

تحلیل آماری - همدیدی امواج سرمایشی و فراگیر شمال غرب ایران

مهدی دوستکامیان - دانشجوی دکتری تغییرات آب‌وهوایی و استاد مدعو گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان

مسعود جلالی* - استادیار گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان

الهمراد طاهریان‌زاد - دانشجوی کارشناسی ارشد آب‌وهواشناسی سینوپتیک گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۹/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۱۹

چکیده

هدف از این پژوهش تحلیل الگوهای همدیدی تداوم سه‌روزه امواج سرمایشی شمال غرب ایران طی دهه‌های اخیر است. برای اجرای آن، از داده‌های میانگین دمای روزانه ۴۴ ایستگاه همدیدی شمال غرب طی بازه زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۰ استفاده شد. داده‌های دمای روزانه به کمک روش درون‌یابی فضایی کریجینگ و با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی محیط نرم‌افزار Matlab در یاخته‌هایی با ابعاد ۱۵×۱۵ کیلومتر درون‌یابی شد و سرانجام ۵۰۸۲ یاخته به‌دست آمد. سپس، با استفاده از آستانه تعریف‌شده، ۱۱۹۶ روز سرد انتخاب شد و با استفاده از روش ادغام وارد (draw) برنامه خوشه‌بندی پراکندگی روزهای به‌دست‌آمده به چهار الگو تقسیم شد و نتایج آن در نرم‌افزار Surfer ترسیم گردید. نتایج این الگوها نشان داد بیشتر سرماهای فراگیر شمال غرب بر اثر شکل‌گیری الگوی پرفشار سیبری در سطح زمین ایجاد شده است. نحوه آرایش دو سامانه پرفشار سیبری و پرفشارهای مهاجر غربی نقش بسیار مهمی در هدایت هوای سرد عرض‌های شمالی به سمت شمال غرب ایفا کرده‌اند. در بیشتر الگوها مهم‌ترین پدیده و عامل اصلی وقوع سرما استقرار ناوه عمیق بر روی منطقه است. در بقیه موارد قرارگیری کم‌فشار جنب قطبی در مناطق شمالی اروپا و روسیه موجب شده هوای سرد قطبی به سمت عرض‌های پایین‌تر و شمال غرب حرکت کند.

کلیدواژه‌ها: امواج سرمایشی، تحلیل آماری - بویشی، تحلیل خوشه‌ای، تحلیل همدیدی، شمال غرب ایران.

مقدمه

مقداری از انرژی تابشی خورشید به وسیله عوارض سطح زمین جذب و به انرژی حرارتی تبدیل می‌شود. این انرژی به شکل «دما» یا درجه حرارت جلوه می‌کند (کاویانی و علیجانی، ۱۳۹۱). شرایط کلی دما تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است و عوامل دیگری مانند پهنه‌های آبی و پوشش‌های سطحی زمین، که از آن‌ها با عنوان «عوامل محلی» یاد می‌شود، در شکل‌گیری ساختار دمای هر مکان نقش دارند (مسعودیان، ۱۳۹۰، الف). یکی از حالت‌های ویژه دمایی که در آن مقادیر فرین دمای حداقل مشاهده می‌شود امواج سرما است (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۲، ب). با توجه به گردش عمومی جو در نیمکره شمالی، موقعیت ایران به گونه‌ای است که در دوره سرد سال از توده‌های هوایی گوناگون تأثیر می‌پذیرد (امام هادی و علیجانی، ۱۳۸۳). یکی از عوامل مهم آب‌وهوایی که در این دوره در بیشتر مناطق کشور بروز می‌کند پدیده سرما و یخبندان است (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۹). در این میان، منطقه شمال غرب کشور از مناطق بسیار سرد محسوب می‌شود و رخداد سرماهای شدید همیشه سبب خسارات فراوان در این منطقه شده‌اند (علیجانی و هوشیار، ۱۳۸۷). بر این

اساس، مطالعه الگوهای ایجادکننده امواج سرمایی فراگیر می‌تواند به افزایش آگاهی ما از رفتار این پدیده اقلیمی کمک شایانی کند. به طور کلی، در بررسی علل بروز سرما و یخبندان‌ها به دو نوع از آن می‌توان اشاره کرد (عزیزی، ۱۳۸۳): الف) سرما و یخبندانی که ریشه در داخل منطقه دارد و به طور عمده به دلیل تابش موج بلند در شب‌های صاف و همراه با بیلان منفی تابش زمین در هوای پایدار بروز می‌کند (سرما یا یخبندان تابشی)؛ ب) سرمای ناشی از عبور یا هجوم هوای سرد یا متحرکی که منشأ آن به طور عمده در خارج از منطقه است (سرما یا یخبندان فرارفتی). از این جهت یکی از راه‌های شناسایی الگوهای مؤثر بر امواج سرما تحلیل سینوپتیکی - همدیدی است. اقلیم‌شناسی همدید علمی است که رابطه میان گردش‌های جوی را با محیط سطحی یک منطقه بررسی می‌کند. این علم به نوعی اقلیم‌شناسی کاربردی محسوب می‌شود، زیرا انگیزه مطالعات همدید روشن‌ساختن چگونگی تأثیر تغییرات گردش‌های جوی بر سطح زمین، یعنی زیستگاه‌های جوامع بشری، است (یارنال، ۱۳۹۰). شواهد زیادی حاکی از نقش فعالیت‌های انسان بر تغییرات دما به‌ویژه توزیع رخداد‌های فرین دمایی وجود دارد (کلاین و همکاران، ۲۰۰۵؛ استوت و همکاران، ۲۰۰۴). در تحقیقات بسیار گسترده و مختلفی به تحلیل همدیدی امواج سرمایی و روزهای فرین سرد پرداخته شده است. از باب مثال می‌توان به جین‌هو و همکاران (۲۰۰۸) و اشکرافت و همکاران (۲۰۰۹) اشاره کرد. در این تحقیقات، برخی تغییرات روند (بلندمدت) دمایی را عاملی مؤثر دانسته‌اند (واتکینز، ۱۹۹۱). در ارتباط با این تغییرات دمایی صورت‌گرفته در الگوهای جهانی دمای متوسط کره زمین، تحقیقاتی (سانتر و همکاران، ۱۹۹۵؛ جونز و هگزل، ۱۹۹۸) ارائه شد. برخی از نتایج افزایش متوسط دمای جهانی و منطقه‌ای را نشان داده‌اند (گیل و وارنر، ۱۹۹۱؛ اشلسینگر و رامندکوتی، ۱۹۹۴). در ایران، قویدل رحیمی (۱۳۸۹) و شاهرخوندی و همکاران (۱۳۸۶) الگوهای فرارفت دمایی را در رخداد سرمای شدید و دماهای فرین کشور مؤثر دانستند. اخیراً، با وقوع آشفته‌گی‌های اقلیمی، یکی از مهم‌ترین بلاهای اقلیمی که جوامع بشری و خصوصاً مناطق مختلف کشورمان را تهدید می‌کند امواج سرما و یخبندان‌های شدید است که در برخی سال‌ها مناطق وسیعی از کشور را در بر می‌گیرد (کریمی و همکاران، ۱۳۹۱). با توجه به این تغییرات، در ارزیابی الگوهای همدیدی امواج سرما و یخبندان‌های بهاری (گندمکار، ۱۳۸۷؛ علیجانی و براتی، ۱۳۷۵) و یخبندان‌های دیرس و زودرس (اسماعیلی و خسروی، ۱۳۸۶؛ خلجی، ۱۳۸۷) پژوهش‌هایی انجام یافته است. همچنین، علیجانی و قویدل رحیمی (۱۳۸۴) تغییرات دمای سالانه تبریز را با استفاده از روش‌های رگرسیون خطی و شبکه‌های عصبی مصنوعی و میرموسوی و بابایی (۱۳۹۰) مطالعه توزیع زمانی - مکانی احتمال وقوع یخبندان در استان زنجان را و جهان‌بخش اصل و باباپور (۱۳۸۲) با استفاده از مدل آریماء، میانگین دمای ماهانه ایستگاه تبریز را با سطح اطمینان ۹۵ درصد تا سال ۲۰۱۰ پیش‌بینی کردند. با توجه به آنچه مطرح شد، هدف از این مطالعه تحلیل آماری و سینوپتیکی موج‌های سرمای شمال غرب ایران است.

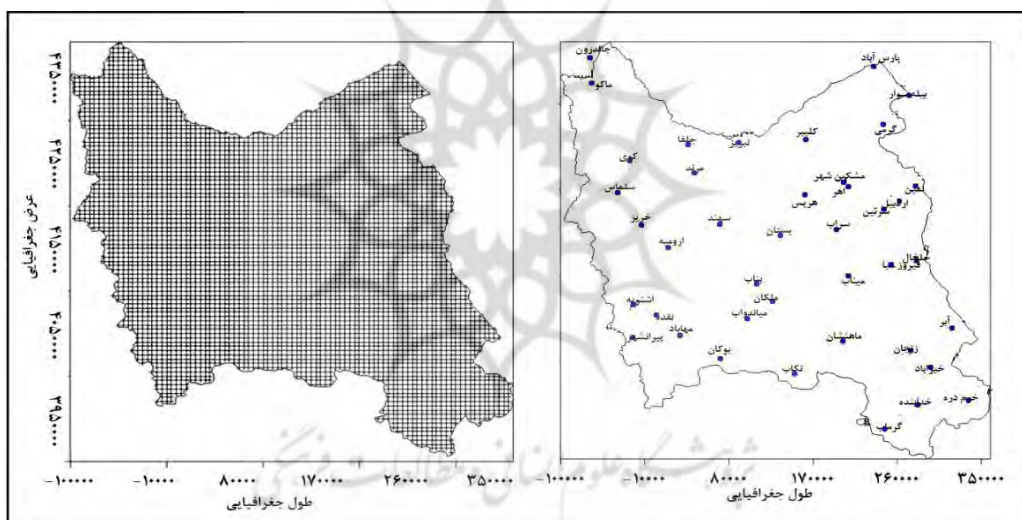
مواد و روش

در این مطالعه به منظور بررسی و تحلیل الگوهای همدیدی امواج سرمایشی شمال غرب کشور دمای کمینه ۴۲ ایستگاه سینوپتیکی از سازمان هواشناسی کشور استخراج شده است. در این پژوهش ایستگاه‌هایی انتخاب شده‌اند که بیشترین طول دوره آماری را دارند. پس از مرتب‌سازی، کنترل کیفی داده‌ها، آزمون کفایت ایستگاه‌ها، و انتخاب سال پایه ۱۹۸۰ برای میان‌یابی داده‌ها با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی به روش کریجینگ دمای حداقل میان‌یابی شده است. در این رویه ماتریسی به ابعاد 42×365 برای متغیرها در هر سال تشکیل شد. بعد از اجرای مراحل میان‌یابی، در نهایت ماتریسی به ابعاد 11323×5082 برای یک دوره آماری سی‌ساله تشکیل شد و به عنوان پایگاه داده‌ای در مرحله بعد از آن استفاده شد. پس از تشکیل پایگاه داده‌ها، اقدام به استخراج امواج سرمایشی شده است. بیشتر پژوهشگران در مطالعات خود برای مطالعه امواج سرمایشی آستانه‌های صدکی ۱۰، ۵، و ۱ را معرفی کرده و از آن بهره‌جسته‌اند (دارند، ۱۳۹۳). علیجانی و هوشیار در بررسی‌های موج‌های سرمای شمال غرب بر اساس نمره استاندارد Z عمل کردند؛ به این ترتیب که هر روزی

که نمره استاندارد آن کمتر و مساوی با $1/2$ - باشد به عنوان روز سرد انتخاب کردند. در این مطالعه روزی به عنوان موج سرمایی انتخاب شد که:

۱. نمره استاندارد آن کمتر از $1/2$ - باشد.
۲. دارای پیوستگی مکانی باشند.
۳. گستره مکانی ۵۰ درصد پوشش داشته باشد.
۴. حداقل دو روز توالی داشته باشد.

بعد از اجرای شرطهای موردنظر، روزهای همراه با امواج سرمایی برای پهنه شمال غرب ایران شناسایی شده است. بعد از اجرای طبقه بندی بر روی داده های فشار تراز دریا، محل مناسب برای برش و تعیین روزهای نماینده مشخص شد. بدین منظور، با استفاده از اسکریپت نویسی در محیط متلب همبستگی بین نقشه های روزهای مختلف هر طبقه (۲ تا ۶ گروهی) با ضریب ۰/۵ محاسبه شد. سپس، به منظور تحلیل دقیق تر موج های سرمای شمال غرب ایران، سایر کمیت های دینامیکی از جمله وزش دمایی، همگرایی و واگرایی جو، بادهای غالب نصف النهاری محاسبه، بررسی، و تجزیه و تحلیل شد. از آنجا که بیشتر اغتشاشات جوی در ترازهای میانی جو رخ می دهد، برای شناسایی عوامل دخیل در ایجاد امواج سرمایی در سطوح پایین و میانی جو کلیه این موارد در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال محاسبه شده است.



شکل ۱. توزیع پراکندگی ایستگاه های مورد مطالعه

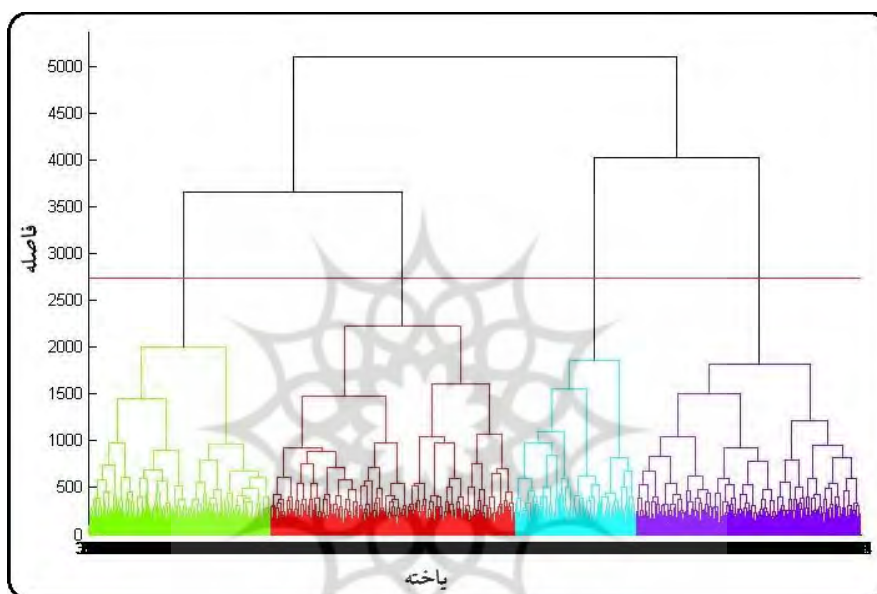
یافته ها

با هدف شناسایی سامانه های جوی توأم با امواج سرمایی زمستانی در شمال غرب کشور، نخست یک تحلیل خوشه ای بر روی داده های فشار تراز دریا در ۱۱۹۶ روز همراه با سرمای فراگیر انجام شد. با اجرای این فرایند، که بر اساس روش فاصله اقلیدسی و روش ادغام وارد بر روی ماتریس داده های فشار تراز دریا با ابعاد 1196×5082 انجام شد، در نهایت چهار الگو به شرح جدول ۱ شناسایی شد.

جدول ۱. مشخصات الگوهای امواج سرمایشی شمال غرب ایران بر اساس تحلیل خوشه ای

نام گروه	تعداد روز	تاریخ روز نماینده به شمسی	میانگین دمای حداقل
کمربند کم فشار غرب روسیه و شمال اروپا- پرفشار شرق ترکیه	۳۱۰	۱۳۸۰/۱۱/۴	-۴٫۵
پرفشار شرق اروپا	۳۳۵	۱۳۶۷/۱۱/۲۹	-۶٫۸
پرفشار عظیم شرق اروپا- کم فشار سودان	۲۹۷	۱۳۸۰/۱۰/۲۱	-۳٫۱
پرفشار سیبری- کم فشار اروپا	۲۵۴	۱۳۶۶/۹/۸	-۲٫۵

دارنمای حاصل از این فرایند در شکل ۲ ارائه شده است. بر اساس شکل ۲، نقشه‌های فشار تراز دریا برای روزهای نماینده گروه‌های مختلف (۲ تا ۶ گروهی) در سطح همبستگی ۰/۵ ترسیم شد. سپس، با مقایسه نقشه‌های روزهای نماینده اعضای هر یک از گروه‌ها و از طریق روش آزمون و خطا محل مناسب برای برش نمودار و انتخاب تعداد گروه‌بندی مناسب برای استخراج الگوها مشخص شد. با توجه به بررسی‌های انجام‌شده، تقسیم‌بندی چهارگروهی برای ادامه مراحل پژوهش مناسب تشخیص داده شد و روزهای نماینده هر گروه نیز تعیین شد که تاریخ و مشخصات این روزها در جدول ۱ درج شده است. بر اساس جدول ۱، در ستون چهارم بیشترین تعداد روزهای همراه با موج سرمای فراگیر ۳۳۵ روز است و کمترین تعداد این روزها ۲۵۴ روز است که متعلق به گروه چهارم است. همان‌گونه که نمایان است، اختلاف تعداد روزها در گروه‌های مختلف تداوم دوروزه چندان زیاد نیست.

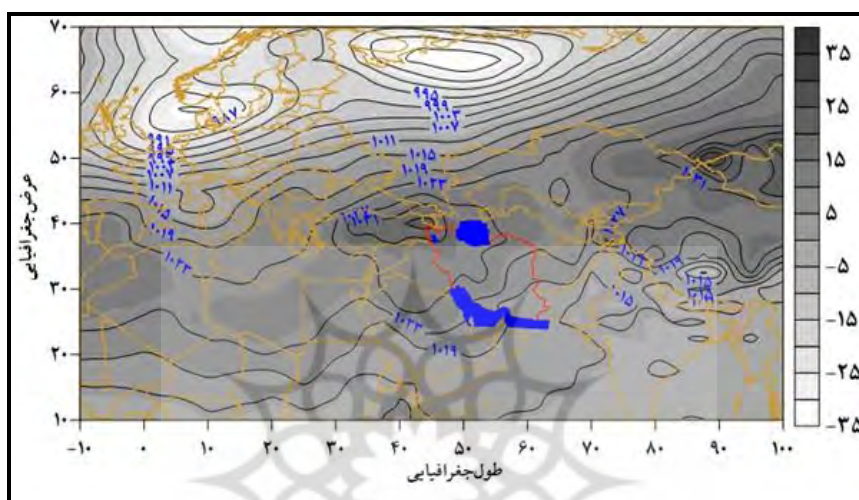


شکل ۲. دارنمای داده‌های فشار تراز دریا در روزهای سرد فراگیر

۱. الگوی همید کمربند کم‌فشار غرب روسیه و شمال اروپا- پُرفشار شرق ترکیه

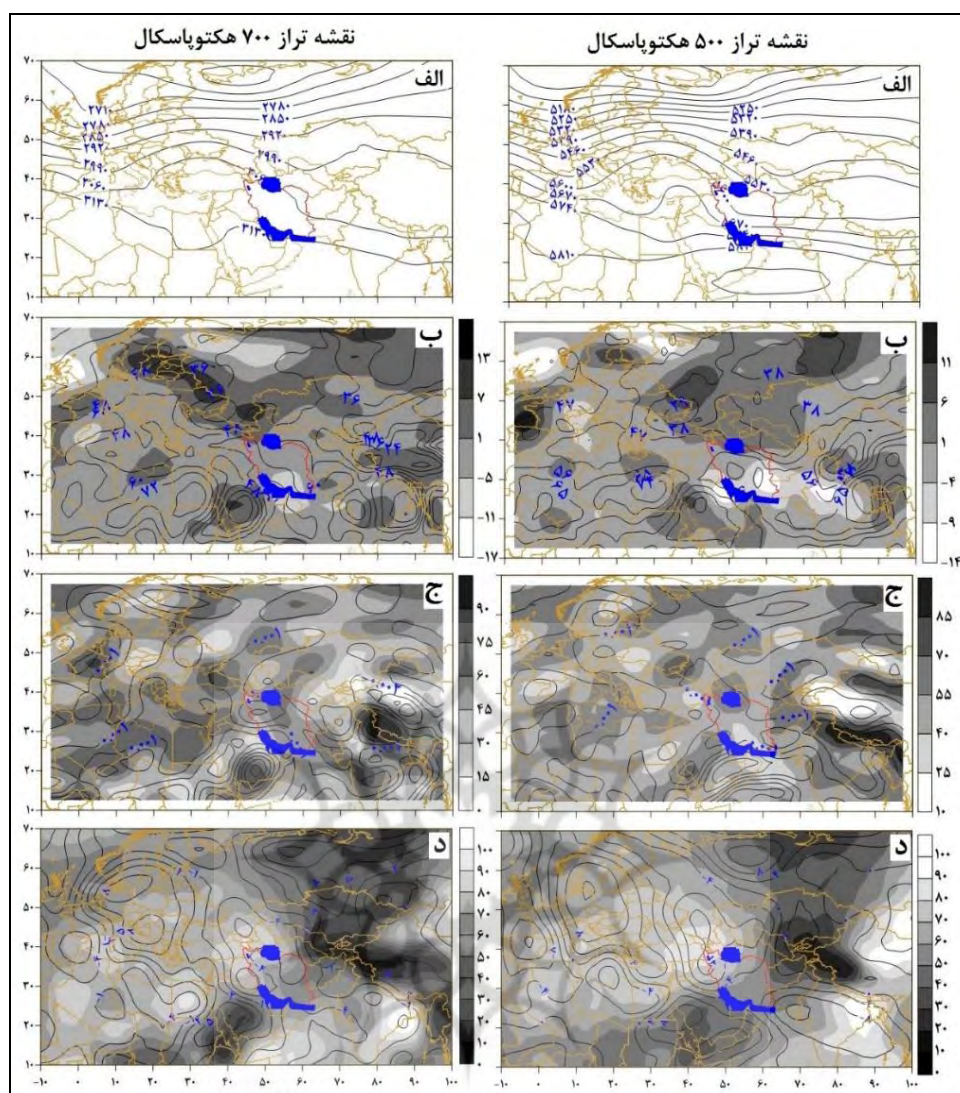
با هدف ایجاد یک دید کلی از سامانه‌های مؤثر در ایجاد موج‌های سرمای در روزهای نماینده، نقشه میانگین فشار تراز دریا (خطوط هم‌ارزش) همراه با ناهنجاری روزهای نماینده (رنگ‌های پس‌زمینه) برای هر روز نماینده ترسیم و بررسی شد. طبق شکل ۳، در روی نقشه دو سامانه کم‌فشار کمربند کم‌فشاری را بالای مدار ۵۰ درجه شمالی ایجاد کرده است و سامانه پُرفشاری که مرکز آن روی کوه‌های آرارات در شرق ترکیه با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال و زبانه‌ای از آن با فشار ۱۰۳۱ هکتوپاسکال به سمت ایران پیشروی کرده شمال غرب ایران را تحت پوشش قرار داده است. سامانه‌های کم‌فشار کاملاً در حرکت پادساعت‌گرد خود موجب تقویت هم‌دیگر شده‌اند. اما آنچه در منطقه اثرگذار است سامانه واقع در شمال غرب ایران است که با تشکیل مرکز روی کوه‌های پُربرف آرارات و ایجاد جو پایدار باعث تشدید سرما شده است. دو هسته کم‌فشار، که روی شمال اروپا و روسیه دیده می‌شود، زبانه‌های آن در سرتاسر مناطق اسکاندیناوی و شمال روسیه کشیده شده است. میزان فشار بخش مرکزی این سامانه، که در منطقه‌ای بین ایسلند و نروژ قرار دارد، ۹۹۵ هکتوپاسکال است که زبانه‌هایی از آن با فشار ۱۰۱۹ هکتوپاسکال تا قسمت‌های شمالی دریای خزر کشیده شده است. حرکت سامانه‌های کم‌فشار از طرف قطب به عرض‌های پایین‌تر باعث فشردگی منحنی‌های فشار شده است. مکش ایجادشده از طرف کم‌فشار و اختلاف فشار شدید بین کمربند کم‌فشاری و پُرفشار مستقر روی شمال غرب ایران و ترکیه موجب کشیده شدن سامانه پُرفشار به سمت نواحی شمالی‌تر شده است. بر اساس نقشه، می‌توان دید در این روز

ناهنجاری سامانه‌های کم‌فشار منفی و ناهنجاری در سامانه‌های پُرفشار مثبت است. منفی بودن ناهنجاری در سامانه‌های کم‌فشار یعنی نسبت به میانگین درازمدت قوی‌تر شده است. ناهنجاری مثبت در سامانه‌های پُرفشار یعنی نسبت به میانگین قوی‌تر شده است. در شکل ۴- الف تحلیل نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برای روزهای نماینده روز اول در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فرودی در شرق مدیترانه به‌وجود آمده است که موجب ایجاد یک موج تقریباً عمیق در حالت نصف‌النهاری شده است؛ به‌گونه‌ای که استقرار و تداوم ریزش هوای سرد منشأگرفته از جنوب و مرکز مدیترانه در نواحی غربی ایران را در پی داشته است.



شکل ۳. فشار تراز دریا (هکتوپاسکال) و ناهنجاری آن (درصد) برای نماینده روز اول ۱۳۸۰/۱۱/۴

در همین زمان فراز مستقر در روی دریای سیاه باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به نواحی شمال غرب ایران شده است؛ به‌طوری‌که بازوی پایین‌رونده آن از شمال غرب وارد منطقه مورد مطالعه شده است و از آنجا که در سطح زمین سامانه پُرفشاری مستقر است، تشدید پایداری جو در منطقه شمال غرب کشور را در پی دارد. از طرفی، نقشه تراز زمینی در تطابق کامل با این نقشه است، زیرا در سطح زمین پُرفشاری مستقر شده که با واگرایی در سطح زمین موجب هم‌گرایی در تراز میانی جو شده است. نقشه تراز هکتوپاسکال ۷۰۰ شکل ۴- الف نیز با دو نقشه قبلی کاملاً هماهنگ است؛ به‌طوری‌که فرودی که در غرب مدیترانه رخ داده پشته‌ای را در شرق اروپا موجب شده است و وزش هوای سرد را در امتداد پشته به طرف شمال غرب به‌وجود آورده است. در شکل ۴- ب میزان فرارفت دما و فراوانی آن در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وزش دمای سرد و منفی بر روی منطقه شمال غرب ایران برقرار است.



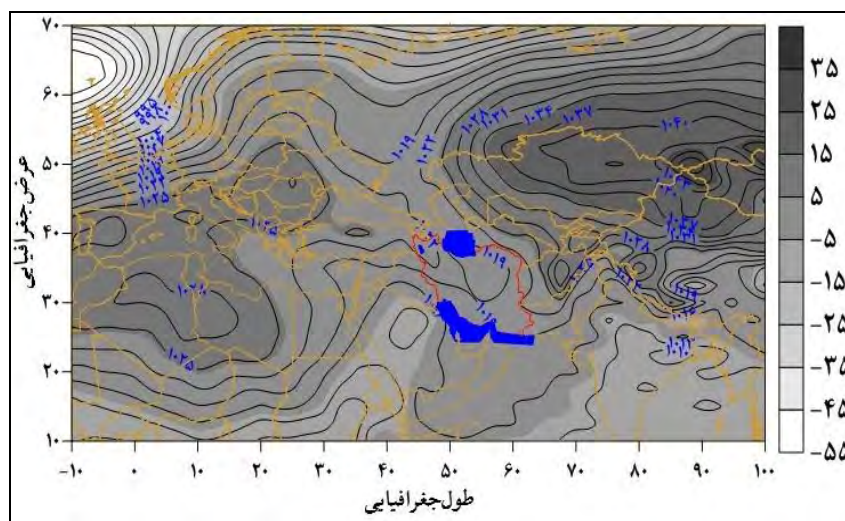
شکل ۴. نقشه ارتفاع تراز ۵۰۰ (الف) و ۷۰۰ (الف) هکتوپاسکال؛ فرارفت دمایی (درجه سلسیوس) و فراوانی (درصد) آن در تراز ۵۰۰ (ب) و ۷۰۰ (ب) هکتوپاسکال؛ هم‌گرایی و واگرایی و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (ج) و ۷۰۰ (ج) هکتوپاسکال؛ باد نصف‌النهاری (متر بر ثانیه) و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (د) و ۷۰۰ (د) هکتوپاسکال برای روز نماینده اول ۱۳۸۰/۱۱/۴

در فصل زمستان سرماهای شدید منطقه شمال غرب ایران به علت وزش (فرارفت) دمایی سرد یا منفی انجام می‌گیرد (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹: ۱۸۹). این وزش با فراوانی بالای ۵۰ درصد با -4 درجه سلسیوس در منطقه حاکمیت داشته است. در این تراز (۵۰۰ هکتوپاسکال) بادها از جهت شمال و شمال غرب به سوی منطقه شمال غرب ایران می‌وزند و باعث ریزش هوای سرد به منطقه شده‌اند (علیجانی و هوشیار، ۱۳۸۷). بیشترین وزش سرد با -14 درجه سلسیوس در شمال و غرب اروپا و بخش‌هایی از جنوب ایران مشاهده می‌شود. می‌توان گفت منبع اصلی وزش دریای سیاه و سپس مدیترانه است. بنابراین، افت دما، شرایط پایدار، و نزول هوا با توجه به وزش منفی تأیید می‌شود. این در حالی است که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بخش‌های شمالی منطقه تحت تأثیر وزشی مثبت و نسبتاً گرم و ضعیفی با 1 درجه سلسیوس بوده که از عرض‌های شمالی وارد منطقه شده است. در شکل ۴-ج تحلیل نقشه مربوط به هم‌گرایی و واگرایی سطح زیرین تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نماینده روز اول در منطقه نشان می‌دهد که در این تراز منحنی $0/01$ بر ثانیه از روی منطقه شمال غرب ایران عبور کرده است. به این ترتیب، شرایط جهت ماندگاری سرما بر فراز شمال غرب

به‌ویژه شرق منطقه با فراوانی ۴۵ تا ۶۰ درصد فراهم است. در شکل ۴ - د توزیع جهت و درصد فراوانی سرعت باد نصف‌النهاری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی شمال غرب ایران با توجه به مقادیر منفی در جهت شمالی و سرعت آن متغیر است. همچنان که جهت باد بر روی اروپا و شبه‌جزیره بالکان جنوبی بوده و سرعت آن ۸ متر بر ثانیه است. کمترین فراوانی پایین‌تر از ۱۰ درصد بر روی قرقیزستان و بخش‌هایی از غرب چین مشهود است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این روز باد شمالی با سرعت منفی ۴ متر بر ثانیه در منطقه با فراوانی ۸۰ تا ۹۰ درصد در منطقه مشهود است. در این تراز بر روی اروپا و سیبری با توجه به مقادیر مثبت باد جنوبی حاکم بوده است. در واقع، به دلیل ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا از اروپای شرقی به طرف خزر و منطقه مورد مطالعه، دما در منطقه مورد مطالعه با وجود سرعت کم بادها افت شدید پیدا کرده‌اند. بادها در سطح زمین سرعت کمی دارند و جهت بادها در شمال غرب ایران، که تقریباً مرکز پُرفشار است، از شمال و شمال غرب است (علیجان‌ی و هوشیار، ۱۳۸۷).

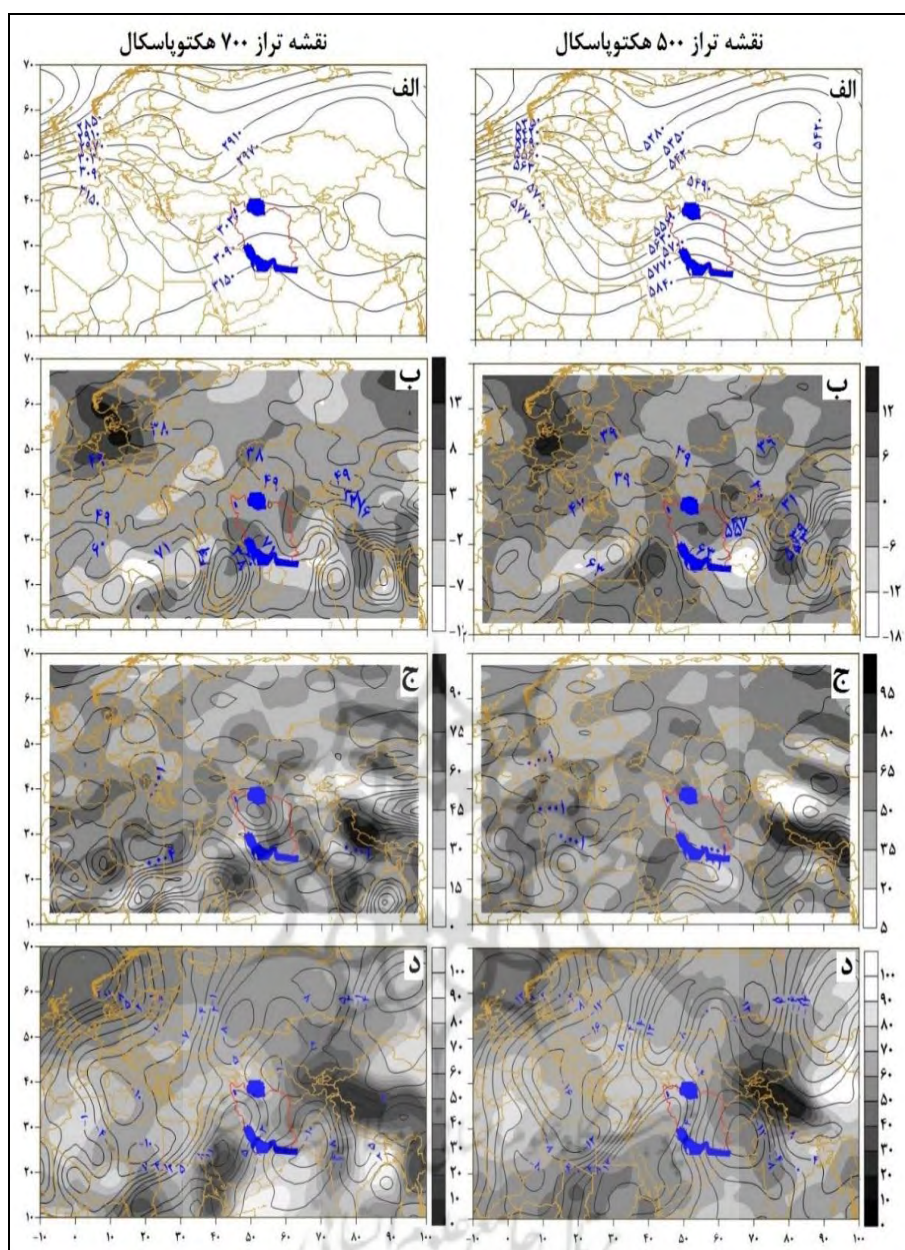
۲. الگوی همدید پُرفشار شرق اروپا

در شکل ۵ روز نمایندهٔ دوم پُرفشار اروپا با فشار مرکزی ۱۰۲۵ هکتوپاسکال بر روی شمال اروپا تشکیل شده است و با حرکت ساعت‌گرد خود به سمت شرق و عرض‌های پایین‌تر باعث رانده‌شدن پُرفشار تشکیل‌شده بر روی شمال آفریقا و دریای مدیترانه به سمت ایران و عرض‌های پایین‌تر شده است. این پُرفشار با مرکزیت ۱۰۲۸ هکتوپاسکال بر روی شمال آفریقا مستقر شده است که زبانه‌ای از آن با فشار ۱۰۲۲ هکتوپاسکال بر روی شمال غرب ایران گسترش پیدا کرده و هوای سرد را به منطقه آورده است. زبانه‌های پُرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۴۳ هکتوپاسکال تا شمال شرق و شرق ایران کشیده شده است، ولی تأثیری در اقلیم نواحی شمال غرب ایران ندارد. در این روز نماینده در محل قرارگیری پُرفشار اروپا ناهنجاری فشار مثبت بوده است و مقادیر آن به بیش از ۵ هکتوپاسکال رسیده است. در محل استقرار پُرفشار تشکیل‌شده بر روی شمال آفریقا و پُرفشار سیبری ناهنجاری مثبت با ۱۵ تا ۳۵ هکتوپاسکال به‌خوبی قابل مشاهده است. زبانه‌های پُرفشار آفریقا، که با ۱۰۲۲ هکتوپاسکال از روی شمال غرب ایران نفوذ می‌کند، موجب ظهور ناهنجاری مثبت فشار در شمال غرب ایران شده است؛ به طوری که این روند مثبت فشاری به سمت نواحی شمالی آفریقا در مصر و لیبی ادامه داشته است. این وضعیت نشان می‌دهد که کشور ایران، به عنوان گذرگاه وزش هوای نواحی شمالی به سمت ناحیهٔ شمال غرب، هوای سرد عرض‌های بالا را کوران کرده است؛ به طوری که ردیابی پُرفشار سیبری بر روی ایران این موضوع را تأیید می‌کند (قویدل رحیمی، ۱۳۹۱). الگوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل ۶ الف نشان می‌دهد در این روز در شرق مدیترانه ناوهای تشکیل شده که باعث انتقال هوای عرض‌های پایین به شمال غرب ایران می‌شود. نکتهٔ مهم در این نقشه تغییر تدریجی محل قرارگیری خطوط هم‌ارتفاع از اروپا به سمت ایران است. به عنوان مثال، منحنی ۵۵۶۰ متر، که از روی منطقه عبور می‌کند، در بخش‌های غربی اروپا در حدود عرض جغرافیایی ۴۹ درجهٔ شمالی قرار گرفته است؛ در حالی که این منحنی در منطقهٔ شمال غربی ایران در حدود عرض ۳۹ درجهٔ شمالی قرار دارد؛ این موضوع بیانگر مساعد بودن شرایط برای ریزش هوای سرد از بخش‌های شمالی اروپا به سوی شمال غرب در این الگو است. تیپ‌های هوای پُرفشار اروپای شمالی، پُرفشار سیبری، و پُرفشار اروپای شرقی بیشترین تأثیر را در رخداد یخبندان‌های شدید و فراگیر ایران داشته‌اند؛ به طوری که این تیپ‌های هوا جریانات هوای سرد قطبی را از عرض‌های بالا به سوی عرض‌های پایین منتقل می‌کنند و به دنبال آن یخبندان‌های شدید و فراگیر در ایران به‌وقوع می‌پیوندد (فتاحی و صالحی‌پاک، ۱۳۸۸).



شکل ۵. فشار تراز دریا (هکتوپاسکال) و ناهنجاری آن (درصد) برای نماینده روز دوم

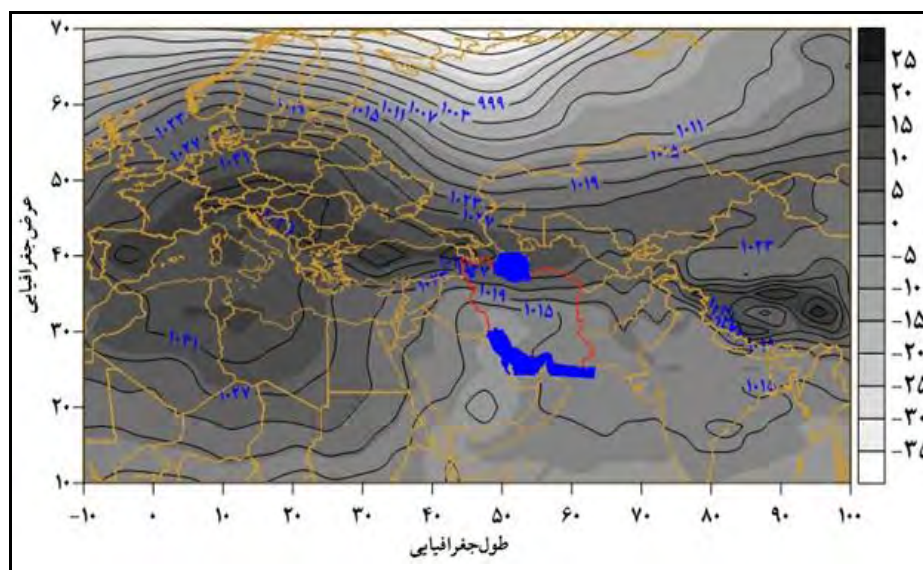
در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر روی شرق مدیترانه ناوهای تشکیل شده که محور این ناوه تا روسیه امتداد یافته است. منحنی هم‌ارتفاع ۳۰۳۰ متر، که از روی شمال غرب عبور کرده، روی قزاقستان از منحنی ۲۹۷۰ ژئوپتانسیل متر فاصله گرفته و شرایط را برای تشکیل یک مرکز فشار آماده کرده است. همچنان که تغییر تدریجی محل قرارگیری خطوط هم‌ارتفاع از اروپا به سمت ایران در این تراز نیز به‌وضوح مشاهده می‌شود. شکل ۶- ب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که وزش گرم پُرفشار عربی از سمت جنوب وارد منطقه شده و وزشی گرم پایین‌تر از ۶ درجهٔ سلسیوس را با فراوانی بالای ۴۰ درصد در منطقه به‌وجود آورده است. این در حالی است که وزش سرد در شمال خاوری افریقا و پاکستان با ۱۸- درجهٔ سلسیوس نمایان است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال این روز هوای سرد عرض‌های شمالی سرتاسر منطقه را دربر گرفته است. مقدار وزش سردی که در منطقه حاکم است ۷- درجهٔ سلسیوس با فراوانی ۴۹ درصد است. وزش دمایی سرد یا منفی موجب ریزش دمای سرد عرض‌های شمالی به منطقهٔ شمال غرب ایران شده و باعث افت شدید دما شده است (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹: ۱۸۹). وزش سرد ۱۲- درجهٔ سلسیوس در این تراز مانند تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این روز در شمال افریقا و پاکستان قابل مشاهده است. در شکل ۶- ج روز نمایندهٔ دوم در تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بر فراز منطقه واگرایی دمایی در شرق و مرکز منطقه با فراوانی ۵۰ تا ۶۵ درصد و در بخشی کوچکی از نوار غربی با فراوانی ۳۵ تا ۵۰ درصد مشاهده می‌شود که شرایط را برای تجمع هوای سرد در منطقه فراهم خواهد کرد و پایداری در جو را نشان می‌دهد. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی نیز در همین روز واگرایی دما با فراوانی ۴۵ تا ۶۰ درصد رخ داده است که نشان‌دهندهٔ پایداری جو در این تراز است. در شکل ۶- د برای روز نمایندهٔ گروه دوم تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با توجه به مقادیر مثبت بر روی منطقه جهت باد بر روی شمال غرب ایران جنوبی بوده است؛ در حالی که در این روز در نیمهٔ شرقی و جنوبی ایران باد شمالی حاکم بوده است. باد جنوبی با سرعت ۴ تا ۸ متر بر ثانیه و با فراوانی ۹۰ تا ۱۰۰ درصد در شمال غرب ایران دیده می‌شود. در این روز در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی سیبری، اروپا، و شرق افریقا باد شمالی نمایان است؛ در حالی که در شمال خزر باد جنوبی با فراوانی ۸۰ تا ۱۰۰ درصد حاکمیت داشته است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در روز نمایندهٔ گروه دوم جهت باد بر روی شمال غرب ایران جنوبی بوده است و فراوانی آن بین ۹۰ تا ۱۰۰ درصد است. در این تراز مانند تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال الگوی اول بر روی سیبری، اروپا، شرق افریقا، و نیمهٔ شرقی ایران باد شمالی مشهود است.



شکل ۶. نقشه ارتفاع تراز ۵۰۰ (الف) و ۷۰۰ (الف) هکتوپاسکال؛ فرافت دمایی (درجه سلسیوس) و فراوانی (درصد) آن در تراز ۵۰۰ (ب) و ۷۰۰ (ب) هکتوپاسکال؛ هم‌گرایی و واگرایی و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (ج) و ۷۰۰ (ج) هکتوپاسکال؛ باد نصف‌النهاری (متر بر ثانیه) و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (د) و ۷۰۰ (د) هکتوپاسکال برای روز نماینده دوم
۱۳۶۷/۱۱/۲۹

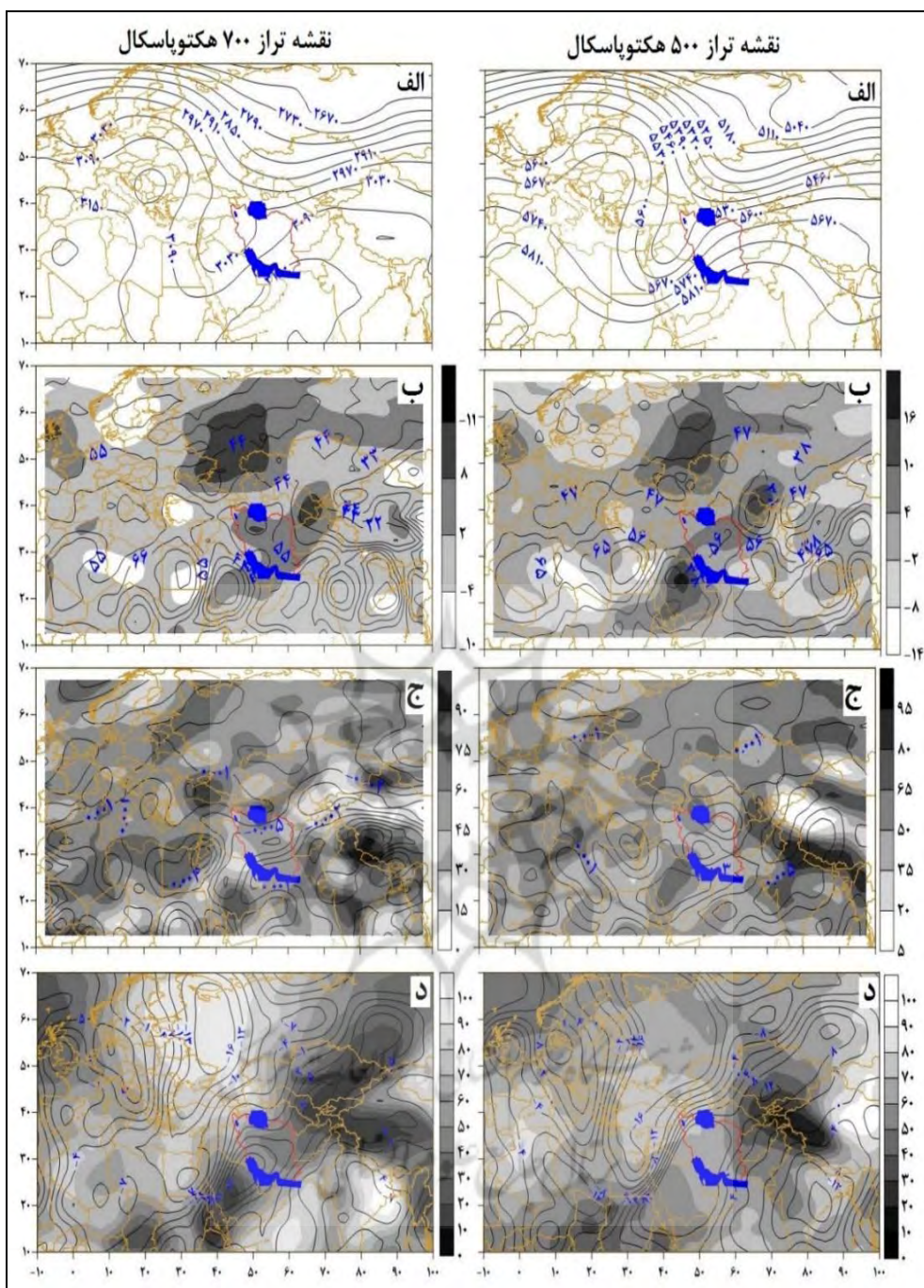
۳. الگوی همدید، پُرفشار عظیم شرق اروپا - کم‌فشار سودان

در شکل ۷ روز نماینده سوم زبانه‌های پُرفشار شرق اروپا با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال شکل گرفته و به سمت نواحی شرقی بر روی نواحی شمالی، شمال غرب، و دریای خزر گسترش یافته است. در این روز کمربند پُرفشاری از اروپا تا نواحی شرق چین کشیده شده است؛ به طوری که نواحی شمالی و شمال غربی ایران در زمان گسترش پُرفشار اروپا و حرکت شرق سوی خود بین دو کم‌فشار جنب قطبی و کم‌فشار گسترش‌یافته سودان به صورت گذرگاهی برای عبور این پُرفشار عمل کرده است.



شکل ۷. فشار تراز دریا (هکتوپاسکال) و ناهنجاری آن (درصد) برای نماینده روز سوم

در قسمت شمال نقشه، کم‌فشار قطبی، به دلیل فشار مرکزی بالا، باعث باریک‌شدن کمربند پُرفشاری شده و پُرفشار را به حرکت به عرض‌های پایین وادار کرده است؛ به طور کلی، جریانات ورودی به شمال ایران از عرض‌های بالا با خود سرما را به‌ارمغان می‌آورند (صادقی و همکاران، ۱۳۹۱). زبانه سرد قطبی بدون حرکت قابل ملاحظه به سمت شرق یا غرب باعث تداوم ریزش هوای سرد قطبی در لایه‌های میانی جو بر روی ایران شده است. از طرف دیگر، کم‌فشار مستقر روی عربستان زبانه خود را به طرف شمال ایران گسیل داشته است. این درهم‌آمیختگی باعث تشکیل هسته‌های پُرفشار در قسمت شمالی ایران شده است که با حرکت ساعت‌گرد آن‌ها می‌تواند هوای سرد عرض‌های بالا را به منطقه مورد مطالعه انتقال دهد. در این روز، با گسترش زبانه‌های پُرفشار اروپا بر روی شمال غرب ایران، ناهنجاری مثبت در منطقه حاکمیت پیدا کرده است. این ناهنجاری بین ۵ تا ۲۵ هکتوپاسکال در منطقه دیده می‌شود. همان‌طور که دیده می‌شود، از میزان این ناهنجاری به اطراف کاسته می‌شود. کم‌فشار قطبی، که با مرکزیت ۹۹۹ هکتوپاسکال در منطقه دیده می‌شود، گویای ناهنجاری منفی کمتر از ۴۰- است. از این رو، شیب تغییرات فشار از نواحی شمالی (قطبی) به سمت نواحی جنوبی‌تر مشهودتر است. بر اساس شکل ۸- الف در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی شمال غرب ایران، شرق ترکیه، و عراق ناوه عمیق با محور شمال شرقی- جنوب غربی تشکیل یافته است که منحنی ۵۵۳۰ متر از نوار جنوبی منطقه شمال غرب ایران عبور می‌کند که در آن هوای سرد عرض‌های شمالی به سمت عرض‌های جنوبی انتقال می‌یابد. در این روز، بر روی دریای مدیترانه و دریای سیاه بندالی با جریان نصف‌النهاری در حال شکل‌گیری بوده است. در هنگام وقوع بلوکینگ، جریان‌های غربی- که در حالت طبیعی از غرب به شرق در حال حرکت‌اند- مسیر اصلی خود را به سمت شمال یا جنوب تغییر می‌دهند و اقلیم مناطقی را که می‌بایست از روی آن‌ها عبور می‌کردند متأثر می‌کنند و برای مناطق واقع در ناحیه ناوه ناپایداری سرما و بارش به‌ارمغان می‌آورند که باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالای جغرافیایی بر روی ایران و منطقه خاورمیانه و حاکمیت جریانات مداری بر روی منطقه شمال غرب شده و کاهش دما در این مناطق را به دنبال داشته است.



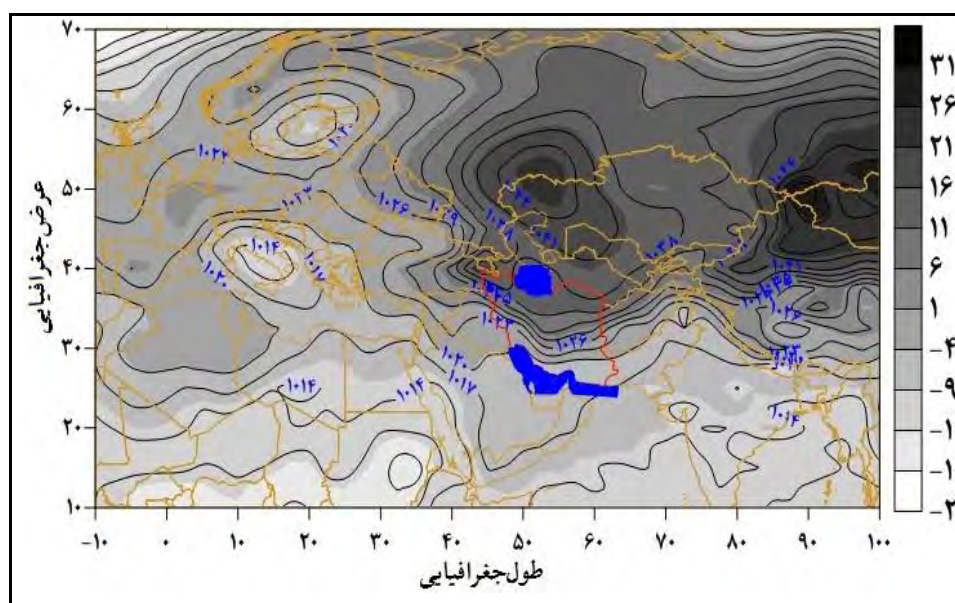
شکل ۸. نقشه ارتفاع تراز ۵۰۰ (الف) و ۷۰۰ (الف) هکتوپاسکال؛ فرافت دمایی (درجه سلسیوس) و فراوانی (درصد) آن در تراز ۵۰۰ (ب) و ۷۰۰ (ب) هکتوپاسکال؛ هم‌گرایی و واگرایی و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (ج) و ۷۰۰ (ج) هکتوپاسکال؛ باد نصف‌النهاری (متر بر ثانیه) و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (د) و ۷۰۰ (د) هکتوپاسکال برای روز نماینده سوم ۱۳۸۰/۱۰/۲۱.

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بندال جدا شده از جریان غربی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تقویت شده و آشفتگی در جریان‌های مداری جو را به وجود آورده است که باعث تقویت جریانات نصف‌النهاری شده و به سمت شرق اروپا کشیده شده است. مرکز این بندال روی دریای سیاه و مدیترانه قرار گرفته است. به سامانه‌هایی که از گردش غربی اصلی بریده شوند سامانه‌های «بلو کینگ» می‌گویند. در مرحله بلوغ الگوی بلو کینگ، معمولاً جهت‌گیری دوقطبی مراکز ارتفاع زیاد و کم به

طور نصف‌النهاری بوده و ناهنجاری در مقادیر ارتفاع ژئوتانسیل ترازهای میانی و بالای جو کاملاً نمایان است (حبیبی، ۱۳۸۵). در تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) در قسمت‌هایی از شمال غرب، شمال شرق، و بخش‌هایی از جنوب کشور وزش هوای سرد وجود داشته است؛ به طوری که منطقه شمال غرب وزش منفی دمایی ۸- درجه سلسیوس با فراوانی ۴۷ درصد را تجربه کرده است. این در حالی است که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی در منطقه مورد مطالعه وزش دمایی مثبت با فراوانی ۵۵ درصد حاکم بوده است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال وزش دمایی مثبت (۲ درجه سلسیوس) هوای گرم جلوی فرود را از عرض‌های پایین به منطقه شمال غرب منتقل کرده است؛ در حالی که در خارج از منطقه مورد مطالعه وزش دمایی سرد به مقدار ۴- درجه سلسیوس با فراوانی بالای ۵۰ درصد بخش‌های غربی منطقه را احاطه کرده و موجب ایجاد اختلاف دما در منطقه شمال غرب ایران شده است. بیشترین وزش سرد دمایی در این تراز با ۱۰- درجه سلسیوس در شمال اروپا و بخش‌هایی از افریقا حاکمیت دارد. در شکل ۸- ج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روز نماینده سوم واگرایی جو- که نشان از پایداری است- با فراوانی ۵۰ تا ۶۵ درصد در شرق و مرکز منطقه رخ داده است. در این تراز شدت واگرایی با ۰/۰۰۳ بر ثانیه در جنوب ایران و با ۰/۰۰۵ بر ثانیه بر روی کوه‌های هیمالیا تشکیل یافته است. در حالی که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این روز در جنوب منطقه منحنی ۰/۰۰۲- بر ثانیه با فراوانی بین ۳۰ تا ۶۰ درصد نشان از هم‌گرایی در منطقه را دارد. از آنجا که اعداد منفی نشان‌دهنده ناپایداری جو و اعداد مثبت نشان‌دهنده پایداری است، شدت این ناپایداری با ۰/۰۰۵- متر بر ثانیه در شمال ایران و با ۰/۰۰۲- بر روی چین و پاکستان نشان داده شده است. در حالی که در شمال منطقه با ۰/۰۰۱ متر بر ثانیه واگرایی و پایداری جو رخ داده است. واگرایی ۰/۰۰۱ بر ثانیه در روسیه، اروپا، و شمال افریقا پایداری جو در این مناطق را نشان می‌دهد. گاهی ممکن است قسمتی از هوای یک منطقه پایدار و قسمتی دیگر از آن ناپایدار باشد؛ این حالت را ناپایداری مشروط می‌نامند (علیجانی، ۱۳۸۱: ۲۱۵). در شکل ۸- د در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جهت باد شمالی بوده است. مقادیر منفی باد شمالی با سرعت ۴- تا ۸- متر بر ثانیه با فراوانی ۹۰ تا ۱۰۰ درصد در شمال غرب ایران حاکمیت داشته است. در این تراز بر روی اروپا و شرق افریقا جهت باد شمالی است. در شرق منطقه خطوط هم‌دما به هم فشرده است. شیو دما در منطقه شدید است و این حالت باعث جریان‌یافتن بادهای پُرسرعت از شمال اروپا شده که هوای سرد را به طرف منطقه سرازیر می‌کنند (علیجانی و هوشیار، ۱۳۸۷). در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال این روز نماینده، با توجه به مقادیر منفی بر روی شمال غرب ایران، جهت باد با سرعت ۲ تا ۵ متر بر ثانیه با فراوانی ۸۰ تا ۹۰ درصد جنوبی بوده است.

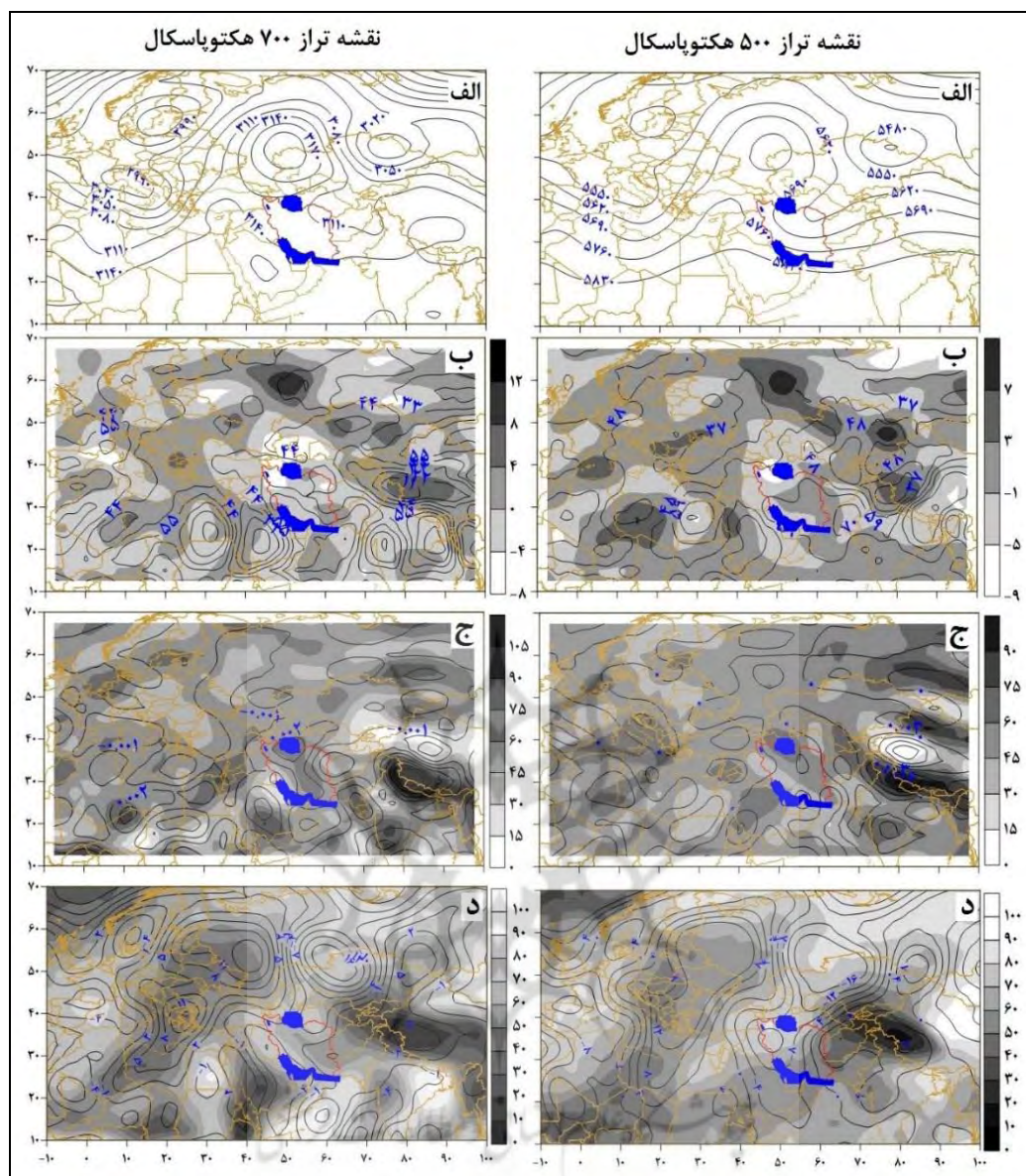
۴. الگوی هم‌دید پُرفشار سیبری - کم‌فشار اروپا

همان‌طور که در شکل ۹ مشاهده می‌شود، پُرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۴۴ هکتوپاسکال از شمال شرق وارد کشور شده و تقریباً همه پهنه ایران را در بر گرفته و موجب ایجاد یک جو باروتروپیک یا پایدار در منطقه شده است؛ به طوری که اجازه فعالیت و نفوذ به کم‌فشار دریای مدیترانه و اروپا را نمی‌دهد و کاملاً در منتهی‌الیه غربی این پُرفشار متوقف شده است؛ به‌طور کلی، می‌توان گفت که سامانه پُرفشار سیبری نقش مهمی در شکل‌گیری رخداد سرماهای فرین ایران دارد (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۰، ب). پُرفشار سیبری، که با قدرت تمام در شمال غرب ایران حاکمیت داشته است، ناهنجاری مثبت بین ۱ و ۳۱ هکتوپاسکال کل منطقه شمال ایران را در بر گرفته است. در حالی که بر روی اروپا، افریقا، عربستان، و دریای مدیترانه کم‌فشار حاکم بوده و ناهنجاری منفی در این مناطق بین ۴- و ۲۴- برقرار است.



شکل ۹. فشار تراز دریا (هکتوپاسکال) و ناهنجاری آن (درصد) برای نماینده روز چهارم

در روز نماینده چهارم (شکل ۱۰- الف) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که بر روی شمال غرب دریای خزر بلوکینگ امگایی شکل گرفته است که مرکز آن روی جنوب روسیه و غرب قزاقستان واقع شده و قسمت جنوبی آن منطقه شمال غرب ایران داخل این بلوکینگ واقع شده است. ایجاد بلوکینگ موجب تداوم سرماهای شدید در منطقه آذربایجان می‌شود و امواج سرد شدیدی را در منطقه مستقر می‌کند (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰). مرکز این بندال به گونه‌ای استقرار یافته که پشته‌ای از آن به سمت شمال کشیده شده است و گردش چرخندی در جنوب شرقی آن دیده می‌شود. علاوه بر این، کم‌ارتفاعی با ارتفاع ۵۴۸۰ متر روی شمال شرق روسیه تشکیل شده است. امواج امگایی شکل ۹ نشان‌دهنده بروز پدیده بلوکینگ (مانع یا بلوکینگ شدن) است که بر اثر آن حرکت امواج بلند و عمیق مستقر بر روی ایران و قفقاز به آرامی حرکت و حالت سکون پیدا می‌کنند. تأثیر اقلیمی وقوع پدیده بلوکینگ می‌تواند بروز و استمرار موج سرمایشی شدید در مناطقی چون غرب، شمال غرب، و شمال شرق باشد (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹). در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بندال تشکیل یافته با پُراتفاع ۳۱۷۰ متر به عرض‌های شمالی تر کشیده شده است. این در حالی است که همچنان منطقه شمال غرب ایران داخل بندال واقع شده است. در این بندال ناوهای از دو سامانه کم‌فشار یکی بر روی شمال اروپا و دیگری بر روی شمال روسیه در غرب و شرق پشته‌ای از سامانه پُرفشار بندال مستقر است. در این شرایط هوای سرد از عرض‌های بالا به سمت عرض‌های پایین تر منتقل می‌شود. در این نوع بلوکینگ شارش ابتدا حول پشته و سپس حول ناوه طوری جریان دارد که هوا در مسیری منحنی اما در امتداد یک طول جغرافیایی از عرض‌های بالا به سمت عرض‌های پایین نازل می‌شود. آن گونه که در شکل ۱۰- ب دیده می‌شود، در روز نماینده چهارم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بخش‌های شرقی شمال غرب کشور وزشی بسیار سرد و در بخش‌های غربی آن وزشی سرد وجود داشته است. در این روز وزش بسیار سردی که کانون آن غرب دریای خزر است از سمت شرق وارد منطقه شده و تا مرکز منطقه گسترش یافته است؛ به گونه‌ای که فعالیت سامانه کم‌فشار با هسته سرد در شمال دریای خزر سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به کشور شده است. مقدار این وزش دمایی سرد ۹- درجه سلسیوس با فراوانی ۴۸ درصد است. در بخش غربی منطقه وزش سرد ۵- درجه سلسیوس با فراوانی بالای ۴۵ درصد به وقوع پیوسته است که می‌توان این وزش را نیز ناشی از کانون سرد دریای خزر دانست که در قسمت غربی خزر وزش دمایی سردی به مقدار ۹- درجه سلسیوس ایجاد کرده است.



شکل ۱. توزیع ارتفاع تراز ۵۰۰ (الف) و ۷۰۰ (الف) هکتوپاسکال؛ فرافت دمایی (درجه سلسیوس) و فراوانی (درصد) آن در تراز ۵۰۰ (ب) و ۷۰۰ (ب) هکتوپاسکال؛ هم‌گرایی و واگرایی و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (ج) و ۷۰۰ (ج) هکتوپاسکال؛ باد نصف‌النهاری (متر بر ثانیه) و فراوانی آن (درصد) در تراز ۵۰۰ (د) و ۷۰۰ (د) هکتوپاسکال برای روز نماینده چهارم ۱۳۶۶/۹/۸

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مناطق تحت تأثیر وزش سرد به بخش‌هایی از نواحی شمالی و شمال غرب کشور محدود شده است. جهت حرکت هوا در این تراز کاملاً با نقشه هم‌دید تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منطبق است و در آن هوای سرد از قسمت‌های شمالی اسکاندیناوی به حرکت درآمده و پس از طی مسیری مارپیچی در قسمت شرقی پشته مستقر در اروپا با جهتی شمال شرقی تا شمالی به مرزهای شمالی کشور ایران می‌رسد و به شمال غرب کشور نفوذ می‌کند. بنابراین، منبع اصلی هوای سرد در این الگو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نواحی شمال اروپا (اسکاندیناوی) است. مناطق تحت پوشش وزش هوای سرد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نسبت به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کمی گسترده‌تر شده است؛ به گونه‌ای که در این تراز همه نیمه شمالی کشور و بخش‌هایی از کوه‌های قفقاز و شمال دریای خزر تحت تأثیر وزش بسیار سرد ۴- تا ۸- درجه سلسیوس قرار گرفته است؛ به گونه‌ای که حداکثر مقدار وزش دمایی منفی به مقدار ۸- در نواحی شمال غرب ایران

و نواحی شمالی دریای خزر با فراوانی ۴۴ درصد رسیده است. بدین ترتیب، در منطقه شمال غرب پایداری و نزول هوا مورد انتظار است. نتایجی که از تحلیل نقشه نماینده روزهای تداوم سه روزه به دست آمد همگی بر نقش پُرننگ الگوی پُرفشار سیبری در رخداد امواج سرمایشی شدید و فراگیر ایران (لشکری و کیخسروی، ۱۳۸۹؛ کریمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ مسعودیان و دارند، ۱۳۹۰، الف) و شمال غرب (علیچانی و هوشیار، ۱۳۸۷) اشاره دارند. در شکل ۱۰- ج برای روز نماینده چهارم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اعداد منحنی با ۰ بر ثانیه نشان از ناواگرایی و ناهمگرایی در منطقه شمال غرب را دارد. این ناواگرایی و ناهمگرایی فراوانی ۴۵ تا ۶۰ درصد در غرب و مرکز و فراوانی ۶۰ تا ۷۵ درصد در شرق منطقه را شامل می‌شود. در این تراز بر روی کوه‌های هیمالیا و غرب چین واگرایی و پایداری هوا رخ داده است؛ در حالی که بر روی روسیه، اروپا، و افریقا در این روز ناهمگرایی و ناواگرایی حاکم بوده است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی در این روز در منطقه و کل ایران اعداد مثبت واگرایی با ۰/۰۰۲ بر ثانیه نشان از پایداری جو دارد که شرایط را جهت وزش سرد فراهم می‌کند. در حالی که بر روی دریای سرخ و دریای سیاه و کوه‌های هیمالیا در غرب چین همگرایی منفی با ۰/۰۰۱- بر ثانیه ناپایداری را به وجود آورده است. در شکل ۱۰- د روز نماینده گروه چهارم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شمال غرب ایران، با توجه به مقادیر منفی، جهت باد شمالی بوده و فراوانی ۸۰ درصد در نیمه غربی و شرقی منطقه (اردبیل، زنجان، و ارومیه) و فراوانی ۱۰۰ درصد در مرکز منطقه (تبریز) حاکم بوده است. وقوع یخبندان‌های مورد بررسی تبریز ناشی از ناوهای است که از کم‌فشار قدرتمند شمال دریای خزر از روزهای قبل از یخبندان شکل می‌گیرد و کم‌کم عمیق می‌شود و سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به منطقه می‌گردد (جهان‌بخش و همکاران، ۱۳۹۰). در این تراز بر روی شمال شرق دریای خزر جهت باد با سرعت ۸- متر بر ثانیه شمالی بوده و فراوانی آن ۹۰ تا ۱۰۰ درصد است. در غرب افریقا، اروپا، و سیبری باد جنوبی با سرعت‌های مختلفی دیده می‌شود. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این روز نماینده بر روی شمال غرب ایران باد شمالی با فراوانی ۸۰ تا ۱۰۰ درصد و سرعت ۱- متر بر ثانیه دیده می‌شود. بر روی اروپا و سیبری، با توجه به مقادیر مثبت، باد جنوبی با سرعت‌های مختلف و فراوانی ۶۰ تا ۸۰ درصد حاکمیت دارد. در حالی که کمترین فراوانی در شرق ایران بر روی قرقیزستان و بخشی از غرب چین با ۰ تا ۲۰ درصد با جهت باد شمالی دیده می‌شود. بیشترین شیو تغییرات نیز در ارتفاعات و مناطق کوهستانی شمال شرق و جنوب شرق منطقه دیده می‌شود.

نتیجه‌گیری

در سال‌های اخیر رویدادهای فرین دمایی از جمله رخداد سرماهای شدید موجب بروز مشکلاتی در بخشی از کشور یا کل کشور در ابعاد مختلف کشاورزی، اقتصادی، و صنعتی شده و بحران‌های بسیاری را به لحاظ اجتماعی به وجود آورده است. شناسایی چنین شرایط دمایی می‌تواند در افزایش آگاهی ما از چگونگی تشکیل این شرایط و پیش‌بینی حالات مشابه و در نتیجه کاهش خسارات احتمالی مفید باشد. با اجرای تحلیل خوشه‌ای بر روی ماتریسی به ابعاد ۱۱۳۲۳×۵۰۸۲ داده‌های فشار تراز دریا و با استفاده از روش ادغام وارد، چهار الگوی کمربند کم‌فشار غرب روسیه و شمال اروپا- پُرفشار شرق ترکیه، کم‌فشار شرق اروپا، پُرفشار عظیم شرق اروپا- کم‌فشار سودان، پُرفشار سیبری- کم‌فشار اروپا همدید شناسایی شدند. در این میان، شدیدترین موج‌های سرمایشی هنگامی رخ داده است که کم‌فشار عظیم شرق اروپا با حرکت چرخندی هوای سرد عرض‌های بالا را به منطقه سرازیر کرده است. به طوری که کم‌فشاری بر روی شمال اروپا تشکیل یافته است که با حرکت به سمت شرق و عرض‌های پایین‌تر باعث رانده شدن زبانه پُرفشار بر روی شمال افریقا، دریای مدیترانه، و پُرفشار سیبری بر روی منطقه شده و هوای سردی را به منطقه آورده است. در محل قرارگیری کم‌فشار ناهنجاری فشار منفی بوده است. در این الگو در منطقه ناوهای تشکیل یافته که شرایط مساعدی را جهت فرارفت هوای سرد تشکیل داده است. نکته مهم در این الگو تغییر تدریجی محل قرارگیری خطوط هم‌ارتفاع از اروپا به سمت ایران است که مساعدبودن شرایط جهت ریزش هوای سرد از بخش‌های شمالی اروپا و جریانات هوای سرد قطبی از عرض‌های بالا به سمت منطقه

شده است. با این حال، به هنگام موج‌های سرماییه در ایران پُرفشار سیبری کاملاً در منطقه حاکمیت داشته است و از شمال شرق وارد کشور شده و منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. کم‌فشار دریای مدیترانه و اروپا کاملاً در منتهی‌الیه غربی این پُرفشار قرار دارد و ناهنجاری مثبت در محدوده پُرفشار سیبری تشکیل یافته است. بر روی شمال غرب دریای خزر بلوکینگ امگایی شکل گرفته که منطقه داخل این بلوکینگ واقع شده است و امواج سرد و شدیدی را در منطقه مستقر ساخته است. در این شرایط هوای سرد از عرض‌های بالا به سمت عرض‌های پایین‌تر منتقل می‌شود. در مجموع، با مقایسه الگوهای مؤثر در امواج سرماییه در منطقه شمال غرب ایران، نحوه تأثیرگذاری الگوها به گونه‌ای است که دو الگوی کم‌فشار شرق اروپا، کم‌فشار غرب روسیه و شمال اروپا- پُرفشار شرق ترکیه به دلیل ریزش گسترده هوای سرد عرض‌های بالاتر در تراز پایینی و میانی جو به منطقه مورد مطالعه در مقایسه با دو الگوی دیگر بیشترین تأثیر را در ایجاد موج سرماییه داشته‌اند، ولی در الگوی سوم، به دلیل قرار گرفتن منطقه مطالعاتی در ناحیه شرق، فرود فرارفت هوای گرم عرض‌های پایین در تراز میانی جو از شدت موج سرماییه کاسته است و الگوی چهارم زبانه‌ای از پُرفشار سیبری و کم‌فشار اروپا با حرکت به سمت نواحی شمال غرب موجب به‌وجود آمدن شیو فشاری شدید و حاکم شدن هوای سرد شده است، ولی به دلیل عدم نفوذ هوای سرد در تراز میانی جو کمترین شدت موج سرما را ایجاد کرده است.

منابع

- اسماعیلی، ر. و خسروی، م. (۱۳۸۶). الگوهای همدید یخبندان‌های دیررس شمال شرق کشور، مجموعه علوم جغرافیایی، ۷-۸: ۷۵-۵۳.
- امام هادی، م. و علیجانی، ب. (۱۳۸۳). توده‌های هوای مؤثر بر ایران در دوره سرد سال، مجله تحقیقات جغرافیایی، ۶۲۸: ۳۴-۵۳.
- جهان‌بخش اصل، س. و باباپور، ع. ا. (۱۳۸۲). بررسی و پیش‌بینی متوسط دمای ماهانه تبریز با استفاده از مدل آریمما، تحقیقات فصل‌نامه جغرافیایی دانشگاه اصفهان، ۳: ۳۴-۴۶.
- جهان‌بخش، س.؛ رضائی، س.؛ قاسمی، ا.ر. و تدینی، م. (۱۳۹۰). تحلیل سینوپتیکی یخبندان‌های بهاره تبریز (مطالعه موردی: سرمای بهار ۱۳۸۲ و ۱۳۸۳)، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۳: ۱۷۲۴۸-۱۷۲۷۲.
- حبیبی، ف. (۱۳۸۵). تحلیل همدیدی و دینامیکی سامانه‌های بندالی، روش تشخیص سامانه بندال و تأثیر آن روی منطقه ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۲: ۶۹-۸۹.
- حلبیان، اح. و حسینعلی پورجزی، ف. (۱۳۹۱). شناسایی شرایط همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تأکید بر الگوی ضخامت جوی، جغرافیا و پایداری محیط، ۳: ۱۰۱-۱۲۲.
- خلجی، م. (۱۳۸۷). پیش‌بینی سرمای دیررس بهاره و یخبندان زودرس پاییزه برای تعدادی از گیاهان زراعی و باغی در استان چهارمحال و بختیاری، مجله نهال و بندر، ش ۱۷: ۱۲۶.
- دارند، م. (۱۳۹۳). شناسایی امواج سرما و تحلیل زمانی - مکانی آن‌ها بر روی ایران زمین، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲: ۲۶۸-۲۵۳.
- رحیمی، م. (۱۳۸۷). بررسی احتمال زمانی وقوع یخبندان‌های دیررس بهاره و زودرس پاییزه در البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه جغرافیا، دانشگاه تهران.
- شاهرخوندی، م.؛ غیور، ح.ع. و کاویانی، م.ر. (۱۳۸۶). گردش بهنجار جو و پارامترهای شاخص مراکز عمل در فصل زمستان بر روی ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۲۲: ۸۵-۱۰۰.
- صادقی، س.؛ حسین‌زاده، س.ر.؛ دوستان، ر. و آهنگرزاده، ز. (۱۳۹۱). تحلیل همدیدی امواج سرماییه در شمال شرق ایران، جغرافیا و

مخاطرات محیطی، ۳: ۱۰۷-۱۲۳.

- عزیزی، ق. (۱۳۸۳). ارزیابی سینوپتیکی یخبندان‌های بهاری در نیمه غرب ایران، فصل‌نامه مدرس علوم جغرافیایی، ۲: ۹۹-۱۱۵.
- عزیزی، ق. و یوسفی، ح. (۱۳۸۴). زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر، مجله مدرس، ۳-۶۳: ۱۴۹-۱۶۵.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران: سمت.
- علیجانی، ب. و براتی، غر. (۱۳۷۵). تحلیل سینوپتیک یخبندان فروردین ۱۳۶۶، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۴۰: ۱۲۱-۱۳۵.
- علیجانی، ب. و قویدل رحیمی، ی. (۱۳۸۴). مقایسه و پیش‌بینی تغییرات دمای سالانه تبریز با ناهنجاری‌های دمایی کره زمین با استفاده از روش رگرسیون خطی و شبکه عصبی مصنوعی، مجله جغرافیا و توسعه دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۶: ۲۱-۳۸.
- علیجانی، ب. و هوشیار، م. (۱۳۸۷). شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۶۵: ۱-۱۶.
- علیجانی، ب.؛ محمودی، پ.؛ ریگی چاهی، ا.ب. و خسروی، پ. (۱۳۸۹). بررسی تداوم روزهای یخبندان در ایران با استفاده از زنجیره مارکوف، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۷۳: ۱-۲۰.
- فتاحی، ا. و صالحی پاک، ت. (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران، جغرافیا و توسعه، ۱۳: ۱۲۷-۱۳۶.
- فرشادفر، ع.ا. (۱۳۸۴). اصول و روش‌های آماری چندمتغیره، ج ۳، انتشارات طاق‌بستان، دانشگاه رازی کرمانشاه.
- قویدل رحیمی، ی. (۱۳۹۰). رابطه دماهای فرین پایین فراگیر دوره سرد آذربایجان با الگوهای گردش تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فضای جغرافیایی، ۳۵: ۱۵۵-۱۸۴.
- قویدل رحیمی، ی. (۱۳۹۱). نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم‌افزار Grads، تهران: انتشارات سهادانش.
- کاوایی، مر. و علیجانی، ب. (۱۳۹۱). مبانی آب و هواشناسی، تهران: سمت.
- کریمی، ص.؛ نگارش، ح.؛ طاوسی، ت. و علیجانی، ب. (۱۳۹۱). تحلیل همدید امواج سرماهای فراگیر ایران (مطالعه موردی موج سرمای دی و بهمن ۱۳۸۳ استان چهارمحال و بختیاری)، جغرافیا و توسعه، ۲۹: ۵۵-۷۶.
- گندمکار، ا. (۱۳۸۷). تحلیل سینوپتیکی یخبندان‌های بهاره نجف‌آباد، مجله علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، ۲۳: ۱۳۷-۱۶۵.
- لشکری، ح. و کیخسروی، ق. (۱۳۸۹). تحلیل سینوپتیکی موج سرمای ۱۵-۸ دی ماه ۱۳۸۵ در ایران، مجله مدرس علوم انسانی، ۱۴: ۱۵۵-۱۷۷.
- مارتین، جاناتان ای (۱۳۸۸). دینامیک جو در عرض میانه، ترجمه سیدابوالفضل مسعودیان، دانشگاه اصفهان، اصفهان: انتشارات سمت.
- مرادی، م. (۱۳۹۰). مقدمه‌ای بر هواشناسی دینامیکی (۱)، سیدباقر حسینی، نشر آب و هوا، تهران.
- مسعودیان، ا. (۱۳۹۰). مبانی آب و هوای ایران، مشهد: نشر شریعه توس.
- مسعودیان، ا. (۱۳۹۲). آب‌وهوای ایران، ج ۲، انتشارات دانشگاه شریعه توس.
- مسعودیان، ا. و دارند، م. (۱۳۹۰ الف). تحلیل همدید سرماهای فرین ایران، جغرافیا و توسعه، ۲۲: ۱۶۵-۱۸۵.
- مسعودیان، ا. و دارند، م. (۱۳۹۰ ب). شناسایی و پهنه‌بندی نواحی دمای فرین سرد ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۲: ۴۳-۵۴.
- مسعودیان، ا. و دارند، م. (۱۳۹۲). ارتباط دو الگوی دریای شمال - خزر (Ncp) و شرق اروپا - شمال شرق ایران (Enei) با بسامد رخداد سرماهای فرین دوره سرد سال ایران، فیزیک زمین و فضا، ۲: ۱۷۱-۱۸۶.

- مسعودیان، ا. و محمدی، ب. (۱۳۸۹). تحلیل فراوانی تابع هم‌گرایی شار رطوبت در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ایران، زاهدان.
- منتظری، م. و مسعودیان، ا. (۱۳۸۹). شناسایی الگوهای فرارفت دمایی ایران در سال‌های سرد، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۴: ۹۴-۷۹.
- میرموسوی، س.ح. و حسین بابایی، م. (۱۳۹۰). مطالعه توزیع زمانی- مکانی احتمال وقوع یخبندان در استان زنجان، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۳: ۱۶۷-۱۸۴.
- یارنال، ب. (۱۳۹۰). اقلیم‌شناسی همدید و کاربردهای آن در مطالعات محیطی، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، چ ۲، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- Alijani, B. (2002). *Synoptic Climatology*, Thran, Samt Publishing.
- Alijani, B. and Barati, Gh. (1996). Synoptic Analysis of Freezing, Farvardin, 1366, *Quarterly Journal of Geographic Research*, 40: 121-135.
- Alijani, B. and Ghavidel, R. (2005). Comparison and prediction of annual temperature changes of Tabriz with temperature abnormalities of the Earth using linear regression and artificial neural network, *Geography and Development Magazine, Sistan and Baluchestan University*, 6: 21-38.
- Alijani, B. and Hooshyar, M. (2006). Identification of Synoptic Patterns of Serious Serum in Northwest of Iran, *Natural Geographic Research*, 65: 1-16.
- Alijani, B.; Mahmoudi, P.; Rigi, C.; Allah, S. and Khosravi, P. (2010). Investigating the continuation of glacial days in Iran using the Markov chain, *Natural geographic research*, 73: 1-20.
- Ashcroft, L.C.; Pezza, A.B. and Simmonds, I. (2009). Cold Events Over Southern Australia: Synoptic Climatology and Hemispheric Structure, *Journal of Climate*, 22: 6679-6698.
- Azizi, Gh. (2004). Synoptic Estimation of Spring Frosts in the Midwest of Iran, *Quarterly Journal of Geosciences*, 2: 99-115.
- Azizi, Gh. and Yousefi, H. (2005). Timing of the entry of Siberian highway to the southern shores of the Caspian Sea, *Modarres Magazine*, 63-64: 149-165.
- Bonsal, B.R.; Zhang, X.; Vincent, L.A. and Hogg, W.D. (2001). Characteristics of daily and extreme temperature over Canada, *Journal of climate*, Vol. 14.
- Darand, M. (1993). Identification of cold waves and their temporal and spatial analysis of Iran, *Geography and environmental planning*, 2: 268-253
- Esmaeili, R. and Khosravi, M. (2007). Patterns of late northwest frost of the country, *Geosciences Collection*, 7-8: 75-53.
- Farshadfar, E. (2005). *Multivariate Statistical Principles and Methods*, Third Edition, Tahibastan Publications, Razi University of Kermanshah.
- Fatahi, E. and Salehi Pak, T. (2009). Synoptic Pattern Analysis of Iran's Winter Frosts, *Geography and Development*, 13: 112-136.
- Gandmkar, A. (2008). Synoptic analysis of spring frosts of Najaf Abad, *Journal of Geospatial Research*, Islamic Azad University, Ahar Branch, 23: 137-165.
- Ghavidel Rahimi, Y. (1391). *Synoptic Mapping and Interpretation of the Climate Using Grads Software*, Tehran, Sohadanesh Publications.
- Ghavidel Rahimi, Y. (2010). Relationship of Farin Low Temperatures in the Cold Period of Azerbaijan with Circulation Patterns of 500 HPA, *Journal of Geographical Space*, 35: 155-184.
- Ghavidel Rahimi, Y. (2011). The Relationship of Low Cold Temperatures in the Cold Period of Azerbaijan with Circulation Patterns of 500 Hectopacca L, *Geographical Space*, 35: 155-184.
- Ghil, M. and Vautard, R. (1991). Interdecadal Oscillations and the Warming Trend in Global

- Temperature Time Series, *Science*, 199: 1065-1068.
- Habibi, F. (2006). Synthesis and Dynamic Analysis of bolo-king Systems, Diagnostic Method of Bandal System and Its Influence on Iran, *Journal of Physics of Earth & Space*, 32:69-89.
- Halabian, AH. and HosseinAli Pourjazi, F. (2012). Identification of the Contiguous and Predictable Conditions in the Western Caspian Sea with Emphasis on Pattern of Atmospheric Thickness, *Geography and Environmental Sustainability*, 3:101-122.
- Imam Hadi, M. and Alijani, B. (2004). Air Mass Effect on Iran in the Cold Period, *Geographic Journal*, 628: 53-34.
- Jahanbakhsh Asl, S. and Babapour, AA. (2003). Estimation and prediction of average monthly temperature of Tabriz using Arima Model, *Geographical Quarterly Journal of Isfahan University*, 3: 34-46.
- Jahanbakhsh, S.; Rezaei, S.; Ghasemi, A. and Tedini, M. (2011). Synoptic Analysis of Tabriz's Spring Frosts (Case Study: Cold Spring, 2003 and 2004), *Geographical Quarterly*, 3: 17248-17272.
- Yang, J., Ren, C., & Jiang, Z. (2008). Characteristics of extreme temperature event and its response to regional warming in Northwest China in past 45 years. *Chinese Geographical Science*, 18(1), 70-76.
- Jones, P.D. and Hegerl, G.C. (1998). Comparisons of Two Methods of Removing Anthropogenically Related Variability from the Near-surface Observational Temperature Field, *J. Geophys. Res.*, 103 (D12), 13, 777-13, 786.
- Karimi, S.; Negaresh, H.; Tavoshi, T. and Alijani, B. (2012). Synthesis analysis of the waveforms of the all-encompassing regions of Iran (Case of the cold wave in February and February 2004 in Chaharmahal va Bakhtiari province), *Geography and Development*, 29: 56-56.
- Kaviani, MR. and Alijani, B. (1391). *Meteorological Principles*, Tehran: Samt Publications.
- Khalaji, M. (2008). Forecast of late spring frost and early autumn frost for some agricultural and garden plants in Chaharmahal va Bakhtiari province, *Journal of Seedlings and Seeds*, 17: 126.
- Klain Tank, A.M.G., Konnen, G.P. and Selten, F.M. (2005). Signals of anthropogenic influence on European warming as seen in the trend patterns of daily temperature variance, *Int. J. Climato*, 25: 1-16.
- Lashkari, H. and Keikhosrowi, Q. (2010). Synoptic Analysis of Cold Wave, January 8-15, 2009 in Iran, *Modares Journal of Humanities*, 14: 155-177.
- Martin, Jonathan A. (2009). *Baro dynamics in the Middle, Massoudian translation*, Seyyed Abolfazl, First edition, Isfahan University, Isfahan Publication.
- Masoudian, A. (1390). *Iran's Climatic Basis*, Mashhad: Shariah Toos Publishing.
- Masoudian, A. and Mohammad, D. (2011b). Identification and zoning of cold-tempered Farin temperature regions of Iran, *Geographical studies of arid regions*, 2: 43-54.
- Masoudian, A. and Mohammadi, B. (2010). Frequency Analysis of the Convergence Function of Moisture Flow during the Atmospheric Accidents of Iran, *Proceedings of the Fourth International Congress of Geographers of the Islamic World*, Iran, Zahedan.
- Masoudian, A. and Mohmand, M. (1392). Relationship between two patterns of the North-Caspian Sea (Ncp) and East-Europe-Northeast of Iran (Enei) with the frequency of the incidence of the Farin Periods in the cold season of Iran, *Physics of Earth and Space*, 2: 171-186.
- Massoudian, A. (1392). *Iran's climate*, Second edition, Sharia University of Toos Publications.
- Massoudian, A. and Mohammad, D. (2011a). Coordinated analysis of Farin Iran, *Geography and Development*, 22: 165-185.
- Mirmosavi, H. and Hossein Babaei, M. (2011). Study of temporal-spatial distribution of probability of freezing in Zanjan province, *Journal of Geography and Environmental Planning*, 3: 184-167.
- Montazeri, M. and Masudian, A. (2010). Identification of Temporal Temperatures in Cold Years, *Natural Geographic Research*, 74: 79-94.

- Moradi, M. (2011). *Introduction to Dynamic Meteorology (1)*, Seyyed Baqer Hosseini, publish climate, Tehran.
- Onate, J.J. and Pou, A. (1996). Temperature variations in Spain since 1901: A preliminary analysis, *Int. J. Climatol*, 16:805-815.
- Rahimi, M. (2008). Investigation of the probability of occurrence of frosty periods of spring and early spring in central Alborz, MSc dissertation, Department of Geography, Tehran University.
- Sadeghi, S.; Hosseinzadeh, S.; Friends, R. and Ahangarzadeh, Z. (2012). Co-analyzes of cold waves in northeastern Iran, *Geography and environmental hazards*, 3: 107- 123.
- Santer, B.D.; Taylor, K.E.; Wigley, T.M.L.; Penner, J.E.; Jones, P.D. and Cubasch, U. (1995). Towards the Detection and Attribution of an Anthropogenic Effect on Climate, *Climate Dynamics*, 12: 79-100.
- Schlesinger, M.E. and Ramankutty, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65-70 years, *Nature*, 360: 330-333.
- Shahkhorvandi, M.; Ghayour, Hi. and Kaviani, MR. (2007). Normal flow of barley and parameters of the centers of action in winter in Iran, *Isfahan University of Medical Sciences*, 22: 85-100.
- Stott, P.; Stone, D. and Allen, M. (2004). Human contribution to the European heat wave of 2003, *Nature*, 432: 610-614.
- Vatkins, S.C. (1991). The Annual Period of Freezing Temperatures in Centurial England 1850-1959, *International Journal of Climatology*, 11: 889-896.
- Vithkeich, V.I. (1963). *Agricultuar metrological*, Jerusalem, pp. 183-305.
- Yarnal, B. (2011). *Climatology and its Applications in Environmental Studies*, Translated by Seyyed Abolfazl Masoudian, Second Edition, Isfahan University Isfahan.
- Yue, S. and Hashino, M. (2003). Temperature trends in Japan: 1900° 1996, *Theor. Appl. Climatol.*, 75: 15-27.