

## مطالعه تحلیل هم‌دید، دینامیکی سرمای ناهنجار مازندران از ۲ تا ۵ آذر ۱۳۹۵

ایمان فلاحت پیشه<sup>۱\*</sup>، همت اله روده<sup>۲</sup>، یداله یوسفی<sup>۳</sup>، طاهر صفرزاد<sup>۴</sup>، فرشته خوشه چرخ<sup>۵</sup>

۱ و ۵- کارشناسی ارشد آب و هواشناسی دانشگاه مازندران، بابلسر.

۲ و ۳- دانشیار، گروه آب و هواشناسی، دانشگاه مازندران، بابلسر.

### چکیده

هدف از این پژوهش، بررسی هم‌دید علیت سرمای ناهنجار آذر ۱۳۹۵ در مازندران و مهم‌ترین پدیده‌های جوی برهه‌های ۶ ساعته از منظر دینامیک می‌باشد. نقشه‌های هم‌دید از وب‌سایت NOAA و داده‌های ایستگاهی از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. داده‌های دریافت شده، در نرم‌افزار Excel یکپارچه شدند. در ترسیم نقشه‌های هم‌دید میانگین ۲۷ آبان تا ۱۰ آذر ۱۴۰۳، در هسته سرما نسبت به بلندمدت ارتفاع تراز ۵۰۰ میلی بار کمتر از ۶۰-، فشار سطح دریا بیش از ۹ میلی بار و دما سطح کمتر از ۱۲- کلوین مشاهده شد و بر اساس این نکات، به تحلیل این سامانه پرداخته شد. در اوایل آذر ۱۳۹۵ با وقوع بلاکینگ و پیشروی یک پرفشار از شرق اروپا به سمت منطقه سیبری در روسیه، در تراز میانی جو سردچالی از ناحیه سیبری به منطقه پیشروی کرد و در سطح زمین این سردچال، با پرفشار آسیای مرکزی (ملقب به سیبری) همراهی شد و ناهنجاری چشمگیر دمایی را در شمال کشور رقم زد؛ به طوری که، از سال ۱۹۵۱ خاصه در ایستگاه‌های جلگه استان سابقه ثبت رؤیت برف برای ماه نوامبر میلادی وجود نداشته است. نتایج پژوهش حاضر نشان داد که هر نوع بارشی در هر شرایطی به شکل منظم از غرب به شرق پیشروی نمی‌کند. تأثیر حرکت غرب به شرق یک موج در مناطق شرقی و غربی همیشه یکسان نخواهد بود و الزاماً ارتباطی خطی بین مسیر حرکت سامانه‌های بارشی و مقدار بارش برقرار نیست.

کلید واژه‌ها: برف، یخبندان، مازندران، تحلیل دینامیک، هم‌دید.

## مقدمه

در مباحث هواشناختی، مقوله پراکنش بارش، یک موضوع پراهمیت است. برف یکی از گونه‌های ریزش آسمانی است؛ چگالش هوای مرطوب در شرایطی که دمای هوا کمتر از صفر درجه سلسیوس باشد پدیدار می‌شود (کیخسروی کیانی و مسعودیان، ۱۳۹۵). برف بخش مهمی از سیستم آب و هوایی در عرض‌های میانی و بالایی زمین است (وگمن و همکاران، ۲۰۱۷). برف آلود، طول‌موج کوتاه و هدایت حرارتی پایینی دارد و جریان گرما و تابش را تعدیل می‌کند که در نهایت الگوهای گردش منطقه‌ای جو را نیز تعدیل می‌کند (کوهن و همکاران، ۲۰۱۴). در سال‌های اخیر بعلت تغییر شرایط اقلیمی زمین و وقوع پدیده‌های اقلیمی شدید، بنظر می‌رسد بارش برف از لحاظ فراوانی و تداوم دچار تغییراتی شده است. این تغییر بر روی وسعت پهنه درگیر با برف و مرز آن تاثیر گذاشته و به‌نوعی چرخه هیدرولوژیکی مناطق مختلف زمین را دچار مشکل کرده است (دانش‌موحد، ۱۳۹۲). علاوه بر این، به دلیل اینکه برف به‌عنوان یک مخزن موقت آب عمل می‌کند، تغییرات آن بر رطوبت خاک، تبخیر و در نهایت فرآیند بارندگی تأثیر می‌گذارد. در نتیجه، پوشش و عمق برف تأثیر بسزایی در محیط‌زیست (Jonas et al, 2008) و سامانه‌های اقتصادی (Agrawala, 2007) دارد. بارش برف با وجود اینکه یک پدیده جوی همانند سایر نزولات جوی است؛ ولی به دلیل ماهیت فیزیکی دارای آثار و تبعات خاص خود می‌باشد. با همه مزیت‌های برف برای اقلیم کشور خشک و نیمه خشکی چون ایران محدودیت‌های خاص خود را نیز دارد (شادپور و همکاران، ۱۳۹۷). موج سرما یکی از حالت‌های ویژه دمایی، شامل مقادیر فرین دمای کمینه است. سرماهای فرین به علت شدت و رخداد ناگهانی‌شان تأثیر بسزایی بر زیست‌بوم‌ها و جوامع بشری دارند (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۲). الگوهای بارندگی به شرایط جوی بستگی دارند ولی این الگوها در مناطق کوهستانی پیچیده‌تر هستند؛ زیرا، در این مناطق شرایط جوی با ویژگی‌های محلی و محیطی ترکیب شده و الگوهای بارندگی را مشخص می‌کنند. ویژگی‌های توپوگرافیکی و جغرافیایی، میزان بارش را در برخی مکان‌ها افزایش داده و در محل دیگری کاهش می‌دهند. تأثیر عوامل محیطی بر عناصر اقلیمی باعث کاربرد روز افزون تکنیک‌های آماری در بررسی‌های اقلیمی شده‌اند و کاربرد صحیح این تکنیک‌ها،

مدل‌بندی و شبیه‌سازی تغییرات مکانی عناصر اقلیمی را امکان‌پذیر می‌سازد (ساری صراف و همکاران، ۱۳۸۹). طی ۲ دهه گذشته، ۳ مرتبه (دی ماه ۱۳۸۶، بهمن ۱۳۹۲ و آذر ۱۳۹۵) در مازندران برف و یخبندان سراسری به وقوع پیوست. در هر یک از این سامانه‌ها، اوج بارش در مجموع هر سامانه و در زمان‌های مختلف متفاوت و متغیر بوده است. بر اساس گزارش ایستگاه‌ها، در سامانه مربوط به سال ۱۳۸۶، اوج بارش‌ها در نواحی سواحل مرکزی، سال ۱۳۹۲ در غرب جلگه و در سال ۱۳۹۵ در دامنه‌های مرکزی استان بوده است. در برهه ۲ تا ۵ آذر ۱۳۹۵، در زمان‌های متفاوت بین نقاط مختلفی از استان با تغییرات مکانی هسته‌های بارش همراه بود. در این مقاله ضمن بررسی این مسئله، به علت مهم‌ترین پدیده‌های جوی برهه‌های ۶ ساعته در نقاط مختلف استان خواهیم پرداخت. برخی از الگوهای بلاکینگ مؤثر بر بارش، گاهی با داشتن شرایط ویژه منجر به بارش‌های برف شدید و مداوم می‌شوند که از جمله آثار اقلیمی دیگر پس‌از آن، به سرمای شدید و یخبندان می‌توان اشاره کرد. بارش برف بیش از ۱۹۰ سانتی‌متر در دی ۱۳۸۶ در غرب، شمال و شمال غرب کشور نیز از دیگر موارد رخداد برف سنگین ناشی از رخداد پدیده بلاکینگ بوده است (درگاهیان و علیجانی، ۱۳۹۲). از آنجایی که بارش برف همچون باران و حتی بیشتر از آن، دارای تغییرپذیری زمانی و مکانی زیاد ناشی از واداشت‌های جوی و برهمکنش آن‌ها با ناهمواری و پوشش گیاهی منطقه می‌باشد، پیش‌بینی آن کاری دشوار است؛ بنابراین علاوه بر در نظر گرفتن عوامل محلی مانند پوشش گیاهی و ناهمواری، بررسی عوامل همدیدی و ترمودینامیکی حاکم بر منطقه در زمان وقوع بارش امری ضروری است (کریمی و همکاران، ۱۴۰۱). بررسی‌های بسیاری در زمینه‌ی توفان‌های برف در مناطق مختلف کشور صورت گرفته است که یکی از آن‌ها، بررسی این پدیده از دیدگاه همدیدی است. فتاحی و شیراوند (۱۳۹۳) به بررسی سامانه‌های همدیدی حاکم بر بارش سنگین در منطقه غرب ایران پرداختند و در دسته‌بندی این الگوها از روش خوشه‌بندی استفاده نمودند. گاهی وقوع حوادث نادر جوی مانند وقوع هم‌زمان برف و گردوخاک در کشور نیز مشاهده شده است که ناشی از وجود جبهه در غرب کشور بوده است. برف‌های ناشی از دریاچه در برخی از پهنه‌های آبی دیگر مناطق مختلف جهان، از جمله دریاچه بزرگ نمک (Steenburg, 2000)، دریاچه فینگر (Sobash and , ۲۰۰۵)

سیکلون‌های مدیترانه‌ای از جمله ویژگی‌های بارز الگوهای همدیدی روزهای برف در نظر گرفته شد. غفاریان و همکاران (۱۳۹۵) نتایج پژوهش آن‌ها با موضوع بررسی نقش واداشت‌های منطقه‌ای، در شکل‌گیری الگوی مکانی مخاطره‌ی برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در جلگه‌ی گیلان، نشان داد که شکل‌گیری سلول پرفشار ثانویه در مقیاس محلی، ناشی از واداشت پهنه‌ی سرد ناهمواری‌های قفقاز و شارش جریان‌های سرد کوه به دشت، روی جلگه‌ی کورا است. برخورد بادهای شرق‌سوی این سلول با جریان‌های غرب‌سوی ناشی از توده هوای پرفشار قطبی که روی شمال‌شرق دریای مازندران واقع شده، موجب همگرایی جهت باد سطحی به محدوده‌ی کوچکی در حوالی جنوب تالاب انزلی شده است. در گستره کشور می‌توان پهنه‌هایی شاخص را از نظر بارشی تشخیص داد. از جمله آن می‌توان به سواحل جنوبی دریای مازندران اشاره کرد. منطقه‌ای که اقلیم، طبیعت و زندگی ساکنان آن را همبستگی عوامل مختلفی چون دریاچه، جنگل و کوهستان شکل داده است که متناسب با این عوامل تحت تأثیر جریانات و گردش‌های جوی، منطقه‌ای پربارش را در پهنه ایران خشک شاهد هستیم. منطقه‌ای که به زیبایی توانسته هم از جریانات واگرایی هوا و هم از جریانات همگرایی هوا بهره کامل را ببرد و در هر دو صورت با بهره‌مندی از این قابلیت‌ها در تمام فصول سال ریزش‌های فراوان باران و برف را داشته باشد. با این اوصاف این ریزش‌ها به‌عنوان شاخص‌ترین عنصر اقلیمی در سواحل جنوبی دریای مازندران حاصل کنش و واکنش ویژگی‌های میان‌مقیاس و کوچک‌مقیاس با گردش‌های بزرگ‌مقیاس جو است. باین‌وجود وقوع بارش‌های حدی در سواحل جنوبی دریای مازندران را باید ناشی از برهم‌کنش مؤلفه‌های گردشی جو بزرگ‌مقیاس و مؤلفه‌های منطقه‌ای و محلی دانست (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶). بانو (۲۰۰۱) به تحلیل زمستان‌های سرد و گرم در چین به‌عنوان یکی از وسیع‌ترین پهنه‌های خشکی در اوراسیا پرداخته است. او ضمن توصیف و مقایسه زمستان‌های سرد و گرم، فرایندهای مؤثر برافت دما و سامانه‌های باران‌زا در چین را تحلیل کرده و سرانجام با استفاده از تفسیر و تحلیل شرایط موجود به ارائه راهکارهایی در خصوص پیش‌بینی شرایط جوی زمستانه در چین پرداخته است. دان گودگل (۲۰۰۵) به بررسی رخداد غیرعادی سرما در روزهای ۲۹ نوامبر تا ۴ دسامبر ۲۰۰۴ از نظر رفتار پارامترهای هواشناسی همراه با موقعیت‌های همدیدی

(Larid)، دریاچه چامپلین (Payer et al, 2007)، و دریاچه‌های کوچک در غرب و غرب میانه (Wilken, 1997) و برخی سواحل شمال شرقی ایالات متحده، در دریای ژاپن (Higuchi, 1963)، کره جنوبی، خلیج فنلاند و خلیج‌های هودسن، سنت لورنس در کانادا و دریای سیاه (Kidnap, 2006) شناسایی شده است. خالدی و همکاران (۱۳۹۶)، به بررسی بارش سنگین در استان گیلان در بهمن ۱۳۹۲ پرداخته‌اند. بررسی همدیدی آن‌ها نشان داد که یک مرکز پرفشار قوی در بخش‌های شمالی اروپا شکل گرفته و جریانات جنوب‌سوی آن بر روی دریاچه مازندران مستقر شده است. همچنین به علت ایجاد اختلافات شدید دمایی بین آب دریا و توده‌های ورودی، همرفت شدید و صعود هوا بر روی منطقه مورد مطالعه و بارش‌های شدید و مخاطره‌آمیز در سواحل جنوبی دریاچه مازندران به‌ویژه جلگه گیلان رخ داده است. باغبانان و حسینی (۱۳۹۷) به بررسی برف سنگین بهمن‌ماه سال ۱۳۹۶ پرداخته‌اند که در بسیاری از شهرهای ایران از جمله تهران رخ داد و صدمات و خسارات فراوانی را به بار آورد. بررسی همدیدی نشان داد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ناوه عمیقی بر روی مدیترانه مستقر است که محور آن از دریای سیاه تا غرب دریای سرخ امتداد دارد و ایران در نیمه شرقی آن قرار دارد. محور فرود این ناوه جنوب غربی - شمال شرقی است و یک مرکز کم ارتفاع در ارتفاعات شمالی زاگرس تشکیل داده است. جریان‌های جوی در ترازهای میانی در این سامانه نصف‌النهاری شده و هوای مرطوب مدیترانه را به سوی ایران انتقال داده است. گندم‌کار و همکاران (۱۴۰۱) بارش برف در استان گیلان را برای چند نمونه مختلف از دیدگاه همدیدی در نظر گرفته و با بررسی نقشه‌های فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نتیجه گرفتند که در زمان این بارش‌ها پرفشار قطبی در سطح زمین و یک ناوه در ترازهای میانی جو وجود دارد. نتایج به‌دست‌آمده از طبقه‌بندی داده‌ها نشان داد چهار الگوی پرفشار اروپایی، بلاکینگ دو قطبی، پرفشار دینامیکی - حرارتی سیبری و شمال دریای مازندران و سیکلون‌های مدیترانه‌ای روزهای برفی این ناحیه را کنترل می‌کنند که در سه الگوی اول آرایش موج‌های بادهای غربی و تقویت پرفشار از طریق همگرایی جریان هوا در تراز میانی جو امری بدیهی محسوب شده و فرونشست هوا در این تراز باعث افزایش گستره قائم پرفشار به ترازهای بالاتر می‌گردد. بنابراین دینامیکی بودن پرفشارهای فوق و همچنین

بارش‌های برف سنگین در طول این ۱۰۴ سال در ژاپن افزایش داشته‌اند و روند افزایش این بارش‌ها ۲.۳٪ در هر دهه بوده است. این افزایش بارش برف در فصل پاییز بیشتر از دیگر فصل‌های سال بوده است که عمدتاً در نواحی غربی ژاپن رخ داده‌اند. با این وجود بارش‌های بیش از ۵۰ میلی‌متر در روز هیچ‌گونه افزایشی از خود نشان نداده‌اند و تعداد آن‌ها از ۱۰۰ مورد در این ۱۰۴ سال بیشتر بوده است (فوجیبی و یامازکی ۲۰۰۶). امینی نیا و همکاران (۲۰۱۰) الگوی های جوی مربوط به روزهای بارش برف سنگین در منطقه شمال غرب ایران را بر اساس تحلیل مؤلفه‌های اصلی روزهایی که حداقل شدت برف ۱۵ سانتیمتر در مدت ۲۴ ساعت بود را با استفاده از نقشه‌های ترکیبی فشار سطح دریا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی کردند. نتایج شش الگوی مشخص شده نشان از نفوذ رطوبت جریان جنوب غربی به دلیل فعالیت سیستم کم‌فشار بر عراق است که بسیاری از این گروه‌ها با جریان شرقی یا شمال شرقی، سرد مخلوط و عامل اصلی محسوب می‌شود (امینی نیا و همکاران، ۲۰۱۰). همانگونه که بیان شد، در دی‌ماه ۱۳۸۶، بهمین ۱۳۹۲ و آذر ۱۳۹۵ در مازندران یخبندان و برف سراسری به وقوع پیوست که منشأ سرما اواسط و اواخر دی‌ماه ۱۳۸۶ در سطح زمین پرفشار شمال اسکاندیناوی-قطب و در تراز میانی ناوهای از تاوه قطبی سیبری به همراه کم ارتفاع غربی، اواسط بهمین ۱۳۹۲ در سطح زمین پرفشار شمال اسکاندیناوی-قطب به همراه پرفشار غرب سیبری و در تراز میانی ناوهای از تاوه قطبی سیبری و در اوایل آذر ۱۳۹۵ در سطح زمین پرفشار سیبری و در تراز میانی سردچال سیبری بوده است. در این پژوهش، ضمن بررسی همدیدی علت سرمای ناهنجار آذر ۱۳۹۵ در مازندران، مهم‌ترین پدیده‌های جوی برهه‌های ۶ ساعته از منظر دینامیک بررسی خواهد شد.

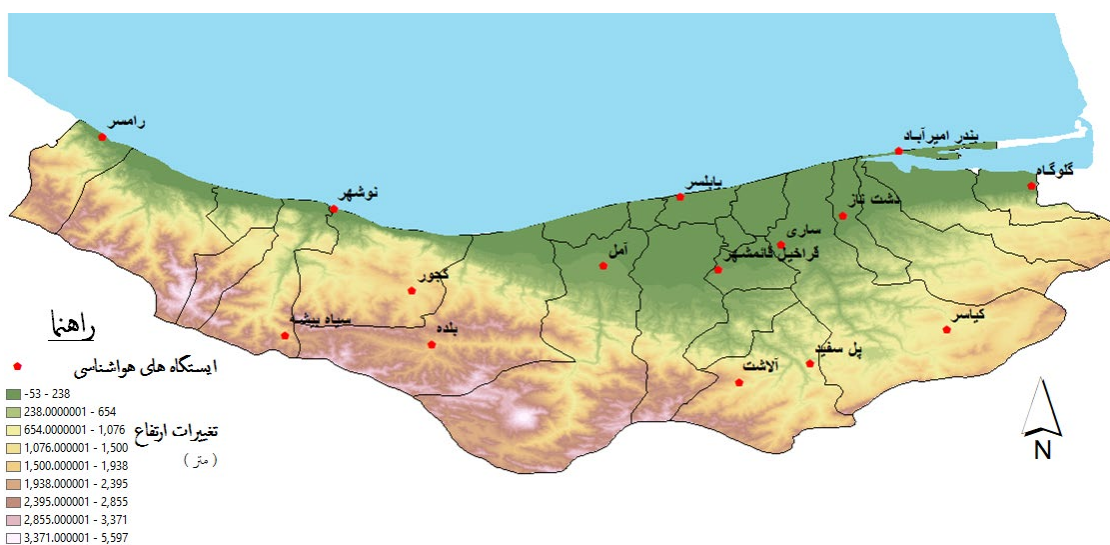
### مواد و روش‌ها

در استان مازندران، با توجه به تغییرات فاصله از کوه و دریا و نوسانات قابل ملاحظه ارتفاع، منجر به توپوگرافی خاص این خطه شده است. به همین دلیل، پراکنش در پارامترهای جوی خاصه بارش، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. استان مازندران با مختصات جغرافیایی  $36^{\circ} 58'$  تا  $35^{\circ} 46'$  عرض شمالی و  $50^{\circ} 21'$  تا  $54^{\circ} 08'$  طول شرقی و با وسعت  $23833$  کیلومتر مربع،  $1/5$  درصد از مساحت کشور را تشکیل می‌دهد.

کم‌سابقه در کانادا پرداخته و نشان داده است که وجود سامانه کم ارتفاع در سطوح فوقانی باعث بروز سرما در منطقه در طی روزهای مورد مطالعه شده است. شاهرخ‌وندی و همکاران (۱۳۸۶) با بررسی نقشه‌های سینوپتیکی به مطالعه مراکز عمل در فصل زمستان بر روی ایران پرداخته و در توجیه سرمای بی‌سابقه ژانویه ۱۹۶۴، استقرار پرفشار بر روی اروپای مرکزی را همراه با ناهنجاری مثبت و شدید فشار، دلیل خشکی هوای خاورمیانه در این سال معرفی می‌کند. او همچنین ادغام پرفشار روی اروپای مرکزی را با پرفشار سیبری در امتداد نصف‌النهار  $55$  درجه شرقی، عامل تشکیل ناوه بین دریاچه آرال و دریای مازندران و در نتیجه فرارفت هوای سرد به داخل کشور می‌داند. فرید مجتهدی (۱۳۸۵) یخبندان‌های سواحل جنوبی دریای مازندران را به دو روش آماری و سینوپتیکی مورد تجزیه و تحلیل قرارداد و نتیجه گرفت که الگوی روزهای اوج یخبندان در منطقه، نشان از قرارگیری محور ناوه در شرق دریای مازندران و محور پشته در شرق اروپا یا شرق دریای سیاه دارد. امام هادی و علیجانی (۱۳۸۳) به منظور تعیین توده‌های هوایی مؤثر بر اقلیم کشور در دوره سرد سال، پس از تحلیل‌های آماری، سینوپتیکی و تفسیر نمودارهای ترمودینامیک، به شناسایی و طبقه‌بندی توده‌های هوا در دوره سرد سال پرداخته است. پری و همکاران (۲۰۰۶) رابطه بارش برف و توپوگرافی جنوب آپالاش و ارتباط بین بارش برف و شارش جنوب غرب و تنوع توپوگرافی و جغرافیایی در جنوب رشته‌کوه آپالاش را بررسی و الگوهای بارش برف سنگین را در این منطقه شناسایی کردند. هونیکا و همکاران (۲۰۰۶) الگوی همدیدی مؤثر در بارش‌های سنگین نواحی آلیپ را بررسی کردند و نتیجه گرفتند که اثر سلول‌های کم‌فشار مدیترانه‌ای در زمستان در مواجهه با پرفشارهای قطبی سبب بارش‌های سنگین این ناحیه می‌شود. فوجیبی و یامازکی (۲۰۰۶) به مطالعه و بررسی تغییرات بلندمدت بارش‌های برف سنگین در ژاپن پرداختند. برای این منظور داده‌های بارندگی ۵۱ ایستگاه از سال ۱۹۵۴ تا ۲۰۰۴ را گردآوری نمودند. تحلیل آن‌ها بر اساس طبقه‌بندی شدت بارش برف و فراوانی آن بود. به همین منظور شاخص‌هایی که آن‌ها در این پژوهش بکار گرفتند بر اساس بارش‌های برف بیش از ۱۰۰ میلی‌متر روزانه و حداکثر بارش برف سالانه قرار داشت. آن‌ها ۱۰۰ مورد از این بارش‌ها را که در طول ۱۰۴ سال رخ داده بود مبنای مطالعات قراردادند. با مطالعه و تجزیه و تحلیل این بارش‌ها به نتایج زیر دست یافتند:

مازندران، جابه‌جایی هسته‌های بارشی، علت تشکیل مراکز پرفشار و کم‌فشار ثانویه و . . . مطابق با اهداف پژوهش در برهه‌های ۶ ساعته از ۲ تا ۵ آذر ۱۳۹۵ با استفاده از تصاویر رادار (دریافت شده از اداره کل هواشناسی استان مازندران) و نقشه‌های تجزیه و تحلیل مجدد ERA5 وبسایت Weather.us و پیش‌یابی ventusky.com بررسی می‌شوند. در ابتدا، خلاصه‌ای از تغییرات پارامترهای مختلف جوی ایستگاه‌های هواشناسی استان مازندران قرار گرفته است (جدول ۱ تا ۶) سپس علت پدیده‌ها و پراکنش بارش برف در ساعات مختلف از منظر دینامیک جو آنالیز می‌شود

در این پژوهش از داده‌های ۱۵ ایستگاه هم‌دید استفاده می‌شود که این ۱۵ ایستگاه مازندران شامل، ۴ ایستگاه ساحلی، ۵ ایستگاه جلگه‌ای و ۶ ایستگاه کوهستانی می‌باشد. موقعیت این ۱۵ ایستگاه در شکل ۱ قابل مشاهده است. نقشه‌های مرتبط با تحلیل هم‌دید، برای ۳ پارامتر آنومالی ارتفاع تراز ۵۰۰ میلی بار، فشار سطح دریا و دما از پایگاه اداره ملی اقیانوسی و جوی ایالات‌متحده آمریکا (NOAA) ترسیم شد و داده‌های وضعیت جوی، بارندگی، دما، سرعت و جهت باد ۱۵ ایستگاه هم‌دید مازندران از سازمان هواشناسی کشور (IRIMO) دریافت شد. در این پژوهش، تغییرات جوی



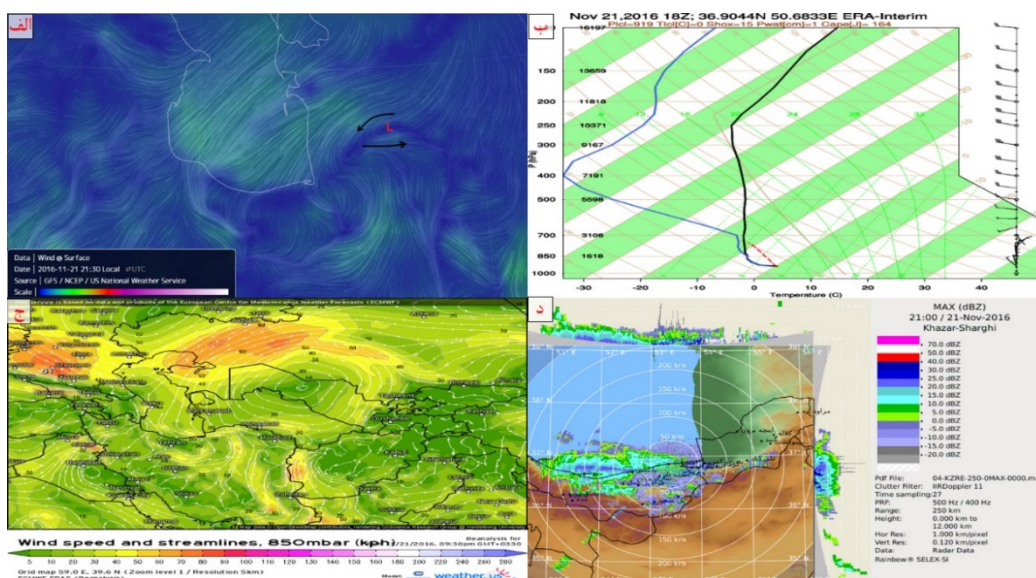
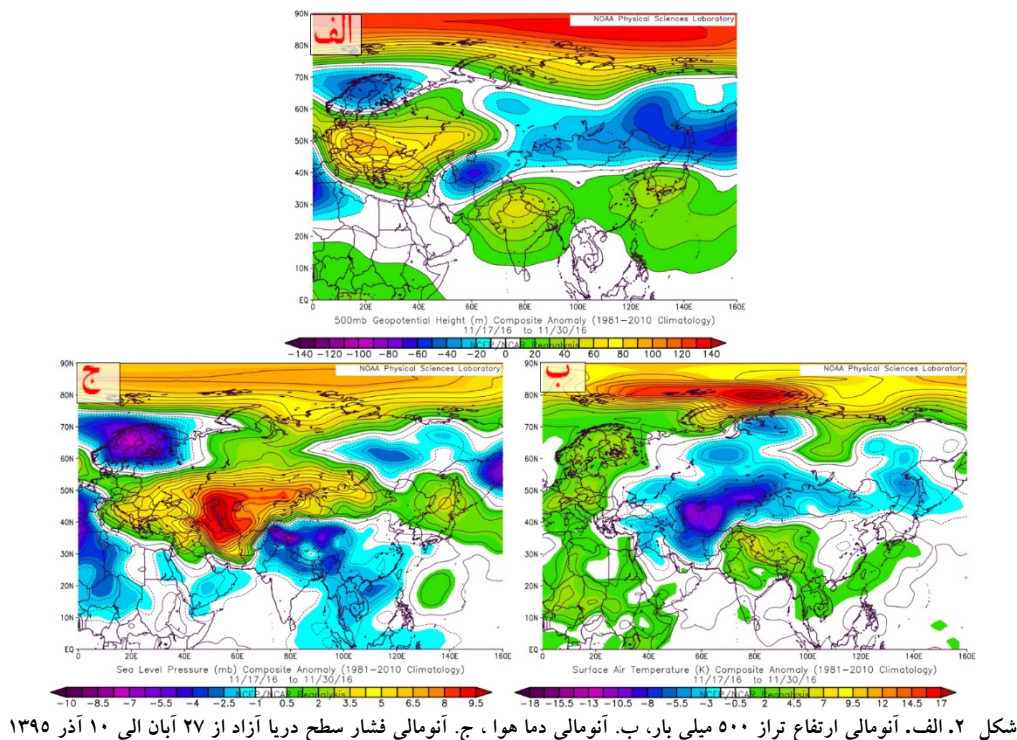
شکل ۱- توپوگرافی و موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی مازندران

جدول ۱. تغییرات بارش ۶ ساعت گذشته ایستگاه‌های مازندران در برهه‌های ۶ ساعته از ساعت ۳:۳۰ سه‌شنبه ۲ آذر تا ساعت ۹:۳۰ جمعه ۵ آذر ۱۳۹۵ (رنگ خاکستری: بدون داده، رنگ سبز: بیشترین بارش و رنگ نارنجی: کم‌ترین بارش)

ایستگاه	بارندگی ۶ ساعت گذشته (میلیمتر)													
	سه شنبه ۲ آذر ۱۳۹۵				چهارشنبه ۳ آذر ۱۳۹۵				پنجشنبه ۴ آذر ۱۳۹۵				جمعه ۵ آذر ۱۳۹۵	
	۳:۳۰	۹:۳۰	۱۵:۳۰	۲۱:۳۰	۳:۳۰	۹:۳۰	۱۵:۳۰	۲۱:۳۰	۳:۳۰	۹:۳۰	۱۵:۳۰	۲۱:۳۰	۳:۳۰	۹:۳۰
رامسر	۸	۳	۷	۰	۲	۱۰	۱۰	۴	۰	۲	۵	۳	۰	۰
سیاه بیشه	۰	۱	۰/۱	۰/۱	۰/۶	۰/۷	۰/۱	۰/۵						
نوشهر	۶	۳	۷	۲۲	۲۱	۱۳	۳۴	۱۸	۸	۱۳	۸	۳	۰/۲	۰
کجور		۲	۰/۰۱			۴	۳			۳	۰/۵			۰
بلده		۰/۲	۰/۱			۰/۶	۰/۲			۰/۰۱	۰			۰
امل	۰/۵	۴	۳	۱۴	۱۹	۸	۶	۰/۱	۰	۱	۰/۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
بابلسر	۵	۷	۰/۶	۱۱	۵	۹	۶	۰/۳	۰/۲	۰/۵	۴	۲	۲	۰/۲
قراخیل قائمشهر	۰	۲	۰/۳	۶	۹	۴	۰/۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱
پل سفید		۲	۰/۱			۱۸	۳			۴	۰/۸			۰
آلاشت		۹	۲۰			۲۸	۸			۷	۱			۰/۳
ساری	۰	۰/۴	۰/۱	۵	۹	۰/۹	۰/۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱	۰/۲	۰/۳
کیاسر	۰/۴	۰/۱	۰/۲	۲	۶	۱	۰/۶	۰/۱	۰/۱	۳	۱	۰/۶	۰/۲	۰/۹
دشت ناز	۰	۱	۰	۱	۱	۰	۲	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۲	۲	۲
بندر امیرآباد	۲	۴	۰/۴	۶	۲	۰/۴	۰/۱	۰/۲	۰/۴	۰	۱	۰/۷	۳	۱۱
گلوگاه		۳	۰/۱			۱	۰/۴			۲	۱			۱







دامنه‌های شمالی البرز)) شد. قرار گیری دریای مازندران در قسمت چپ حداکثر سرعت جت استریم و واگرایی تراز ۵۰۰ میلی بار باعث تشکیل و تقویت یک کم فشار القایی (بین پرفشار شمالی و پرفشار ثانویه البرز مرکزی) در سواحل غربی مازندران (توجه به ثبت جریانات جنوب غربی ایستگاه رامسر)

گذر بامداد به بعد از ظهر سه شنبه؛ ۲ آذر ۱۳۹۵:

با تداوم شارش جریانات شمالی از البرز غربی سبب تقویت پرفشار ثانویه البرز مرکزی (تشکیل شده تحت عنوان پرفشار محلی به واسطه شرایط دینامیکی جو (نزول هوا در پشت ناوه و پس از تاوایی منفی و همینطور صعود هوای سرد در

نواحی غربی و مرکزی استان؛ به علت، حرارت بیشتر دارد (علت بعضاً ثبت تگرگ در ایستگاه‌های نوشهر و آمل).

### گذر بامداد به صبح چهارشنبه؛ ۳ آذر ۱۳۹۵:

با تقویت شارش جریانات شمالی در ترازهای تحتانی، پرفشار البرز مرکزی تقویت شده و همگرایی جریانات قدری از ساحل نیمه غربی مازندران فاصله گرفته است (علت تضعیف بارش نوشهر). از طرفی، با توجه به اینکه کم‌فشار مذکور جلگه شرق مازندران بین پرفشار البرز مرکزی و پرفشار سیبری قرار گرفته است، شرط بقای القایی بودن آن برقرار است. با حرکت جنوب غرب سوی سردچال سیبری، کم‌فشار اصلی آن به منطقه نزدیک می‌شود و با توجه به عدم قرارگیری جلگه شرق مازندران پشت منطقه تاوایی مثبت، ضمن بقای این کم‌فشار، تراف آن تا دریای مرکزی مازندران هم گسترده‌تر شده است. این موضوع باعث پیشروی مسیر همگرایی تا دامنه‌های بابل شده و علت افت بارش ایستگاه آمل و قراخیل قائمشهر، افزایش سرعت باد ترازهای تحتانی و قرارگیری هسته آن بر روی حوزه آمل و حومه بوده است که همین مسئله به همراه مسیر همگرایی، افزایش بارش ایستگاه‌های آلاشت (هسته بارش)، پل سفید و دامنه‌های مرکزی استان را رقم زده است. علت تغییر جهت جریانات تراز ۸۵۰ میلی بار از شمال غربی به شمالی (علت افزایش بارش رامسر) قرارگیری منطقه قفقاز در پشت تاوایی مثبت تراز ۵۰۰ میلی بار و گسترده شدن پرفشار ثانویه قفقاز در این تراز می‌باشد. به علت همگرایی بین پرفشار سیبری با یال شمالی و غربی کم‌فشار اصلی مستقر در ترکمنستان و یال شمالی کم‌فشار شرق مازندران، بارش ایستگاه بابلسر خاصه در نواحی شمال شرقی این منطقه افزایش یافته است. عدم همگرایی مناسب، علت افت بارش ایستگاه‌های ساری، کیاسر، دشت ناز و بندر امیرآباد و افزایش نسبی بارش گلوگاه به واسطه همگرایی محلی بین دو مرکز کم‌فشار مذکور بوده و ضمن اینکه ابرهای بارشی تشکیل شده به واسطه همگرایی اطراف بابلسر، با جریانات نسبتاً سریع و نسبتاً همگرا شمال غربی-غربی در ترازهای تحتانی باعث تراکم ابرهای بارشی در دامنه‌های گلوگاه شده است. در نمودار Skew-t، افزایش رطوبت نسبی تا بخش تحتانی تراز میانی، منجر به تقویت بارش ارتفاعات مازندران شده است.

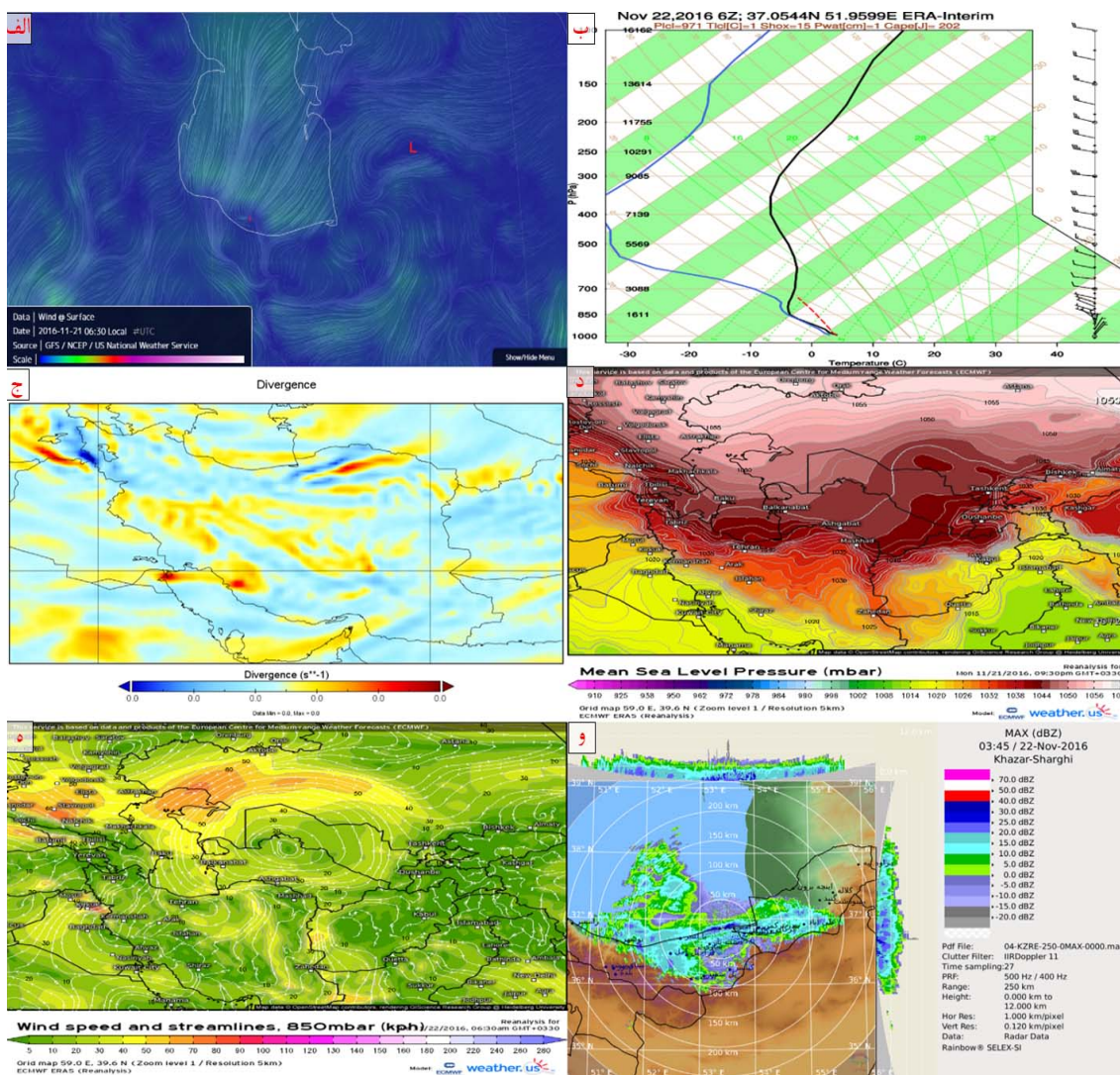
شده است. با توجه به استقرار همگرایی سطح زمین در غرب دریا و جریانات نسبتاً سریع ترازهای تحتانی، زمینه ساز افت بارش‌ها ابتدا در غرب استان و پیشروی بارش‌ها به سمت نیمه شرقی استان شد و بر همین اساس هسته بارش‌ها در ایستگاه آلاشت به وقوع پیوست. با تشدید سرما، در بخش‌هایی از نیمه شرقی جلگه برف و مخلوط باران و برف ثبت شد. در ادامه، با حرکت شرق سوی کم‌فشار سواحل غربی (توجه به ثبت جریانات شمالی ایستگاه رامسر) و افت فشار طبیعی روزانه، عامل تضعیف مجدد بارش‌ها در نیمه شرقی استان بوده است. نمودار Skew-t، بیانگر ناپایدار بودن هوا خاصه در مرکز دریا می‌باشد.

### گذر بعدازظهر سه‌شنبه به بامداد چهارشنبه؛ ۳ آذر ۱۳۹۵:

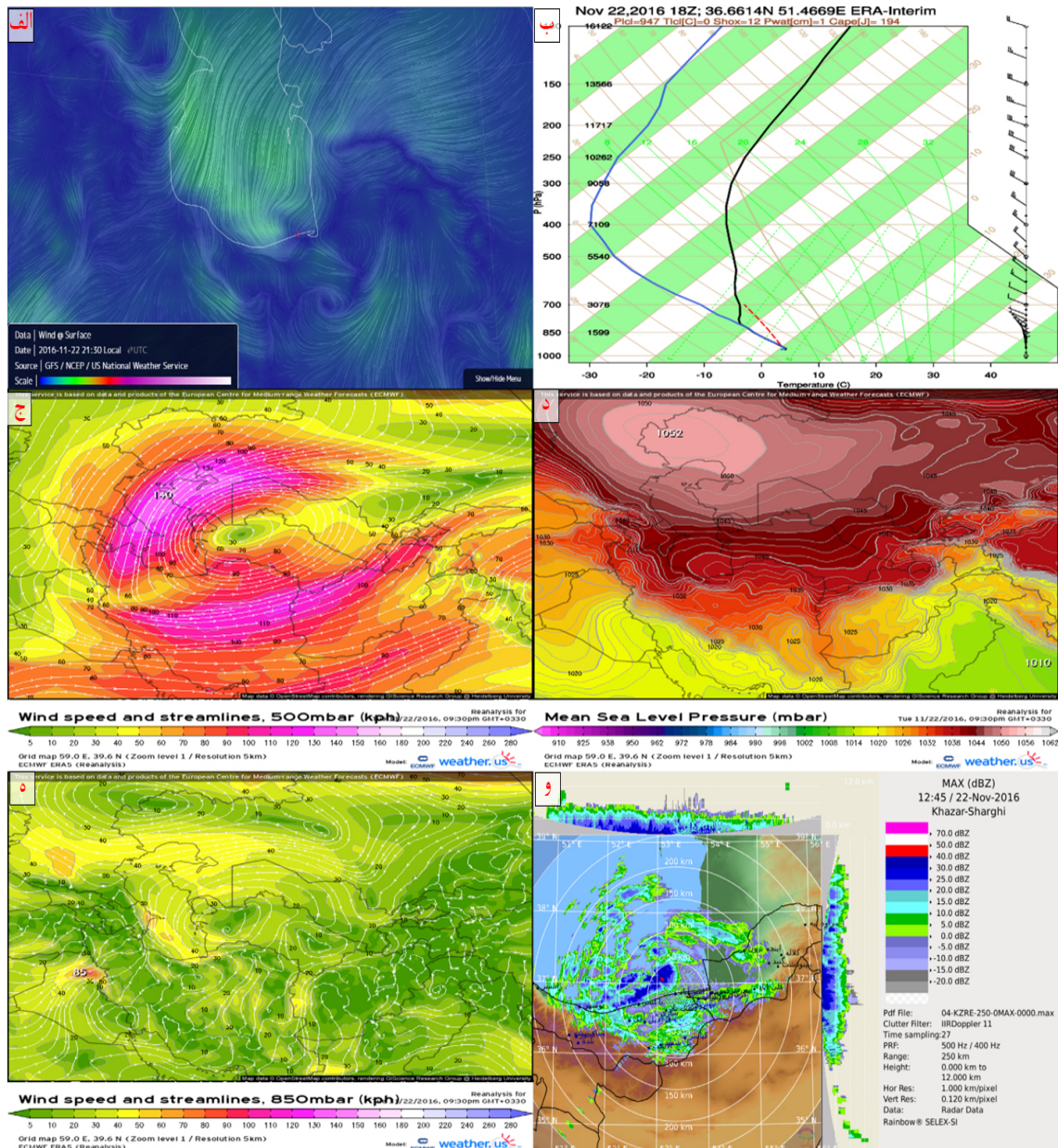
با توجه به افزایش به محل ماکسیمم سرعت باد تراز ۵۰۰ میلی بار، افزایش فشار هوا از غرب دریا و حرکت کم‌فشار مذکور به سمت شرق، در سطح زمین قوی‌ترین همگرایی در محدوده دریا نوشهر و بین یال غربی این کم‌فشار، پرفشار شمالی و پرفشار ثانویه البرز برقرار شد (علت افت بارش ایستگاه‌های بابلسر و بندر امیرآباد، دوری از این همگرایی). با توجه به چینش جنوب غربی-شمال شرقی کوه‌ها در شرق گیلان، حین جریانات شمال غربی در ترازهای تحتانی، دامنه کوه‌های سماموس در شرق گیلان، مانع از نفوذ مناسب ابرهای بارشی به رامسر می‌شود (علت افت بارش رامسر). با توجه به انحراف کوریولیس این ابرها به سمت محدوده شرق تنکابن تا نوشهر متراکم می‌شوند (علت افزایش بارش آمل، قرارگیری در مسیر این جریانات همگرا) و به همین دلیل بیشترین بارش این برهه در ایستگاه نوشهر به ثبت رسید. با توجه به قرارگیری منطقه بابلسر در محدوده بیشترین گرادیان فشاری بین مراکز فشاری مذکور، منجر به افزایش سرعت باد و پیشروی گرمای دریا به ساحل (علت افزایش دما بابلسر) و متراکم شدن ابرهای بارشی به سمت نواحی دور از دریا شده است (علت افزایش بارش ایستگاه‌های قراخیل قائمشهر، ساری و کیاسر). با توجه به نمودار Skew-t ناپایداری ترازهای تحتانی با افزایشی مقادیر شاخص Cape قابل توجهی است که در تصویر رادار پراکنش بارش‌ها دلیل بر رگباری بودن و رشد ابرهای کومولونیمبوس خصوصاً در دریا و

پرفشار سبیری به شکل طبیعی طی روز و جابه‌جایی محل همگرایی به جای جلگه شرق گیلان، در دریای غربی مازندران، عامل افزایش بارش رامسر طی روز می‌باشد. با افت رطوبت نسبی بخش تحتانی تراز میانی، بارش‌ها در ارتفاعات مازندران با افت مواجه شدند.

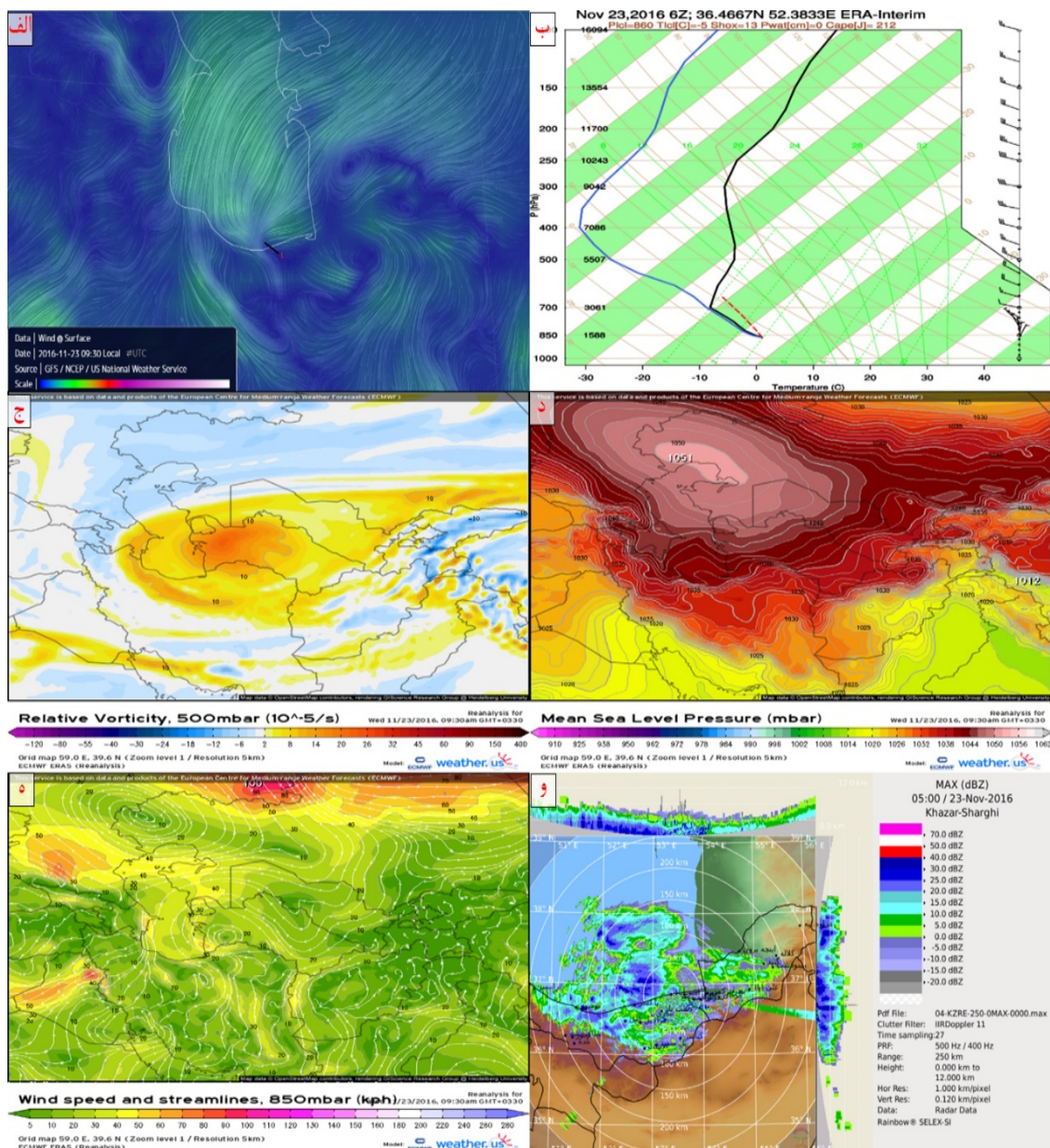
گذر صبح چهارشنبه به شامگاه پنجشنبه؛ ۴ آذر ۱۳۹۵: با تقویت نفوذ زبانه‌های پرفشار سبیری، همگرایی بین پرفشار سبیری و پرفشار ثانویه البرز مرکزی، با چینش جنوب غربی-شمال شرقی کوه‌ها در حوزه نوشهر، سبب ثبت بیشترین بارش این برهه در ایستگاه نوشهر شده است. با حاکمیت جریانات شمالی شرقی و غلبه پرفشار ثانویه البرز مرکزی بر



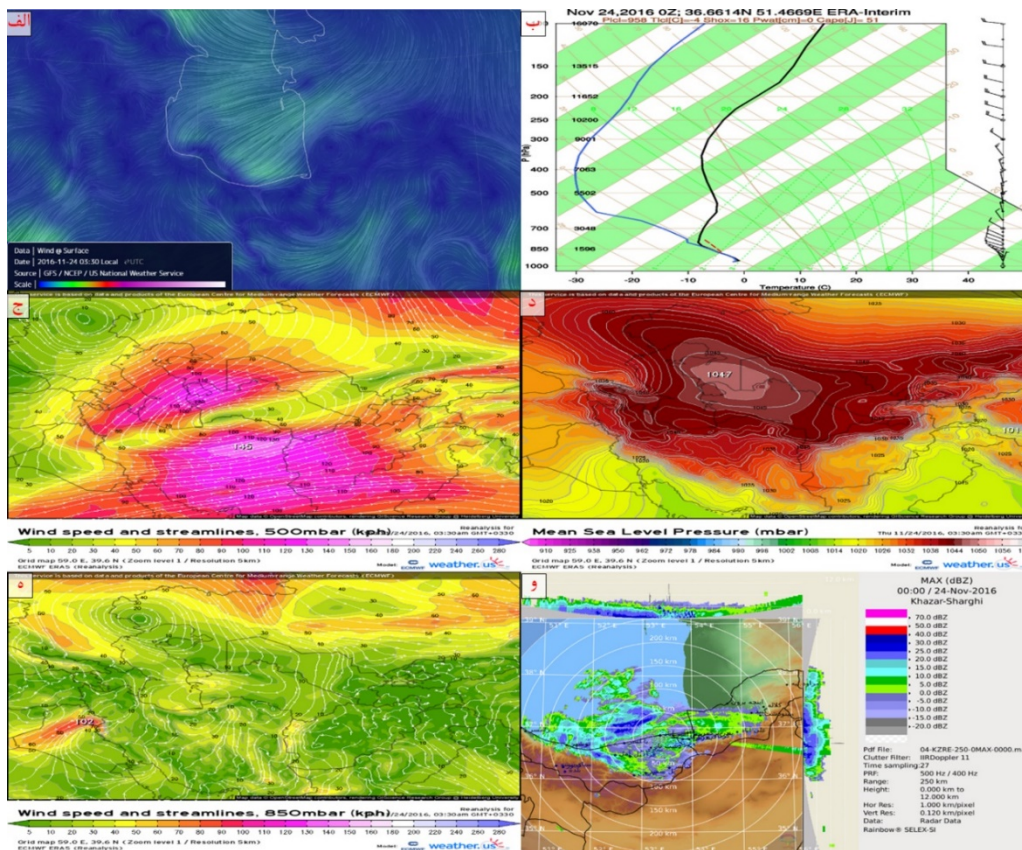
شکل ۴. الف). جریانات سطحی-مدل GFS-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (ب). نمودار Skew-t دریا مرکزی-مدل ERA-Interim-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (ج). واگرایی و همگرایی تراز ۵۰۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (د). میانگین فشار سطحی-مدل ERA5-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (ه). سمت و سوی جریانات تراز ۸۵۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (و). بارش از دید رادار بندر امیرآباد-ساعت ۰۷:۱۵ روز ۲ آذر ۱۳۹۵



شکل ۵. (الف). جریانات سطحی-مدل GFS- ساعت ۲۱:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (ب). نمودار Skew-t لوکیشن ایستگاه نوشهر- مدل ERA-Interim- ساعت ۲۱:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (ج). سمت و سوی جریانات تراز ۵۰۰ میلی بار-مدل ERA5- ساعت ۲۱:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (د). میانگین فشار سطحی - مدل ERA5- ساعت ۲۱:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (ه). سمت و سوی جریانات تراز ۸۵۰ میلی بار-مدل ERA5- ساعت ۲۱:۳۰ روز ۲ آذر ۱۳۹۵ (و). وضعیت بارشی از دید رادار بندر امیرآباد-ساعت ۱۶:۱۵ روز ۲ آذر ۱۳۹۵



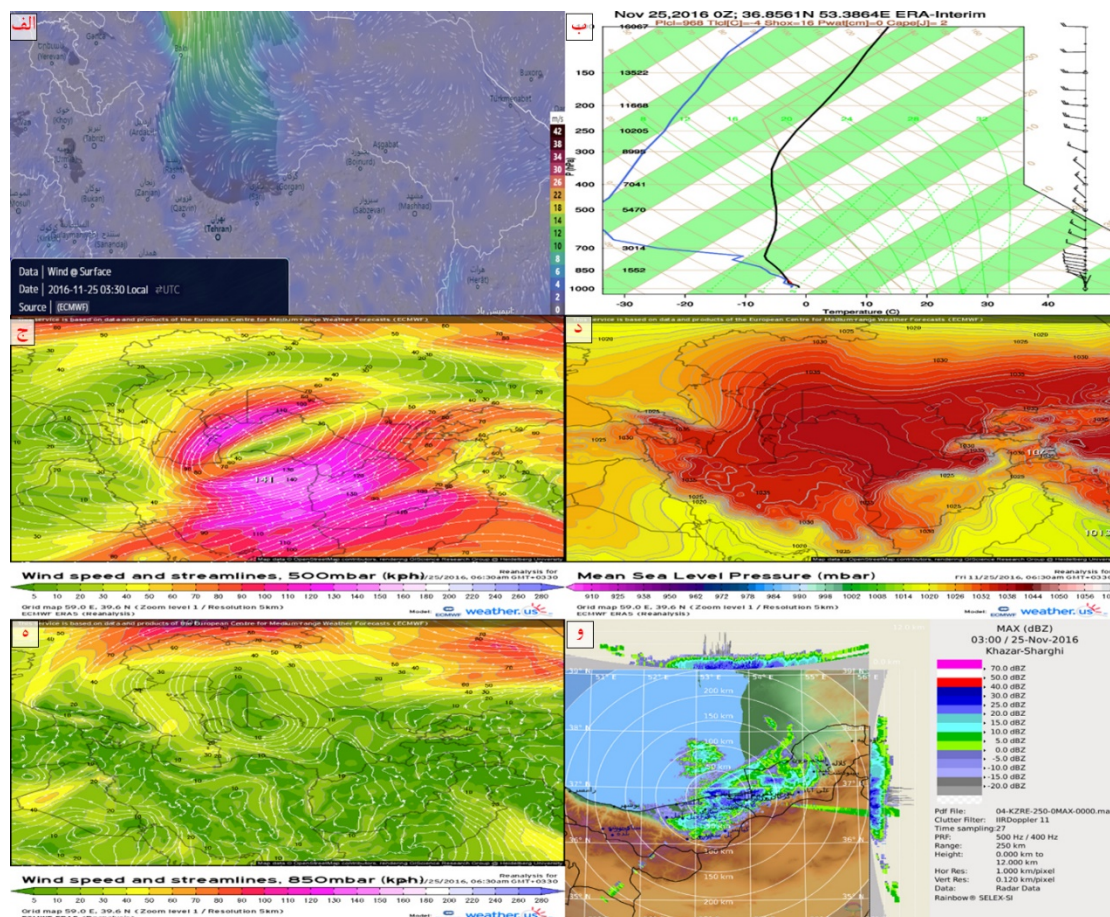
شکل ۶. الف). جریانات سطحی-مدل GFS-ساعت ۰۹:۳۰ روز ۳ آذر ۱۳۹۵ (ب). نمودار Skew-t لوکیشن ایستگاه آمل-مدل ERA-Interim-ساعت ۰۹:۳۰ روز ۳ آذر ۱۳۹۵ (ج). تاوایی تراز ۵۰۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۹:۳۰ روز ۳ آذر ۱۳۹۵ (د). میانگین فشار سطحی-مدل ERA5-ساعت ۰۹:۳۰ روز ۳ آذر ۱۳۹۵ (ه). سمت و سوی جریانات تراز ۸۵۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۹:۳۰ روز ۳ آذر ۱۳۹۵ (و). بارش از دید رادار بندر امیرآباد-ساعت ۰۸:۳۰ روز ۳ آذر ۱۳۹۵



شکل ۷. الف). جریانات سطحی-مدل GFS-ساعت ۰۳:۳۰ روز ۴ آذر ۱۳۹۵ (ب). نمودار Skew-t لوکیشن ایستگاه نوشهر-مدل ERA-Interim-ساعت ۰۳:۳۰ روز ۴ آذر ۱۳۹۵ (ج). سمت و سوی جریانات تراز ۵۰۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۳:۳۰ روز ۴ آذر ۱۳۹۵ (د). میانگین فشار سطحی-مدل ERA5-ساعت ۰۳:۳۰ روز ۴ آذر ۱۳۹۵ (ه). سمت و سوی جریانات تراز ۸۵۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۳:۳۰ روز ۴ آذر ۱۳۹۵ (و). بارش از دید رادار بندر امیرآباد-ساعت ۰۳:۳۰ روز ۴ آذر ۱۳۹۵

غرب استان پیشروی و سبب همگرایی با زبانه‌های پرفشار سیبری طی مسیر شدند (علت دوام بارش نوشهر). تحت انحراف کوریولیس جریانات پرفشار ارتفاعات شرق مازندران به سمت دریا شرق مازندران پیشروی و باعث همگرایی قابل ملاحظه با پرفشار سیبری شدند. با توجه به نزدیکی بیشتر به مرکز سردچال، صعود هوا تقویت و تشدید بارش‌ها در شرق جلگه (ثبت بیشترین بارش در ایستگاه بندر امیرآباد) به وقوع پیوست.

گذر شامگاه پنجشنبه به صبح جمعه؛ ۵ آذر ۱۳۹۵: عقب‌نشینی و حرکت سیستم به سمت شرق سبب تقویت شارش جریانات شمالی در ترازهای تحتانی به سمت ارتفاعات نیمه شرقی مازندران و در نتیجه افزایش فشار هوا در نیمه شرقی نسبت به نیمه غربی مازندران شد. عبور موجی در ترازهای تحتانی از شرق دریا سیاه باعث افت فشار هوا در نواحی شمال غربی دریای مازندران شد. تحت نیروی جانب به مرکز، جریانات از ارتفاعات غربی به سمت دریا



شکل ۸. (الف). جریانات سطحی-مدل ECMWF-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۵ آذر ۱۳۹۵ (ب). نمودار Skew-t لوکیشن ایستگاه بندر امیرآباد-مدل ERA-Interim-ساعت ۰۳:۳۰ روز ۵ آذر ۱۳۹۵ (ج). سمت و سوی جریانات تراز ۵۰۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۵ آذر ۱۳۹۵ (د). میانگین فشار سطحی-مدل ERA5-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۵ آذر ۱۳۹۵ (ه). سمت و سوی جریانات تراز ۸۵۰ میلی بار-مدل ERA5-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۵ آذر ۱۳۹۵ (و). بارش از دید رادار بندر امیرآباد-ساعت ۰۶:۳۰ روز ۵ آذر ۱۳۹۵

### نتیجه گیری

همگرایی را در ساعات مختلف شبانه روز تغییر می دهد و سبب جابه جایی هسته های بارشی می شود، می تواند در پارامترهای باد و دما هم در نقاط مختلف استان تأثیرگذار باشد. همانگونه که در مقدمه هم از پژوهش غفاریان و همکاران (۱۳۹۵) به آن اشاره شد، پرفشار ثانویه روی غرب سواحل دریای مازندران (جلگه ی کورا) و تضعیف پربندهای فشاری بر سواحل جنوبی دریای مازندران و همچنین تباین دمایی میان پهنه آبی دریای مازندران و دمای سطح خشکی در غرب سواحل (جلگه ی کورا) موجب شکل گیری جریان های شرق سو از سمت جلگه ی کورا به سمت پهنه ی آبی دریای مازندران جنوبی می گردد. این جریان های شرق سو به عنوان واداشت مقیاس محلی در مقابل جریان باد غرب سو که از سمت توده هوای پرفشار مستقر در شمال شرق دریای

بر اساس بررسی های صورت گرفته اینطور برآورد شد که جهت انجام پیش بینی های کوتاه مدت با جزئیات، پیش از بررسی هر الگویی و آگاهی از مفاهیم آب و هوایی، باید ابتدا نسبت به توپوگرافی و اقلیم منطقه مورد مطالعه به شناخت کافی رسید. چراکه به وضوح مشاهده شد در خطه شمال کشور خاصه استان مازندران، گاه در فواصل مکانی و حتی زمانی کوتاه، تفاوت پارامترهای جوی چشمگیر است. در برهه ۲ تا ۵ آذر ۱۳۹۵ مشاهده شد که کوچک ترین تغییرات در جهت باد و مقدار همگرایی و واگرایی در سطح زمین و تمام لایه های مختلف جو، در نوع بارش، نوع ابر و مقدار بارش و دما تأثیر چشمگیری را رقم زد. شکل گیری، تقویت و تضعیف پرفشار ثانویه البرز مرکزی، علاوه بر اینکه محل

- 4- Balk, B., & K. Elder, (2000). Combining binary decision tree & geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed. *Water Resour. Res.*, 36, 13–26.
- 5- Bloeschl, G. (1999). Scaling issues in snow hydrology. *Hydrol. Processes*, 13, 2149–2175.
- 6- Chenglan, Bao. (2001). *Synoptic Meteorology in China*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York & London, pp 620.
- 7- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J.C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D. ... & Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification & extreme mid-latitude weather, *Nature geoscience*, 7(9): 627.
- 8- Dan Gudgel, (2005). The Unusual Frost Event of Nov. 29 to Dec. 4 2004, WFO San Joaquin Valley, National Weather Service, Hanford, CA, pp2.
- 9- Daragahian, F., & Alijani, B. (2013). Investigate blocking effect on snow event of heavy and continuous in Iran. *Geographical journal of territory*, 10(38), 1-14.
- 10- Elder, K., Dozier, J., & Michaelsen, J. (1991). Snow accumulation & distribution in an alpine watershed. *Water Resources Research*, 27(7), 1541-1552.
- 11- Emam Hadi, M., & Alijani, B. (2005). The airmasses influencing Iran during cold seasons. *Geographical Research*, 19(4(75)), 34-53.
- 12- Essery, R., & Pomeroy, J. (2004). Vegetation & topographic control of wind-blown snow distributions in distributed & aggregated simulations for an Arctic tundra basin. *Journal of Hydrometeorology*, 5(5), 735- 744
- 13- Falahatpisheh, I., Yousefi, Y., & Roradeh, H. (2023). The relationship between Teleconnection indicators and temperature, precipitation and wind anomalies in Mazandaran in the second half of the year (October to March). *Journal of Climate Research*, 1402(54), 121-146.
- 14- Farid Mojtahedi, F. (2007). Synoptic and statistical analysis of freezing in the southern shores of the Caspian Sea, Master's thesis, University of Tehran, geography group, P., 5.
- 15- Fattahi E, Shiravand H. Classification of Atmospheric Circulation Patterns related to heavy snowfall in west of Iran. *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards* 2014; 1 (1) :97-107.
- 16- Fujibi, F., & Yamazaki, N. (2006). Long-Term Change of Heavy Precipitation & dry Weather in Japan (1901-2004). *Journal of meteorology of Japan*, vol. 8, G pp 1033-1046.
- مازندران قرار دارد، عمل کرده و همگرایی جریان باد را در محل تلاقی آن‌ها و به سمت عرض‌های پایین سبب می‌شود. بیشینه سرعت قائم منطبق بر نوار همگرایی در امتداد غربی پهنه آبی دریای مازندران و همچنین در غرب مازندران با بیشینه بارش در منطقه تطابق دارد که مبین شدت ناپایداری در آن مناطق است. وجود رطوبت نسبی بیش از ۹۰ درصد، اشباع توده هوا و شکل‌گیری ابرهای بارشی در این تراز را تایید می‌کند. مسئله بعدی که در این پژوهش مشاهده شد اثر پرفشار سیبری می‌باشد که در ۳ برف و یخبندان سراسری در ۲ دهه گذشته نقش پررنگی را ایفا کرده است. نتایج پژوهش حاضر نشان داد که هر نوع بارشی در هر شرایطی به شکل منظم از غرب به شرق پیشروی نمی‌کند. تأثیر حرکت غرب به شرق یک موج در مناطق شرقی و غربی همیشه یکسان نخواهد بود و الزاماً ارتباطی خطی بین مسیر حرکت سامانه‌های بارشی و مقدار بارش برقرار نیست. همان‌طوری که فلاح‌پیشه و همکاران (۱۴۰۱) به آن اشاره داشتند، اثرگذاری پارامتر دما و باد نسبت به بارش در مقیاس گسترده‌تری صورت می‌پذیرد. این مهم بدین معناست که با عبور یک موج در ترازهای بالاتر از غرب به شرق، نظم و همبستگی در پارامتر بارش به اندازه نظم و همبستگی پارامتر دما نیست. بررسی سامانه مذکور از این جهت اهمیت ویژه‌ای داشت که از سال ۱۹۵۱ برف و یخبندانی این چنین در این برهه از سال به مازندران مشاهده نشد؛ به‌طوری‌که، تا پیش از نوامبر ۲۰۱۶ در بسیاری از ایستگاه‌های استان سابقه ثبت رخداد بارش برف برای ماه نوامبر وجود نداشته است.

## منابع

- 1- Agrawala, S. (2007). Climate change in the European Alps: adapting winter tourism & natural hazards management, Organisation for Economic Cooperation & Development (OECD).
- 2- Amininia, K., Lashkari, H., Alijani, B., & Khorshiddoust, A.M. (2010). Analysis & Review of heavy snow synoptic conditions in North West of Iran by Using PCA & Clustering. *J. Int. Environmental Application Science*, Vol. 5(1): pp17-24.
- 3- Baghban, P., & Hoseini, A. (2018). Synopsis analysis of heavy snowfall event in January 2018 in Tehran province. The second national climatology conference of Iran.

- due to increased shrubs. *Global Change Biology*, 8, 17 – 32.
- 29- Masoodian, S. A., & Darand, M. (2013). Synoptic analysis of extensive and persistent frosts in Iran. *Geography and Environmental Planning*, 24(2), 129-140.
  - 30- Mofidi, A., & Zarrin., A. (2007). Determining the synoptic pattern of autumn heavy and extreme precipitations on the southern coast of the Caspian Sea. *Journal of the Earth and Space Physics*, 33(3), 1-1.
  - 31- Movahhed-Danesh, A. A., (2013). *The Hydrology of the Surface Waters of Iran*. Samt Publications, Eighth edition, 384 Pages. (In Persian)
  - 32- Payer, M.; Desrochers, J.; Larid, N.F., 2007. A lake-effect snowband over Lake Champlain. *Monthly Weather Review*, 135(11): 3895-3900PP.
  - 33- Perry, L. Baker., & Charles E. Konrad. (2006). Relationships Between NW flow Snowfall & topography in Southern Appalachians, USA, *Climate Research* 32: 35-47.
  - 34- Sari Sarraf, B., Rajaei, A., & Mesri Alamdari, P. (2010). The role of Talesh mountains topography and geography and precipitation in the region. *Journal of geoghrapy and planning*, 15(32), 191-218.
  - 35- Sobash, R.; Laird, N. F., 2005. An investigation of New York State Finger Lake snow band events, Preprints, 5th Annual Student Conf., AMS Annual meeting. Wilken, G.R., 1997. A Lake-effect snow in Arkansas, NWS/NOAA Tech. Attachment SR/SSD, 97-21.
  - 36- Shadpour, A., Lashkari, H., & Borna, R. (2019). Synoptic - Statistical Analysis of Heavy Snow in Guilan Province. *Physical Geography Research*, 11(42), 1-14 .
  - 37- Shahtokh Vandi, S. M., Ghayur, H. A., & Kaviani, M. R. (2007). Norman general circulation and characteritics parameters of center of action in winter on Iran. *Research university (Humanities)*, 22(1), 85-100.
  - 38- Steenburgh, W.J., 2000. Climatology of Lake-effect snowstorm of the Great Salt Lake, *Monthly Weather Review*, 128(3): 709-727.
  - 39- Wegmann, M., Orsolini, Y., Dutra, E., Bulygina, O., Sterin, A., & Brönnimann, S. (2017). Eurasian snow depth in long-term climate reanalyses.
  - 17- gandomkar A, ganji S, Rezaei P, Abbasi A R. 2022. Analisis and synoptic patterns classification of snowfall events in Guilan province. *Geographical*. 22 (77) :35-56.
  - 18- Ghafarian P, Farid Mojtahedi N, Moradi M, Khosh Akhlagh F, Abed H, Negah S. 2016. Studying of Regional Scale Forcing on the Spatial Pattern Formation of Heavy Snowfall Hazard in the Gilan Plain (Case Study Feb 2014). *Journal of Oceanography*; 7 (26) :85-97.
  - 19- Higuchi, K., 1963. The band structure of snowfalls, *Journal of the Meteorological of Japan Sea*, 41(1): 53- 70PP.
  - 20- Honika, K., schwirez, C., & martius, O. (2006). Synoptic – Scale Weather Patterns-during Alpine heavy Rain eventds, *J. Q. J. R. meteorol. Soc*, 132, PP.2853-2860.
  - 21- Jonas, T., Rixen, C., Sturm, M., & Stoeckli, V. (2008). How alpine plant growth is linked to snow cover & climate variability, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(G3)
  - 22- Karami, S., Hossein Hamzeh, N., & Ranjbar Sadat Abadi, A. (2022). Simulation and analysis of the factors affecting the phenomenon of snowfall in the north of Iran in February 2014. *Journal of Climate Research*, 1401(49), 115-130.
  - 23- Karami, S., Hamzeh, N.H., Alam, K., & Ranjbar, A. (2020). The study of a rare frontal dust storm with snow & rain falls: Model results & ground measurements. *Journal of Atmospheric & Solar-Terrestrial Physics*, 197, p.105149.
  - 24- Keikhoravi Kiany, Mohammad Sadegh, & Masoudian, Seyed Abolfazl. (2016). Exploring the relation of Snow-covered days with elevation, slope and aspect in Iran, *phusical geography reseate quarterly*. 48(1), 1-14.
  - 25- Khaleidi, S., Kamali, S., & Monammadi, F. (2017). The Synoptic Analysis of Heavy Snowfall in Gillan Plain (2014). *Journal of Natural Environmental Hazards*, 6(14), 35-46 .
  - 26- Kidnap, T., 2006. The Black Sea impact on the severe snow episode over the city of Istanbul, *Geophysical Research Abstracts*, vol 8, European Geosciences Union.
  - 27- Liston, G.E., & M. Sturm. (2002). Winter precipitation patterns in arctic Alaska determined from a blowing-snow model & snow-depth observations. *J. Hydrometeor.*, 3, 646 – 659.
  - 28- Liston, G.E., J.P. McFadden., M. Sturm., & R.A. Pielke. (2002). Modelled changes in arctic tundra snow, energy & moisture fluxes