

## تحلیل آماری - هم‌دید بادهای توفنده زمستانه و تابستانه شهرستان‌های اردبیل، پارس‌آباد و خلخال در بازه زمانی ۱۹۹۲-۲۰۱۲

نفیسه رحیمی<sup>۱</sup>

سعید جهان‌بخش اصل<sup>۲</sup>

برومند صلاحی<sup>۳</sup>

### چکیده

بادهای توفنده از پدیده‌های مخرب اقلیمی می‌باشند که همه ساله خسارات جبران‌ناپذیری به مزارع، تاسیسات و جاده‌ها وارد می‌نمایند. با توجه به اینکه خطه شمال غرب ایران بخصوص استان اردبیل یکی از مناطق بادخیز کشور است، این پژوهش به منظور شناسایی الگوهای هم‌دید مسبب بادهای شدید آن انجام گرفته است. بدین جهت با در نظرگیری سرعت باد برابر و بیش از ۲۸ نات بر ثانیه، ۷۸۳ روز به عنوان روزهای همراه با باد توفنده در استان اردبیل شناسایی شدند. سپس با انجام یک تحلیل مولفه مبنا بر روی داده‌های ارتفاع ژئوتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این ۷۸۳ روز، ۷ مولفه تشخیص داده شد که ۹۲٪ از واریانس داده‌ها را بیان می‌کرد. سرانجام با خوشه‌بندی این ۷ مولفه ۱۰ الگوی گردشی متمایز به عنوان الگوهای هم‌دید عهده‌دار بادهای توفنده استان اردبیل شناسایی شدند. بررسی آرایش توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این الگوها گویای غلبه‌ی ناوه و پشته بر این الگوهاست. بدین معنی که این الگوهای عمدتاً شامل ناوه، پشته و یا ترکیبی از ناوه - پشته بوده و سایر سامانه‌ها نظیر کم‌ارتفاع بریده، سامانه‌های بندالی و ... در این الگوها قابل

۱- کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ایران (نویسنده مسئول)

Email: [n\\_rahimi91@yahoo.com](mailto:n_rahimi91@yahoo.com) - Tel: 09399799033

۲- استاد دانشگاه تبریز، ایران

۳- دانشیار دانشگاه محقق اردبیل، ایران

مشاهده نیستند. هر چند که ممکن است سامانه‌های یادشده در الگوهای تکی هر یک از ۷۸۳ روز مشاهده شوند اما غلبه و تأثیر نفوذ بر عهده این سامانه‌ها نیست. از سوی پراکنش زمانی الگوها نشان داد، در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال الگوهای تابستانه مشابه الگوهای زمستان - بهار - پاییز است اما نکته قابل توجه معکوس شدن موقعیت مکانی سامانه‌های فشار تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در دو الگوی تابستانه است به طوری که یک کم فشار به جای پرفشار بر روی زاگرس و یک پرفشار به جای کم فشار بر روی دریای خزر قرار می‌گیرد.

**واژگان کلیدی:** بردارهای ویژه، استان اردبیل، الگوهای فشار، ناوه، پشته.

## مقدمه

دیدگاه هواشناسی همدید، توفان یک پدیده مخرب روی نقشه‌های همدید بوده که ترکیبی از پدیده‌های فشار، باد، ابر و غیره است و توسط رادار قابل مشاهده می‌باشد. طبق سیستم طبقه‌بندی بیوفورت، سرعت باد ۲۸ نات در ثانیه آستانه تخریب محیط توسط باد می‌باشد با توجه به این مقیاس جهت شناسایی باد توفنده سرعت باد ۲۸ نات در ثانیه در نظر گرفته شده است. در برخی از نقاط دنیا، توفان و بادهای شدید باعث تلفات انسانی و تخریب زیست بوم می‌شود که خسارت‌های ناشی از آنها قابل توجه است. به طور متوسط در هر سال حدود ۸۰ مورد توفان شدید در سراسر جهان اتفاق می‌افتد و موجب خسارت مالی زیادی می‌شود. در ۳۰ سال گذشته، متوسط تعداد تلفات انسانی ناشی از توفان‌ها در حدود ۱۵ هزار نفر در سال بوده است (قهرمان، ۱۳۸۹: ۳۱). در این خصوص استان اردبیل به سبب موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی منحصر به فرد خود به طور سالانه تحت تأثیر بادهای توفنده و مخربی قرار می‌گیرد که این بادهای در بعضی مواقع خسارت جبران ناپذیری به زیست بوم وارد می‌کنند؛ نظیر: تخریب دیوار، خسارت به درختان، آب گرفتگی معابر و غیره. به طور کلی با مشاهده خسارات وارده ناشی از سرعت باد بر زیست بوم هر منطقه، باید در جهت شناخت و علل به‌وجود آمدن این توفان‌ها و بادهای توفنده گام برداشت و با شناخت آن بتوان اقدامات لازم جهت مقابله با این پدیده‌ی جوی را انجام داد تا هنگام وقوع اثرات تخریبی این پدیده را به حداقل رسانید.

بنابراین به دلیل اهمیتی که باد بر زندگی انسان‌ها و به طور کلی بر زیست بوم دارد، این عنصر هواشناختی توسط پژوهش‌گران داخلی و خارجی از جنبه‌های گوناگونی مورد مطالعه قرار گرفته است که در این خصوص می‌توان به مطالعه این پژوهش‌گران اشاره کرد: سگورو و لامبرت<sup>۱</sup> (۲۰۰۰) از سه روش حداکثر نمایی، روش اصلاح شده حداکثر راست نمایی و روش گرافیکی برای محاسبه پارامترهای توزیع ویبول استفاده کردند. نامبردگان روش حداکثر راست نمایی را برای سری‌های زمانی داده‌های باد و روش حداکثر راست نمایی اصلاح شده را برای داده‌های با توزیع فراوانی بکار بردند و نتیجه گرفتند روش گرافیکی دقت کمتری دارد. کل<sup>۲</sup> (۲۰۰۵) در بررسی روند تغییرات سرعت باد در دوره زمانی ۱۹۶۶-۲۰۰۴ در استونی بیان داشت که سرعت باد در فصل زمستان، افزایشی و در فصل تابستان کاهش یافته است. مک تانیش<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۵) ویژگی‌ها و شرایط هواشناسی توفان خاکی ۲۳ اکتبر ۲۰۰۲ استرالیا را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که به خاطر وجود یک پرفشار در مرکز استرالیا و یک پرفشار دیگر در شمال نیوزلند و همچنین یک مرکز کم‌فشار در میان این دو پرفشار و تشکیل جبهه‌ای سرد در جنوب و شرق استرالیا، توفان بزرگی همراه با گرد و خاک در شرق استرالیا بوجود آمده است. کین و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۱۱) روش ناپارامتریک کرنال را برای برآورد توزیع احتمالات سرعت باد برای اولین بار ارائه کردند. آنها نتایج این روش را با ۱۰ مدل توزیع دیگر مقایسه کردند. نتایج مقایسه نشان داد روش پیشنهادی دقیق‌تر از روش‌های دیگر می‌باشد. یانک تپه و همکاران<sup>۵</sup> (۲۰۱۳) پتانسیل انرژی باد را برای منطقه عثمانیه در کشور ترکیه در ارتفاع ۱۰ متری طی ۴۴ ماه (از ژانویه ۲۰۰۸ تا اوت ۲۰۱۱) بررسی کردند و پارامترهای توزیع ویبول را با استفاده از روش گرافیکی برآورد نمودند. نتایج نشان داد که مقدار پارامتر K بین ۱ و ۱/۰۴ و مقدار پارامتر C بین ۱/۵۹ و ۱/۶۶ متر بر ثانیه تغییر می‌کند.

---

1 -Seguro and Lambert

2 -Koll

3 -Mc tanish

4 -Qin et al

5 Yaniktepe et al

جوان‌نشان (۱۳۸۲) در تحلیل آماری بادهای شدید استان تهران از نقشه‌های سطح زمین و ترازهای ۳۰۰-۵۰۰-۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۱۳ آوریل ۱۹۹۰ و محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون و کندال (Tb) استفاده کرد و دریافت که ترکیب کم‌فشارهای مدیترانه‌ای و دریای سیاه موجب بروز تندباد در استان تهران در روز مذکور شده است. ذوالفقاری (۱۳۸۴) با بررسی همدید شدیدترین بادهای قم به این نتیجه رسید که فرود ترازهای بالایی با شدیدترین بادهای استان قم همراه بوده است. رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۸۵) در بررسی روند تغییرات سالانه سرعت باد در ارتفاع ده متری در چند ایستگاه همدید کشور، وجود تغییرات در این سری‌ها را تأیید کردند و دریافتند که میانگین سرعت باد در ایستگاه‌های تهران و اصفهان کاهش، در ایستگاه ارومیه افزایشی و در ایستگاه بندر انزلی روند خاصی را نشان نمی‌دهد. براتی و عاشوری (۱۳۸۶) با تجزیه و تحلیل‌های آماری و تفسیر نقشه‌های هواشناسی و تحلیل الگوهای همدید شدیدترین بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر (سال‌های ۶۸-۱۳۶۶)، دریافتند که محورهای فرود طی روزهای اوج باد در غرب دریای خزر متمرکز هستند. گندمکار (۱۳۸۸) انرژی باد را در ایستگاه زابل با استفاده از داده‌های مربوط به سرعت و جهت وزش باد در دوره زمانی ۱۹۹۴ تا ۲۰۰۳ به صورت همدیدی مورد بررسی قرار داد و نتیجه بررسی بیانگر بادخیزی در منطقه سیستان بر اثر گرمایش سطح زمین و ایجاد یک مرکز کم فشار در سطح دریا و یک مرکز کم ارتفاع در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال روی پاکستان است. بهروزی (۱۳۸۹) با تجزیه و تحلیل آماری و تحلیل همدید بادهای توفنده استان فارس (۱۹۹۰-۲۰۰۵) به این نتیجه رسید که در تراز ۵۰۰۰ هکتوپاسکالی بیشترین بادهای توفنده زمانی رخ می‌دهد که استان فارس در جلوی فرود تراز ۵۰۰ قرار گرفته است و در تراز متوسط سطح دریا در روز وقوع باد توفنده ۴۱ درصد باد توفنده بخاطر کم فشارهای مستقر در شرق کشور و پاکستان و مراکز فشار در روی دریای مدیترانه است. نامبرده همچنین به این نتیجه رسید که روند باد در طول سالهای مورد مطالعه نرخ افزایشی داشته است و جهت باد غالب آن شمالی بوده است. رضایی بنفشه و همکاران (۱۳۹۰) روند تغییرات سرعت باد را در شمال غرب ایران با دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۶۱ با روش آزمون ناپارامتریک من‌کندال و من‌کندال گرافیکی تحلیل کردند و

نتایج نشان داد که ایستگاه‌های خوی و ارومیه روند کاهشی و ایستگاه زنجان روند افزایشی و ایستگاه‌های سقز و تبریز نیز در بیشتر مقیاس‌های مطالعاتی روندی نشان نمی‌دهند و ایستگاه اردبیل نیز از سال ۱۹۸۴ روند صعودی پیدا کرده است. اسمعیل پور (۱۳۹۳) با استفاده از داده‌های سه ساعته سمت و سرعت باد ۳۳ ایستگاه همدید (شمال غرب) در دوره آماری ۱۹۸۷ تا ۲۰۰۹ پتانسیل انرژی باد را با استفاده از توزیع احتمالاتی ویبول مورد ارزیابی قرار داد. نتایج نشان داد که در بین ۳۳ ایستگاه‌های مورد مطالعه ۵ ایستگاه اردبیل، جلفا، سردشت، بیجار و زرینه‌اوباتو دارای پتانسیل بهره‌برداری از انرژی باد است. در برخی از سال‌ها در استان اردبیل توفان‌هایی به وقوع می‌پیوندد که منجر به خسارت‌های زیادی می‌گردند. به طور کلی هدف از انجام این پژوهش شناسایی سامانه‌های موثر در رخداد بادهای شدید و مخرب استان اردبیل و همچنین شناسایی الگوهای همدیده کنترل کننده این بادهای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

### داده‌ها و روش‌ها

با توجه به موقعیت طبیعی استان اردبیل، ایستگاه همدید پارس‌آباد، اردبیل، خلخال به ترتیب به عنوان نماینده شمال، مرکز و جنوب استان انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفتند.

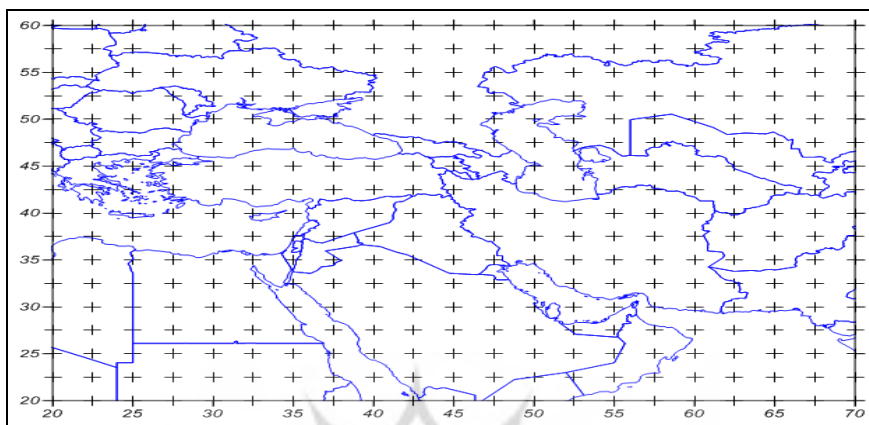
جدول (۱): موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب استان اردبیل

ردیف	نام ایستگاه	ارتفاع از سطح دریا (متر)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
۱	اردبیل	۱۳۱۱	۴۸°۱۷' E	۳۸°۱۵' N
۲	پارس‌آباد	۷۲/۶	۳۹°۳۹' E	۴۸°۴۷' N
۳	خلخال	۱۸۴۳	۳۷°۳۷' E	۴۸°۳۳' N

برای این پژوهش از دو پایگاه داده استفاده شده است: پایگاه اول مربوط به داده‌های سرعت باد با پایش سه ساعته (۸ پایش در هر روز) در طی زمان ۱۹۹۲ - ۲۰۱۲ مربوط به ایستگاه‌های همدید اردبیل، خلخال و پارس‌آباد بوده و پایگاه دوم مربوط به داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و سرعت بادهای مداری و نصف النهاری در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ثبت شده در مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP) و مرکز ملی تحقیقات

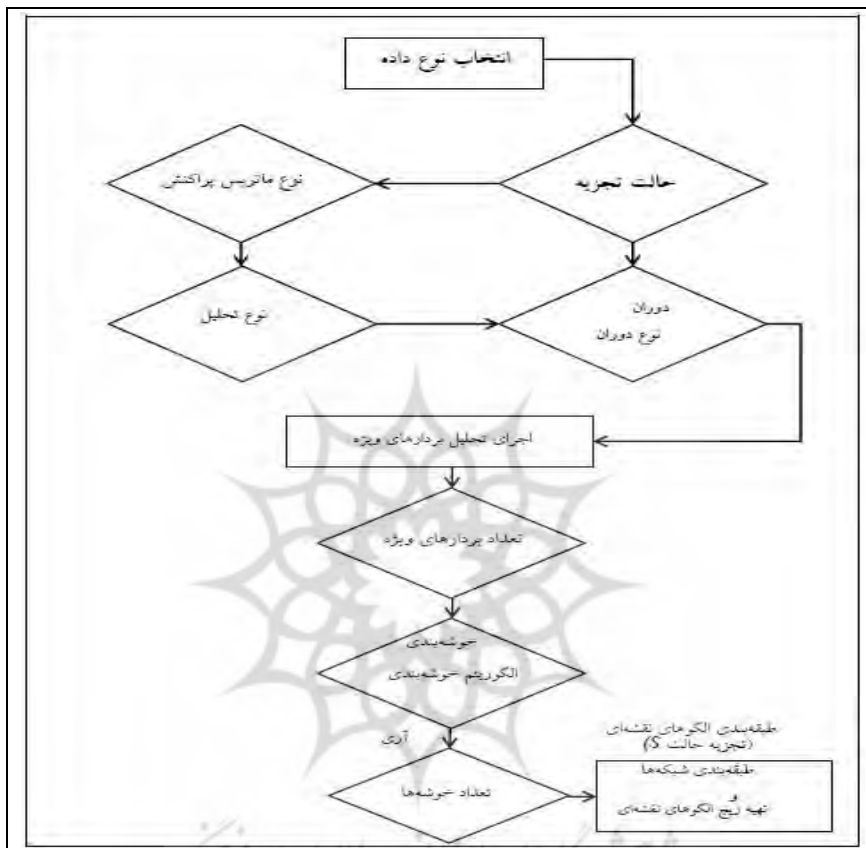
جوی (NCAR) ایالات متحده می‌باشد که این داده‌ها با توان تفکیک مکانی ۲/۵ درجه در راستای نصف‌النهاری - مداری و با پوشش زمانی ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ زولو که از تارنمای [cdc.noaa.gov](http://cdc.noaa.gov) قابل برداشت می‌باشند، جهت تحلیل هم‌دید بادهای توفنده مورد استفاده قرار گرفتند.

هدف از این پژوهش شناسایی الگوهای هم‌دید است که در سه ایستگاه استان اردبیل باعث بادهای توفنده یا بادهای مخرب می‌شوند. براساس این هدف و بر مبنای اطلاعات حاصل از متون علمی و تارنماهای هواشناسی همچون تارنمای نوآ، که بادهای برابر با ۲۸ نات را طبق طبقه‌بندی سیستم بیوفورت در خشکی به عنوان باد شدید و مخرب (سرعت آستانه باد در تخریب محیط) معرفی کرده‌اند، بررسی ما انجام گرفت که بعد از تجزیه و تحلیل‌های آماری داده‌های سرعت باد، برای مطالعه و شناخت دقیق سامانه‌های هم‌دید وقوع آنها، روزهایی که دارای بادهای با سرعت ۲۸ نات در ثانیه و بیش از آن بودند از سری داده‌های ایستگاه‌های یاد شده جدا شدند. به طوری که ایستگاه اردبیل ۱۳۷۳، خلخال ۶۳ و پارس‌آباد ۶۸ مورد باد ۳ ساعته توفنده را دارا بودند. لذا روزهایی جهت تحلیل هم‌دید انتخاب شدند که حداقل در هر یک از پایش‌های سه ساعته باد، باد توفنده ۲۸ نات بر ثانیه و یا بیش از آن را ثبت کرده بودند. در این راستا ۷۸۳ روز جهت تحلیل‌های نهایی هم‌دید انتخاب شدند. با توجه به حجم زیاد روزهای استخراج شده امکان بررسی دستی شرایط هم‌دید عملاً غیر ممکن بود. بنابراین با توجه به توانایی بردارهای ویژه در طبقه‌بندی داده‌ها و کاهش حجم آنها بدون تغییر دادن واریانس داده‌ها (یارنال، ۱۳۹۳:۱۳) از این روش آماری جهت طبقه‌بندی نقشه‌های هم‌دید استفاده کردیم تا براین اساس الگوهای فشار روزهای همراه با باد توفنده مورد شناسایی قرار گیرند.



شکل (۱): پراکنش داده های شبکه ای  $2/5$  در  $2/5$  درجه ای محدوده مورد مطالعه

با توجه به اینکه در این روش، نقشه های همسان در یک طبقه قرار می گیرند لذا باید تا حد ممکن پنجره مکانی که برای طبقه بندی نقشه های همید در نظر گرفته می شود دارای ابعادی بزرگ باشد که سامانه های همید در آن جای گیرند و در عین حال چندان هم بزرگ نباشد که نقشه های معرف یک الگوی مشابه در مکانی که مورد بررسی نیستند در یک طبقه قرار گیرند. لذا با توجه به گستردگی سامانه های همید و منطقه مورد مطالعه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پوشش مکانی  $20$  تا  $70$  درجه شرقی و  $20$  تا  $60$  درجه شمالی با  $357$  نقطه ای شبکه ای به عنوان پنجره مکانی نقشه های همید جهت طبقه بندی در نظر گرفته شدند (شکل ۱). بنابراین داده های ارتفاع تراز  $500$  هکتوپاسکال  $783$  روز مقارن با بادهای توفنده به عنوان داده های ورودی جهت شناسایی الگوهای همید بادهای توفنده، با استفاده از بردارهای ویژه مورد طبقه بندی قرار گرفتند که مراحل انجام آن در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل (۲): فلوجارت طبقه‌بندی نقشه‌های فشار با استفاده از بردارهای ویژه

### یافته‌ها

جهت آگاهی از چگونگی وضعیت باد در استان اردبیل، گلبادهای سالانه، فصلی، ماهانه، ایستگاه همدید اردبیل، خلخال و پارس‌آباد با استفاده از داده‌های سه ساعته ترسیم شدند. تحلیل آماری داده‌های ۳ ساعته سرعت باد در ایستگاه‌های یاد شده حاکی از آن است که باد غالب ایستگاه‌های اردبیل، پارس‌آباد و خلخال در فصل تابستان از سمت شرق بوده و بیشترین درصد باد آرام هر سه ایستگاه متعلق به فصل پاییز است. بادهای توفنده در



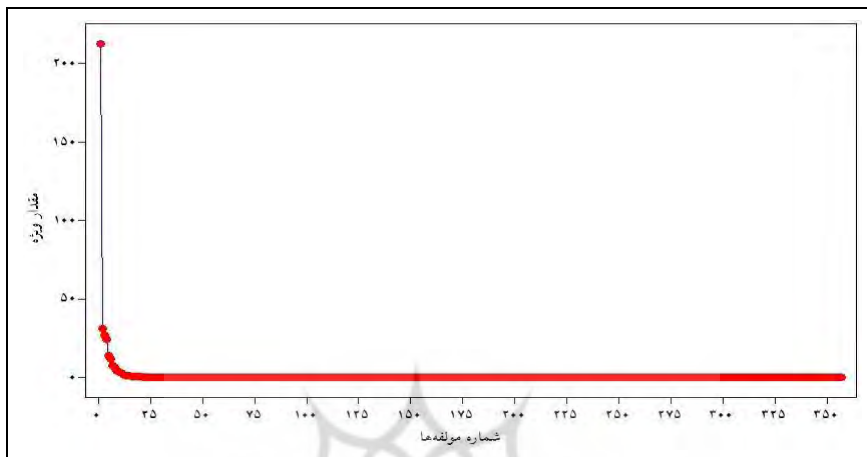
ایستگاه‌های اردبیل و خلخال در فصل زمستان و نیمه‌ی سرد سال به بیشترین و در فصل تابستان به کمترین مقدار می‌رسند. در ایستگاه پارس‌آباد بیشترین بادهای توفنده در نیمه‌ی گرم سال از سمت شرق رخ داده است. از سویی در پارس‌آباد تمامی جهت‌ها در تمامی فصول از سمت شرق بوده است. در ایستگاه اردبیل نیز تمامی جهت‌ها از سمت شرق بوده به غیر از فصل زمستان که با جهت جنوب‌غربی است و در شهرستان خلخال نیز تمامی بادها از سمت شرق است اما در نیمه سرد و فصل زمستان از سمت غرب می‌وزند.

### تحلیل همید

به منظور کاهش حجم داده‌ها و گروه‌بندی طبقات همگن با کم‌ترین واریانس درون گروهی تحلیل مولفه مینا بر روی داده‌ها تراز ۵۰۰ هکتوپاسکل ۷۸۳ روز همراه با باد توفنده اجرا شد که دو خروجی مهم شامل الف) نمرات مولفه‌ها که تغییرات زمانی داده‌ها را نشان می‌دهند و ب) بارهای عاملی که تغییرات مکانی داده‌ها را نمایش می‌دهند، بدست آمد. ماتریس اولیه داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یک ماتریس با آرایه  $۷۸۳ \times ۳۵۷$  بود که با محاسبه بردارهای ویژه مشخص شد که ۱۵ بردار ویژه دارای مقدار ویژه بیش از یک هستند (جدول ۲). با توجه به اینکه ۱۵ بردار ویژه یا عامل،  $۹۸/۲\%$  از تغییرات تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را تبیین می‌کردند لذا از مولفه اول استفاده نمودیم چون سایر مولفه‌ها نقش چندانی در تبیین واریانس نداشتند. از سویی با در نظر گیری دو درصد تبیین برای مقادیر ویژه بیش از یک مقدار، هفت مقدار ویژه وجود داشت که بیش از دو درصد پراکنش داده‌ها را تبیین می‌کردند که رویهمرفته  $۹۲\%$  از واریانس داده‌ها را نشان می‌دادند (جدول ۲).

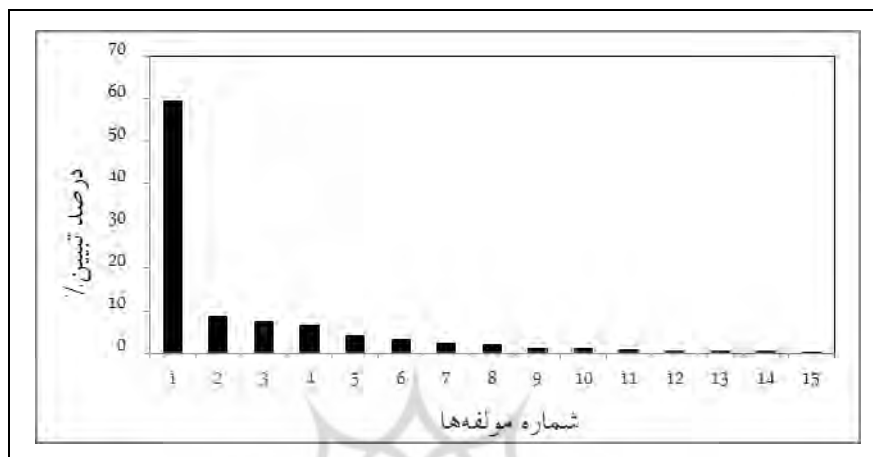
جدول (۲): ویژگی‌های تحلیل مولفه مینا

ماتریس اولیه	مقدار ویژه یک و بیش از ۱	درصد تبیین (%)	ماتریس بار عاملی	ماتریس نمرات عاملی	مقدار ویژه بزرگتر از ۱	درصد تبیین (%)
$۷۸۳ \times ۳۵۷$	۱۵	$۹۸/۳$	$۳۵۷ \times ۷$	$۷۸۳ \times ۷$	۷	۹۲



شکل (۳): نمودار کل مقدارهای ویژه ماتریس اولیه داده‌ها

باتوجه به شکل ۳، ۱۵ مقدار ویژه اولیه بیشترین مقدار واریانس داده‌ها را تبیین می‌کنند و بعد از آنها مقادیر ویژه سایر مولفه‌ها با یک خط مستقیم واریانس داده‌ها را نشان می‌دهد به طوری که این مولفه‌ها تنها در حدود ۲٪ از واریانس کل داده‌ها را توضیح می‌دهند لذا بکارگیری آنها نقش چندانی نمی‌تواند در تبیین پراکنش داده‌ها ایفا نماید زیرا مولفه‌هایی با واریانس تبیین بیشتر، تمامی ویژگی‌های داده‌ها را در خود دارند. با توجه به اینکه ۱۵ مقدار ویژه نیز به یک میزان واریانس داده‌ها را تبیین نمی‌کنند (براساس شکل ۴) به گونه‌ای که مولفه اول به تنهایی ۵۲٪ از واریانس داده‌ها را در خود جای داده است و مولفه ۱۵ فقط ۰/۳٪ از واریانس داده‌ها را تبیین می‌نماید. بنابراین چون هدف از بکارگیری بردارهای ویژه کاهش حجم داده‌های اولیه است و با توجه به تبیین دو درصد واریانس، ۷ مولفه اولیه که ۹۲٪ از واریانس داده‌ها را تبیین می‌کردند جهت تحلیل‌های بعدی انتخاب شدند.

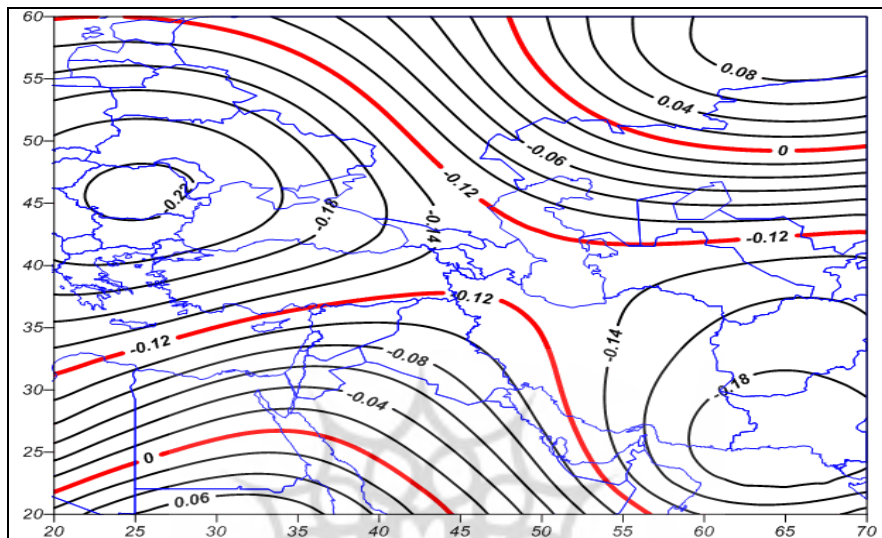


شکل (۴): نمودار درصد تبیین ۱۵ مولفه

بارهای مولفه‌های خروجی دوم، مولفه‌های مبنا هستند که تغییرات مکانی الگوهای غالب عهده‌دار بادهای توفنده را نشان می‌دهند. آرایه‌ی بارهای مولفه‌ها ماتریسی با ابعاد  $7 \times 357$  است که در آن تغییرات مکانی  $357$  نقطه‌ی شبکه‌ای در  $7$  مولفه بررسی می‌شود. این ماتریس در نرم افزار سورفر  $10$  به روش کربجینگ به نقشه تبدیل گردید و خطوط هم‌مقدار آن ترسیم شد. بدین ترتیب  $7$  نقشه بدست آمد که معرف آرایش اصلی تراز  $500$  هکتوپاسکال در هنگام رخداد بادهای برابر و بیش از  $28$  نات بر ثانیه در استان اردبیل هستند. به طور کلی جریانات جوی که عملاً در هنگام رخداد بادهای توفنده در استان اردبیل مشاهده می‌شوند، ترکیبی از این هفت مولفه می‌باشند که در ذیل به صورت نقشه نشان داده شده‌اند (شکل ۵).

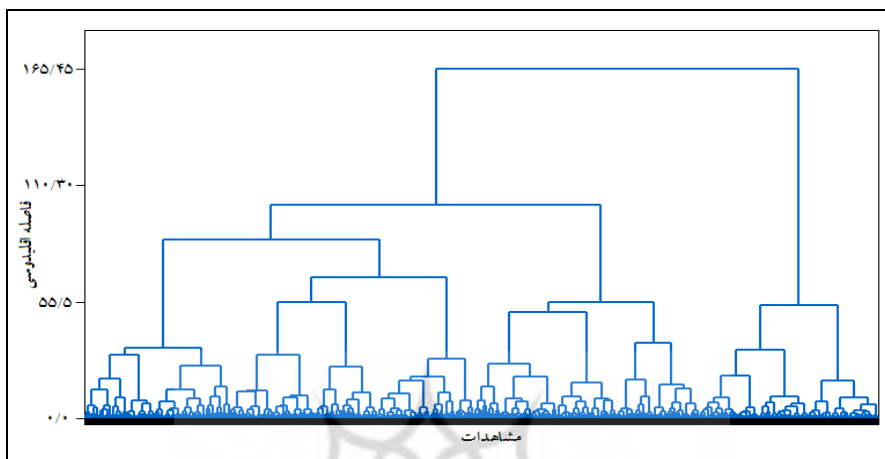
مولفه اول حدود  $5/59\%$  از تغییرات داده‌ها را تبیین می‌کند. توزیع مکانی این مولفه بیانگر یک پر ارتفاع است که هسته‌ی مرکزی آن در شمال قزاقستان قرار دارد. زبانه این الگو با پیشروی به سمت جنوب تمامی گستره ایران را پوشش می‌دهد در واقع این الگو پر ارتفاع آسیای مرکزی است. مولفه دوم تبیین کننده  $7/8\%$  از تغییرات داده‌ها است و توزیع مکانی این مولفه بیانگر یک هسته کم ارتفاع است که بر روی جنوب مدیترانه مرکزی قرار

گرفته است. زبانه این کم‌ارتفاع با پیشروی به سمت شرق تمامی شمال‌غرب ایران و تا قسمتی از بخش‌های غربی را تحت سیطره خود قرار می‌دهد. مولفه سوم تبیین کننده ۷/۶٪ از تغییرات داده‌ها است. توزیع مکانی این مولفه بیانگر یک کم‌ارتفاع گسترده است که هسته مرکزی آن بر روی بخش‌هایی از کشورهای ترکمنستان، افغانستان و شمال شرق ایران قرار دارد. گستره این مرکز کم‌ارتفاع با پیشروی به سمت غرب ضمن پوشش تمامی وسعت ایران تا شرق مدیترانه نفوذ کرده است. مولفه چهارم ۶/۷٪ از تغییرات داده‌ها را تبیین می‌کند. آرایش مکانی این مولفه شامل چهار کم‌ارتفاع است که بر روی اروپای غربی، پاکستان، سیبری و شمال دریای سرخ قرار دارند. زبانه‌های این چهار کم‌ارتفاع به سمت ایران کشیده شده‌اند که یک گردنه مشابه با گردنه‌های هم‌فشار را بر روی ایران ایجاد کرده‌اند. همچنین شمال‌غرب ایران و متعاقباً منطقه مورد مطالعه تحت سیطره کم‌ارتفاع اروپای غربی قرار دارد. مولفه پنجم، ۴٪ از تغییرات داده‌ها را تبیین می‌کند. آرایش مکانی این مولفه معرف یک پراارتفاع است که در جنوب‌غربی دریای سرخ تشکیل شده است. زبانه این پراارتفاع با گسترش به سمت شمال‌غرب، گستره‌ای از مدیترانه شرقی تا شرق ایران را تحت تسلط خود قرار می‌دهد در واقع این پراارتفاع تمامی وسعت ایران را پوشش می‌دهد این الگوی همان پراارتفاع جنب‌حاره است. مولفه ششم ۳/۳٪ از تغییرات کل داده‌ها را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مولفه شامل یک ناوه کشیده است که از مرکز آفریقا در جهت شمال‌غرب با عبور از شمال‌غرب ایران تا مرکز روسیه امتداد یافته است. مولفه هفتم تنها ۲/۲٪ از تبیین داده‌ها را بر عهده دارد بنابراین مولفه یاد شده کم‌اثرترین مولفه در میان سایر مولفه‌ها است. الگوی مکانی این مولفه یک کم‌ارتفاع گسترده را نمایش می‌دهد که مرکز آن بر روی بخش‌های شرقی ترکیه و قسمتی از شمال‌غرب ایران قرار دارد. زبانه آن با گسترش به سمت جنوب ضمن پوشش دادن تمامی وسعت ایران تا جنوب شبه جزیره عربستان نفوذ کرده است.

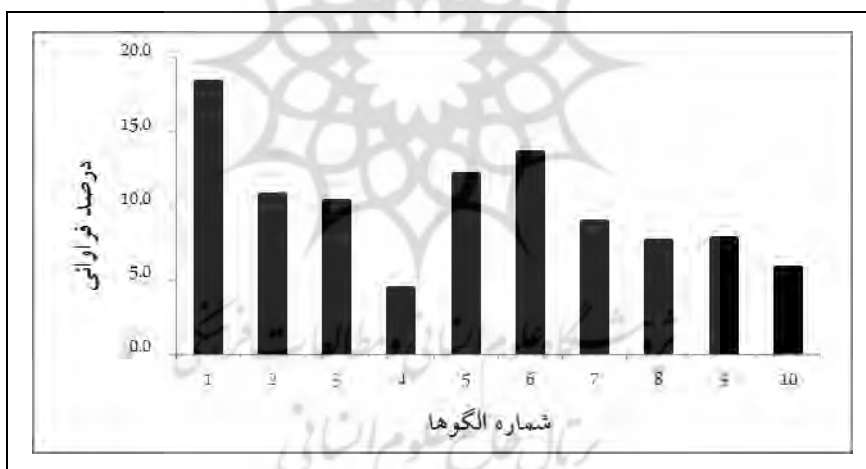


شکل (۵): میانگین الگوی مکانی بارهای عاملی ۷ مولفه مینا

یک الگوی گردشی بر حسب ترکیب ویژه‌ای از نمرات مولفه‌های مینا تعریف می‌شود. بنابراین تمامی روزهای که از نظر مقدار ۷ مولفه‌ی مینای ذکر شده به یکدیگر همانند بوده‌اند، یک الگوی گردشی را تشکیل می‌دهند (مسعودیان، ۱۳۸۲). بر پایه‌ی این استدلال برای شناسایی متداول‌ترین ترکیب نمرات مولفه‌ها یک تحلیل خوشه‌ای با روش ادغام وارد بر روی ۷ مولفه انجام شد و براساس مقادیر ۷ مولفه‌ی مینا در ۷۸۳ روز ۱۰ الگوی گردشی شناسایی گردید که دارای بیشترین واریانس برون گروهی و کمترین واریانس درون گروهی هستند (شکل ۶). در واقع هر الگوی گردشی از نظر مقدار مولفه مینا از الگوهای دیگر متمایز می‌شود و به عبارتی هر الگوی گردشی ترکیب ویژه‌ای از مقادیر مولفه مینا را نمایش می‌دهد. بنابراین هر یک از روزهای مورد بررسی را می‌توان بر حسب مولفه‌های آنها در یکی از این الگوهای گردشی جای داد. از آنجایی که نمی‌توان این خوشه‌بندی را به صورت نقشه نمایش داد ولی می‌توان برای هر خوشه میانگین الگوی فشار را محاسبه و نمایش داد. بنابراین الگوهای فشار ترکیبی برای هر خوشه محاسبه و نقشه آن با استفاده از نرم‌افزار سورفر ترسیم شد.



شکل (۶): دندوگرام فاصله اقلیدوسی کل خوشه‌ها



شکل (۷): نمودار درصد فراوانی رخداد گیوه‌های ترکیبی

نتایج حاصل از فراوانی (شکل ۷) و حوضه عمل ماهانه رخداد ۱۰ الگوی گردشی در جدول شماره ۳ نمایش داده شده است. همچنانکه از این جدول پیداست فصول زمستان و بهار کانون فصلی فعالیت بیشتر گیوه بوده و فصل تابستان تنها کانون فعالیت دو مورد از گیوه‌هاست. از سویی الگوهای زمستانه و زمستانه - بهاره در ماه‌های تابستان فاقد رخداد

بوده، بدین معنی که این الگوها در هیچ موردی در فصل تابستان مشاهده نشده‌اند. در این خصوص الگوی کاملاً تابستانه شماره ۷ نیز در هیچ کدام از ماه‌های زمستان دیده نشد. لذا مشاهده می‌شود که کانون‌های تغییر و نوع سامانه‌های فعال در این دو فصل کاملاً از هم متفاوت هستند.

جدول (۳): خصوصیات الگوهای ۱۰ گانه گردشی

شماره الگو	فراوانی خداد	کانون فصلی	کانون ماهانه	نوع روند	نوع سامانه
۱	۱۴۴	زمستان - بهار	فوریه	کاهشی ملایم	ناوه پهن مستقیم
۲	۸۴	بهار	آوریل	کاهشی شدید	ناوه وشار با کجی مثبت
۳	۸۱	زمستان	ژانویه - مارس	کاهشی ملایم	پشته وشار
۴	۳۵	زمستان - بهار	فوریه	افزایشی	پشته وشار
۵	۹۵	بهار	نوامبر	کاهشی ملایم	ناوه با کجی نسبتاً مثبت
۶	۱۰۷	تابستان - بهار - پاییز	سپتامبر	کاهشی شدید	ناوه پهن همشار - پشته وشار
۷	۷۰	تابستان	اوت	کاهشی نسبی	ناوه با کجی منفی - پشته وشار
۸	۶۰	زمستان - بهار	آوریل	بدون روند	پشته وشار
۹	۶۱	زمستان	دسامبر - ژانویه	کاهشی نسبتاً شدید	ناوه - پشته
۱۰	۴۶	زمستان	فوریه	بدون روند	پشته

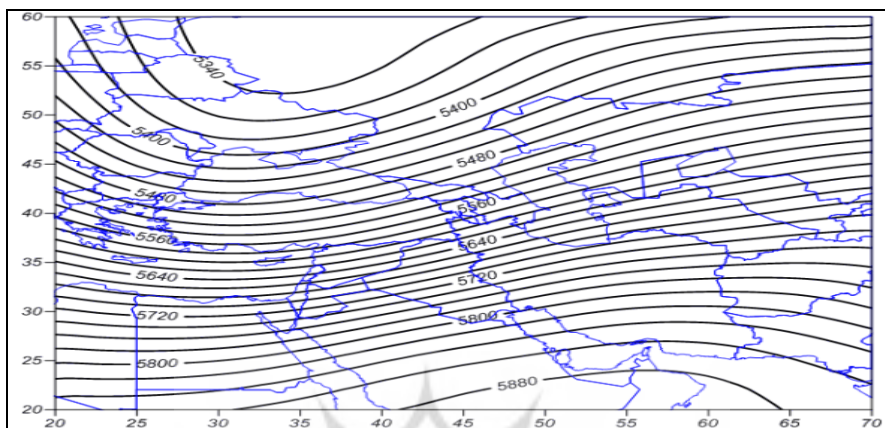
با توجه به اینکه سامانه‌های فعال در فصول زمستان و تابستان در ماه‌های بهار و پاییز هم مشاهده می‌شوند. بنابراین می‌تواند استدلال نمود که این دو فصل اخیر فصول انتقالی سامانه‌های زمستانه به تابستانه هستند هر چند که بعضی مواقع تکرار بالای یک الگو در ماه‌های پاییز و یا بهار است و یا اینکه بسامد فراوانی فصلی یک الگو مختص به فصل بهار است. بررسی روند تکرار این الگوها نیز نشان می‌دهد که تنها الگوی شماره ۴ که دارای کمترین تکرار می‌باشد افزایشی بوده و روند سایر الگوها کاهش و یا فاقد روند است بدین ترتیب در سال‌های آتی با احتمال زیاد جابه جایی در بسامد رخداد این الگوها به وقوع خواهد پیوست و ممکن است شاهد غالب شدن الگوها کم بسامد کنونی نیز باشیم.

در این راستا آرایش توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوهای شناسایی شده گوبای

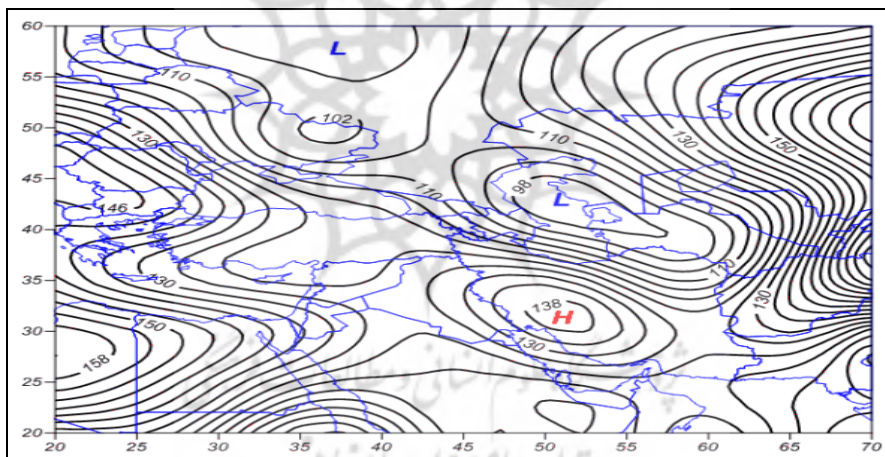
غلبه‌ی ناوه‌های عرض میانه و پشته‌های جنب‌حاره بر این الگوهاست<sup>۱</sup> یعنی الگوها عمدتاً نشان دهنده ناوه (شکل ۸) و پشته و یا ترکیبی از ناوه - پشته (شکل ۱۱) هستند و سایر سامانه‌ها نظیر کم‌ارتفاع بریده، سامانه‌های بندالی و ... در هیچ موردی مشاهده نشدند. هر چند که ممکن است سامانه‌های یادشده در الگوهای تکی هر یک از ۷۸۳ روز مشاهده می‌شوند اما غلبه و تأثیر نفوذ بر عهده این سامانه‌ها نیست. آرایش توپوگرافی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان معرف سامانه‌های تراز پایین جو نیز نشان می‌دهد که در تمامی الگوها به جز الگوهای شماره ۶ و ۷ که عمدتاً تابستانه هستند، یک مرکز پرفشار برروی زاگرس با محور جنوب‌شرقی - شمال‌غربی تشکیل می‌شود و متعاقباً یک سامانه کم‌فشار با همان جهت برروی دریای خزر شکل می‌گیرد یا اینکه یک زبانه‌ای از کم‌فشارهای اروپایی با جهت شمال‌غربی - جنوب‌شرقی برروی دریای خزر گسترده می‌شوند که بدین ترتیب منطقه مورد مطالعه در حد مرزی و منطقه همگرایی شدید بین این سامانه کم‌فشار و پرفشار زاگرس قرار می‌گیرد (شکل ۹). همچنین باید اشاره نمود که نوع آرایش سامانه‌های فشار و فعل‌وانفعالات محلی با این آرایش تأثیر زیادی در میزان سرعت باد در هر یک از ایستگاه‌های بررسی شده ایفا می‌کند. از سویی در دو الگوی تابستانه شماره ۶ و ۷ نوع سامانه‌های فشار تغییر می‌کنند به طوری که برروی زاگرس یک الگوی کم‌فشار گرمایی قرار می‌گیرد و یک سامانه پرفشار نیز برروی اروپا مستقر می‌شود که زبانه آن برروی دریای خزر کشیده شده و بدین ترتیب دوباره یک منطقه همگرایی در منطقه تحت بررسی البته به صورت معکوس شکل می‌گیرد (شکل ۱۲).

<sup>۱</sup> - به سبب حجم زیاد نقشه‌ها و نمودارها و محدودیت در تعداد صفحات این نوشتار، تنها نقشه‌ها و نمودارهای مربوط به الگوی شماره ۵ به عنوان نماینده الگوهای زمستانه و الگوی شماره ۷ به عنوان نماینده الگوی تابستانه ارائه می‌شود.





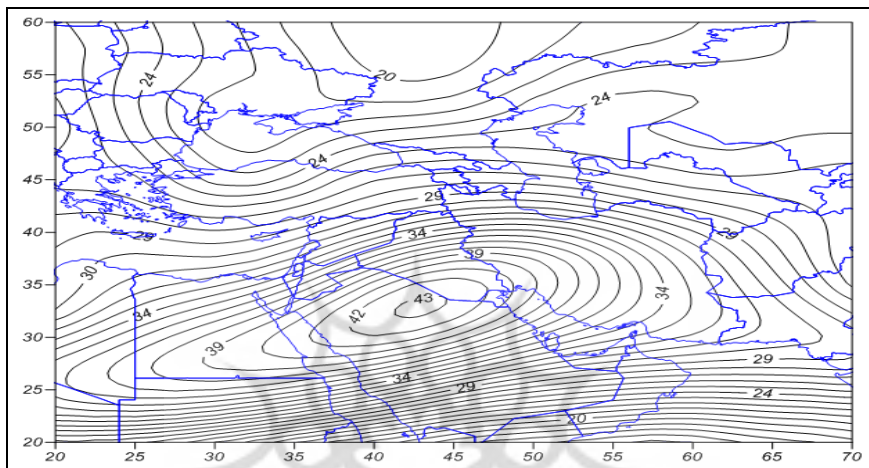
شکل (۸): نقشه ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی شماره ۵



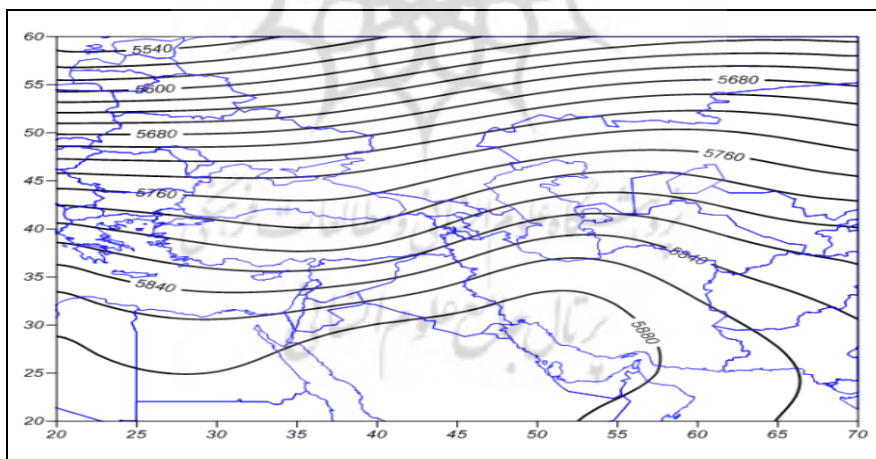
شکل (۹): نقشه ترکیبی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال الگوی شماره ۵

بررسی رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان داد که در تمامی الگوها به جز الگوهای شماره ۶ و ۷ هسته بیشینه سرعت باد در محدوده‌ای از شبه جزیره عربستان - شمال آفریقا قرار می‌گیرد بطوری که استان اردبیل در نیمه راست خروجی آن و در زیر واگرایی بالایی حاصل از آن قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). در صورتی که در دو الگوی تابستانه شماره ۶ هسته

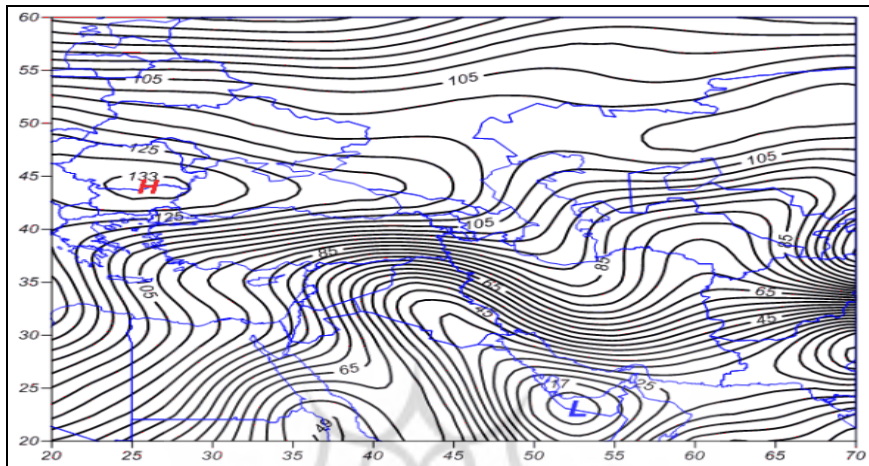
بیشینه رودباد با سرعت ۳۱ متر در ثانیه بر روی دریای خزر قرار می‌گیرد با این حال رودباد در الگوی شماره ۷ مشاهده نشد (شکل ۱۳).



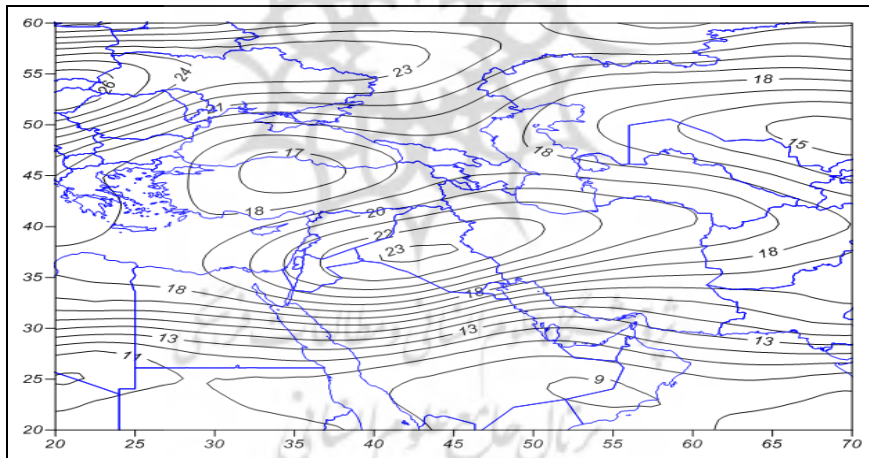
شکل (۱۰): نقشه ترکیبی رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال الگوی شماره ۵



شکل (۱۱): نقشه ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی شماره ۷



شکل (۱۲): نقشه ترکیبی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال الگوی شماره ۷



شکل (۱۳): نقشه ترکیبی رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال الگوی شماره ۷

## نتیجه گیری

در پژوهش حاضر جهت بررسی بادهای توفنده و مخرب در استان اردبیل، ۷۸۳ روز به عنوان روزهای مصادف با باد توفنده و مخرب در استان اردبیل شناسایی شدند که با انجام یک تحلیل مولفه مبنا بر روی داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ترسیم نقشه‌های ماتریس بارهای عاملی مشخص شد که ۷ مولفه اصلی کنترل کننده سامانه‌های همدید بادهای توفنده استان اردبیل در آسیای مرکزی - روسیه، سیبری، منطقه مدیترانه و شرق و جنوب شرقی دریای سرخ، قرار دارند. با بدست آوردن ۱۰ الگوی گردشی با اعمال خوشه‌بندی ماتریس نمرات عاملی (۷\*۷۸۳) توزیع زمانی الگوها شناسایی شد. همانطور که تحلیل آماری توسط گلباده‌ها نشان داد که بیشترین بادهای توفنده در ایستگاه‌های اردبیل و خلخال در فصل زمستان و نیمه‌ی سرد سال به ترتیب با جهت جنوب غربی و غرب و کمترین آن در هر دو ایستگاه در فصل تابستان از سمت شرق و در ایستگاه پارس‌آباد بیشترین بادهای توفنده در نیمه‌ی گرم سال از سمت شرق بوده است. با نمرات عاملی نیز مشخص شد که تنها دو الگوی شماره ۶ و ۷ در فصل تابستان اتفاق می‌افتند و سایر الگوی عمدتاً در فصول زمستان و بهار و بعضاً در فصل پاییز رخ می‌دهند. روندیابی زمانی فراوانی رخداد این ۱۰ الگو نشان می‌دهد که روند زمانی این الگوها به جز الگوی شماره ۴، کاهش می‌دهند. مقایسه این یافته تحقیق با نتایج حاصل از بررسی همدید گندمکار (۱۳۸۸) و بهروزی (۱۳۸۹) همسو است.

تحلیل نقشه‌های ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این الگوها حاکی از وجود ناوه و پشته و یا ترکیبی از ناوه - پشته در هر یک از الگوهاست. بررسی دقیق این الگوهای ترکیبی نشان داد که با وجود آنکه این الگوها از نظر نوع سامانه مشابه هم بوده ولی با تأثیری که کجی ناوه و پشته و همچنین نوع و آشاری - همشاری سیستم ناوه و پشته در میزان شدت واگرایی و همگرایی ترازهای میانی جو دارند. روی داد هر یک از این خصوصیت‌ها در سامانه‌های مشابه سبب تشدید و یا کاهش شدت سامانه‌های تراز پایین و الگوهای جریان و به پیرو آن بادهای شدید و مخرب می‌شود. آرایش توپوگرافی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در تمامی الگوها بجز شماره ۶ و ۷ یک مرکز پر فشار بر روی زاگرس و یک سامانه کم‌فشار

برروی دریای خزر شکل می‌گیرد و در دو الگوی تابستانه شماره ۶ و ۷ سامانه‌های فشار معکوس می‌شود. به طوری که برروی زاگرس یک الگوی کم فشار گرمایی و برروی دریای خزر یک سامانه پرفشار مستقر می‌شود و بدین ترتیب دوباره یک منطقه همگرایی در منطقه تحت بررسی البته به صورت معکوس شکل می‌گیرد. بررسی رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکالی نیز نشان داد که در تمامی الگوها به جز الگوی ۶ و ۷ استان اردبیل در نیمه راست خروجی رودباد و در زیر واگرایی بالایی حاصل از آن قرار می‌گیرد.



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی  
پرتال جامع علوم انسانی

## منابع

- اسمعیل پور، مرضیه، (۱۳۹۳)، تحلیل انرژی باد و پیش‌بینی سرعت آن در شمال غرب ایران، رساله دکتری، دانشگاه تبریز.
- بهروزی، محمود، (۱۳۸۹)، نگرشی بر عوامل هم‌دید موثر بر وقوع بادهای توفنده استان فارس و تحلیل آماری آن در بازه زمانی (۱۹۹۰-۲۰۰۵)، دومین همایش ملی فرسایش بادی و طوفان-های گردو غبار، دانشگاه یزد، ص ۱۳۰-۱۳۸.
- براتی، غلامرضا و عاشوری، فاطمه (۱۳۸۶)، طراحی الگوهای شدیدترین بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۲، ص ۶۷-۸۰.
- جوان‌نشان، مهیندوخت، (۱۳۸۲)، تحلیل آماری بادهای شدید در استان تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ذوالفقاری، مرتضی، (۱۳۸۴)، تعیین الگوی هم‌دید بادها با سرعت بیش از ۳۶ کیلومتر در ساعت استان قم جهت پیش‌بینی بموقع آن، پژوهشنامه‌ی استان قم، ۴، ص ۱۰۷-۱۳۹.
- رحیم‌زاده، فاطمه (۱۳۸۵)، بررسی تغییرات سرعت باد در ارتفاع ده متری از سطح زمین در تعدادی از شهرهای بزرگ کشور در دوره اقلیمی ۱۹۵۱-۲۰۰۰، مجله نیوار، شماره ۶۲-۶۳، ص ۲۱-۷.
- رضایی بنفشه، مجید؛ جوان، خدیجه و بتول زینالی (۱۳۹۰)، بررسی روند تغییرات سرعت باد در شمال غرب ایران، فصلنامه جغرافیای طبیعی لار، سال چهارم، شماره ۱۳، ص ۳۶-۲۷.
- قهرمان، نوذر و ابوذر قره‌خانی (۱۳۸۹)، بررسی روند تغییرات زمانی سرعت باد در گستره اقلیمی ایران، مجله آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۱، جلد ۴، ص ۳۱-۴۳.
- گندمکار، امیر (۱۳۸۸)، بررسی هم‌دید انرژی باد در منطقه سیستان (ایستگاه زابل)، فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ۲۷، ص ۱۸۰-۱۶۱.
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۸۲)، زیج سی‌ساله‌ی الگوهای گردش‌تری تراز میانی جو ایران، مجله‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی هفتم، ص ۵۱-۳۳.
- یارنال، برنت (۱۳۹۰)، اقلیم‌شناسی هم‌دید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان ابوالفضل مسعودیان، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ اول.
- Koll, A. (2005), Relationship between inters annual variation of wind direction and wind speed, Publication's institute geographic university at is tartuensis, 97:62-70.

- M.C. tannish, G. Chan, Y. M.C. gowan, H. leys, j. 2005, the rd October 2002 dust storm in eastern Australia: characters and meteorological conditions, atmospheric environment, 39: 1227-1236.
- Qin, Z. Li, W. Xiong, X. (2011), Estimating wind speed probability distribution using Kernel density method, Electric Power System Research, 81, 2139-2146.
- Seguro, J.V. Lambert, T.W. (2000), Modern estimation of the parameters of the We bull wind speed distribution for wind energy analysis, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 85, 75-84.
- Yaniktepe, B. Koroglu, T. Sovran, M. (2013), Investigation of wind speed characteristic and wind energy potential in Osmaniye, Turkey, Renewable and Sustainable energy, 703-711.

