جغرافیا و توسعه شماره ۴۰ پاییز ۱۳۹۴
وصول مقاله : ۱۳۹۱/۰۸/۱۹
تأیید نهایی : ۱۳۹۳/۱۱/۲۰
صفحات : ۹۰- ۶۹

مطالعه‌ی هواشناختی پدیده‌ی گرمباد در استان گیلان

دکتر عباس رنجبرسعادت‌آبادی[۱]، جمیله پورمیرزا[۲]

چکیده

پدیده‌ی گرمباد یکی از پدیده‌های میان مقیاسی است که الگوهای بزرگ مقیاس میدان‌های فشاری، نقش مهمی در ایجاد و کنترل آن دارد. در مناطق شمالی کشور شرایط برای رخداد این پدیده فراهم بوده و آثار قابل ملاحظه‌ای به جا می‌گذارد. این پدیده با بادهای شدید گرم و خشک همراه است که باعث افزایش قابل ملاحظه‌ی دما، کاهش نم نسبی و افت و تغییر دیگر فراسنج‌های هواشناختی شده و پیامدهای مختلفی از جمله آتش‌سوزی جنگل‌ها و مراتع در این نواحی می‌گردد. در این مطالعه با استفاده از داده‌ها و نقشه‌های هواشناسی طیّ دوره ۲۰۰۸-۲۰۰۰ برای ایستگاه‌های رشت، انزلی و آستارا پدیده گرمباد بررسی شد. نتایج حاصل نشان داد این پدیده در ماه‌های سرد سال رخ داده و در ماه‌های دسامبر و ژانویه بیشترین فراوانی را دارد، از نظر توزیع مکانی در رشت بیشترین بسامد و شدت را دارا می‌باشد. در همه‌ی حالت‌های مطالعه شده، استقرار سامانه‌ی پرفشار در جنوب البرز و سامانه‌ی کم فشار در نواحی جنوبی دریای مازندران از عوامل اصلی رخداد گرمباد در گیلان است. این شرایط با پشته‌ی ارتفاعی سرد و ناوه‌ی ارتفاعی گرم ترازهای پایین وردسپهر به ترتیب در جنوب و شمال البرز همراهی می‌شود. گرادیان افقی فشاری بین دو سامانه‌ی پرفشار و کم‌فشار، سبب واداشت هوای سرد کوهستان به سمت شمال می‌گردد که پس از عبور رشته‌کوه، به علت سنگینی هوای سرد، فرونشین شده و با حرکت به سمت ارتفاعات پایین‌تر ضمن گرم شدن، شتاب می‌گردد. سازوکار رخداد این پدیده در استان گیلان ویژگی منحصر به فردی داشته، بطوری‌که استقرار هوای سرد بر روی ارتفاعات بلند البرز و نواحی جنوبی آن، همراه با گرادیان فشار بین نواحی جنوبی و شمالی البرز و وجود دره‌ی سفیدرود سبب شده تا ساز و کار پدیده‌ی گرمباد در گیلان، ترکیبی از فرونشینی هوا و باد دره‌ای[۳] است.

کلیدواژه‌ها: پدیده‌ی گرمباد، افزایش دما، الگوهای فشاری، استان گیلان.

۱- استادیار هواشناسی، پژوهشکده هواشناسی (نویسنده مسؤول) aranjbar@gmail.com
۲- کارشناس ارشد هواشناسی j_pourmirza@yahoo.com
3-Gap wind

مقدمه

گرمباد پدیده‌ای میان مقیاس به صورت باد شدید، گرم و خشکی است که در شرایط خاصی از الگوهای همدیدی ازجانب کوه به سمت دشت می‌وزد و آثار خود را در نواحی باد پناه کوهستان بر جای می‌گذارد *(Gaffin, 2002: 907 & 2006: 145)*. در اثر این پدیده، ضمن کاهش نم نسبی افزایش ناگهانی دما به اندازه‌ی ۱۰ الی ۱۵ درجه سلسیوس در مناطق تحت تأثیر (باد پناه کوهستان) روی می‌دهد که طیّ چند ساعت اتفاق می‌افتد *(McGowan & Sturman, 1996: 151; Ustrnul, 1992: 43)*. رخداد این پدیده در نواحی شمالی کشور می‌تواند سبب آتش‌سوزی‌های گسترده‌ی جنگل‌ها و مراتع شده که با توجه به اهمیت این منابع طبیعی، مطالعه و پیش‌بینی آن از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. همچنین وزش باد گرم و افزایش دما می‌تواند به اندازه‌ای باشد که منجر به تبخیر بیشتر و همچنین ذوب شدن برف کوهستان‌ها شود بنابراین علاوه بر آثاری که ممکن است بر منابع‌آب داشته باشد، در مناطق کوهستانی که مراکز تفریحی و پیست اسکی هستند، وقوع پدیده‌ی گرم‌باد می‌تواند یک معضل به شمار رود *(Mayer & Armi, 2008:1357)*. این پدیده علاوه بر اینکه کاهش نم نسبی و افزایش قابل ملاحظه‌ی دما را به دنبال دارد، اگر سرعت باد نیز زیاد باشد، می‌تواند به صورت یک توفان ظاهر شود و باعث خرابی‌ها و تخریب مناطق تحت تأثیر گردد *(Whiteman, 2000: 12; Seibert, 1990: 91; Seibert, 2005: 169)*.

مطالعه‌ی جنبه‌های‌مختلف پدیده‌ی‌گرمباد و مدل‌سازی آنها، نقش مهمی در ارتقاء دقت پیش‌بینی‌ها و تعیین ساز و کار رخداد آن دارد *(Huang & Mills, 2006: 15; Drechsel & Mayr, 2008: 205)*.

امروزه برآورد پیامدهای زیست‌محیطی این پدیده در نواحی مختلف جهان به منظور حفظ منابع طبیعی و کاهش آسیب‌پذیری از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است *(Sharples, 2009: 737)*. برای مثال بادهای گرم، خشک و جستی شمال غربی در توده‌ی هوای پیش جبهه‌ای در نواحی جنوب شرقی استرالیا به شدت خطر آتش‌سوزی را بالا می‌برد *(Bond et al, 1967: 6; Mills, 2007: 177, 2005: 35 & 2002: 203)*.

شبیه‌سازی عددی پدیده‌ی گرمباد، به علت برهم کنش عوامل متعدد تأثیرگذار و مقیاس‌مکانی آن بسیار پیچیده است *(Drobinski &Coauthors, 2007: 897; Duerr et al., 2010: 13)*.

از طرف دیگر با توجه به نبود داده‌های دیدبانی شده‌ی کافی درمناطق کوهستانی، راست‌آزمایی برونداد مدل‌های عددی، اغلب با مشکل مواجه می‌شود *(Gohm et al., 2004: 78; Hoinka, 1985: 199)*.

مطالعه‌ی توزیع مکانی و زمانی پدیده‌ی گرمباد در مناطق تحت تأثیر و ارتباط بین رخداد این پدیده با توده‌ی هوای پایدار می‌تواند بسیاری از جنبه‌های مهم این‌پدیده را بیان‌کند *(Beffery et al,a, b,2004:541,77; Drobinski et al., 2003:483)*. در ایران تحقیقاتی در ارتباط با برخی از جنبه‌های پدیده گرمباد صورت گرفته که برای نمونه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

شیرزادی پنج مورد پدیده‌ی گرمباد را که منجر به وقوع آتش‌سوزی در جنگل‌های استان‌های گیلان و مازندران در سال‌های ۱۹۸۱ تا ۱۹۸۶ میلادی شده بود، به کمک روش‌های ریاضی، ضرایب آنگستروم، فرانسیلا، نستروف وهایگروترموگرافی محاسبه کرد و نتیجه گرفت که هر یک از این پارامترها، فراسنج‌های خاص خود را دارند که در حالت‌های مورد مطالعه به بیشتر از مقدار بحرانی خود می‌رسند *(شیرزادی، ۱۳۷۱: ۱۰۲)*.

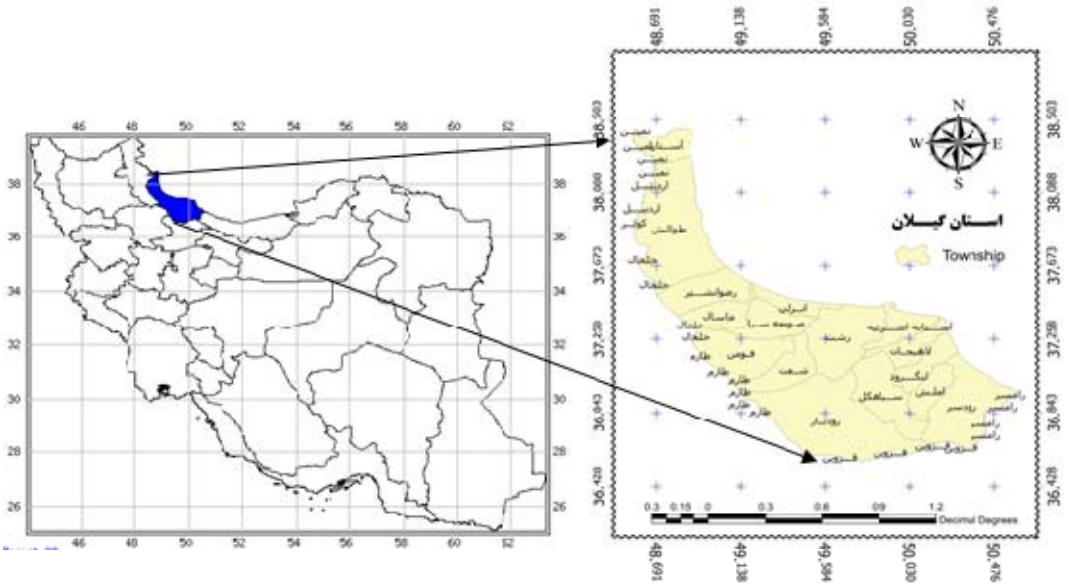
پرنیان شرایط ایجاد پدیده‌ی گرمباد را روی استان‌های شمالی کشور با بررسی داده‌های گردآوری شده روی ایستگاه‌های رشت و گرگان در زمستان سال‌های ۱۹۸۱، ۱۹۸۶ و ۱۹۹۹ بررسی کرد و نشان داد که در تمام تحلیل‌ها یک همخوانی در نقشه‌های ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتو پاسکال با سطح زمین وجود داشته و نقشه‌ی سطح زمین یک مرکز پرفشار در حوالی ضلع غربی قسمت باد سوی رشته‌کوه‌های البرز و یک ناوه منشعب از یک مرکز کم‌فشار روی دریای خزر نشان داد که سبب جریانات جنوبی و جنوب غربی شدند *(پرنیان، ۱۳۷۸: ۱۱۹)*.

مطالعه‌ی پدیده‌ی گرمباد و آتش‌سوزی جنگل در استان‌های مازندران و گیلان برای مورد ۲۴ تا ۳۰ آذر ماه ۱۳۸۴ نشان داد که الگوی سینوپتیکی غالب در روزهای همراه با رخداد گرمباد در دامنه‌های شمالی البرز و سواحل جنوبی خزر، قرار گرفتن یک پشته در ترازهای بالایی جو بر روی نیمه‌ی غربی و مناطق شمال‌غربی ایران است که محور آن بر روی البرز و شمال‌غرب ایران با امتداد شمال- جنوب یا شمال‌غرب جنوب‌شرق کشیده می‌شود و در سطح زمین نیز طیّ این روزها زبانه‌ی پرفشاری با خط همفشار ۱۰۲۰ میلی‌بار در مناطق جنوبی البرز به چشم می‌خورد *(عزیزی و یوسفی، ۱۳۸۸:۲۴)*. همچنین پرفشار سیبری در بروز و توسعه‌ی گرمباد نقش مؤثری ندارد.

حسن‌پور چماچایی نیز پدیده‌ی گرمباد و اثر آن بر آتش‌سوزی جنگل در استان گیلان را بررسی نمود و چند الگوی سینوپتیکی را در این مورد پیشنهاد نمود *(حسن‌پورچماچایی، ۱۳۸۵: ۷۸)*. با توجه به این‌که رخداد این پدیده به علت تأثیرات زیست‌محیطی و آثاری که بر روی تبخیر، ذوب برف و حوادثی از قبیل آتش‌سوزی دارد، پیآمد آن تخریب منابع طبیعی، سوانح ترافیکی و هوایی خواهد بود که منجر به خسارات اقتصادی بعضاً جبران‌ناپذیر می‌شود، بر این اساس مطالعه‌ی این پدیده از اهمیت زیادی برخوردار است *(Sharples et al, 2010: 1067; Kondo & Kuwagata, 1992: 386)*. لذا در مطالعه‌ی حاضر فراوانی رخداد طیّ دوره‌ی مورد مطالعه و تغییرپذیری آن در استان گیلان، تغییرات فراسنج‌های مختلف از قبل تا بعد از دوره‌ی فعالیّت، الگوهای جوی مؤثر در ایجاد و ساز و کارهای مختلف برای شکل‌گیری این پدیده بررسی شده است.

داده‌ها و روش‌شناسی

استان گیلان از استان‌های شمالی کشور است (شکل۱) که شامل مناطق‌سرسبز شمال‌غربی رشته‌کوه البرز و بخش غربی کرانه‌های جنوبی دریای مازندران می‌باشد و از سمت شرق با استان مازندران، از جنوب با استان‌های قزوین و زنجان و از غرب با استان اردبیل هم جوار است، این استان جز از طریق دره‌ی منجیل راه زمینی دیگری به فلات ایران ندارد این منطقه بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶درجه و ۳۴دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۸ دقیقه شمالی و طول‌های ۴۸ درجه و ۳۱ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۳۵ دقیقه شرقی واقع شده است. رشته‌کوه‌های البرز، در بخش شمالی ایران واقع شده است که از سوی غرب از تالشان جمهوری آذربایجان آغاز می‌شود و در شرق تا درون ترکمنستان و افغانستان ادامه می‌یابد و بخش بزرگی از این رشته‌کوه‌ها، در راستای کناره جنوبی دریای مازندران کشیده شده است که دامنه‌های شمالی آن سرسبز و دامنه‌های جنوبی آن خشک است.



شکل ۱: موقعیت استان گیلان در ایران طبق تقسیمات کشوری، موقعیت و فاصله‌ی تقریبی نواحی مورد مطالعه در استان گیلان نسبت به یکدیگر

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

ایستگاه‌های مورد بررسی در این مطالعه، در شهرهای رشت، بندر انزلی و آستارا واقع شده‌اند. ایستگاه رشت در موقعیت جغرافیایی ۴۹ درجه و ۳۷ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۱۹ دقیقه عرض شمالی، با ارتفاع ۸/۶- متر از سطح دریای آزاد، واقع شده است. بندر انزلی یکی از شهرهای ساحلیدریای مازندران در استان گیلان است که در ناحیه‌ای جلگه‌ای به صورت طولی، در ساحل دریای مازندران با موقعیت جغرافیایی ۴۹ درجه و ۲۷ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۲۹ دقیقه عرض شمالی با ارتفاع ۲۳/۶- متر از سطح دریا، با آب و هوای معتدل مرطوب، قرار دارد. بندر آستارا شهری بندری در ساحل غربی دریای خزر و در شمالی‌ترین نقطه‌ی استان گیلان و آخرین نقطه مرزی ایران و جمهوری آذربایجان، در موقعیت جغرافیایی ۴۸ درجه و ۵۱ دقیقه طول شرقی و ۳۸ درجه و ۲۲ دقیقه عرض شمالی با ارتفاع ۲۱/۱- متر واقع شده است.

از نظر جغرافیایی منطقه‌ی آستارا به دره‌ای اطلاق می‌گردد که حدوداً در مرکز سرزمین تالش و در فاصله‌ی بین سلسله‌کوه‌های شمالی- جنوبی تالش و دریای مازندران و در شرق دشت اردبیل، واقع است. همان‌طور که در شکل (۱) مشاهده می‌شود، فاصله‌ی تقریبی شهرهای رشت تا بندر انزلی برابر ۲۲/۶km، بندر انزلی تا آستارا برابر ۱۱۹km و رشت تا آستارا حدود ۱۴۲km می‌باشد.

در این تحقیق، داده‌های دیدبانی شده همدیدی از سازمان هواشناسی کشور از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ جمع‌آوری و برای شناسایی فراوانی رخداد و تعیین دوره‌ی فعالیّت در حالت‌های مختلف بررسی شد سپس نقشه‌های مورد نیاز ترازهای استاندارد فشاری بر اساس پایگاه داده‌های تحلیل مجدد محیطی NCEP/NCAR[1] با استفاده از نرم‌افزار GRADS رسم و تحلیل گردید.

1-The National Centers for Atmospheric Prediction (NCEP) and the National Center for Atmospheric Research (NCAR)

سازمان هواشناسی جهانی[1](WMO) در سال ۱۹۹۲ پدیده‌ی گرمباد را به صورت بادی تعریف کرد که در اثر نزول، گرم و خشک شده و اغلب در قسمت باد پناه کوهستان رخ می‌دهد. به منظور تعیین فراوانی زمانی و مکانی این پدیده در استان گیلان، داده‌های هواشناسی طیّ دوره‌ی ۹ساله(۲۰۰۸-۲۰۰۰) براساس گزارش‌های همدیدی (حدود ۷۸۸۴۰ گزارش همدیدی) بررسی شد. این داده‌ها شامل فراسنج‌های دیدبانی شده مربوط به ایستگاه‌های رشت، بندر انزلی و بندر آستارا بودند که هر سه ساعت یک‌بار گزارش می‌شوند. سپس بر اساس فراسنج‌های مرتبط با رویدادهای پدیده‌ی گرمباد، فراوانی رویدادها و تاریخ‌های مورد نظر انتخاب گردید. به این معنا که با بررسی گزارش‌های همدیدی، روزهایی که بادهای‌جنوب وجنوب‌غربی در ایستگاه‌های ذکر شده، منجر به افزایش قابل‌ملاحظه‌ی دما و کاهش رطوبت نسبی، نسبت به زمان مشابه در روز قبل شده است، استخراج گردید و مواردی به عنوان پدیده‌ی گرمباد در نظر گرفته شد که تأثیرات ناشی از پدیده، حداقل سه ساعت متوالی دیدبانی، بر روی ایستگاه‌های مورد نظر تداوم داشته‌اند. پس از استخراج زمان‌های وقوع پدیده، به بررسی توزیع زمانی و مکانی آن در این سه ایستگاه پرداخته شد. سپس در چند حالت موردی، چگونگی تغییرات فراسنج‌های دما، رطوبت نسبی و فشار در ایستگاه رشت، هم زمان با شروع بادهای جنوب و جنوب غربی بررسی شد. آنگاه با انتخاب چند مورد وقوع پدیده‌ی‌گرمباد در ایستگاه‌رشت، تحلیل نقشه‌های همدیدی میدان فشار تراز سطح دریا و میدان‌های ارتفاع و دمای ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰hPa (هکتوپاسکال) انجام شد. برای رسم این نقشه‌ها که در محدوده‌ی ۲۰ تا ۵۵ درجه عرض شمالی و ۳۰ تا ۷۰ درجه طول شرقی بودند، داده‌های مورد نیاز، از پایگاه داده‌ای NOAA استخراج و با استفاده از نرم‌افزار GRADS نقشه‌ها تهیه گردید. سپس به کمک مدل هایسپلیت[2] از روش مسیریابی پسرو[3] برای بررسی مسیر بسته‌های هوای ورودی به رشت، فرآیندهای بی‌دررو و گرم شدن هوا به هنگام فرونشینی از ارتفاعات استفاده گردید. مدل هایسپلیت یکی از مدل‌های پخش و مسیریابی بسته‌های هوا و ذرات است که فراوان‌ترین مورد استفاده را در تحقیقات بزرگ مقیاس دارد. این مدل توسط لابراتوار منابع هوایی (ARL[4]) سازمان جوی و اقیانوس ملی (NOAA[5]) توسعه یافت. این مدل برای پشتیبانی از دامنه‌ی وسیعی از شبیه‌سازی‌های مرتبط با مسیریابی، انتقال، پراکنش و نهشت در جو طراحی شده است.

بحث و بررسی

برای تحلیل توزیع زمانی و مکانی پدیده‌ی گرمباد در استان گیلان، بر اساس گزارشات سازمان هواشناسی که هر سه ساعت یک‌بار، انجام شده است، فراسنج‌هایی نظیر سمت و سرعت باد، فشار، دما، رطوبت نسبی و حتی دید و نوع پدیده در سه ایستگاه رشت، بندر انزلی و آستارا طیّ دوره‌ی ۹ ساله (۲۰۰۸-۲۰۰۰) بررسی شد. مهمترین ویژگی رخداد پدیده‌ی گرمباد، هم‌زمانی بادهای جنوب و جنوب غربی با افزایش دما و کاهش رطوبت نسبی می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی رخداد پدیده در منطقه‌ی مورد مطالعه است. بنابراین، در اثر وقوع این پدیده دما و رطوبت نسبی بطور قابل ملاحظه‌ای نسبت به ساعات مشابه در روزهای قبل، به ترتیب افزایش و کاهش خواهند داشت. همچنین دید افقی در این پدیده زیاد بوده و پدیده‌های جوّی از قبیل بارش و مه در زمان وقوع پدیده‌ی گرمباد مشاهده نمی‌شود.

1-Word Weather Organization

2-Hysplit
3-Backward trajectory technique
4-Air Resources Laboratory
5-National Oceanic and Atmospheric Administration

بررسی توزیع مکانی و زمانی

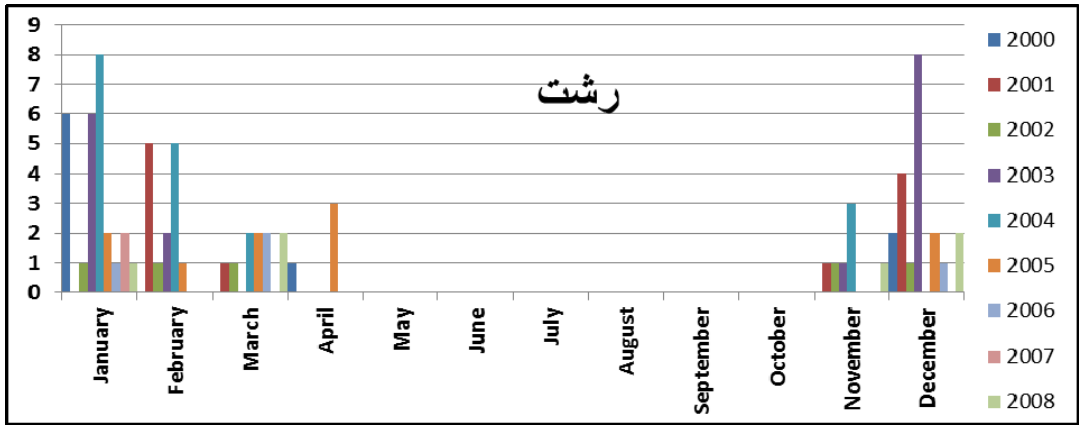
بررسی تعداد روزهای رخداد پدیده‌ی گرمباد در ایستگاه‌های رشت،بندرانزلی و آستارا طیّ دوره‌ی زمانی ۹ ساله (۲۰۰۸-۲۰۰۰) نشان می‌دهد (شکل ۲) که تعداد روزهای رخداد این پدیده در ایستگاه رشت نسبت به دو ایستگاه آستارا و بندر انزلی و ایستگاه بندر انزلی نسبت به ایستگاه آستارا از فراوانی بیشتری برخوردار است. بطوری‌که در بعضی از روزها، این پدیده در ایستگاه رشت به وقوع پیوسته اما در دو ایستگاه دیگر مشاهده نشده است. حتی روزهایی نیز بوده که این پدیده در ایستگاه بندر انزلی به وقوع پیوسته اما در ایستگاه آستارا ظاهر نشده است. بنابراین تغییرپذیری مکانی پدیده‌ی گرمباد به گونه‌ای است که تعداد رخداد از رشت به سمت آستارا کاهش داشته است. همچنین در بیشتر موارد وقوع پدیده، ایستگاه رشت در مقایسه با دو ایستگاه دیگر زودتر تحت تأثیر پدیده قرار گرفته است و یا این که، در مواردی که پدیده، تنها در ایستگاه‌رشت مشاهده شده و در یکی از این دو ایستگاه و یا هر دو، پدیده رخ نداده است.

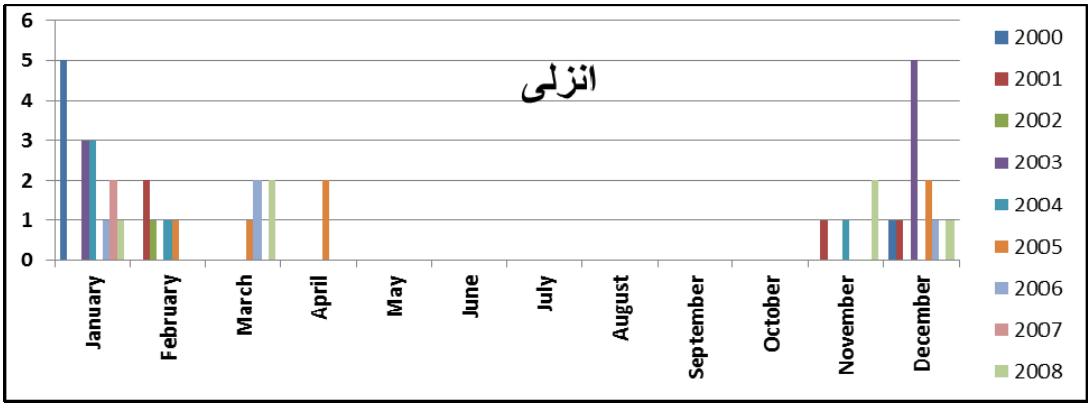
اما آنچه در هر سه منطقه مشترک است این می‌باشد که روزهای وقوع پدیده در ماه‌های تقریباً سرد سال از نوامبر تا مارس قرار دارند البته در دو ایستگاه رشت و بندر انزلی چند مورد وقوع پدیده در ماه آوریل و در ایستگاه آستارا نیز یک مورد وقوع پدیده در ماه اکتبر دیده شده است. بنابراین بدون در نظر گرفتن این دو مورد استثناء می‌توان در این دوره‌ی زمانی نتیجه گرفت که پدیده‌ی مزبور در مناطق مورد نظر، در ماه‌های سرد سال به وقوع می‌پیوندد. فروانی رخداد ماهانه پدیده‌ی گرمباد در ایستگاه‌های همدیدی رشت، بندر انزلی و آستارا، طیّ دوره‌ی ۹ساله (۲۰۰۸-۲۰۰۰) در شکل (۲) نشان داده شده است.

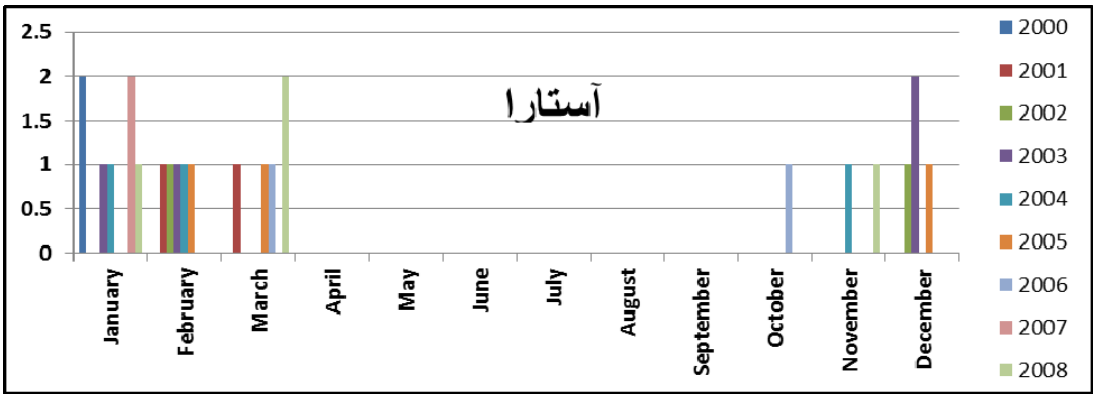
در رشت بیشترین فراوانی رخداد پدیده‌ی مربوط به ماه‌های دسامبر سال ۲۰۰۳ و ژانویه سال ۲۰۰۴ است. بطور کلی زمان رخداد این پدیده در رشت طیّ ماه‌های ژانویه، فوریه، نوامبر و دسامبر بوده و در ۶ ماه دیگر سال‌ها (از ماه‌های می تا اکتبر) این پدیده در رشت رخ نداده است. بیشترین و کمترین رخداد سالانه این پدیده به ترتیب، مربوط به سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۷ می‌باشد (شکل ۲).

در انزلی بیشترین رخداد پدیده در ماه‌های ژانویه سال ۲۰۰۰ و دسامبر سال ۲۰۰۳ بوده است که در مقایسه با تعداد رخداد پدیده در رشت مشاهده می‌شود. اختلاف‌هایی از نظر فراوانی رخداد و تداوم پدیده در دو ایستگاه رشت و انزلی مشاهده می‌شود (شکل ۲).

در آستارا پدیده‌ی گرمباد در سال‌های ۲۰۰۰، ۲۰۰۳، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ به ترتیب در ماه‌های ژانویه، دسامبر و مارس، پدیده در مقایسه با دیگر سال‌ها و ماه‌ها فراوانی بیشتری داشته است. بطور کلی رخداد این پدیده در آستارا از فراوانی کمتری نسبت به رشت و انزلی برخوردار است (شکل ۲).





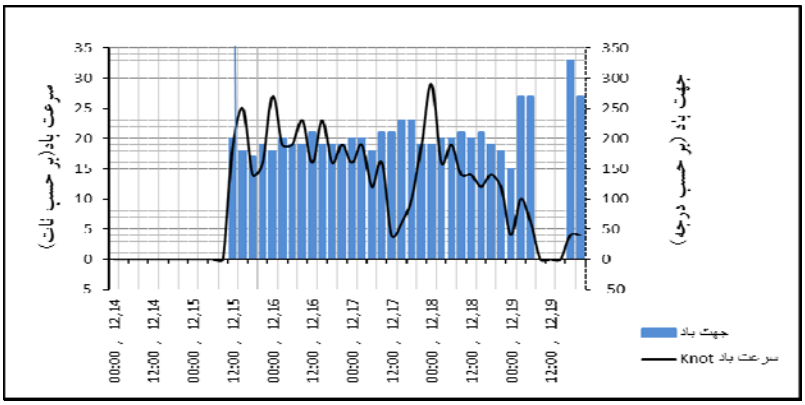


شکل ۲: فراوانی ماهانه تعداد رخداد روزهای پدیده‌ی گرمباد برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ در ایستگاه‌های رشت، انزلی و آستارا

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

تغییرات برخی از فراسنج‌های دیدبانی شده در زمان فعالیّت پدیده‌ی گرمباد

بر اساس داده‌های دیدبانی شده همدیدی، نمونه‌هایی از تغییرات فراسنج‌های سمت و سرعت باد، دما، رطوبت نسبی و فشار در شکل‌های (۳) تا (۷) نشان داده شده است.



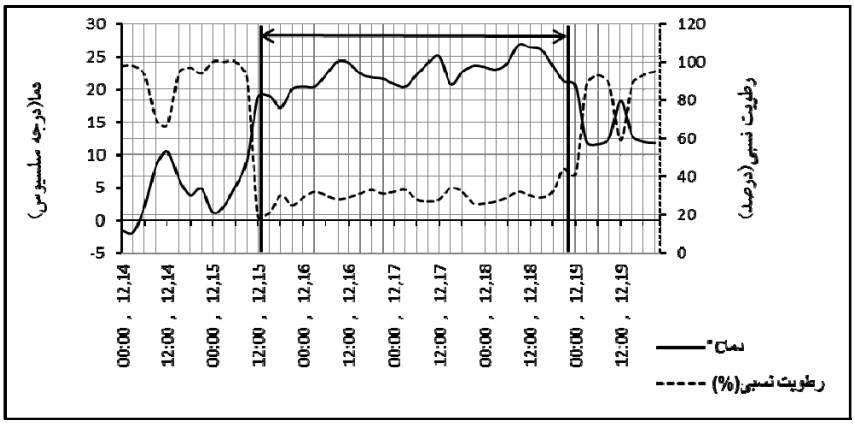
شکل ۳:سمت و سرعت باد در ایستگاه رشت نسبت به زمان (*UTC*)، مربوط به وقوع پدیده‌ی گرمباد در روزهای ۱۵ تا ۱۸ دسامبر سال ۲۰۰۳ بر اساس داده‌های دیدبانی که هر ۳ ساعت یک بار گزارش شده است

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

شکل (۳) که سمت و سرعت باد اندازه‌گیری شده در ایستگاه رشت به فواصل زمانی سه ساعت به سه ساعت (در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۳:۰۰، ۰۶:۰۰، ... و ۲۱:۰۰*UTC*[1]) روزهای ۱۴ تا ۱۹ دسامبر سال ۲۰۰۳ را نشان می‌دهد. مقدار باد گزارش شده تا ساعت ۰۹:۰۰*UTC* روز ۱۵ دسامبر آرام[2] بوده و در ساعت ۱۲:۰۰*UTC* این روز (۱۵ دسامبر)، مقدار باد اندازه‌گیری شده برابر ۱۹ نات با جهت ۲۰۰ درجه بوده و جهت باد تا ساعت ۲۱:۰۰UTC روز ۱۸ دسامبر همچنان جنوبی و جنوب غربی می‌ماند و از این بعد در ساعت ۰۳:۰۰ UTC روز ۱۹ دسامبر جهت باد کاملاً غربی می‌شود از این به بعد جهت باد بین غرب تا شمال متغیّر است از طرف دیگر در طول دوره‌ای که جهت باد اندازه‌گیری شده جنوب و جنوب غربی بوده، مقدار سرعت باد اندازه‌گیری شده بین ۴ تا ۲۹ نات نوسان داشته است که در اکثر ساعت‌ها، سرعت باد بیش از ۱۰ نات بوده است. در شکل (۴) مقادیر دما و رطوبت نسبی ایستگاه رشت که از نظر زمانی با شکل (۲) همخوانی دارد، نشان داده شده است. مشاهده می‌شود که همزمان با جنوبی شدن باد و افزایش سرعت آن (از ۰ نات به ۱۹ نات)، دما نسبت به سه ساعت پیش، به ترتیب از ۹°C به ۱۸/۸°C و رطوبت نسبی از ۹۲٪ به ۱۹٪ رسیده بنابراین دما نسبت به ساعت مشابه در روز قبل به‌اندازه‌ی ۸/۴°C افزایش داشته و رطوبت نسبی نیز از ۶۷٪ به ۱۹٪ کاهش یافته است و از این زمان به بعد مشاهده می‌شود که دما، حتی در شب‌هنگام هم و برای تقریباً چهار شب متوالی علی‌رغم کاهش قابل ملاحظه رطوبت، بالای ۲۰°C باقی می‌ماند. از ساعت ۰۰:۰۰ روز نوزدهم، کاهش دما و افزایش رطوبت رخ می‌دهد. بنا بر این در بازه‌ی زمانی که جهت باد، جنوب و جنوب غربی بوده (شکل

1-Universal Time Cordinate
2-Calm

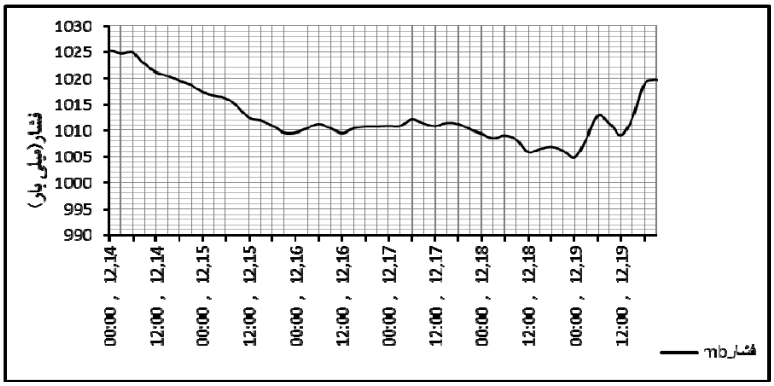
۳)، یعنی از ساعت ۱۲:۰۰UTC روز ۱۵ دسامبر تا ساعت ۰۰:۰۰UTC روز ۱۹ دسامبر، بیشترین مقدار دما و کمترین مقدار رطوبت نسبی ۲۶/۸°C و ۱۹٪ گزارش شده است.



شکل ۴: دما و رطوبت نسبی در ایستگاه رشت نسبت به زمان (*UTC*)، مربوط به وقوع پدیده‌ی گرمباد در روزهای ۱۵ تا ۱۸ دسامبر سال ۲۰۰۳ بر اساس داده‌های دیدبانی که هر ۳ ساعت یک بار گزارش شده است

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۱

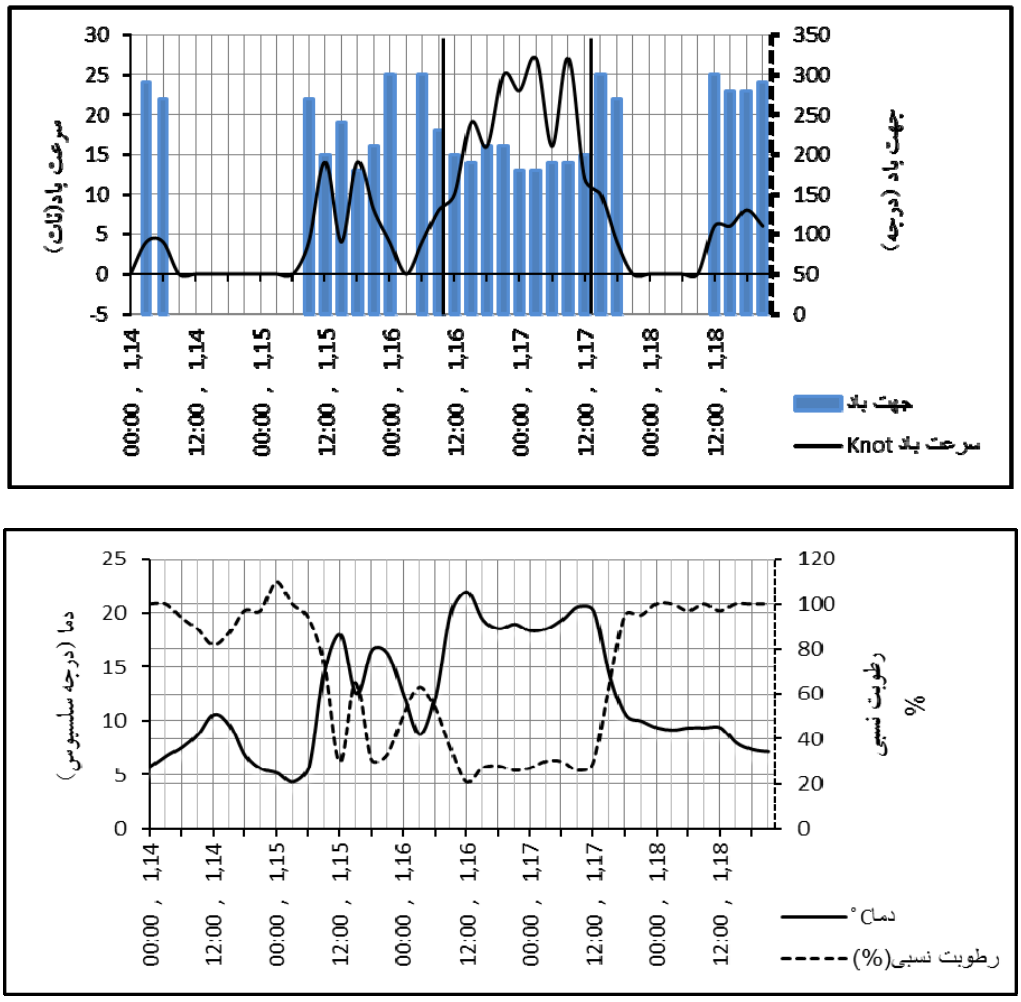
در شکل (۵) که روند تغییرات فشار در ایستگاه رشت، در بازه‌ی زمانی ۱۴ تا ۱۹ دسامبر ۲۰۰۳ نشان داده شده است، که از روز قبل از شروع پدیده بر روی ایستگاه رشت، فراسنج فشار، روند کاهشی داشته و این حالت کاهشی، در تمام مدت وقوع پدیده، به غیر از چند مورد که به صورت بسیار جزئی، افزایش یافته بود، ادامه داشته است بطوری‌که از ساعت ۰۰:۰۰UTC روز ۱۴ دسامبر تا ساعت ۱۲:۰۰UTC روز ۱۵ دسامبر، که زمان آغاز پدیده است، فشار در ایستگاه رشت از ۱۰۲۵/۴mb به مقدار ۱۰۱۲/۴mb رسیده و از این زمان به بعد تا پایان روز ۱۸ دسامبر که پدیده‌ی خاتمه یافته، افت و پس از آن این نوسانات فشاری شدیدتر شده بطوری‌که روند افزایشی فشار محسوس‌تر است.



شکل ۵: فشار در ایستگاه رشت نسبت به زمان (UTC**)، مربوط به وقوع پدیده‌ی گرمباد در روزهای ۱۵ تا ۱۸ دسامبرسال ۲۰۰۳ بر اساس داده‌های دیدبانی که هر ۳ ساعت یک بار گزارش شده است**

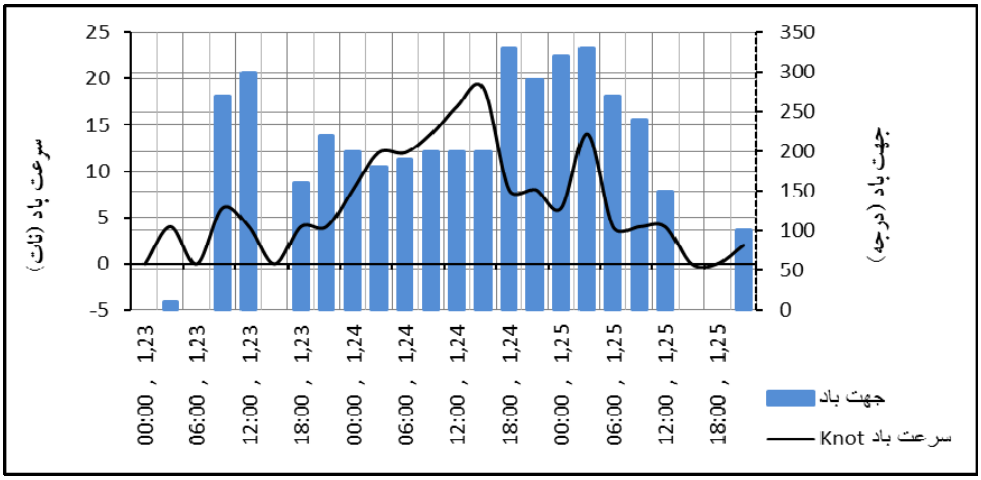
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

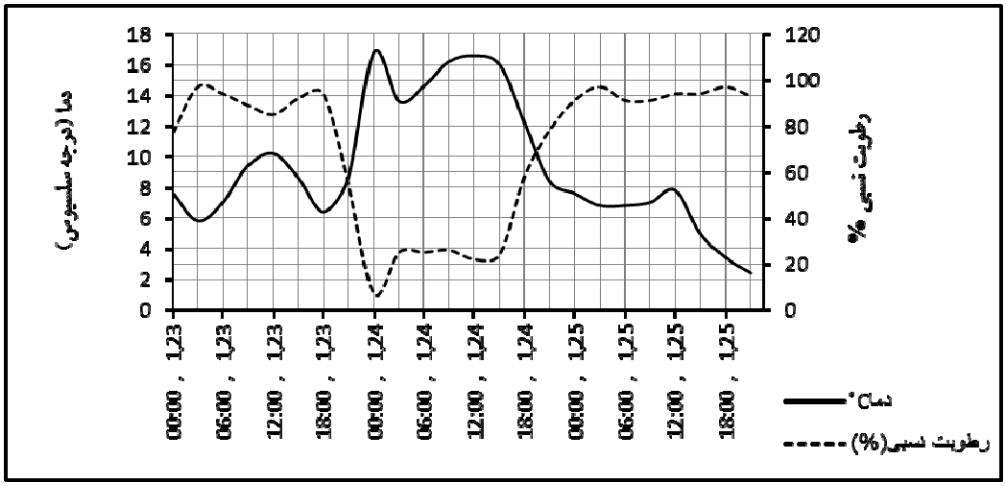
این بررسی برای حالت‌های مختلف انجام شده که نمودارهای بعضی از آنها در شکل‌های شماره‌های (۶) و (۷) بطور خلاصه نشان داده شده است.



شکل ۶: سمت و سرعت باد، دما و رطوبت نسبی در ایستگاه رشت نسبت به زمان (UTC)، مربوط به وقوع پدیده‌ی گرمباد در روزهای ۱۵ تا ۱۷ ژانویه سال ۲۰۰۴ بر اساس داده‌های دیدبانی که هر ۳ ساعت یک بار گزارش شده است.

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱





شکل ۷: سمت و سرعت باد، دما و رطوبت نسبی در ایستگاه رشت نسبت به زمان (UTC)، مربوط به وقوع پدیده‌ی گرمباد تاریخ ۲۴ ژانویه سال ۲۰۰۵ بر اساس داده‌های دیدبانی که هر ۳ ساعت یک بار گزارش شده است.

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

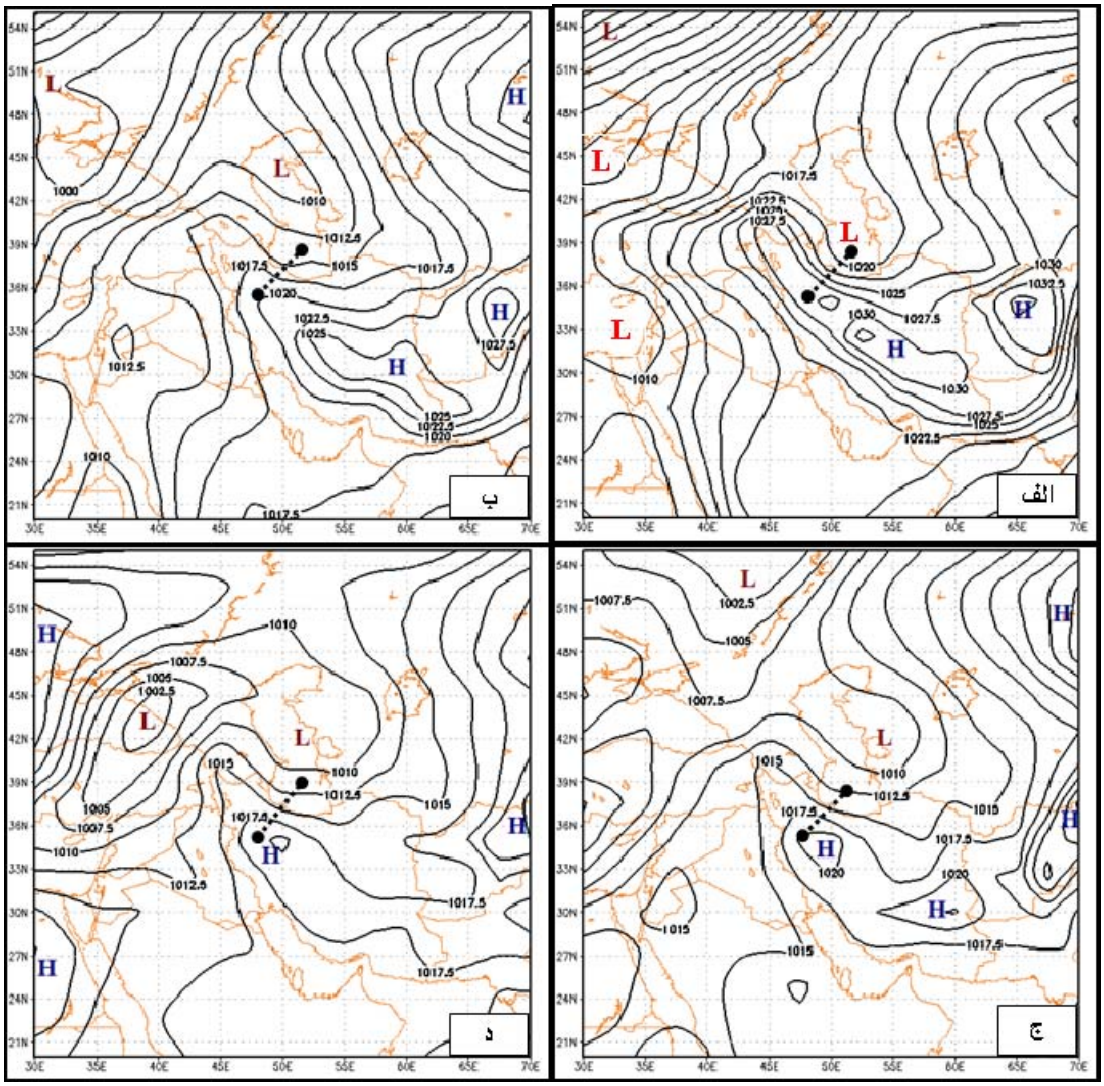
الگوهای فشاری و تحلیل همدیدی

در این بخش الگوهای فشاری بزرگ مقیاس از یک روز قبل از رخداد پدیده تا یک روز بعد از رخداد بررسی شده است. نقشه‌های همدیدی فشار تراز دریا[1]، نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل‌تراز ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰hPa به فواصل زمانی ۶ ساعته تهیه و بررسی شدند اما به دلیل محدودیت حجم مقاله و همچنین تشابه الگوهای حاکم، فقط برای نمونه نقشه‌های ساعت ۰۰:۰۰UTC مربوط به روزهای ۱۴ تا ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳ ارائه می‌گردد و به بخشی از تحلیل‌های انجام شده اشاره می‌شود. در ساعت ۰۰:۰۰UTC روز ۱۵ دسامبر۲۰۰۳، استقرار سامانه‌های پر فشار سیبری و گسترش آن به روی افغانستان و استقرار سامانه‌ی پرفشار از جنوب شرق تا شمال غرب کشور (بخشی از نواحی جنوبی البرز) مشاهده می‌شود (شکل۸-الف).ازطرفی زبانه‌ی سامانه‌ی کم‌فشار از نواحی شمال‌غربی دریای مازندران تا جنوب شرق آن و نفوذبخشی از این زبانه‌ی کم فشار،

1-Sea level pressure

به مناطق بین سمنان و خراسان و همچنین در شمال شرق کشور مشاهده می‌شود. گرادیان فشاری بین نواحی شمالی و جنوبی البرز ایجاد شده است. بطوری که اختلاف فشار بین دو نقطه‌ی فرضی (نقاطی که به صورت نقطه چین به هم وصل شده‌اند) حدود ۱۰ میلی‌بار است. شایان ذکر است جریان‌های جنوبی از بخش‌های جنوبی دریای سرخ تا روی کشورهای عراق، سوریه، ترکیه تا عرض‌های شمالی امتداد یافته است. که در حقیقت جریانات واقع در فصل مشترک سامانه‌های پرفشار (روی ایران و عربستان و کم فشار روی مدیترانه و اروپا) می‌باشند. منطقه‌ی مورد بررسی، بین خطوط هم فشار ۱۰۲۵mb و ۱۰۲۲/۵ واقع شده است. در این ساعت، هنوز هیچ بادی در ایستگاه رشت، گزارش نشده است و مقادیر دما و رطوبت نسبی اندازه‌گیری شده، برابر ۱/۲°C و ۱۰۰٪ گزارش شده است. سامانه‌ی کم‌فشاری که بر روی مدیترانه و ناوه‌ای که روی دریای سیاه قرار دارد نقش مهمی در ارسال و عبور امواج از بخش‌های شمالی دریای مازندران دارند زیرا با شکل‌گیری سامانه‌ی کم‌فشار حرارتی بر روی دریای مازندران زمینه را برای عمیق شدن این موج‌های بالا گذر داشته و سبب تقویت کم فشار و در نتیجه افزایش شدت گرمباد می‌تواند داشته باشد.

در ساعت ۰۰:۰۰UTC روز ۱۶ دسامبر ۲۰۰۳، سامانه‌ی پرفشار از جنوب شرق تا شمال غرب کشور و زبانه‌ی کم‌فشار بر روی دریای مازندران، همچنان استقرار دارد (شکل ۸- ب)، اما از نظر شدت، سامانه‌ی پرفشار نسبت به روز قبل، تضعیف و زبانه‌ی کم‌فشار تقویت شده است. اختلاف فشار بین دو نقطه فرضی (نقاطی که به صورت نقطه‌چین به هم وصل شده‌اند) در این ساعت به حدود ۶ میلی‌بار رسیده است.در نتیجه هنوز گرادیان فشاری بین دامنه‌های شمالی و جنوبی رشته کوه‌های البرز، دیده می‌شود خطوط هم‌فشار ۱۰۱۷/۵mb تا ۱۰۱۵ بر روی جلگه‌ی گیلان، مستقر شده و مقادیر دیدبانی شده کمیّت‌های سمت و سرعت باد، دما، رطوبت نسبی و دید افقی به ترتیب، برابر با ۱۸۰°C، ۲۷ نات، ۲۰/۴°C، ۲۹٪ و ۱۵۰۰۰ متر است.



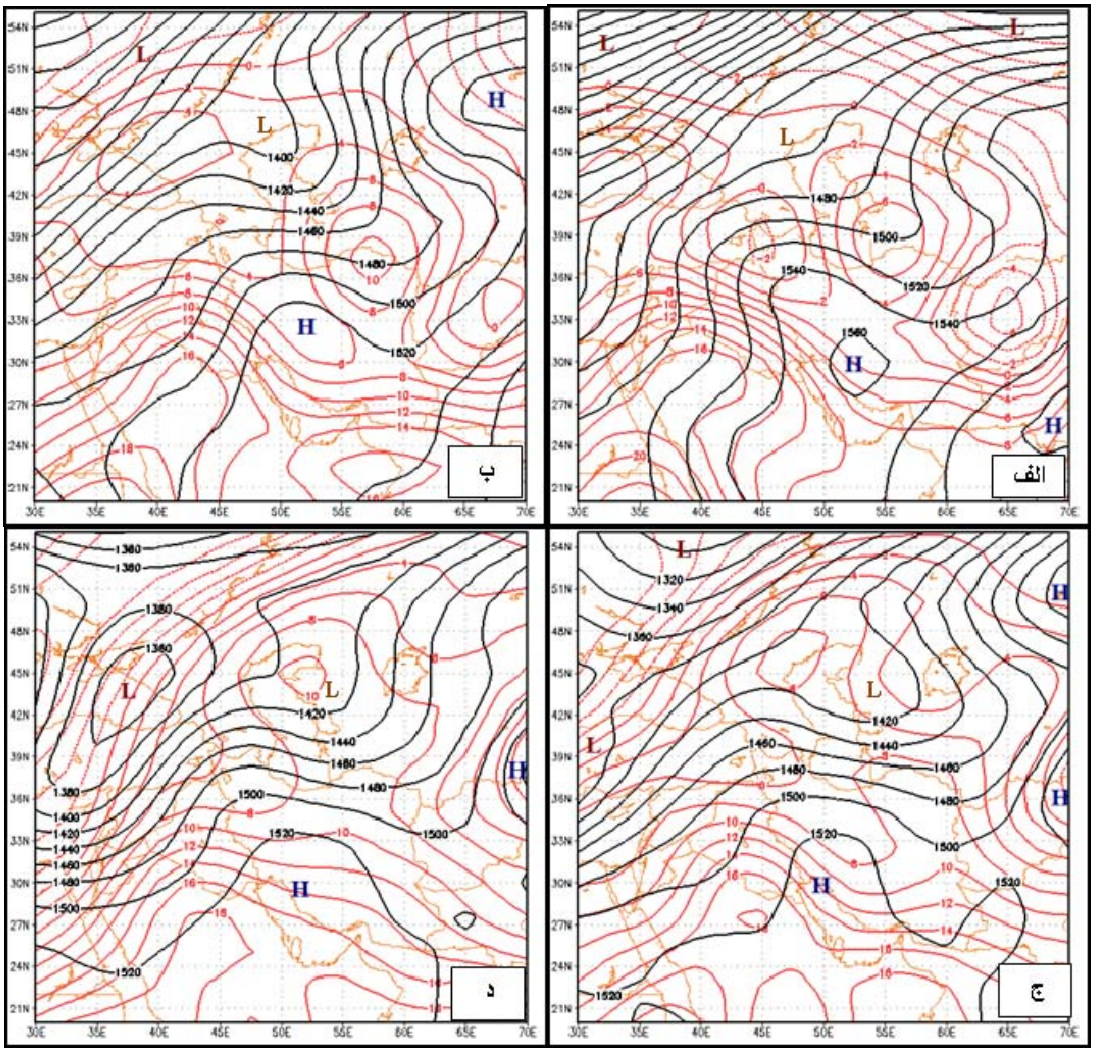
شکل ۸: میدان فشار تراز سطح دریا مربوط به سامانه‌های فشاری حاکم در ساعت ۰۰:۰۰UTC روزهای ۱۵ تا ۱۸ دسامبر سال ۲۰۰۳، نقشه‌های الف، ب، ج و د به ترتیب مربوط به روز ۱۵، ۱۶، ۱۷ و ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳ است. در همه شکل‌ها حروف L و H به ترتیب معرف سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار می‌باشد. *مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱*

در ساعت ۰۰:۰۰UTC روز ۱۷ دسامبر، سامانه پرفشار در جنوب‌البرز و کم‌فشار در روی دریای‌مازندران مانند روز قبل در همین ساعت مستقر می‌باشد (شکل۸- ج). سامانه‌ی پرفشار نسبت به روز قبل اندکی تضعیف شده، اما اختلاف فشار بین دو نقطه‌ی فرضی (نقاطی که به‌صورت نقطه‌چین به هم وصل شده‌اند) حدود ۷/۵ میلی‌بار می‌باشد. مقادیر دما، رطوبت نسبی، سمت و سرعت باد و دید افقی در ایستگاه رشت، به ترتیب برابر با ۲۰/۸°C، ۳۲٪، ۲۰۰ درجه، ۱۶ نات و ۲۰۰۰۰ متر گزارش شده است. در ساعت ۰۰:۰۰UTC روز ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳ سامانه‌ی کم‌فشار بسته روی ترکیه و نواحی شرقی دریای‌سیاه، و زبانه‌ی کم‌فشار روی دریای مازندران مشاهده می‌شود (شکل ۸-د). مانند نقشه‌های روزهای قبل همچنان زبانه کم‌فشار روی دریای

مازندران و سامانه‌ی پرفشار در جنوب البرز (روی زاگرس و نواحی شمال غرب کشور) استقرار دارند. بنابراین همچنان گرادیان فشار، بین سامانه‌ی پرفشار در جنوب البرز و زبانه کم فشار روی دریای مازندران مشاهده می‌شود. بطوری که اختلاف فشار بین دو نقطه‌ی فرضی (نقاطی که بهصورت نقطه‌چین به هم وصل شده‌اند) حدود ۷ میلی‌بار است. در این ساعت جلگه‌های پست واقع در شمال رشته‌کوه‌های البرز غربی بین خطوط هم فشار ۱۰۱۵mbو ۱۰۱۲/۵ واقع شده‌اند مقادیر گزارش شده دما و رطوبت نسبی در ایستگاه رشت برابر ۲۳/۴°C و ۲۶٪، سمت و سرعت باد برابر ۱۹۰° و ۲۹ نات و دید افقی برابر ۱۵۰۰۰ متر بوده است.

در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعات ۰۰:۰۰UTC روزهای ۱۵ تا ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳ استقرار ناوه کم ارتفاع از شمال غرب دریای خزر تا شمال شرق کشور که با پشته حرارتی همراهی می‌شود و پشته ارتفاعی از نواحی مرکزی تا شمال غرب کشور که با ناوه‌ی حرارتی همراه است مشاهده می‌شود (شکل۹). وضعیت پربندهای دما و ارتفاع به گونه‌ای است که فرارفت هوای سرد در روی البرز مشاهده می‌گردد. درحالی که رخداد باد گرم بیانگر فرونشینی هوا و گرم شدن آن طیّ این فرآیند می‌باشد. بنابراین بر اساس ۱۲ موردی که در این پژوهش موردمطالعه قرار گرفت، استقرار پشته‌ی سرد در جنوب البرز و ناوه‌ی گرم از شمال شرق کشور تا شمال غرب دریای مازندران در زمان فعالیت پدیده‌ی گرمباد از ویژگی‌های مهم این الگوهای جوی می‌باشد.

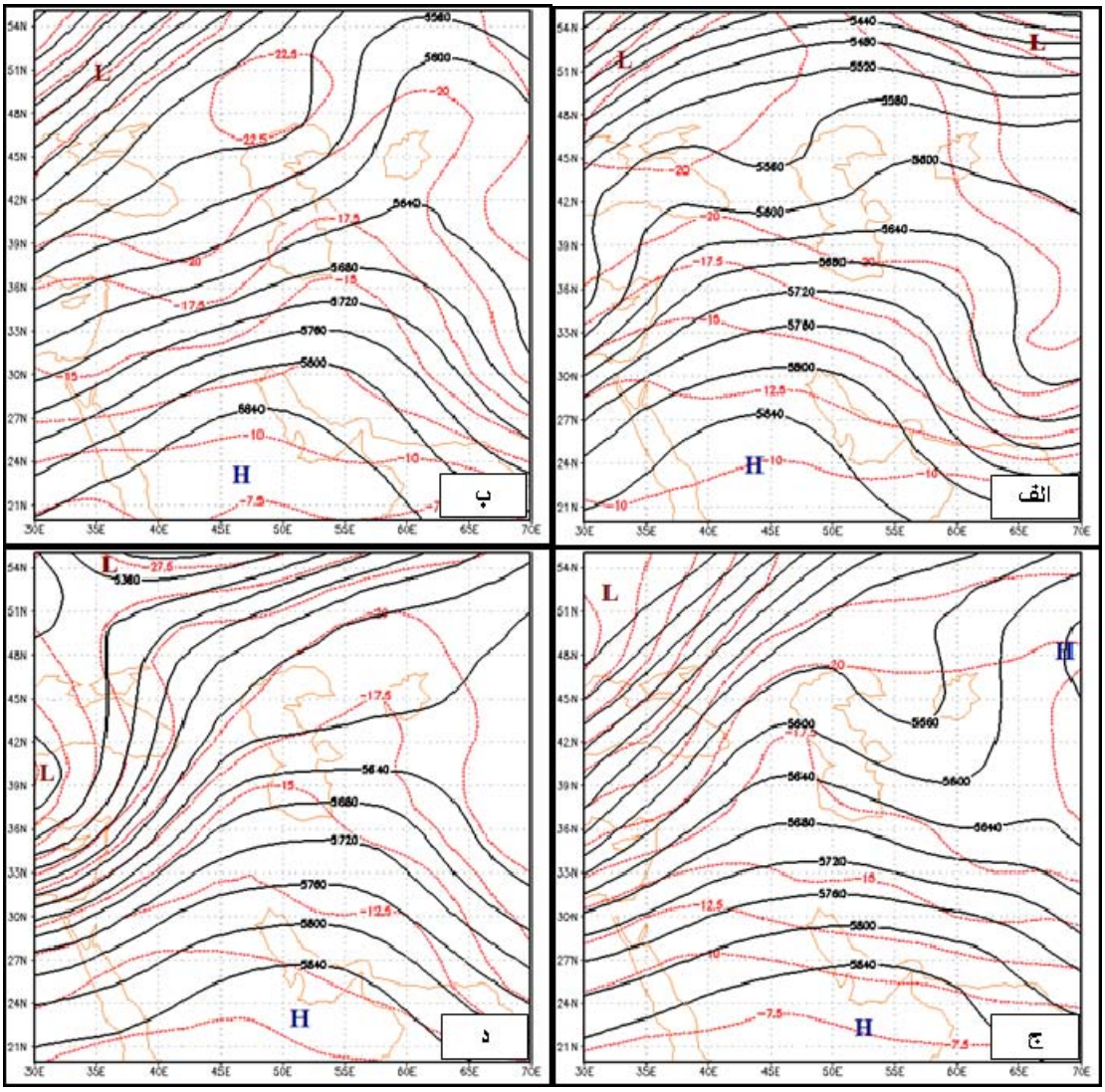
در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در ساعات ۰۰:۰۰UTC روزهای ۱۵ تا ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳ استقرار سامانه پرارتفاع در جنوب خلیج فارس و گسترش پشته ارتفاعی تا جنوب دریای مازندران در روز اول (۱۵ دسامبر) و گسترش آن تا نواحی غرب دریای مازندران در سایر روزها دیده می‌شود (شکل نشان داده نشده است). تقریباً مانند تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، در این تراز همچنان ناوه‌ی ارتفاعی از بخش‌های شمالی دریای مازندران تا شمال شرق ایران مستقر می‌باشد. همچنین این ناوه و پشته‌ی ارتفاعی به ترتیب با پشته و ناوه‌ی حرارتی همراهی می‌شوند. پشته‌ی ارتفاعی در روزهای ۱۵ و ۱۶ دسامبر از جنوب خلیج‌فارس تا بخش‌هایی از جنوب شرق دریای مازندران کشیده شده و در دو روز دیگر (روزهای ۱۷ و ۱۸ دسامبر) این پشته از جنوب خلیج فارس تا نواحی شمال غرب ایران و غرب دریای مازندران امتداد یافته است.



شکل ۹ : میدان‌های دما (خطوط قرمز) و ارتفاع ژئوپتانسیل (خطوط مشکی) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (به ترتیب برحسب درجه سلسیوس و متر) مربوط به ساعت UTC۰۰:۰۰ روزهای ۱۵ تا ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳، (نقشه‌های الف، ب، ج و د به ترتیب مربوط به روز ۱۵، ۱۶، ۱۷ و ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳ می‌باشد) در همه‌ی شکل‌ها حروف L و H به ترتیب معرف سامانه‌های کم‌ارتفاع و پرارتفاع می‌باشد.

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

در تراز ۵۰۰هکتوپاسکالی الگوی ارتفاعی شباهت زیادی به تراز ۷۰۰هکتوپاسکال دارد، اما در این تراز پشته ارتفاعی با پشته دمایی و ناوه‌ی ارتفاعی با ناوه‌ی دمایی همراهی می‌شود (شکل ۱۰).

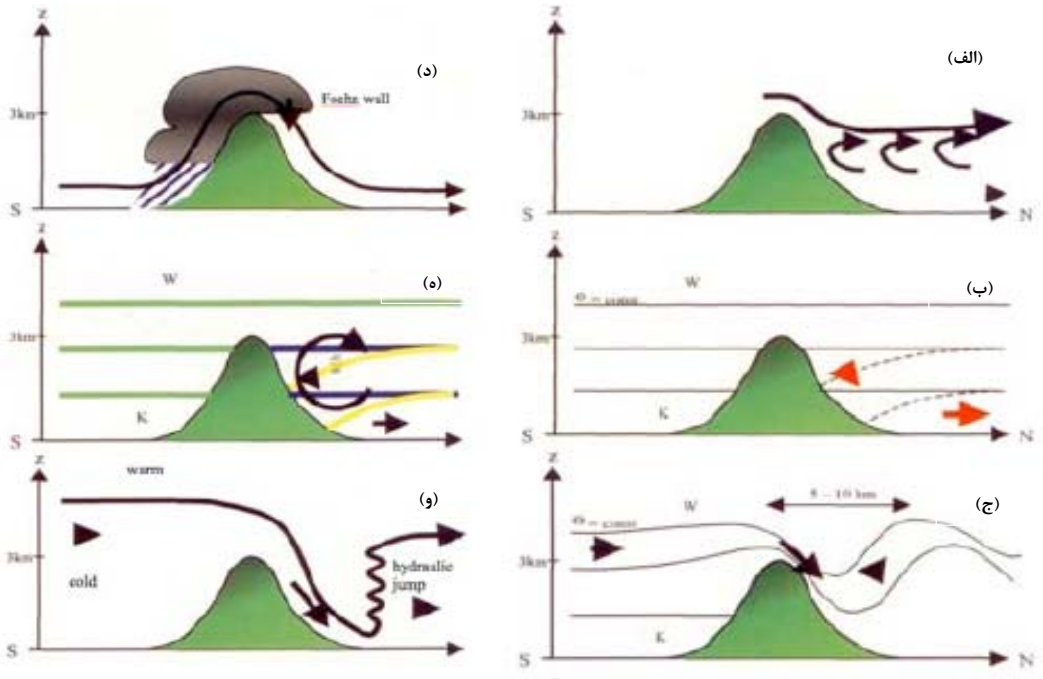


شکل ۱۰: مانند شکل (۹) اما برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

الگوهای جوی حاکم طیّ دوره‌ی مورد مطالعه بیانگر استقرار سامانه‌ی کم‌فشار گرم در شمال البرز و پرفشار سرد در جنوب البرز بویژه در بخش‌های شمال غربی ایران طیّ دوره‌ی فعالیّت پدیده‌ی گرمباد می‌باشد.

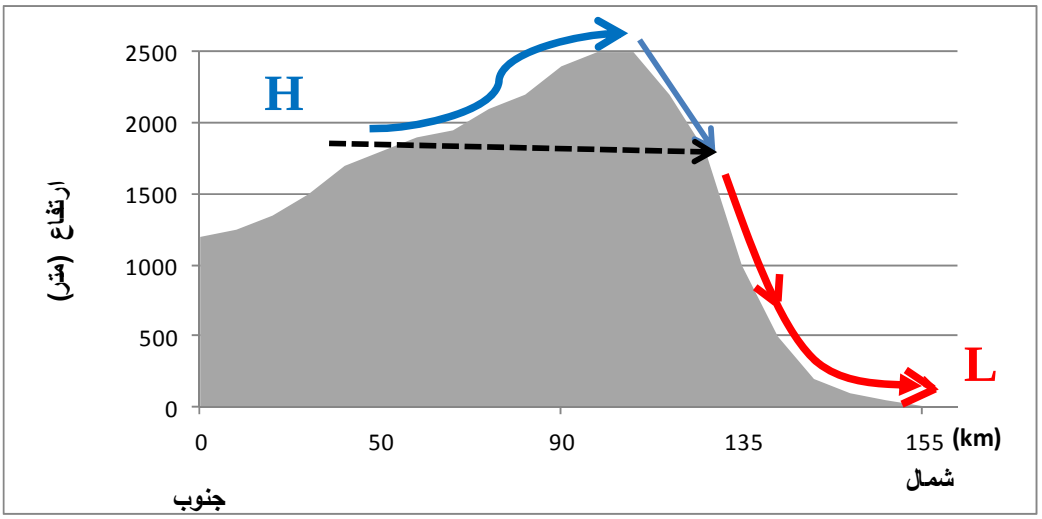
تئوری‌های مختلف ارائه شده از ساز و کار رخداد پدیده‌ی گرمباد در شکل (۱۱) آورده شده است *(Steinaker, 2006: 4)*



شکل ۱۱: تئوری‌های مختلف برای نشست هوا در در بخش باد پناه کوه، الف: تئوری عروج قائم (استریف-بیکر[1])، ب: تئوری عروج افقی (ون فیکر و بیلویلر[2])، ج: حرکت واداشتی پایین شیب ایجاد شده توسط امواج باد پناه کوهستان (لیرا و کوئینی[3])، د: تئوری افت آب[4] (روسمان[5])، ه: تئوری سلونوئید (فری[6]) و: تئوری پرش هیدرولیک(شوایزر[7])

اما با توجه به شرایط هواشناختی الگوهای مورد مطالعه و همچنین موقعیت جغرافیایی رشته‌کوه البرز و استان گیلان که بطور فرضی در شکل (۱) نشان داده شده است، به نظر می‌رسد ساز و کار و تئوری حاکم بر پدیده‌ی گرمباد در این منطقه (شکل ۱۲) متفاوت از تئوری‌های آورده شده در شکل (۱۱) می‌باشد. که مهمترین تفاوت اختلاف ارتفاع در بخش‌های جنوبی و شمالی البرز بوده که در شکل‌گیری و استقرار الگوهای جوی از جمله شکل‌گیری و تقویت سامانه‌ی پرفشار حرارتی در فصل سرد در روی مناطق خشکی (جنوب البرز) مؤثر است زیرا در فصل سرد و همچنین در صورت وجود برف به‌علت تابش شبانه، سامانه‌ی پرفشار حرارتی می‌تواند تقویت هم گردد. از طرف دیگر شکل‌گیری کم‌فشار حرارتی در شمال‌البرز (روی دریای مازندران) که در فصل سرد به دلیل گرم‌تر بودن دریا از نواحی خشک اطراف می‌تواند تقویت هم گردد. علاوه بر این به نظر می‌رسد که نقش پرش هیدرولیکی از دره‌ی سفیدرود نیز در شکل‌گیری و تقویت گرمباد بر روی گیلان و همچنین تغییرپذیری مکانی بسامد و شدت پدیده از رشت به سمت آستارا مؤثر باشد (بطور فرضی: بردار نقطه‌چین مشکی) که بررسی نقش این عوامل می‌تواند در مطالعات بعدی انجام شود.

1-Streiff-Becker
2-Von Ficker and Billwiller
3-Lyra and Queney
4-Waterfall
5-Rossmann
6-Frey
7-Schweizer



شکل ۱۲: تئوری ساز و کار رخداد گرمباد در نواحی شمالی ایران (استان گیلان). بردارهای آبی رنگ هوای سرد در جنوب البرز که ممکن است در اثر فرونشینی از هوای سرد از نواحی مرتفع و همچنین بادهای دره‌ای[1] و گرم شدن این جریانات به صورت بی دررو خشک

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

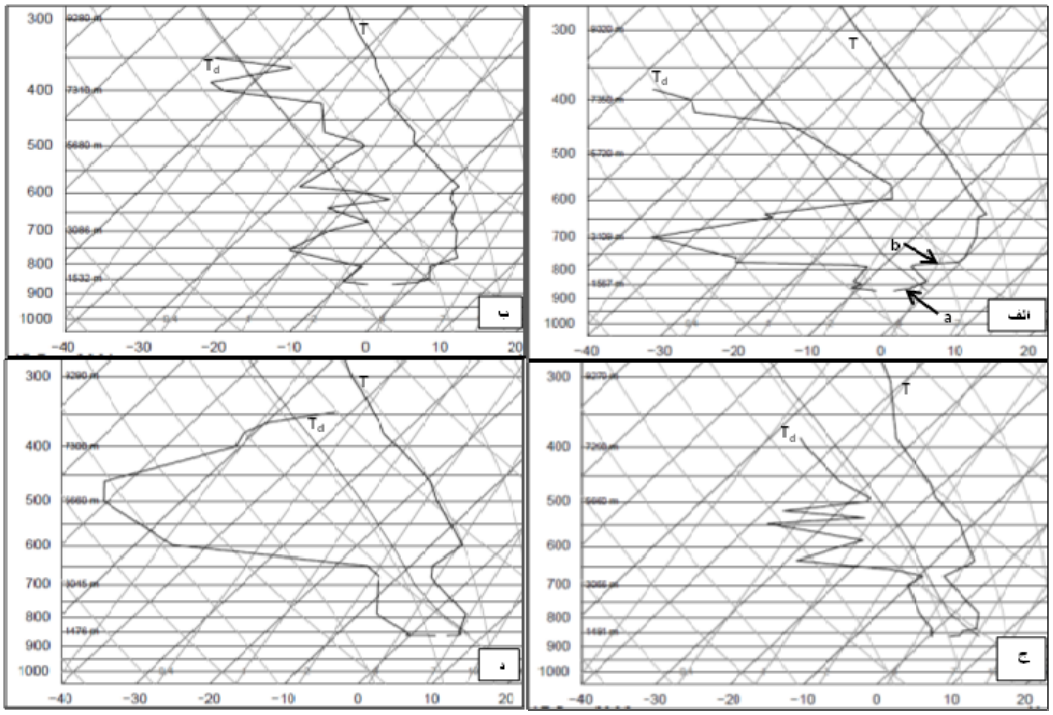
عامل اصلی رخداد گرمباد از دیدگاه بزرگ مقیاس و همدیدی استقرار سامانه‌ی کم‌فشار در شمال البرز (روی دریای مازندران) و سامانه‌ی پرفشار در جنوب البرز (روی نواحی غرب و جنوب غرب استان) می‌باشد. که واداشت اصلی برای فرونشینی هوای ترازهای بالاتر را فراهم می‌آورد که برای بررسی این موضوع در مقیاس‌های کوچکتر و محلی نیاز به داده‌های جو بالا (داده‌های رادیوسوند) ایستگاه رشت می‌باشد که متأسفانه این داده‌ها برای روزهای رخداد پدیده وجود ندارد. اما داده‌های جو بالای نزدیکترین ایستگاه (ایستگاه تبریز) برای روزهای مورد نظر بررسی گردید که بیانگر رخداد وارونگی‌های دمایی در ترازهای‌مختلف جو بوده بطوری‌که فرونشینی هوا از ترازهای بالاتر به ترازهای پایین‌تر، به دلیل بالا بودن فشار در لایه‌های زیرین و در نتیجه متراکم شدن هوا، دمای آن افزایش می‌یابد. نمونه‌هایی از نمودارهای ترمودینامیکی بر اساس داده‌های جو بالای ایستگاه تبریز در شکل (۱۳) آورده شده است. در شکل ۱۳- الف نمونه‌ای از وارونگی‌های دمایی زمین پایه و سطوح فوقانی نشان داده شده است. وارونگی‌های زمین پایه در اثر تابش شبانه رخ داده و وارونگی‌های سطوح فوقانی در اثر فرونشینی و گرم شدن هوای خشک ترازهای بالاتر به ترازهای پایین‌تر رخ داده که با افزایش دما و کاهش دمای نقطه شبنم (رطوبت) همراه است. در شکل (۱۳) نمونه‌هایی از فرونشینی هوا در لایه‌های مختلف دیده می‌شود. دمای پتانسیل که بر اساس معادله پواسون (رابطه ۱) بیان می‌شود کمیّتی است که در فرآیندهای بی‌دررو پایستار بوده و رابطه بین تغییرات فشار و دمای هوا طیّ این فرآیندها را بیان می‌کند.

$$\theta = T\,(1000/P)^{k}$$ *رابطه ۱:*

در این رابطه، θ: دمای پتانسیل، T: دمای هوا، P: فشار هوا و k مقدار ثابتی است. بنا بر این اگر

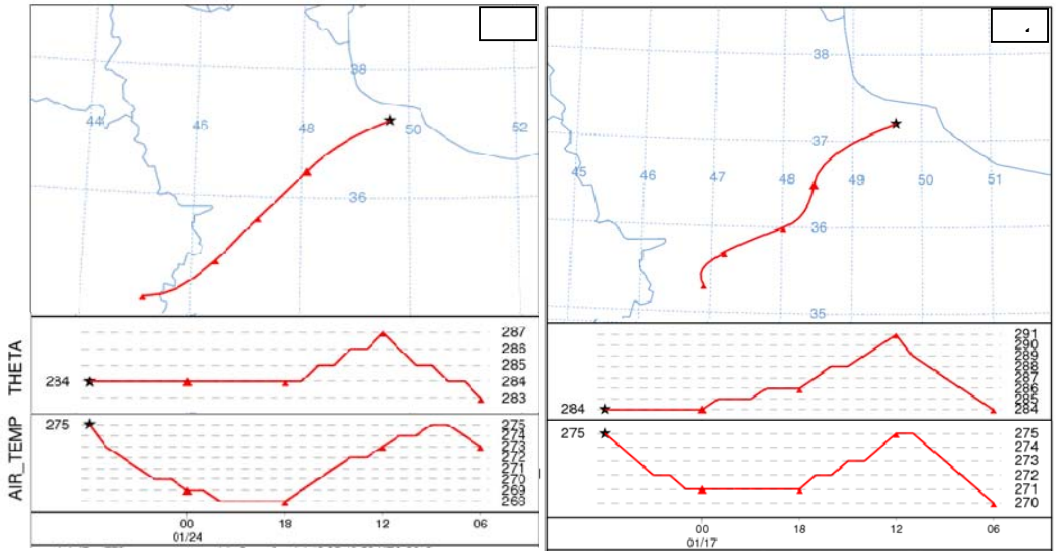
1-Gap wind

فرونشینی هوا به صورت بی‌دررو انجام شود، طیّ این فرآیند دمای پتانسیل ثابت خواهد ماند. در نتیجه با افزایش فشار (وقتی که هوا از ترازهای بالاتر به ترازهای پایین‌تر نشست می‌کند) دمای هوا نیز باید افزایش یابد. برای این منظور از مدل هایسپلیت و روش مسیریابی پسرو، در دستگاه مختصات همدمای پتانسیل، برای تعیین فرایندهای بی‌دررو و مسیر بسته‌های هوا قبل از رسیدن به ایستگاه رشت، استفاده گردید. در شکل (۱۴) نمونه‌هایی از فرونشینی بی‌دررو هوا و در نتیجه گرمایش هوا قبل از رسیدن به ایستگاه رشت نشان داده شده است. در این شکل مسیر بسته‌های هوا، دمای پتانسیل (THETA) و دمای هوا (AIR_THEM) طیّ ۲۴ ساعت قبل از رسیدن به رشت نشان داده شده است. بسته‌های هوا در ساعات قبل از رسیدن به رشت، به صورت بی‌دررو (بر روی یک سطح همدمای پتانسیل) حرکت نموده، در نتیجه طیّ فرآیند فرونشینی از ارتفاعات البرز به سمت رشت، دمای آنها افزایش می‌یابد. بنابراین بسته‌های هوا به دلیل وجود گرادیان فشاری بین سامانه‌های پرفشار (در جنوب البرز) و کم‌فشار (در شمال البرز) و همچنین فرونشینی هوا در محدوده‌ی سامانه‌ی پرفشار، هنگام عبور از روی البرز، در دامنه‌های شمالی آن، گرم شده و با شتاب گرفتن، سبب ایجاد پدیده‌ی گرمباد در استان گیلان می‌گردد.



شکل ۱۳: نمودارهای ترمودینامیکی ایستگاه تبریز در ساعت ۰۰۰۰ روزهای ۱۴، ۱۵، ۱۷ و ۱۸ دسامبر ۲۰۰۳، نمودارهای سمت راست هر شکل که با حرف T نشان داده شده بیانگر نیمرخ دما و نمودارهای سمت چپ هر شکل که با حرف T_d نشان داده شده بیانگر نیمرخ دمای نقطه شبنم است. حروف a و b به ترتیب وارونگی دمای زمین پایه و وارونگی دما در اثر فرونشینی هوا در ترازهای بالاتر را نشان می‌دهند.

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱



شکل ۱۴: مسیر پسرو بسته‌های هوا (۲۴ ساعت قبل از رسیدن به رشت)، دمای پتانسیل و دمای هوا در ساعت 0600UTC
الف- برای روز ۱۷ ژانویه ۲۰۰۴ و ب- برای ۲۴ ژانویه ۲۰۰۵
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان ۱۳۹۱

نتیجه

نتایج حاصل از بررسی رخداد پدیده‌ی گرمباد و شرایط هواشناختی و الگوهای جوّی طیّ دوره‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد که:

- بیشترین رخداد این پدیده در ماه‌های زمستان بوده و در بعضی از حالت‌ها تداوم این پدیده به مدت حدود ۴ شبانه روز به طول انجامیده که تهدید جدی برای جنگل‌ها و منابع طبیعی مرتبط با آن به حساب می‌آید.

فراوانی رخداد در استان گیلان متغیّر بوده و از رشت به سمت آستارا کاهش می‌یابد که یکی از دلایل احتمالی نقش دره‌ی سفیدرود در همگرا کردن (کانالیزه شدن) باد می‌باشد که با افزایش فاصله این نقش کمرنگ شده و تعداد رخدادها و شدت پدیده به سمت آستارا کاهش می‌یابد.

الگوهای جوّی در زمان قبل از وقوع پدیده عبارت از استقرار سامانه‌ی پرفشار در جنوب رشته‌کوه‌های البرز و سامانه‌ی کم فشار در بخش‌های شمالی دامنه‌های البرز است که می‌تواند به عنوان پیش نشانگر رخداد این پدیده معرفی گردد. در هنگام رخداد پدیده، بین دامنه‌های شمالی و جنوبی رشته‌کوه‌های البرز، گرادیان فشاری قابل ملاحظه دیده می‌شود که باعث ایجاد جریانات جنوب و جنوب غربی در منطقه می‌شود. الگوهای ارتفاعی تراز ۸۵۰hpa با الگوهای فشاری سطح دریا هماهنگ بوده و ایجاد پشته‌ی ارتفاعی همراه با ناوه‌ی حرارتی در جنوب البرز و ناوه‌ی ارتفاعی همراه با پشته‌ی حرارتی در شمال البرز از ویژگی‌های بارز الگوهای جوی مؤثر در رخداد این پدیده می‌باشد. هر چند که وضعیت پربندهای ارتفاع و دما به گونه‌ای است که فرافت هوای سرد در ترازهای پایین جو در روی البرز دیده می‌شود که این فرآیند سبب واداشت هوای سرد به سمت شمال در این ترازها می‌گردد اما رخداد وزش باد گرم در شمال البرز نمی‌تواند بطور مستقیم حاصل فرآیند فرارفت هوای سرد باشد بلکه نتیجه‌ی فرونشینی هوای سرد در

محدوده‌ی استقرار سامانه‌ی پرفشار و گرم شدن آن به صورت بی دررو خشک در بخش باد پناه کوه می‌باشد. نتایج حاصل از مدل‌های سپلیت نشان‌داد که در بیشتر حالت‌های مورد مطالعه، بسته‌های هوا قبل از رسیدن به رشت، به صورت فرآیند بی‌دررو مسیر را طیّ کرده، اما دما در طیّ این فرآیند، روند افزایشی داشته است (شکل ۱۴). این امر، بیانگر تأیید گرم شدن هوا همراه با فرونشینی از ارتفاعات البرز به سمت استان می‌باشد.

با توجه به ویژگی‌های خاص جغرافیایی منطقه و الگوهای جوی مطالعه شده نشان می‌دهد که ساز و کار ایجاد پدیده‌ی گرمباد در منطقه‌ی موردمطالعه متفاوت از الگوها و تئوری‌های ارائه شده در دیگر مناطق می‌باشد. مهمترین این اختلاف‌ها در تفاوت ارتفاعی در دو طرف البرز می‌باشد. نواحی مرتفع جنوب البرز نقش مهمی در شکل‌گیری سامانه‌ی پرفشار و استقرار هوای سرد در این منطقه دارد. به عبارت ساده در مکانیسم‌های ارائه شده واداشت سامانه‌ی پرفشار توسط مانع کوهستان نقش اصلی را ایفا می‌کند اما در منطقه‌ی مورد مطالعه، استقرار سامانه‌ی پرفشار و هوای سرد در مناطق مرتفع و همچنین کانالیزه شدن باد نقش اصلی را بازی می‌کند. بنابراین ساز و کار ایجاد گرمباد در استان گیلان، می‌تواند ترکیبی از فرونشینی هوای سرد و کانالیزه شدن باد در دره‌ی سفیدرود باشد.

منابع

- پرنیان، علی (۱۳۷۸). شرایط ایجاد پدیده فون (گرمباد) بر روی استان‌های گیلان و مازندران،پایان‌نامه کارشناسی. دانشکده علوم و فنون دریایی دانشگاه آزاد تهران شمال.
- حسن‌پورچماچایی، رضا (۱۳۸۵). بررسی سینوپتیکی باد گرم و اثر آن بر روی آتش‌سوزی در عرصه‌های جنگلی استان گیلان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه آزاد اسلامی واحد رشت. گروه جغرافیا.
- شیرزادی، هما (۱۳۷۱). بررسی اوضاع سینوپتیکی و فیزیکی پدیده فون‌واثرات مخرب آن در ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- عزیزی، قاسم؛ یدالله یوسفی (۱۳۸۸). گرمباد (باد فون) و آتش‌سوزی جنگل در استان‌های مازندران‌وگیلان (نمونه: آتش‌سوزی تاریخ ۳۰-۲۵ آذر ۱۳۸۴)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره۹۲.صفحات۱۵۴۰۷-۱۵۴۳۴.
- Beffrey, G.,Jaubert, G., Dabas, AM(2004a). Foehn flow and stable air mass in the Rhine Valley: the beginning of a MAP event. Q. J. R.Meteorol. Soc. 130: 541-560.
- Beffrey, G., Jaubert, G., Dabas, AM (2004b). Spatial evolution of foehn flows in the Rhine Valley area: Quantification using high-resolution simulations. Meteorol. Z.13: 77-82.
- Bond, H. G., Mackinnon, K., Noar, P. F (1967). Report on the meteorological aspects of the catastrophic bushfires in southeastern Tasmania on 7 February 1967, Bureau of Meteorology,PP. 54.
- Drechsel, S., and G. J. Mayr (2008). Objective forecasting of foehn winds for a subgrid-scale alpine valley. Wea. Forecasting, 23, 205-218.
- Drobinski P, Dabas AM, H¨aberli C, Flamant PH (2003b). Statistical characterization of the flow structure in the Rhine Valley. Boundary-Layer Meteorol. 106: 483-505.
- Drobinski P., and Coauthors (2007). Foehn in the Rhine Valley during MAP: A review of its multiscale dynamics in complex valley geometry. Quart. J. Roy. Meteor. Soc, 133, 897-916.
- Duerr, B., M. Sprenger, O. Fuhrer, and D. Leuenberger (2010). Foehn Diagnosis and Model Comparison, Presentation, 10th Euro. Meterol. Soc. Annual Meeting, Sept. 13 to 17, 2010, Zurich, Switzerand.
- Gaffin, D. M (2002). Unexpected warming induced by foehn winds in the lee of the Smoky Mountains. Wea. Forecasting, 17, 907-915.
- Gaffin, D. M (2006). Foehn winds that produced large temperature differences near the southern Appalachian Mountains, Wea. And Forecasting, Vol. 22, 145-159.
- Gohm, A., G. Za¨ngl, and G. J.Mayr (2004). South foehn in the Wipp Valley on 24October 1999 (MAP IOP 10): Verification of highresolution numerical simulations with observations. Mon. Wea. Rev., 132, 78-102.

- Hoinka, K. P (1985). Observation of airflow over the Alps during a foehn event. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 199-224.
- Huang, X., and G. A. Mills (2006). Objective identification of wind change timing from single station observations. BMRC Research Rep. 120, 88 pp.
- Kondo, J., and T. Kuwagata(1992). Enhancement of forest fires over northeastern Japan due to atypical strong dry wind. J. Appl. Meteor., 31, 386-396.
- Mayr, G. J., and L. Armi (2008). Foehn as a response to changing upstream and downstream air masses. Quart. J. Roy. Meteor. Soc,134,1357–1369
- McGowan, H. A., and A. P. Sturman (1996). Regional and local scale characteristics of fohn wind events over the South Island of New Zealand. Meteor. Atmos. Phys., 58, 151-164.
- Mills, G. A (2002). A case of coastal interaction with a cool change.Aust.Meteor.Mag.,51,203–221.
- Mills, G. A (2005). A re-examination of the synoptic and mesoscale meteorology of Ash Wednesday 1983. Aust. Meteor. Mag., 54,35-55.
- Mills, G. A (2007). On easterly changes over elevated terrain in Australia's southeast. Aust. Meteor. Mag., 56, 177-190.
- Seibert, P (1990). South foehn studies since the ALPEX experiment.Meteor.Atmos.Phys,43,91-103.
- Seibert, P (2005). Hann's Thermodynamic Foehn Theory and its Presentation in Meteorological Textbooks in the Course of Time. From Beaufort to Bjerknes and Beyond, Algorismus, Issue 52, 169-180; ISBN 3-936906-13-4.
- Sharples, J. J (2009). Review of mountain meteorological effects relevant to fire behaviour and bushfire risk. Int. J. Wildland Fire,18,737-754.
- Sharples, J.J., G.A. Mills, R.H.D. McRae and R.O. Weber (2010). Foehn-Like Winds and Elevated Fire Danger Conditions in Southeastern Australia, Journal of Applied Meteorolog and Climatology Vol. 49, PP:1067-1095
- Steinacker, R (2006). Alpine foehn - a new verse to an old song. Promet, 32, 3-10.
- Ustrnul, Z (1992). Influence of foehn winds on air temperature and humidity in the Polish Carpathians. Theor. Appl. Climatol, 45 (1), 43–47.
- Whiteman,C. D (2000). Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications. Oxford University Press, 355 pp.
- WMO (1992). International Meteorological Vocabulary. 2nd ed. World Meteorological Organization, 784 pp.