الگوهای جوی بزرگ مقیاس و همدیدی برف‌های سنگین استان گیلان

پروین غفاریان[1]، نفیسه پگاه فر[2]، الهه اولاد[3]

۱، ۲ و ۳- پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی

چکیده

ریزش برف سنگین که پدیده‌ای حدی محسوب می‌شود در استان گیلان موجب خسارات سنگین اقتصادی شده و زندگی عادی مردم را مختل می‌نماید. به منظور یافتن ساختار بزرگ مقیاس و همدیدی این پدیده، تاریخ‌های ریزش برف سنگین در بازه‌ی زمانی ۱۹۶۴ تا ۲۰۱۴ استخراج شد. سپس الگوی فشار متوسط سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای ۱۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری آن‌ها نسبت به سال‌های ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ بررسی شدند. در این مطالعه از داده‌های ایستگاه هواشناسی سینوپتیکی رشت و داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیط زیست- مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCEP/NCAR) استفاده شد. نتایج نشان داد که شدت وقوع این پدیده در سال‌های اخیر افزایش یافته است. گرچه در تمامی سال‌ها گرمایش ناگهانی پوش‌سپهر و تضعیف تاوه‌ی قطبی رخ نداده است، اما در تمامی آن‌ها الگوی بندالی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به ویژه از نوع زوجی به چشم می‌خورد. الگوی فشار سطح زمین نشان‌دهنده‌ی گسترش زبانه‌های پرفشار سیبری یا بالکان و در برخی موارد ترکیب این دو پرفشار است که با قرار گرفتن بر روی دریای خزر موجب بروز ناپایداری و انتقال رطوبت به سمت سواحل شمالی ایران شده‌اند.

کلمات کلیدی: پدیده حدی، بی‌هنجاری، برف سنگین، بندال، استان گیلان

مقدمه

طبق گزارش سال ۲۰۰۷ هیات بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC)، تعداد پدیده‌های حدی افزایش یافته است. ارتباط بین رخداد پدیده‌های حدی با تغییرات اقلیمی موضوعی جدید و چالش انگیز بین دانشمندان هواشناسی است. یکی از پدیده‌های حدی، بارش برف سنگین است. مخاطره‌ی برف-های سنگین در سراسر جهان همه ساله خسارت‌های زیادی را به بار می‌آورد. در طی سال‌های ۲۰۰۱-۱۹۴۹ در ایالات متحده، ۱۵۵ توفان ناگهانی برف، ۲۱/۶ میلیارد دلار خسارت وارد نمود (چنگنون[1]، ۲۰۰۵). برف سنگین سال ۱۳۸۳ استان گیلان نیز بالغ بر ۴۰۰ میلیارد تومان به تاسیسات زیربنایی خسارت وارد آورد (استانداری گیلان، ۱۳۸۴). برف‌های سنگین از جنبه‌های گوناگونی خسارت به بار می‌آورند که شامل تخریب سازه‌های انسان ساخت، قطع خطوط انتقال نیرو و مخابرات، مسدود نمودن راه‌های ارتباط شهری و روستایی، بروز مشکل‌های بهداشتی، تلفات انسانی، خسارت به سازه‌ها و محصول‌های کشاورزی است (بریانت[2]، ۲۰۰۵). برف‌های سنگین گیلان هم از لحاظ شدت و هم از نظر عمق و چگالی در فلات ایران شرایط ویژه‌ای دارند. ظرف مدت یک قرن اخیر (از سال ۱۲۸۴ تا ۱۳۹۲) در استان گیلان حدود ۱۹ برف سنگین رخ داده است. مطالعات زیادی در خصوص الگوهای جوی به وجود آورنده‌ی این پدیده صورت گرفته است که می‌توان به تحقیقات فرید مجتهدی و همکاران (۱۳۸۵)، فهیمی‌نژاد و همکارن (۱۳۹۱)، مومن‌پور و همکاران (۱۳۹۳) اشاره نمود. محمدی و مسعودیان (۱۳۸۹) در یک مطالعه‌ی موردی بارش سنگین فراگیر آبان ماه ۱۳۷۳ را تحلیل نمودند. آن‌ها برهم کنش دو جت جنب حاره‌ای و جت قطبی بر روی عراق را یکی از عوامل اصلی رخداد این سامانه بیان نمودند. امینی‌نیا و همکاران (۱۳۸۹) نوسانات بارش برف سنگین را در شمال غرب ایران بررسی نمودند. نتایج تحقیق آن‌ها بیانگر نوسانات زیاد بارش برف سنگین و روند کاهشی آن بوده است. عزیزی و همکاران (۱۳۸۹)، نقش بندال در رخداد سرماهای فرین ایران را در ژانویه سال‌های ۱۹۶۴ و ۲۰۰۸، بررسی کردند. نتایج تحقیق آن‌ها بیانگر این است که موقعیت قرارگیری سامانه‌ی بندالی از مهمترین عوامل وقوع سرمای ماه ژانویه سال‌های پیش گفته بوده است و سامانه‌ای که بیشترین افت دما را در سراسر کشور در پی داشته، الگوی امگا داشته است. در بررسی موج سرمای شدید ژانویه ۲۰۰۸

1- Changnon

2- Bryant

ایران، عزیزی و همکاران (۱۳۸۸) استقرار مداوم سامانه‌ی بندالی در طی ژانویه ۲۰۰۸ را علت عمده‌ی سرمای شدید ایران معرفی کردند. زربو (۱۳۹۰)، بندال را در بازه‌ی زمانی دسامبر تا فوریه ۲۰۱۰-۲۰۰۹ بر روی اروپا-آسیا بررسی کرده و آن زمستان را از لحاظ رویداد بندال زمستانی بی-هنجار یافت. نتایج محاسبات نشان داد که فعالیت موج و شار آن در حین رویداد بندال تضعیف یا متوقف می‌شود.

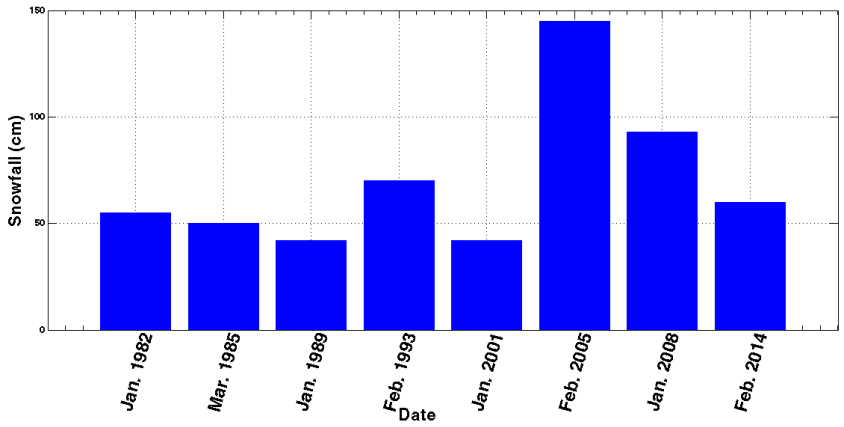
هدف از این تحقیق بررسی الگوی سامانه‌هایی است که در مقیاس بزرگ و همدیدی موجب بروز برف‌های سنگین در استان گیلان شده‌اند. نتایج حاصل از این تحقیق کمک شایانی در پیش‌بینی دقیق‌تر این پدیده خواهد نمود.

داده و روش کار

در این تحقیق، از داده‌های دیدبانی ایستگاه هواشناسی سینوپتیکی رشت و داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیط زیست-مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCEP/NCAR) استفاده شده است، (Kalnay et al, 1996). برای بررسی کمیت‌های جوی در مقیاس سیاره‌ای و همدیدی از دو محدوده‌ی مختلف استفاده شده است. برای بررسی اثر تاوه‌ی قطبی از نقشه‌ی نیمکره‌ی شمالی؛ و برای بررسی کمیت‌ها و بی‌هنجاری آن‌ها در مقیاس همدیدی، نقشه‌ها از محدوده‌ی ۳۰ درجه‌ی غربی تا ۹۰ درجه‌ی شرقی در راستای طول جغرافیایی و ۱۰ تا ۸۰ درجه‌ی شمالی در راستای عرض جعرافیایی تهیه و ترسیم شدند. برای بررسی همدیدی کامل برف سنگین در سواحل شمالی ایران و به دست آوردن الگوی این پدیده بر اساس مطالعه‌ی مومن پور و همکاران در سال ۱۳۹۳ تمام سال‌هایی که برف سنگین ریزش کرده بود، استخراج شد. در نهایت ۶ تاریخ (سال‌های ۱۹۶۴، ۱۹۸۵، ۱۹۹۳، ۲۰۰۵، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۴) انتخاب گردید. برای آشکارسازی نقش گرمایش ناگهانی پوش‌سپهر تراز ۱۰ هکتوپاسکال در نظر گرفته شد. ابتدا الگوی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰ هکتو پاسکال برای زمستان‌های فوق بررسی شد و سپس الگوی ترکیبی فراسنج‌های فشار متوسط سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ و بی‌هنجاری آن‌ها برای روزهایی که بارش برف بوده است، بررسی شدند. لازم به ذکر است که بی‌هنجاری‌ها نسبت به بازه‌ی زمانی سی ساله (۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰) محاسبه شده‌اند.

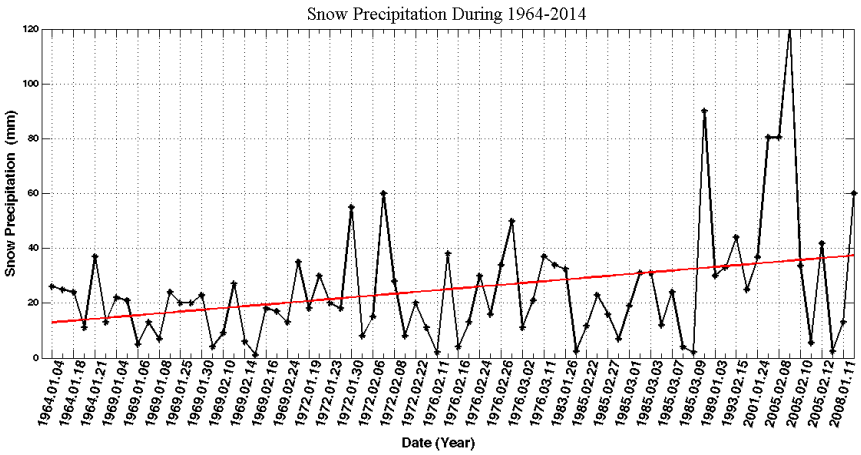
نتایج

شکل ۱، ارتفاع برف‌های اندازه‌گیری شده در ایستگاه هواشناسی سینوپتیکی رشت در سال‌هایی که برف سنگین اتفاق افتاده‌است را نشان می‌دهد. بیشترین ارتفاع برف در فوریه سال ۲۰۰۵ به میزان ۱۴۵ سانتی‌متر اتفاق افتاده است. پس از آن ارتفاع برف در ژانویه‌ی ۲۰۰۸ و فوریه‌ی ۱۹۹۳ به ترتیب به میزان ۹۳ و ۷۰ سانتی‌متر بیشینه بوده است. فوریه‌ی ۲۰۱۴ با داشتن ارتفاع برف ۶۰ سانتی‌متری در رتبه‌ی چهارم قرار دارد.



شکل شماره ۱- نمودار ارتفاع برف سنگین در ایستگاه هواشناسی سینوپتیکی رشت از سال ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۴

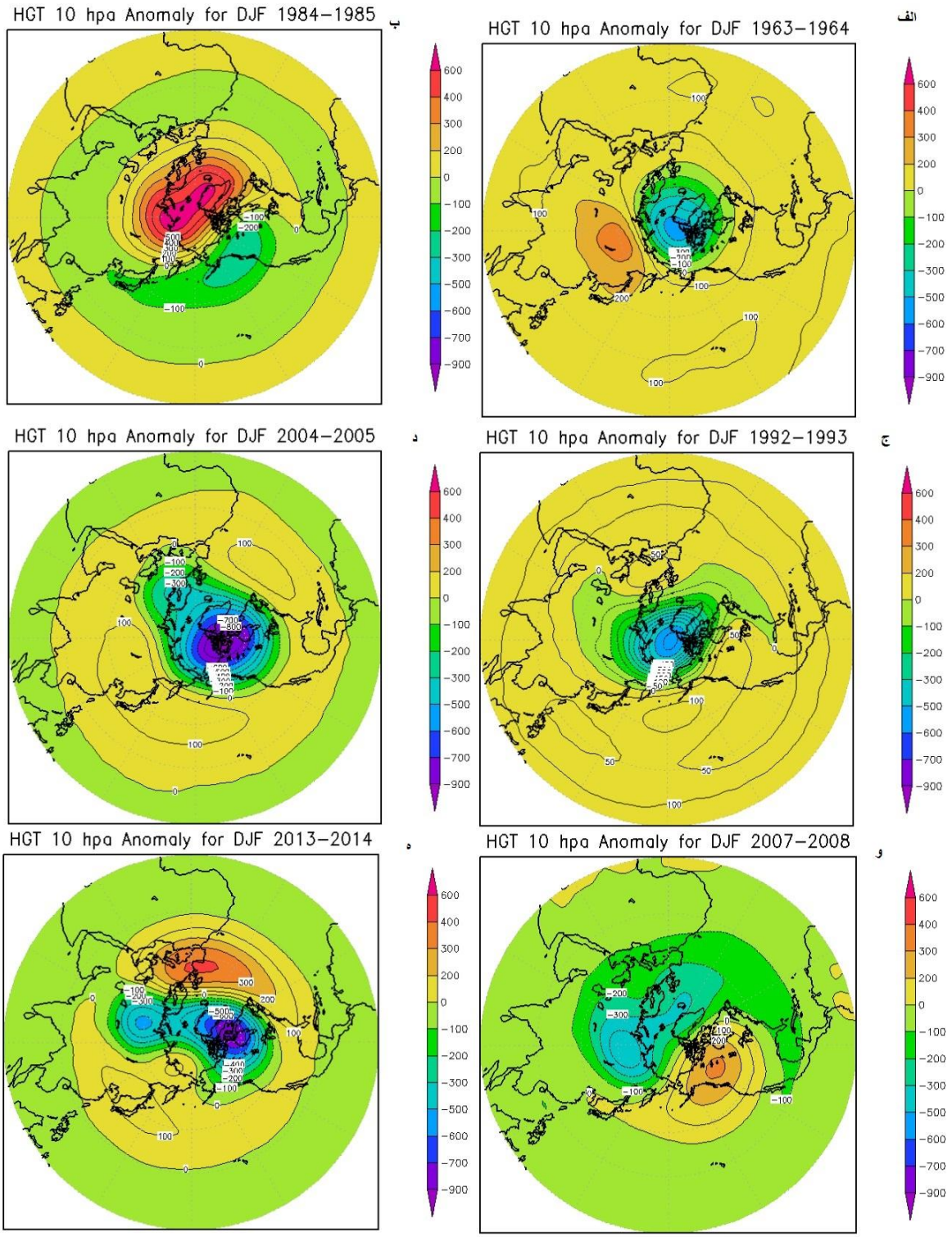
شکل ۲، روند بارش برف سنگین را از سال ۱۹۶۴ تا ۲۰۰۸ نشان می‌دهد. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، این روند افزایشی است. از سال ۱۹۶۴ تا ۱۹۷۲ روند افزایشی با شیب قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود. سپس شیب آن ملایم شده تا این که در سال ۲۰۰۵ به بیشینه مقدار خود می‌رسد. این گونه استنباط می‌شود که با توجه به گرم شدن جهانی، شدت وقوع پدیده‌ی حدی برف در سواحل ایران افزایش یافته است.



شکل شماره ۲- روند میزان بارش برف بر حسب میلی‌متر از سال ۱۹۶۴ تا ۲۰۰۸

الگوی زمستانی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰ هکتو پاسکال

شکل ۳، الگوی زمستانی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰ هکتوپاسکال را برای سال‌هایی که برف سنگین در سواحل دریای خزر رخ‌داده است را نشان می‌دهد. در زمستان ۱۹۶۴-۱۹۶۳، الگوی این کمیت به صورت عادی خود دیده می‌شود، البته قطب از مقدار میانگین خود سردتر است. گرمایش ناگهانی پوش‌سپهر اتفاق نیفتاده است. بر روی دریای خزر نیز هیچ‌گونه بی‌هنجاری مشاهده نمی‌شود. الگوی زمستان ۱۹۸۵-۱۹۸۴ بیانگر گرم‌تر بودن پوش‌سپهر از حالت میانگین خود است. بر روی دریای خزر تفاوت چندانی با میانگین مشاهده نمی‌شود. زمستان ۱۹۹۳-۱۹۹۲، قطب از حالت معمول خود سردتر است و این سرمایش تا دریای خزر نیز گسترش یافته است. زمستان ۲۰۰۵-۲۰۰۴، الگوی بارز گرمایش ناگهانی پوش‌سپهر دیده می‌شود. البته گسترش سرمای قطب به سوی آمریکا و کانادا شدید است اما بر روی دریای خزر نیز اثرات آن به صورت ضعیف‌تر مشاهده می‌شود. در زمستان ۲۰۰۸-۲۰۰۷، الگوی نامتقارن (دو هسته‌ی گرم و سرد) در دوطرف نیمکره‌ی شمالی مشاهده می‌شود. بر روی آمریکا هسته‌ی گرم و بر روی شرق روسیه و سیبری هسته‌ی سرد قرار دارد. به گونه‌ای که بر روی دریای خزر ارتفاع تراز ۱۰ هکتو پاسکال حدود ۲۰۰ متر از میانگین خود کمتر است. زمستان ۲۰۱۴-۲۰۱۳، الگوی متقارن گرمایش ناگهانی پوش‌سپهر با وضوح کامل در نیمکره‌ی شمالی به چشم می‌خورد. دو هسته‌ی گرم و دو هسته‌ی سرد در دور تا دور نیمکره‌ی شمالی، به گونه‌ای که هسته‌ی سرد بسیار قوی بر روی آمریکا و کانادا و هسته‌ی سرد دیگر بر روی سیبری قرار دارند. این هسته‌ی سرد تا دریای خزر گسترش یافته است.

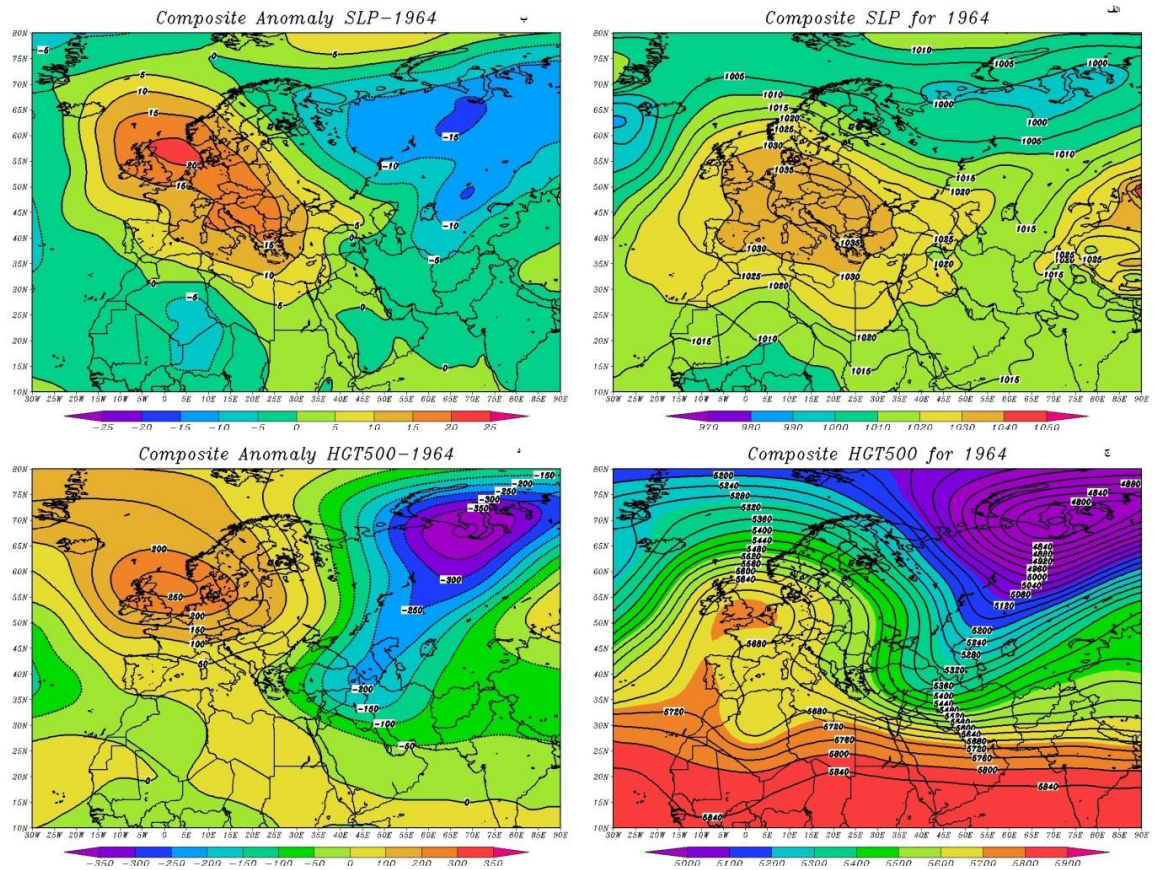


شکل شماره ۳- الگوی زمستانی(دسامبر، ژانویه و فوریه) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰ هکتوپاسکال برای بارش‌های برف سنگین استان گیلان

الگوی ترکیبی مطالعات موردی

الگوی همدیدی برف سنگین ۱۹٦٤

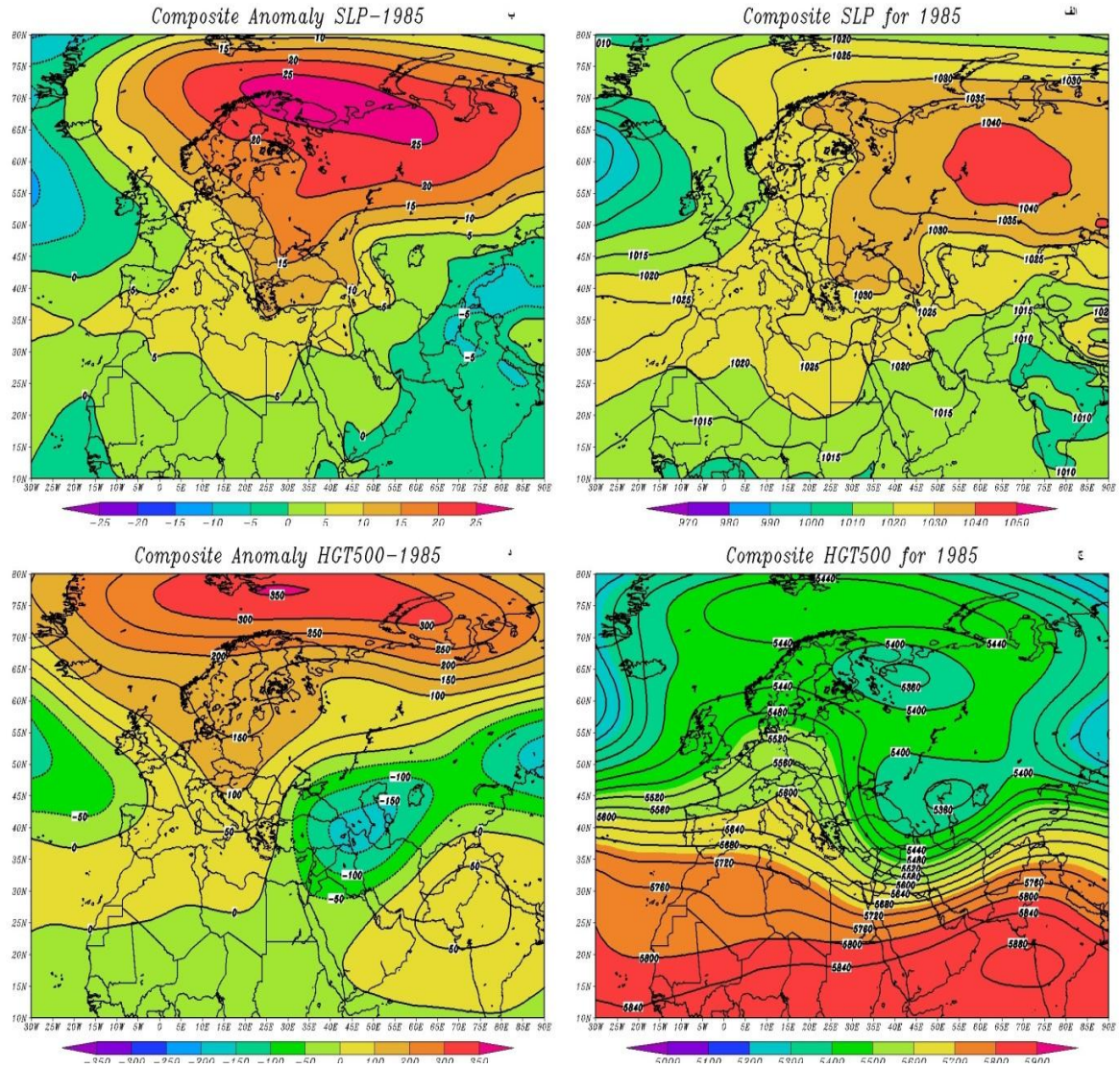
شکل ۴ الف و ب، الگوی ترکیبی فشار متوسط سطح دریا و بی‌هنجاری آن را به ترتیب نشان می‌دهند. مرکز پرفشار قوی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال بر روی شمال دریای مدیترانه و بر روی اروپا قرار دارد که زبانه‌های آن تا شمال دریای خزر گسترش یافته است. بی‌هنجاری مثبت بسیار قوی حدود ۲۰ هکتوپاسکال در شمال غرب اروپا دیده می‌شود. پرفشار کمی از میانگین خود ضعیف‌تر است. ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بیانگر الگوی بندالی از نوع زوجی در منطقه‌ی اروپا است که زبانه‌های ناوه‌ی ناشی از آن بر روی دریای خزر است. این ناوه بسیار قوی است و ارتفاع بر روی خزر حدود ۲۰۰ ژئوپتانسیل‌متر از میانگین آن کمتر است، (شکل ۴، ج و د).



شکل شماره ٤- الگوی ترکیبی الف) فشار متوسط سطح دریا، ب) بی‌هنجاری فشار متوسط سطح دریا، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، د) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای بارش برف سنگین ۱۹۶۴

الگوی همدیدی برف سنگین ۱۹۸۵

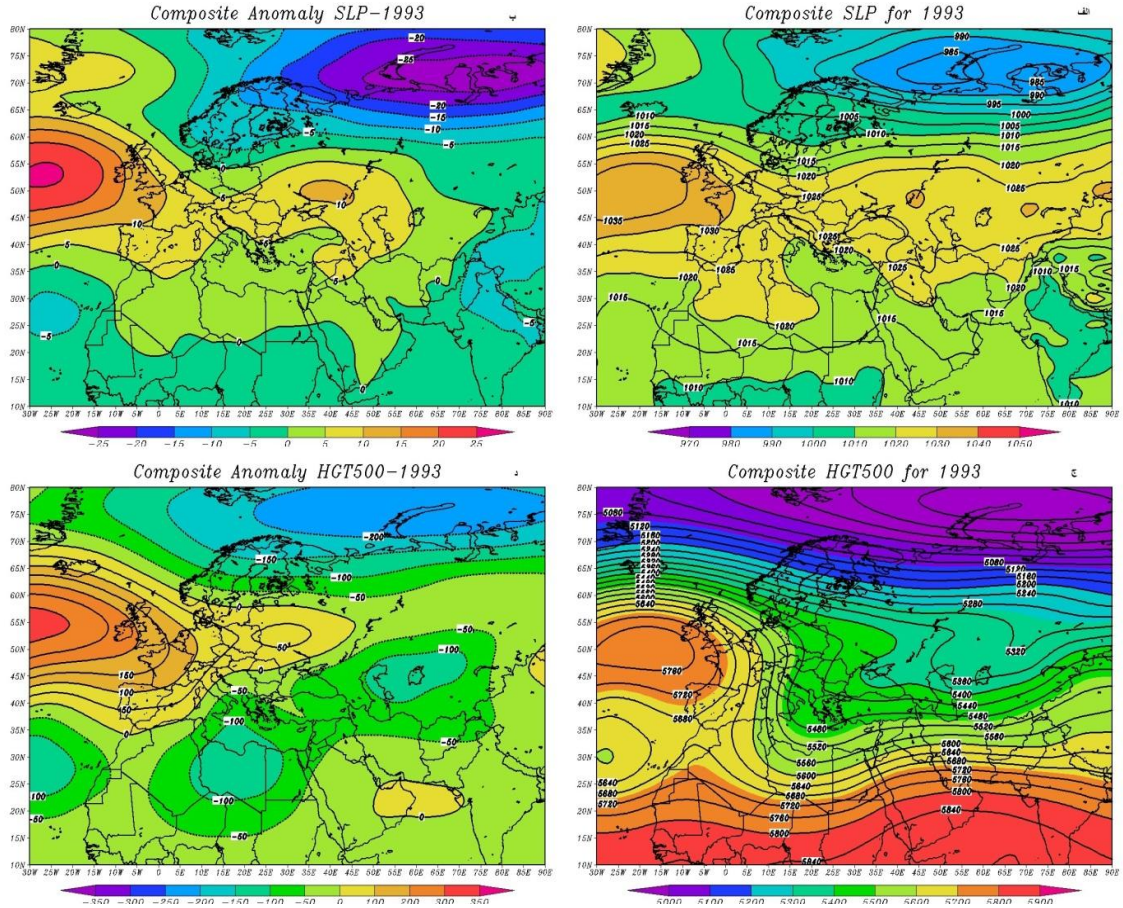
الگوی همدیدی فشار متوسط سطح دریا در برف سنگین ۱۹۸۵، بیانگر مرکز پرفشار قوی ۱۰۴۰ هکتوپاسکال در شمال شرق روسیه است، به گونه‌ای که فشار به میزان ۲۵ هکتوپاسکال از میانگین خود بیشتر است. همچنین الگوی بندالی شبه زوجی در منطقه مشاهده می‌شود که ناوه‌ی کج مثبت خزر را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی بر روی خزر و سواحل جنوبی آن، حاکی از قوی بودن ناوه واقع شده در آن منطقه دارد (شکل ۵).



شکل شماره ۵- الگوی ترکیبی الف) فشار متوسط سطح دریا، ب) بی‌هنجاری فشار متوسط سطح دریا، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، د) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای بارش برف سنگین ۱۹۸۵

الگوی همدیدی برف سنگین ۱۹۹۳

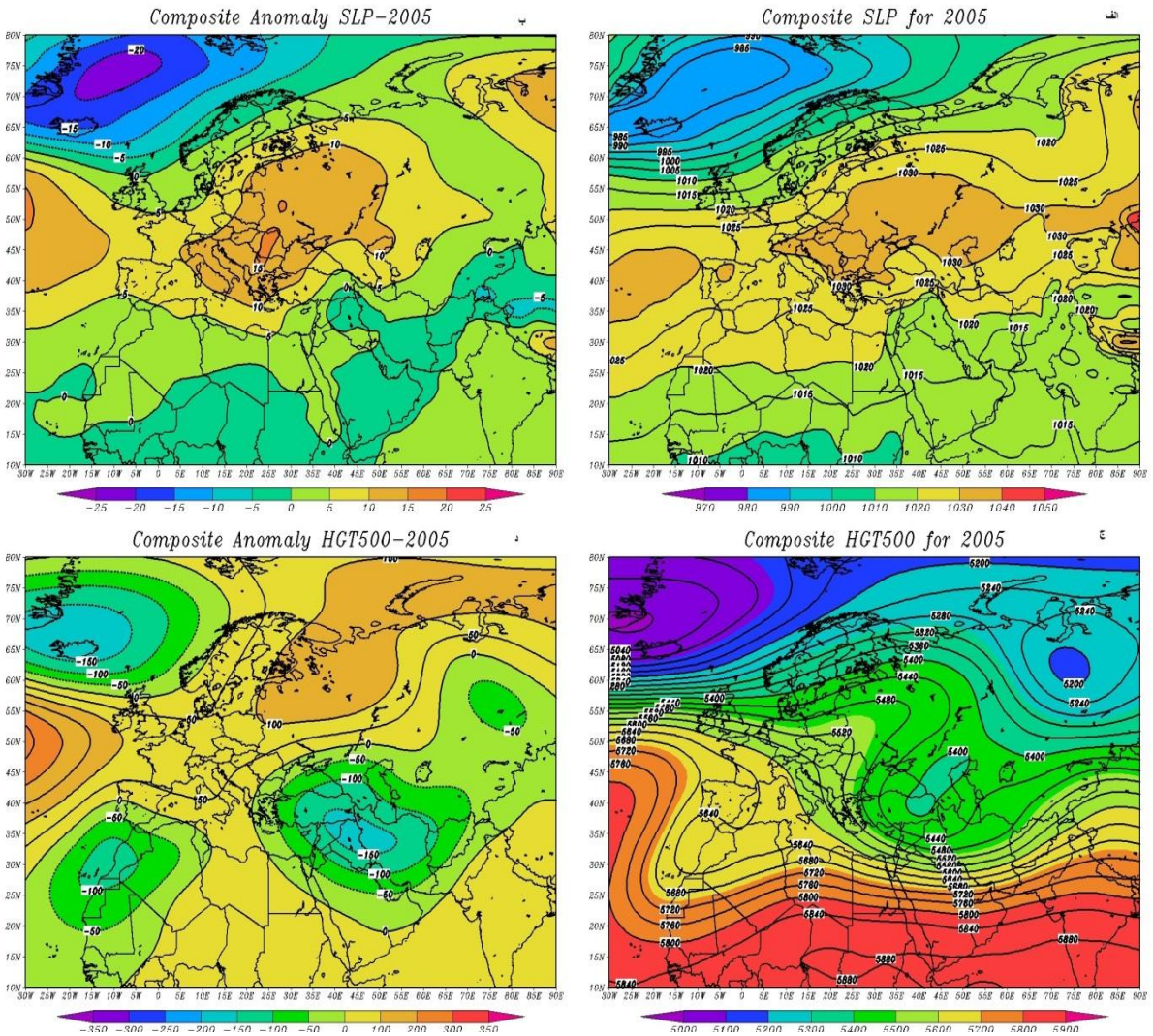
الگوی همدیدی فشار متوسط سطح دریا در برف سنگین ۱۹۹۳، بیانگر وجود کمربند پرفشار در عرض‌های ۴۵ تا ۵۵ درجه‌ی شمالی است که قدرت بیشتری در شمال دریای سیاه دارد. همچنین ناوه‌ای با محور کج مثبت بر روی دریای سیاه تا مدیترانه قرار دارد که ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهد، (شکل ۶).



شکل شماره ٦- الگوی ترکیبی الف) فشار متوسط سطح دریا، ب) بی‌هنجاری فشار متوسط سطح دریا، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، د) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای بارش برف سنگین ۱۹۹۳

الگوی همدیدی برف سنگین ۲۰۰۵

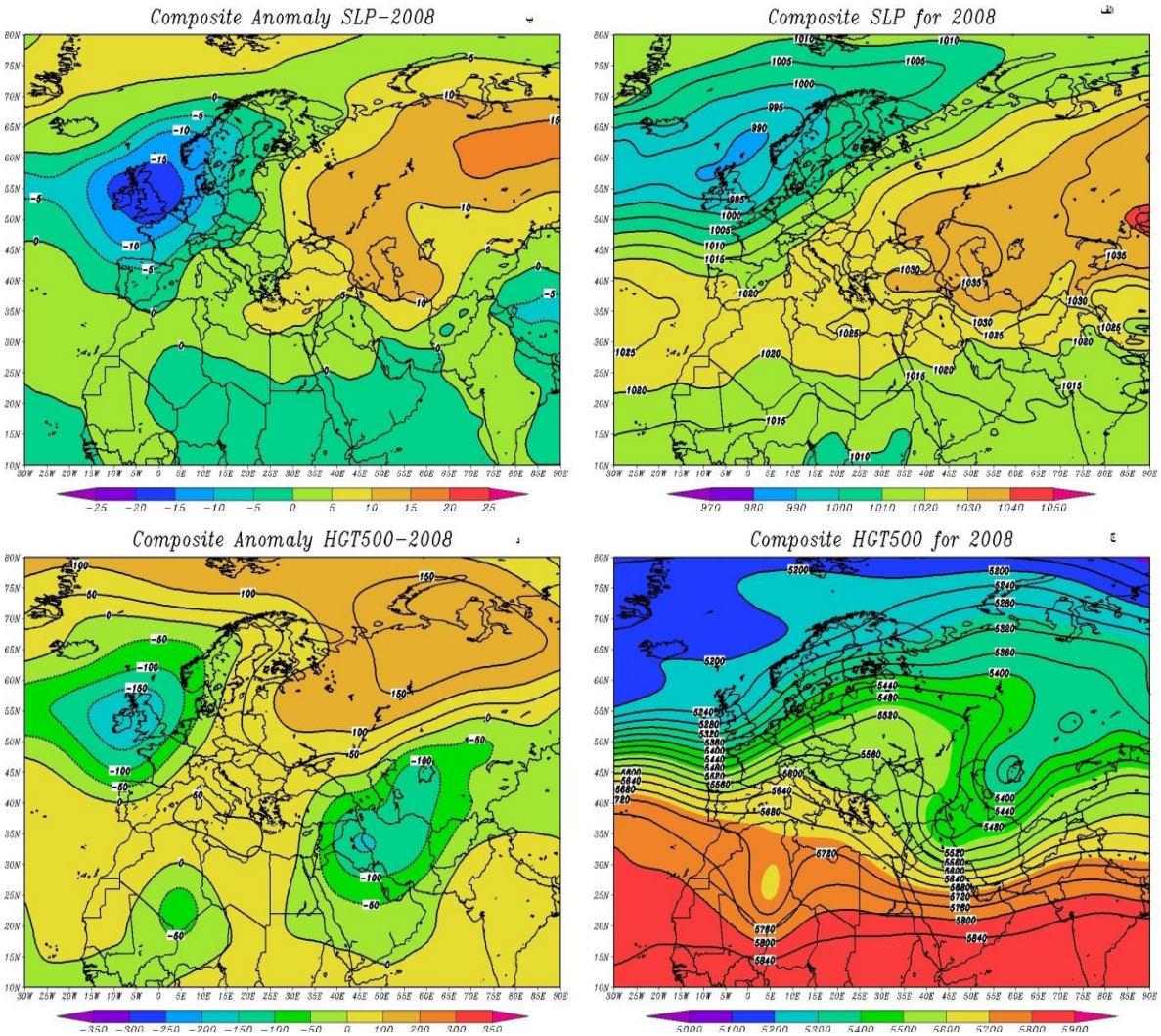
در سال ۲۰۰۵ که بیشترین ارتفاع برف در سواحل جنوبی گیلان در طی دوره‌ی آماری مورد مطالعه رخ داده است، الگوی فشار سطح زمین نشان دهنده‌ی ترکیب دو پرفشار سیبری و اروپایی بر منطقه‌ی دریای خزر است که پرفشار اروپایی قوی‌تر است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز، الگوی بندالی زوجی شکل به چشم می‌خورد که ناوه‌ای با محور کج مثبت نواحی خزر را پوشش می‌دهد، (شکل ۷).



شکل شماره ۷- الگوی ترکیبی الف) فشار متوسط سطح دریا، ب) بی‌هنجاری فشار متوسط سطح دریا، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، د) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای بارش برف سنگین سال ۲۰۰۵

الگوی همدیدی برف سنگین ۲۰۰۸

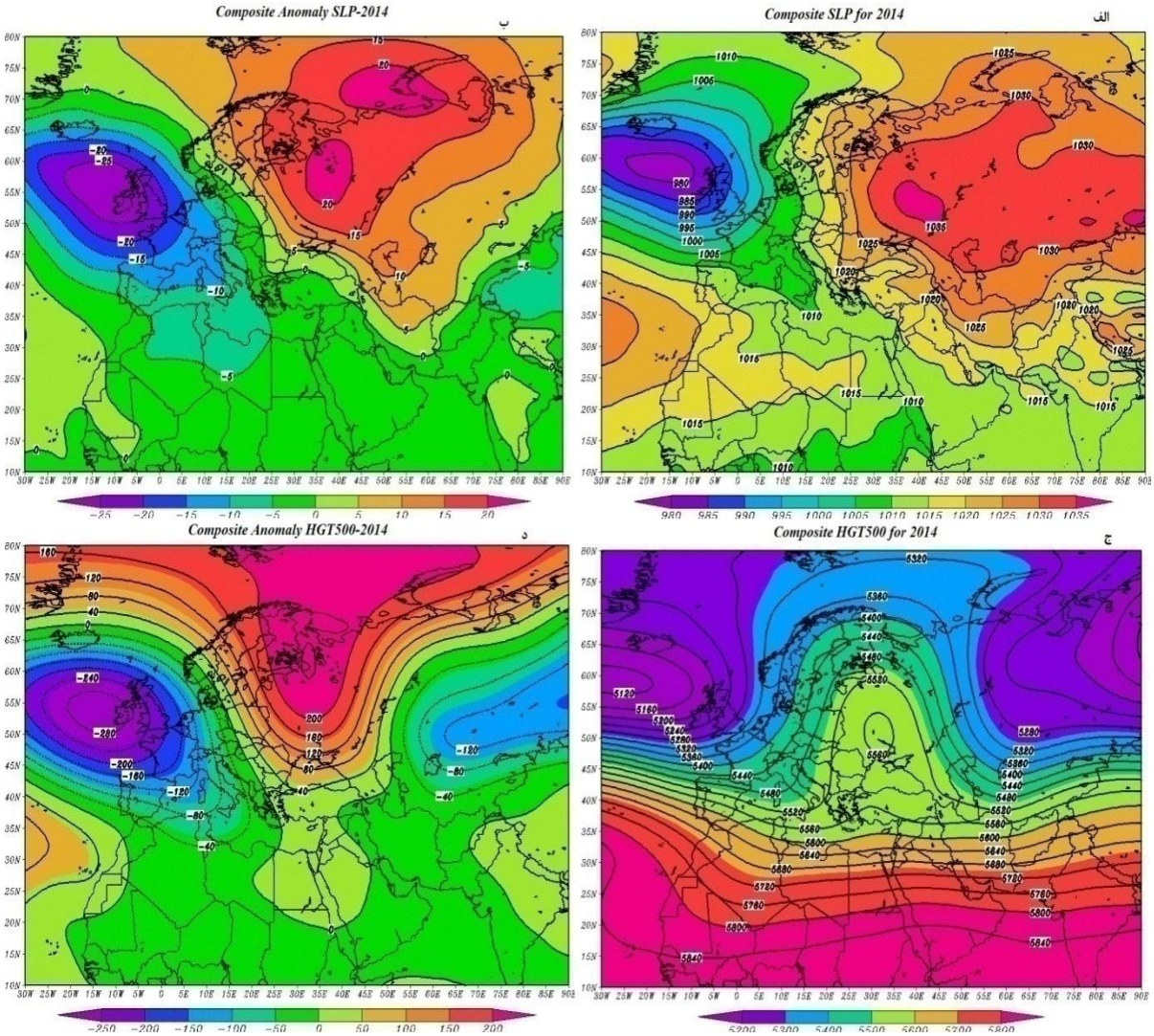
در سال ۲۰۰۸، زبانه‌های پرفشار سیبری حاکم بر منطقه‌ی دریای خزر است و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی بندالی از نوع زوجی مشاهده می‌شود که با محور کج مثبت باعث تقویت حرکات صعودی در سواحل جنوبی دریای خزر و ریزش برف سنگین شده است، (شکل ۸).



شکل شماره ۸- الگوی ترکیبی الف) فشار متوسط سطح دریا، ب) بی‌هنجاری فشار متوسط سطح دریا، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، د) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای بارش برف سنگین ۲۰۰۸

الگوی همدیدی برف سنگین ۲۰۱٤

الگوی فشار سطح زمین نشان‌دهنده‌ی وجود پرفشار ۱۰۳۶ هکتوپاسکال در شمال غرب دریای خزر است که بی-هنجاری مثبت ۲۰ هکتوپاسکالی آن قدرتمندی این پرفشار را تائید می‌کند. این الگو نشان دهنده ریزش هوای سرد از سوی قطب به سوی دریای خزر است. الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی بیانگر وجود سامانه‌ی بندالی از نوع امگا در منطقه است که مقادیر بی‌هنجاری‌های منفی و مثبت آن قدرتمندی آن را نشان می‌دهند (شکل ۹).



شکل شماره ۹- الگوی ترکیبی الف) فشار متوسط سطح دریا، ب) بی‌هنجاری فشار متوسط سطح دریا، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، د) بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای بارش برف سنگین ۲۰۱۴

نتیجه‌گیری

بررسی رخداد پدیده‌های جوی با ویژگی‌های فیزیکی، مکانی و زمانی خاص و خارج از الگوهای متداول آب و هوایی، یکی از موارد مطالعاتی مورد توجه دانشمندان علوم جوی است. بسیاری از این رخدادها جزء شرایط مخاطره‌های محیطی محسوب شده و خسارت‌های بسیاری را در مناطقی که رخ می‌دهند به بار می‌آورند. برف‌های سنگین استان گیلان نیز جزء پدیده‌های حدی است که در سال‌های اخیر شدت آن رو به افزایش بوده است. از بررسی الگوی این پدیده در زمستان‌هایی که برف سنگین در سواحل دریای خزر اتفاق افتاده است به این نتیجه می‌رسیم که گرچه گرمایش ناگهانی پوش‌سپهر عامل مهمی در وقوع این پدیده است، اما در برخی از سال‌ها نیز با وجود ریزش سنگین برف، این کمیت در حالت معمول خود بوده است. بررسی الگوی ترکیبی همدیدی برف‌های سنگین سواحل غربی دریای خزر، نشان از وجود پرفشاری بر روی دریای خزر است، که گاهی

پرفشار سیبری و برخی موارد پرفشار بالکان و در مواردی نیز ترکیب این دو پرفشار دیده می‌شوند. اما در تمامی موارد مطالعه شده، حضور الگوی بندالی برای بارش برف سنگین ضروری است که بیشتر الگوها از نوع بندال زوجی بوده‌اند. مطالعات موردی در خصوص برف سنگین سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۰۸ در سواحل گیلان، این نتایج را تایید می‌کنند (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸؛ فهیمی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۱). مطالعات زیادی در خصوص ارتباط بین پدیده‌های حدی و تاوه‌ی قطبی انجام شده است که نشانه‌هایی از اثر تغییر اقلیم و افزایش دما یافت شده است، (Baldwin et al, 2001; Song et al, 2004; Francis et al, 2012). در اثر گرمایش جهانی، یخ‌های دریاها در نواحی قطبی ذوب شده و سپیدایی در آن نواحی کاهش می‌یابد. بنابراین تضاد دمایی بین مناطق قطبی و عرض‌های جنوبی کاهش یافته و سبب تضعیف جت قطبی می‌شود. البته انجام مطالعات جامع در سطح منطقه و جهانی برای بررسی دقیق‌تر و یافتن ارتباط بین گرم شدن ناگهانی پوش‌سپهر و ریزش برف سنگین، ضروری به نظر می‌رسد.

سپاسگزاری

این پژوهش در قالب طرح پژوهشی با کد ۰۱-۰۳۲-۳۹۳ مصوب پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی انجام شده است. همچنین نویسندگان این مقاله از اداره کل هواشناسی استان گیلان به دلیل در اختیار گذاشتن داده‌های برف تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

۱- امینی‌نیا، ک؛ ح. لشکری، و ب. علیجانی، ۱۳۸۹: بررسی و تحلیل بارش برف سنگین در شمال غرب ایران. فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره‌ی ۲۹، ۱۳۸۹.

۲- زربو، ام، ۱۳۹۰: بررسی موردی پدیده بلاکینگ بر روی اروپا – آسیا با استفاده از فعالیت موج و شار آن. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

۳- عزیزی، ق، ط. اکبری، م. داودی، و م. اکبری، ۱۳۸۸: تحلیل همدیدی موج سرمای شدید دیرماه ۱۳۸۶ ایران. نشریه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی شماره ۷۰ زمستان صفحه ۱۹-۱.

۴- عزیزی، ق، م. خلیلی، ۱۳۸۹: نقش بلکینگ در رخداد سرماهای فرین ایران. پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۷۷، پاییز ۱۳۹۰، صفحه ۵۵-۳۹.

۵- مجتهدی، ف، ن. خوش اخلاق، ف. نیری، ح. افشارمنش، ۱۳۸۵: واکاوی همدیدی رخداد بارش برف سنگین فوریه ۲۰۰۵ استان گیلان. نشریه علوم جغرافیایی، شماره ۴.

۶- فهیمی‌نژاد، ا؛ ز. حجازی‌زاده، ب. علیجانی، پ. ضیائیان، ۱۳۹۱: تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵). مجله‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره نوزدهم، پاییز و زمستان ۱۳۹۱.

۷- محمدی، ب؛ ا. مسعودیان، ۱۳۸۹: تحلیل همدید بارش-های سنگین ایران، مطالعه‌ی موردی: آبان ماه ۱۳۷۳. نشریه‌ی جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۱۹، پاییز ۱۳۸۹.

۸- محمودی، ف، (۱۳۷۴): سیمای طبیعی و زمین‌شناسی گیلان. کتاب گیلان. تهران: پژوهشگران ایران.

۹- مومن‌پور، ف؛ س. نگاه، ش. هادی‌نژاد صبوری، ف. مجتهدی، نیما، ا. اسعدی اسکویی، ۱۳۹۳: واکاوی سازوکار رخداد مخاطره‌ی برف‌های سنگین جلگه‌ی گیلان در نیم-سده‌ی اخیر. نشریه‌ی جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره‌ی نهم، بهار ۱۳۹۳.

10- Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 294(5542), 581-584.

11- Bryant, E. (2005): Natural Hazards. 2nd Edition. Cambridge University Press.

12- Changnon, S. A., &Changnon, D. (2005). Snowstorm catastrophes in the United States. Global Environmental Change Part B: Environmental Hazards, 6(3), 158-166.

13- Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid_latitudes. Geophysical Research Letters, 39(6).

14- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40 -Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.

15- Song, Y., & Robinson, W. A. (2004). Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. Journal of the atmospheric sciences, 61(14), 1711-1725.