

واکاوی سازوکار رخداد مخاطره برف‌های سنگین جلگه‌ی گیلان در نیم سده اخیر

فروغ مؤمن‌پور^۱ - کارشناس ارشد هواشناسی، اداره کل هواشناسی گیلان، رشت
سمانه نگاه - دانشجوی دکتری هواشناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران
شبیم هادی‌نژاد صبوری - کارشناس ارشد فیزیک دریا، اداره کل هواشناسی گیلان، رشت
نیما فرید مجتهدی - کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، اداره کل هواشناسی گیلان، رشت
ابراهیم اسعدی اسکویی - دانشجوی دکتری هواشناسی کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۶/۱۲ تاریخ تصویب: ۱۳۹۳/۲/۱۰

چکیده

به منظور مطالعه سازوکار هم‌دیدگی و دینامیکی بارش‌های سنگین برف در حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین، برای دوره آماری ۵۰ ساله (۱۹۶۳-۲۰۱۲) مجموعاً ۸۰ روز همراه با بارش سنگین برف در ۳۶ موج بارش شناسایی گردید. نتایج نشان می‌دهد، بارش‌های فوق، ماحصل شکل‌گیری دو الگوی مجزای واچرخندهای سطحی با منشأ قاره‌ای و اقیانوسی به‌تنهایی و یا به‌صورت جفت شده با چرخندهای عرض‌های پایین‌تر که حامل شارهای گرما و رطوبت هستند، می‌باشند که در ترازهای میانی و ردسپهر با حرکت مداری امواج غربی همراهی می‌کنند. شدت عملکرد براساس عواملی مانند محل شکل‌گیری، استقرار و نحوه گسترش توده‌ها در سطح زمین، تقویت یا کاهش فشار مراکز چرخندی و واچرخندی، تغییرات پراسنج‌های دینامیکی (نظیر تاوایی، سرعت قائم، همگرایی) ناشی از واداشت کوهساری و عوامل ترمودینامیکی حاصل از استقرار و عبور از روی منابع آبی (واداشت شارهای سطحی) در طول فعالیت سامانه‌ها و تغییرات میدان باد به‌ویژه سرعت عبور امواج غربی در وردسپهر میانی، مرتبط دانست. برش قائم میدان باد نشان‌دهنده شکل‌گیری منطقه همگرایی در حد واصل دره شاهرود تا شمال دره منجیل و محل دلتای سفیدرود در لایه‌های زیرین وردسپهر است.

کلیدواژه‌ها: مخاطره برف سنگین، واچرخند سطحی، امواج غربی، الگوی بندال، منطقه همگرایی، جلگه گیلان.

۱. مقدمه

بارش برف پدیده هواشناسی با فواید قابل توجه اما گاه به صورت مخاطره همراه با سیل، تگرگ، تورنادو و هاریکن است (هرینگتون^۱، ۱۹۸۷، ۸۹۷). مخاطره برف‌های سنگین، علی‌رغم فراوانی کمتر نسبت به برخی از رخداد‌های فرین جوی چون یخبندان، از مخاطرات جوی مهم عرض‌های جغرافیای میانه به بالا محسوب می‌شوند (اسمیت^۲، ۲۰۰۹، ۱۹۶). رخداد مخاطره برف‌های سنگین در سراسر جهان همه ساله خسارات فراوانی را به بار می‌آورد. در طول سال‌های ۲۰۰۱-۱۹۴۹ در ایالات متحده ۱۵۵ توفان‌های ناگهانی برف، ۲۱/۶ میلیارد دلار خسارت به ایالات متحده وارد نمود (چنگون^۳، ۲۰۰۵، ۱۵۸) و در برف سنگین سال ۲۰۰۵ استان گیلان بالغ بر ۴۰۰ میلیارد تومان به تأسیسات زیربنایی خسارت وارد شد (استانداری گیلان، ۱۳۸۴). برف‌های سنگین از جنبه‌های گوناگونی خسارات به بار می‌آورند که شامل تخریب سازه‌های انسان‌ساخت، قطع خطوط انتقال نیرو و مخابرات، مسدود نمودن راه‌های ارتباطی شهری و روستایی، بروز مشکلات بهداشتی، تلفات انسانی، خسارات به سازه‌ها و محصولات کشاورزی می‌شوند (برایانت^۴، ۶۹، ۲۰۰۵، اوهارا و همکاران^۵، ۲۰۰۹، ۱۶۱۱). با توجه به اینکه رخداد این‌گونه مخاطرات جوی در استان گیلان مسبوق به سابقه است (جدول ۱ و ۲)، در سال‌های اخیر بحث درباره رخداد برف‌های سنگین گیلان در مراکز علمی و اجرایی مورد توجه قرار گرفته است. در رابطه با شدت اثرات این پدیده جوی، سه مسئله را باید مدنظر قرارداد: الف. عدم شناخت و مطالعه الگوهای آب‌وهوا شناسی؛ ب. رشد جمعیت و به تبع آن گسترش سریع و بدون برنامه شهرها - این مسئله نیز در پژوهشی در ایالات متحده مورد تأکید قرار گرفته است (کونکل^۶، ۱۹۹۹، ۱۰۷۷)؛ ج. همچنین عدم رعایت ضوابط معماری همساز با آب‌وهوا. تعاریف گوناگونی برای برف سنگین ارائه شده است، که برف سنگین را بر حسب خصوصیتی چون «شدت»، «ارتفاع» و «میزان دید افقی» تقسیم‌بندی می‌کنند. هرچند نباید از این نکته غافل ماند که در ارائه تصویری از وضعیت برف سنگین، ویژگی جغرافیایی-آب‌وهوایی هر منطقه را باید مدنظر قرارداد. طبقه‌بندی‌های مبتنی بر ارتفاع شامل کرانه‌های متفاوتی می‌شود، در ایالات متحده، برف حداقل ۱۰ سانتیمتر در ۱۲ ساعت یا ۲۵ سانتیمتر در ۲۴ ساعت برف سنگین محسوب می‌شود (تاربوک^۷، ۲۰۰۴، ۱۴۶). علاوه بر این محدوده ۱۰ تا ۷۳ سانتیمتر مجموع ارتفاع برف به عنوان برف سنگین عنوان شده است (اوانز^۸، ۲۰۰۸). مطابق با

-
- 1 Harington
 - 2 Smith
 - 3 Changnon
 - 4 Bryant
 - 5 Ohara
 - 6 Kunkel
 - 7 Tarbuck
 - 8 Evans

تعاریف سازمان هواشناسی چین بارش برف روزانه (یا آب معادل برف) برابر یا بزرگ‌تر از ۵ میلیمتر معادل برف سنگین است (سان^۱، ۲۰۱۰). در کوه‌های پیرنه، حداقل ۳۰ سانتیمتر یا بیشتر برف تازه در یک دوره ۲۴ ساعته (استبان^۲، ۲۰۰۵، ۳۲۱). در طبقه‌بندی بر اساس میزان دید، برف سنگین را برفی می‌دانند که در آن دید افقی کمتر یا برابر با ۱٫۴ مایل است (اهرنز، ۲۰۰۷، ۱۷۸). وقتی که دید افقی بیش از ۱ کیلومتر باشد آن را برف سبک، بین ۰٫۵ تا ۱ کیلومتر را برف معتدل و اگر دید افقی کمتر از ۰٫۵ کیلومتر باشد برف سنگین گویند. تاکنون مطالعات مختلفی در زمینه تحلیل هم‌مدیدی و بررسی سازوکار رخداد برف‌های سنگین صورت پذیرفته است. الگوهای گردشی روزانه بارش برف‌های سنگین در سرزمین‌های کم ارتفاع آلمان و لهستان، کم‌فشاری روی دریای بالتیک و یونان با یک ناوه نصف‌النهاری گسترده بر روی اقیانوس اطلس را نشان می‌دهد (بدنورز^۳، ۲۰۰۸، ۱۳۳). ایس و همکاران (۲۱۶، ۱۹۹۶) الگوهای جوی مقیاس هم‌مدیدی مسبب بارش برف در سواحل دریاچه‌های ایری و انتاریو در ایالات نیویورک و پنسیلوانیا را بررسی و پنج الگوی هم‌مدیدی برای بارش برف سنگین ناشی از اثر دریاچه در غرب نیویورک و شمال غرب پنسیلوانیا شناسایی نمودند. از دیگر مطالعات می‌توان از مطالعه میازاوا^۴ (۱۹۶۸) در برف‌های ژاپن، داروو^۵ (۱۹۹۵) موته^۶ (۱۹۹۷) در ایالات متحده نام برد. در مورد مطالعه سازوکار هم‌مدیدی الگوی بارش برف سنگین در منطقه جنوب دریای کاسپین به غیر از سه مطالعه که در زمینه برف‌های سنگین در سال‌های ۲۰۰۵، فهیمی نژاد (۱۳۸۶) و فرید مجتهدی (۱۳۸۵) انجام شده، تاکنون مطالعات جامعی درباره برف‌های سنگین گیلان صورت پذیرفته است. علاوه بر تحلیل‌های هم‌مدیدی عنوان شده، می‌توان از مطالعه آماری رضایی و همکاران (۱۳۸۹) در زمینه روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان نام برد.

۲. منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه جلگه مرکزی گیلان در کرانه جنوب‌غربی دریای کاسپین است. در این مطالعه برف‌های مناطق کوهستانی گیلان به دلیل تفاوت سازوکار شکل‌گیری و نقش کوهستان در افزایش رخداد برف صرف نظر شده است. جلگه مرکزی گیلان منطبق بر دلتای رودخانه سفیدرود است. این جلگه از شمال به سواحل دریای کاسپین و از جنوب به رشته‌کوه‌های البرز و دره سفیدرود منتهی می‌شود. این منطقه با میانگین رخداد روزهای برف برابر با ۸ روز و میانگین ارتفاع برف ۱۶ سانتیمتر و با توجه به اعتدال دمایی از زمستان‌های ملایمی نسبت به

1 Sun

2 Esteban

3 Bednorz

4 Miyazawa

5 Darrow

6 Mote

مناطق شمالی و شمال غربی هم عرض برخوردار است. با این حال طبق آمار موجود در برخی سال‌ها از برف‌های سنگینی متأثر می‌گردد (جدول ۱ و ۲). طبق مطالعه صورت گرفته در این پژوهش در طی نیم قرن اخیر، جلگه گیلان ۱۲ سال برف سنگین را تجربه نموده است. در این ۱۲ سال ۳۶ دوره بارش برف سنگین بالغ بر ۸۰ روز شناسایی شد.



(ب)

(الف)

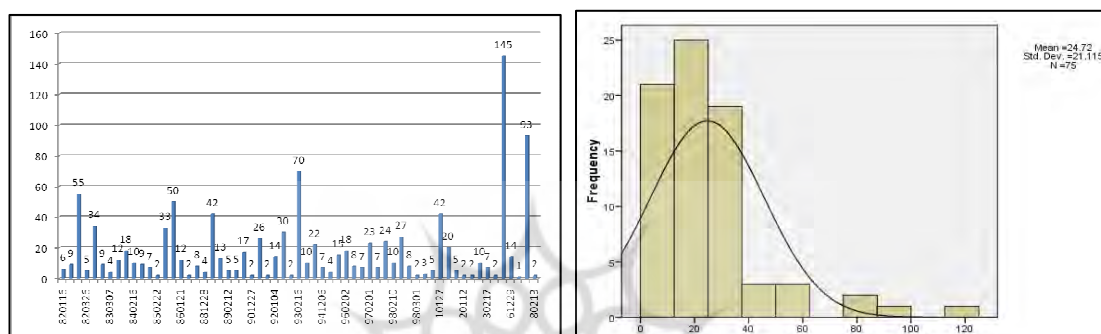
شکل ۱ الف) توزیع فصلی روزهای با بارش برف سنگین در ایستگاه رشت. ب) تصویر ماهواره‌ای سنجنده مودیس از جلگه گیلان و توزیع ایستگاه‌های مورد مطالعه

جدول ۱ دوره‌های برف سنگین رخ داده در جلگه مرکزی گیلان و روزهای همراه با برف سنگین در پژوهش حاضر

سال	ژانویه	فوریه	مارس
1964	4,18,19,21,29		
1969	4,5,6,7,8,24,25,29,30	9,10,11,14,15,16,23,24	
1972	18,19,22,23,29,30,31	1,6,7,8,21,22	
1976		10,11,15,16,19,24,25,26	1,2,10,11
1982		18	
1983	25,26		
1985		18,22,26,27,28	1,2,3,4,7,8,9,10
1989	3,4		
1993		15,16,17,18,19	
2001	24		
2005		7,8,9,10,11,12	
2008	7,11,14		

جدول ۲ برف‌های سنگین تاریخی استان گیلان (فرید مجتهدی، ۱۳۸۸)

تاریخ (شمسی)	۱۲۱۲	۱۲۱۶	۱۲۸۴	۱۲۹۱	۱۲۹۸	۱۳۰۳	۱۳۰۵	۱۳۱۲	۱۳۱۸	۱۳۲۴
ماه	زمستان	دی	زمستان	زمستان	زمستان	زمستان	زمستان	زمستان	زمستان	زمستان
ارتفاع گزارش شده	۲	۱	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
تاریخ (شمسی)	۱۳۲۸	۱۳۳۸	۱۳۴۲	۱۳۴۷	۱۳۵۰	۱۳۵۴	۱۳۶۲	۱۳۷۹	۱۳۸۳	۱۳۸۶
ماه	زمستان	زمستان	زمستان	زمستان	بهمن	اسفند	اسفند	دی	بهمن	دی
ارتفاع گزارش شده	۳	۱,۵	۲	۱	۱	۲	۲	۱	۲	۲



(ب)

(الف)

شکل ۲ الف) توزیع فراوانی میزان بارش رخ داده‌های برف سنگین جلگه گیلان طی نیم قرن اخیر. ب) ارتفاع مجموع برف در ایستگاه رشت از سال ۱۹۸۲ تا ۲۰۰۸

۳. مواد و روش‌ها

در این پژوهش برای شناسایی الگوهای هم‌مدیدی-دینامیکی رخداد مخاطره برف‌های سنگین جلگه گیلان از روش هم‌مدیدی "محیط به گردش (environment to circulation)" استفاده شده است و برای به دست آوردن رهیافت آماری بلندمدت از آن، با توجه به نبود اطلاعات با سابقه بلندمدت، فقط به داده‌های هواشناسی بسنده نشد. روزهای با برف سنگین با استفاده از تلفیق اطلاعات به دست آمده از روزنامه‌های معتبر اطلاعات و کیهان (سابقه ۷۰ ساله)، مصاحبه با افراد بومی مطلع و دیگر منابع مکتوب شناسایی شد. اطلاعات به دست آمده در مورد روزهای برفی، با آمار روزانه پراسنج‌های جوی و نیز رمزگشایی کد پدیده‌های جوی مقایسه شد و بدین ترتیب از رخداد برف سنگین اطمینان به دست آمد. در این مطالعه آمار پراسنج‌های روزانه هواشناسی و گزارش‌ها ساعات هم‌مدیدی در دوره آماری ۲۰۱۲-۱۹۶۳ از ایستگاه‌های هم‌مدیدی آستارا، بندرانزلی، رشت، لاهیجان اخذ شد (شکل ۱-ب). بر اساس شاخص آستانه اختیاری (گریوسمن و همکاران، ۱۹۹۹) و مبتنی بر تجربیات محلی، مرور منابع تاریخی و آمارهای درازمدت و

با توجه به فراگیر شدن بحران در ابعاد مختلف جامعه، ارتفاع برف تجمعی ۴۰ سانتیمتر در ۲۴ ساعت به عنوان برف سنگین جلگه گیلان انتخاب گردید. توفان‌های برف، از طریق سه روش عمده مطالعه می‌شود. طبقه‌بندی بر اساس حجم برف، طبقه‌بندی بر اساس وضعیت‌های همدیدی جو و شناسایی و طبقه‌بندی بر اساس مطالعات موردی رخدادهای عمده جداگانه (چانگنون^۱، ۲۰۰۵، ۱۵۸). در این پژوهش رویکردهای دوم و سوم به صورت تلفیقی مورد نظر است. در این مطالعه علاوه بر کمیت‌های هواشناسی ایستگاه‌های همدیدی منطقه که دارای داده‌های درازمدت می‌باشند، داده‌های دوباره تحلیل شده روزانه میادین فشار، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مؤلفه‌های مداری باد، مؤلفه نصف‌النهاری باد و سرعت قائم از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا NCEP/NCAR روی شبکه‌ای منظم شامل کشور ایران با تفکیک افقی ۲/۵ درجه مورد استفاده واقع شده است. با به کارگیری داده‌های فوق و اسکریپت‌نویسی به کمک نرم‌افزار گرافیکی گرادس اقدام به نمایش و تحلیل روزانه این پراسنج‌ها در ترازهای استاندارد جو و کمیت‌هایی دینامیکی نظیر جریان، سرعت قائم، میدان همگرایی و تاوایی نسبی در سطوح مختلف و همچنین برش قائم این پراسنج‌ها در محدوده گیلان گردید. منشأ و مسیر حرکت این سامانه‌ها حین تحول توسط نرم‌افزار ساج ترسیم شد.

۴. بحث و نتایج

در مجموع در همه موارد مورد بررسی، توده‌های پرفشار با منشأهای گوناگون از قبیل اقیانوسی و قاره‌ای به‌عنوان الگوی اصلی و غالب توده‌های سطح زمین است که با نفوذ از سمت عرض‌های بالاتر یا به‌تنهایی و یا به‌صورت جفت شده با کم‌فشارهای عرض‌های پایین‌تر (کم‌فشارهای مدیترانه‌ای و سودانی) که شار گرما و رطوبت مناسب با خود حمل می‌کنند با سازوکارهای دینامیکی و ترمودینامیکی موجب بارش برف سنگین در سواحل جنوبی دریای کاسپین می‌گردند. تعداد ۱۰ مورد از این بارش‌های سنگین مربوط به الگوی ترکیبی کم‌فشار و پرفشار است. شدیدترین بارش برف و بیشترین ارتفاع برف به ثبت رسیده طی دو دهه اخیر نیز متعلق به این الگو (بارش فوق سنگین فوریه ۲۰۰۵) است. بنابراین در گام اول می‌توان سامانه‌هایی که موجب بارش برف در جلگه مرکزی گیلان شده‌اند را به دو دسته اصلی تقسیم نمود. در گام بعد دسته‌بندی فوق را می‌توان با توجه به منشأ اصلی توده‌ها که سامانه از آنجا ناشی می‌شود به گروه‌های دیگری تقسیم‌بندی نموده و به تفکیک مورد بررسی و مطالعه قرارداد. جهت خلاصه‌نویسی از هر گروه، بارزترین آن از نظر شدت و سنگینی برف، انتخاب و مورد واکاوی قرار گرفته است.

۱. الگوی ترکیبی کم فشار و پرفشار: ۱-۱ الگوی ترکیبی کم فشار مدیترانه‌ای و پرفشار سیبری (۵مورد)، ۱-۲ الگوی ترکیبی کم فشار مدیترانه‌ای و پرفشار قطبی جنوب شرقی اسکانندیناوی (۴مورد) ۱-۳ الگوی ترکیبی کم فشار سودانی و پرفشار قطبی جنوب شرقی اسکانندیناوی (۱ مورد)
- ۲- الگوی پرفشار: ۱-۲ الگوی پرفشار سیبری (۹مورد)، ۲-۲ الگوی پرفشار قطبی جنوب شرقی اسکانندیناوی (۶ مورد)، ۲-۳ الگوی ترکیبی پرفشار قطبی جنوب شرقی اسکانندیناوی و پرفشار سیبری (۲ مورد)، ۲-۴ الگوی پرفشار غرب اروپا (پرفشار آوزرز) (۳ مورد)



شکل ۴ الگوی ترکیبی پرفشار قطبی جنوب شرقی اسکانندیناوی و کم فشار



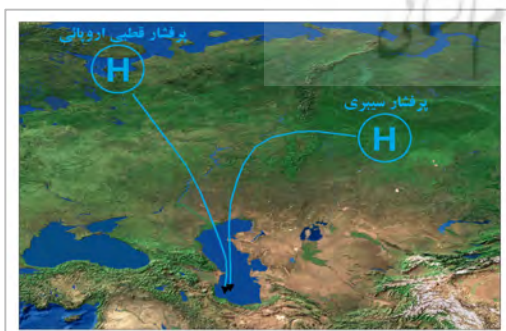
شکل ۳ الگوی ترکیبی کم فشار مدیترانه‌ای و پرفشار سیبری



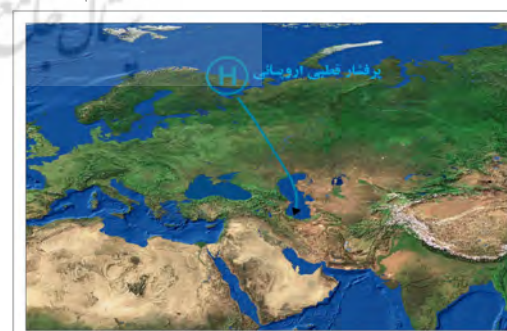
شکل ۶ الگوی پرفشار سیبری



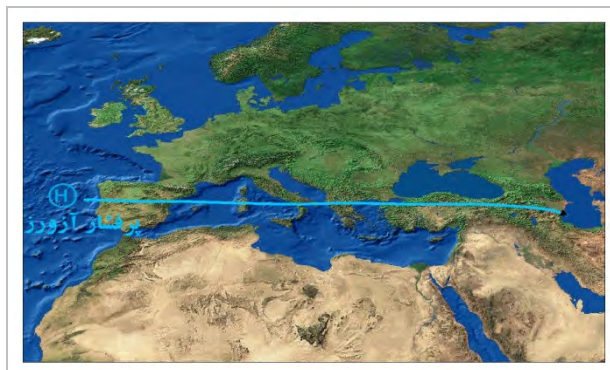
شکل ۵ الگوی پرفشار قطبی اروپایی و کم فشار سودانی



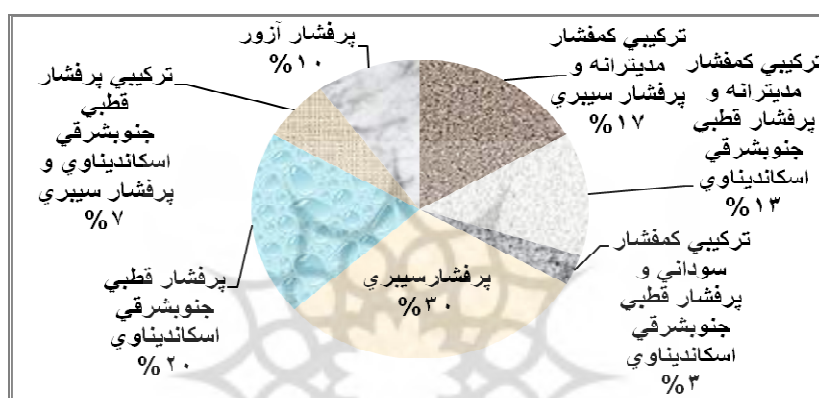
شکل ۸ الگوی ترکیبی پرفشار سیبری و پرفشار قطبی اروپایی



شکل ۷ الگوی پرفشار قطبی اروپایی



شکل ۹ الگوی پرفشار غرب اروپا (آزورز)

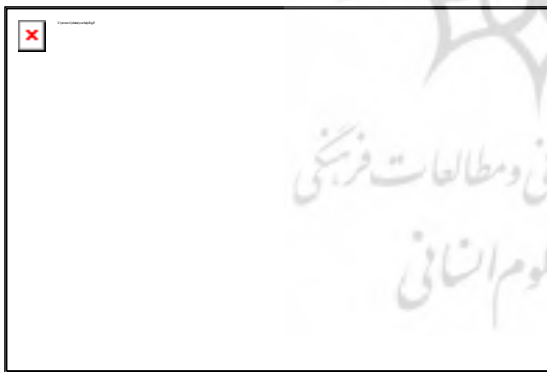


شکل ۱۰ درصد فراوانی الگوهای شناسایی شده

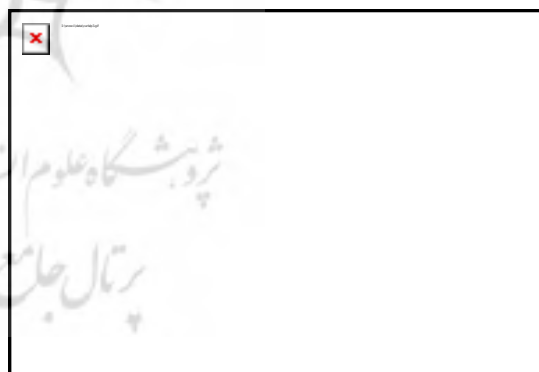
۱- الگوی ترکیبی کم فشار و پرفشار

این شرایط جوی ناشی از شکل گیری و نفوذ هم‌زمان دو توده هوای کم فشار گرم و مرطوب از عرض‌های پایین و پرفشار سرد عرض‌های شمالی در منطقه و در مقیاس همدیدی است و ۱۰ مورد از ۳۰ مورد بارش برف سنگین در منطقه را شامل می‌شود. موج بارشی فوریه ۲۰۰۵ نمونه‌ای منحصر به فرد از دسته‌بندی ۱-۱، بارش ۶ و ۸ فوریه ۱۹۷۲ سنگین‌ترین بارش از نوع دسته‌بندی ۱-۲ و بارش برف ۱۸ و ۱۹ ژانویه ۱۹۷۲ تنها نمونه از دسته‌بندی ۱-۳ در میان ۱۰ مورد الگوی ترکیبی بررسی شده است. در این الگو در عمل، علاوه بر نقش دریای کاسپین به عنوان منبع رطوبتی که موجب افزایش رطوبت و تقویت ناپایداری توده‌هوا می‌شود، نمی‌توان از نقش منابع رطوبتی مانند دریای مدیترانه، دریای سیاه، دریای سرخ و خلیج فارس که توده‌هوای کم‌فشار از آنجا منشأ گرفته و یا با استقرار بر روی این دریاها تقویت شده است، چشم‌پوشی کرد. این چرخندهای دینامیکی که با گردش پادساعت‌گرد (تاوایی مثبت) قوی همراه بوده و گسترش قائم قابل توجهی در عمق و ردسپهر دارند، از سمت غرب، شمال‌غرب و جنوب‌غرب وارد کشور می‌شوند. بنابراین حامل

شارهای گرما و رطوبت به حاشیه جنوبی دریای کاسپین هستند. در سازوکار این الگو نفوذ و استقرار و اچرخند دینامیکی (پرفشارهای مهاجر) و یا نیمه دائمی (سیبری) از عرض‌های بالاتر که با فرا رفت هوای سرد و گردش و اچرخندی (تاوایی منفی) قوی در ترازهای زیرین و ردسپهر در سواحل کاسپین جنوبی همراه است (شکل ۱۱-الف)، گسترش جنوب‌سوی پرفشارهای عرض‌های بالا و حرکت شمال‌شرق سوی کم‌فشارهای دینامیکی عرض‌های پایین‌تر موجب افزایش قابل ملاحظه شیو فشاری در بخش‌های شمال‌غرب کشور و حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین می‌شود (شکل ۱۱-ب). علاوه بر این، عبور و حرکت شرق سوی امواج ناپایدار غربی در ترازهای میانی و ردسپهر نقش برجسته‌ای در تشدید ناپایداری توده‌هوا در لایه‌های زیرین و ردسپهر ایفا می‌کند. در چنین شرایطی، حرکت مداری ناو‌های عمیق ارتفاعی و دمایی که از سمت غرب و شمال‌غرب کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهند، بسیار حائز اهمیت است. عبور این ناو‌های ارتفاعی با تاوایی مثبت قوی و گردش پادساعت‌گرد قابل ملاحظه در ترازهای میانی و فوقانی و ردسپهر موجب تقویت حرکات صعودی در لایه‌های زیرین و میانی و ردسپهر و به دنبال آن همگرایی بیشتر توده‌هوا می‌گردد (شکل ۱۲). بررسی میدین دما در لایه‌های زیرین و میانی و ردسپهر حاکی از استقرار ناو‌های عمیق و فرا رفت هوای سرد به سواحل جنوب‌غربی دریای کاسپین است (شکل ۱۳). بنابراین با شکل‌گیری جبهه سرد و فراهم شدن شرایط مناسب دمایی (کاهش قابل توجه دما)، مجموعه عوامل برای تبدیل بارش از فاز مایع به جامد و به صورت برف مهیا می‌گردد. شرایط فوق سازوکار مشترکی است که در تمامی سه الگوی عنوان شده مشاهده می‌گردد.

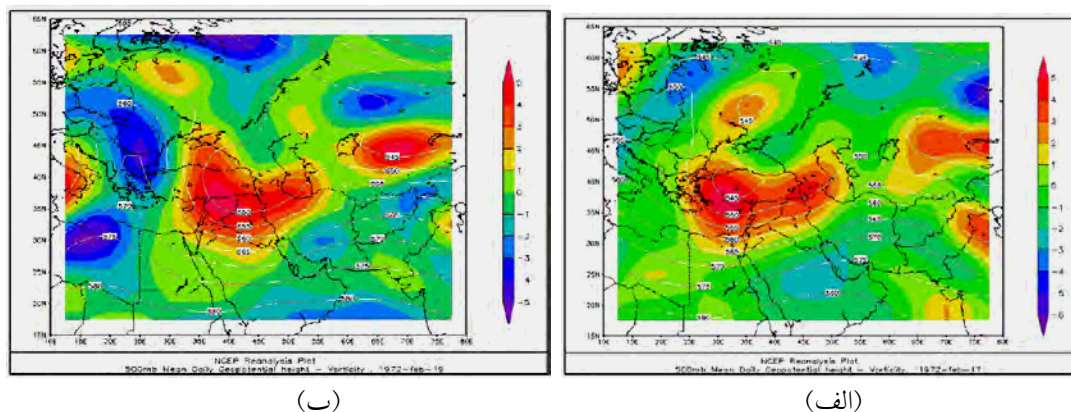


(ب)



(الف)

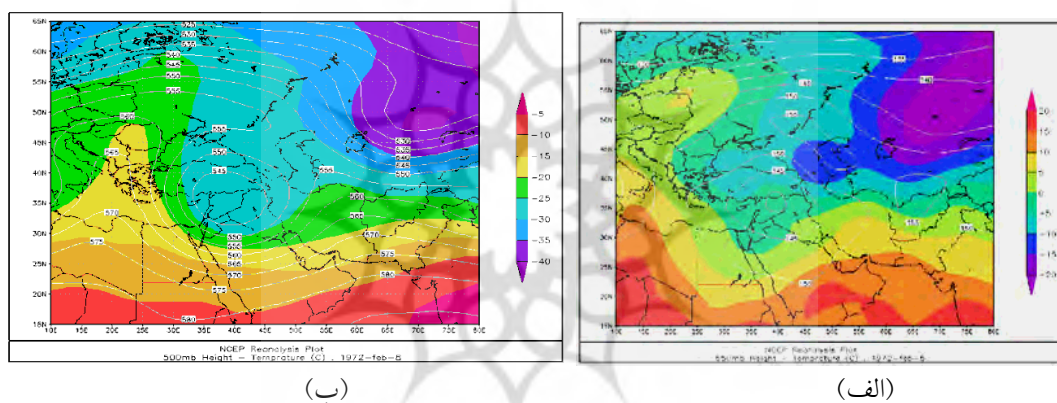
شکل ۱۱ الگوی میانگین روزانه میدان فشار سطح دریا (برحسب هکتوپاسکال) و میانگین روزانه تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (الف) روز ۳ فوریه ۱۹۷۲ (روز شکل‌گیری و نفوذ سامانه). (ب) روز ۸ فوریه ۱۹۷۲ (روز اوج تقویت و شدت فعالیت سامانه در حاشیه جنوبی دریای کاسپین).



(ب)

(الف)

شکل ۱۲ الگوی میانگین روزانه میدان ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی (برحسب دکامتر) و میانگین روزانه تاوایی نسبی (۱۰۴×) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی. الف) روز ۱۷ ژانویه ۱۹۷۲ (روز شکل‌گیری و نفوذ سامانه). ب) روز ۱۹ ژانویه ۱۹۷۲ (روز اوج تقویت و شدت فعالیت سامانه در حاشیه جنوبی دریای کاسپین)



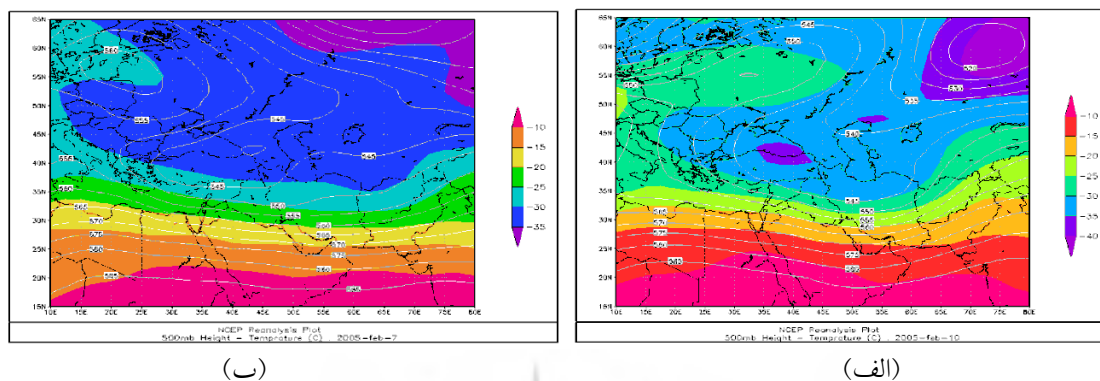
(ب)

(الف)

شکل ۱۳ الف) الگوی میانگین روزانه میدان ژئوپتانسیلی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (برحسب دکامتر) و میانگین روزانه دما تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (برحسب °C). ب) الگوی میانگین روزانه میدان ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی (برحسب دکامتر) و میانگین روزانه دما تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی (برحسب °C) روز ۸ فوریه ۱۹۷۲

در میان سه الگوی فرعی عنوان شده در دسته‌بندی آرایش ترکیبی پرفشار و کم‌فشار، بارش برف فوریه ۲۰۰۵ سنگین‌ترین بارش برف (بیشترین ارتفاع برف در حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین) طی نیم‌قرن اخیر بوده است که در نتیجه برهمکنش اولیه میان چرخند دینامیکی قوی مدیترانه‌ای و پرفشار نیمه دائمی قوی سیبری است. یکی از تفاوت‌های اصلی این سامانه در مقایسه با الگوهای مشابه مربوط به شرایط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی است. به نظر می‌رسد واقع شدن دو منطقه کم ارتفاع یکی روی شرق دریای کاسپین و دیگری روی غرب اروپا و قرار گرفتن پشته ارتفاعی قوی روی شمال اروپای شرقی موجب شکل‌گیری الگوی بندال در مقیاس همدیدی به شکل امگا (Ω) و ماندگاری چند روزه این آرایش جوی در منطقه شد (شکل ۱۴).

واقع شدن بخش‌های شمالی کشور در دامنه ناوه ارتفاعی این موج که با تاوایی مثبت قوی در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر همراهی داشته، موجب تداوم همگرایی و تقویت سرعت قائم در ترازهای میانی و زیرین وردسپهر می‌شود، به طوری که به مدت ۷ روز متوالی (۷ تا ۱۲ فوریه) به تناوب بارش برف در سواحل جنوبی دریای کاسپین تداوم داشت.

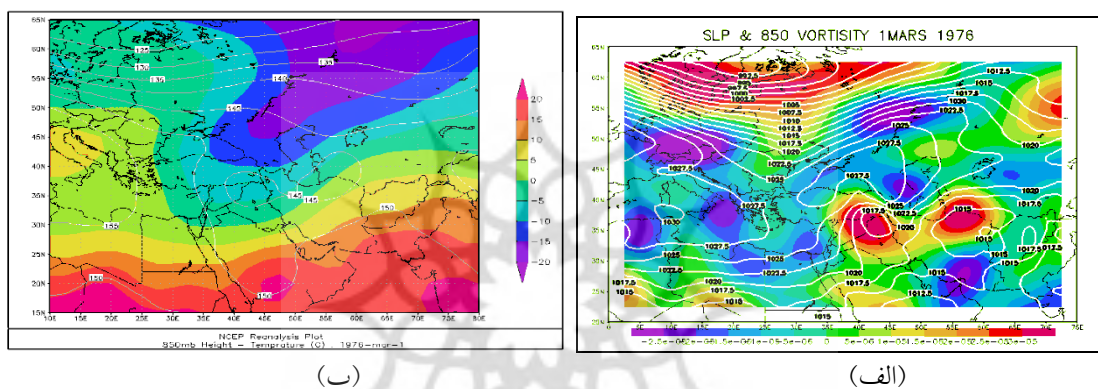


شکل ۱۴ الف) الگوی میانگین روزانه میدان ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی (برحسب دکامتر) و میانگین روزانه دمای تراز ۵۰۰ هواشناسی (برحسب °C)، روز ۷ فوریه ۲۰۰۵. ب) الگوی میانگین روزانه میدان ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هواشناسی (برحسب دکامتر) و میانگین روزانه دما تراز ۵۰۰ هواشناسی (برحسب °C)، روز ۱۰ فوریه ۲۰۰۵

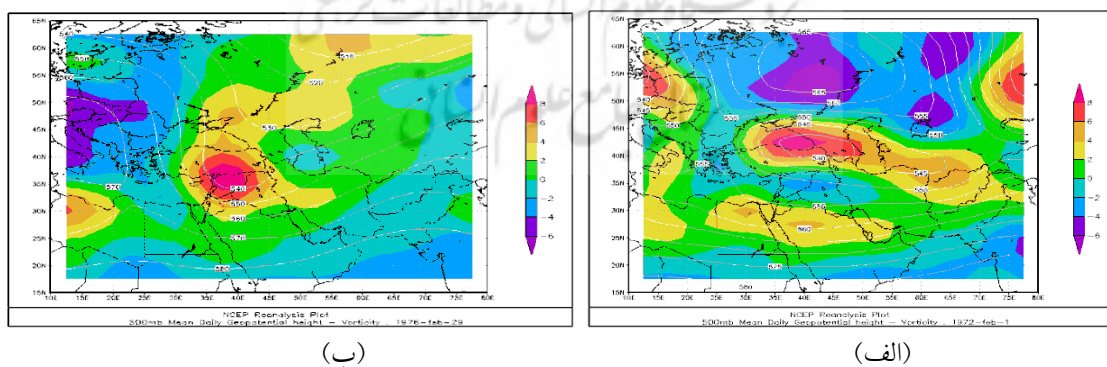
۲- الگوی پرفشار

این الگو که ۲۰ مورد از ۳۰ مورد بارش برف شدید را به خود اختصاص می‌دهد، الگوی اصلی و غالب بارش برف سنگین به شمار می‌آید و برحسب منطقه شکل‌گیری که پرفشار از آن ناشی می‌شود به ۴ دسته تقسیم‌بندی شده است. شدیدترین بارش در میان موارد مربوط به دسته‌بندی ۲-۱ موج بارشی ۲۹ ژانویه تا ۱ فوریه ۱۹۷۲ بوده است. بارزترین نمونه در الگوی ۲-۲ به بارش فوریه ۱۹۹۳ مربوط می‌شود و شاخص‌ترین بارش فوق سنگین برف در دسته‌بندی ۲-۳ بارش برف ژانویه ۲۰۰۸ است. همچنین بارش مارس ۱۹۷۶ سنگین‌ترین بارش از دسته بندی ۲-۴ است. در سازوکار این الگو به نظر می‌رسد علاوه بر رشته‌کوه البرز که به‌عنوان عامل دینامیکی در ایجاد صعود توده‌های پرفشار مؤثر است، دریای کاسپین را به‌عنوان منبع گرما و رطوبت در ایجاد ناپایداری و تقویت حرکت‌های صعودی نمی‌توان نادیده گرفت. این واچرخندهای دینامیکی و نیمه دائمی که گستره وسیعی از اروپا و آسیا را در برمی‌گیرند، از شمال و شمال‌غرب وارد کشور می‌شوند (شکل‌های ۳ تا ۹). حاکمیت این سامانه‌ها، گردش واچرخندی قوی همراه با تاوایی منفی را در ترازهای زیرین جو در تمامی مناطق واقع در بخش شمالی دریای کاسپین ایجاد می‌کند. استقرار این الگو، یک جریان شمال-شمال‌غربی گسترده را در ترازهای زیرین وردسپهر در پی دارد

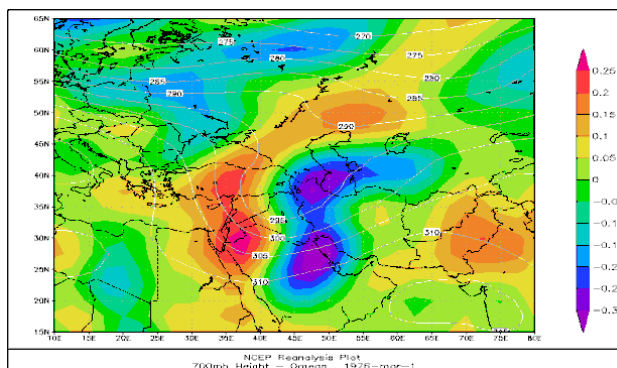
که شکل گیری و تداوم این جریانات بر روی دریای کاسپین، موجب انتقال رطوبت از روی دریا به سمت سواحل جنوبی می گردد (شکل ۱۵-الف). فرا رفت هوای سرد از عرض های بالاتر و فراهم بودن شرایط رطوبتی، موجب کاهش شدید دما و شکل گیری بارش به صورت برف می شود. همچنین، شرایط کژ فشاری و ناپایداری به وضوح در این تراز مشاهده می گردد (شکل ۱۵-ب). علاوه بر عوامل سطح زمین و سطوح زیرین و ردسپهر، گذر ناوهای دمایی و ایجاد شرایط کژ فشار به همراه گذر امواج ناپایدار و استقرار ناوه ارتفاعی در سطوح میانی، بسیار مهم است (شکل ۱۵). بطوریکه با ایجاد تاوایی مثبت، همگرایی در و ردسپهر زیرین و واگرایی در سطوح فوقانی، موجب تشدید حرکات قائم در سطوح میانی و ردسپهر می شود (شکل ۱۷).



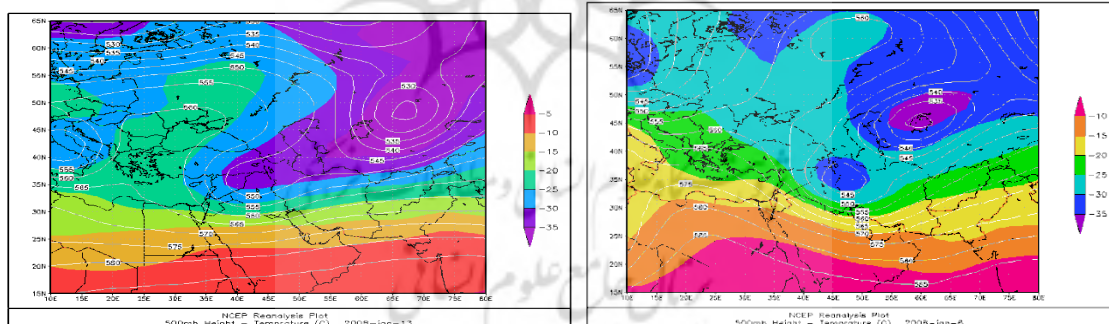
شکل ۱۵ الف) الگوی میانگین روزانه میدان فشار سطح دریا (برحسب هکتوپاسکال) و تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی. ب) الگوی میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیلی و میدان دما تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۱ مارس ۱۹۷۶.



شکل ۱۶ الف) الگوی میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیلی (برحسب دکامتر) و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی روز ۱ فوریه ۱۹۷۲. ب) الگوی میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیلی (برحسب دکامتر) و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی روز ۲۹ مارس ۱۹۷۶.



شکل ۱۷. الگوی میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیلی و میدان سرعت قائم تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی روز ۱ مارس ۱۹۷۶ بارش ژانویه ۲۰۰۸ به عنوان نمونه‌ای از بارش فوق سنگین برف و سرمايش و کاهش بی‌سابقه دما در حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین طی بازه زمانی ۵ تا ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ و با سه موج بارش به ترتیب در ۶ و ۱۰ و ۱۳ ژانویه همراه بود. این سامانه نمونه‌ای منحصر به فرد از برهمکنش میان دو پرفشار قوی و سرد یکی با منشأ قطبی از جانب اروپای شمالی و جنوب دریای کاسپین و دیگری پرفشار سیبری است. به نظر می‌رسد واقع شدن دو منطقه کم ارتفاع یکی روی شرق دریای کاسپین و دیگری روی غرب اروپای شمالی و قرار گرفتن پشته ارتفاعی قوی روی شمال دریای کاسپین و شرق اروپا موجب شکل‌گیری الگوی بندال در مقیاس همدیدی به شکل امگا (Ω) و ماندگاری چند روزه این آرایش جوی در منطقه شد به طوری که به مدت ۸ روزه متوالی به تناوب بارش برف در سواحل جنوبی دریای کاسپین تداوم داشت (شکل ۱۸).



(ب)

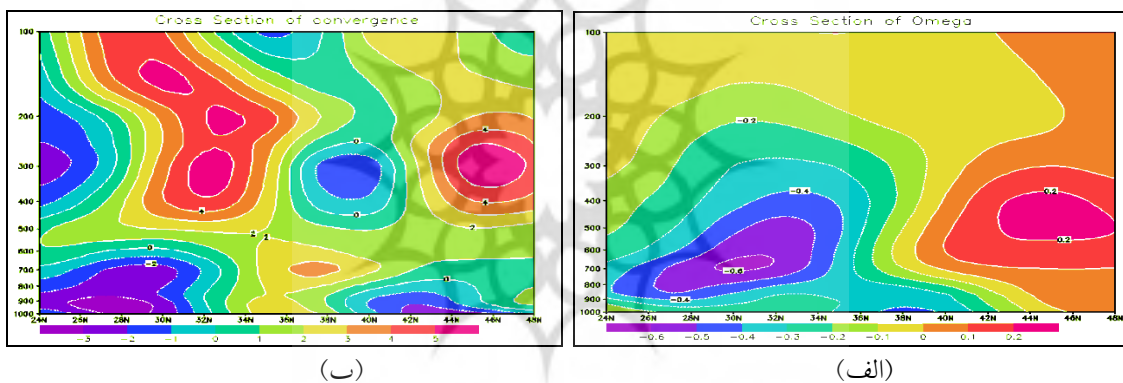
(الف)

شکل ۱۸ الگوی میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیلی (بر حسب دکامتر) و میدان دما تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی. (الف) روز ۶ ژانویه ۲۰۰۸، (ب) روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸

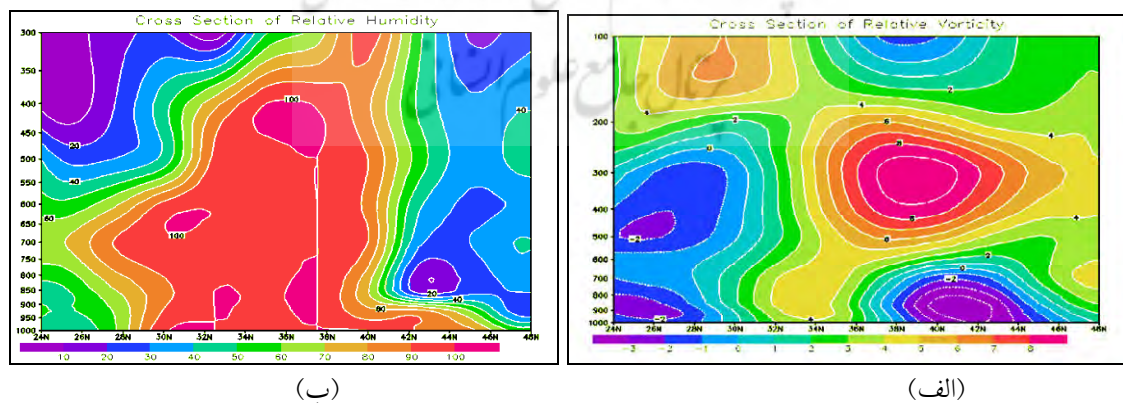
بررسی تغییرات قائم پراسنج های دینامیکی

به منظور بررسی ساختار دینامیکی این سامانه برش قائم کمیت‌هایی نظیر سرعت قائم، تاوایی نسبی، رطوبت نسبی و همگرایی و دمای پتانسیلی را در محدوده عرض‌های جغرافیایی ۲۴ تا ۴۸ درجه و روی طول جغرافیایی ۴۹ درجه و

۳۷ دقیقه مربوط به فرودگاه رشت برای روز اوج فعالیت سامانه‌ها ترسیم و نتایج مبین آن است که میزان امگا در جنوب رشته کوه البرز در عمق وردسپهر (از وردسپهر زیرین ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی تا وردایست) به دلیل استقرار چرخند سطحی در جنوب رشته کوه البرز و وجود ناهای ارتفاعی در ترازهای میانی وردسپهر مثبت و معرف حرکات صعودی است و هسته بیشینه سرعت قائم متعلق به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی و به میزان ۰/۶ است. در محدوده عرض جغرافیایی گیلان (محدوده ۳۶ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۰ دقیقه) در وردسپهر زیرین علی‌رغم استقرار و چرخند قوی مقادیر امگا منفی (حرکات صعودی) مشاهده می‌شود که به نوعی صعود مکانیکی ناشی از اثر کوهساری را آشکار می‌سازد. با افزایش ارتفاع، مقادیر عددی امگا و به تبع آن شدت حرکات صعودی کاهش می‌یابد. آنچه مسلم است مقادیر مثبت امگا در ترازهای میانی وردسپهر در این محدوده به دلیل استقرار ناهای ارتفاعی است که انطباق مناسبی با برش قائم میدان همگرایی (مقادیر مثبت) دارد و حرکات صعودی توده‌ها در این محدوده را زیر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی تأیید می‌کند. در وردسپهر بالایی (بالتر از ۵۰۰ میلی بار) واگرایی توده‌ها مشاهده می‌شود که همگرایی توده‌ها در سطوح زیرین وردسپهر را تشدید می‌کند (شکل ۱۹).

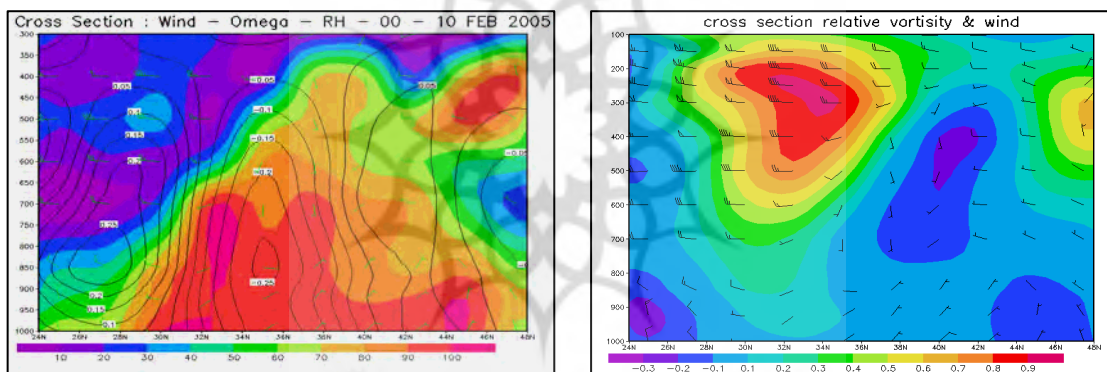


شکل ۱۹ برش قائم کمیت‌های الف) سرعت قائم. ب) همگرایی، ساعت UTC ۰۶ روز ۶ فوریه ۱۹۷۲



شکل ۲۰ برش قائم کمیت‌های الف) تاوایی نسبی ب) رطوبت نسبی، ساعت UTC ۰۶ روز ۶ فوریه ۱۹۷۲

بررسی نیمرخ قائم میدان تاوایی نسبی نشان می‌دهد در هنگام استقرار و اچرخند سطحی در عرض‌های جغرافیایی بین ۳۶ تا ۴۴ درجه (نواحی جلگه گیلان تا کاسپین شمالی)، سطوح زیرین و ردسپهر تاوایی نسبی منفی و گردش و اچرخندی را تجربه می‌کند و هرچه به سمت کاسپین میانی و شمال پیش می‌رویم به واسطه قرارگرفتن مرکز و اچرخند سطحی مقادیر کمی آن افزایش می‌یابد. با افزایش ارتفاع (از تراز ۷۰۰ میلی‌باری) در این محدوده، به دلیل عبور امواج ناپایدار غربی و گردش چرخندی ناشی از آن‌ها تاوایی مثبت بوده و بیشینه آن در و ردسپهر میانی می‌باشد. در جنوب رشته کوه البرز به دلیل استقرار چرخند سطحی و ناوهای عرض‌های میانی، تاوایی مثبت و گردش چرخندی مشاهده می‌شود که با بیشتر شدن ارتفاع، مقادیر آن افزایش می‌یابد. مقادیر مثبت سرعت قائم (امگای منفی) منطبق بر تاوایی نسبی منفی در و ردسپهر زیرین، در محدوده متأثر از و اچرخند سطحی قوی (حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین) صحه‌ای بر غلبه اثر کوهساری در صعود اجباری توده‌های پرفشار سرد در برخورد با دیواره بلند کوهستانی در دامنه‌های شمالی البرز و تسلط واداشت توپوگرافی البرز در صعود مکانیکی توده‌ها است (شکل ۲۱).



شکل ۲۱ برش قائم الف) میدان باد (متر بر ثانیه) و تاوایی نسبی (۱۰۴×). ب) میدان باد (متر بر ثانیه)، رطوبت نسبی (برحسب درصد) و سرعت قائم، ساعت ۰۰ utc روز ۱۰ فوریه ۲۰۰۵

۵. نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای اولین بار به روند آماری دراز مدت و تحلیل و دسته‌بندی سامانه‌ها بر اساس الگوی بزرگ مقیاس و میان‌مقیاس طی ۵۰ سال اخیر پرداخته شده که در مقایسه با مطالعات قبلی صورت گرفته در داخل و خارج کشور دارای رویکرد درازمدت و جامع‌تر بوده و شامل یافته‌ها، دستاوردها و نتایج جدید می‌باشد. با توجه به اهداف مورد نظر برای انجام این پژوهش و ابهامات مطرح شده در شناخت سازوکار این سامانه‌ها، نتایج زیر به دست آمده است:

- سامانه‌های فوق، براساس ویژگی‌های فیزیکی و دینامیکی توده‌هوای سطح زمین و ترازهای زیرین و ردسپهر، در گام اول در دو الگوی اصلی پرفشار و ترکیبی پرفشار و کم‌فشار دسته‌بندی شده‌اند. در واقع توده‌هوای پرفشار با منشأهای مختلف اعم از پرفشار سرد قطبی، پرفشار مرطوب اقیانوسی و پرفشار سرد قاره‌ای نقش اصلی را در سازوکار این سامانه‌ها ایفا می‌کند که می‌تواند به‌تنهایی و یا به‌صورت جفت شده با توده‌هوای کم‌فشار مانند چرخندهای مدیترانه‌ای و یا چرخند سودانی که از سمت عرض‌های پایین حامل شارهای گرما و رطوبت هستند موجب بارش برف در حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین گردند. در فاز بعدی با توجه به منشأ چرخندها و واچرخندهای سطحی، این دو الگوی اصلی به ۷ بخش مجزاتر تقسیم شده است که در بخش بحث به‌صورت مبسوط ارائه شده است.

- شدت عملکرد هریک از این سامانه‌ها براساس عواملی همچون منشأ و محل استقرار توده‌هوای سطح زمین اعم از پرفشار و کم‌فشار، چگونگی گسترش و حرکت این سامانه‌ها، مقادیر تقویت یا کاهش فشار مراکز چرخندی و واچرخندی، عوامل تقویت‌کننده کمیت‌های دینامیکی (نظیر تاوایی، سرعت قائم، همگرایی و ...) ناشی از واداشت‌های توپوگرافی (اثر کوهساری) و عوامل ترمودینامیکی (شارهای سطحی) حاصل از استقرار و عبور از روی منابع آبی (واداشت شارهای سطحی) در طول فعالیت و حرکت سامانه‌ها، تغییرات میدان باد به‌ویژه سرعت عبور امواج سطوح میانی و ردسپهر، مرتبط دانست.

- الگوی ترکیبی کم‌فشار و پرفشار در نتیجه برهمکنش بین چرخندهای دینامیکی عرض‌های میانی مانند کم‌فشار مدیترانه‌ای و کم‌فشارهای حرارتی مانند کم‌فشار سودانی با توده‌هوای پرفشار سرد با منشأهای گوناگون از سمت عرض‌های بالاست. این چرخندها با گسترش شرق‌سو و شمال‌سو تا جنوب رشته‌کوه البرز گسترش یافته و ضمن انتقال شارهای گرما و رطوبت با سازوکار دینامیکی، شرایط را برای صعود توده‌هوا تا میانه و ردسپهر فراهم می‌کنند. همزمان با استقرار توده‌هوای سرد در شمال و غرب کاسپین، تسلط جریان‌ات شمالی در لایه‌های زیرین و ردسپهر در نتیجه گردش واچرخندی توده‌هوا، افزایش شیو فشاری و سرمایش شدید ناشی از فرارفت سرد به واسطه استقرار ناوه دمایی شرایط برای شکل‌گیری جبهه سرد در منطقه فراهم می‌شود. این الگو در ترازهای میانی و ردسپهر با حرکت مداری امواج غربی همراهی می‌کند. گذر این ناوه‌های عمیق با تاوایی مثبت قوی، شرایط را برای تقویت همگرایی در سطح زمین و صعود بیشتر توده‌هوا در لایه‌های زیرین و ردسپهر فراهم می‌سازد. در الگوی ترکیبی کم‌فشار و پرفشار، علاوه بر تأثیر دریای کاسپین به‌عنوان منبع رطوبتی در افزایش رطوبت و تقویت ناپایداری، نمی‌توان نقش دیگر منابع رطوبتی از قبیل دریای مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس که توده‌هوای کم‌فشار از آنجا ناشی می‌شوند را نادیده گرفت.

- نکته حائز اهمیت در الگوی ترکیبی در مورد میدان باد، استقرار جریان‌ات شمالی در شمال رشته‌کوه البرز و در مقابل جریان‌ات جنوب‌غربی برای بخش‌های جنوبی البرز است که یک منطقه همگرایی (محل

برخورد جریان‌های شمالی و جنوبی و رویارویی دو توده‌هوا با ویژگی‌های فیزیکی متفاوت و شکل‌گیری منطقه جبهه‌ای) را در محدوده (عرض جغرافیایی ۳۶ تا ۳۷ درجه) دره شاهرود تا شمال دره منجیل و محل دلتای سفیدرود ایجاد می‌کند. علاوه بر این، در جلگه مرکزی گیلان در وردسپهر میانی بین تراز ۸۵۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکالی چینش قائم باد ملاحظه می‌گردد که مرز ناپایداری را در وردسپهر میانی نشان می‌دهد (شکل ۲۰، سمت راست).

- الگوی پرفشار، الگوی غالب توده‌هوای سطح زمین در میان سامانه‌های شناسایی شده است که ۲۰ مورد از ۳۰ موج بارش برف را شامل می‌شود. این واچرخندهای دینامیکی (پرفشارهای سرد اروپایی) و نیمه دائمی (پرفشار سیبری) که بخش‌های وسیعی از اروپا و آسیا را در برمی‌گیرد، ضمن گسترش نصف‌النهاری، روی شمال‌غرب، شمال و شمال‌شرق کاسپین واقع می‌شوند. جریان‌های شمالی و شمال‌غربی ناشی از گردش ساعت‌گرد این واچرخندها در لایه‌های زیرین وردسپهر، انتقال مداوم رطوبت از روی دریا به سمت خشکی و افزایش سرعت باد به دلیل افزایش شیو فشاری روی سواحل را به همراه دارد. همچنین در کنار این عوامل، فرارفت سرد حاصل از گذر ناوهای دمایی، تاوایی مثبت ناشی از عبور ناو‌ها و امواج ناپایدار غربی و شرایط کژفشاری جو در لایه‌های میانی وردسپهر از اصلی‌ترین سازوکار شکل‌گیری بارش برف در حاشیه جنوب‌غربی دریای کاسپین است. به نظر می‌رسد در این الگو نقش دریای کاسپین در انتقال و تزریق رطوبت به توده‌هوای سرد قابل توجه باشد.

برش قائم پراسنج‌های دینامیکی نظیر تاوایی نسبی، سرعت قائم و میدان واگرایی در این الگو نیز شکل‌گیری حرکات صعودی تا میانه وردسپهر ناشی از همگرایی در لایه‌های زیرین جو و همچنین گذر ناوهای ارتفاعی عمیق با تاوایی مثبت قوی در لایه‌های میانی جو نشان می‌دهد. وجود سرعت قائم مثبت روی جلگه گیلان در زیر تراز ۸۵۰ میلی‌باری علیرغم تاوایی نسبی منفی و تمایل دینامیکی توده‌هوا به نزول، حاکی از تسلط اثر کوهساری و صعود مکانیکی توده‌هوا در لایه‌های زیرین وردسپهر است.

کتابنامه

- ۱- استانداری گیلان. ۱۳۸۴. بحران سفید، نگاهی به رخداد برف سنگین در بهمن ۱۳۸۳. چاپ اول. رشت: استانداری گیلان.
- ۲- سازمان هواشناسی کشور. آمار سه‌ساعته متغیرهای هواشناسی ایستگاه‌های همدیدی رشت، بندرانزلی، کاشهر، لاهیجان، آستارا.
- ۳- تالش انسان‌دوست، فرشته. ۱۳۷۴. آتش‌سوزی یا بیماری‌های مهلک، سیل و خشکسالی و... طی سال‌های ۱۳۴۰-۱۲۷۰ در استان‌های گیلان و مازندران. گیله‌وا. شماره ۳۴. صص ۴۴-۴۶.

- ۴- خسروی دانش، علیرضا و دیگران. ۱۳۸۴. جغرافیای استان گیلان. تهران: شرکت چاپ و نشر کتاب‌های درسی ایران.
- ۵- خودزکو، الکساندر. ۱۳۸۵. سرزمین گیلان. چاپ اول. ترجمه سهامی، سیروس. رشت: فرهنگ ایلیا.
- ۶- رابینو، ه. ل. ۱۳۷۴. ولایت دارالمرز ایران، گیلان. چاپ دوم. ترجمه جعفر خماسی‌زاده. رشت: انتشارات طاعتی.
- ۷- روزنامه اطلاعات، سال ۲۴. اول دی ماه تا ۲۹ اسفند ۱۳۲۸. شماره ۷۱۰۲-۷۱۸۶. تهران.
- ۸- روزنامه باختر امروز، اول دی ماه تا ۲۹ اسفند ۱۳۲۸. شماره ۱۱۹-۱۹۳. تهران.
- ۹- روزنامه کیهان، سال ۸. اول دی ماه تا ۲۹ اسفند ۱۳۲۸. شماره ۲۰۰۳-۲۰۸۷. تهران.
- ۱۰- رضایی، پرویز و دیگران. ۱۳۸۹. روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن. چشم‌انداز جغرافیایی. سال پنجم. شماره ۱۲. ۷۲-۵۷.
- ۱۱- سجادی، سید محمدتقی. ۱۳۷۸. تاریخ و جغرافیای تاریخی رامسر. چاپ اول، تهران: انتشارات معین.
- ۱۲- عباسی، هوشنگ. ۱۳۸۶. گیلان در سفرنامه‌های سیاحان ایرانی، دانشنامه فرهنگ و تمدن گیلان. چاپ اول. رشت: فرهنگ ایلیا.
- ۱۳- علی‌دوست، احمد. ۱۳۸۴. خطی بر دیوار. چاپ اول. رشت: گیلکان.
- ۱۴- عظیمی دویخسری، ناصر. ۱۳۸۸. جغرافیای انسانی و اقتصادی گیلان. دانشنامه فرهنگ و تمدن گیلان. چاپ اول. رشت: نشر فرهنگ ایلیا.
- ۱۵- فریدمجتهدی و دیگران. ۱۳۸۵. واکاوی هم‌بندی رخداد بارش برف سنگین فوریه ۲۰۰۵ استان گیلان. علوم جغرافیایی. شماره ۴. مشهد.
- ۱۶- فخرایی، ابراهیم. ۱۳۵۵. گیلان در گذرگاه زمان. چاپ اول. تهران: انتشارات جاویدان.
- ۱۷- فهیمی‌نژاد، الهام و همکاران. ۱۳۸۶. تحلیل سینوپتیکی و فضائی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵)، سومین کنفرانس بین‌المللی مدیریت جامع بحران در حوادث غیرمترقبه. تهران.
- ۱۸- گنجی، محمدحسین. ۱۳۷۸. هواشناسی گیلان، کتاب گیلان. چاپ اول. تهران: گروه پژوهشگران ایران.
- ۱۹- مشایخی، حبیب‌ا. ... ۱۳۸۱. نگاهی همه‌سویه به تنکابن. چاپ اول. تهران: انجمن آثار و مفاخر فرهنگی.
- 20- Ahrens, C. D., 2009. Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the environment. Ninth edition, Brooks/Colecengage Learning Academic Press, 1-549.
- 21- Alidost, A., 2005: Line on the wall. First Edition. Rasht: Gilakan press.
- 22- Azimi dobakhsheri, N., 2008. The Econiomatical and the human geography of Guilan, the encyclopedia of guilan culture and civilization, Nashre-farhang-e ilia. Rasht.
- 23- Bakhtar Emroz newapaper., 1949. No 193-119, 1 Dey-29 Esfand, Tehran.
- 24- Brown, Richard., Russell, J. Y., 1970. Some Relationships between 850 Millibar Lows and Heavy Snow Occurrences Over the Central and Eastern United States. monthly weather review, vol 98, NO 5, 399-401.

- 25- Bryant, E., 2005. Natural Hazards. Cambridge Press, 1-312.
- 26- Changnon, S. A., Changnon, D., 2005. SnowStorm Catastrophes in the United State. Environmental hazard, 9, 158-166.
- 27- Changnon, D., Merinsky C., Lawson M., 2008. Climatology Of Surface Cyclone Tracks Associated With Large Central And Eastern U.S Snowstorms 1950-2000. Monthly Weather Review, 136, 3193-3203.
- 28- Ettelaat newspaper, 1949. No 7186-7120, 1 Dey-29 Esfand, Tehran.
- 29- Evans, M., Michael L. J., 2009. correlation between analyses and forecasts of banded heavy snow ingredients and observed snowfall. Weather and forecasting, 24, 337-350.
- 30- Esteban, Pere., Jones, D. P., Martín-Vide, J., Mases, M., 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in andora, Pyrenees. International Journal of Climatology, 25, 319-329.
- 31- Fahiminezhad, E., hejazizadeh, Z., B., ziaeeayan, P., 2007. Synoptic and spatial analysis snow storm province. 3rd International Conference on Integrated Natural Disaster Management. Tehran.
- 32- Fakhrai, E., 1976. Guilan in the passage of time. Javidan Press, Tehran.
- 33- Farid, M. Nima., Khoshakhlagh, F., Naeeri, M., Afsharmanesh, H., 2006. Synoptic analysis of heavy snowfall in 2005 February province. Journal of Geographic Sciences, 4, 133-157.
- 34- Ganji, M, H., ۱۹۹۹. Guilan book. Groups of Iranian researchers Press, Tehran.
- 35- Glossary of Meteorology., 2009. Snow. American Meteorological Society. Retrieved 2009-06-28.
- 36- General Governor Office, 2005. White Crisis, A Glance to Heavy Snowfall Event in February 2005. Firat edition. Rasht: General Governor Office.
- 37- Kunkel, K. E., Pielke Jr, R. A., Changnon, Stanley. A., 1999. Temporal Fluctuation in Weather and Climate Extremes That Cause Economic and Human Health Impact: A Review. Bulletin Of The American Meteorological Society, Volume 80, Issue 6, 1077-1098.
- 38- Mashayikhi, H., 2001. A comprehensive study on Tonekabon, Society for the appreciation of cultural works and dignitaries, Tehran.
- 39- Miyazawa, S., 1968. A Mesoclimatological Study on Heavy Snowfall, Meteorology and Geophysics, vol 19, no 4, 487-550.
- 40- Ohara, B., Kaplan, M., Underwood, J., 2009. Synoptic climatological analysis of extreme snowfall in the Sierra Nevada. Weather and forecasting. 24. 1610-1624.
- 41- Khosravi Danesh, A., 2005. Guilan geography. Publishing company of books. Tehran
- 42- Sajadi, M., 2008. History and historical geography of Ramsar. Moein press, Tehran.
- 43- Jianqi, Sun., Huijun, Wang., Wei, Yuan., Huopo, Chen., 2010. Spatial-temporal feature of intense events in china and their possible change. Journal of geophysical research, vol 115, 1-8.
- 44- Smith, K., Petley, N. D., 2009. Enviromental Hazards, assessing risk and reducing disaster. Routledge Press, 1-383.

- 45- Talesh Ensandost, F., 1995. Fire or fatal diseases, floods and droughts during 1340 – 1270 in Gilan and Mazandaran provinces. *Gileva*, 34, 44.
- 46- Uccellini, L. W., Kocin, P. J., 1987. The Interaction Of Jet Streak Circulations During Heavy Snow Events along The East Coast Of The United States. *Weather and Forecasting*, 2, 289-308.

