

تحلیل و شبیه‌سازی نمودارهای ترمودینامیک رگبارهای همرفتی و مخرب مناطق کوهستانی (مطالعه موردی: رگبار مشکین‌شهر)

داریوش یاراحمدی - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
حمید میرهاشمی* - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
حبیب آرین‌تبار - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

پذیرش: ۱۳۹۲/۰۱/۲۲

وصول: ۱۳۹۱/۰۷/۱۰

چکیده

برای وقوع بارش، شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی خاصی مورد نیاز است. گاهی شدت عملکرد و ترکیب غیر معمول این شرایط باعث رخداد بارش‌های شدیدی می‌شود که معمولاً این بارش‌ها خارج از رژیم بارشی و محیطی مکان رخداد هستند؛ بنابراین، محیط نمی‌تواند واکنش بهینه را نسبت به این ناهنجاری انجام دهد و خسارات جبران‌ناپذیری به زیست‌بوم وارد می‌آید. بارش ۲۹ تیرماه ۱۳۸۰ یکی از مخرب‌ترین بارش‌های اتفاق‌افتاده در شهرستان مشکین‌شهر است. این بارش باعث خسارات جانی - مالی فراوان از جمله کشته‌شدن ۳۳ نفر از مردم شهرستان شد. در این مطالعه به منظور آگاهی از شرایط ترمودینامیکی جو متناظر با این روز بارشی، از داده‌های شبکه‌ای، دما، ارتفاع ژئوپتانسیل و نم نسبی با تفکیک مکانی $0.125^*0.125$ با گام‌های ارتفاعی ۲۵ و ۵۰ هکتوپاسکال از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. با کاربرد معادلات فیزیکی - ترمودینامیکی، نمودارهای ترمودینامیکی نیمرخ قائم جو برای نقطه‌ای با عرض $28/375$ درجه شمالی و طول $47/625$ درجه شرقی شبیه‌سازی شد. شبیه‌سازی نمودارهای ترمودینامیک و محاسبه شاخص‌های فیزیکی، با پایش‌های زمانی شش‌ساعته برای این روز بارشی نشان داد که مهم‌ترین عامل ایجاد این بارش، لایه‌بندی متفاوت رطوبت لایه‌های قائم جو بوده، به‌صورتی که دمای پتانسیل تر و دمای پتانسیل معادل، نسبت به ارتفاع از ساعات قبل از شروع بارش تا آغاز بارش، روند کاهشی تندی را طی کرده‌اند. این خصوصیات باعث شکل‌گیری یک ناپایداری پنهان یا پتانسیل در ساعات قبل از شروع بارش شده بود که در هنگام بارش با دخالت سامانه دینامیکی و همرفت حرارتی، ناپایداری پتانسیل به بالفعل تبدیل و سبب رخداد بارش رگباری و مخرب شده است.

واژگان کلیدی: نمودار ترمودینامیکی، ناپایداری پتانسیل، ناپایداری همرفتی، مشکین‌شهر.

مقدمه

همرفت یکی از سازوکارهای منجر به صعود و ایجاد بارش است که گاه به تنهایی و گاه به همراه سایر عوامل، شرایط صعود و بارش را مهیا می‌کند. همرفت یکی از فرایندهای کارا برای بازتوزیع ماده و انرژی در جو است. جریان‌های قائم در سلول‌های همرفتی، از یک سو با انتقال قائم ماده بر چینه‌بندی قائم انرژی، تکانه و رطوبت جو تأثیر می‌گذارند و از سوی دیگر باعث تراکم بخار آب و آزاد شدن گرمای نهان در ترازهای متفاوت جو می‌شوند. بازتوزیع رطوبت و انرژی با تغییر میدان‌های دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و سرعت باد، در نهایت باعث پایداری جو می‌شود (کوتون و آنتس^۱، ۱۹۸۹). همرفت از راه تشکیل ابر بر بودجه انرژی تابشی دستگاه زمین اثراتی کوتاه‌مدت و یا بلندمدت به جای می‌گذارد؛ از سویی، بارش حاصل از همرفت بر تراز آبی سطح و در نتیجه بر ویژگی‌های پوشش گیاهی سطح مؤثر است (ایران‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۸). جریان‌های همرفتی در سطح زمین از پدیده‌های مهم در ایجاد بارش هستند. در صورتی که جریان‌های همرفتی در سطح زمین ضعیف باشند، احتمال بارش بسیار ضعیف است؛ زیرا جریان‌های همرفتی به مثابه یکی از راه‌های انتقال و یا توزیع گرما و انرژی در جو به‌شمار می‌روند و بسیاری از بارش‌های تابستان و زمستان به این پدیده مهم وابسته هستند.

به‌طور کلی همرفت را با در نظرگیری ناپایداری شرطی به‌روشن بسته‌هوا می‌آزمایند (بایرز، ۱۳۷۰) در صورتی که نوع دیگری از همرفت هست که به‌طور مناسبی به آن ناپایداری همرفتی یا ناپایداری پتانسیل گویند (مارتین، ۱۳۸۹) همان‌گونه که از نامش پیداست این یک همرفت پنهان است که بر حسب توزیع دما - رطوبت لایه‌های مختلف، به‌صورت نهفته در جو وجود دارد. در ادامه، به‌منظور روشن شدن این نوع همرفت، جستاری به مبانی و چگونگی وقوع آن زده می‌شود. اغلب اوقات توزیع قائم رطوبت جو در لایه‌های پایین‌تر چنان است که وقتی این لایه‌ها بالا برده می‌شوند، بخش پایینی بیش از بخش بالایی به تراز تراکم خود می‌رسد. این شرایط بیشتر زمانی پیش می‌آید که نم نسبی در درون لایه جو با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد؛ لذا دمای پتانسیل تر چنین لایه‌هایی با افزایش ارتفاع سیر کاهشی طی می‌کند. لایه‌هایی که این تغییر تیزآهنگ کاهش ناشی از ترازهای تراکم را به‌نمایش می‌گذارند، به‌منزله لایه‌هایی شناسایی می‌شوند که به‌طور همرفتی ناپایدار یا دارای خاصیت خودهمرفتی هستند (بایرز، ۱۳۷۰)؛ بنابراین لایه‌هایی که در آغاز بسیار پایدار هستند، یا با وارونگی دما همراهند، اغلب به‌سبب چینه‌بندی بارز رطوبت، دارای پایداری مشخصی هستند و احتمال ناپایداری در آن‌ها هست. یک لایه زمانی به‌صورت ناپایدار همرفتی در خواهد آمد که دمای پتانسیل معادل یا به‌عبارتی دمای پتانسیل تر آن با ارتفاع در سراسر لایه کاهش یابد (قائمی، ۱۳۸۶). همان‌گونه که ملاحظه می‌شود این نوع همرفت با همرفتی که با در نظر گرفتن ناپایداری شرطی به‌روشن بسته‌هوا مورد آزمون قرار می‌گیرد، متفاوت است. به‌گونه‌ای که این نوع همرفت، ناپایداری لایه را نشان می‌دهد و اشاره اندکی به همرفتی که مشهود است دارد. در واقع، ناپایداری همرفتی به لایه‌ای از جو گفته می‌شود که دارای ناپایداری کمی باشد، به‌صورتی که این نوع ناپایداری به‌شکل ناپایداری پتانسیل در لایه‌ای از جو که ممکن است در زمان حاضر پایدار باشد و به تدریج با فرازش به‌صورت ناپایدار درآید گفته می‌شود (بایرز، ۱۳۷۰).

در نتیجه، همرفت به‌مثابه یکی از پدیده‌های هواشناختی، دارای تأثیرات کوتاه‌مدت و بلندمدت بر سامانه‌های جوی و آب‌وهوایی است که بسیار مطالعه شده است؛ از جمله اسلی^۲ (۱۹۶۶) شاخص‌های همرفتی را برای گسترش ابرهای کومولونیمبوس در آلبرتا و ادمونتون به‌کار گرفت. وی نشان داد که این شاخص‌ها همبستگی مناسبی را با

1- Cotton & Anthes

2- Sly

گسترش ابرها داشته‌اند. گاریگ^۱ (۲۰۰۲) با استفاده از مدل MM5 به شبیه‌سازی بارش همرفتی ناشی از جزیره گرمایی بر روی آتلانتا پرداخت. خروجی‌های مدل وی نشان داد که رابطه‌ای قوی بین جزیره گرمایی شهر، همگرایی و سرعت فرازش وجود دارد. یوهونگ^۲ (۲۰۰۴) با استفاده از ویژگی‌های ترمودینامیک و دینامیکی بارش در کره جنوبی و آمریکای جنوبی، به آشکارسازی و تفاوت مکانیزم بارش‌های سنگین در مناطق یادشده پرداخت. وی نتیجه گرفت که عامل ریزش تابستانه بارش‌های سنگین کره، عوامل همدید و آب‌وهوایی بوده، به طوری که یک جو کم‌فشار در هنگام ریزش این بارش‌ها در کره، غلبه دارد. در حالی که ریزش بارش‌های سنگین آمریکای مرکزی با ویژگی‌های دینامیکی و ترمودینامیکی جو بیان می‌شوند و در هنگام ریزش این بارش‌ها، ویژگی جو با حضور انرژی پتانسیل در دسترس^۳، مشخص می‌شود.

لیپینگ^۴ و همکاران (۲۰۰۵) سامانه بارش‌های سنگین رخ داده بر روی رودخانه یانگ تسه در طی فصل بهار را با استفاده از سامانه راداری دوپلر - دوگانه و تصاویر ماهواره‌ای مطالعه کردند. ایشان، ساختار سه‌بعدی میان‌مقیاس و فرایند وقوع بارش‌های سنگین در ۲۲ و ۲۳ جولای ۲۰۰۲ را با استفاده از این مدل شناسایی کردند. نتایج مشاهدات وی نشان داد که بارش‌های شمال شرق و شمال غرب با طول ۱۰۰ کیلومتر شامل تعدادی از سلول‌های همرفتی β متوسط با ابعاد بیست تا پنجاه کیلومتر بوده است. ویلانیوا^۵ و همکاران (۲۰۱۲) برای بررسی پیشینه واکنش سیلاب به بارش همرفتی کوتاه‌مدت، در جنوب غرب آلمان، طوفان اتفاق افتاده در تاریخ ۲ ژوئن ۲۰۰۸ که باعث ایجاد سیل در حوضه رودخانه استارزل^۶ در جنوب غرب آلمان شده بود را به‌مثابه نمونه‌ای از سامانه همرفتی سازمان‌یافته مورد بررسی و کنکاش قرار دادند. ایشان با بررسی سازوکارهای هواشناسی و هیدرولوژیکی مرتبط با این طوفان شدید و سیل ناشی از آن و ترکیب مشاهدات مدل‌های به‌دست‌آمده کوشیدند به پرسش‌های پژوهش پاسخ دهند. درنهایت نشان دادند که حرکت طوفان اثر قابل توجهی در افزایش اوج سیلاب تا ۱۳٪ داشته است.

تاج‌بخش و همکاران (۱۳۸۸) در پژوهشی سعی کردند تا شیوه پیش‌یابی وقوع طوفان تندری را با استفاده از درخت تصمیم‌گیری ارائه دهند. آن‌ها با تحلیل برخی از مهم‌ترین خروجی‌های مدل منطقه‌ای MM5 دریافتند که شاخص‌های بزرگ‌مقیاس وقوع طوفان تندری از جمله شیو شدید فشار در سطح زمین، خشک‌بودن لایه میانی جو و ابرهای کومه‌ای باران‌زا، کم و بیش مشابه دیگر ناپایداری‌های جو هستند؛ لذا الگوهای بزرگ‌مقیاس کمک مؤثری در شناسایی دقیق این پدیده ندارند و تنها می‌توانند به‌صورت کیفی وقوع این‌گونه پدیده‌های جو را پیش‌یابی نمایند؛ اما شاخص‌های فرازش، به‌ویژه LI، CAPE، SWEAT و KI راهنمای بهینه‌ای برای پیش‌یابی رخداد طوفان در منطقه تهران هستند. موسوی بایگی و اشرف (۱۳۸۹) در بررسی سه بارش رخ داده در تابستان ۱۳۸۸ در مشهد و روزهای پیش از این بارندگی با رویکرد همدید - ترمودینامیک به این نتیجه رسیدند که گسترش سامانه پرفشار سبیری طی فصل گرم سال، هم‌زمان با فرارفت هوای گرم و مرطوب جنوبی باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا به‌طور غیر منتظره شده است. رحیمی و همکاران (۱۳۹۲)، با استفاده از داده‌های شبکه‌ای با تفکیک مکانی ۲/۵*۲/۵ درجه و کاربرد معادلات فیزیکی - ترمودینامیکی، شرایط ترمودینامیک نیم‌رخ قائم جو مبتنی بر شش سیلاب رخ داده در حوضه بهشت‌آباد را شبیه‌سازی کردند. نتایج این مطالعه بیانگر این بود که

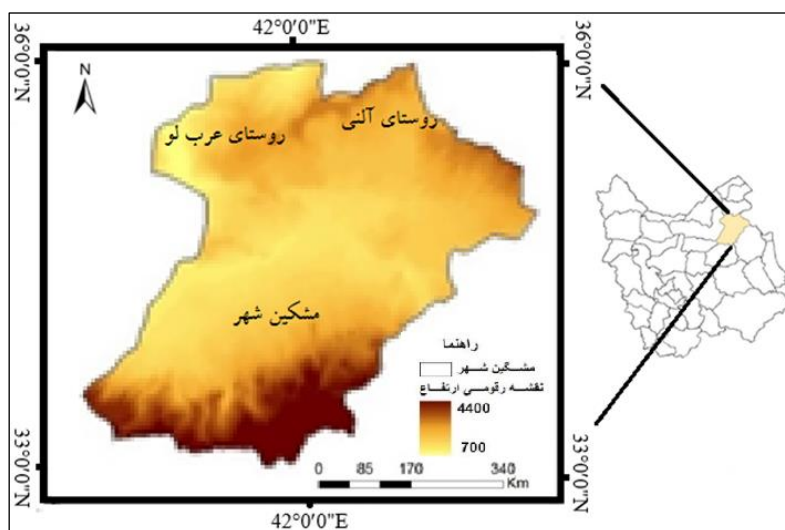
- 1- Craig
- 2- Song-You Hong
- 3- Convective Available Potential Energy
- 4- Liu Liping
- 5- Villanueva
- 6- Starzel

شاخص برادبری^۱ می‌تواند شاخص مفیدی برای بیان وقوع تندر باشد. در صورتی که شاخص راکلیف^۲ برای مناطق با ارتفاع بیش از ۱۶۰۰ متر چندان قابل اعتماد نیست؛ همچنین در هنگام رخداد این طوفان‌ها، دمای پتانسیل تر نسبت به ارتفاع متحمل کاهش شدیدی یافته بود. به این ترتیب منحنی حالت اشباع جو در سمت چپ منحنی بی‌دری اشباع جو قرار گرفته بود و جو از خاصیت خودهمرفتی برخوردار بوده است.

هدف از انجام این مطالعه، شناسایی شرایط ترمودینامیکی نیمرخ قائم جو منجر به بارش مخرب شهرستان مشکین‌شهر با استفاده از شبیه‌سازی نمودارهای ترمودینامیکی و محاسبه شاخص‌های فیزیکی مبین این شرایط با استفاده از داده‌های شبکه‌ای با تفکیک مکانی بالا است.

معرفی منطقه مورد بررسی

شهرستان مشکین‌شهر یکی از شهرهای استان اردبیل است. این استان بخشی از فلات مثلثی‌شکل ایران و در شرق فلات آذربایجان، در شمال غرب ایران قرار دارد (شکل ۱). شهرستان مشکین‌شهر از جنوب به رشته‌کوه سبلان، از شمال به دشت مغان، از شرق به کوه‌های قراچه و شهر اردبیل و از غرب به ارتفاعات اهر محدود شده است. این شهرستان جزء مناطق کوهستانی است، به طوری که افزون بر قلّه سبلان با ارتفاع ۴۸۱۱ متر از سطح دریاهای آزاد، قلّه‌های دیگری نظیر آی‌قار (۳۷۸۳ متر)، چال (۳۶۰۴ متر)، قراوول (۲۲۰۴ متر) یاغلی‌داغ (۲۸۴۵ متر) و قره‌گونی (۳۸۸۲ متر) نیز در این شهرستان قرار دارند (پورایمان، ۱۳۸۰).



شکل ۱. نقشه ناهمواری شهرستان مشکین‌شهر

درهم‌تنیدگی کوهستان و دشت (شکل ۱) در این شهرستان باعث شکل‌گیری آب‌وهوای ویژه و گاهی ایجاد شرایط جوّی خارج از انتظار و مخرب شده است؛ نظیر سیل موئیل در شهرستان مشکین‌شهر با ۳۳ کشته (۱۳۸۰/۴/۲۹)، نگرگ شدید (۱۳۹۰/۳/۲) که باعث خسارات ۱۰۰۰ میلیارد ریالی به باغات شهرستان شد. رخداد رعد و برق شدید (۱۳۸۹/۳/۳۰) که باعث کشته‌شدن یک نفر شد (برحسب گزارش معاونت سازمان هواشناسی کشور). بررسی پارامترهای آب‌وهوایی بیانگر آن هستند که اردیبهشت‌ماه با ۵۹/۳ میلی‌متر و مرداد با ۱/۳ میلی‌متر به ترتیب پربارش‌ترین و کم‌بارش‌ترین ماه‌های سال را به خود اختصاص می‌دهند. از لحاظ دمایی، مرداد با میانگین بلندمدت ۲۲/۴ درجه سلسیوس گرم‌ترین و بهمن با میانگین ۴/۶- درجه سلسیوس سردترین ماه سال هستند.

1- Bradbury Index (BI)

2- Rakilf Index (RI)

مواد و روش‌ها

به‌منظور انجام پژوهش حاضر ابتدا داده‌های نماینده میزان بارش تمام ایستگاه‌های پیرامون شهرستان مشکین شهر از ۲۴ ساعت قبل تا ۲۴ ساعت بعد، از روز ۱۳۸۰/۴/۲۹ از سازمان هواشناسی اخذ و مشخص شد که هیچ‌کدام از ایستگاه‌ها در این روز رخداد بارش را گزارش نکرده‌اند؛ بنابراین مشخص شد که بارش محلی بوده؛ یعنی عوامل محلی نقش فزاینده‌ای در ایجاد و شدت آن داشته‌اند.

از آنجا که شهرستان مشکین شهر فاقد ایستگاه رادیوگمانه بوده و هدف پژوهش حاضر نیز تبیین شرایط قائم توده‌هوای واقع بر سطح شهرستان و آگاهی از چگونگی لایه‌بندی قائم جو است، از این رو سعی شد که با بهره‌گیری از داده‌های شبکه‌ای با تفکیک مکانی $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ درجه، در پایش‌های زمانی شش‌ساعته، متغیرهای اصلی جو مانند دما، نم نسبی و ارتفاع ژئوپتانسیل برای ترازهای فشار ۸۵۰ تا ۷۵۰ با گام‌های ارتفاعی ۲۵ هکتوپاسکال و از ۷۵۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال با گام‌های ارتفاعی ۵۰ هکتوپاسکال از ECMWF^۱ استخراج و با اعمال معادلات فیزیکی بر روی آن‌ها، سایر پارامترهای مورد نیاز پژوهش که قابل اندازه‌گیری نیستند برآورد شد. در نهایت با کاربرد نرم‌افزار RAOB، نمودارهای ترمودینامیک شبیه‌سازی شدند؛ لذا این مهم در چندین گام به‌صورت ذیل انجام گرفت. ابتدا با توجه به موقعیت جغرافیایی شهرستان مشکین شهر، نقطه‌ای در عرض $38^{\circ} 37' 30''$ (۳۸° ۲۲' ۳۰") درجه شمالی و طول $47^{\circ} 6' 25''$ (۴۷° ۳۷' ۳۰") درجه شرقی^۲ به‌مثابه نقطه نماینده برای ترسیم نمودارهای ترمودینامیک انتخاب شد.

نظر به اینکه دمای شب‌نم به‌منزله نمادی از وضعیت دمایی - رطوبتی توده‌هوا است و بسیاری از پارامترهای هواشناسی به‌طور مستقیم و غیر مستقیم از این متغیر مشتق می‌شوند؛ لذا با بهره‌گیری از رابطه ۱، نقطه شب‌نم برای همه ترازهای مورد استفاده در این پژوهش محاسبه شد.

$$D_p(T, RH) = \frac{\lambda \left(\ln \left(\frac{RH}{100} \right) + \frac{\beta \cdot T}{\lambda + T} \right)}{\beta - \left(\ln \left(\frac{RH}{100} \right) + \frac{\beta \cdot T}{\lambda + T} \right)} \quad \text{رابطه ۱}$$

در رابطه ۱، $\beta = 17/62$ ؛ $\lambda = 243/12$ ؛ دمای هوا برحسب درجه سلسیوس و RH نم نسبی برحسب درصد است.

مشخصه ناپایداری و پایداری جو در حالت خشک به توزیع دمای پتانسیل خشک و در حالت اشباع به توزیع دمای پتانسیل تر یا هم‌ارز بستگی دارد؛ با این حال اشباع ممکن است در موقعیت‌های مختلف ایجاد شود. در مقیاس جوشناسی اشباع ممکن است تنها توده‌هواهایی را شامل شود که به‌دنبال فرازش‌های موضعی محدود که در لایه جو گسترش می‌یابند به تراز چگالش کشیده شوند. در این حالت، مجموعه این لایه تحت تأثیر این پدیده نیست؛ اما در مقیاس همدید، صعود، توده‌هوای بیشتری را به حرکت وامی‌دارد که گفته می‌شود صعود جمعی است. در این حالت ممکن است اشباع برای مجموعه ذرات رخ دهد (روش، ۱۳۸۰: ۱۱۴)؛ بنابراین به‌منظور شناسایی ناپایداری خشک و اشباع، با استفاده از رابطه‌های ۲ و ۳، دمای پتانسیل تر و خشک برای هر ساعت پایشی، از تراز ۸۵۰ تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برآورد شد.

1- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

۲- نقطه یادشده با توجه به نزدیک‌ترین پیکسل ممکن، به ایستگاه سینوپتیک شهرستان مشکین شهر که در $38^{\circ} 23'$ درجه شمالی و $47^{\circ} 40'$ درجه شرقی است، انتخاب شد؛ به‌طوری که این پیکسل در جهت مداری تنها $3^{\circ} 30''$ و در جهت نصف‌النهاری تنها $1^{\circ} 30''$ با ایستگاه سینوپتیک مشکین شهر فاصله دارد.

$$\theta_w = 65.543 \times (1 - \text{EXP}(-0.0000596 \times H)) + 1.00835 \times (1 - 0.00007544 \times H) \times (T_w) - 0.66198 \quad \text{رابطه ۲}$$

در رابطه ۲، θ_w : دمای پتانسیل تر بر حسب درجه سلسیوس؛ EXP: عدد نپر؛ H: ارتفاع بر حسب متر و T_w : دمای تر بر حسب درجه سلسیوس است.

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\left(\frac{R}{C_p}\right)} \quad \text{رابطه ۳}$$

رابطه ۳ را معادله پواسون گویند که در آن T: دمای ایستگاه (کلوین)، T_0 : دمای سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (کلوین)، P: فشار ایستگاه (هکتوپاسکال)، P_0 : فشار سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، R: ثابت گاز برای هوای خشک و Cp: گرمای ویژه هوا در فشار ثابت بر حسب ژول بر کیلوگرم بر کلوین است (قائمی، ۱۳۸۶؛ بایرز، ۱۳۷۰)؛ همچنین برای بیان رقومی و ارائه معیاری کلی از وضعیت فیزیکی جو در خصوص ناپایداری موضعی، همرفت شرطی و رخداد بارش رگباری از شاخص‌های فیزیکی فرازش^۱، دمای همرفتی^۲ که به منظور دستیابی به این متغیر ابتدا سطح تراکم همرفتی^۳ تعیین و سپس دمای یادشده مشخص شد؛ همچنین برای بیان ناپایداری پتانسیل (ناپایداری همرفتی) و آگاهی از رخداد تندر و بارش رگباری از شاخص‌های جفرسون^۴ برادبری و مجموع^۵ که رابطه‌های آن‌ها شامل رابطه ۴ تا ۷ که در پی می‌آید، استفاده شد. در واقع شاخص‌های اخیر بیانگر احتمال وقوع همرفت یا به عبارتی تشخیص همرفت در صورت اشباع توده‌هوا هستند. از این گذشته چون منطقه مورد بررسی در نواحی کوهستانی واقع شده و عملاً ارتفاع سطح آن فراتر از تراز فشار ۸۵۰ هکتوپاسکال است؛ لذا برای شاخص‌ها به جای تراز فشار ۸۵۰ از تراز فشار ۸۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. در واقع این تعدیلی محلی است که برای این شاخص‌ها برای استفاده در منطقه مشکین‌شهر در نظر گرفته شده است.

$$LI = T_{E500} - T_{P500} \quad \text{رابطه ۴}$$

در رابطه ۴، LI: شاخص فرازش، T_{E500} : دمای محیطی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب کلوین، T_{P500} : دمای توده‌هوا فرازش‌یافته در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب کلوین. خصوصیات شاخص فرازش در جدول ۱ نشان داده شده است:

جدول ۱. مشخصات شاخص فرازش (LI)

مقدار شاخص بر حسب درجه سلسیوس	وضعیت ناپایداری توده‌هوا
بیشتر از صفر	پایدار
تا -۴	مرز ناپایداری بحرانی
-۴ تا -۷	ناپایداری بزرگ
بیشتر از -۸	حداکثر ناپایداری

$$MJJ = 1.6 \times \theta_{w800} - T_{500} - 0.5 \times T_{d700} \quad \text{رابطه ۵}$$

- 1- Lifted Index (LI)
- 2 -Convective Temperature (CT)
- 3- Convective Condensation Level (CCL)
- 4- Modified Jefferson Index (MJJ)
- 5- Total Totals Index (TTI)

در رابطه ۵، MJI: شاخص اصلاح‌شده جفرسون؛ θ_{w800} : دمای پتانسیل تر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب سلسیوس؛ T_{500} : دمای محیط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب سلسیوس و T_{d700} : نقطه شبنم تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب سلسیوس است. مشخصات شاخص جفرسون در جدول ۲ قابل مشاهده است:

جدول ۲. مشخصات شاخص جفرسون (MJI)

مقدار شاخص برحسب واحد کلوین	وضعیت ناپایداری پتانسیل و پتانسیل رخداد تندر
بیشتر از ۲۷	احتمال وقوع تندر
بیشتر از ۳۰	وقوع رگبار همراه تندر

$$BI = \theta_{w500} - \theta_{w800} \quad \text{رابطه ۶}$$

در رابطه ۶: BI: شاخص برادبری؛ θ_{w500} : دمای پتانسیل تر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب سلسیوس و θ_{w800} : دمای پتانسیل تر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال برحسب کلوین است. مشخصات این شاخص در جدول ۳ درج شده است:

جدول ۳. مشخصات شاخص برادبری (BI)

مقدار شاخص برحسب کلوین	وضعیت ناپایداری پتانسیل و پتانسیل رخداد تندر
کمتر از -۲	ناپایداری بالقوه در تابستان
کمتر از +۳	ناپایداری بالقوه در زمستان
کمتر از +۳	ناپایداری بالقوه در تمام فصل‌ها

$$TTI = T_{850} - T_{D850} - (2 \times T_{500}) \quad \text{رابطه ۷}$$

در رابطه ۷، TTI: شاخص مجموع، T_{850} : دمای محیط تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب کلوین، T_{D850} : نقطه شبنم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب کلوین، T_{500} : دمای محیط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب کلوین. مشخصات شاخص مجموع در جدول ۴ نشان داده شده است:

جدول ۴. مشخصات شاخص مجموع (TTI)

میزان شاخص برحسب درجه سلسیوس	وضعیت رخداد طوفان تندری
کمتر از ۴۴	احتمال رخداد حرکات همرفتی وجود ندارد
۴۴ تا ۵۰	احتمال رخداد طوفان تندری
۵۱ تا ۵۲	رخداد طوفان منفرد شدید
۵۳ تا ۵۶	رخداد طوفان پراکنده
بیشتر از ۵۶	رخداد طوفان پراکنده شدید

از سویی برای شناسایی سامانه دینامیکی حاکم بر منطقه در هنگام بارش، نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ساعات ۳/۵ بامداد و ۱۵/۵ به وقت ملی بررسی شد.

نتایج و بحث

با شبیه‌سازی نمودارهای ترمودینامیک با پایش‌های زمانی شش ساعته، از ساعت ۳:۳۰ بامداد تا ۲۱:۳۰ شب، ۲۹ تیرماه ۱۳۸۰، وضعیت نیمرخ قائم جو از ساعات پیش از آغاز بارش تا پایان بارش مورد کنکاش قرار گرفت. محاسبه و بررسی مقادیر شاخص‌های مورد استفاده در بازه زمانی یادشده بیانگر آن است که این مقادیر روند سهمی‌واری را طی می‌کنند. به طوری که نقطه اوج سهمی در ساعت ۱۵:۳۰ قرار می‌گیرد. ایجاد چنین شکلی توسط شاخص‌ها و قرارگیری بازوی بالارونده آن در ساعات پیش از آغاز بارش و انطباق نقطه اوج آن با شروع بارش، مبین وجود

ناپایداری پتانسیل در ساعات پیش از بارش و سیر افزایشی آن‌ها نسبت به زمان است. در نتیجه می‌توان بیان داشت که شاخص‌ها قبل از شروع بارش (به‌ویژه شاخص‌های مبتنی ناپایداری پتانسیل مانند شاخص جفرسون و برادبری) احتمال رخداد رگبار را برای ساعات آتی پیش‌یابی کرده بودند. همان‌گونه که از جدول ۵ پیداست، دمای همرفت شبانه در ساعت ۳:۳۰ بامداد به مقدار ۲۷/۷ درجه سلسیوس دست‌یافته که فاصله ۸ درجه‌ای از دمای خشک دارد. این مؤید فاصله زیاد توده‌هوای سطحی از همرفت حرارتی بوده، اما دمای یادشده به‌مثابه پارامتری برای پیش‌یابی حرکات همرفتی برای بیشینه دمای روزانه نیز هست (لشکری، ۱۳۹۰).

جدول ۵. مقادیر شاخص‌های فیزیکی در هر یک از ساعات پایشی روز ۱۳۸۰/۴/۲۹

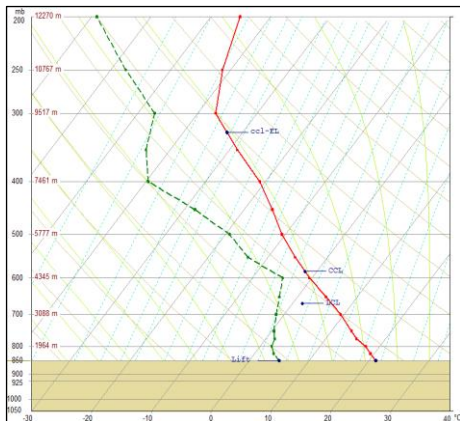
TC	TTI	BI	MJI	LI	ساعت به وقت ملی
۲۷/۷	۳۹	۰/۴	۳۰	۱/۶	۳/۵
۲۸/۷	۴۱	۰/۶۸	۳۲	۲	۹/۵
۲۹/۸	۴۴	-۰/۱۲	۳۳	۰/۳	۱۵/۵
۲۷	۴۲	۰/۴۷	۳۱/۷	۰/۵	۲۱/۵

دستیابی دمای ساعت ۱۵:۳۰ بعدازظهر، با تجاوز ۳ درجه سلسیوس نسبت به این دما و ۵ درجه سلسیوس کمتر از دمای همرفتی ساعت اخیر، بیانگر وجود پتانسیل کمابیش متوسطی برای همرفت حرارتی است؛ بنابراین در ساعات ۱۵:۳۰، حرکات همرفتی ناشی از همرفت گزینشی بوده و همرفت خشک یا مطلق در این ساعت وجود نداشته است. با استناد به روند سهمی‌وار شاخص‌ها، دمای پتانسیل تر، دمای پتانسیل معادل، روند نمودارهای ترمودینامیک و نقشه‌های همدید می‌توان ابراز داشت که ناپایداری گزینشی و پتانسیل، در ترکیب با سامانه نسبتاً ضعیف دینامیکی باعث رخداد رگبار در این روز شده‌اند.

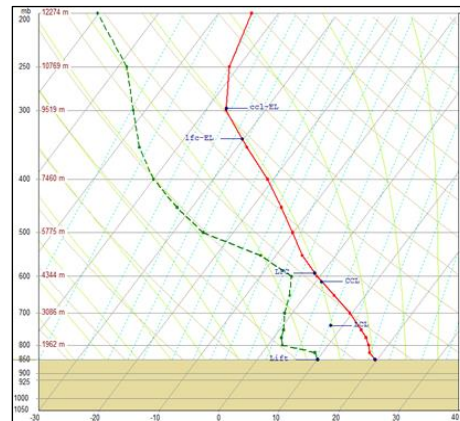
تبیین نمودارهای ترمودینامیک: ملاحظه نمودار ترمودینامیک ۳:۳۰ بامداد (شکل ۲). مبتنی آن است که لایه در آغاز اشباع نیست. منحنی بی‌درروی خشک خارج‌شده از ایستگاه در همه ترازها در سمت چپ منحنی حالت قرار دارد؛ به عبارتی دمای پتانسیل خشک با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد؛ لذا پایداری خشک بر جو حاکم است. دمای پتانسیل تر و دمای پتانسیل معادل نیز با افزایش ارتفاع از سطح ایستگاه تا تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال از روند کاهشی و از تراز یادشده تا تراز ۵۵۰ هکتوپاسکال از روند افزایشی و آنگاه تا تراز ۴۵۰ هکتوپاسکال از روند کاهشی و از تراز اخیر تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال از روند افزایشی برخوردارند؛ یعنی منحنی شبه‌بی‌درروی خارج‌شده از ایستگاه نسبت به ارتفاع دارای یک حرکت سینوسی است. به طوری که اگر توده‌هوای سطحی اشباع شود یا در صورت صعود جمعی لایه اشباع، می‌توان انتظار حرکات همرفتی را به دلیل خاصیت لایه‌بندی قائم رطوبت جو داشت. در واقع می‌توان گفت که شرایط ناپایداری خشک برای بسته‌هوای سطحی ناممکن است؛ به طوری که دمای هوا در این ساعت، ۸ درجه سلسیوس با دمای همرفتی (TC) فاصله دارد (جدول ۵). با این تفسیرها تنها ناپایداری پتانسیل و شرطی در جو وجود دارد که در ساعات آتی می‌تواند زمینه ناپایداری را پدید آورد.

در ساعت ۹:۳۰، میزان شاخص‌های فیزیکی افزایش یافته‌اند (جدول ۵)، اما همچنان لایه از آغاز اشباع نیست (شکل ۳). روند دمای پتانسیل خشک نسبت به ارتفاع افزایشی است. ولی ضخامت لایه دارای ناپایداری پتانسیل افزایش یافته است. به طوری که پایه این لایه در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال و رأس آن در تراز ۴۵۰ هکتوپاسکال قرار دارد؛ بنابراین، جو دارای ناپایداری پتانسیل است. در این صورت با کوچک‌ترین اغتشاشی، ناپایداری شدیدی برای ستونی از جو با ضخامت تقریبی ۴۵۰ هکتوپاسکال ایجاد می‌شود که چنین وضعیتی از جو، حالت بحرانی و

شدیدی را برای وقوع رگبار مخرب بیان می‌دارد. در واقع بدون توجه به شرایط ترمودینامیک و تنها با اتکا بر نقشه‌های همدید نمی‌توان شدت چنین بارشی را که ناشی از شرایط ویژه محلی جو است، تعیین و مورد پیش‌یابی قرار داد. در نتیجه، با توجه به چنین سازوکاری، برای پیش‌یابی این بارش‌های مخرب محلی، بررسی ترمودینامیک نیمرخ قائم جو پیش از رخداد این بارش‌ها، ضرورت دارد؛ زیرا شدت و میزان نزول این بارش‌ها بیشتر از خصوصیات پنهان جو ناشی شده که تنها با بازشناسی ترمودینامیک جو می‌توان آن‌ها را آشکار کرد.



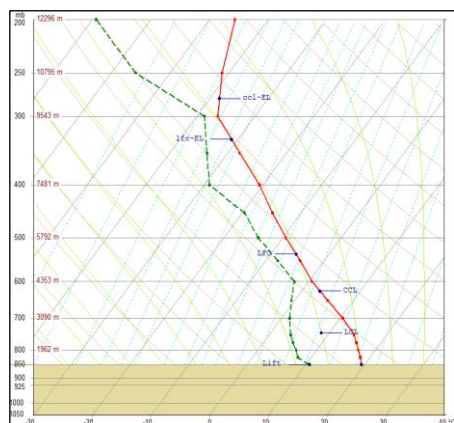
شکل ۳. نمودار اسکیتیو ساعت ۹:۳۰ (۱۳۸۰/۴/۲۹)



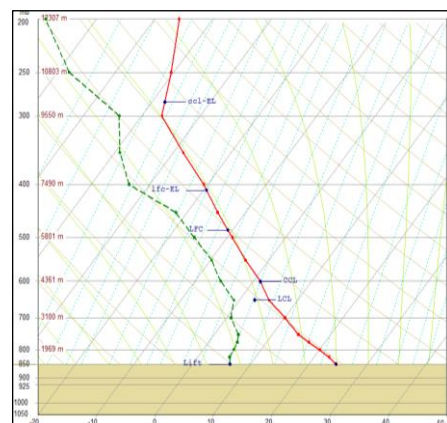
شکل ۲. نمودار اسکیتیو ساعت ۳:۳۰ (۱۳۸۰/۴/۲۹)

در ساعت ۱۵:۳۰ همچنان لایه هوا، از آغاز اشباع نیست (شکل ۴) اما اختلاف بین دمای سطح و دمای همرفتی به ۵ درجه سلسیوس کاهش یافته است (جدول ۵)؛ همچنین تمامی شاخص‌ها شرایط بحرانی را نشان می‌دهند. شاخص‌های برادبری و جفرسون به ترتیب به مقدار ۰/۱۲ و ۳۳ گویای وقوع بارش رگباری و رخداد تندر هستند؛ همچنین شاخص مجموع، مرز بحرانی را برای حرکات همرفتی به درستی نشان می‌دهد.

اگرچه دمای پتانسیل خشک همچنان با افزایش ارتفاع از سطح ایستگاه مبین غلب پایداری خشک بر لایه جو است؛ اما دمای پتانسیل تر و دمای پتانسیل معادل از سطح ایستگاه تا تراز ۴۵۰ هکتوپاسکال دارای روند کاهشی شدیدی نسبت به ارتفاع هستند، به طوری که اختلاف دمای این تراز و دمای سطح ایستگاه به ۳۹ درجه سلسیوس می‌رسد که این نشان از شیب تیز دماهای یادشده دارد. به عبارتی منحنی شبه‌بی‌درروی خارج‌شده از ایستگاه تا تراز ۴۵۰ هکتوپاسکال به سمت راست منحنی حالت اشباع کج می‌شود، اما همان‌طور که بیان شد، لایه در آغاز اشباع نیست و شرایط ناپایداری خشک نیز برقرار نیست؛ لذا لایه از همرفت حرارتی مطلق به دور است.



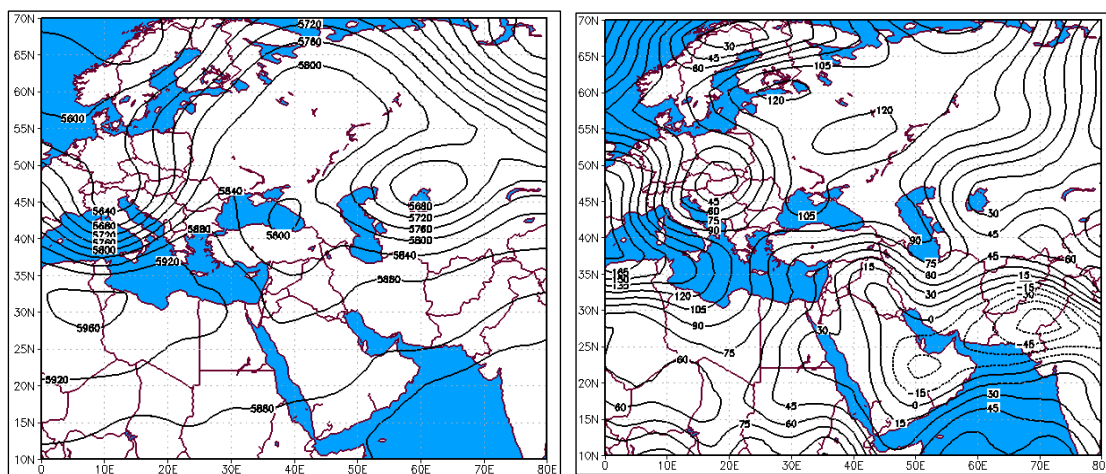
شکل ۵. نمودار اسکیتیو ساعت ۲۱:۳۰ (۱۳۸۰/۴/۲۹)



شکل ۴. نمودار اسکیتیو ساعت ۱۵:۳۰ (۱۳۸۰/۴/۲۹)

بررسی نقشه‌های همدید روز ۲۹ تیرماه ۱۳۸۹ نشان می‌دهد که در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال گرادیان دمایی - فشار شدیدی بر شمال غرب ایران و به‌ویژه منطقه مورد مطالعه حاکم است. به‌طور کلی کشیده‌شدن پشته وارونه‌ای از سامانه پرفشار عرض‌های بالا به شمال غرب ایران و نفوذ تراف وارونه سامانه کم‌فشار مستقر بر جنوب غربی خلیج فارس در راستای عرض‌های شمالی موجب همگرایی توده‌هواهای متفاوت این دو سامانه در شمال غرب کشور شده است (شکل ۶). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز محور تراف موج کوتاه غربی در غرب عراق قرار دارد. این تراف بخشی از یک سامانه بلوکینگ گسترده بوده که حاصل کشیده‌شدن زبانه کم‌ارتفاع بریده مستقر بر روی شرق دریاچه خزر است. ارزیابی هم‌ارتفاع‌های ژئوپتانسیل این تراز ارتفاعی نشان از گرادیان و دامنه بسیار ضعیف هم‌ارتفاع‌ها بر فراز منطقه مورد مطالعه دارد. چنین آرایشی از هم‌ارتفاع‌ها مبین این است که سامانه دینامیکی تراز بالا از قدرت کافی برای ایجاد ناپایداری جو برخوردار نیست (شکل ۷).

به‌طور کلی، شرایط ترمودینامیکی خاص لایه‌های جو (اختلاف سطح تراکم لایه‌ها نسبت به هم) صعود جمعی و موضعی، یا به‌عبارتی ناپایداری بالقوه به‌حالت بالفعل درآمده که موجب ریزش بارش مخرب شده است؛ از سویی با توجه به شکل ۵ می‌توان بیان داشت که افزون بر صعود جمعی، ناپایداری شرطی نیز در میزان همرفت دخیل بوده است، در این صورت ترکیب همرفت شرطی، همرفت پتانسیل و پدیده دینامیکی باعث رخداد چنین بارش مخربی شده‌اند که البته سهم همرفت پتانسیل وزین تر از دو پدیده دیگر است.



شکل ۶. نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۱۵:۳۰ به وقت محلی (۱۳۸۹/۴/۲۹)

نتایج حاصل از بررسی ترمودینامیک نیمرخ قائم جو نشان داد که پیش و هم‌زمان با شروع رگبار شدید ۲۹ تیرماه ۱۳۸۹، نیمرخ قائم جو از خصوصیت دمایی - رطوبتی منحصربه‌فردی برخوردار شده که با قرارگیری سامانه دینامیکی (نسبتاً ضعیف) بر فراز این شهرستان، ناپایداری شدیدی در جو پدید می‌آید. از منظر ترمودینامیک، این ناپایداری شدید مربوط به شرایط ترمودینامیکی خاص لایه‌های جو بوده که در آن‌ها دمای پتانسیل تر و دمای پتانسیل معادل با افزایش ارتفاع کاهش پیدا می‌کنند؛ یعنی اینکه جو از لحاظ دمایی - رطوبتی، لایه‌بندی شده است. چنین وضعیتی در ادبیات هواشناسی و آب‌وهواشناسی، همرفت پنهان و یا خودهمرفت نام‌گذاری شده است. رحیمی و همکاران (۱۳۹۱) و (۱۳۹۲)، جهانبخش و همکاران (۱۳۹۴) و کرمپور و همکاران (۱۳۹۵) نیز با مطالعه شرایط جو در هنگام رخداد بارش‌های سنگین و طوفان‌های تندری و ارزیابی و محاسبه شاخص‌های فیزیکی - ترمودینامیک در غرب، شمال غرب ایران مشخص کرده‌اند که پیش از رخداد بارش‌های بسیار شدید، جو از

خصوصیت خودهمرفتی یا همرفت پنهان برخوردار بوده است. ایشان نیز در مطالعه خود بر نقش شاخص جفرسون و برادبری در تشخیص چنین ناپایداری پنهانی در جو اذعان داشته‌اند. از سویی در این مطالعه به سبب ارتفاع بالای شهرستان مشکین شهر، در شاخص جفرسون و بردباری به جای دمای پتانسیل تر تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد که این تعدیل صورت گرفته در شاخص‌های یادشده منجر به افزایش دقت این شاخص‌ها شد. رحیمی و همکاران (۱۳۹۲) نیز برای افزایش دقت این شاخص‌ها، به چنین واسنجی‌های محلی برای آن‌ها اشاره داشته‌اند.

نتیجه‌گیری

با شبیه‌سازی نمودارهای ترمودینامیک و محاسبه شاخص‌های مبین ناپایداری شرطی و ناپایداری پتانسیل با پایش‌های زمانی شش‌ساعته برای روز ۱۳۸۰/۴/۲۹ مشخص شد که از ساعت ۳:۳۰ بامداد تا ۲۱:۳۰ شب همان روز مقادیر شاخص‌های به کار گرفته شده روند سهمی‌واری را طی می‌کنند. به طوری که در ساعت ۱۵:۳۰ که نقطه اوج سهمی و مقارن با شروع بارش است، شاخص‌ها به بیشترین مقدار خود دست می‌یابند؛ بنابراین از ساعت ۳:۳۰ تا ۱۵:۳۰ پتانسیل رخداد بارش رگباری سیر افزایشی را می‌پیماید.

ردیابی روند دمای پتانسیل خشک نسبت به ارتفاع مشخص نمود که در هیچ‌یک از ساعات پایشی، ناپایداری خشک یا مطلق وجود نداشته است؛ اما پایش دو دمای پتانسیل تر و معادل، نشان داد که از ساعت ۳:۳۰ بامداد یک ناپایداری پتانسیلی در جو شکل گرفته بود. به طوری که این ناپایداری در ساعات بعدی، از لحاظ شدت و عمق گسترش، شدیدتر شده بود. در این رابطه شاخص‌های مبین این ناپایداری نیز هم‌زمان، افزایش شدت و شیب چنین ناپایداری را نشان می‌دادند. به طور کلی با در نظر گیری دماهای پتانسیل خشک، تر، هم‌ارز و شاخص‌های مبین ناپایداری موضعی و پتانسیل و همچنین نقشه‌های هم‌دید می‌توان بیان کرد که به دلیل چینه‌بندی متفاوت لایه‌های جو، ناپایداری پنهانی یا پتانسیلی در جو شکل گرفته بود که با تحریک سامانه دینامیکی نه‌چندان قوی، این ناپایداری به صورت بالفعل درآمده و باعث وقوع بارش شدید شده بود.

در نهایت باید اذعان داشت که با توجه به ماهیت چنین بارش‌هایی، ردیابی دماهای پتانسیل تر و معادل و همچنین محاسبه شاخص‌های بردابری و جفرسون می‌تواند معیارهای بهینه برای تشخیص و پیش‌یابی چنین رویکردی در جو باشند. با وجود این، چون مطالعه حاضر بر اساس داده‌های شبکه‌ای انجام شده است و چنین داده‌هایی با فاصله زمانی قابل برداشت هستند؛ لذا برای پیش‌یابی این بارش‌ها باید مناطق مستعد وقوع آن‌ها در کشور مانند شمال غرب، شمال و... شناسایی شوند و اقدام به احداث ایستگاه‌های رادیوگمانه به طور گسترده در این مناطق کرد تا بتوان گامی در راستای کاهش خسارات وارده بر مردم برداشت.

منابع

ایران نژاد، پروین؛ احمدی گیوی، فرهنگ؛ پازوکی، روزبه (۱۳۸۸) نقش روش‌های متفاوت پارامترسازی همرفت در شبیه‌سازی میدان‌های دما و بارش زمستانی با مدل منطقه‌ای - اقلیمی RegCM در منطقه ایران، *نشریه فیزیک زمین و فضا*، (۱)، صص. ۱۲۰-۱۰۱.

بایرز، رُبرت هاریس (۱۳۷۰) *هواشناسی عمومی*، ترجمه تاج‌الدین بنی‌هاشم، بهروز حاجبی، علیرضا بهروزیان، انتشارات مرکز نشر، تهران.

پورایمان، قاسم (۱۳۸۰) *مشکین شهر نگین سبز آذربایجان*، چاپ اول، انتشارات مشیری، تهران.

تاج‌بخش، سحر؛ غفاریان، پروین؛ میرزایی، ابراهیم (۱۳۸۸) روشی برای پیش‌بینی رخداد طوفان‌های تندری با طرح دو بررسی

- موردی، نشریه فیزیک زمین و فضا، (۴)، صص. ۱۶۶-۱۴۷.
- جهانبخش، سعید؛ میرهاشمی، حمید؛ تدینی، معصومه (۱۳۹۴) تحلیل همدید - ترمودینامیک بارش‌های ابرسنگین شمال غرب ایران (استان آذربایجان شرقی)، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۱۹ (۵۱)، صص. ۱۰۷-۱۲۵.
- رحیمی، داریوش؛ میرهاشمی، حمید؛ رحیمی، یونس (۱۳۹۲) تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب‌های لحظه‌ای مناطق کوهستانی (حوضه بهشت‌آباد)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۲۸ (۳)، صص. ۱۴۴-۱۳۱.
- رحیمی، داریوش؛ میرهاشمی، حمید؛ عابدی، فاطمه (۱۳۹۱) تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب‌های لحظه‌ای مناطق خشک (حوضه زاینده‌رود)، علوم و مهندسی آبیاری، ۳۵ (۳)، صص. ۶۸-۵۹.
- روش، تربیله (۱۳۸۰) هواشناسی عمومی، ترجمه جمشید شاهرخی، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی، تهران.
- قائمی، هوشنگ (۱۳۸۶) هواشناسی عمومی، انتشارات سمت، تهران.
- کریمپور، مصطفی؛ زارعی چغابلیکی، زهرا؛ میرهاشمی، اکرم؛ رستمی فتح‌آبادی، محمد (۱۳۹۵) تحلیل همدید ترمودینامیک مخاطره سیلاب‌های لحظه‌ای ناشی از بارش‌های رگباری مناطق کوهستانی (حوضه قره‌سو)، دانش مخاطرات، ۳ (۱)، صص. ۷۵-۹۰.
- لشکری، حسن (۱۳۹۰) اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- مارتین، جاناتان (۱۳۸۹) دینامیک جو در عرض میانه، ترجمه ابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت، تهران.
- موسوی بایگی، سید محمد؛ اشرف، بتول (۱۳۸۹) بررسی و مطالعه نمایه قائم جو هوای منجر به بارندگی‌های مخرب تابستانه (مطالعه موردی: مشهد)، نشریه آب‌و‌خاک، ۲۴ (۵)، صص. ۱۰۴۸-۱۰۳۶.
- Cotton, W. R., Anthes, R. A. (1989) **Storm and cloud dynamics**: Academic Press, San Diego, CA, USA.
- Craig, K. J. (2002) **MM5 Simulations of Urban induced Convective precipitation over Atlanta**, GA, Master Thesis, San Jose State University.
- Liping, L., Zheng, R., Danyu, Q. (2005) Case studies on mesoscale structures of heavy rainfall system in the Yangtze river generated by Meiyu front. Science in China Ser, **Science in China Series D Earth Sciences**, 48 (8), pp. 1303-1311.
- Sly, W. K. A. (1996) convectiv index as an indicator cumulonimbus, **Developmentjournal of Applied Meteorology**, 5, pp. 839-849.
- Villanueva, R.V., Borga, M., Zoccatelli, D., Marchi, L., Gaume, E., Ehret, U. (2012) Extreme flood response to short-duration convective rainfall in South-West Germany, **Hydrol. Earth Syst Sci**, 16. pp. 1543-1559.
- Youhong, S. (2004) Comparison of heavy rainfall mechanisms in Korea and the central US, **The Meteorology Society of Japan**, 82, pp. 1469-1479.