

## واکاوی آماری - همدید اثر تاوه قطبی بر بارش‌های فرین و فراگیر غرب

### میانی ایران

فرامرزش خوش اخلاق<sup>۱\*</sup>، مصطفی کریمی<sup>۲</sup>، نسیم جهانی<sup>۳</sup>

۱. دانشیار، هیئت علمی دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

۲. دانشیار، هیئت علمی دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

۳. کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی سینوپتیک، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

### چکیده

تقویت و تضعیف تاوه قطبی به‌همراه نوسانات پرفشار جنب‌حاره تعیین‌کننده شرایط اقلیمی عرض‌های میانی است. از آنجا که درک بهتر تأثیر گردش‌های جوی روی بارش، به‌ویژه بارش‌های سنگین از مهم‌ترین اهداف اقلیم‌شناسی همدید محسوب می‌شود، شناخت تاوه قطبی به‌عنوان یکی از مؤلفه‌های مهم گردش عمومی جو در این پژوهش ضرورت یافته است. هدف اصلی این تحقیق شناسایی اثر تاوه قطبی بر تغییرات بارش، به‌ویژه بارش‌های فرین در منطقه پژوهش طی دوره سی ساله (۱۹۸۶-۲۰۱۵) است. در این راستا دو هدف فرعی نیز در نظر گرفته شده‌اند: ۱. شناسایی ویژگی‌های آماری داده‌های بارشی منطقه و تأثیر تغییر اقلیم بر فراوانی الگوهای بارش فرین و همین‌طور پیدا کردن روزهای بارش سنگین در دوره سی ساله مورد مطالعه. ۲. شناسایی الگوها و مولفه‌های ایجادکننده بارش‌های فرین و فراگیر در غرب میانی ایران. بدین منظور داده‌های بارش روزانه غرب میانی ایران از طریق سایت سازمان هواشناسی اخذ و در بخش واکاوی آماری با استفاده از آزمون من-کندال و تخمین‌گر شیب سن روند داده‌های بارش به دو شکل ایستگاهی و سالانه و نیز به‌صورت میانگین بارش برای هفت ماه (اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه، فوریه، مارس و آوریل) محاسبه شده است. در این بخش روند معناداری برای تغییرات بارش‌های منطقه به‌دست نیامد، اما وجود رابطه‌ای معکوس و معنادار در سطح ۵ درصد بین میانگین بارش و عرض جغرافیایی منحنی میانگینی که تاوه قطبی از آن گذر می‌کند را نشان می‌داد. تحقیقات انجام شده گویای همبستگی بارش‌های سنگین و آبرسنگین غرب میانی ایران با حرکت جنوب سوی دو منحنی مرکزی تاوه قطبی (۵۵۰۰ ژئوپتانسیل متر) و سپس منحنی جنوبی (۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر) است. در بخش واکاوی همدید نیز هر دو طبقه بارشی (سنگین و آبرسنگین) با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای مبتنی بر فاصله در برنامه MATLAB با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه خوشه بندی شدند. شایان ذکر است که داده‌های سینوپتیکی از سایت ECMWF اخذ و در ترسیم نقشه‌های همدید مورد استفاده قرار گرفتند. واکاوی همدید الگوها نشان‌دهنده ارتباط مستقیم رودبادهای بالای ۳۰ متر در ثانیه و تقویت سیستم‌های سینوپتیکی با فعالیت تاوه قطبی در عرض‌های پایین‌تر بودند؛ ضمن اینکه با مشاهده نقشه‌ها متوجه حرکت بالاسوی ۴ الی ۵ درجه‌ای پرفشار جنب حاره و عقب نشینی تاوه قطبی شدیم که گویای اثر مستقیم تغییر اقلیم بر حرکات تاوه و بارش‌های منطقه مطالعاتی است. در روزهای منتخب هر الگو نیز اغلب کم‌فشارهای مستقر روی کشور عراق و دریای مدیترانه موجب ناپایداری هوا شده‌اند و رطوبت دریاهای عرب، سرخ و مدیترانه را به سمت منطقه پژوهش فرارفت داده‌اند.

واژگان کلیدی: تاوه قطبی، آزمون روند، خوشه‌بندی، بارش سنگین و آبرسنگین، غرب میانی ایران

## ۱- مقدمه

تاکنون مطالعات بسیاری در سطح جهان و ایران، در زمینه تاوه قطبی و تاثیر آن بر بارش‌ها انجام شده است که در اغلب آن‌ها به تاثیر مستقیم تاوه قطبی بر بارش‌های زمستانه تاکید دارند. مطالعات بر روی تاوه قطبی نشان داده است که برجسته‌ترین ویژگی گردش پوشن سپهری، تشکیل و فروپاشی فصلی تاوه با ویژگی گردش چرخندی بر روی قطب در زمستان است (دارین<sup>۱</sup> و لورنز<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵). تغییرات کوتاه و بلندمدت در شدت و دوام تاوه‌های قطبی پوشن سپهری شمالگان و جنوبگان را در فصل بهار مورد واکاوی قرار دادند، نتایج مربوط به تاوه‌های شمالگان، وجود وردایی با فراوانی کم در زمستان پوشن سپهر را تأیید می‌کند. در مقیاس زمانی بلندمدت، تغییر آماری معنی‌داری در شدت و چرخه حیات تاوه شمالگان موجود نیست (لانگ متز<sup>۳</sup> و کونز<sup>۴</sup>، ۲۰۰۸). ارتباط بین اندازه و جابجایی تاوه قطبی نیمکره شمالی را در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال<sup>۵</sup> ه. پ با شاخص‌های نوسانات شبه دوسالانه، النینو و تعداد لکه‌های خورشیدی در بازه زمانی ۱۹۶۳-۲۰۰۰ نشان داد که ارتباط اندکی بین اندازه تاوه و فاز نوسانات شبه دوسالانه وجود دارد (آنجل<sup>۶</sup>، ۲۰۰۱). واکاوی زمانی مکانی بارش کشور سنگال با روش من کندال در یک دوره سی ساله کاهش معنادار بارندگی‌ها را نشان داد (دیوپ و همکاران، ۲۰۱۶). ارزیابی روند بارش دراز مدت در جنوب غرب آسیا و عربستان سعودی در سه دوره زمانی با کمک آزمون من کندال نشان داد که با وجود افزایش روند بارندگی در دوره اول دو دوره بعدی با روند کاهش بارندگی روبه‌رو بوده‌اند (مغربی و همکاران، ۲۰۲۳). روند تغییرات بارش، دما و رواناب در حوزه آبریز یانگ تسه با آزمون من کندال نشان داد که در سال‌های مورد نظر میانگین دما روندی افزایشی داشته اما بارش هیچگونه تغییرات معناداری را تجربه نکرده است؛ در حالی که رواناب از روندی افزایشی برخوردار بوده است (چن و همکاران، ۲۰۱۴). در مطالعه بارش ۴۱ استان ایران با استفاده از آزمون‌های من-کندال و وایزی خطی نتایج روند منفی بارش‌های سالانه کشور حتی در بهار و زمستان طی یک

دوره ۴۰ ساله را نشان دادند (طبری و حسین زاده، ۲۰۱۱). مطالعه تغییرات زمانی بلندمدت ۱۹۳۴-۲۰۱۴ در شهر شارجه امارات با روش‌های پارامتری و ناپارامتری نشان دادند که بارش سالانه از ۳ تا ۹ میلی متر در هر دهه دارای روندی کاهشی بوده است (مراتبن و همکاران، ۲۰۱۳). واکاوی تفاوت و اثرات زودهنگام و دیرهنگام فروپاشی تاوه قطبی پوشن سپهری نشان داد که گسترش علایم گردشی نابهنجار از پوشن سپهر به وردسپهر، قبل و بعد فروپاشی زودهنگام تاوه قطبی پوشن سپهری متضاد بودند، در حالی که قبل و بعد از آغاز فروپاشی دیرهنگام گردش قطبی پوشن سپهری متضاد نبودند (لی و همکاران، ۲۰۱۲). در واکاوی تغییرات تاوه قطبی در نیمکره شمالی و ارتباط آن با الگوهای دورپیوندی مشخص شده است که این تاوه در نیمکره شمالی به‌طور متوسط در عرض ۸۵/۳ درجه شمالی و طول ۱۷۸ درجه شرقی قرار دارد. علاوه‌براین، منطقه قرارگیری تاوه نیمکره شمالی با گردش دورپیوندی نوسان اطلس شمالی در ماه ژانویه ارتباط دارد (روهلی و همکاران، ۲۰۰۵). در بررسی اندازه جابه‌جایی تاوه قطبی و ارتباط آن با شاخص‌های نوسان دو سالانه، النینو و لکه‌های خورشیدی مشخص شد که ارتباط اندکی بین اندازه تاوه و فاز نوسانات شبه دوسالانه وجود دارد، ولی در سطح ۹۰ درصد معنی‌دار است (آنجل، ۲۰۰۱).

مطالعات اخیر نشان داده‌اند که مراکز چرخندزایی مدیترانه، سودان، دریای سرخ، دریای سیاه و نیز بین‌النهرین در ترسالی‌های شدید منطقه، به‌شدت فعال بوده و بیشترین نقش را در بارش‌های دوره مرطوب ایفا می‌کنند (جعفر بگلو و همکاران، ۱۳۸۸). با تحلیل سینوپتیکی تاوه قطبی و اثرات آن بر اقلیم ایران، شرایط بارشی و دمایی کشور بر اساس داده‌های مربوط به نقشه‌های ماهانه سطح دریا و تراز ۵۰۰ ه. پ در شش‌ماه سرد سال در دوره آماری ۱۹ ساله (۱۹۷۱ تا ۱۹۸۹) واکاوی کرد که نشان از اثر مستقیم این پدیده اقلیمی بر بارش‌های زمستانی ایران دارد (مرادی، ۱۳۸۰). با بررسی توابع متعامد تجربی اثر نوسان تاوه قطبی در دو زمستان سرد و گرم

۶- در ادامه متن هکتوپاسکال به اختصار ه. پ. نوشته شده است.

۶- Angel

۱- Darin

۲- Lorenz

۳- Longmetz

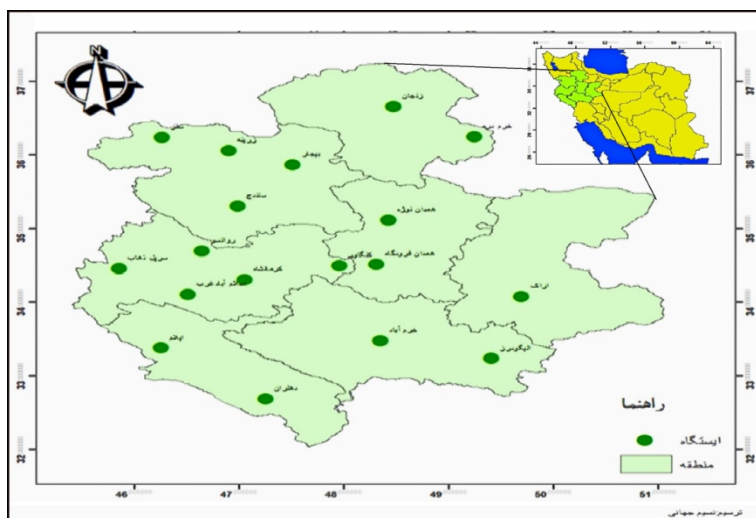
۴- Conz

غرب ایران (مطالعه موردی بارش سوم تا هفتم ژانویه ۱۹۹۶) مشخص شد که مدیترانه شرقی نقش زیادی در ارسال رطوبت نداشته، بلکه منطقه پژوهش رطوبت خود را از دریاهای عرب، سرخ و عمان دریافت کرده است. با توجه به نتایج این پژوهش، دریاهای عمان و عرب اصلی‌ترین منبع تأمین رطوبت رخداد بارش در غرب ایران هستند (فرج‌زاده‌اصل و همکاران، ۱۳۸۸). روند بارش در حوزه آبریز قره قوم به کمک آزمون من-کندال نشان داد که بارش‌ها با کاهش و دما با افزایش قابل توجهی در این منطقه در دوره سی ساله (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۹) روبه‌رو بوده‌اند که نشانی از اثر مستقیم تغییر اقلیم است (ازیرانی و همکاران، ۱۴۰۱).

### مواد و روش‌ها

منطقه پژوهش در این تحقیق غرب میانی ایران است (شکل ۱) که به منظور واکاوی تأثیر تاوه قطبی بر بارش‌های فرین و فراگیر غرب میانی ایران داده‌های روزانه بارش ۱۸ ایستگاه همدید از استان‌های ایلام، اراک، خرم‌آباد، زنجان، کرمانشاه، کردستان و همدان آن هم در بازه زمانی ۳۰ ساله (۱۹۸۶-۲۰۱۵) از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد.

بررسی شد و نتایج نشان دادند که جابجایی الگوی دو قطبی دمای سطح، که سبب بروز زمستان گرم و سرد در کشور ایران است (میررکنی و همکاران، ۱۳۹۲). نتایج به دست آمده از واکاوی نمایه‌های پیوند از دور و مطابقت آن‌ها با الگوهای همدیدی، نشانگر ضعیف شدن تاوه قطبی وردسپهری و تقسیم شدن آن به شکل چند مرکز در دوره‌های فرین برفی است (علیدادی و همکاران، ۱۴۰۱). تاوه قطبی در ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و اسفندماه دارای روند کاهشی (منفی) در سطح معناداری ۱ درصد است. علل کاهش سطح تاوه قطبی در نیمه سرد سال و بویژه در بهمن ماه و اسفندماه به‌واسطه اثرات گرمایش جهانی در نظر گرفته می‌شود (کاشکی، ۱۳۹۶). در تحلیل تغییرات درون دهه‌ای داده و الگوهای فضایی بارش‌های سالانه و فصلی نیمه غربی ایران مشخص شد که الگوهای خوشه‌های مثبت بارش در مقیاس سالانه بیشتر در امتداد کوه‌های زاگرس و بخش‌هایی از غرب منطقه پژوهش قرار دارند (فراهانی و همکاران، ۱۳۹۶). طبق تحقیقات صورت گرفته در دوره سرد سال با پسروری پرفشار جنب‌حاره، تاوه قطبی پیشروی کرده و با ایجاد امواج نصف‌النهاری سبب انتقال انرژی و تکانه می‌گردد. با آغاز دوره گرم سال ضعیف شدن و عقب‌نشینی تاوه قطبی پرفشار جنب‌حاره‌ای تقویت و به‌سوی عرض‌های میانی و شمالی جابجا می‌شود (لشکری، ۱۳۷۵). با مطالعه چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه



شکل (۱): نقشه منطقه پژوهش و ایستگاه‌های منتخب

تمام بارش‌ها در نظر گرفته شد و پنج آستانه توصیفی برای منطقه معرفی گردید. براساس هدف پژوهش حاضر در میان پنج آستانه یادشده تنها دو طبقه آخر با عنوان بارش‌های خیلی زیاد (سنگین) شامل بارش‌های ۲۰ تا ۲۴/۹ میلی‌متر و بسیار زیاد (آبرسنگین) یعنی بارش‌های بالای ۲۵ میلی‌متر که دو صدک ۹۵ و ۹۸ را شامل می‌شدند مبنای ادامه پژوهش قرار گرفت. در جدول (۱) آستانه‌های بارش استخراجی از متوسط تا آبرسنگین (روزانه) و معیار فراگیری آنها ارائه شده است و جدول (۲) روزها و تعداد ایستگاه‌های دارای (فراگیری) بارش سنگین و آبرسنگین طی دوره منتخب ۳۰ ساله را نشان می‌دهد.

این داده‌ها شامل بارش‌های ۷ ماه مرطوب سال (اکتبر تا آوریل) در غرب میانی هستند؛ چراکه بیشترین بارش‌های سالانه منطقه مذکور متعلق به این دوره زمانی هستند. پس از نظم بخشی به داده‌های بارش توسط برنامه‌نویسی ماکرو<sup>۸</sup> در نرم‌افزار اکسل بارش‌های بالای ۱ میلی‌متر جداسازی و مبنای پژوهش قرار داده شدند. در ادامه محاسبه میانگین و انحراف معیار بارش تمام ایستگاه‌ها، مشخص شد که ایستگاه زنجان با متوسط ۱۰ میلی‌متر بارش روزانه کم‌ترین نرخ بارش‌های ثبت شده در منطقه را به خود اختصاص داده است. در مرحله بعد با در نظر گرفتن بارش‌های بالاتر از ۱۰ میلی‌متر سه صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۸ برای

جدول(۱): آستانه‌های بارشی و حداقل تعداد فراگیری ایستگاه‌های منتخب

معیار فراگیری (تعداد)	محدوده بارش	آستانه‌های بارشی
حداقل ۹ ایستگاه	(۵-۹/۹)	متوسط
حداقل ۸ ایستگاه	(۱۰-۱۴/۹)	نسبتاً زیاد
حداقل ۶ ایستگاه	(۹/۱۹-۱۵-۱۹/۹)	زیاد
حداقل ۴ ایستگاه	(۲۰-۲۴/۹)	خیلی زیاد (سنگین)
حداقل ۲ ایستگاه	(۲۵ و بیشتر)	بسیار زیاد (آبرسنگین)

در جدول (۲) روزها و تعداد ایستگاه‌های دارای (فراگیری) بارش سنگین و آبرسنگین طی دوره منتخب ۳۰ ساله ارائه شده است.

جدول(۲): فراوانی و فراگیری رخداد بارش ایستگاه‌ها در طبقه بارشی سنگین و آبرسنگین

سال	تعداد ایستگاه‌های دارای بارش‌های سنگین	تعداد ایستگاه‌های دارای بارش آبرسنگین	فراوانی روزهای بارش سنگین	فراوانی روزهای بارش آبرسنگین
۱۹۸۶	۰	۹	۰	۴
۱۹۸۷	۱۰	۱۵	۷	۱۰
۱۹۸۸	۰	۱۰	۰	۵
۱۹۸۹	۶	۱۰	۳	۹
۱۹۹۰	۷	۱۱	۱	۳
۱۹۹۱	۰	۱۶	۰	۵
۱۹۹۲	۶	۱۵	۳	۱۰
۱۹۹۳	۱۴	۱۶	۱۰	۱۷
۱۹۹۴	۱۳	۱۸	۱۲	۱۸
۱۹۹۵	۰	۶	۰	۱
۱۹۹۶	۰	۱۴	۰	۱۲
۱۹۹۷	۰	۱۵	۰	۱۰
۱۹۹۸	۰	۱۵	۰	۷
۱۹۹۹	۰	۱۲	۰	۴
۲۰۰۰	۰	۱۶	۰	۵
۲۰۰۱	۹	۹	۴	۳
۲۰۰۲	۰	۱۲	۰	۶
۲۰۰۳	۰	۱۳	۰	۷
۲۰۰۴	۰	۹	۰	۴
۲۰۰۵	۶	۱۵	۵	۸
۲۰۰۶	۸	۱۶	۳	۱۱
۲۰۰۷	۶	۱۷	۳	۸
۲۰۰۸	۰	۱۱	۰	۵
۲۰۰۹	۰	۱۶	۰	۶
۲۰۱۰	۶	۱۶	۳	۹
۲۰۱۱	۰	۱۴	۰	۵
۲۰۱۲	۶	۷	۴	۲
۲۰۱۳	۱۰	۱۵	۳	۱۰
۲۰۱۴	۶	۱۳	۳	۸
۲۰۱۵	۰	۱۲	۰	۵

پیش‌بینی میان‌مدت اروپا<sup>۱۰</sup> استخراج و مورد استفاده قرار گرفته‌اند. به کمک این اطلاعات همبستگی داده‌ها در هر دو طبقه‌ی بارشی با رویکرد محیط به گردش مورد بررسی و طبقه‌بندی قرار گرفت. جهت طبقه‌بندی داده‌ها با روش تحلیل خوشه‌ای و همبستگی از روش **complete** در نرم‌افزار **MATLAB** استفاده شد که تمام داده‌های مشابه را در گروه‌های مشخص قرار می‌دهد. در مرحله واکاوی هم‌دید الگوبندی‌های استخراج شده در دو تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ ه.پ شکل گرفت که این داده‌ها به‌صورت روزانه برای تمام روزهای هر دو طبقه بارشی خوشه‌بندی شدند و خوشه‌های استخراجی با محاسبه مقادیر متغیر ضریب همبستگی آستانه بین ۰/۴ تا ۰/۸ به‌دست آمدند.

بررسی‌های آماری برای آزمون‌های روندیابی بارش شامل آزمون من- کندال و شیب سن انجام شده‌اند. در این کار تعداد ایستگاه‌ها و فراوانی رخداد‌های بارشی مورد توجه قرار گرفت. علاوه بر این جهت بررسی رابطه میان منحنی‌های مختلف تاوه قطبی با بارش میانگین ایستگاه‌ها از آزمون همبستگی پیرسون در محیط نرم افزار برنامه **SPSS** استفاده شد. به‌منظور تعیین الگوهای جوی و طبقه‌بندی آنها جهت خوشه‌بندی آماری بارش-ها هم در دوره آماری با در نظر گرفتن محدوده جغرافیایی مناسب (۱۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی و صفر تا ۸۰ درجه طول شرقی)، داده‌های بازکاوی شده **ERA interim**<sup>۹</sup> از مرکز

<sup>10</sup>- ECMWF interim Reanalysis

<sup>9</sup>- European center for Medium Range Weather Forecast(ECMWF)

نماینده هر کدام با بیشترین همبستگی انتخاب شدند. در نهایت نقشه‌های همدید روزهای نماینده به کمک

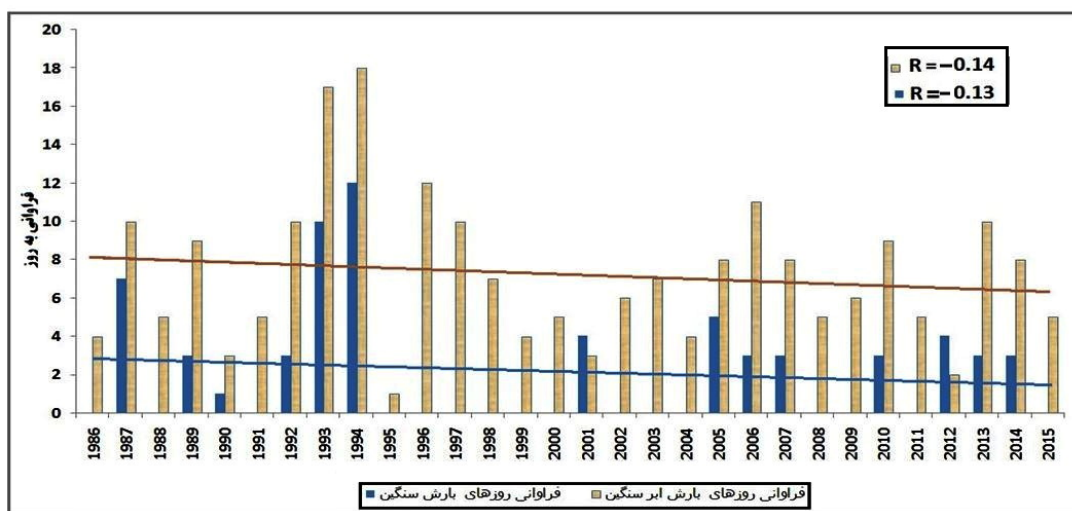
که از میان ۱۸ ایستگاه حدود ۱۳ ایستگاه (۷۲ درصد داده‌ها) روندی مثبت و صعودی داشته‌اند. متقابلاً پنج ایستگاه با روند منفی و نزولی حدود ۲۷/۸ درصد داده را شامل می‌شدند، که هیچ کدام از ایستگاه‌ها روند معناداری نداشته‌اند. این نتایج در جدول (۳) نشان داده شده‌اند. در ادامه براساس نمودار تعداد فراوانی روزهای بارش در هر دو طبقه طی دوره مطالعاتی (۱۹۸۶-۲۰۱۵) مورد نظر به دست آمد که تعداد روزهای بارش آبرسنگین روزانه را بیشتر از طبقه اول یعنی بارش‌های ۲۰-۲۵ میلی‌متر نشان می‌دهد. بیشترین فراوانی روزانه این بارش‌ها در سال ۱۹۹۴ گزارش شده است که ۱۸ روز بارشی با باران ابر سنگین رخ داده است. براساس گزارش‌ها و تحقیقات قبلی تمام ایستگاه‌های منتخب در این ۱۸ روز به‌طور کامل شاهد درگیری و فراگیری مشهودی بوده‌اند. لازم به ذکر است که برخی از سال‌ها مانند ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۰ فقط بارش آبرسنگین گزارش شده است. ضمناً هر دو نمودار نشان‌دهنده کاهش تعداد روزهای بارش‌های یادشده در دوره مطالعه است (شکل ۲).

شایان توجه است که به کمک این ضریب می‌توان الگوهای بهتر را شناسایی و انتخاب کرد. در نهایت با استفاده از همبستگی درون‌گروهی بین روزهای قرار گرفته در یک گروه روزهای نرم‌افزار GRADS ترسیم و واکاوی شد. این نقشه‌ها شامل داده‌های متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل (Z) به متر، نمایه امگا<sup>۱</sup> به پاسکال برثانیه، رطوبت نسبی (R)، مولفه باد نصف‌النهار<sup>۲</sup> (V) و مداری<sup>۳</sup> (U) به متر برثانیه و جت باد تراز ۲۵۰ ه.پ برای هر چهار ساعت صفر، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ GMT جهانی در هر دو تراز هستند.

## نتایج و بحث

### الف) نتایج آماری

در بخش آماری داده‌های مینا به دو صورت؛ الف) ایستگاهی در هر دو طبقه بارشی و ب) به صورت کلی براساس دو معیار تعداد ایستگاه‌های درگیر و میانگین بارش‌های آنها توسط آزمون من-کندال و شیب سن مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در ابتدا روند میانگین بارش‌های فرین ایستگاهی در دو طبقه (بارش سنگین و بارش آبرسنگین) توسط آزمون کندال انجام شد. براین اساس ۵۰ درصد ایستگاه‌ها روند نزولی و منفی و ۵۰ درصد آنها روند صعودی و مثبت داشته‌اند؛ البته در این میان دو ایستگاه همدان (فرودگاه) و همدان (نوژه) روند افزایشی، زنجان روند کاهش‌ی در سطح ۹۵ درصد و بقیه ایستگاه‌ها روندی غیرمعنادار را تجربه کرده‌اند. طبقه‌بندی بارش‌های آبرسنگین توسط آزمون من کندال هم نشان می‌دهد



شکل (۲): فراوانی و روند بارش‌های دو طبقه (سنگین و آبرسنگین) در طول دوره آماری (۱۹۸۶-۲۰۱۵)

<sup>3</sup>- U wind component

<sup>1</sup>- Omega  
<sup>2</sup>- V wind component

جدول (۳): نتایج روند بارش‌های روزانه ۱۸ ایستگاه مورد مطالعه حاصل از آماره من-کندال و شیب سن در طول ۳۰ سال دوره آماری (علامت \* روند معناداری را در سطح ۹۵ درصد نشان می‌دهد)

بارش‌های سنگین		بارش‌های آبرسنگین	
ایستگاه‌ها	روند	ایستگاه‌ها	روند
دهلران	۰.۰۵۶	دهلران	۰.۰۱۰
الیگودرز	۰.۰۴۹	الیگودرز	۰.۰۰۰
خرم آباد	-۰.۰۷۴	خرم آباد	-۰.۰۰۴
ایلام	۰.۰۰۴	ایلام	-۰.۰۲۷
اراک	۰.۰۵۹	اراک	-۰.۰۱۰
اسلام‌آباد غرب	-۰.۰۴۲	اسلام‌آباد غرب	۰.۰۱۱
کرمانشاه	-۰.۰۱۴	کرمانشاه	۰.۰۰۵
سرپل ذهاب	-۰.۰۴۴	سرپل ذهاب	۰.۰۰۷
کنگاور	۰.۰۰۶	کنگاور	۰.۰۱۲
روانسر	-۰.۰۳۶	روانسر	۰.۰۱۸
همدان (فرودگاه)	-۰.۰۷۴*	همدان (فرودگاه)	۰.۰۱۱
همدان (نوژه)	-۰.۰۹۶*	همدان (نوژه)	۰.۰۰۵
سنندج	-۰.۰۶۸	سنندج	۰.۰۱۷
بیجار	-۰.۰۳۱	بیجار	۰.۰۱۶
زرینه	۰.۰۹۱	زرینه	۰.۰۱۸
خرم دره	۰.۰۶۲	خرم دره	۰.۰۰۱
سقز	۰.۰۱۷	سقز	-۰.۰۲۴
زنجان	۰.۱۰۶*	زنجان	-۰.۰۰۳

به خوبی نشان می‌دهد. جدول (۵) روند من کندال و سن برای میانگین کل بارش‌ها منفی و عدم معناداری را نشان می‌دهد، براین اساس بارش‌های سنگین دارای روندی مثبت بوده‌اند، درحالی که بارش‌های آبرسنگین روندی منفی را تجربه کرده‌اند.

دو جدول (۴) و (۵) به ترتیب گویای میانگین و فراوانی بارش‌ها و همین‌طور میانگین و فراوانی روزهای بارشی طبقات است که براساس دو آزمون من- کندال و تخمین‌گر شیب سن به دست آمده‌اند. جدول (۴) روند افزایش و کاهش بارش‌های دو طبقه سنگین و ابرسنگین را در دوره مورد نظر

جدول(۴): داده‌های مورد استفاده در دو آزمون من- کندال و تخمین‌گر شیب سن

سال	میانگین منطقه‌ای کل بارش‌ها	میانگین منطقه‌ای بارش سنگین	میانگین منطقه‌ای بارش آبرسنگین	فراوانی منطقه‌ای کل بارش‌ها	فراوانی منطقه‌ای بارش سنگین	فراوانی منطقه‌ای بارش آبرسنگین
۱۹۸۶	۳۳.۱۷	۰	۳۳.۱۷	۲	۰	۲
۱۹۸۷	۲۹.۴	۲۱.۷۱	۳۴.۷۹	۱۷	۷	۱۰
۱۹۸۸	۳۳.۰۳	۰	۳۳.۰۳	۵	۰	۵
۱۹۸۹	۳۳.۸۲	۲۲.۳	۳۷.۶۶	۱۲	۳	۹
۱۹۹۰	۳۴.۰۳	۲۱.۴۹	۳۴.۰۳	۳	۱	۳
۱۹۹۱	۳۹.۴۹	۰	۳۹.۴۹	۵	۰	۵
۱۹۹۲	۳۳.۵۸	۲۲.۵۳	۳۸.۳۲	۱۰	۳	۷
۱۹۹۳	۲۴.۵۳	۲۲.۰۱	۳۳	۲۶	۱۰	۱۶
۱۹۹۴	۲۹.۹۸	۲۱.۵	۳۵.۶۲	۳۰	۱۲	۱۸
۱۹۹۵	۵۰	۰	۳۴.۹۷	۱	۰	۱
۱۹۹۶	۴۳	۰	۳۳.۶۱	۱۲	۰	۱۲
۱۹۹۷	۳۳.۷۷	۰	۳۳.۷۷	۱۰	۰	۱۰
۱۹۹۸	۳۹.۴۹	۰	۳۹.۴۹	۷	۰	۷
۱۹۹۹	۳۷.۳۳	۰	۳۷.۳۳	۴	۰	۴
۲۰۰۰	۳۱.۷۹	۰	۳۱.۷۹	۵	۰	۵
۲۰۰۱	۲۶.۸۴	۲۱.۴۷	۳۴.۰۱	۷	۴	۳
۲۰۰۲	۳۳.۹۲	۰	۳۳.۹۲	۶	۰	۶
۲۰۰۳	۳۴.۳۷	۰	۳۴.۳۷	۷	۰	۷
۲۰۰۴	۳۱.۸۴	۰	۳۱.۸۴	۴	۰	۴
۲۰۰۵	۲۹.۷۱	۲۱.۵۳	۳۴.۸۲	۱۳	۵	۸
۲۰۰۶	۳۲.۰۳	۲۱.۶۶	۳۴.۱۳	۱۴	۳	۱۱
۲۰۰۷	۳۸.۵۵	۲۲.۰۲	۳۴.۱۵	۱۱	۳	۸
۲۰۰۸	۵۶	۰	۳۴.۲۴	۵	۰	۵
۲۰۰۹	۲۸.۸۷	۰	۳۳.۶۷	۶	۰	۶
۲۰۱۰	۲۸.۹۱	۲۱.۹۷	۳۱.۸۸	۲۰	۳	۷
۲۰۱۱	۳۷.۴۶	۰	۳۷.۴۶	۱۰	۰	۱۰
۲۰۱۲	۲۸.۰۷	۲۲.۶۶	۳۸.۸۸	۱۲	۴	۲
۲۰۱۳	۳۲.۰۴	۲۴.۳۸	۳۴.۳۳	۲۶	۳	۱۰
۲۰۱۴	۲۸.۴۷	۲۰.۶۱	۳۱.۴۲	۲۲	۳	۸
۲۰۱۵	۳۸.۲۹	۰	۳۸.۲۹	۱۰	۰	۱۰

جدول(۵): آزمون من- کندال(Z) و شیب خط روند تخمین‌گر سن (Q) برای بارش‌ها و فراوانی آنها

Q	Z	سری‌های زمانی
-۰/۰۵۷	-۰/۴۸	میانگین بارش کل (سنگین و آبرسنگین)
۰/۰۰۰	۰/۳۹	میانگین بارش سنگین (۲۰ تا ۲۵ میلیمتر)
-۰/۰۰۶	-۰/۱۲	میانگین بارش آبرسنگین (بیش از ۲۵ میلیمتر)
۰/۲۱۴	۱/۶۳	فراوانی روزهای با بارش (سنگین و آبرسنگین) نسبت به کل روزهای بارشی
۰/۰۰۰	۰/۰۰	فراوانی روزهای با بارش‌های سنگین نسبت به کل بارش‌ها
۰/۰۰۰	۰/۰۵	فراوانی روزهای با بارش‌های آبرسنگین نسبت به کل بارش‌ها

جهت تعیین رابطه عرض جغرافیایی منحنی تاوه قطبی و میانگین بارش‌ها با میانگین‌گیری از هر سه منحنی مورد نظر تاوه قطبی یعنی پرپند شمالی، پرپند مرکزی و پرپند جنوبی معرفی شده برای هر ماه، اعداد میانگینی در نظر گرفته شده است (جدول ۶). در ادامه عرض‌های جغرافیایی که این

منحنی‌ها در روزهای بارشی هر طبقه بارش (سنگین و آبرسنگین) از آنها عبور کرده‌اند ثبت گردید. جهت به‌دست آوردن رابطه بارش‌های منطقه با عرض جغرافیایی تاوه‌های شمالی، مرکزی و جنوبی، آزمون همبستگی انجام و خروجی آن در جدول (۷) ارائه شد.

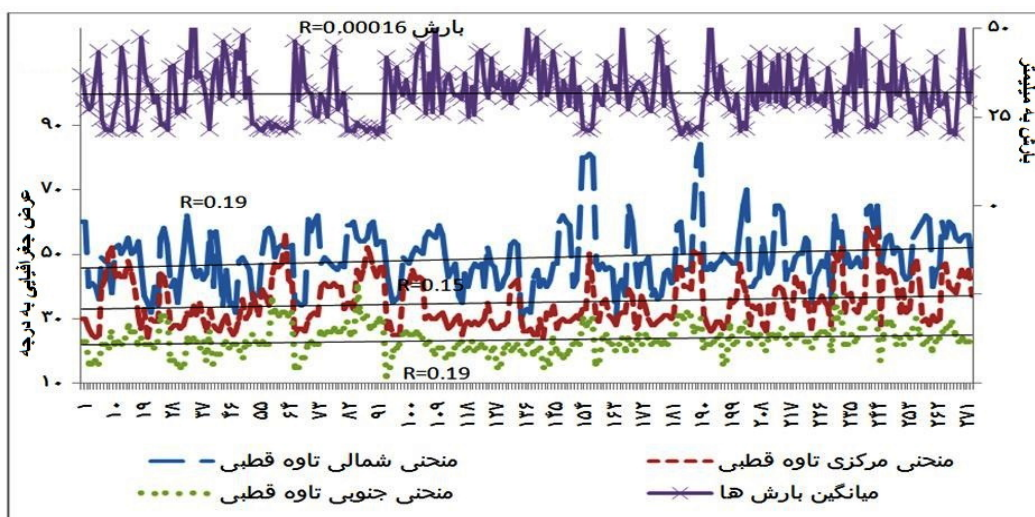
جدول (۶): جدول میانگین منحنی‌های سه عرض شمالی، مرکزی و جنوبی

منحنی‌های تاوه قطبی	تاوه مرکزی (Center)	تاوه شمالی (North)	تاوه جنوبی (south)
میانگین منحنی‌ها (ژئوپتانسیل متر)	۵۵۰۰	۵۳۰۰	۵۷۰۰

جدول (۷): خروجی برنامه SPSS از رابطه بارش‌های فرین منطقه با منحنی‌های میانگین سه تاوه شمالی، مرکزی و جنوبی

بارش	منحنی جنوبی	منحنی مرکزی	منحنی شمالی	میزان همبستگی	سطح معناداری
منحنی شمالی	۰.۴۷۶***	۰.۵۴۰***	۱	میزان همبستگی	سطح معناداری
منحنی مرکزی	۰.۷۳۳***	۱	۰.۵۴۰***	میزان همبستگی	سطح معناداری
منحنی جنوبی	۱	۰.۷۳۳***	۰.۴۷۶***	میزان همبستگی	سطح معناداری
بارش	۰.۴۴۷***	۰.۴۴۹***	۰.۳۸۵***	میزان همبستگی	سطح معناداری

برای درک بهتر روند بارش‌ها و منحنی‌های میانگین تاوه قطبی، این داده‌ها در نموداری جدا ترسیم شده‌اند (شکل ۲). نمودار مذکور نشان‌دهنده پسروی شمال‌سوی تاوه‌های سه‌گانه و نیز کاهش بارش‌های همزمان است که اثرات تغییر اقلیم بر این مولفه‌ها را به تصویر می‌کشد.



شکل (۲): روند کل بارش‌های منطقه و روند تغییر عدد عرض جغرافیایی تاوه‌های سه‌گانه میانگین قطبی در طول دوره آماری (محور سمت راست بارش و محور سمت چپ تغییرات عرض جغرافیایی تاوه‌ها است)

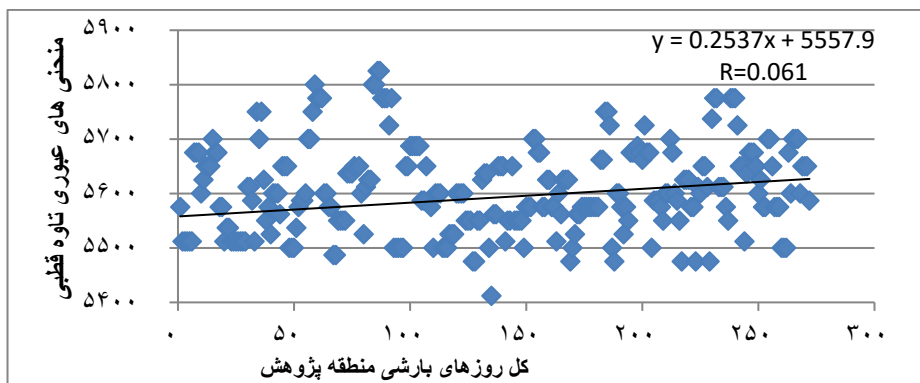
در بخشی دیگر از تحقیق آماری بین عرض جغرافیایی منحنی میانی تاوه قطبی (۵۵۰۰ ژئوپتانسیل متر) از منطقه با میانگین بارش‌های فرین آزمون همبستگی انجام گرفت که مقدار  $R=-0.12$  به دست آمد و در سطح ۰/۰۵ معنادار است. این عدد نشان‌دهنده کاهش (افزایش) بارش‌ها با افزایش

در بخشی دیگر از تحقیق آماری بین عرض جغرافیایی منحنی میانی تاوه قطبی (۵۵۰۰ ژئوپتانسیل متر) از منطقه با میانگین بارش‌های فرین آزمون همبستگی انجام گرفت که مقدار  $R=-0.12$  به دست آمد و در سطح ۰/۰۵ معنادار است. این عدد نشان‌دهنده کاهش (افزایش) بارش‌ها با افزایش

جدول (۸): میزان همبستگی بین رخداد بارش با عرض جغرافیایی تاوه قطبی از منطقه طی دوره پژوهش

		بارش	منحنی تاوه قطبی
بارش	همبستگی	۱	$-0.120^*$
	میزان معناداری		۰.۰۴۷
منحنی تاوه قطبی	همبستگی	$-0.120^*$	۱
	میزان معناداری	۰.۰۴۷	

۱۲- در ادامه متن ژئوپتانسیل متر به اختصار ژ.پ.م نوشته شده است.



شکل (۳): نمودار جابجایی منحنی تراز ۵۰۰ ه. پ طی روزهای بارشی منطقه پژوهش ۳۰ ساله در منطقه پژوهش

الگویندی داده‌های تراز ۵۰۰ ه. پ برای هر دو طبقه بارش سنگین و آبرسنگین چندین الگو با روزهای نماینده جداگانه به دست آمد که در هر نقشه جت باد (سرعت ۳۰ متر بر ثانیه و بیشتر) و پربندهای نماینده تاوه نیز نمایش داده شده‌اند. این نقشه‌ها ارتباط تنگاتنگ این عملگرهای جوی را با تقویت سامانه‌های همدید نشان می‌دهند. قابل ذکر است که نقشه‌های تهیه شده حاصل ادغام روشهای محاسباتی و دستی (چشمی) هستند.

#### ۱- الگوی همدید تراز ۸۵۰ ه. پ در بارش سنگین

با واکاوی خوشه‌ای بارش‌های دوره اول (۲۰-۲۵ میلی‌متر) برای داده‌های تراز ۸۵۰ ه. پ، چهار الگوی همدید به دست آمد که الگوی شماره (۲) آن از فراوانی بیشتری برخوردار است. مشخصات چهار الگو در جدول (۹) و نقشه روز منتخب آن در شکل (۴) ارائه شده است.

#### ب) نتایج واکاوی همدید

برای واکاوی همدید، بارش‌های سنگین و آبرسنگین در دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ ه. پ توسط نرم افزار متلب به دو روش همبستگی و PCA خوشه‌بندی شده‌اند. در خوشه‌بندی تراز ۸۵۰ ه. پ پس از استخراج روزهای نماینده هر الگو، نقشه‌های تراز ۸۵۰ ه. پ، تاوایی، همچنین نقشه‌های رطوبت نسبی و باد تراز ۷۰۰ ه. پ روزهای نماینده و در نهایت نقشه تراز ۵۰۰ ه. پ همراه با جت باد تراز ۲۵۰ ه. پ تهیه شدند. شایان ذکر است که در این نوشتار به دلیل بالا بودن حجم الگوهای استخراجی تنها الگوهای با بیشترین درصد فراوانی که گویای نتایج کلی تحقیق هستند، ارائه شده‌اند. در این نقشه‌ها تصویر سه پربند شمالی، مرکزی و جنوبی تاوه و محل قرارگیری جت و منحنی‌های نماینده تاوه با هم دیده می‌شوند. پربند شمالی به رنگ آبی، پربند مرکزی به رنگ قرمز و پربند جنوبی به رنگ سبز نشان داده شده‌اند. سپس با

جدول (۹): مشخصات آماری الگوهای تراز ۸۵۰ ه. پ برای بارش‌های سنگین

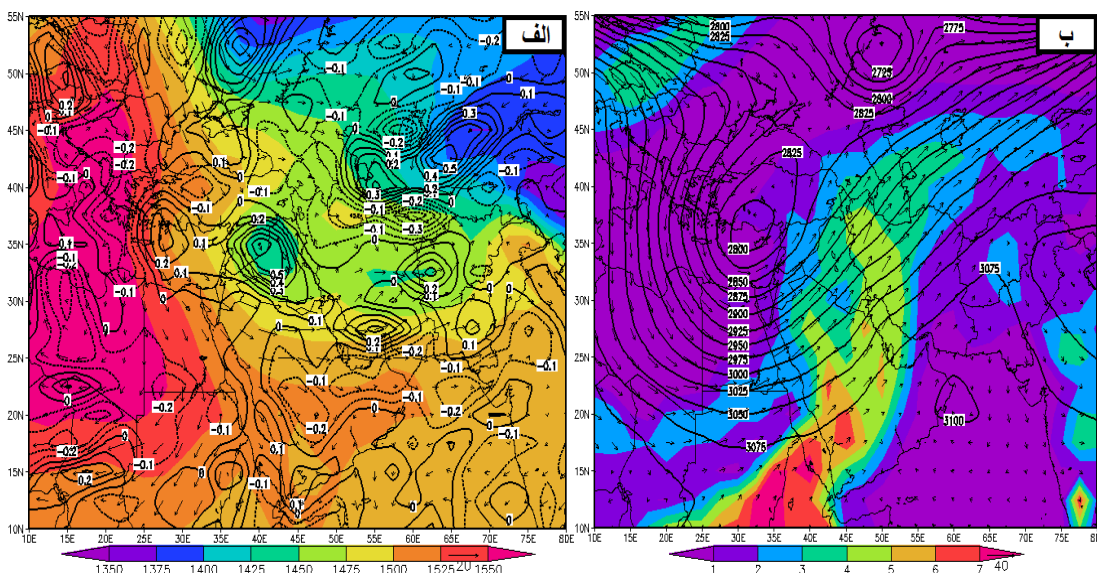
شماره الگوها	فراوانی هر الگو	درصد فراوانی	همبستگی درون گروهی
۱	۲۰	۳۱/۳	۰/۹۸
۲	۲۳	۳۵/۹	۰/۹۷

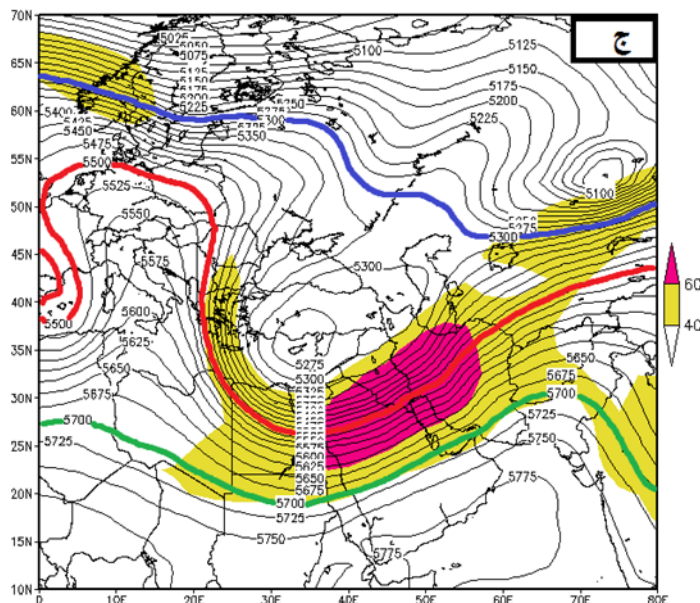
۰/۹۸	۲۵/۰	۱۶	۳
۰/۶۵	۹/۴	۶	۴

واکاوی همدید الگوی شماره (۲)

با توجه به جدول (۹) این الگو با تعداد ۲۳ روز و ۳۵/۹ درصد از داده‌ها بیشترین فراوانی روزها را در بین گروه‌ها دارد. روز نماینده این الگو ۲۶ فوریه ۱۹۹۲ می‌باشد. در شکل (۴-الف) در نقشه تراز ۸۵۰ ه.پ این روز کم‌ارتفاع بسته بر روی کشور عراق با ارتفاع ۱۴۲۵ ژ.پ.م قرار گرفته که همزمان منحنی تاوایی مثبت با مقدار ۰/۱ بر روی منطقه مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده کم‌فشاری و صعود هوا و در

نتیجه ایجاد بارش در این بخش است. در شکل (۴-ب) در نقشه تراز ۷۰۰ ه.پ جریان‌های جنوب‌غربی ورودی به غرب میانی ایران با رطوبت زیاد از دریای سرخ و خلیج فارس وارد منطقه می‌شوند. در نقشه تراز ۵۰۰ ه.پ نیز جت باد با سرعت بالای ۶۰ متر بر ثانیه از شمال عربستان تا منطقه پژوهش حاکم است که منحنی مرکزی تاوه از میان آن می‌گذرد. این تطابق منحنی مرکزی و جریان جت و قرارگیری منطقه در جلوی ناوه موجب ناپایداری، صعود و رخداد بارش‌های این روز شده است.





شکل (۴): الگوی هم‌دید روز نماینده الگوی دوم بارش سنگین. الف) تراز ۸۵۰ ه. پ و الگوی تاوایی، ب) نم ویژه به گرم بر کیلوگرم در تراز ۷۰۰ ه. پ و باد به متر بر ثانیه، و ج) نقشه تراز ۵۰۰ ه. پ به همراه سه پررنگ نماینده تاوه قطبی و موقعیت جت باد تراز ۲۵۰ ه. پ.

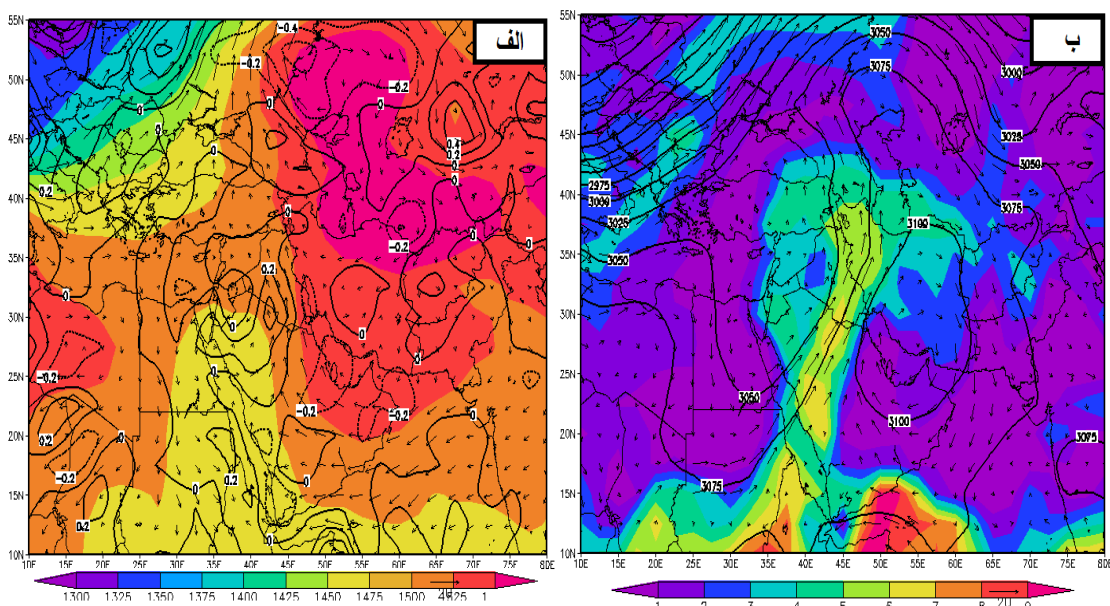
۲- الگوی هم‌دید تراز ۸۵۰ ه. پ بارش آبرسنگین در پنج الگو قرار گرفته‌اند و نتایج محاسبات در جدول (۱۰) ارائه شده است. با واکاوی خوشه‌ای تراز ۸۵۰ ه. پ در بارش‌های آبرسنگین حدود ۲۰۹ روز رخداد بارشی را شامل می‌شود که جدول (۱۰): مشخصات الگوهای استخراج شده تراز ۸۵۰ ه. پ برای بارش آبرسنگین

شماره الگو	فراوانی هر الگو	درصد فراوانی	همبستگی درون گروهی
۱	۱۱۵	۴۸/۵۲	۰/۹۸
۲	۳۰	۱۲/۶۶	۰/۹۷
۳	۴۰	۱۶/۸۸	۰/۹۶
۴	۲۷	۱۱/۳۹	۰/۹۸
۵	۲۵	۱۰/۵۵	۰/۹۵

واکاوی هم‌دید الگوی شماره (۱) با توجه به جدول (۱۰) الگوی شماره (۱) بیشترین فراوانی (۴۸/۵۲ درصد) داده‌ها و بیشترین تعداد روزهای

موجود در فرارفت رطوبت از دریاهای مدیترانه، عرب و سرخ به سمت منطقه پژوهش تاثیر زیادی دارد. در نقشه تراز ۵۰۰ ه. پ (شکل ۵-ج) نیز وجود کم‌ارتفاع بر روی عراق به صورت یاخته‌ای بسته در همراهی با ناوه عمیق در فرارفت شارش‌های ناپایدار به سوی غرب ایران کاملاً موثر بوده است و قرارگیری خروجی جت باد در شکل‌گیری فرارفت‌های ناپایدار به سمت منطقه پژوهش نقش تعیین‌کننده دارد.

درگیر را بین تمامی بارش‌های آبرسنگین به خود اختصاص داده است. با توجه به نقشه تراز ۸۵۰ ه. پ برای روز نماینده (۹ نوامبر ۲۰۱۳)، الگوی منحنی‌های تاوایی نشانگر صعود هوا و ناپایداری است. مرکز کم‌ارتفاع شکل‌گرفته بر روی عراق با مقادیر تاوایی مثبت رخداد بارش‌ها را توجیه می‌کند (شکل ۵-الف). واکوی نقشه نم ویژه تراز ۷۰۰ ه. پ کاملاً نشان دهنده فرارفت رطوبت از دریای سرخ و عرض‌های پایین‌تر به سمت منطقه پژوهش می‌باشد (شکل ۵-ب). ناوه عمیق



شکل (۵): نقشه‌های الگوی اول بارش آبرسنگین. الف) تراز ۸۵۰ ه. پ و الگوی تاوایی، ب) نم ویژه به گرم بر کیلوگرم در تراز ۷۰۰ ه. پ و باد به متربرثانیه، و ج) نقشه تراز ۵۰۰ ه. پ به همراه سه پرند نماینده تاوه قطبی و موقعیت جت باد تراز ۲۵۰ ه. پ.

۳- واکاوی الگوهای تراز ۵۰۰ ه. پ بارش سنگین

واکاوی خوشه‌ای برای بارش‌های سنگین در تراز ۵۰۰ ه. پ برای ۶۴ روز، سه الگو را برون داده است. در نقشه‌های این تراز برای نشان دادن بهتر منحنی‌های میانگین تاوه‌های

قطبی رنگ‌های مختلف (منحنی شمالی با ارتفاع ۵۳۰۰ ژ.پ.م به رنگ آبی، منحنی مرکزی با ارتفاع ۵۵۰۰ ژ.پ.م به رنگ سفید و منحنی جنوبی با ارتفاع ۵۷۰۰ ژ.پ.م به رنگ سبز) نشان داده شده‌اند. جهت ارائه هماهنگی ترازهای جوی، جت‌باد تراز ۲۵۰ ه. پ نیز نشان داده شده است.

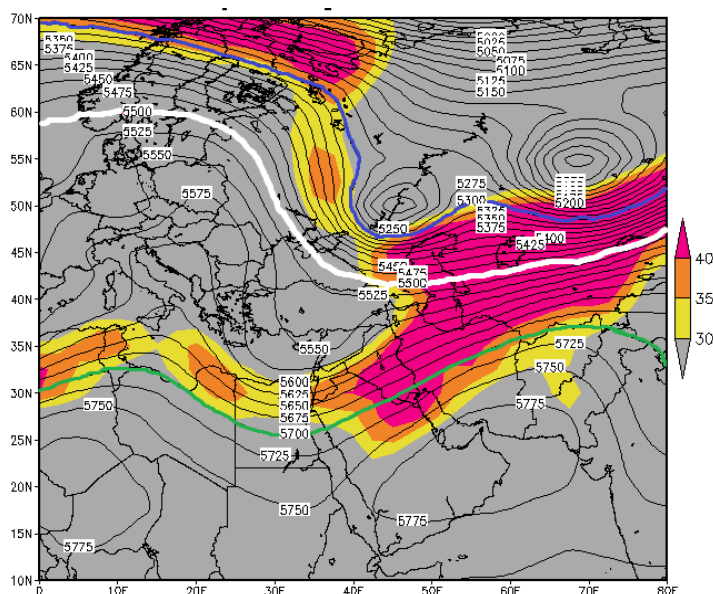
جدول (۱۱): مشخصات الگوهای تراز ۵۰۰ ه. پ بارش سنگین

شماره الگو	فراوانی الگوها	درصد فراوانی الگوها	همبستگی درون‌گروهی
۱	۴۴	۶۸/۸	۰/۹۸
۲	۱۰	۱۵/۶	۰/۹۹
۳	۱۰	۱۵/۶	۰/۹۹

واکاوی همدید الگوی شماره (۱)

این الگو با ۴۴ روز بارشی و ۶۸/۸ درصد فراوانی بهترین الگو تشخیص داده شده است. در شکل (۶) الگوی تراز ۵۰۰ ه. پ همراه با جت‌باد تراز ۲۵۰ ه. پ برای روز نماینده (اول نوامبر ۱۹۹۴) نشان داده شده است. بطور که دیده می‌شود بر

روی منطقه پژوهش جت‌باد با بیش از ۴۰ متر بر ثانیه بوده و شرایط برای ایجاد ناپایداری فراهم است. دو پربند مرکزی و جنوبی تاوه قطبی در حرکت جنوب‌سو، ایران و منطقه پژوهش را پوشش داده‌اند.



شکل (۶): نقشه روزانه ارتفاع تراز ۵۰۰ ه. پ و رودباد تراز ۲۵۰ ه. پ از روز نماینده الگوی اول و مقایسه قرارگیری پربندهای

میانگین تاوه قطبی نسبت به محل رودباد قطبی

۴- واکاوی الگوهای تراز ۵۰۰ ه. پ بارش آبرسنگین از تحلیل خوشه‌ای برای بارش‌های آبرسنگین با ۲۰۹ روز، چهار خوشه به دست آمد که مشخصات آن‌ها در جدول (۱۲) آمده است.

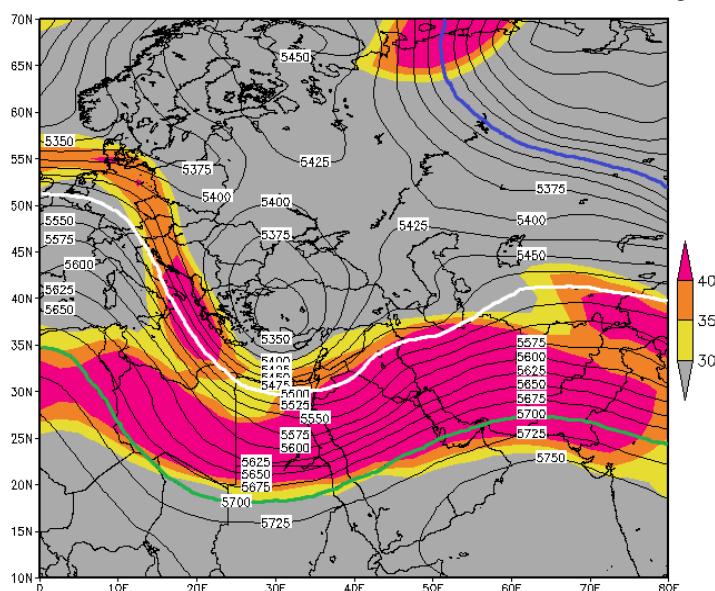
جدول(۱۲): مشخصات الگوهای تراز ۵۰۰ ه. پ برای بارش‌های آبرسنگین

شماره الگو	فراوانی هر الگو	درصد فراوانی الگو	همبستگی درون گروهی
۱	۸۴	۴۰/۱۹	۰/۹۹
۲	۱۱	۵/۲۶	۰/۹۷
۳	۲۸	۱۳/۴۰	۰/۹۸
۴	۸۶	۴۱/۱۵	۰/۹۹

منطقه پژوهش عبور کرده است. در این نقشه می‌توان ناوهای عمیق را مشاهده کرد که هوای عرض‌های بالا از جمله دریای مدیترانه را به سمت منطقه مورد مطالعه سرازیر می‌کند. جت در این نقشه و روی منطقه پژوهش سرعتی بین ۳۰ تا بالای ۴۰ متر بر ثانیه را نشان می‌دهد. منطقه پژوهش در این شکل کاملاً جلوی ناوه قرار گرفته که گویای ناپایداری، صعود هوا و در نتیجه ریزش بارش‌های سنگین است.

#### واکاوی همدید الگوی شماره (۴)

این الگو با ۸۶ روز بارشی و فراوانی ۴۱/۱۵ درصد بیشترین آمار را در بین سایر الگوها دارد. بیشترین فراوانی سالانه این الگو در سال ۱۹۹۶ و همین‌طور بیشترین فراوانی ماهانه مربوط به ماه مارس است. در نقشه روز نماینده (۲۳ مارس ۱۹۹۶) منحنی شمالی در فاصله بسیار زیادی قرار دارد؛ اما منحنی مرکزی تاوه از شمال



شکل(۷): نقشه الگوی تراز ۵۰۰ ه. پ و پهنه جت باد تراز ۲۵۰ ه. پ در روز نماینده الگوی چهارم از بارش‌های آبرسنگین. به موقعیت

پربندهای‌های میانگین تاوه قطبی نسبت به محل جت باد توجه شود.

## نتیجه‌گیری

قرار گرفته‌اند. براساس در اغلب ایستگاه‌ها و الگوهای به‌دست آمده دو طبقه بارشی نشانگر وجود سامانه‌های کم‌فشار حاصل از دریا‌های عرب، سرخ و سپس مدیترانه بعنوان عامل اصلی بارش‌های منطقه هستند. طبق واکاوی نقشه‌های به دست آمده با سرد شدن هوا و حرکت جنوب‌سوی تاوه قطبی شکل‌گیری جبهه‌های هوا و حرکت آن‌ها به سمت منطقه پژوهش تقویت شده‌اند. با بررسی موقعیت جت‌بادها در تراز بالا و فرارفت رطوبت در تراز ۷۰۰ ه. پ مشخص شد که بیشترین رطوبت از سمت دریا‌های عرب و سرخ وارد غرب ایران شده‌اند. مشاهدات انجام شده نشان دادند که به سبب ارتباط این بارش‌ها با تغییرات موقعیت تاوه قطبی، سامانه‌های بارشی قدرتمندی وارد منطقه پژوهش شده‌اند و بارش‌های سنگین و آبرسنگین را در روزهای نماینده ایجاد کرده‌اند. نکته حائز اهمیت تطابق جالب محور جت‌بادهای تراز ۲۵۰ ه. پ با الگوی همدید تراز ۵۰۰ ه. پ است که توجه‌کننده شدت و گستره بارش‌های سنگین و آبرسنگین ثبت شده در تاریخ‌های نگاشت شده، می‌باشد.

در پژوهش‌های مشابه درباره تاوه قطبی و تاثیر آن بر اقلیم مناطق مختلف نیز به اثر غیرمستقیم این پدیده جوی بر تغییرات دمایی و بارش تاکید شده است. از این موارد می‌توان به دو پژوهش علیدادی (۱۳۸۹) و کاشکی (۱۳۹۶) در زمینه تاوه قطبی اشاره کرد. علیدادی در تحقیق خود به تاثیر تاوه قطبی بر نوع بارش و کاشکی به روند تغییرات تاوه قطبی در نیمکره شمالی پرداخته‌اند. این در حالی است که پژوهش حاضر به ارزیابی تاثیر جابجایی تاوه قطبی و اثرات آن بر بارش‌های سنگین و آبرسنگین غرب میانی ایران پرداخته است که نتایج به دست آمده علاوه بر موارد پیشگفته نشانگر تاثیر مستقیم تغییر اقلیم بر پسروری تاوه قطبی و کاهش بارش‌های فرین یادشده در منطقه پژوهش نیز می‌باشد.

3. Ghiyasabadi Farahani, F; Good-mannered, F; Shamsipour, A. Alaf; Azizi, A; and A, Fatahi; (2017) Investigating and analyzing changes within decades of trends and spatial pattern of annual and seasonal rainfall (case study: western half of Iran), Applied Research Journal of Geographical Sciences, 18th year, number 48, pp. 78-59.

4. Kashki, A; (2016) Analysis of the polar ice trend in the Northern Hemisphere under the conditions of climate change, Journal of Geography and Environmental Hazards, No. 23.

5. Karimi Ahmedabad, M.; Faraj-zadeh, M. (2017), moisture flux and spatio-temporal

واکاوی آماری اثر تاوه قطبی بر بارش‌های سنگین و آبرسنگین غرب میانی در دوره زمانی ۳۰ ساله (۲۰۱۵-۱۹۸۶) در تحقیق حاضر نشان می‌دهد که در اغلب ایستگاه‌ها رابطه‌ای وارون بین بارش‌های یادشده و عرض جغرافیایی منحنی‌های تاوه قطبی وجود دارد. در واقع حرکت شمال‌سو و جنوب‌سوی منحنی تاوه قطبی نسبت به موقعیت متوسط به ترتیب با کاهش و افزایش بارش‌های منطقه همزمان است. طبق نتایج حاصل شده در میان سه منحنی نماینده تاوه قطبی منحنی مرکزی یا ۵۵۰۰ اصلی‌ترین و بیشترین تاثیر را در بارش‌های منطقه داشته است. براین اساس همبستگی و رابطه کل بارش‌های میانگین دو طبقه بارشی سنگین و آبرسنگین با منحنی ژئوپتانسیلی عبور کرده از منطقه مورد توجه قرار گرفت. ضریب همبستگی عدد ژئوپتانسیل منحنی عبوری و میزان بارش هر طبقه  $-0/12$  و در سطح ۵ درصد معنادار بوده است. عدد ذکر شده نشان‌دهنده کاهش بارش‌های فرین منطقه پژوهش در رابطه با تغییرات منحنی تاوه تراز ۵۰۰ ه. پ است. این تغییر بارش را می‌توان متاثر از تغییر اقلیم و گرمایش جهانی دانست که پهنه پرفشار جنب‌حاره را حدود ۴ الی ۵ درجه به عرض‌های بالاتر سوق داده است. این شرایط موجب جابه‌جایی شمال‌سوی منحنی‌های معرف تاوه و منحنی عبوری از منطقه در تراز ۵۰۰ ه. پ شده و در نتیجه کاهش ضعیف بارش‌ها (غیرمعنادار) در طول دوره آماری را سبب شده است. در واقع با استقرار پربند میانی تاوه قطبی بر بخش‌های مورد مطالعه بیشترین گزارشات مبنی بر کاهش دما و بارش‌های سنگین و آبرسنگین ارائه شده است. در بخش همدید رخداد بارش‌های سنگین و آبرسنگین در رابطه با الگوهای ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ ه. پ مورد بررسی

## منابع

1. Ali Dadi, M.; Alijani, B; Naserzadeh, M. h; Hejazi-zadeh, Z (2021), comparative analysis of Iran's snow drift events with an emphasis on the position of the polar wave and remote connection patterns, Journal of Spatial Analysis of Environmental Hazards, Volume: 9, Number: 1
2. Farajzadeh Asl; Karimi Ahmedabad, M.; Ghaemi, E. and Mubasheri, M.R.; (2008), how to transfer moisture in the winter rainfall of western Iran (a case study of rainfall on January 3-7, 1996). Modares Humanities, No. 13 (series 60), pp. 193-217.

- Central India. Weather and Climate Extremes 4, 50-61.
- 15- Tabari, H. and Hosseinzadeh Talae, P. (2011) Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005, Journal of Hydrology, 396: 313-320.
- 16- Chen j., Wub X., Finlayson B., Webber M., Wei T., and Li M. (2014) Variability and trend in the hydrology of the Yangtze River, China: Annual precipitation and runoff. Journal of Hydrology. 513: 403-412.
- 17-Diop L., Bodian A., and Diallo D. (2016) spatiotemporal trend analysis of the mean annual rainfall in Senegal. European scientific journal, vol.12. No.12, pp.231-245.
- 18-Merabtene T., Siddique M., and Abdallah Sh. (2016) Assessment of Seasonal and Annual Rainfall Trends and Variability in Sharjah City, UAE, Advances in Meteorology, vol., Article ID 6206238, 13 pages.
- 19-WWW.The wetherpredication.com/habyhints.
- 20-Darryn W. Waugh, Adam H. Sobel, and Lorenzo M. Polvani (2016) What is the polar vortex, and How Does it influence Weather, American Meteorological Society, Vol. 97, PP.37-44.
- 21- Glossary of American Meteorological Society (AMS),(2000).
- 22- Rohli, R.V., Wrona, K.M and Mchugh, M.J (2005) January Northern Hemisphere Circumpolar Vortex Variability and its relationship With hemispheric Temperature and Regional Teleconnections, International Journal of climatology, Vol. 25, PP. 1421-1436.
- 23- Langematz, U & Kunz, M (2008) Dynamical changes in the Arctic and Antarctic Stratosphere During Spring .J Atmospheric. Sciences. Vol.56.
- 24-Li, L., Li, C., Pan, J, and Tan , Y., (2012) on the Differences and climate Impacts Of Early and Late Stratospheric Polar vortex Breakup, Advances in Atmospheric Sciences, Vol.29,No. 5, PP. 1119-1128.
- patterns of sources of moisture supply for rainfall in Iran, Applied Research Journal of Geographical Sciences, No. 22.
6. Lashkari, H. (1997), synoptic patterns of heavy rains in southwestern Iran, doctoral dissertation in climatology.
7. Moradi, H., Khairandish, M. (2001); Polar variation and adaptation of synoptic patterns to drought and drought conditions in the country, National Conference on Dehydration and Drought Solutions
8. Moradi, H. (2002) Synoptic analysis of the polar vortex and its effects on Iran's climate, PhD thesis, Tarbiat Modares University, Faculty of Human Sciences, Department of Geography.
9. Mirrakni, S. M; Mohib-al-Hajjah, A.R., Ahmadi Givi, F., 2013, the role of the circulation of the Poshan-Spwehr in the climatic anomalies of the winters of 2016 and 2018: Iranian Geophysics Journal, pp. 104-89.
10. Azirani Akbari, I; Qurbani, H; Qalipur, J (2021); Analyzing the trend and revealing the seasonal changes of climatic variables of temperature and precipitation in the mountainous area of Qara-Qom watershed; Geographical studies of mountainous regions, third year, number 1
- 11- Angell, J. K. (2001) , Relation of size and displacement of the 300 mbar north circumpolar vortex to BO, El Nino, and sunspot number, 1963–2000, Journal of Geophysical Research, VOL. 106, NO. D23, 31,787–31,794.
- 12- Maghrabi, Abdullrahman, Hadeel A; Alamoudi, Aied S; Alruhaili,: Long-Term Rainfall Trends in South West Asia—Saudi Arabia; American Journal of Climate Change, 2023, 12, 204-217
- 13- Kendall M.G.(1975), Rank Correlation Methods, Charles Griffin, London.
- 14- Taxak A.K., Murumkar A.R., Arya D.S. (2014) Long term spatial and temporal and homogeneity analysis in Wainganga basin,