

تحلیل همدید - ترمودینامیک بارش‌های ابرسنگین شمال غرب ایران (استان آذربایجان شرقی)

سعید جهانبخش اصل^۱
حمید میرهاشمی^۲
معصومه تدینی^۳

چکیده

در این مطالعه به منظور شناسایی الگوهای همدید موجد بارش‌های ابرسنگین استان آذربایجان شرقی از رویکرد محیطی به گردشی بهره گرفته شد. بدین منظور نخست با استفاد از روش آماری حد نهایی تیپ یک با دوره بازگشت ده هزار ساله، شاخص بارش برای ۹ ایستگاه سینوپتیکی و کلیماتولوژی واقع در سطح استان تعیین و با در نظرگیری شرط فراگیر بودن این بارش‌ها، ۲۵ روز تحت عنوان روزهای همراه با بارش فراگیر ابرسنگین برای استان آذربایجان شرقی مشخص شد. سپس با اعمال خوشه‌بندی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روزهای مذکور، سه الگوی چرخند بهاره، گردنه هم‌فشار و چرخند زمستانه تحت عنوان الگوهای موجد این بارش‌ها شناسایی گردید. تحلیل همدید این الگوها نشان داد که در تمامی آن‌ها، کم‌فشار قطبی و پرفشار جنب حاره‌ای ضمن انحراف از موقعیت به‌هنگام و بلند مدت خود، زبانه‌های آن‌ها بر روی منطقه مدیترانه - خاورمیانه گسترش می‌یابد. لذا، این شرایط به‌وجود آمده در مراکز ذی‌ربط، باعث افزایش شیو مداری دما - فشار و برقراری گردش نصف‌النهاری و ایجاد سردچاله‌ها و سامانه مانع، در منطقه مدیترانه - خاورمیانه و به‌تبع در منطقه مورد تحقیق شده بود. بنابراین استان آذربایجان شرقی به‌طور هم‌زمان تحت تأثیر سامانه‌های عرض‌های بالا و پایین قرار می‌گیرد. تحلیل ترمودینامیک با استفاده از داده‌های ایستگاه رادیو گمانه تبریز نشان داد که شرایط ناپایداری بالقوه در هنگام رخداد بارش ابرسنگین بر نیمرخ قائم جو مستولی گشته بود. در واقع چون در این دوره‌ها منطقه مورد مطالعه، تحت نفوذ سامانه‌های عرض‌های پایین و بالا قرار داشت و این سامانه‌ها در ترازهای مختلف ارتفاعی، از بُعد دمایی - رطوبتی اختلاف شایانی با هم دارند، یک اشکوب‌بندی دمایی - رطوبتی در جو شکل گرفته و سبب ایجاد ناپایداری بالقوه در نیمرخ قائم جو شده بود.

واژگان کلیدی: بارش‌های ابرسنگین، ناپایداری بالقوه، آذربایجان شرقی، گردنه هم‌فشار، چرخند.

مقدمه

مسأله‌ای که ذهن هر پژوهشگری را که قصد مطالعه در زمینه بارش ابرسنگین را دارد، به خود مشغول می‌کند این است که، چه بارش‌هایی را ابرسنگین گویند، و آیا اصولاً می‌توان یک معیار و تعریف کلی برای این گونه بارش‌ها ارائه نمود و آن را برای تمام مناطق به‌کار برد؟ با توجه به ناهمگن بودن سطح زمین (حتی در کوچک مقیاس) و هم‌چنین ناهمگنی متغیرهای هواشناختی از بُعد زمانی - مکانی، محتمل‌ترین پاسخ به سئوالات بالا منفی است. بنابراین بیش‌تر محققان در بررسی این پدیده با توجه به مکان و زمان مورد نظر و مسئله و هدفی که از انجام تحقیق در پیش داشته‌اند، روشی خاص اتخاذ نموده‌اند، تا آن‌ها را در رسیدن به پاسخ مسئله و هدف پژوهش یاری نماید. در ادامه به چندین نوع از این پژوهش‌های انجام شده اشاره می‌شود.

یاواردنا^۴ و همکاران (۲۰۱۲) الگوهای گردشی غیرعادی را در طی یک دوره طوفانی بلندمدت غیرمعمول در هاوایی، از ۱۹ فوریه تا ۲ آوریل ۲۰۰۶ مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و با مقایسه این دوره با دو دوره بلندمدت بارش سنگین در مارس ۱۹۵۱ و فوریه ۱۹۷۹ چهار الگوی گردشی برای بارش‌های سنگین و غیرمعمول جزایر هاوایی معرفی کردند. ویلانویوا^۵ و همکاران (۲۰۱۲) جهت بررسی حداکثر واکنش سیلاب به بارش همرفتی کوتاه مدت، در جنوب‌غرب آلمان، طوفان رخ داده در تاریخ ۲ ژوئن ۲۰۰۸ که باعث ایجاد سیل در حوضه رودخانه استارزل^۶ در جنوب‌غرب آلمان شده بود، را به‌عنوان نمونه‌ای از سامانه همرفتی سازمان یافته مورد بررسی و کنکاش قرار دادند. ایشان با بررسی مکانیزم‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی مرتبط با این طوفان شدید و سیل ناشی از آن و ترکیب مشاهدات مدل‌های به‌دست آمده سعی نمودند که به سئوالات تحقیق پاسخ دهند. در نهایت آشکار نمودند که حرکت طوفان اثر قابل توجهی در افزایش اوج سیلاب تا ۱۳٪ داشته است. ویلیام^۷ و همکاران (۲۰۰۴)، بارش‌های سنگین انگلستان را به سه دسته جبهه‌ای، همرفتی و

4- Jayawardena

5- Villanueva

6- Starzel

7- William

کوه‌بارشی تقسیم نموده و آنگاه زمان رخداد، محدوده تأثیر و ویژگی‌های هر یک از سه نوع بارش را بیان کردند. سبیرت^۸ و همکاران (۲۰۰۷)، با انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های بارش ۱۳۱ ایستگاه در بازه زمانی ۱۹۹۳ - ۱۹۷۹ هفت الگوی همدیدی برای بارش‌های سنگین روزانه استرالیا ارائه نمودند. کامپین^۹ و همکاران (۲۰۰۶) به بررسی ارتباط بین بارش‌های سنگین، بادهای شدید، و مراکز چرخندی در جزیره بالریک پرداختند. نتایج پژوهش ایشان نشان داد که بارش‌های سنگین مراکز چرخندی با هسته‌های سرد و بادهای شدید، نسبت به سایر موارد چرخندی بیش‌تر و شدیدتر بوده است. روبرت^{۱۰} (۱۹۹۸) رابطه شرایط جو بالا را با رویداد بارش‌های سنگین فصل تابستان در یوتا بررسی نمود. او در تحقیق خود نقش عوامل همدید را، چه مستقیم و چه غیرمستقیم، مهم دانسته و هم‌چنین به این نتیجه رسیده است که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس در ایجاد این بارش‌های سنگین، اهمیت فوق‌العاده‌ای داشته است. کیبلس^{۱۱} (۱۹۸۹) با استفاده از نقشه‌های تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به مطالعه توزیع حداکثر بارش در منطقه بی‌مودال واقع در میدوست شمالی پرداخت و پی برد که رژیم بارندگی ناحیه مورد نظر به ترتیب، به تکرار وقوع رگبارهای شدید، ناوه و پشته در منطقه، و ورود مداری چرخندها بستگی دارد. محمدی و مسعودیان (۱۳۸۹) جهت تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران مطالعه بر روی بارش رخداده در طی روزهای ۱۲ تا ۱۷ آبان‌ماه ۱۳۷۳ انجام دادند و اذعان نمودند که در این دوره بیش از نیمی از ایستگاه‌های کشور بارش چشم‌گیری دریافت کرده‌اند، در نهایت، ایشان بعد از تحلیل نقشه‌های تراز دریا دریافتند که الگوی پرفشار اروپا - کم‌فشار عراق در رخداد بارش‌های مذکور مؤثر بوده است. عزیززی و همکاران (۱۳۸۸)، جهت تحلیل همدید بارش‌های سنگین غرب کشور مطالعه‌ای موردی بر روی بارش رخداده در فاصله روزهای ۱۶ تا ۲۴ اسفند ماه ۱۳۸۵ انجام دادند، ایشان با تحلیل نقشه‌های تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال پی بردند که سامانه کم‌فشار دریای مدیترانه و زبانه کم‌فشار سودانی مسئول این بارندگی بوده‌اند. جهانبخش و ذوالفقاری (۱۳۸۰) به منظور شناسایی الگوهای همدید بارش‌های روزانه غرب

8- Sibert

9- J. Campins

10- Robert

11-Kibless

کشور، با کاربرد روش تحلیل عاملی بر روی داده‌های بارش روزانه ۲۲ ایستگاه واقع در منطقه مذکور، ۵ ناحیه بارش روزانه تشخیص دادند. سپس با استفاده از نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح دریا، الگوهای هم‌مدید حاکم بر هر کدام از نواحی بارشی را شناسایی نمودند. لشکری (۱۳۸۱) با بررسی ۲۰۰ سامانه سودانی در بازه زمانی ۱۹۶۹-۱۹۸۹، مشخص نمود که این سامانه‌ها در پنج مسیر وارد ایران شده و باعث بارندگی می‌شوند، به طوری که دو مسیر در ادغام با چرخندهای مدیترانه‌ای و سه مسیر به صورت مستقل وارد کشور می‌شوند. علیجانی و زاهدی (۱۳۸۱) در تحلیل آماری و هم‌مدید بارندگی آذربایجان با استفاده از آمار بارش روزانه تبریز در بازه زمانی ۱۹۶۱-۱۹۹۵ و تحلیل نقشه‌های سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، یازده تیپ هوای مؤثر بر بارش‌های تبریز شناسایی کردند.

در این تحقیق نخست شاخصی جهت شناسایی بارش‌های ابرسنگین ایستگاه‌های استان آذربایجان شرقی تعیین خواهد شد، سپس براساس آن، روزهای بارش ابر سنگین و فراگیر در سطح استان شناسایی و در نهایت سامانه‌های هم‌مدید موجد این بارش‌ها و شرایط ترمودینامیکی نمایه قائم جو این الگوهای بارشی معرفی خواهند شد.

مواد و روش‌ها

در مطالعات هم‌مدید دو رویکرد اصلی جهت طبقه‌بندی وجود دارد؛ رویکرد گردشی به محیطی و محیطی به گردشی (علیجانی، ۱۳۸۱: ۱۵ و یارنال، ۱۳۸۰: ۱۰). در این راستا چون هدف از انجام مطالعه حاضر، تعیین الگوهای گردشی براساس شاخص‌های محیطی است، رویکرد دوم جهت رهیافت مطالعه در نظر گرفته شد. بدین منظور، داده‌های روزهای بارشی مربوط به ۹ ایستگاه هم‌مدید و کليماتولوژی واقع در استان آذربایجان شرقی از بدو تأسیس تا سال ۲۰۱۲ از سازمان هواشناسی اخذ گردید. آنگاه براساس روزهای بارشی و بهره‌گیری از معادله حد نهایی تیپ یک (مهدوی، ۱۳۸۶: ۷۱)، معیار تعیین روز بارش ابرسنگین برای استان تعریف شد (رابطه ۱).

$$X_T = \bar{X} + (0.779Y_T - 0.45)S \quad (1)$$

$$Y = \ln \left[\ln \frac{T}{T-1} \right] \quad (2)$$

در رابطه فوق: X_T = مقدار حداکثر بارش با احتمال تجاوز مورد نظر، \bar{X} = میانگین داده‌های روزهای بارشی، Y_T = متغیر کوچک شده^{۱۲} که از (رابطه ۲) به دست می‌آید و S = انحراف معیار داده‌های روزهای بارشی.

بنابراین بر مبنای معیار مذکور، نخست مقدار بارش ابرسنگین برای کل استان به صورت میانگین و هر یک از ایستگاه‌های بارشی به صورت تکی، براساس دوره بازگشت ده هزار ساله (رابطه ۲) به صورت روزانه محاسبه شد، به طوری که بارش ابرسنگین هر ایستگاه، بر مبنای ویژگی‌های بارشی آن تعریف عملیاتی شد. بنابراین بارش هر روزی که مقدار آن با حاصل رابطه ۱ مساوی و یا از آن فزونی می‌گرفت تحت عنوان روز بارش ابرسنگین مشخص گردید. در این خصوص، ۳۰ روز بارش ابرسنگین در استان شناسایی شد، اما به دلیل فراگیر نبودن^{۱۳} همه آن‌ها فقط ۲۵ روز مورد تحلیل قرار گرفت.

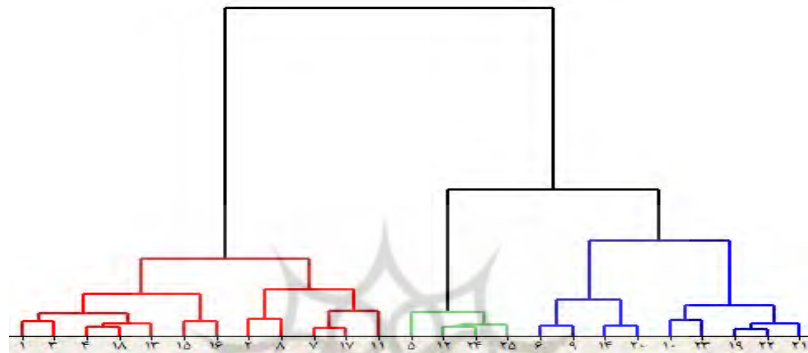
جهت تحلیل همدید و شناسایی الگوهای گردشی مؤثر در رخداد این بارش‌ها، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در بازه زمانی ۶ ساعته و تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه، از مرکز ملی پیش بینی ایالات متحده (NCEP/NCER) مربوط به هر کدام از روزهای بارشی تهیه شد، آنگاه برای مشخص نمودن الگوی همدید موجد این بارش‌های سنگین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در محیط نرم‌افزار مینی‌تب^{۱۴} با استفاده از روش خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی با فاصله اقلیدوسی و شگرد وارد به سه خوشه اصلی تقسیم شدند (شکل ۱). آنگاه با محاسبه همبستگی درون گروهی هر خوشه، روز نماینده خوشه مشخص و الگوی آن تحت عنوان الگوی نماینده خوشه در نظر گرفته شد. در نهایت برای دستیابی به ناپایداری حرارتی و نوع خاصی از ناپایداری به نام ناپایداری بالقوه (قائمی، ۱۳۸۶: ۳۴۱ و بایرز، ۱۳۸۰: ۱۵۳) و همچنین تبیین نمایه قائم جو در هنگام برقراری هر کدام از الگوهای گردشی، داده‌های ایستگاه رادیو گمانه تبریز در هر یک

12- Reduced Variate

۱۲- فقط روزهایی انتخاب شد که حداقل در ۹۰٪ ایستگاه‌ها ثبت بارش صورت گرفته باشد.

14- Minitab

از روزهای مذکور مورد تحلیل قرار گرفت. همچنین از شاخص‌های شوالتر^{۱۵}، برادبری^{۱۶}، جفرسون^{۱۷} و شاخص K جهت بیان عددی ناپایداری بالقوه و حرارتی استفاده گردید.



شکل (۱) دندروگرام روزهای انتخابی بارش ابرسنگین در استان آذربایجان شرقی

$$SI = T_{E500} - T_{p500} \quad (۳)$$

در رابطه فوق: SI شاخص شوالتر، T_{E500} دمای محیط در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس و T_{p500} دمای توده هوا در همان تراز بر حسب درجه سلسیوس.

جدول (۱) مشخصات شاخص شوالتر

میزان شاخص SI	مقدار ناپایدار
۰ تا -۴	مرز ناپایداری
-۴ تا -۷	ناپایداری بزرگ
-۸ یا کمتر	حداکثر ناپایداری

$$B_i = \theta_{w500} - \theta_{w850} \quad (۴)$$

در رابطه فوق: B_i = شاخص ناپایداری برادبری، θ_{w500} = دمای بالقوه‌تر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

15- Showalter Index

16- Bradbury Index

17- Modified Jefferson Index

بر حسب کلوین، θ_{w850} دمای بالقوه‌تر تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب کلوین.

جدول (۲) مشخصات شاخص برادبری

میزان شاخص B_i	مقدار ناپایدار
<-2	ناپایداری در تابستان
<-3	ناپایداری در زمستان
$<+3$	ناپایداری در کلیه فصول

$$MJI=1.6 \times \theta_{w500} - T_{500} - 0.5 \times T_{D700} - 8 \quad (5)$$

در رابطه ۶: MJI : شاخص اصلاح شده جفرسون، θ_{w500} : دمای بالقوه‌تر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب سلسیوس، T_{500} : دمای محیط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر حسب سلسیوس، T_{D700} نقطه شبنم تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب سلسیوس.

جدول (۳) مشخصات شاخص اصلاح شده جفرسون MJI

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

$$K=(T_{850}-T_{500})^{+-}-(T_{700}-T_{d700}) \quad (6)$$

در این رابطه: T_{850} و T_{d850} به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، T_{700} و T_{d700} به ترتیب دمای شبنم و دمای محیط در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و T_{500} دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مقیاس تمامی اجزای دمای رابطه فوق بر حسب درجه سلسیوس است.

جدول (۴) خصوصیات شاخص K

میزان شاخص K	مقدار ناپایداری
۱۵ تا ۲۰	خیلی کم
۲۱ تا ۲۵	کم
۲۶ تا ۳۰	متوسط
۳۱ تا ۳۵	زیاد
۳۶ تا ۴۰	بسیار زیاد
بیش از ۴۰	کاملاً ناپایدار

یافته‌ها و بحث

بعد از تعریف عملیاتی بارش ابرسنگین برای استان آذربایجان شرقی، میزان این شاخص با توجه به ویژگی‌های بارشی هر یک از ایستگاه‌های آن، با کاربرد معادله ۱ تعیین شد (جدول ۲). چنان‌که میزان آن به مقدار ۳۵ میلی‌متر برای کل استان برآورد گردید. در این خصوص اگر به نوعی دخالت انسان در محیط را تا حدودی نادیده بگیریم، پوشش سطحی هر منطقه تقریباً براساس میزان بارش دریافتی و توزیع آن مشخص می‌گردد، که می‌توان اولی را با میانگین و دومی را با انحراف معیار تا حد قابل قبولی بیان کرد. به عبارتی چون بارش ابرسنگین با رخداد سیلاب و تخریب محیط همراه است، در این پژوهش نیز به نوعی برای تعریف بارش مذکور علاوه بر ویژگی‌های بارشی، شرایط محیطی سازگار با بارش‌ها نیز در نظر گرفته شده است. مثلاً با توجه به میانگین و انحراف معیار بارش دو شهر مراغه و سراب واکنش محیطی سراب به بارش‌های یکسان، شدیدتر از مراغه است، زیرا شرایط محیطی سراب با بارشی کم‌تر نسبت به مراغه سازگار شده است.

جدول (۵) خصوصیات بارشی ایستگاه‌های استان آذربایجان شرقی

ایستگاه	میانگین بارش	انحراف بارش	شاخص بارش
اهر	۳/۱	۴/۲۲	۳۰/۱
بناب	۳/۶۴	۵/۳۹	۳۹/۹۲
تبریز	۳/۲۷	۴/۷۵	۳۵/۳
جلفا	۲/۷۷	۳/۴	۲۹/۷
سراب	۲/۷۴	۳/۸۶	۲۸/۷۴
کلیبر	۳/۸۵	۵/۶۴	۴۲
مراغه	۳/۹۲	۵/۳۶	۴۰
مرند	۳/۴۷	۵/۴	۴۰/۱
میانه	۳/۵۴	۵	۳۷/۳۸

تحلیل هم‌دید ترمودینامیکی الگوهای بارشی

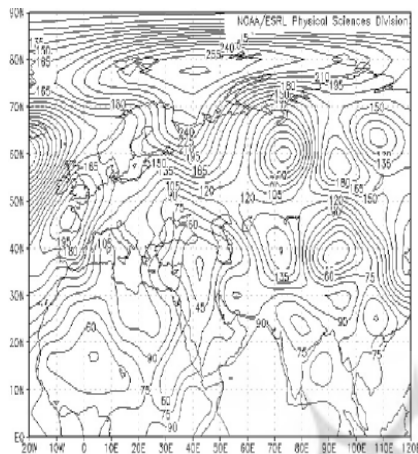
الگوی خوشه اول: چرخندی ۲۰۰۴/۴/۲۳

این الگو یک الگوی بهاره است و با تبیین ۴۸٪ از بارش‌های ابرسنگین استان به‌عنوان

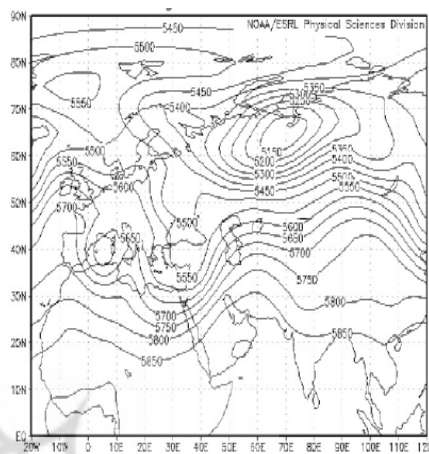
غالب‌ترین الگو در این پژوهش شناسایی شد. در تمامی روزهای مصادف با این الگو، حداقل ۹۰٪ و بعضاً کل ایستگاه‌های آذربایجان شرقی دارای بارش بوده‌اند. به‌طوری که در روز نماینده این الگو تمام ایستگاه‌ها سوای ایستگاه جلفا بارش دریافت کرده‌اند، بیش‌ترین بارش مربوط به ایستگاه‌های مراغه و بناب به ترتیب $3/39$ و 39 میلی‌متر بوده است. بررسی نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز 500 هکتوپاسکال (شکل ۲) جهت شناسایی سازوکار الگوی ذی‌ربط نشان می‌دهد که در این روز سلول مرکزی پراتفاح جنب‌حاره‌ای تا شمال تنگه هرمز گسترش یافته و پشته متعاقب آن تا شمال دریای خزر امتداد می‌یابد. هم‌چنین ناوه عمیقی در راستای شمال شرقی - جنوب غربی از دریای سیاه در امتداد شرق مدیترانه تا غرب دریای سرخ کشیده شده، که از طریق ریزش هوای سرد توسط زبانه ناوه قطبی و پشته پراتفاح واقع در غرب دریای سیاه تقویت می‌شود. فرازش هوا در پشت باد این ناوه باعث آزاد شدن گرمای نهان در لایه میانی وردسپهر و افزایش ضخامت در پیش‌باد پشته، افزایش تاوایی انحنایی، کاهش طول ناوه و تشکیل یک منطقه‌اشاری شده است. از این رو، جهت باد نازمینگرد به سمت ژئوپتانسیل‌های زیاد، می‌باشد. در نتیجه یک منطقه‌اگرایی بر روی شمال غرب ایران همراه با ناپایداری شدید دینامیکی مستولی می‌گردد که زمینه را برای صعود ستون هوای زیرین فراهم می‌کند.

بررسی نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز 1000 هکتوپاسکال (شکل ۳) مبین آن است که منطقه مورد مطالعه در این روز تحت سیطره یک کمینه فشار قرار دارد. پیگیری نقشه روزهای قبل آشکار نمود که در وهله اول این سامانه، از گسترش زبانه کم‌فشار ایسلند بر روی دریای آدریاتیک ایجاد شده است. به طوری که در این هنگام مرکز پرفشار آزور با جهت جنوب‌غربی - شمال شرقی به سمت سواحل اروپا حرکت نموده و با قرارگیری بر روی شبه‌جزیره بریتانیا و گسترش زبانه‌های آن به سمت شرق و شمال، موجبات عقب‌نشینی کم‌فشار ایسلند به سمت غرب را فراهم کرده بود. بدین سبب، کم‌فشار آدریاتیک نیز با حرکت شرق سو بر روی جزیره قبرس و شرق مدیترانه قرار می‌گیرد. کم‌فشارهای نیز که از مرکز دریای سرخ و قسمت غربی و جنوب غربی این دریا با حرکت جنوب غربی - شمال

شرقی وارد عربستان می‌شدند، در این زمان با حرکت شمالی - جنوبی به سمت شرق مدیترانه حرکت کرده و با این مرکز کمینه فشار ادغام می‌گردند (مسیر ادغامی لشکری). در نهایت، این سامانه‌های ادغامی ضمن حرکت به سمت شرق و شمال شرق، وارد منطقه مورد مطالعه شده و موجبات ناپایداری، شار رطوبت و بارش را فراهم می‌کنند. به طوری که ایستگاه تبریز در این روز ۱۰/۴ درجه سلسیوس افزایش در دمای هوا، ۱۰ درجه سلسیوس افزایش در دمای بالقوه هم‌ارز، ۵ هکتوپاسکال کاهش فشار و ۱۷۰ درجه تغییر جهت و افزایش ۱۴ نات در تندی باد نسبت به روز قبل را تجربه نموده است. این شرایط بیان‌گر ورود چرخند به همراه جبهه به استان می‌باشد. از سوی دیگر، محاسبه شاخص برادبری به مقدار ۰/۱، جفرسون ۲۹، شوالتر ۱/۸۸ و شاخص K به مقدار ۲۸/۳ درجه سلسیوس و سیر نمودار ترمودینامیکی (شکل ۸) حاکی از آن است که جو دارای ناپایداری بالقوه یا خود همرفتی به دلیل اشکوبندی قائم رطوبت است. یعنی به دلیل کاهش دمای بالقوه‌تر با ارتفاع، اگر لایه‌های پایین به هر دلیلی (دینامیکی یا حرارتی) دچار فرازش شوند ناپایداری شدیدی بر جو مستولی می‌گردد. شایان ذکر است که علت تناقض بین مقادیر شاخص‌های مذکور در احراز ناپایداری، در ماهیت این شاخص‌ها نهفته است. به نوعی که شاخص شوالتر تنها ناپایداری‌های حرارتی محض را نمایندگی می‌کند، لذا در صورت وجود جبهه سطحی و لایه وارونگی در ترازهای بالا، این شاخص کارائی خود را از دست می‌دهد، ولی دیگر شاخص‌ها علاوه بر ناپایداری حرارتی ناپایداری بالقوه را نیز نمایندگی می‌کنند. به هر حال، با توجه به ثبات نسبی جهت باد (جنوب غربی) از سطح زمین تا تراز ارتفاعی ۳۰۰ هکتوپاسکال و هم‌چنین بررسی نقشه‌های ترازها مختلف جو مشخص شده که علت لایه‌بندی رطوبت، وزش توده هواهای مختلف با توجه به ارتفاع نبوده است بلکه ورود رطوبت و گرمای عرض‌های پایین و هم‌چنین رطوبت دریای سیاه از ترازهای پایین به منطقه است.



شکل (۳) نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



شکل (۲) نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

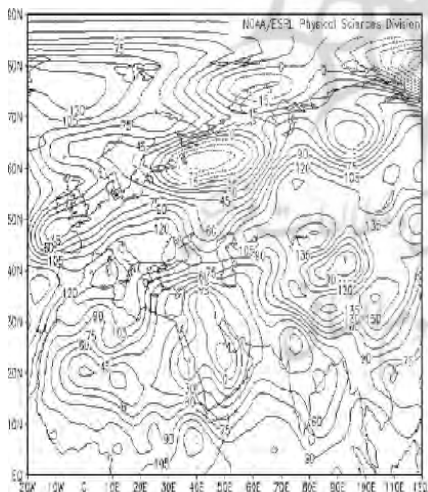
روز نماینده خوشه اول ۲۳/۴/۲۰۰۴

الگوی خوشه دوم: گردنه هم‌فشار (۲۶/۸/۲۰۱۰)

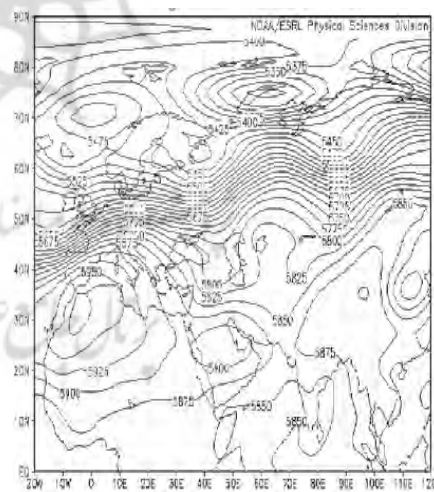
در این روز تمام ایستگاه‌ها دارای بارش بوده‌اند. در این میان، بیش‌ترین مقدار بارش مربوط به ایستگاه مرند با $41/4$ میلی‌متر می‌باشد. همچنین 16% بارش‌های ابرسنگین استان مربوط به این الگو هستند.

بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یک روز قبل از روز نماینده مشخص نمود که در این روز سلول پراارتفاع جنب‌حاره‌ای با ارتفاع مرکزی 5975 متر بر روی شمال غرب آفریقا مستقر است و پشته آن با جهت شمالی - جنوبی تا شمال شبه جزیره بریتانیا امتداد یافته است. همچنین زبانه‌ای از آن به سمت شرق در امتداد جنوب مدیترانه تا شرق ایران گسترده شده، که پشته متعاقب آن از مرکز ایران با گذشتن از دریای خزر تغییر جهت داده و تا غرب اسکانندیناوی کشیده شده است. در بین این دو پشته، ناوه‌ای از کم ارتفاع قطبی در راستای شمال غربی - جنوب شرقی از اسکانندیناوی تا جنوب مدیترانه شرقی کشیده شده است. بررسی نقشه (شکل ۴) روز نماینده در قیاس با روز قبل مشخص می‌کند که در این روز مرکز پراارتفاع جنب‌حاره ضمن ضعیف‌تر شدن نسبت به روز قبل (۲۵)

متر کاهش ارتفاع)، امتداد آن نیز به جهت جنوب غربی - شمال شرقی تغییر یافته است، در این خصوص محور پشته اروپایی آن ضمن جابه‌جایی به سمت شرق در امتداد دریای آدریاتیک قرار می‌گیرد. همچنین پشته شرقی مرکز مذکور دچار حرکت شرق سو شده و محور آن از روی دریای خزر به طرف دریاچه آرال تغییر مکان داده است. با این حال، ناوه قطبی ضمن حرکت شرق سو و قوی‌تر شدن نسبت به روز قبل (ارتفاع سلول مرکزی ۲۵ متر کاهش یافته)، از بین دریای خزر و دریای سیاه در راستای شمال غربی - جنوب شرقی از شمال غرب ایران گذشته و تا شمال دریای سرخ امتداد می‌یابد. بنابراین همگرایی بین جریان‌های سرد شمالی و گرم جنوبی در این منطقه باعث تشکیل کثرفشاری و افزایش ناپایداری در سراسر جو میانه گشته است. بررسی نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روز قبل از روز نماینده نشان می‌دهد که چهار سامانه فشار: ۱- کم‌فشار خلیج فارس ۲- سلول پرفشار جنب حاره‌ای بر روی مدیترانه ۳- کم‌فشار مستقر در غرب اسکاندیناوی ۴- پرفشار آسیا، به ترتیب با جهت جنوب شرقی - شمال غربی، غربی - شرقی، شمالی - جنوبی و شرقی - غربی در حال گسترش به سمت منطقه بین دریای سیاه، شرق مدیترانه و دریای خزر می‌باشند.



شکل (۵) نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



شکل (۴) نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

روز نماینده خوشه دوم ۲۶/۸/۲۰۱۰

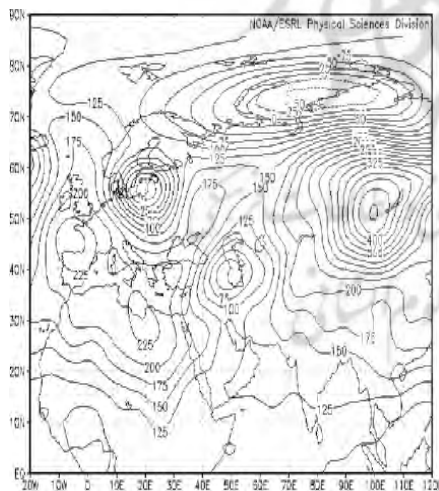
هم‌چنان که از نقشه روز نماینده محرز است (شکل ۵) امتداد این سامانه‌های فشار در منطقۀ بین دریا‌های خزر، مدیترانه و سیاه به هم رسیده و یک گردنه هم‌فشار تشکیل داده‌اند، به نحوی که محور انبساطی آن، در راستای شمال شرقی - جنوب غربی و محور تراکمی آن دارای جهت شمال غربی - جنوب شرقی است. بدین ترتیب در امتداد محور تراکمی شاهد رسیدن توده هواهای سرد و گرم به همدیگر هستیم. هم‌چنین در امتداد محور انبساطی انتقال ذرات هوا به بیرون از منطقه و نزدیک شدن هم‌دماها در امتداد این محور و افزایش شیو دما مشاهده می‌شود. بنابراین شرایط برای رخداد جبهه‌زای فراهم بوده است. گردنه‌های هم‌فشار از مهم‌ترین مناطق مستعد برای جبهه‌زایی هستند (روش، ۱۳۸۰: ۳۰۳ و بایرز، ۱۳۸۱: ۲۸۷). از طرفی، مقادیر شاخص‌های برادبری، جفرسون، شوالتر و شاخص K به ترتیب به میزان ۱-، ۳۲، ۰/۳۷- و ۳۷ درجه سلسیوس گویای وجود ناپایداری بالقوه در جو و رخداد تندر دینامیکی در منطقه هستند. نتایج بررسی نمودار ترمودینامیکی (شکل ۹) و داده‌ها نشان می‌دهند که دمای بالقوه تر، از سطح زمین تا تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به صورت منظم تغییر وضعیت می‌دهد. یعنی منحنی بی‌درروی اشباع مدام به سمت چپ و راست منحنی حالت اشباع کج می‌شود. و این نیز تأیید کننده اشکوب‌بندی متفاوت لایه‌های جو به سبب ورود توده هواهای مختلف با بار رطوبتی ناهمگن به منطقه می‌باشد.

الگوی سوم چرخندی (۲۰۰۴/۱۱/۲۳)

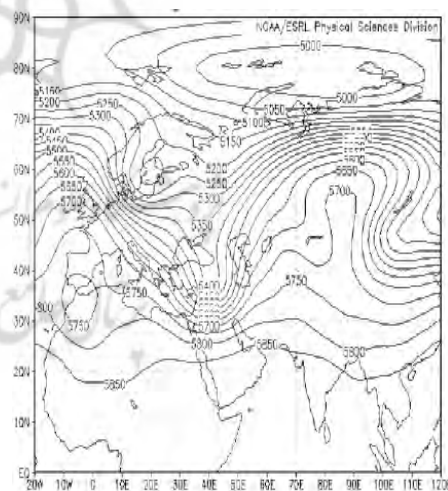
این الگو ۳۶٪ از بارش‌های ابرسنگین استان آذربایجان شرقی را تبیین می‌کند، در این روز همه ایستگاه‌ها بارش دریافت کرده‌اند. ایستگاه مرند با دریافت ۴۳ میلی‌متر بیش‌ترین بارش را در بین سایر ایستگاه‌ها به خود اختصاص داده است. بررسی نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد (شکل ۶) که یک سلول فرعی از پراتفانج جنب‌حاره‌در منتهی‌الیه غربی مدیترانه قرار گرفته است؛ به طوری که دو پشته از آن، یکی با جهت شمال غربی تا ایسلند و دیگری در راستای جنوب غربی - شمال شرقی تا اروپای مرکزی امتداد می‌یابد. هم‌چنین پشته دیگری از سواحل شمالی دریای عمان تا شمال سبیری گسترده شده است. به طوری که در بین این پشته و پشته اروپای مرکزی، ناوه کم ارتفاع قطبی از شمال اسکاندیناوی در راستای شمالی - جنوبی تا مرکز دریای سرخ کشیده شده است. از این رو

فرارفت هوای سرد عرض‌های بالا توسط این ناوه و ریزش هوای سرد و خشک اروپای مرکزی از طریق پشت‌باد پراارتفاع اروپایی، بر روی شرق مدیترانه باعث افزایش شیو شدید دما و مهیا شدن شرایط چرخندزایی شده است. در غرب دریای خزر یک پشته گرمایی با جهت غربی - شرقی تا غرب دریای سیاه کشیده شده است، که علت وجودی آن، فرازش توده هوای گرم و مرطوب و آزاد شدن گرمای نهان در پشت‌باد ناوه قطبی می‌باشد. لذا این شرایط سبب فزونی ضخامت هم‌ارتفاع‌ها، ایجاد واشاری و کاهش طول ناوه قطبی گردیده است. در نتیجه، مجموع این شرایط، باعث افزایش کژفشاری و ناپایداری در لایه قائم جو در استان آذربایجان شرقی شده است.

ملاحظه نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷) نشان می‌دهد که در این روز مرکز پرفشار جنب‌حاره با فشار مرکزی ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بر روی دریای مدیترانه قرار دارد و زبان‌هایی از آن در جهت شمال شرقی تا شمال شرقی روسیه و در جهت جنوب شرقی تا افریقای مرکزی گسترش یافته‌اند. همچنین یک مرکز کمینه فشار با فشار مرکزی ۱۰۰۳ هکتوپاسکال در غرب دریای خزر - شرق مدیترانه - دریای سیاه وجود دارد.



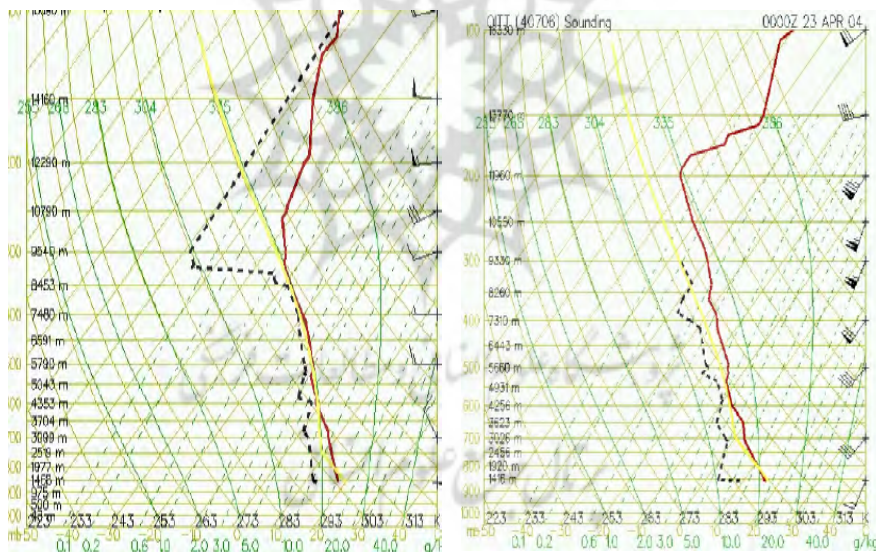
شکل (۷) نقشه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



شکل (۶) نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

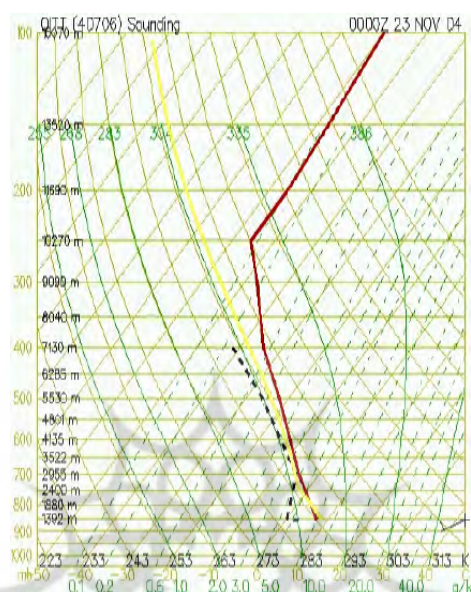
روز نماینده خوشه سوم ۲۳/۱۱/۲۰۰۴

بررسی نقشه‌های روزهای قبل از روز نماینده حاکی از آن است که این مرکز کمینه فشار، در شرق مدیترانه شکل گرفته است و به سبب حرکت شرق سوی بیشنه فشار مدیترانه مرکزی، این کمینه نیز با جهت جنوب غربی - شمال شرقی در قالب ناوه تراز ارتفاعی ۵۰۰ هکتوپاسکال ضمن قوی‌تر شدن در این مسیر، به سمت ایران (منطقه مورد مطالعه) حرکت کرده و باعث رخداد ناپایداری و بارش شدید گردیده است. بررسی داده‌ها و نمودار ترمودینامیکی (شکل ۹) نشان از نوسان کم دمای بالقوه تر با ارتفاع دارد. همچنین شاخص برادبری به مقدار +۱، شاخص جفرسون ۳۱، شاخص شوالتر ۲/۲۳ و شاخص K به مقدار ۲۸/۴ برآورد شدند. مجموع این شرایط مبین این موضوع است که ناپایداری بالقوه شدیدی بر جو حاکم است. به عبارتی این وضعیت ترمودینامیکی نیز تأیید کننده تحلیل همدید به مثابه، رخداد تندر ناشی از ورود جبهه سرد چرخند، به استان آذربایجان شرقی است.



شکل (۹) نمودار ترمودینامیک روز نماینده خوشه ۲

شکل (۸) نمودار ترمودینامیک روز نماینده خوشه ۱



شکل (۱۰) نمودار ترمودینامیک روز نماینده خوشه ۳

نتیجه‌گیری

تعیین شاخص مناسب جهت تشخیص بارش‌های ابرسنگین برای مناطق مختلف کشور کاری است که نیاز به مطالعات هواشناسی و محیطی خاص دارد. اگر چه مقدار این شاخص ممکن است در طول زمان با توجه به دخالت انسان در محیط و مسئله تغییر آب و هوا روند کاهشی یا افزایشی پیدا کند، اما با تمام این مسائل می‌توان روشی مناسب را با توجه به خصوصیات بارشی هر منطقه اتخاذ نمود. در این مطالعه نیز برای شناسایی روزهای همراه با بارش ابرسنگین، با در نظرگیری ویژگی‌های بارشی و به نوعی محیطی هر یک از ایستگاه‌های استان آذربایجان شرقی (به‌عنوان نماینده یک محدوده جغرافیایی از کشور)، با استفاده از روش آماری حد نهایی تیپ یک با دوره بازگشت ده هزار ساله برای هر کدام از این ایستگاه‌ها شاخص بارش ابرسنگین به صورت جداگانه به کار برده شد و روزهای مورد نظر مشخص شدند. بررسی‌های هم‌دید دال بر آن است که این بارش نتیجه غلبه سه الگوی چرخندی بهاره، گردنه هم‌فشار و چرخند زمستانه بر روی منطقه بوده است. در تمام این



الگوها ناوه قطبی و پرفشار جنب حاره، به ترتیب ضمن تغییر مکان به عرض‌های پایین و بالا، زبانه‌های از آن‌ها بر روی منطقه مدیترانه - خاورمیانه کشیده شده است. در این شرایط شیو مداری دما و فشار افزایش یافته و گردش‌های نصف‌النهاری جایگزین گردش‌های مداری شده‌اند. در واقع ورود هوای سرد عرض‌های بالا و گرم عرض‌های پایین، منطقه فعالی از منظر چرخندزایی ایجاد نموده است. از مهم‌ترین دست آوردهای این تحقیق می‌توان به شناسایی یک منطقه جبهه‌زایی در الگوی شماره دو اشاره نمود که در آن با قراگیری دو پرفشار و دو کم‌فشار به صورت ضربدری و همگرایی زبانه‌های آن‌ها در منطقه مورد مطالعه، سبب شکل‌گیری یک منطقه جبهه‌زایی در امتداد محور انبساطی گردنه هم‌فشار می‌گردند. با این وجود، چون در این موقع از سال (اواخر تابستان) تباین حرارتی توده هواهای مذکور شدید نیست، بنابراین جبهه حاصله از لحاظ شدت در سطح بالایی قرار ندارد. از طرفی، تحلیل ترمودینامیکی این الگوها نشان داد که در هنگام رخداد بارش‌های ابرسنگین ناپایداری بالقوه بر نیمرخ قائم جو مستولی می‌گردد که در صورت قراگیری عامل دینامیکی در وردسپهر میانه و یا با مهیا شدن شرایط حرارتی در ترازهای پایین برای فرازش توده هوا و ادغام عامل خود همرفتی با همرفت آزاد، شدیدترین ناپایداری‌ها رخ می‌دهد. در واقع چون منطقه مورد مطالعه به طور همزمان تحت نفوذ سامانه‌های عرض‌های پایین و بالا قرار دارد و این سامانه‌ها در ترازهای مختلف ارتفاعی، از بُعد دمایی - رطوبتی اختلاف شایانی با هم دارند، یک لایه‌بندی دمایی- رطوبتی در امتداد قائم جو ایجاد می‌شود و شرایط ناپایداری بالقوه بر قرار می‌گردد. در خاتمه بحث باید اذعان نمود که تحلیل ترمودینامیک نیمرخ قائم جو باعث روشن‌تر شدن زوایایی الگوهای همدید موجد بارش‌های ابرسنگین آذربایجان شرقی گردید.

منابع

- جهانبخش، سعید و ذولفقاری، حسن (۱۳۸۰)، «بررسی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های روزانه در غرب ایران»، *فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۵۹، صص ۸۱-۹۸.
- روش، تریپله (۱۳۸۰)، «*هواشناسی عمومی*»، برگردان، جمشید شاهرخی، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی.
- جانسون آر ریچارد و ویچرن دلبیو دین (۱۳۸۶)، «*تحلیل آماری چندمتغیره کاربردی*»، ترجمه حسینعلی نیرومند، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ سوم.
- عزیزی، قاسم و همکاران (۱۳۸۸)، «تحلیل سینوپتیک بارش‌های سنگین غرب کشور (مطالعه موردی: ۱۶ تا ۲۴ اسفند ۱۳۸۵)»، *فصل‌نامه جغرافیای طبیعی*، شماره ۴، صص ۱-۱۳.
- عزیزاده، امین (۱۳۸۵)، «*اصول هیدرولوژی کاربردی*»، انتشارات آستان قدس رضوی.
- علیجانی، بهلول و زاهدی، مجید (۱۳۸۱)، «تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیای شماره ۶۶-۶۵*، صص ۲۱۷-۲۰۲.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، «*قلیم‌شناسی سینوپتیک*»، انتشارات سمت.
- لشکری، حسن (۱۳۸۱): «مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران»، *فصلنامه مدرس علوم انسانی*، دوره ۶، شماره ۲، صص ۱۳۳-۱۵۷.
- قائمی، هوشنگ (۱۳۸۶)، «*هواشناسی عمومی*»، انتشارات سمت.
- مارتین، جاناتان (۱۳۸۸)، «*دینامیک جو در عرض میانه*»، برگردان ابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت.
- محمدی، بختیار و مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۸۹)، «تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین ایران (مطالعه موردی: آبان ماه ۱۳۷۳)»، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، صص ۴۷-۷۰.
- مهدوی، محمد (۱۳۸۶)، «*هیدرولوژی کاربردی*»، جلد دوم، انتشارات دانشگاه تهران.
- یارنال، برنت (۱۳۸۵)، «*قلیم‌شناسی هم‌دید*»، برگردان ابوالفضل مسعودیان، انتشارات دانشگاه اصفهان.

- Campins, J.A. Jansa, and A. Genoves (2006), "Heavy rRain and strong wind events and cyclones in the Balearics", *Advances in Geosciences*, 7, 73-77.
- Jayawarena, S.M., Y.L. Chen., A.J. Nash and K. Kodama (2012), "A comparison of three proned period of heavy rainfall over Hawaiian Islands", *J. Appl. Meteor. Climatol.*, pp 722-744
 - Keables, M.J (1989), "A Synoptic Climatology of Bimodal Precipitation Distribution in the Upper Midwest", *J. Climato.*2, 1289-1294.
 - Robert. P., Harnack D, Jansen .D, and Joseph, R. (1998), "Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in Utah", *International Journal of Climatology*, 11:112-130.
 - Seibert. P,A. Frank, and H. Formayer (2007), "Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria", *Theor. Appl. Climatol.* 87, 139-153.
 - Shiromani. I, M., William H. Hand, Neil I. Fox, Christopher G. Collier, (2004), A study of twentiethcentury extreme rainfall events in the United Kingdom with implications in forecasting", *Meteorol, Appl.* 11, 15-31.
 - Villanueva, R.V., Borga, M., Zoccatelli, D., Marchi, L., Gaume, E., Ehret, U. (2012), "Extreme flood response to short-duration convective rainfall in South-West Germany", *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 1543-1559.
 - www.cdc.noaa.gov.
 - www.eaz.ir.
 - www.skystef.be/weather-calculators.htm.