

تأثیر سامانه‌های سینوپتیکی بزرگ مقیاس بر وقوع فراگیر توفان‌تندری غرب و شمال‌غرب ایران

فاطمه طاهری^۱، جعفر معصوم پور سماکوش^{۲*}، سمیرا کوشکی^۳، ماتیوز تازارک^۴

۱- کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

۲- دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

۳- دانش‌آموخته دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

۴- گروه هواشناسی و اقلیم‌شناسی، موسسه جغرافیای طبیعی و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه آدام میکویویچ، پوزنان، لهستان

چکیده

پژوهش حاضر به منظور شناسایی تأثیر گردش جوی بر وقوع توفان‌های تندری در غرب ایران انجام گرفته است. بدین منظور از داده‌های روزانه ۱۲ ایستگاه همدید (در قالب داده‌های هوای حاضر)، و داده‌های شبکه‌ای پایگاه داده‌های مرکز ملی پژوهش‌های جوی و مرکز پیش‌بینی میان-مدت اروپا، طی دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۸۶ استفاده شده است. ابتدا کدهای مربوط به توفان‌تندری شامل کدهای ۲۹، ۹۵، ۹۶، ۹۷، ۹۹ دسته‌بندی شده، و از شرط توفان‌تندری با پوشش ۵۰ درصدی پهنه مورد نظر برای استخراج داده‌ها استفاده گردید، که در نهایت، ۲۷ روز مشخص، و با استفاده از روش خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی وارد خوشه‌بندی شدند. سپس داده‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل و دمای هوا جهت ترسیم نقشه‌های ترکیبی در سطوح ۱۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه‌های NCEP-NCAR و ECMWF اخذ گردید. برای ترسیم و تحلیل نقشه‌های مورد نیاز نیز از نرم‌افزارهای گرس، سورفر و های‌اسپلیت استفاده شده است. بررسی چرخه ماهانه، فصلی و سالانه وقوع توفان‌تندری نشان داد که بیشینه وقوع توفان‌تندری در ماه می و فصل بهار است و همچنین سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۱۰ با ۴ رخداد، بیشترین فراوانی وقوع فراگیر توفان‌تندری را داشته‌اند. ۲۴ روز از ۲۷ روز فراگیر (۸۹ درصد) توفان‌تندری در غرب و شمال‌غرب ایران، مربوط به ماه‌های گرم سال (آوریل تا سپتامبر) می‌باشد. از نظر موقعیت مکانی، استان‌های واقع در غرب منطقه مورد مطالعه شامل استان‌های آذربایجان غربی و کردستان مجموعاً با ۴۹ مورد بیشترین توفان‌تندری را تجربه کرده‌اند و استان لرستان که در جنوب این منطقه واقع شده است با ۸ مورد کمترین وقوع فراگیر توفان‌تندری را داشته است. نتایج خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی نشان داد که وقوع توفان‌های تندری، تحت تأثیر سه الگوی جوی سیستم‌های مانع، پدیده سردچال و موج‌های کوتاه بادهای غربی شکل می‌گیرند، که در این بین، پدیده سردچال با ۱۴ مورد، اصلی‌ترین الگو در وقوع توفان‌های تندری غرب و شمال‌غرب ایران است. تحلیل نقشه‌های دما در سطوح ۱۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که وقوع توفان‌های تندری در منطقه مورد مطالعه با ناهنجارهای منفی دمایی همراه است و انطباق همزمان کم‌فشار سطحی و واگرایی بالایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در غرب و شمال‌غرب ایران سبب تشدید شرایط صعود هوا و ناپایداری جوی و در نهایت توفان‌تندری می‌شود. همچنین مسیریابی توده‌های هوای مؤثر بر توفان‌های تندری نشان داد منشأ این الگوهای جوی، سامانه مدیترانه، سودانی و سامانه‌های ادغامی هستند.

کلید واژه‌ها: توفان‌تندری، غرب و شمال‌غرب ایران، سردچال جوی، ناهنجاری‌های دمایی.

مقدمه

کار صعود برای تحریک فعالیت‌های همرفتی است (رسولی و جوان، ۱۳۹۰). این توفان‌ها در صورت دسترسی به منابع رطوبت کافی، می‌توانند سبب بارش سنگین و سیل، و در صورت دسترسی نداشتن به رطوبت منجر به توفان گردوغبار شوند و دید را حتی به کمتر از ۵۰ متر برسانند (درگاهیان، ۱۳۹۵).

توفان تندری در شرق آفریقای مرکزی، آرژانتین، مرکز ایالات متحده آمریکا، پاکستان، چین شرقی و سواحل شرقی استرالیا، بیشترین فراوانی را دارد (سیسل^۴ و همکاران، ۲۰۱۵). شرایط مساعد برای وقوع توفان‌های تندری در اروپا از ماه سپتامبر تا آوریل است که تحت تأثیر نوسانات کمربند همگرایی بین حاره‌ای (مولینی^۵ و پونتیکیس، ۱۹۹۵)، ناهنجاری منفی فشار سطح دریای اسکانندیناوی (کاتارزینا، ۲۰۱۳)، ویژگی‌های توپوگرافی (گالاناک^۶ و همکاران، ۲۰۱۸)، و ناپایداری حرارتی و کثرفشاری جبهه (میلیکیس^۷ و همکاران، ۲۰۰۸) می‌باشند و برای پیش‌بینی احتمالی وقوع آن‌ها از میدان‌های ترمودینامیکی می‌توان استفاده کرد (ناتسنووا و بوگائچف، ۲۰۲۰). این توفان‌ها اکثراً بر روی اروپای جنوبی و اروپای غربی اتفاق می‌افتد و چرخه سالانه آن در ماه سپتامبر به نقطه اوج خود می‌رسد (تازارک^۸ و همکاران، ۲۰۱۸).

در اسپانیا، توفان تگرگ با ناپایداری ایستا و مقادیر بالای شار رطوبتی در سطوح پایین همراه بوده و مقدار دما در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بیشتر از ۲۰ درجه سانتیگراد و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بین ۱۰- تا ۲۰- متغیر است. اما رایج‌ترین الگوی شناسایی شده با پشته گرمایی در سطوح میانی جو و کم‌فشارها در سطوح پایین مطابقت دارد. همچنین در تمامی موارد مطالعه شده، وقوع تگرگ با مقادیر بالای آب قابل بارش شناسایی شد و چینش باد توفان نیز متوسط یا شدید بود (داولا^۹ و همکاران، ۲۰۲۱). در شمال شرقی بنگلادش، حداکثر مقادیر نسبت اختلاط آب‌ابر و آب‌بخ در جایی است که باران سیل‌آسا اتفاق می‌افتد و توفان تندری متوسط تا شدیدی در تروپوسفر رخ می‌دهد (کارماکار و کامارداس^{۱۰}،

توفان‌های تندری سامانه‌های آب‌وهوایی محلی و متوسط مقیاسی هستند که در یک منطقه محدود ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر شکل گرفته و به ارتفاع ابرهای جوششی بستگی دارند. آن‌ها با ابرهای رگباری همراهند و نشان‌دهنده حد بالای توسعه شرایط همرفتی در هوای مرطوب‌اند. اهمیت بارش‌های ایجاد شده توسط توفان تندری در این است که تا حد بسیار زیادی شدید و سیل‌آسا بوده و با ایجاد سیل سبب از دست رفتن آب باران و هدر رفت رواناب می‌شوند (آدلکان^۱، ۱۹۹۸)، که علاوه بر آذرخش و بادهای شدید، اغلب با بارش‌های شدید نیز همراه هستند، اگرچه آن‌ها گاهی فاقد هرگونه بارندگی نیز هستند (بری و مک کیم، ۲۰۱۴).

موقعیت فلات ایران در عرض‌های جغرافیایی میانی، باعث ورود سامانه‌های برون‌حاره، جنب‌حاره و حاره‌ای در زمان‌های خاصی می‌شود. ورود برخی از این سامانه‌ها، فراوانی رخداد توفان‌های تندری را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد (خالصی، ۱۳۹۳). همچنین به دلیل تغییر دمای سطح زمین در طول شبانه روز، فراوانی رخداد این پدیده نیز به شدت تحت تأثیر قرار می‌گیرد. این توفان‌ها هر روز ۵۰۰۰۰ بار در سراسر جهان رخ داده و سالانه عددی حدود ۱۸۰۰۰۰۰۰ را به خود اختصاص می‌دهند (آرنس^۲، ۲۰۱۵). وقوع توفان‌های تندری جزئی از ماهیت اقلیم کشور ما است که هر ساله در مناطق مختلف خسارات جانی و مالی زیادی را به همراه دارد.

توفان‌های تندری افزون بر جنبه‌های منفی و زیان‌بار، منبع مهمی در تأمین آب کشاورزی و آب پشت سدها نیز می‌باشند و علاوه بر آن باعث گردش آب در طبیعت، ترازمندی انرژی گرمایی زمین، و برقراری انرژی الکتریکی بین هواسپهر و زمین می‌شوند (چانگنون^۳، ۲۰۰۱). توفان تندری با توجه به خصوصیات ترمودینامیکی به وجود آورنده آن، همراهی با باد شدید، باران رگباری، برف، تگرگ و رعد و برق، خسارت زیادی برای مزارع، مراتع، جنگل‌ها و... به بار می‌آورد.

شرایط اولیه تشکیل توفان تندری، وجود رطوبت زیاد، دمای بالا، اتمسفر ناپایدار، ساختار مناسب بادهای فوقانی و سازو-

2- Cecil et al

4- Molinié & Pontikis

7- Galanaki et al

5- Michaelides et all

3- Taszarek et al

9-Davila

10- Karmakar & Kumar Das

1- Adelekan

2- Ahrens

3 - Changnon

ایران و تبریز به حساب می‌آید که هر ساله باعث آسیب‌های فراوان اقتصادی-اجتماعی و زیست‌محیطی به کشاورزان و دامداران می‌شوند (خوشحال و قویدل، ۱۳۸۶) و بیشترین فراوانی را نیز در فصل بهار و ماه می دارند (صلاحی، ۱۳۸۹؛ خوشحال و قویدل، ۱۳۸۶، کوشکی، ۱۳۹۷). دلیل عمده وقوع توفان تندر در مناطق مختلف ایران، سامانه کم‌فشار سودانی-پرفشار سبیری، کم‌فشار قطبی-پرفشار سبیری و کم‌فشار مستقر بر روی سبیری-اسکاندیناوی (کمریان، ۱۳۹۳)، کم‌فشار ایران مرکزی- پرفشار اروپایی، کم‌فشار مدیترانه- پرفشار سبیری، کم‌فشار غرب ایران- پرفشار مدیترانه و کم‌فشار عراق-پرفشار سبیری (قادری، ۱۳۹۶)، افزایش انرژی تابش خورشیدی همراه با رطوبت و سیستم‌های ترمودینامیکی انتقالی از غرب و جنوب غرب کشور (لشکری و کیخسروی، ۱۳۸۹)، نفوذ چرخندهای کم- ارتفاع با منشأ دریای مدیترانه و دریای سیاه (محمدی و همکاران، ۱۳۹۱)، استقرار کم‌فشار و قرارگیری منطقه در جلوی فرود بادهای غربی است که بیشترین رطوبت را از دریای مدیترانه کسب کرده‌اند (بهرامی، ۱۳۹۲). سامانه‌های سودانی به دلیل برخورداری از پتانسیل و دریافت رطوبت فراوان از دریای عمان و دریای سرخ (لشکری و همکاران، ۱۳۹۵) و همچنین در سواحل جنوبی ایران، نفوذ بادهای غربی تا جنوب عربستان و قرارگیری ناحیه واگرایی و منطقه فرارفت تاوایی مثبت بر روی این منطقه (معصوم‌پور سماکوش و همکاران، ۱۳۹۵) سبب تقویت وقوع توفان تندر می‌شود.

غرب و شمال‌غرب ایران از جمله مناطقی هستند که وقوع توفان تندر شدید در آن‌ها به همراه بارش سنگین بسامد بالایی دارد. بیشتر کارهایی که تاکنون انجام گرفته بیشتر بر روی شرایط ترمودینامیکی و بررسی و تحلیل عوامل اقلیم محلی در توفان‌های تندر و همچنین عوامل و شرایط همدید توفان‌های تندر در سامانه‌های فراگیر تأکید داشته‌اند. این مطالعه سعی دارد که نوع توده‌های هوا، عوامل دینامیکی و سیستم‌های همدید مؤثر بر وقوع توفان تندر و فراگیر غرب و شمال‌غرب ایران را شناسایی، طبقه‌بندی و رهگیری نماید تا بتوان اطلاعات مناسبی را از وضعیت این

توفان‌های تندر شدید در کلکته قبل از شروع فصل موسمی (آوریل تا می) به وقوع می‌پیوندند (چادهوری، ۲۰۰۸). در سراسر استرالیا، انسو تأثیر مهمی بر توزیع فضایی محیط‌های توفان تندر شدید دارد (آلن و کارولی، ۲۰۱۴) که وقوع آن‌ها در حال افزایش است (آلن^۱ و همکاران، ۲۰۱۱).

در سرتاسر دنیا مطالعات مختلفی رابطه بین فعالیت‌های همرفتی و الگوهای سینوپتیک را آشکار ساختند. آنالیز داده‌های مشاهداتی تگرگ در یک دوره ۱۲ ساله (۲۰۰۲-۲۰۱۳) در سوئد نشان داد که رخداد آن با وجود جبهه سرد در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال مرتبط است (چم و همکاران، ۲۰۱۶). با استفاده از متغیرهای متوسط فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰، الگوهای سینوپتیک منتج به رخداد تگرگ دسته‌بندی و طبقه‌بندی شدند (والپر و جیمز، ۲۰۱۴: ملکون و همکاران، ۲۰۱۷). همچنین از روش‌های مختلف آماری برای تحلیل و طبقه‌بندی فراوان‌ترین الگوهای اتمسفری که منجر به رخداد توفان‌های تندر در زمان و مکان‌های مختلف می‌شود، در برخی مطالعات استفاده شده است (آرن و همکاران، ۲۰۱۱: داولا و همکاران، ۲۰۲۱). در ایران نیز مطالعاتی زیادی از نظر همدیدی، دینامیکی و آماری بر روی پدیده توفان تندر انجام شده‌است. رخداد توفان- تندر در ایران ابتدا وابسته به فصل اقلیمی هر منطقه است و عوامل محلی همچون همرفت می‌توانند به عنوان عوامل ثانویه در رخدادهای توفان‌های تندر مؤثر باشند (معصوم-پور سماکوش و فجاد، ۱۳۹۴)، که روند آن‌ها در حال افزایش بوده و بیشترین فراوانی رخداد مربوط به ماه می و ساعت ۲۱:۳۰ است (مجرد و همکاران، ۱۳۹۶).

وقوع روزانه توفان تندر در ایران فراوانی آنچنانی ندارد و میانگین سالانه آن به ده روز هم نمی‌رسد ولی مناطق شمال‌غرب با میانگین ۵۰ روز و بیشتر، اولین قلمرو وقوع توفان تندر است (خزایی و همکاران، ۱۳۹۳)، که پراکنش مکانی بارش‌های آن از غرب به شرق و از جنوب غرب به شمال شرق کاهش می‌یابد (جلالی و جهانی، ۱۳۸۷). از این رو، توفان‌های تندر بخشی از ماهیت اقلیمی شمال‌غرب

- 1 - Allen
- 2 - Schemm
- 3- Wapler & James
- 4 - Melcon

دومین دسته داده‌ها، داده‌های شبکه‌ای مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/علوم جوی آمریکا با تفکیک مکانی $2/5^*2/5$ درجه و مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا، با تفکیک مکانی 1^*1 درجه هستند. متغیرهای مورد استفاده شامل داده‌های فشار سطح دریا (SLP)، ارتفاع ژئوپتانسیل (hpa) و دمای هوا برای ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در مقیاس روزانه است.

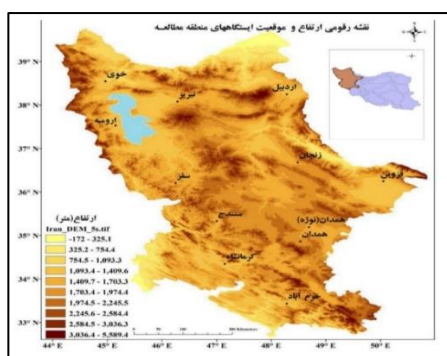
پدیده جهت پیش‌بینی و پیش‌آگاهی، کاهش خسارات، مدیریت بحران و افزایش سطح بهره‌وری از منابع آبی ارائه داد.

مواد و روش‌ها

به منظور شناسایی الگوهای هم‌دید مؤثر بر وقوع توفان تندری غرب و شمال غرب ایران، دو دسته داده شامل داده‌های سازمان هواشناسی و داده‌های شبکه‌بندی شده بازتحلیل (مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/علوم جوی آمریکا^۱ و مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا^۲) مورد استفاده قرار گرفت. از داده‌های هواشناسی ۱۲ ایستگاه منطقه مورد مطالعه (شکل ۱) که دارای پراکنش مکانی مناسبی بودند طی یک دوره آماری ۲۹ ساله (۱۹۸۶-۲۰۱۴) استفاده شده است.

¹⁻ <https://www.ready.noaa.gov/archives.php>

²⁻ European Center for Medium-Range Weather Forecasts



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب در گستره منطقه مورد مطالعه

استفاده از نرم‌افزار اکسل استخراج گردید. فراوانی توفان تندی فراگیر برای هر ماه محاسبه شد تا اطلاعات بیشتری در مورد مشخصه‌های زمانی و مکانی این پدیده در هر ایستگاه نمایان گردد.

برای شناسایی پدیده توفان تندی همراه با باران در شدت‌های متفاوت، از داده‌های وضعیت هوای حاضر (WW) در ۵ کد استفاده شد (جدول ۱). سپس روزهای رخداد توفان تندی که به صورت فراگیر در نیمی از ایستگاه‌های مورد مطالعه و یا بیشتر از آن ثبت شده‌اند، با

جدول ۱- کدهای سینوپتیکی مرتبط با توفان تندی در این پژوهش

کد	شرح پدیده
WW=۲۹	رعد و برق با بارندگی یا بدون بارندگی طی ساعت گذشته
WW=۹۵	رعد و برق ملایم یا متوسط توأم با باران یا برف و یا مخلوط برف و باران در وقت دیدبانی (بدون تگرگ)
WW=۹۶	رعد و برق ملایم یا متوسط توأم با تگرگ در وقت دیدبانی
WW=۹۷	رعد و برق شدید توأم با باران و یا برف و یا مخلوط برف و باران در وقت دیدبانی (بدون تگرگ)
WW=۹۹	رعد و برق شدید توأم با تگرگ در وقت دیدبانی

همزمان از داده‌های چند سطح، صحت و کیفیت تجزیه و تحلیل را ارتقاء می‌بخشد. بنابراین، تمام نقشه‌ها با نقشه‌های ناهنجاری مقایسه شد، چرا که این موضوع، تفاوت بین مقادیر حاکم در زمان وقوع پدیده مورد مطالعه و مقادیر متوسط را نمایان می‌سازد و تغییر در موقعیت سیستم‌های فشار و اندازه ناهنجاری‌ها می‌تواند مشاهده شود. بازخوانی و دسته‌بندی داده‌ها به کمک نرم‌افزار گردس انجام، و سپس نقشه‌های میانگین الگوها در ترازهای مورد نظر با استفاده از نرم‌افزار سورفر ترسیم شدند. از مدل نواهای اسپلیت^۲ برای محاسبه مسیریابی ۴۸ ساعته توده‌های هوای مؤثر بر وقوع توفان تندی استفاده شد. ورودی داده‌های هواشناسی برای مسیریابی نیز داده‌های سطح فشاری ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتو

شناسایی الگوهای گردش جوی همراه با توفان- تندی

الگوهای هم‌دید مؤثر بر وقوع توفان‌های تندی، با استفاده از روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی وارد^۱ در نرم‌افزار متلب مشخص و دسته‌بندی شدند. خوشه‌بندی بر اساس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و در مواردی که حداقل در نیمی از ایستگاه‌ها توفان تندی گزارش شده بود انجام گرفت. سپس نتایج گروه‌بندی با استفاده از داده‌های شبکه‌ای مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا، در قالب نقشه‌های ترکیبی فشار سطح دریا و ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال و همچنین ناهنجاری دما در سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه شدند. چرا که وقوع توفان تندی به شدت با شیب درجه حرارت عمودی مرتبط است. علاوه بر این، استفاده

² NOAA HYSPLIT

¹ Ward

پاسکال بازکای NCEP-NCAR با تفکیک مکانی ۲/۵*۲/۵ درجه می‌باشد.

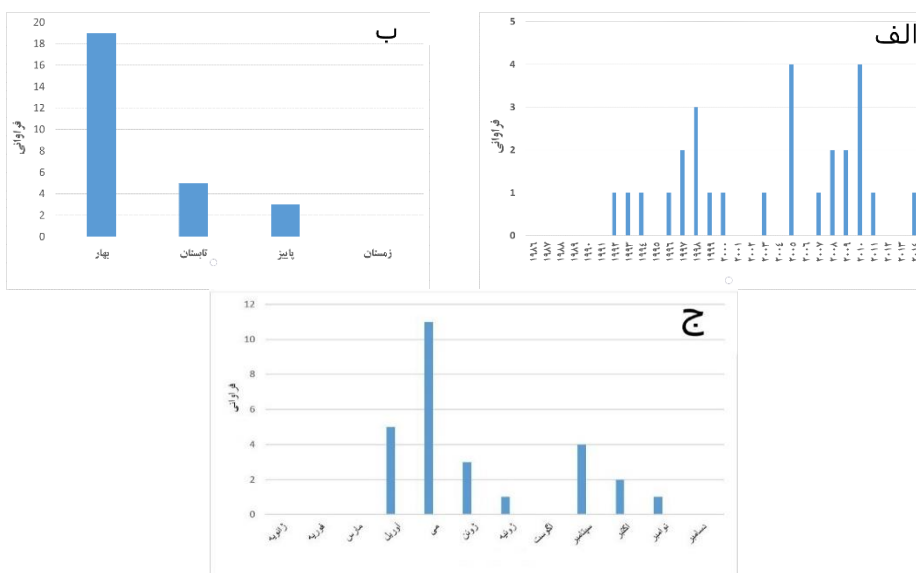
فصلی نیز بیشترین وقوع توفان تندری فراگیر مربوط به فصل بهار (۱۹ روز)، می‌باشد (شکل ۲ ب).

نتایج و بحث

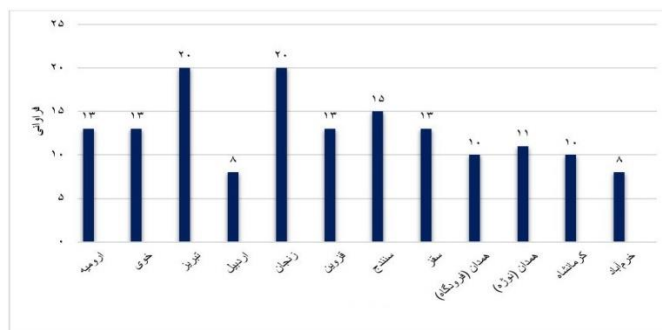
توزیع زمانی- مکانی توفان تندری فراگیر در غرب و شمال غرب ایران

در بررسی آماری ایستگاه‌های مورد مطالعه، در مجموع، ۲۷ روز توفان تندری فراگیر در غرب و شمال غرب ایران شناسایی شد. فراوانی سالانه توفان تندری نشان دهنده این است که بیشترین فراوانی وقوع توفان تندری با ۴ روز مربوط به سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۱۰ می‌باشد که نیمی از ایستگاه‌های مورد مطالعه را فراگرفته است (شکل ۲ الف). در بررسی

توزیع ماهانه (شکل ۲ ج)، نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی وقوع توفان تندری در دوره آماری، مربوط به ماه می (۱۱ درصد) است، و ۲۴ روز از ۲۷ روز توفان تندری فراگیر (۸۹ درصد) در غرب و شمال غرب ایران، به ماه‌های گرم سال (آوریل تا سپتامبر) اختصاص دارد. نتایج توزیع مکانی توفان تندری فراگیر نشان‌دهنده این است که بیشترین فراوانی مربوط به ایستگاه‌های زنجان و تبریز (هر کدام با ۲۰ روز فراگیر)، و کمترین نیز مربوط به ایستگاه خرم‌آباد می‌باشد (شکل ۳).



شکل ۲- توزیع فراوانی سالانه (الف)، فصلی (ب) و ماهانه (ج) وقوع فراگیر توفان تندری در ایستگاه‌های مورد مطالعه (دوره آماری ۱۹۸۶-۲۰۱۴)



شکل ۳- توزیع مکانی فراوانی وقوع توفان تندری فراگیر در ایستگاه‌های مورد مطالعه (دوره آماری ۱۹۸۶-۲۰۱۴)

براساس نقشه‌های میانگین فشار سطح دریا در طول روزهای توفان تندری (شکل ۴ الف)، وقوع توفان‌های

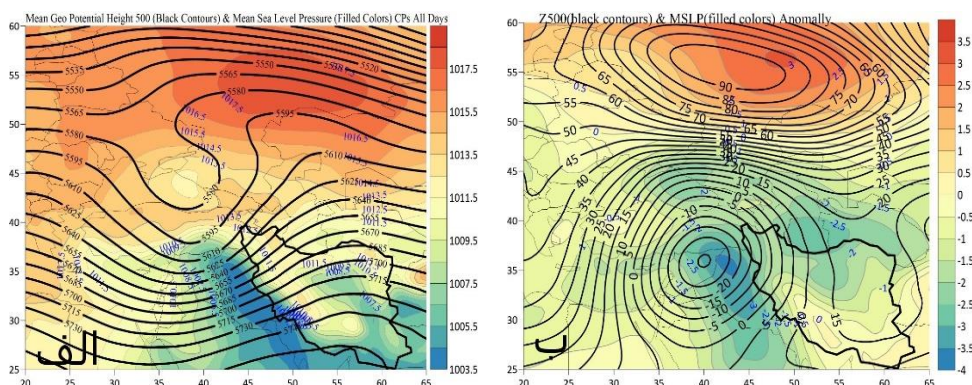
الگوی میانگین تمام روزهای همراه با توفان تندری

(کاتارزینا، ۲۰۱۳). توده هوای گرم با تراکم کمتری نسبت به توده هوای سرد مشخص می‌شود، در عین حال، در توده‌های هوای سرد متراکم، کاهش فشار با ارتفاع بیشتر است. به همین دلیل است که ارتفاع ژئوپتانسیل در توده‌های هوای سرد کمتر از توده‌های گرم است.

بررسی ناهنجاری ارتفاعی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان دهنده کاهش ارتفاع نسبت به میانگین در منطقه است، به نحوی که این مقدار تقریباً ۱۰ ژئوپتانسیل متر در شمال غرب می‌باشد و بیشینه آن بر روی عراق و سوریه (۳۰ ژئوپتانسیل متر) قرار دارد. در صورتیکه دامنه ارتفاعی بین ۵۶۸۵ تا ۵۶۱۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد و به سمت شمال کاهش می‌یابد (شکل ۴ الف و ب).

مرکز فشار سطح دریا نسبت به مرکز ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تغییری نداشته است و این نشان می‌دهد که توزیع سیستم‌های فشار سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال، جریان توده‌های هوا را در تروپوسفر پایینی و میانی جو به غرب و شمال غرب ایران سوق می‌دهند (شکل ۴ الف و ب).

تندری در مناطق غرب و شمال غرب ایران با یک سیستم کم‌فشار در سراسر منطقه و مقادیر بین ۱۰۰۷ تا ۱۰۱۱ هکتوپاسکال همراه است. این سیستم سیکلونی همراه با یک سیستم کم‌فشار دیگر بر روی عراق، فرود کم عمقی را در منطقه ایجاد کرده است (شکل ۴ الف) و مطابق نقشه ناهنجاری دمایی و فشار (شکل ۴ ب)، وقوع توفان‌تندری در منطقه، تحت ناهنجاری‌های منفی فشار سطح دریا امکان پذیر است. مرکز این ناهنجاری‌ها بر روی شمال عراق به ۴ هکتوپاسکال و همچنین شمال غرب ایران به ۲ تا ۲/۵ هکتوپاسکال می‌رسد. وجود یک پرفشار در شمال روسیه (با فشار مرکزی حدود ۱۰۱۸ هکتوپاسکال)، سبب شکل‌گیری پشته‌ای قوی شده است، که این منجر به جریان شدید توده‌های هوا از شمال اروپا به غرب و شمال غرب ایران می‌شود. گردش جوی ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال این موضوع را تکمیل می‌کند (شکل ۴ الف، خطوط ممتد)، که نشانگر سوق دادن هوای سرد به منطقه است. این امر به دلیل خصوصیات فیزیکی توده‌های هوا، به ویژه رابطه بین دما و چگالی هوا و در نتیجه تغییر فشار با ارتفاع در شرایط مختلف حرارتی امکان پذیر است



شکل ۴- نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف) و ناهنجاری‌های فشار و

ارتفاع دو سطح مذکور (ب)، برای تمام روزهای همراه با توفان‌تندری

میانی (سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) مشاهده می‌شود و ناهنجاری‌های دما بزرگتر بوده، بطوریکه ناهنجاری دمایی در سراسر منطقه بین ۰/۵- تا ۲/۵- درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد (شکل ۵ ج و د). در واقع، این ناهنجاری دمایی در هر دو سطح (البته اندکی بزرگتر در سطح ۵۰۰ هکتو

در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، دما به سمت شمال غرب کاهش یافته و علاوه بر این، نقشه ناهنجاری‌های دما در این سطح نشان داد که سراسر منطقه مورد مطالعه، کاهش دما نسبت به میانگین را تجربه کرده‌اند (۰/۵-)، اما این شرایط در منتهی الیه شمال غرب ایران (۱- درجه سانتی‌گراد) کمی متفاوت‌تر است (شکل ۵ الف و ب). شرایط مشابهی نیز در تروپوسفر

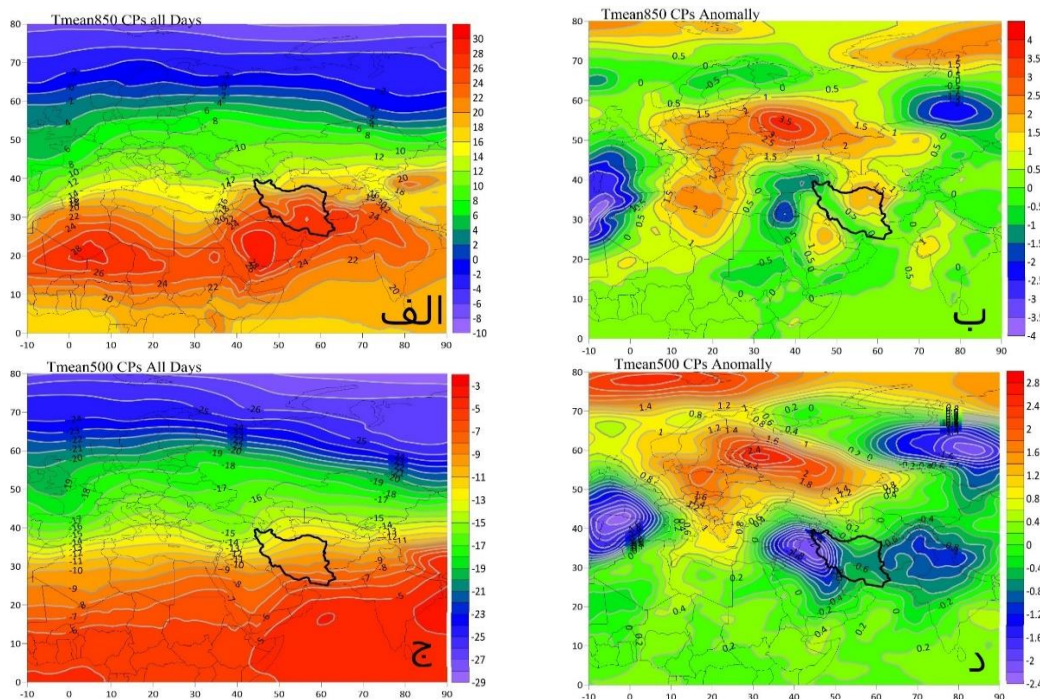
پاسکال)، نفوذ توده‌های هوای سرد شمالی را به منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

دمای میانگین تمامی ۲۷ روز شناسایی شده، از ۱۱- درجه سانتی گراد تا ۱۵- درجه سانتی‌گراد در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵ ج)، و از ۲۲ تا ۱۲ درجه سانتی‌گراد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۵ الف) از جنوب به شمال منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. از این رو، وقوع توفان‌های تندری در غرب و شمال غرب ایران، نه تنها با ناهنجاری‌های فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل (۵۰۰ هکتوپاسکال)، بلکه با ناهنجاری‌های منفی دما در هر دو سطح نیز همراه می‌باشد.

الگوهای گردش جوی همراه با توفان تندری فراگیر در

غرب و شمال غرب ایران

۲۷ روز وقوع فراگیر توفان تندری بواسطه روش سلسله مراتبی وارد، از نظر ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خوشه بندی شدند. در نهایت سه الگو شناسایی شد (جدول ۲)، که ۱۰ روز از توفان‌های تندری فراگیر با سیستم‌های مانع، ۱۳ روز با سردچال‌های جوی، و ۴ روز دیگر با موج‌های کوتاه بادهای غربی ارتباط مستقیم دارند.



شکل ۵- نقشه دمای سطح ۸۵۰ (الف) و ۵۰۰ هکتوپاسکال (ج) و ناهنجاری‌های دمایی سطح ۸۵۰ (ب) و ۵۰۰ هکتوپاسکال (د).

برای تمام روزهای همراه با توفان تندری

جدول ۲- مشخصات الگوهای جوی شناسایی شده از خوشه‌بندی سلسله مراتبی

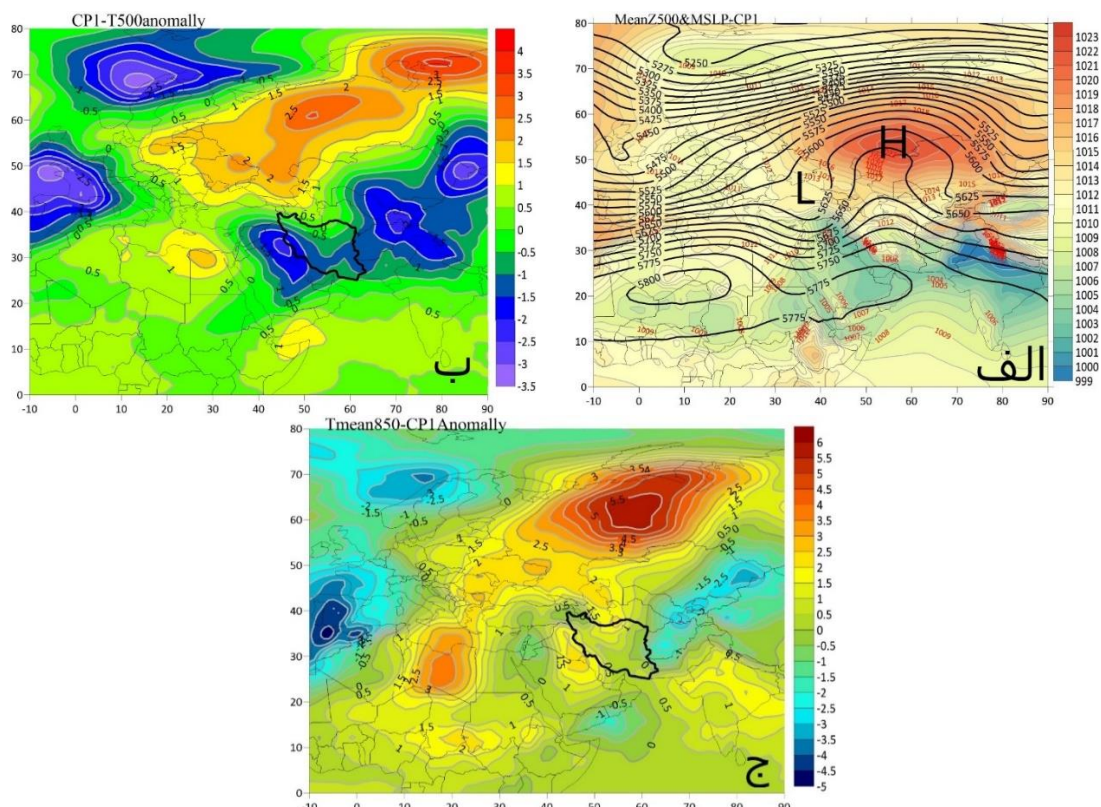
تیپ‌های اصلی	الگوهای جوی شناسایی شده	فراوانی مطلق	درصد فراوانی	میانگین بارش (میلیمتر)	بیشینه بارش (میلیمتر)
۱	سیستم‌های مانع	۱۰	۳۷	۳/۳۹	۱۹/۹
۲	سردچال جوی	۱۳	۴۸	۶/۹	۵۰
۳	اموج کوتاه باد غربی	۴	۱۵	۳/۶۲	۱۴

الگوی ۱: سیستم مانع

ایجاد ناپایداری و صعود هوا فراهم می‌کند، که منجر به شکل‌گیری و وقوع توفان‌تندری می‌شود.

از این رو، بالاترین ناهنجاری‌های منفی دما در تروپوسفر میانی (سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) نسبت به دو الگوی دیگر مشاهده شد و به دمای ۳- درجه سانتی‌گراد تقریباً در کل منطقه رسیده است (شکل ۶ ب). ناهنجاری دمایی سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال تقریباً در حد معمول می‌باشد، اما در برخی نقاط شمال‌غرب ایران، دمای ۱- هم مشاهده می‌شود (شکل ۶ ج). محل ناهنجاری‌های منفی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، وجود احتمالی یک جبهه سرد را نشان می‌دهد و بنابراین، هر چه هوای سردتر از مناطق شمالی به سمت منطقه مورد مطالعه سرازیر شود، ناهنجاری دمایی ایجاد شده نسبت به اطراف بیشتر می‌شود.

در الگوی ۱ (شکل ۶)، که شامل ۱۰ مورد بود، یک کم‌فشار قوی سراسر عراق و تا حدودی غرب ایران و شمال‌شرق عربستان را (با فشار مرکزی ۱۰۰۳ هکتوپاسکال) احاطه کرده است. از سوی دیگر، پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۲۲ هکتوپاسکال سبب شده تا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، پشته‌ای با ارتفاع ۵۶۵۰ ژئوپتاسیل متر ایجاد شود. این پشته، یک سیستم مانع نسبتاً قوی را در آسیای مرکزی ایجاد، و گردان ارتفاعی را بین این منطقه و شرق ترکیه (۲۵ ژئوپتاسیل متر) شکل داده است (شکل ۶ الف). این گردان سبب ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا به منطقه مورد مطالعه می‌شود. بنابراین قرارگیری منطقه مورد مطالعه در جلوی این فرود، همگرایی پایینی و واگرایی بالایی را به همراه دارد و سبب نفوذ هوای سرد و مرطوب عرض‌های بالاتر به منطقه می‌شود. مجموع این عوامل، شرایط را برای



شکل ۶- نقشه ترکیبی میانگین الگوی ۱ برای فشار سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف)، ناهنجاری‌های دمایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) و ۸۵۰ هکتوپاسکال (ج)

بر روی عراق) گسترش یافته است. همزمان، پرفشار سیبری (با فشار مرکزی ۱۰۲۲ هکتوپاسکال) بر نواحی وسیعی از آسیای مرکزی سلطه دارد، و یک کم‌فشار نیز غرب ایران را

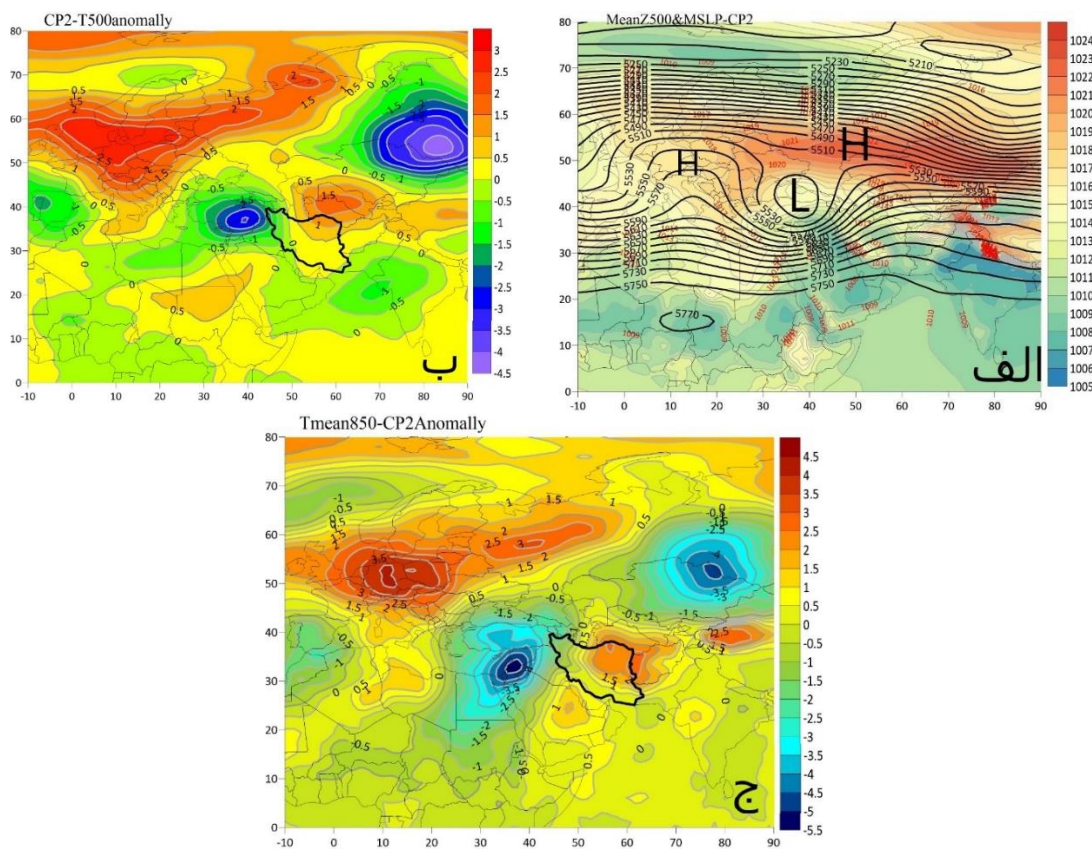
الگوی ۲: سردچال جوی

در الگوی ۲ (۱۳ مورد)، یک سیستم کم‌فشار قوی از دریای سیاه تا شمال عربستان (با فشار مرکزی ۱۰۰۷ هکتوپاسکال

انطباق همزمان کم‌فشار سطحی و واگرایی بالایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در غرب و شمال غرب ایران سبب تشدید شرایط صعود و ناپایداری و در نهایت توفان تندری شده است (شکل ۷ الف).

ناهنجاری‌های دما در سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷ ب و ج) نیز نشان‌دهنده ناهنجاری‌های منفی هستند. مرکز ناهنجاری‌های منفی دما در هر دو سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بر نواحی شمال غرب ایران، و حدود ۱- درجه سانتی‌گراد منطبق است.

مسدود کرده و منجر به شکل‌گیری یک شیب فشار قوی بین دو مرکز فشاری شده است. در نتیجه، سردچال جوی شکل گرفته و مناطق غرب و شمال غرب ایران در مسیر توده هوای سرد شمالی قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف). نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشانگر وجود توده‌های هوای سرد منطقه شمال اروپا است که ارتفاع آن به ۵۵۱۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد، در حالی که توده هوای گرمتر در پشته پرفشار اروپای مرکزی (تقریباً ۵۵۹۰ ژئوپتانسیل متر) باقی مانده است.



شکل ۷- نقشه ترکیبی میانگین الگوی ۲ برای فشار سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف)، ناهنجاری‌های دمایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) و ۸۵۰ هکتوپاسکال (ج)

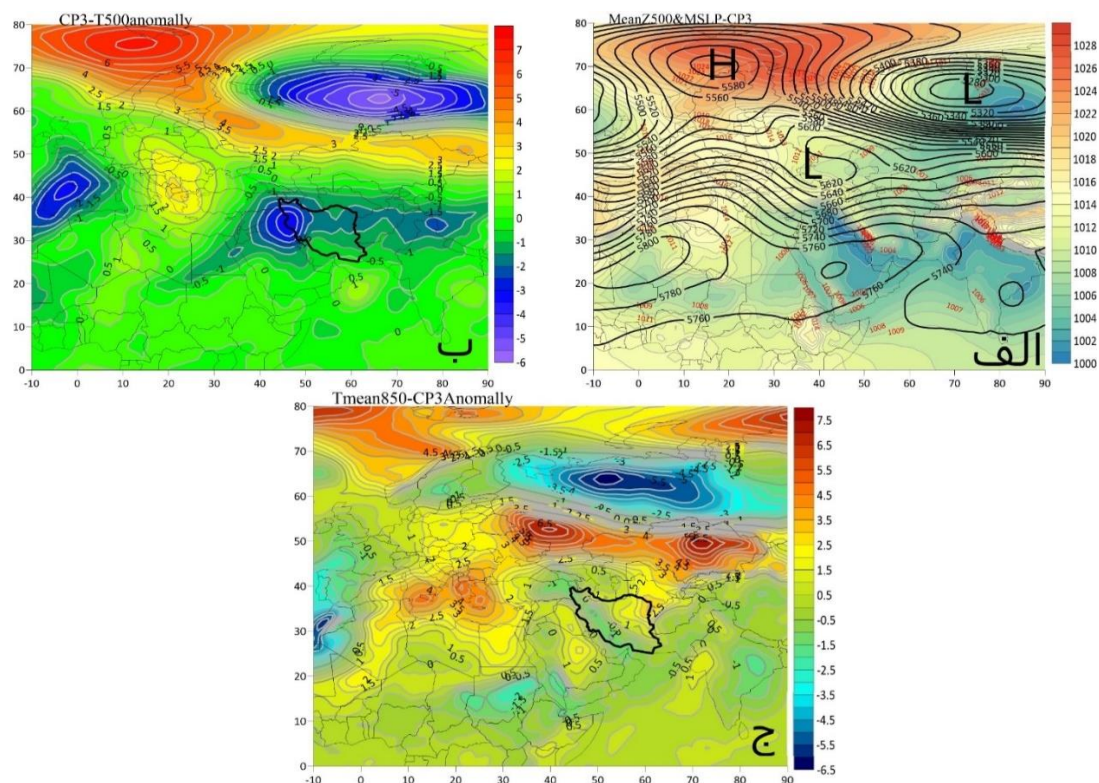
کل منطقه شکل داده است. این سیستم مانع سبب شده تا جریان بادهای غربی به سمت عرض‌های پایین‌تر سوق پیدا کنند. توزیع ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که این سیستم در یک توده هوا کمی خنک‌تر واقع شده است و جریانات شمالی حاکی از این است (شکل ۸ ب). این پیکربندی از پرفشار و کم‌فشارها منجر به جریان توده هوای

الگوی ۳: موج کوتاه بادهای غربی

الگوی ۳ (شکل ۸) با ۳ مورد، وضعیت کاملاً متفاوتی از دو الگوی قبلی را نشان می‌دهد. دو سیستم کم‌فشار یکی در شمال شرق روسیه (تاوه قطبی) و دیگری بر روی عراق، هر دو با فشار مرکزی ۱۰۰۱ هکتوپاسکال گسترش یافته‌اند. در سوی دیگر، پرفشاری با فشار مرکزی ۱۰۲۸ هکتوپاسکال بر سرتاسر شمال اروپای احاطه دارد، و یک سیستم مانع را در

صورتیکه، دما در ۵۰۰ هکتوپاسکال، با ناهنجاری‌های منفی قابل توجهی (نزدیک به ۳- درجه سانتی‌گراد) مشخص شده که کل منطقه مورد مطالعه را پوشش داده است.

جنوبی بر روی منطقه مورد مطالعه می‌شود. با توجه به شرایط حرارتی، الگوی ۳ با ناهنجاری منفی دمایی در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (رسیدن به ۱- درجه سانتی‌گراد) در کل منطقه مورد مطالعه همراه شده است (شکل ۸ ج). در



شکل ۸- نقشه ترکیبی میانگین الگوی ۳ برای فشار سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف)، ناهنجاری‌های دمایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) و ۸۵۰ هکتوپاسکال (ج)

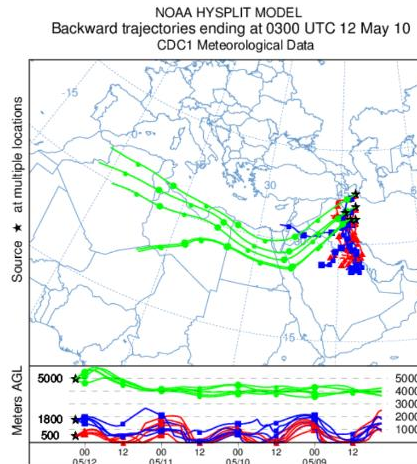
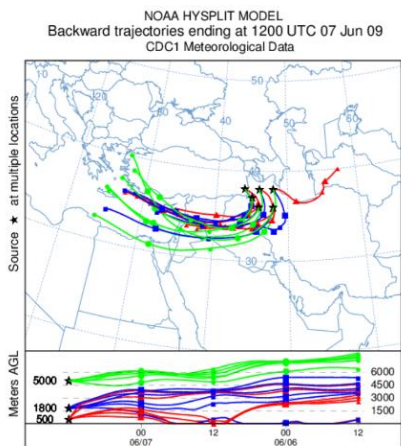
تندری است و بعد از آن سامانه سودانی و سامانه ادغامی در رتبه دوم و سوم قرار دارند.

الگوی ۱ با نفوذ توده‌های هوای مدیترانه‌ای همراه است، که در مسیرهای عقب‌گرد در سطح ۵۰۰۰ متری منعکس می‌شود. منبع تمام توده‌های هوا بر روی مدیترانه، خلیج فارس و دریای سرخ واقع شده‌اند. بیشترین مسافت را توده‌های هوا در سطح ۵۰۰۰ متری طی کردند، که به وقوع توفان‌های تندری کمک می‌کنند. توده‌های هوای ۱۸۰۰ متری و پایین‌ترین قسمت‌های تروپوسفر، زمان کمتری را روی دریا می‌گذرانند، زیرا منطقه منبع رطوبتی آنها همانطور که قبلاً توصیف شد خلیج فارس است (شکل ۹ الف).

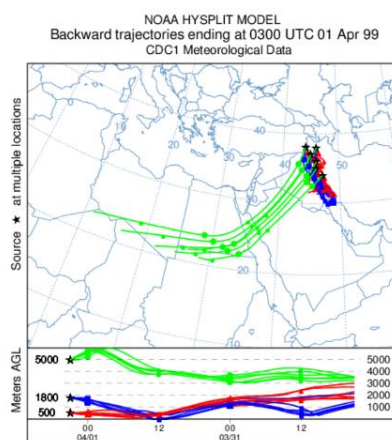
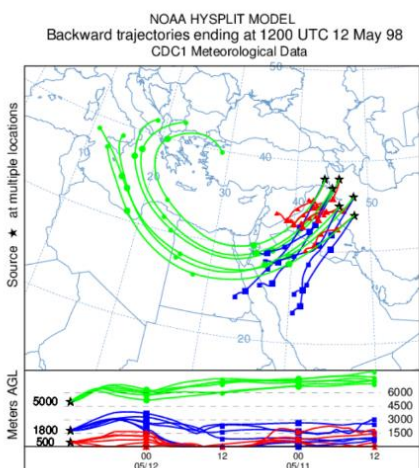
منشأیابی توده‌های هوای مؤثر بر وقوع فراگیر توفان‌های تندری غرب و شمال‌غرب ایران

مسیرهای عقب‌گرد انتخاب شده برای روزهای توفان‌های تندری هر الگو در سه ارتفاع ۵۰۰۰، ۱۸۰۰ و ۵۰۰ متر محاسبه شدند، بطوریکه جهت نفوذ ۴۸ ساعته توده‌های هوا را در این سه سطح ارائه می‌دهند. اگرچه مسیرهای مشابه برای روزهای مختلف هر الگو یافت شد، اما فقط مواردی انتخاب شدند که نمایانگر هر الگو باشد.

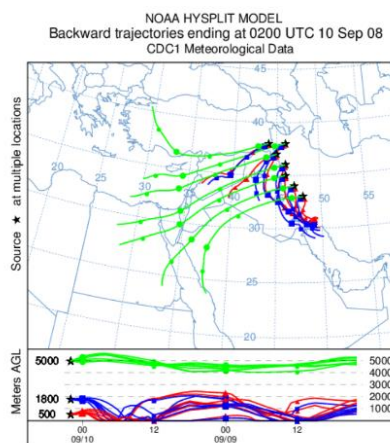
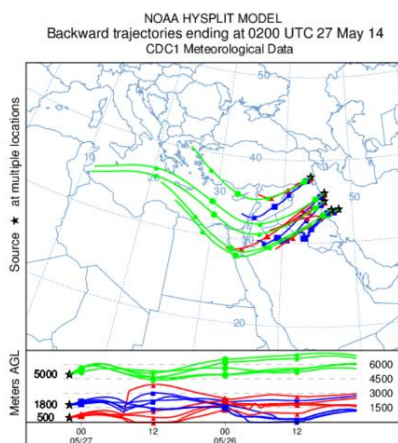
نتایج به دست آمده از بررسی نقشه‌های منشأیابی توفان‌های تندری نشان می‌دهد که توفان‌های تندری از سامانه‌های مختلفی نشأت گرفته‌اند. سامانه مدیترانه، اصلی‌ترین منشأ توده‌های مؤثر بر منطقه غرب و شمال‌غرب در هنگام وقوع توفان



الگوی ۱ (الف)



الگوی ۲ (ب)



الگوی ۳ (ج)

شکل ۹- مسیریابی عقب‌گرد ۴۸ ساعته برای هر الگو

در دو الگوی بعدی نیز همانند الگوی ۱، منبع اصلی توده‌های هوای موثر بر توفان‌تندری فراگیر منطقه مورد مطالعه، دریای مدیترانه، شمال آفریقا با محوریت سودان و همچنین تلفیقی از هر دو است (شکل ۹ ب و ج). نکته اصلی اینکه توده‌های هوا در تروپوسفر پایینی احتمالاً به دلیل وجود ناهمواری و اصطکاک، مسافت کمتری را طی می‌کنند، اما در ارتفاع ۵۰۰۰ متری، رطوبت دریای مدیترانه و دریای سرخ را به منطقه سوق می‌دهند.

تضاد حرارتی بین هوای سرد عرض‌های بالا و هوای گرم شمال آفریقا که ناشی از نصف‌النهاری شدن بادهای غربی است، سبب سیکلون‌زایی بر روی دریای مدیترانه شده، این سیکلون‌ها با عبور از روی دریای مدیترانه تقویت شده و پس از خارج شدن از دریای مدیترانه و حرکت به سمت شرق باعث ایجاد ناپایداری و وقوع توفان‌تندری همراه با بارش در غرب ایران می‌شوند. علاوه بر این، سامانه سودانی با جهت جنوب‌غربی، و انتقال رطوبت دریای سرخ و خلیج فارس به منطقه مورد مطالعه، سبب ناپایداری و وقوع توفان‌تندری می‌شود.

علاوه بر این، آنچه که در هر سه الگو نمایان است، نفوذ توده هواها در ارتفاع ۵۰۰ و ۱۸۰۰ متری با جهت جنوبی و جنوب‌غربی است (شکل ۹) که در واقع وظیفه انتقال رطوبت از دریای اطراف را به منطقه دارند. این موضوع ممکن است ناهنجاری‌های نزدیک به میانگین منطقه مورد مطالعه را در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و ناهنجاری‌های کوچک منفی (۰/۵- درجه سانتی‌گراد) را توجیه کند.

نتیجه‌گیری

گردش عمومی جو مهمترین کنترل‌کننده شرایط آب‌وهوایی هر منطقه است. پژوهش حاضر نیز با هدف شناسایی تأثیر الگوهای سینوپتیک بزرگ مقیاس بر وقوع توفان‌های تندری فراگیر در غرب ایران انجام گرفته است.

نتایج بدست آمده از تحلیل آماری مشخص کرد که در طی یک دوره ۲۹ ساله، ۲۷ مورد پدیده توفان‌تندری فراگیر در نواحی غرب و شمال‌غرب ایران رخ داده است. چرخه سالانه وقوع توفان‌تندری نشان داد که این پدیده بیشترین فراوانی وقوع را در سال ۲۰۰۵ و ۲۰۱۰ داشته است. فصل بهار و

ماه‌های فروردین و اردیبهشت بیشترین فراوانی وقوع فصلی و ماهانه را داشته‌اند که با یافته‌های محمدی و همکاران (۱۳۹۱) و بهرامی (۱۳۹۲) مطابقت دارد. ۲۴ روز از ۲۷ روز فراگیر (۸۹ درصد) توفان‌تندری در غرب و شمال‌غرب ایران، مربوط به ماه‌های گرم سال (آوریل تا سپتامبر) می‌باشد که به لحاظ قرارگیری در فصل گرم با نتایج کاتارزینا (۲۰۱۳) همخوانی دارد. بررسی توفان‌تندری در منطقه مورد مطالعه نشان داد که استان‌های آذربایجان غربی و کردستان مجموعاً با ۴۹ مورد مساعدترین منطقه برای وقوع توفان‌تندری هستند که ازین حیث با مطالعه خزایی و همکاران (۱۳۹۳) همسو بوده، در حالی که استان لرستان با ۸ مورد کمترین وقوع توفان‌تندری را در جنوب منطقه داشته است. با توجه به تأثیر الگوهای همدیدی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در وقوع پدیده‌های اقلیمی، مطابق با تحلیل خوشه‌بندی وارد، سه الگوی گردش جوی موثر بر توفان‌تندری شامل سیستم مانع با ۴۸ درصد، سردچال جوی با ۳۷ درصد و موج کوتاه بادهای غربی با ۱۵ درصد شناسایی شد. نتایج مسیریابی توده‌های هوا نشان داد که سامانه مدیترانه با ۵۴ درصد، اصلی‌ترین منشأ توده هوای مؤثر بر منطقه غرب و شمال‌غرب در هنگام وقوع توفان‌تندری فراگیر است و بعد از آن سامانه سودانی با ۳۰ درصد و سامانه ادغامی با ۱۶ درصد در رتبه دوم و سوم قرار دارند. بیشترین مسافت را توده‌های هوا در سطح ۵۰۰۰ متر طی می‌کنند. علاوه بر این، آنچه که در هر سه الگو نمایان است، نفوذ توده‌ها در ارتفاع ۵۰۰ و ۱۸۰۰ متری با جهت جنوبی و جنوب‌غربی است، که در واقع وظیفه انتقال رطوبت را از دریاها و اطراف به منطقه دارند. با توجه به الگوهای سینوپتیکی حاکم در هنگام وقوع توفان‌تندری، انطباق کم‌فشار سطحی با واگرایی بالایی، سبب تقویت همگرایی سطحی و واگرایی بالایی می‌شود. این موضوع منتج به افزایش انتقال قائم و صعود هوا و ناپایداری و در نهایت منجر به وقوع توفان‌تندری می‌شود.

بررسی ناهنجاری‌های دمایی در سطوح پایینی و میانی تروپوسفر نشان داد که وقوع توفان‌تندری در منطقه غرب و شمال‌غرب ایران با ناهنجاری‌های منفی دمایی همراه است. بالاترین ناهنجاری‌های منفی دما در تروپوسفر میانی (سطح

- with hail events in Lleida (Catalonia). *Atmos. Res.* 100, 428–438.
- 6- Bahrami, S., 2013, Statistical and Synoptic Analysis of Thunderstorm in Kurdistan Province, M.S thesis, University of Mohaghegh Ardabili.
 - 7- Barry, R.G., Hall-McKim, E.A., 2014, *Essentials of the Earth's Climate System*, Cambridge University Press
 - 8- Cecil, Daniel J., Dennis E. Buechler, and Richard J. Blakeslee., 2015, "TRMM LIS Climatology of Thunderstorm Occurrence and Conditional Lightning Flash Rates." *Journal of Climate*, 28(16): 6536-6547.
 - 9- Changnon, S. A., 2001, Thunderstorm Rainfall in the Conterminous United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(9): 1925-1940
 - 10- Chaudhuri, S., 2008, Identification of the Level of Downdraft Formation during Severe Thunderstorms: a Frequency Domain Analysis. *Meteorology and atmospheric physics*, 102(1-2): 123-129.
 - 11- Dargahian, F., parn, R., 2016, Analysis Possible to Predict the Likelihood of timely and Issuing the Necessary Knowledge Thunderstorm and Flood in July 2015 in Tehran for Vulnerability Redaction, *Environmental Hazards Management*, 3(1): 21-31.
 - 12- de Pablo D'ávila, F., Rivas Soriano, L.J., Jiménez Alonso, C., Mora García, M., Riesco Martín, J., 2021., Synoptic patterns of severe hailstorm events in Spain, *Atmospheric Research*, 250: 105397, 1-13.
 - 13- Galanaki, E., et al., 2018, "Thunderstorm Climatology in the Mediterranean using Cloud-to-Ground Lightning Observations." *Atmospheric Research*, 207: 136-144.
 - 14- Ghaderi, F., 2015, Analysis of Hail Atmospheric Circulation Patterns in the North Zagros, Ph.D thesis, University of Tabriz.
 - 15- Ghavidel Rahimi, Y., Khoshhal Dastjerdi, J., 2007, Identification of Environmental Hazards Properties in North West Iran: A Case Study of Thunderstorm Hazards in Tabriz, *The Journal of Spatial Planning*, 11(53):101-116.
 - 16- Jalali, O., Jahani, M., Investigation of Spatial Distribution of Thunderstorms in Northwestern of Iran, *Geographical Space*, 8(23): 35-58.
 - 17- Karmakar, Samarendra, and Mohan Kumar Das., 2020, "On the Simulation of Lightning and Flash Flood Producing Thunderstorms in the Northeastern Bangladesh." *Journal of Engineering Science*, 11(1): 133-146.
- ۵۰۰ هکتوپاسکال) در الگوی ۱ و به مقدار ۳- درجه سانتی گراد در کل منطقه مشاهده شد. محل ناهنجاری‌های منفی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، وجود احتمالی یک جبهه سرد را نشان می‌دهد که با نتایج خورشیددوست و همکاران (۱۳۹۹) همخوانی دارد. بنابراین هر چه هوای سردتر از مناطق شمالی به سمت منطقه مورد مطالعه سرازیر شود، ناهنجاری دمایی ایجاد شده نسبت به اطراف بیشتر می‌شود و در کنار سایر عوامل جوی، وقوع توفان‌تندری را حادث شوند.
- نهایتاً علی‌رغم اینکه توفان‌تندری منطقه مورد مطالعه ماهیت محلی و منطقه‌ای دارند و جزو پدیده‌های نادر در اقلیم ایران می‌باشند. با توجه به فصل رخداد آن‌ها مشخص می‌شود که بیشتر این توفان‌های تندری از نوع توفان‌های تندری توده هوا هستند که عوامل ترمودینامیکی در ایجاد آن‌ها نقش اساسی دارند. اما در این مطالعه مشخص شد که شرایط سطوح بالایی جو و وجود یک عامل دینامیکی هر چند ضعیف در رخداد آن‌ها نیز ضروری است تا اثر ناپایداری در طبقات پایین اتمسفر را تکمیل کند. یعنی در بسیار از موارد، عوامل مهم در رخداد پدیده مثل رطوبت، وجود هوای سرد در طبقات بالای اتمسفر برای تداوم صعود توده هوا از طریق الگوهای همدید تأمین می‌شود.

منابع

- 1- Adelekan, I. O., 1998, Spatio-Temporal Variations in Thunderstorm Rainfall over Nigeria. *International Journal of Climatology*, 18(11): 1273-1284.
- 2- Ahrens, C. D., Henson, R., 2015, *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*, Cengage Learning, 11th edition.
- 3- Allen, J. T., & Karoly, D. J., 2014, A Climatology of Australian Severe Thunderstorm Environments 1979–2011: inter-annual variability and ENSO influence. *International Journal of Climatology*, 34(1): 81-97.
- 4- Allen, J. T., Karoly, D. J., & Mills, G. A., 2011, A Severe Thunderstorm Climatology for Australia and associated Thunderstorm Environments. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal* 61: 143–158.
- 5- Aran, M., Pena, J., Tor'a, A., 2011. Atmospheric circulation patterns associated

- 30-Mojarrad, F., Koshki, S., Masompour, J., Miri, M., 2018, Analysis of Thunderstorm Instability Indexes in Iran using Reanalysis Data, *Spatial Analysis Environmental Hazards*, 4(4): 33-48.
- 31-Molinić, J., & Pontikis, C. A., 1995, A Climatological Study of Tropical Thunderstorm Clouds and Lightning Frequencies on the French Guyana Coast. *Geophysical research letters*, 22(9): 1085-1088
- 32-Rasouli, A.A., Javan. Kh., 2012, Analyzing of Thunderstorm Occurrence Trends in the Western Part of Iran Applying Non-Parametric Statistical Tests, *Geographical Space*, 12(28): 111-126.
- 33-Schemm, S., Nisi, L., Martinov, A., Leuenberger, D., Martius, O., 2016. On the link between cold fronts and hail in Switzerland. *Atmos. Sci. Lett.* 17 (5), 315–325.
- 34-Taszarek, Mateusz, et al., 2018, "Climatological Aspects of Convective Parameters over Europe: a Comparison of ERA-interim and Sounding Data." *Journal of Climate*, 31(11) : 4281-4308.
- 35-Tsenova, Boryana, T., Bogatchev, A., 2020, "On the use of Atmospheric Instability Indices based on NWP Model Production for Thunderstorm Forecast".
- 36- Wapler, K., James, P., 2014. Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions. *Atmos. Res.* 158, 1–14.
- 18-Katarzyna, Suwała., 2013, "The Influence of Atmospheric Circulation on the Occurrence of Hail in the North German Lowlands." *Theoretical and Applied Climatology* 112(3-4) : 363-373.
- 19-Khalesi, F., 2014, A Temporal Analysis of Thunderstorms in Iran, *Applied Climatology*, 1(1): 47-60.
- 20-Khazaei, M., Modiri, E., Modiri, M., 2015, Synoptic Analysis of Hazardous Thunderstorms in Isfahan, *Environmental Hazards Management*, 1(2): 203-215.
- 21-Khorshiddoust, A. M., Asadi, M., Hajmohammadi, H., 2020. Thunderstorm Simulation Using WRF Model in Kermanshah Case Study: March 31, 2014, *Journal of Climate Research* 11(43), 73-86.
- 22-koushki, S., 2018, Spatial-Thermodynamic Analysis of Thunderstorms and Reconnaissance of its Susceptible Areas in Iran, Ph.D thesis, Razi University.
- 23-Lashkari, H., Keykhosravi, Gh., 2010, Thunderstorms and Dust blown during the Statistical Period of 1990-2004 in Hamadan Province, *Sepehr*, 75: 60-66.
- 24-Lashkari, H., Yarmoradi, Z., Mousavi, H., 2016, Statistical analysis Synoptic Thunder storms Kohgiluyeh and Boyer Ahmad, *Geography and Environmental Studies*, 5(18): 135-151.
- 25-Masoompour samakosh, J., Fajad, A., 2016, Thermodynamic-statistical Analysis of Thunderstorms in Iran, *Geography and Regional Development*, 13(2): 227-248.
- 26-Masoompour Samakosh, j., Miri, M., Rahimi, M., 2016, Statistical-Synoptic Analysis of Thunderstorm in the Southern Coast of Iran, *Earth and Space Physics*, 42(3): 697-708.
- 27-Melc'ón, P., Merino, A., S'anchez, J.L., L'opez, L., García-Ortega, E., 2017. Spatial patterns of thermodynamic conditions of hailstorms in southwestern France. *Atmos. Res.* 189, 111–126.
- 28-Michaelides, S. C., Savvidou, K., Nicolaidis, K. A., Orphanou, A., Photiou, G., & Kannaouros, C., 2008, Synoptic, Thermodynamic and Agro-economic aspects of Severe Hail Events in Cyprus. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(3): 461-471.
- 29-Mohammadi, F., Salahi, B., Hemmati, R., 2010, Investigation of Thunderstorms in the West of the Country with the Approach of Reducing Damage to Agricultural Products, The first national conference on sustainable development in arid and semi-arid regions, Abarkooh, Yazd.