داشته است. شرایط گفته شده، نشانگر کشیده شدن تاوه قطبی از شمالگان به سمت شمال اقیانوس آرام بدون تقسیم شدن مراکز آن است. در «ژانویه ۲۰۰۸»، با قرار گرفتن مرکز اصلی تاوه قطبی و ردسپهری بر شمالگان، فاز مثبت AO، همسو با NAM نمایان شده که به سبب جابه‌جایی مراکزی از تاوه قطبی به عرض‌های میانی، از شدت کمی برخوردار بوده است. به واسطه تقویت شرایط چرخندی بر منطقه شمال اقیانوس اطلس و جابه‌جا شدن مرکز واپرخندی به شمال اروپا، شیو ارتفاعی نصف‌النهاری در این منطقه کاهش یافته است. کاهش شدت کم‌فشار ایسلندی نیز، سبب قرار گرفتن نمایه NAO در فاز مثبت بسیار ضعیفی شده و بنابراین تا اندازه‌ای شرایط برای سرد و خشک شدن اروپای شمالی و مرطوب شدن مدیترانه فراهم شده است. تقویت و گسترش واپرخند قوی بر فراز منطقه شمال اقیانوس آرام، سبب پس‌راندن تاوه قطبی از این منطقه شده که با ضعف کم‌فشار آلتوسین در سطح زمین همراه بوده است. شکل‌گیری این شرایط بر فراز منطقه

شمال اقیانوس آرام، سبب قرار گرفتن نمایه PNA در فاز منفی شده است.

در الگوی «فرین ۲۰۰۸»، تقویت مرکز واپرخندی واقع بر شمال و شمال‌غرب اروپا و گسترش آن تا غرب جزیره گرینلند و قرار گرفتن این مرکز واپرخندی در شمال مرکز چرخندی جنوب ایسلند، سبب افزایش شیو ارتفاعی و فشاری نصف‌النهاری بر منطقه شمال اقیانوس اطلس در مقایسه با «ژانویه ۲۰۰۸» شده و بدین سبب وضعیت نمایه NAO در فاز مثبت تقویت شده که در جهت تعدیل شرایط ناشی از فازهای خنثی در NAM و AO عمل کرده است. نمایه PNA نیز همانند «ژانویه ۲۰۰۸» در فاز منفی قرار داشته ولی به واسطه ضعیف شدن مرکز واپرخندی شمال اقیانوس آرام و قرار گرفتن مرکز تاوه قطبی بر منطقه شرق آرام-غرب آمریکای شمالی در و ردسپهر و تضعیف کم‌فشار آلتوسین و نیز چیرگی شرایط کم‌فشار سطح زمین بر فراز آمریکای شمالی، شدت کمتری نشان داده است. قرار گرفتن نمایه PNA در فاز منفی ضعیف و هم‌سو شدن آن با نمایه‌های NAM و AO، نشانه‌ای از گسترش تاوه قطبی بر فراز منطقه شمال اقیانوس آرام به شکل مرکز چرخندی گسترده‌ای است که تا سطح زمین امتداد یافته و به شکل کم‌فشار آلتوسین تقویت شده‌ای پدیدار شده که در پیوند با کم‌فشار شدت گرفته‌ی ایسلند، سبب چیرگی شرایط کم‌فشار بر منطقه شمالگان شده است.

جدول ۱. مقادیر میانگین نمایه‌های پیوندازدور در دوره‌های رخداد فرین برفی.

نمایه‌های پیوندازدور	میانگین نمایه‌ها در دوره‌های رخداد فرین برفی					
	۱۹۷۲		۱۹۸۸		۲۰۰۸	
	دوره رخداد	میانگین ژانویه	دوره رخداد	میانگین ژانویه	دوره رخداد	میانگین ژانویه
NAM	۰/۳۲۵	۰/۱۷۵	۱/۵	۰/۴۶۵	-۰/۰۹۳	۰/۶۰۷
AO	۲/۳۷۹	۰/۱۶۷	۰/۸۵۹	۳/۱۰۶	-۰/۴۹۶	۰/۸
NAO	۱/۰۶۱	-۰/۱۹	۰/۵۸۲	۰/۶۸	۱/۱۳۹	۰/۵۳
PNA	-۰/۸۱۸	-۲/۴۶	۰/۱۸۱	۰/۰۳	-۰/۷۰۰	-۱/۰۶

۵. بحث و بررسی

در پژوهش‌های پیشین به بررسی ارتباط میان تاوه قطبی و الگوهای پیوندازدور پرداخته شده است برای مثال، بالینگر و همکاران (۲۰۱۴)، ارتباط نمایه‌های AO، PNA و PDO را با جنوبی‌ترین عرضی که تاوه قطبی قرار گرفته، نشان داده‌اند. در پژوهش‌های انجام شده در ایران، ارتباط میان الگوهای پیونداز دور با بارش ایران بررسی شده است که از آن میان می‌توان به پژوهش انجام شده توسط حجتی و مسعودیان (۱۳۹۷) اشاره کرد که نتایج به‌دست آمده نشانگر احتمال رخداد بیشترین بارش ایران در شرایطی است که نمایه AO در فاز مثبت باشد. همچنین به نقش تاوه قطبی در رخداد برف ایران پرداخته شده است به‌طور نمونه، کاشکی (۱۳۹۲) رخدادهای برفی ایران را ناشی از قرارگیری ناوه حاصل از تاوه قطبی و یا سردچال برجای مانده از آن در نزدیکی و یا بر روی شمال‌غرب و غرب ایران دانسته است ولی در این پژوهش‌ها، تأثیرات هر یک از تاوه قطبی و الگوهای پیوندازدور بر رخدادهای بارش ایران به‌طور جداگانه بررسی شده است. ما در این پژوهش، وضعیت هر دو مؤلفه اشاره شده را به‌طور همزمان و در سه دوره از رخدادهای فرین برفی ایران با استفاده از الگوهای ترکیبی در مقیاس‌های نیمکره‌ای، همدید و گستره ایران، مورد واکاوی قرار دادیم. با واکاوی مقایسه‌ای سه دوره رخداد مورد بررسی به این نتایج دست یافتیم که نمایه NAM، شدت و ضعف تاوه قطبی را نمایان کرده به‌طوری‌که «فرین ۱۹۸۸» با قرار گرفتن در فاز مثبت و دارا بودن بیشترین مقدار این نمایه در مقایسه با دو رخداد دیگر، تاوه قوی‌تری را پدیدار کرده و شارش‌های نصف‌النهار از شدت کمتری برخوردار بوده است. نمایه AO نشان دهنده تمرکز و انسجام تاوه بوده و با نمایان کردن فاز مثبت قوی در «فرین ۱۹۷۲»، تاوه متمرکزتری را در مقایسه با تاوه‌های کشیده در «فرین ۱۹۸۸» و «فرین ۲۰۰۸» نشان داده به‌طوری‌که با وجود جابه‌جایی از منطقه شمالگان به عرض‌های پایین‌تر، همچنان انسجام خود را حفظ کرده است. گسستگی بیشتر

رودباد در نیمکره شرقی و کشیده‌شدن استواسوی پربند معرف تاوه قطبی و افزایش پیشروی و اچرخند شمال‌غرب اروپا به سمت شمالگان، سبب کژریختی تاوه قطبی و ردسپهری نسبت به حالت تقارن زناری و در نتیجه، شکل‌گیری سامانه‌های بندالی در بخش اروپایی-اطلس شده است. افزایش قدرت و اچرخند شمال‌غرب اروپا نسبت به و اچرخند شمال آرام، با فازهای منفی بسیار ضعیف نمایه PNA در رخدادهای «فرین ۱۹۷۲» و «فرین ۲۰۰۸» و فاز خنثی در «فرین ۱۹۸۸» نمایان شده است. وضعیت نمایه NAO نیز نشانگر پیدایش سامانه در بخش اروپایی-اطلس بوده است، به‌طوری‌که در رخدادهای «فرین ۱۹۷۲» و «فرین ۲۰۰۸» که نمایه موردنظر در فاز مثبت قرار گرفته، سامانه‌های بندالی ترکیبی و مراکز سردچال جوی در مقایسه با بندال امگا در «فرین ۱۹۸۸» شکل گرفته‌اند. در «فرین ۱۹۷۲»، بندال‌های شارش شکافته و امگا و در «فرین ۲۰۰۸» بندال‌های امگا، رکس و کم‌ارتفاع بریده در بخش اروپایی-اطلس پدیدار شده است.

در «فرین ۱۹۷۲»، با شکل‌گیری سامانه‌های بندالی ترکیبی شارش شکافته و امگا در بخش اروپایی-اطلس، تأثیر شارش‌های شاخه شمالی بندال بر نیمه شمالی ایران و نیز قرارگرفتن سردچال جوی با هسته سرد در محدوده خزر-آرال، سبب فرارفت‌های هوای سرد و تاوایی مثبت در نیمه شمالی ایران شده است. بنابر چنین شرایطی و کشیده شدن پربند معرف تاوه قطبی تا میانه ایران در و ردسپهر میانی و نفوذ زبانه‌های سیبری در سطح زمین، چیرگی هوای سرد را بر فراز نیمه‌های شمالی و غربی ایران به دنبال داشته است. مناطق برفی، بین پربندهای هم‌ضخامت ۵۲۰ و ۵۳۰ ژئوپتانسیل دکامتر قرار داشته‌اند. رطوبت جوی این مناطق از شارش‌های چرخند مدیترانه تأمین شده که مرکز بیشینه آن در شمال استان گیلان قرار داشته است. مراکز بیشینه امگا و پیچانه منفی و ردسپهری نیز به‌ترتیب در نیمه‌های شمالی و غربی ایران، به‌عنوان عوامل اصلی صعود هوا و ایجاد ناپایداری در مناطق رخداد فرین برفی عمل

کرده‌اند. در «فرین ۱۹۸۸» که شدت کمینه‌های دمای کمتر از «فرین ۱۹۷۲» بوده، بیشترین پیشروی پریند هم‌دمای صفر درجه بر فراز دریای خزر بوده و بدین سبب برف فرین در سواحل شمالی دریای خزر رخ نداده است. در وردسپهر میانی، با شکل‌گیری سامانه بندال امگا در بخش اروپایی-اطلس و قرارگرفتن شمال‌غرب و غرب ایران در منطقه واگرایی بالایی ناوه شرقی آن، شارش‌ها در نیمه غربی ایران به شکل نصف‌النهار نمایان شده است. افزایش میزان فرارفت تاوایی مثبت در منطقه شرق دریای مدیترانه و نیمه غربی ایران، نشانگر تقویت چرخندزایی و صعود در این منطقه بوده است. پریند معرف تاوه قطبی که به‌طور مورب از شمال‌شرق تا جنوب‌غرب ایران گذر کرده، مناطق شمالی، شمال‌غربی و غرب ایران را پوشش داده است. مناطق برفی در محدوده پریندهای هم‌ضخامت ۵۲۵ و ۵۳۵ ژئوپتانسیل دکامتر قرار داشته‌اند. مجموع رطوبت‌ویژه وردسپهری و آب‌بارش‌شو در نیمه شمالی بیشتر از نیمه غربی بوده است. با قرارگرفتن مرکز بیشینه امگای منفی بر فراز منطقه غرب‌میانی تا جنوب‌غربی ایران، شارش بادهای غربی به‌شکل نصف‌النهار پدیدار شده است. پیچانه منفی شدید، بر تمام پهنه ایران چیرگی یافته که مرکز بیشینه آن، از شمال‌شرق تا جنوب ایران کشیده شده است. در فرین ۲۰۰۸ در مقایسه با فرین ۱۹۷۲ و «فرین ۱۹۸۸» پرفشار سبیری با مرکز قوی‌تری در منطقه شمال دریای خزر پدیدار شده و پریند هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد پیشروی جنوب‌سوی بیشتری به سمت ایران داشته است. در وردسپهر میانی، الگوی ترکیبی از بندال‌های امگا، رکس و کم‌ارتفاع بریده پدیدار شده است. به‌واسطه قرارگرفتن دو مرکز سردچال جوی یکی در شرق دریای خزر و دیگری در مرز غربی ایران، تاوایی مثبت در مناطق مرکزی ایران افزایش یافته و مرکز بیشینه‌ای از آن بر فراز منطقه جنوب‌غربی ایران شکل گرفته است. پریند معرف تاوه قطبی با پیشروی استواسوی بیشتر نسبت به دو رخداد دیگر، تا نیمه جنوبی ایران

کشیده شده است. از نظر ضخامت جوی نیز مناطق برفی بین پریندهای هم‌ضخامت ۵۲۵ و ۵۴۰ ژئوپتانسیل دکامتر قرار داشته‌اند. به‌واسطه شکل‌گیری سردچال جوی، کمترین مقادیر رطوبت در سواحل شمالی دریای خزر پدیدار شده و هسته بیشینه رطوبت وردسپهری، با مقدار بیش از ۷۰ گرم‌برکیلوگرم بر فراز جنوب‌غرب ایران و کوهرنگ قرار داشته است. بیشترین مقدار امگای منفی بر فراز شهرهای بیرجند، مشهد و همدان شکل گرفته و به سبب انطباق بر منطقه واگرایی زیرین ناوه ارتفاعی، شرایط صعود هوا و ناپایداری در این مناطق فراهم شده است. شکل‌گیری پیچانه منفی بر پهنه ایران، به چیرگی هوای ناپایدار و جو کژفشار بر فراز ایران منجر شده و شرایط دینامیکی را برای صعود هوا فراهم کرده است. در مناطقی که مقدار امگای منفی نقشی در صعود و ناپایداری هوا نداشته از تأثیر پیچانه تراز میانی جو برخوردار بوده‌اند و در مناطقی که از تأثیر امگای منفی بهره‌مند بوده، پیچانه وردسپهری به تشدید شرایط دینامیکی لازم برای رخداد برفی کمک کرده است.

۶. نتیجه‌گیری

بنابر یافته‌های پژوهش، نمایه NAM، قدرت مرکز تاوه قطبی و نمایه AO، شکل تاوه را از نظر متمرکز ویا کشیده بودن آن نشان داده‌اند. همچنین، نمایه PNA، با قدرت واچرخندهای شمال‌غرب اروپا و شمال اقیانوس آرام در ارتباط بوده که به‌واسطه کشش شمال‌سو و در نتیجه، انحراف ناوه‌های امتداد یافته از تاوه از راستای محوری‌شان، در شکل‌گیری سامانه‌های بندالی نقش داشته است. نمایه NAO نیز نمایانگر پیدایش سامانه‌های بندالی در بخش اروپایی-اطلس بوده است. در نتیجه، با توجه به این که شرایط دینامیکی لازم برای هر سه دوره رخداد مورد بررسی، به‌واسطه پدیدار شدن الگوهای بندالی ناشی از ضعیف‌شدن و کژریختی تاوه قطبی و گسستگی رودباد وردسپهری در نیمکره شرقی و به‌ویژه در

مراجع

چهره‌آرا ضیابری، ت.، ۱۳۹۵، رابطه بارش فصل پاییز سواحل خزر جنوبی با مراکز فعال اتمسفری و شاخص‌های دور پیوندی، رساله دکتری آب‌وهوا شناسی دانشگاه خوارزمی، ایران.

حجتی، ز و مسعودیان، س.ا.، ۱۳۹۷، واکاوی پیوند میان نوسان شمالگان و رخداد بارش در ایران، م. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۵۰، ۳، ۵۵۷-۵۹۱.

حسن‌زاده، م.، مفیدی، ع و دوستان، ر، ۱۳۹۷، بررسی

نقش تاوه قطبی جابه‌جا شده بر بارش ایران: مطالعه

موردی دسامبر ۲۰۰۵، دومین کنفرانس ملی

آب‌وهواشناسی، ایران.

شامحمدی، ز.، ۱۳۹۳، تأثیر فازهای مختلف نوسان اطلس شمالی بر سامانه‌های بارش‌زای زمستانه ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد آب‌وهوا شناسی دانشگاه زنجان، ایران.

کاشکی، ع.، ۱۳۹۲، نقش تاوه قطبی در بارش برف در ایران، رساله دکتری اقلیم شناسی دانشگاه اصفهان، ایران.

علی‌دادی، م.، ۱۳۸۹، نقش تاوه قطبی در تعیین نوع و مقدار بارش در غرب‌میانی ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه تهران، ایران.

Balinger, T. J., Alen, M. J. and Rohli, R. V., 2014, Spatiotemporal analysis of the January Northern Hemisphere circumpolar vortex over the contiguous United States. *Geophysical Research Letters*. Vol. 41. 3602-3608.

Barros, V., Stocker, T. F., Qin, D., Dokken, D. J., Ebi, K. L., Mastrandrea, M. D., Mach, K. J., Plattner, G. K., Allen, S. K., Tignor, M. and Midgley, P. M., 2012, IPCC. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. pp. 1-581 Available from Cambridge University Press, The Edinburgh Building, Shaftesbury Road, Cambridge CB2 8RU ENGLAND, 582 pp. Available from June 2012.

Beerli, R. and Grams, Ch. M., 2019, Stratospheric modulation of the large-scale circulation in the Atlantic-European region and its implications for surface weather events. *Q J R Meteorol Soc*. Vol. 145. 3732-3750.

بخش اروپایی-اطلس فراهم شده، چنین نتیجه‌گیری می‌شود که ارتباط مستقیمی میان ایجاد شرایط لازم برای رخداد‌های فرین برفی مورد بررسی، نخست با نمایه NAO و سپس PNA وجود داشته است درحالی‌که ارتباط این رخدادها با نمایه‌های NAM و AO به شکل غیرمستقیم بوده است.

یافته‌های این پژوهش که هم‌سو با نتایج پژوهش‌های پیشین (همانند علی‌دادی، ۱۳۸۹ و کاشکی، ۱۳۹۲) در زمینه تأثیرگذاری تاوه قطبی بر وضعیت بارش ایران است، از دو جهت با آنها تفاوت دارد؛ به‌طوری‌که از یک‌سو، به جای رخداد‌های برفی، رخداد‌های فرین برفی را موردنظر قرار داده و از سوی دیگر، افزون‌بر نقش تاوه قطبی، وضعیت الگوهای پیوندازدور را نیز در ارتباط با الگوهای هم‌دید منجر به برف فرین در قلمرو ایران مورد واکاوی قرار داده است. بنابراین به‌طور خلاصه، ارائه نگرشی جامع‌نگر و تلفیقی در واکاوی الگوهای جوی منجر به رخداد‌های برف فرین ایران در ارتباط با وضعیت‌های تاوه قطبی و نمایه‌های پیوندازدور از یک‌سو و بررسی این الگوها در بازه زمانی چند-روزه و در مقیاس‌های نیمکره‌ای، هم‌دید و قلمرو ایران از سوی دیگر، به‌عنوان مهم‌ترین دستاورد این پژوهش به‌شمار می‌رود.

Bednorz, E., 2008, Synoptic reasons for heavy snowfalls in the Polish-German lowlands. *Theor. Appl. Climatol*. Vol. 92. 133-140.

Bednorz, E., 2014, Synoptic Study of the Heaviest Snowfalls in Poznan Since 1960/61 TO 2009/2010. *ACTA CLIMATOLOGICA ET CHOROLOGICA*. 7-16.

Blanchet, J., Marty, C. and Lehning, M., 2009, Extreme value statistics of snowfall in the Swiss Alpine region. *Water Resource*. Vol. 45. W05424, doi:10.1029/2009WR007916.

Feldstein, S. B. and Franzke, C. E., 2017, Atmospheric Teleconnection Patterns. *Max-Planck-Institute Meteorologie*. 54-104. <https://www.cambridge.org/core/terms>. <https://doi.org/10.1017/9781316339251.004>

Kolstad, E. W., Breiteig, T. and Scaife, A. A., 2010, The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere. *Q. J.*

- R. Meteorol. Soc. Vol. 136. 886-893.
- Lute, A. C. and Abatzoglou, J. T., 2014, Role of extreme snowfall events in interannual variability of snowfall accumulation in the western United States. *Water Resources Research*. Vol. 50. 2874-2888.
- Morin, J., Block, P., Rajagopalan, B. and Clark, M., 2008, Identification of large scale climate patterns affecting snow variability in the eastern United States. *International Journal of Climatology*. Vol. 28. 315-328.
- Seager, R., Kushnir, Y., Nakamura, J., Ting, M. and Naik, N., 2010, Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/2010. *Geophysical Research Letters*. Vol. 37. 1-6.
- Esteban, P., Jones, P. D., Martin-Vide, J. and Mases, M., 2005, Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology*. Vol. 25. 319-329.
- Sun, J., Wang, H., Yuan, W. and Chen, H., 2010, Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 115. 1-8.
- Wen, Ch. and Ke, W., 2009, Interannual Variability of the Winter Stratospheric Polar Vortex in the Northern Hemisphere and Their Relations to QBO and ENSO. *Advances in Atmospheric Sciences*. Vol. 26. 855-863.

Comparative analysis of extreme snowfall events in Iran with emphasis on the position of the tropospheric polar vortex and teleconnection patterns (NAM, AO, NAO, PNA) (case study: January)

Alidadi, M.^{1*} and Alijani, B.²

1. Ph.D. Graduated, Department of Physical Geography, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

(Received: 6 March 2021, Accepted: 4 Oct 2022)

Summary

According to the complexity of planetary-scale mechanisms affecting extreme snowfall events, the necessity of recognizing and studying the effective components of these climatic mechanisms are presented. Due to the role of the polar vortex of northern hemisphere in tropospheric variability in winter and also, in variability of the structure of the teleconnection patterns on intensity and weakness of the polar vortex, revealing the mechanism of impact of the two mentioned components on synoptic patterns leading to extreme snowfall events in Iran was considered in this study. According to the environmental approach in this study, first the snowfall days were identified and the atmospheric circulation patterns related to these days were investigated. For this purpose, daily data on rainfall and winter temperature (December-March) of fifty Iranian synchronous stations in the statistical period 1951-2016 were received from the Meteorological Organization of Iran. Atmospheric data and teleconnection indices were also obtained from the NCEP / NCAR. Finally, five periods were identified, during which snowfall was recorded in at least six stations and their average snowfall reached more than 20 mm. Of these event periods, which were in January and February, three periods related to January were examined in this study, which occurred in 1972, 1988 and 2008. In the second stage, atmospheric patterns were drawn in combination and for the average of the event periods, in three scales of hemisphere, synoptic and expanse of Iran, in the GrADSsystem. Then, the amount and status of the teleconnection indices including: NAM, AO, NAO and PNA were analyzed in the period of extreme snowfall events. The emphasis of this study is on the effect of mid-tropospheric conditions in terms of altitude, temperature and altitude on snowfall events in Iran, while the patterns of pressure and temperature of the earth's surface and the humidity of the lower troposphere have also been considered. In hemispheric-scale combined patterns, the emphasis has been on showing the status of the tropospheric polar vortex in relation to teleconnection indices. In the third step, by doing a combined analysis, the effect of polar vortex on the change in teleconnection indices and their effectiveness on the formation of synoptic patterns leading to extreme snowfall events in Iran was revealed. According to the research findings, the NAM index, the strength of the center of the polar vortex and the AO index have shown the shape of the vortex in terms of its concentration or elongation. The PNA index has also been associated with the strength of northwestern Europe and the North Pacific anticyclones, which have contributed to the formation of blocking systems due to the northward deflection of the extending trough of polar vortex from their axial direction. The NAO index also represents the emergence of systems in the Euro-Atlantic section. The results showed that the necessary dynamic conditions for all three events have provided the emergence of blocking patterns due to weakening and distortion of the polar vortex. These events are often associated with disconnection of jet stream in the Eastern Hemisphere, especially in the Euro-Atlantic area. Hence, NAO and PNA indices, directly and NAM and AO indices indirectly affected the conditions required for extremesnowfall events in Iran.

Keywords: extreme snowfall events, polar vortex, teleconnection patterns, blocking systems, Iran.

* Corresponding author:

am.alidadi26@gmail.com