جغرافیا (فصلنامه علمی ـ پژوهشی و بین‌المللی انجمن جغرافیای ایران)
دوره جدید، سال چهاردهم، شماره ۴۸، بهار۱۳۹۵

نقش ضخامت لایه پایین وردسپهر بر بارش غرب میانی ایران[1]

قاسم عزیزی[2] فرامرز خوش‌اخلاق[3]، محمد مرادی استادیار[4] و عبدالرضا زندی[5]

تاریخ وصول: ۱۳۹٤/۹/۳۰، تاریخ تایید: ۱۳۹٤/۱۲/۲۵

چکیده

در این مقاله رابطه بارش با ضخامت لایه پایین وردسپهر بررسی شده است. منطقه مورد مطالعه بین عرض‌های جغرافیایی(۳۲/۵ تا ۳۷) درجه شمالی در رشته کوه‌های زاگرس در غرب میانی ایران قرار دارد. مطالعه در طول دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۹۱)، انجام و دو سال پر بارش و دو سال کم بارش انتخاب و در آن سالها برای ماههای فوق روزهای بارشی فراگیر درمنطقه از نوع کم تا ۵ میلی‌متر، متوسط ۵ تا ۱۰ میلی‌متر و زیاد بیشتر از ۱۰ میلی‌متر انتخاب گردید. با بررسی آنومالی ضخامت متوسط جو بر روی ایران طی دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۹۱)، نسبت به بلند مدت ٦٦ ساله نتیجه گرفته شد که در منطقه غرب میانی ایران به‌طور میانگین ضخامت متوسط سالیانه جو حدود ۱/۵ ژئوپتانسیل متر افزایش داشته است. سپس ضخامت لایه (۸۵۰-۱۰۰۰)، دما و نم ویژه سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال در روز بارش و دو روز قبل از آن مورد بررسی قرار گرفت. نتایج به دست آمد حاکی از عدم وجود رابطه یکسان بارش با ضخامت لایه پایین وردسپهر در ماههای مختلف سال بوده است. از ۲۰ مورد بررسی ضخامت لایه پایین وردسپهر در روزهای منتخب بارش در منطقه غرب میانی ایران طی دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۹۱)، مشخص شد که در ۱۱ مورد آن ضخامت (۸۵۰-۱۰۰۰)، در روز بارش کاهش داشته است و در ۷ مورد افزایش ضخامت صورت گرفته است. در۲ مورد نیز تغییری در ضخامت لایه پایین وردسپهر صورت نگرفته و ضخامت در آن لایه ثابت باقی‌مانده است. میزان تغییرات ضخامت جو در لایه پایین وردسپهر در انواع بارش‌ها از روند یکسانی تبعیت نکرده و در ماههای مختلف نحوه تغییرات و مقدار آن متغیر بوده است. همچنین رابطه بارش با ضخامت جو در لایه پایین وردسپهر در فصول مختلف سال نیز از روند خاصی تبعیت نکرده است و تابع شرایط پیچیده‌تری است.

کلیدواژگان: ضخامت، غرب میانی ایران، لایه پایین وردسپهر.

---

۱. این مقاله برگرفته از پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد عبدالرضا زندی است.

۲. دانشیار دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران

۳. استادیار دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران

٤. استادیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو

۵. دانشجوی کارشناسی ارشد آب‌وهواشناسی سینوپتیک

مقدمه

ضخامت جو به‌دلیل وابستگی به دما از اوایل دهه ۱۹٤۰ میلادی همواره مورد توجه پژوهشگران اقلیم‌شناسی و هواشناسی قرار گرفته است. از مهمترین آنها می‌توان به پیترسون (۱۹٤۰)، کارسون (۱۹۹۲) و هولتون (۲۰۰٤)، اشاره کرد. این پژوهشگران اغلب با تعریف ضخامت به صورت معادله (۱-٤-۱) که در آن δz ضخامت بین دو لایه‌ی فشاری P_1 و P_2 بر حسب متر، $\bar{T}$ میانگین دمای لایه‌ی فوق بر حسب کلوین، $R_d=287JK^{-1}mol^{-1}$ ثابت ویژه گازها، $g=9.8\ ms^{-2}$ شتاب ثقل می‌باشد، سعی کرده‌اند تا نقش فرارفت این کمیت در توسعه سامانه‌های همدیدی که به بارش فراگیر منجر می‌شود، را (مدل سازی) فرمول‌بندی نمایند.

$$\delta z = -\frac{R_d}{g}\bar{T}\ln\frac{P_2}{P_1} \quad (۱-۴-۱)$$

بارش یکی از پیچیده‌ترین پدیده‌های هواشناسی است که برای ریزش آن فرایندهای ترمودینامیکی پیچیده‌ای انجام می‌شود. نم ویژه، حرکتهای صعودی، سرمایش، تشکیل ابرهای بارشی و غیره از جمله عناصری است که در بارش نقش دارند. عبور سامانه‌های بارش در مقیاس بزرگ یکی از عوامل ریزش‌های جوی در منطقه‌ی غرب ایران است که در اثر برخی کمیت‌ها تقویت و یا تضعیف می‌شود. یکی از این کمیت‌ها ضخامت و فرارفت آن است که می‌تواند سبب کاهش دمای سامانه و افزایش بارش سامانه‌های همدیدی باشد. نقشه‌های ضخامت یکی از نقشه‌های است که در اقلیم‌شناسی همدید استفاده می‌شود. در این نقشه‌ها ضخامت جو، که به‌طور معمول ارتفاع بین ترازهای (۵۰۰-۱۰۰۰) هکتوپاسکال است، نشان داده می‌شود. این ضخامت را ضخامت تمام اتمسفر تلقی می‌کنند (علیجانی ۱۳۸۵). روی نقشه‌های ضخامت، نوع توده هواهای سرد و گرم تشخیص داده می‌شود. ضخامت زیاد نشانگرحاکمیت توده هوای گرم و ضخامت کم، حاکمیت توده هوای سرد را مشخص می‌کند. همچنین در این نقشه‌ها می‌توان مناطق جبهه (ناپیوستگی) را که محل برخورد دو توده هوا با خصوصیات فیزیکی مختلف است، را نشان داد. نقشه‌های ضخامت همچنین یک نکته دیگر را روشن می‌کنند و آن باد گرمایی است که به موازات خطوط ضخامت می‌وزد. هرچه خطوط ضخامت فشرده‌تر باشد، بادگرمایی سریع‌تر می‌وزد. همچنین از روی نقشه‌های ضخامت می‌توان نوع بارش، محل جبهه و بسیاری از پدیده‌های دیگر را شناسایی کرد. در زمینه رابطه بارش با

ضخامت جو در لایه‌های مختلف وردسپهر بر روی بعضی از نقاط ایران و یا جهان، مطالعه زیادی انجام شده است که در بیشتر آنها بین نتایج پژوهشگران توافق چندانی وجود ندارد. به نظر می‌رسد اختلاف عمده با نگرش و روش‌شناسی آنها در ارتباط است. در زیر به‌طور کوتاه به چند پژوهش در مورد بارش و ارتباط آن با ضخامت اشاره می‌شود.

کیبل (۱۹۸۹)، به بررسی همدید رژیم بارندگی بیمودال[1] در میدوست شمالی[2] و نقش ضخامت پایین وردسپهر در افزایش و کاهش بارندگی پرداخته و توزیع حداکثر بارش را طی ماههای ژوئن و سپتامبر مطالعه کرده است. وی برای شناسایی اغتشاشات جوی که بارندگی ماههای فوق را ایجاد می‌کنند، از نقشه‌های همدیدی در تراز ۷۰۰ هکتو پاسکال استفاده کرده و متوجه شده است که رژیم بارندگی در ناحیه‌ی مورد نظر، به تکرار وقوع تعداد کمی از رگبارهای شدید بستگی دارد و افزایش یا کاهش بارندگی برخی از ماه ها نیز با وقوع فراز و فرود و حالت‌های خاص همدیدی رخ می‌دهد و در نهایت اینکه، ورود چرخندها در ایجاد بارش‌های منطقه، تاثیر به‌سزایی دارد. ویبیگ (۱۹۹۹)، با انجام تحلیل مولفه اصلی بر روی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پنج تیپ گردشی برای اروپا بدست آورد و رابطه آنها را با بارش ماهانه زمستان اروپا بررسی کرد. بیاتی خطیبی (۱۳۷٤)، با استفاده از نقشه‌های روزانه سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، سامانه‌های جوی که شمال‌غرب ایران را تحت‌تاثیر قرار می‌دهد را از محل تشکیل تا منطقه مورد مطالعه ردیابی کرد و نتیجه گرفت که بیشترین بارش‌های آذربایجان بر اثر ورود کم فشارهای غربی با منشأ اروپا به وقوع می‌پیوندد. علیجانی (۱۳۸۱)، با بررسی توپوگرافی سطح۵۰۰ هکتوپاسکال توانست دو تراف خزر و سوریه که نقش مهمی در کنترل آب و هوای ایران دارند را شناسایی و معرفی کند. او در این بررسی نشان داد که فرازها و فرودهایی که در نزدیکی ایران قرار می گیرد بیشترین تاثیر را در آب و هوای ایران دارند که از این میان فرود سوریه و مدیترانه مهمترین نقش را به‌ویژه در بارندگی‌های غرب کشور دارند. هوس و همکاران (۲۰۰۸)، در پژوهشی، شرایط همدیدی مرتبط با میزان بارندگی‌های شدید در یونان را با استفاده از روش آماری چند متغیره، شامل روش تحلیل خوشه‌ای بررسی کردند. نتایج آنها نشان‌دهنده‌ی رابطه

1. Bimodal
2. North Medost

الگوهای بارش سنگین با فعالیت چرخنده‌ی شدید روی ناحیه گریک در یونان است. آنها نه ساختار گردشی مختلف را مشخص کردند که به‌طور عمده به موقعیت و شدت سامانه‌های همدیدی هوای تراز بالا و سطح زمین برمی‌گردد. حلبیان و پورجزی (۱۳۹۰) برای شناسایی شرایط همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تاکید بر الگوهای ضخامت جو، با استفاده از پایگاه داده بارش کرانه‌های غربی خزر، نقشه‌های هم بارش روزانه این پهنه، از تاریخ ۱۳٤۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۱۰ روی یاخته‌هایی به ابعاد ۱٤×۱٤ کیلومتر، به روش کریجینگ میان‌یابی و ترسیم کرده است. این داده‌ها دسترسی به اطلاعات ٤۸ نقطه مکانی پهنه مطالعاتی را برای ۱۵۹۹۲ روز و امکان محاسبه مقادیر هر روز بارش، بیشینه بارش و درصد مساحت زیر بارش را فراهم آورده است . بر این اساس حدی‌ترین و فراگیرترین بارش‌ها شناسایی و ۱۰۹ روز از این بارش‌ها، بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ ام، برای بررسی و تحلیل انتخاب شده‌اند با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی و تحلیل خوشه‌ای پایگانی به روش ادغام (وارد)، سه الگوی گردشی ضخامت جو بین ترازهای ۵۰۰–۱۰۰۰ هکتوپاسکال شناسایی شده است در ادامه برای تحلیل بارش‌ها در هر الگوی ضخامت جو، روز نماینده بر اساس ضریب همبستگی با آستانه ۹۵درصد تعیین و در این روزها نقشه‌های فشار تراز دریا، ضخامت جو ترازهای ۵۰۰–۱۰۰۰ هکتوپاسکال، توابع جبهه‌زایی و شار همگرایی رطوبت ترازهای ۵۰۰–٦۰۰–۷۰۰–۸۵۰–۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل شده است که بررسی‌ها نشان از استقرار فرودی به نسبت عمیق بر بخش‌های شمالی و شمال‌غربی دریای خزر حدفاصل دو توده آبی خزر و سیاه داشته است که زمینه را برای رخداد بارش‌های حدی و فراگیر در پهنه مطالعاتی فراهم نموده است و تحلیل نقشه‌های تابع جبهه‌زایی، وجود کانون‌های جبهه‌زایی را روی دریای خزر و اطراف آن تایید کرده است. تحلیل تابع شار همگرایی رطوبت هم نشان از نقش دریای سیاه و دریاچه آرال در تامین رطوبت بارش‌ها داشته است. پریزراکوس (۱۹۸٤)، با استفاده از نقشه‌های میانگین تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های هم ضخامت و نقشه‌های نابهنجاری آنها، پرفشار سیبری بالکان و یونان را بررسی کرد. علیجانی (۱۳۷۸)، با استفاده از داده‌های میانگین ماهانه ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال سازمان هواشناسی ژاپن به بررسی الگوی بادهای غربی در منطقه مدیترانه و اثر آن بر اقلیم ایران در دوره (۹۰–۱۹٦۱) پرداخت. او نتیجه گرفت که در بیشتر وقتها فرودی بلند بر روی مدیترانه حاکم است. این فرود از نظر مکانی به‌کندی جابجا

می‌شود و از نظر زمانی نیز دارای تغییرات تصادفی است. فرود مدیترانه با جابجایی خود اقلیم ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهد. در این پژوهش مشخص شد که این فرود با بارندگی ایران رابطه منفی و با دمای ایران رابطه مثبت دارد. عزیزی و صمدی (۱۳۸٦)، به بررسی و تحلیل همدید سیل مهرماه ۱۳۸۲ در استان‌های گیلان و مازندران در نقشه‌های مربوط به وضع هوا از سطح زمین تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در هشت روز متوالی پرداختند. بررسی‌های انجام شده روی الگوی فوق نشان داد که وجود ناوه عمیق در شمال شرق اروپا و امتداد محور آن روی دریای خزر، موجب فرارفت هوای سرد قطبی از عرض‌های شمال بر روی دریای خزر شده است و حضور واچرخندهای مهاجر در غرب ناوه و چرخند جبهه‌ای در شرق آن و در نتیجه هم جهت شدن حرکت واچرخندی با حرکت چرخندی جلوی ناوه، باعث تقویت این سامانه شده است. از سوی دیگر، حرکت نصف‌النهاری قابل ملاحظه‌ی جریان‌های سطوح میانی جو موجب تقویت تاوایی شده است. حسینی (۱۳۸۸) برای بررسی شرایط همدید همراه با بارش در پهنه‌ی نیمه پربارش خزری، از آمار روزانه‌ی بارش در پهنه‌ی موردنظر و داده‌های جو بالا از تاریخ ۱۳٤۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۱۰ بهره گرفته و پایگاه داده‌ای به ابعاد ۲۷٦×۱۵۹۹۲ ایجاد کرده و با رویکرد محیطی به گردشی، از روش ادغام وارد و فاصله‌ی اقلیدوسی روی نقشه‌های فشار تراز دریا و ضخامت جو استفاده کرد. پس از تحلیل خوشه‌ی که روی آنها انجام داد، چهار الگوی اصلی برای ضخامت جو تعیین کرد. وی همچنین به بررسی جبهه‌ها، رودبادها و نیز منابع تامین کننده‌ی رطوبت و جهت ورود آنها به منطقه خود، پرداخته است. که با وجود همه‌ی مطالعات انجام گرفته، به این نتیجه رسیده است که در مورد ساختار منطقه‌ای و محلی گردش جو و الگوهای همدید منجر به وقوع بارش در منطقه خزری، ابهام‌های قابل ملاحظه‌ای وجود دارد. از این رو، هدف عمده از انجام این پژوهش را شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر و شناسایی منابع تامین‌کننده‌ی رطوبت این بارش‌ها با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی دانسته است. هدف از این پژوهش بررسی رابطه بارش با ضخامت لایه پایین وردسپهر در منطقه غرب میانی ایران است.

مواد و روش‌ها

به‌منظور تعیین محدوده زمانی بارش در منطقه غرب میانی ایران، آمار بارندگی از بدو تاسیس برای هفت ایستگاه همدید منطقه مورد مطالعه از بخش آمار سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. بررسی روند بارش در دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۹۱)، با استفاده از آزمون من-کندال[1] برای هفت ایستگاه منتخب انجام گردید و بعضی از پارامترها تعیین شد. سپس براساس دوره آماری بلندمدت ماههای بارشی در سال مشخص شد. آمارهای روزانه و ماهانه بارش هشت ماه سال از اکتبر تا می در ایستگاه‌های زنجان، سنندج، کرمانشاه، همدان، ایلام، اراک و خرم‌آباد بود که به‌عنوان ایستگاه‌های همدید منتخب برای مطالعه بارش‌ها در منطقه غرب میانی ایران در نظر گرفته شدند. موقعیت جغرافیائی این ایستگاهها در جدول زیر نشان داده شده است. داده‌های مذکور ابتدا از نظر آماری بررسی شدند و سپس در محیط نرم‌افزار Excel مرتب شد. پس از آن، مقادیر بارش مربوط به ایستگاه‌های همدید منطقه مورد مطالعه طبقه‌بندی شد. از آن جایی که بیش‌ترین مقادیر بارش دریافتی ایستگاه‌های موردنظر، بارش‌های کمتر از ۵ میلی‌متر را در بر می‌گرفت و درصد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر در همه ایستگاه‌ها بسیار کم (کمتر از ۱۰ درصد کل بارش) بود، بنابراین سه طبقه بارشی تعیین شد که به ترتیب مقادیر بین ۱ تا ۵ میلی‌متر، ۵ تا ۱۰میلی‌متر و بیش از ۱۰ میلی‌متر را دربر گرفت و به ترتیب عنوان بارش‌های کم، متوسط و زیاد مشخص شد. بر این اساس، بارش‌های روزانه مربوط به همه ایستگاه‌ها در این طبقات قرار گرفت و پس از این مرحله، مقایسه‌ای بین مقادیر بارش ماه‌های متناظر در همه ایستگاه‌ها انجام شد و سپس مقادیر بارشی که در یک طبقه قرار داشتند، مشخص شد و از بین همه موارد، روزهایی انتخاب شد، که به لحاظ دریافت بارش در همه و یا بیش‌تر ایستگاه‌ها همپوشانی وجود داشت. در نهایت، از بین روزهای مشخص شده ایستگاهی که بیش‌ترین مقدار بارش را در هر طبقه به خود اختصاص داده بود، به عنوان نمونه برای انجام بررسی ضخامت در نظر گرفته شد. بدین ترتیب، برای هر یک از مقادیر بارش کم، متوسط و زیاد، یک روز تعیین شد. سپس روز بارش منتخب هر یک از ماه‌ها همراه با ذکر نام ایستگاه، مقدار بارش و مقادیر دمای میانگین، حداقل و حداکثر مربوط به ایستگاه انتخاب

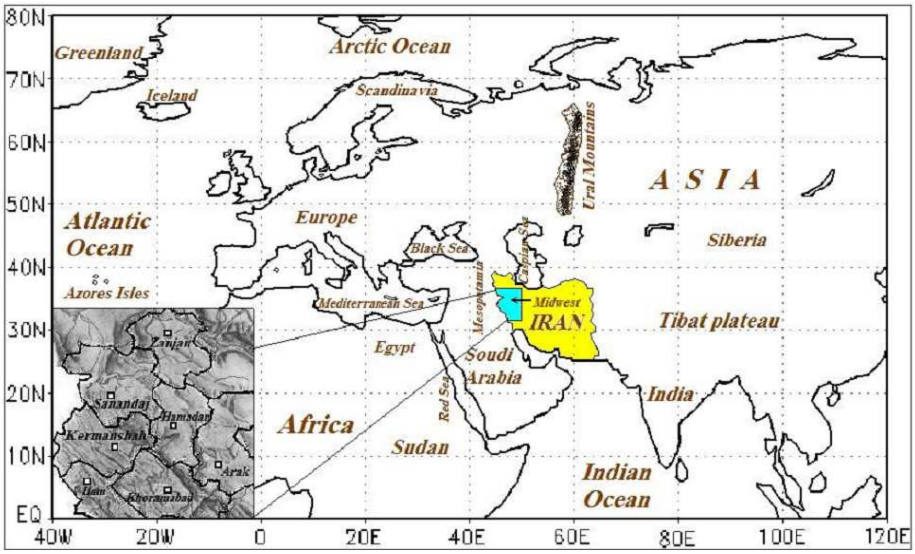
1. Mann-Kendall

شده، در جدولی جداگانه مربوط به ماه‌های اکتبر تا می در ابتدای بخش بررسی ضخامت ماه‌های مورد نظر آورده شده است.

جدول۱. موقعیت جغرافیایی و مقادیر دما و بارش میانگین سالانه ایستگاه‌های منتخب منطقه مورد مطالعه

موقعیت / نام ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه شرقی)	عرض جغرافیایی (درجه شمالی)	ارتفاع جغرافیایی (متر)	میانگین دما (سلسیوس)	میانگین بارش (میلی‌متر)
اراک	٤٩°٤٦	٣٤°٦	١٧٠٨	١٣/٧	٣٤١/٧
ایلام	٤٦°٢٦	٣٣°٣٨	١٣٣٧	١٧/١	٦١٦
خرم‌آباد	٤٨°١٧	٣٣°٢٦	١١٤٧/٨	١٧/٣	٥٠٩
زنجان	٤٨°٢٩	٣٦°٤١	١٦٦٣	١١/٥	٣١٣/١
سنندج	٤٧°٠٠	٣٥°٢٠	١٣٧٣/٤	١٣/١	٤٩٧/٣
کرمانشاه	٤٧°٩	٣٤°٢١	١٣١٨/٦	١٤/٥	٤٤٥/١
همدان	٤٨°٣٢	٣٤°٥٢	١٧٤١/٥	١١/٨	٣١٦/٦

برای بررسی نقش ضخامت در میزان بارش، از داده‌های دوبار تحلیل شده بایگانی CEP/NCAR که در تارنمای CDC\REANALYSIS وجود دارد، استفاده شد. داده‌های اقلیمی موردنیاز در محدوده جغرافیایی (۲۵ تا ٤٠) درجه عرض شمالی و (٤٠ تا ٦٥) درجه طول شرقی (شکل۱)، استخراج شد. داده‌های مذکور شامل آنومالی میانگین ضخامت سالیانه، فصلی و ماهیانه در دوره آماری بلندمدت مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را دربر می‌گیرد. همچنین ضخامت تراز (۸۵۰–۱۰۰۰) و نیز نقشه‌های دما و نم ویژه مربوط بهتر از ۷۰۰ هکتوپاسکال را در مقیاس‌های زمانی روزانه (ساعت صفر گرینویچ) برای روزهای منتخب بارش و روزهای قبل و بعد از آن را شامل می‌شود.



شکل۱. نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌هایی همدید منتخب

بحث و بررسی

به‌طورکلی مواردی که بررسی شده است شامل دو بخش است که بخش اول آن مربوط به بررسی آماری بارش در ایستگاههای همدیدی منطقه مورد مطالعه است و بخش دوم، به بررسی ضخامت و نقش آن در بارش‌ها اختصاص یافته است.

بررسی آماری

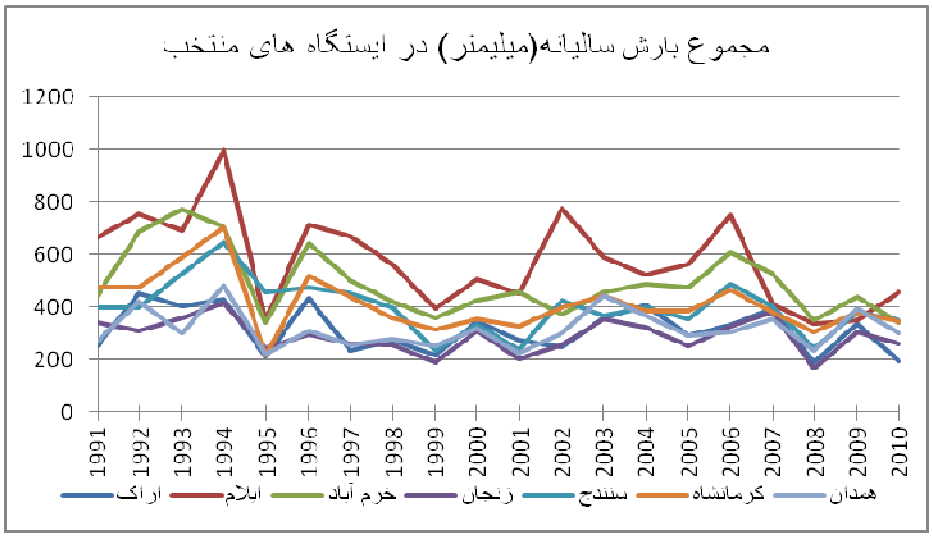
در بررسی آماری داده‌ها به‌وسیله آزمون‌های مختلفی بررسی می‌شوند. چون بارش کمیتی ناپیوسته است و ایستگاههای انتخابی در طول دوره آماری مورد مطالعه جابجا نشده‌اند، از این رو، داده‌های بارش ایستگاهها فقط از نظر کیفیت و روند بررسی شده‌اند. جدول زیر برخی از کمیتهای آماری را برای ایستگاههای منتخب نشان می‌دهد.

جدول۲. کمیتهای آماری بارش سالانه ایستگاه‌های انتخابی در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۹۱

کمیت‌های آماری	نام ایستگاه						
	اراک	زنجان	همدان	خرم‌آباد	ایلام	کرمانشاه	سنندج
میانگین بارش سالانه	۳۱۳/٤	۲۹۰/٤	۳۱۵/۸	٤۸۹/۷	۵۷۵/۰	٤۱۲/٦	۳۹۷/٦
انحراف معیار	٦۹/۲	٦۵/۱	۷۲/۹	۱۲۸/۹	۱۷۵/۷	۱۰۷/٦	۹۸/۰
کمینه	۱۹۱/۰	۱۷٦/٦	۲۲۰/٤	۳۳۹/۲	۳۳۷/٤	۲۱۵/۸	۲۳۵/۸
چارک اول	۲۵٦/۸	۲۵۲/۳	۲۵۹/۹	۳۸۲/۸	٤۲۰/٦	۳٤۸/۱	۳۵۱/٦
میانه	۳۰۱/۰	۳۰۱/۰	۳۰۱/۰	٤۵٦/۰	۵٦٤/۲	۳۸٤/۱	۳۹۷/٦
چارک سوم	۳۵٦/۲	۳۳٦/۸	۳٦٤/۱	۵۸۷/۹	۷۰۷/۸	٤۷۲/۰	٤۵۲/۹
بیشینه	٤۵۲/۰	٤۱۵/۵	٤۸۱/۳	۷۷۱/۱	۹۹٦/۷	۷۰۲/۵	٦٤۵/۱
دوره آماری	۲۰۱۰-۱۹۹۱						

شکل شماره ۲ تغییرات بارش سالانه هفت ایستگاه منطقه مطالعاتی را در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۹۱ نشان می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که مجموع بارش سالیانه ایستگاههای منطقه مورد مطالعه در بین بعضی از سالها افت و خیز شدید دارد (سالهای ۱۹۹٤ و ۱۹۹۵). بر اساس نمودار طی دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۹۱) سالهای ۱۹۹٤و۱۹۹۳به ترتیب با میانگین بارش ٦۲۵/۳ و ۵۱۹/۳ میلی‌متر بیشترین و سالهای ۲۰۰۸ و۱۹۹۹به ترتیب با میانگین بارش ۲٦۰/۹ و ۲۷۹/۱ میلی‌متر کمترین بارش را در منطقه داشته‌اند. از بین ایستگاهها در اکثر سالها ایلام بیشترین بارش و زنجان کمترین بارش را ثبت کرده‌اند. همچنین داده‌های بارش از نظر داشتن روند بت روش من-کندال در سطح اعتماد ۹۵ درصد مورد آزمون قرار گرفت و روند نزولی در همه ایستگاههای فوق تایید شد.

به‌طورکلی بررسی‌های آماری این بخش نشان می‌دهد که روند کاهش بارش سالانه در همه ایستگاهها وجود داشته است ولی در ایستگاههای نوار غربی کشور روند کاهش بارش به مراتب بسیار بیشتر از ایستگاههای دیگر بوده است. متوسط بارش ماهانه ایستگاههای انتخابی منطقه مطالعاتی در دوره بلندمدت نشان می‌دهد که در همه ایستگاهها در ماههای جون، جولای، اگوست و سپتامبر مقدار بارش کمینه و در سایر ماهها بارش به مقدار مناسب ریزش کرده است. بنابراین نتیجه گرفته شد که رخ‌داد بارش‌های قابل ملاحظه، در ۸ ماه از سال که از اکتبر شروع وتا ماه می ادامه دارد اتفاق می‌افتد به همین منظور، بررسی آماری روند بارشها طی ماههای فوق انجام گردیده است.



شکل۲. تغییرات بارش سالیانه ایستگاههای غرب میانی طی دوره آماری (۲۰۱۰- ۱۹۹۱)

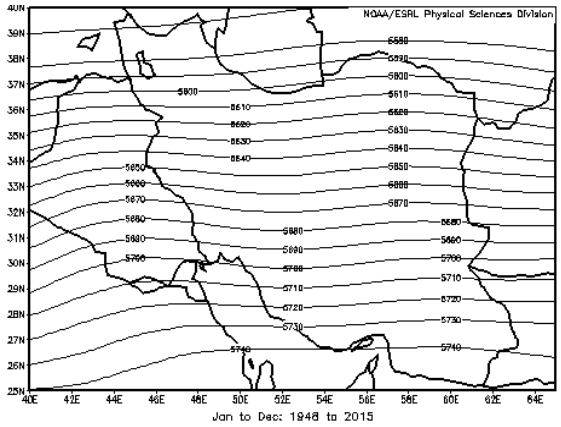
بررسی ضخامت جو

در این بند ابتدا متوسط ضخامت جو به‌طور فصلی و ماهانه بررسی می‌شود و سپس در حالتهای موردی خاص تحلیل همدیدی ارائه می‌شود.

بررسی ضخامت متوسط جو

جهت بررسی ضخامت متوسط جو طی ماهها و فصلهای سال در منطقه غرب میانی کشور، نقشه متوسط ضخامت سالیانه، فصلی و ماهیانه در دوره آماری (۲۰۱۵-۱۹٤۸) میلادی تهیه شد، سپس ضخامت جو در محدوده مورد مطالعه بررسی گردید که نتایج بدست آمده به شرح زیر است.

شکل شماره۳ ضخامت متوسط سالیانه جودر دوره آماری (۲۰۱۵-۱۹٤۸) در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. از این شکل دیده می‌شود که در منطقه مطالعاتی این کمیت بین ٥٦۰٥ تا٥٦۷۰ ژئوپتانسیل متر متغیر بوده است. بنابراین بین عرض جغرافیایی ۳۲/٥ تا ۳۷ درجه شمالی اختلاف ضخامت ٦٥ ژئوپتانسیل متری مشاهده می‌شود.



شکل۳. ضخامت متوسط سالیانه جو، در دوره آماری (۲۰۱۵-۱۹٤۸).

در جدول شماره ۳ دامنه، میانگین و اختلاف ضخامت و مقدار تغییر آن هر فصل نسبت به فصل قبل نشان داده شده است. همانطوری که مشاهده می‌شود کمترین میانگین ضخامت با ٥٤٦٨ ژئوپتانسیل مربوط به فصل زمستان و بیشترین میانگین ضخامت با ٥٨١٠ ژئوپتانسیل مربوط به فصل تابستان است. بیشترین شیب ضخامت با ۷٥ متر در فصل زمستان و کمترین شیب ضخامت با ٦۰ متر در فصل تابستان بوده است. کمترین مقدار تغییر ضخامت از فصلی به فصل دیگر مربوط با کاهش ۹۷ ژئوپتانسیل متری مربوط به فصل زمستان و بیشترین آن با کاهش ۲٤٥ ژئوپتانسیل متری مربوط به فصل پاییز بوده است.

جدول۳. خصوصیات ضخامت در فصل‌های مختلف سال بین عرض جغرافیایی (۳۷/۰- ۳۲/٥)درجه شمالی

فصل‌ها	زمستان	بهار	تابستان	پاییز
دامنه ضخامت	٥٤۳۰-٥٥۰٥	٥٦٥۰-٥۷۲۰	٥۷۸۰-٥۸٤۰	٥٥۳۰-٥٦۰۰
میانگین ضخامت	٥٤٦۸	٥٦۸٥	٥۸۱۰	٥٥٦٥
اختلاف ضخامت	۷٥	۷۰	٦۰	۷۰
مقدارتغییرضخامت نسبت به فصل قبل	-۹۷	+۲۱۷	+۱۲٥	-۲٤٥

با بررسی از نقشه‌های ماهانه وآنومالی ضخامت و محاسبات انجام شده نتیجه‌گیری‌های زیر حاصل گردید.

۱. کمترین ضخامت متوسط در منطقه بر اساس نقشه‌های ماهیانه با ٥٤٣٥ ژئوپتانسیل متر، مربوط به ماه ژانویه وبیشترین ضخامت متوسط با ٥٨٤٠ ژئوپتانسیل متر، مربوط به ماه جولای است.

۲. اختلاف ضخامت متوسط در منطقه مذکور از ماه ژانویه تا ماه جولای بر اساس نقشه‌های ماهیانه ٤٠٥ ژئوپتانسیل متر است.

۳. کمترین افزایش ضخامت متوسط از ماه ژانویه (٥٤٣٥ ژئوپتانسیل متر) به ماه فوریه (٥٤٤٥ ژئوپتانسیل متر) با ۱۰ ژئوپتانسیل متر و بیشترین افزایش از ماه آوریل (٥٥٩٠ ژئوپتانسیل متر) به ماه می (٥٦٨٥ ژئوپتانسیل متر) و از ماه می (٥٦٨٥ ژئوپتانسیل متر) به ماه جون (٥٧٨٠ ژئوپتانسیل متر) ۹۵ ژئوپتانسیل متر می‌باشد.

٤. کمترین کاهش ضخامت متوسط از ماه جولای (٥٨٤٠ ژئوپتانسیل متر) به ماه اگوست (٥٨٣٠ ژئوپتانسیل متر) با ۱۰ ژئوپتانسیل متر و بیشترین کاهش از ماه اکتبر (٥٦٦٥ ژئوپتانسیل متر) به ماه نوامبر (٥٥٥٥ ژئوپتانسیل متر) ۱۱۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد.

۵. ضخامت متوسط جو از ماه جولای به ماه سپتامبر با روند کاهشی شیب ملایم شروع می‌شود و پس از آن این روند کاهشی تا ماه نوامبر با شدت بیشتری ادامه دارد، به‌طوریکه گذر از ماه اکتبر به ماه نوامبر، کاهش ۱۱۰ ژئوپتانسیل متری رخ داده است و از ماه نوامبر تا ماه ژانویه از شدت آن کاسته می‌شود.

٦. ضخامت متوسط جو از ماه ژانویه به مارس با روند افزایشی شیب ملایم شروع می‌شود و پس از آن این روند افزایشی تا ماه جولای با شدت بیشتری ادامه دارد به‌طوریکه در ماههای می و جون به حداکثر ۹۵ ژئوپتانسیل متر درماه می‌رسد و از ماه جون تا جولای از شدت آن کاسته می‌شود.

۷. ضخامت متوسط سالیانه طی دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۹۱)، در منطقه مورد مطالعه ٥٦٣٨ ژئوپتانسیل متر است که نسبت به دوره آماری (۲۰۱۰-۱۹۸۱)، حدود ۱/۵ ژئوپتانسیل متر افزایش داشته است.

جدول٤. خصوصیات ضخامت در ماههای مختلف سال بین عرض جغرافیایی (۳۷/۰- ۳۲/۵) درجه شمالی

ماهها / پارامتر	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	جون	جولای	اگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
دامنه ضخامت متوسط	٥٤٠٠ ٥٤٧٠	٥٤١٥ ٥٤٧٥	٥٤٧٥ ٥٥٣٥	٥٥٦٠ ٥٦٢٠	٥٦٥٠ ٥٧٢٠	٥٧٤٠ ٥٨٢٠	٥٨١٠ ٥٨٧٠	٥٨٠٠ ٥٨٦٠	٥٧٣٠ ٥٨٠٠	٥٦٣٠ ٥٧٠٠	٥٥٢٥ ٥٥٨٥	٥٤٥٠ ٥٥١٥
میانگین ضخامت	٥٤٣٥	٥٤٤٥	٥٥٠٥	٥٥٩٠	٥٦٨٥	٥٧٨٠	٥٨٤٠	٥٨٣٠	٥٧٦٥	٥٦٦٥	٥٥٥٥	٥٤٨٣
اختلاف ضخامت	٧٠	٦٠	٦٠	٦٠	٧٠	٨٠	٦٠	٦٠	٧٠	٧٠	٦٠	٦٥
مقدارتغیر ضخامت نسبت به ماه قبل	-٤٠	+١٠	+٦٠	+٨٥	+٩٥	+٩٥	+٦٠	-١٠	-٦٥	-١٠٠	-١١٠	-٧٢

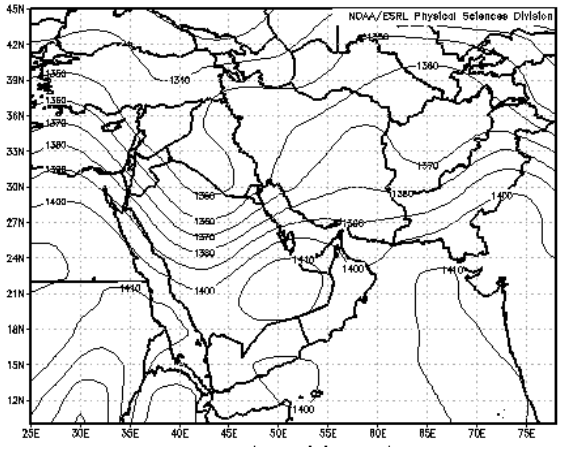
همدیدی ضخامت سالهای پربارش،کم بارش و روزهای منتخب همراه با بارش

در ابتدا نقشه‌های آنومالی ضخامت در چهار سال منتخب (دو سال پربارش و دو سال کم بارش)، مورد بررسی قرار می‌گیرد. از آنجا که بررسی همه الگوهای همدید روزهای منتخب همراه با بارش در ماههای اکتبر تا می در منطقه مورد مطالعه موجب افزایش حجم کار می‌شد، بنابراین به‌منظور دستیابی به هدف پژوهش، از بین همه روزهای همراه با بارش هر مواردی به‌عنوان نمونه انتخاب شد. مراحل انتخاب نمونه‌ها بدین شرح انجام شد. نخست روزهای همراه با بارش همه ایستگاههای منطقه مورد مطالعه و در هر یک از ماهها، تعیین شد. در مرحله بعد، مقادیر بارش روزانه، به سه گروه بارش زیاد، متوسط و زیاد تعیین شدند، به ترتیب مقادیر تا ۵ میلی‌متر، بیش از ۵ تا ۱۰ میلی‌متر و بیشتر از ۱۰ میلی‌متر را دربر گرفت. پس از مشخص شدن وضعیت روزها به لحاظ مقدار بارش و تعیین جایگاه آنها در بین طبقات بارشی، به‌منظور بررسی الگوهای همدید ضخامت روزانه مرتبط با هر یک از مقادیر بارش کم، متوسط و زیاد، روزهایی انتخاب شد که ایستگاههای بیشتری در آن‌ها بارش دریافت کرده و به‌عبارت دیگر از نظر بارش با یکدیگر همپوشانی داشته‌اند. به‌عنوان مثال در روز ۵ مارس سال ۱۹۹۳ ایستگاههای اراک، ایلام، زنجان، سنندج و همدان بارش زیاد دریافت کرده‌اند. از بین ایستگاههای نامبرده، ایلام بیشترین مقدار بارش را داشته است. بنابراین ایستگاه ایلام به‌عنوان نمونه جهت انجام بررسی همدید الگوی ضخامت جو، در روز همراه بارش زیاد انتخاب شد. مقادیر بارش و دمای

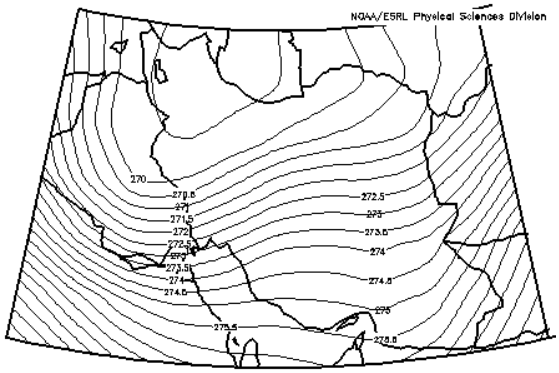
میانگین، دمای حداقل و دمای حداکثر، دما و نم ویژه سطح ۷۰۰ هکتوپاسکالی و میانگین ضخامت (۸۵۰–۱۰۰۰) در روز بارش و یک روز قبل و بعد بارش ایستگاه نمونه، در روزهای منتخب همراه با بارش به صورت جداولی تهیه شده است و در ابتدای بخش بررسی همدید مربوط به هر ماه ارائه شده است. علاوه بر الگوهای همدید ضخامت مربوط به روزهای منتخب همراه بارش، الگوهای میانگین مربوط به ماه و سال موردنظر در همانسالی که بارش در آن رخ داده نیز نشان داده شده است. نظر به این که درک ویژگی‌های هوای سطح زمین بدون شناخت شرایط جوی ترازهای بالا امکان‌پذیر نیست و با توجه به این که تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌طور تقریبی تمام جو میانی را پوشش می‌دهد، بر این اساس ضخامت همدید بین ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای مقایسه وضعیت جوی سطح زمین و وردسپهر میانی و الگوهای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز برای تعیین دما و نم ویژه منطقه غرب میانی ایران مورد استفاده قرارگرفته است. سپس جهت مقایسه، علاوه بر الگوهای همدید ضخامت مربوط به روزهای منتخب همراه بارش، الگوهای میانگین مربوط به ماه موردنظر در همان سالی که بارش در آن رخ داده است نیز نشان داده شده است. در قسمت پایانی مربوط به بررسی همدید ضخامت جو روزهای همراه با بارش هر ماه، نتیجه‌گیری کلی از وضعیت الگوهای همدید ارتفاع، دما و رطوبت در ترازهای مربوطه ارائه شده است. به عنوان نمونه روزهای منتخب بارش در ماه نوامبر و نقشه‌های مربوط به میانگین ضخامت لایه (۸۵۰–۱۰۰۰)، میانگین دمای سطح ۷۰۰ هکتو پاسکال، ساعت ۰۰ گرینویچ و میانگین نم ویژه سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰ گرینویچ در روز ۳۰ اکتبر سال ۲۰۰۸ در جدول شماره ۵ و شکل‌های شماره ٤–٦ آورده شده است.

جدول۵. مقادیر بارش، دما، نم ویژه (g/kg)و ضخامت روزهای منتخب همراه با بارش در ماه نوامبر

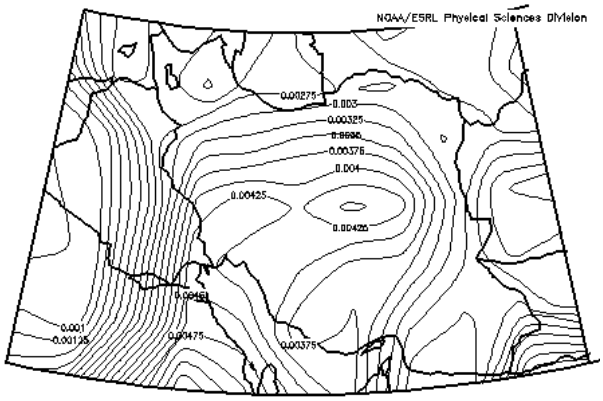
نوع بارش	ایستگاه	سال	روز	مقداربارش (mm)	میانگین دما °C	حداقل دما °C	حداکثر دما °C	سطح (HPA) ۷۰۰		ضخامت لایه (m) (۱۰۰۰–۸۵۰)		
								دما °C	نم ویژه	روزقبل	روزجاری	روزبعد
کم	زنجان	۱۹۹۳	۱۳	٤/۹	۵/۱	۰/٦	۹/٦	-٦	۲/۷۵	۱۳۵۰	۱۳٤۰	۱۳۱۰
متوسط	خرم‌آباد	۱۹۹٤	۲۱	۸/۲	۱۲	۳/٦	۲۰/٤	۳	۵	۱۳۸۰	۱۳۸۸	۱۳۸۵
زیاد	خرم‌آباد	۲۰۰۸	۳۰	۷۸	٤/۹	۰/۲	۹/٦	-۳/۵	۳/۵	۱۳٦٤	۱۳۵٦	۱۳۵۵



شکل٤. میانگین ضخامت لایه (۸۵۰ – ۱۰۰۰)، در روز ۳۰ نوامبر سال ۲۰۰۸



شکل۵. میانگین دمای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰ گرینویچ در روز ۳۰ نوامبر سال ۲۰۰۸



شکل٦. میانگین نم ویژه سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰ گرینویچ در روز۳۰ نوامبر سال ۲۰۰۸

با توجه به مطالب گفته شده ودر نظر گرفتن وضعیت الگوهای ضخامت، دما و نم ویژه سطوح اشاره شده در روزهای منتخب بارش در ماه نوامبر، کاهش ضخامت در لایه پایین وردسپهر در بارش ٤/٩ میلی‌متری روز ۱۳ نوامبر سال ۱۹۹۳ زنجان ناشی از کاهش دما بوده است. نم ویژه نیز نسبت به روزهای گذشته افزایش نشان می‌دهد بنابراین نتیجه می‌گیریم که رخ داد این بارش با کاهش ضخامت درلایه پایین وردسپهر رابطه مستقیم داشته است. در روز ۲۱ نوامبر سال ۱۹۹٤ میانگین ضخامت در لایه پایین وردسپهر افزایش یافته است و این در صورتی است که دما و نم ویژه نیز نسبت به روز قبل افزایش نشان می‌دهد. بنابراین بارش ۸/۲ میلی‌متری رخ داده در خرم‌آباد در این روز ناشی از افزایش نم ویژه بوده است و ضخامت جو در لایه پایین وردسپهردر رخ‌داد بارش رابطه عکس داشته است. در بارش ۷۸ میلی‌متری روز ۳۰ نوامبر سال ۲۰۰۸ خرم‌آباد، با توجه به این که میانگین ضخامت در لایه پایین وردسپهرنسبت به روز قبل کاهش داشته است و این کاهش ناشی از سرد شدن هوا رخ داده است و از طرفی نم ویژه نیز طی دو روز ۳ گرم بر کیلوگرم افزایش داشته است می‌توانیم نتیجه‌گیری کنیم که کاهش دما و افزایش نم ویژه در رخ داد این بارش زیاد موثر بوده است واین بارش با کاهش ضخامت در لایه پایین وردسپهر رابطه مستقیم داشته است.

از ۲۰ مورد بررسی ضخامت لایه پایین وردسپهر در روزهای منتخب بارش در منطقه غرب میانی ایران طی دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۹۱ مشخص گردید که در ۱۱ مورد آن ضخامت (۸۵۰-۱۰۰۰) در روز بارش کاهش داشته است و در ۷ مورد افزایش ضخامت صورت گرفته است. در ۲ مورد نیز تغییری در ضخامت لایه پایین وردسپهر صورت نگرفته است و ضخامت در آن لایه ثابت باقی‌مانده است. این نتایج نشان می‌دهند که نوع بارش نقش موثری در تغییرات ضخامت دارد. بارش‌های ایران به ویژه نوار غربی کشور در اثر شرایط همرفتی و عبور سامانه کم فشار بارش‌زا که با جبهه‌های جوی همراهی می‌کنند، ریزش می‌کند. در زمستان به سبب وجود تضاد دمایی شدید، جبهه گرم در روی ایران فعالیت بیشتری دارد و هنگام فعالیت جبهه گرم، چون سامانه کم فشاربارشی که هسته سردی نیز دارد، به منطقه نزدیک می‌شود، از این رو ضخامت به‌طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. بنابراین در حالتهای موردی که بارش فراگیر است، ضخامت نیز کاهش یافته است. با عبور جبهه گرم از منطقه، چون فشار و ارتفاع در سطح زمین و ترازهای میانی جوّ در حال افزایش می‌باشد، در صورتی که شرایط برای فعالیت جبهه سرد

فراهم باشد، این جبهه می‌تواند بارشهای رگباری مناسبی را در منطقه ایجاد کند. در این حالت با وجودی‌که بارش در منطقه رخ داده است ولی ضخامت افزایش یافته است. این شرایط برای بارش‌های همرفتی که در اثر شرایط ناپایداری جو ریزش می‌کنند نیز رخ می‌دهد. در حالتهای موردی که بارش در اثر این شرایط رخ داده است، ضخامت افزایش یافته است. همچنین یکی از عوامل مهم در بارش، وجود بخار آب به مقدار کافی در جوّ می‌باشد. در صورتی که سامانه‌های کم فشار بارشی در منطقه فعال باشند و در نتیجه ضخامت کاهش داشته باشد ولی بخار آب به اندازه کافی در جوّ وجود نداشته باشد، بنابراین کاهش ضخامت با ریزش باران همراهی ندارد. از این بررسی مشخص شد که تغییرات ضخامت در هنگام بارش‌های فراگیر ناشی از جبهه گرم کاهشی و در سایر موارد افزایشی می‌باشد. بعلاوه کاهش ضخامت در منطقه مطالعاتی با نبود بارش در منطقه نیز می‌تواند همراه باشد. بنابراین در بارش‌های ایران نقش تغییر ضخامت همچنان در پرده ابهام باقی می‌ماند.

جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این پژوهش با بررسی میانگین ضخامت جو در چند حالت موردی سعی شد تا نقش ضخامت در فعالیت سامانه‌های بارشی غرب ایران بررسی شود. با انتخاب حالتهای موردی برای سالهای پربارش و کم بارش، به‌طور موردی نتایج زیر در بازه زمانی ۲۰۱۰-۱۹۸۱ بدست آمد :

با بررسی از ضخامت (۵۰۰-۱۰۰۰) در سالهای پربارش و کم بارش دیدیم که با افزایش بارش ضخامت در این لایه کاهش و با کاهش بارش ضخامت لایه افزایش یافته بود در تمامی مواردی که در پیشینه تحقیق به آنها پرداخته شد به نوعی این موضوع را تایید نموده‌اند اما در تحقیق حاضر چنین رابطه‌ای در خصوص لایه (۸۵۰-۱۰۰۰) به‌صورت کامل برقرار نبوده است. در بعضی از روزهای منتخب بارش چنین ارتباطی برقرار بود ودر موارد دیگر این رابطه کاملاً متمایز بود و یا اصلاً برقرار نبوده است. بنابراین رابطه بین ضخامت لایه پایین وردسپهر در بارشها یکسان نبود و فرضیه پژوهش مبنی بر این که (رابطه ضخامت جو در لایه پایین ورد سپهر با بارش معکوس است به‌طوری که ضخامت زیاد نشانگر توده هوای گرم و کم بارشی است و ضخامت کم، توده هوای سرد و پربارش را مشخص می‌کند) را نیز می‌توان رد کرد.

همان‌طوری که دیدیم علاوه بر ضخامت جو عوامل دیگری در لایه پایین وردسپهر در بارش نقش دارند که باید بررسی شود اما در حالت کلی، شاید توضیحات زیر توجیهی درخصوص نتایج تحقیق حاضر باشد که به آن پرداخته می‌شود. از معادله ضخامت دیده شد که ضخامت یک لایه به دمای متوسط لایه وابسته است. این کمیت هنگامی افزایش می‌یابد که دمای میانگین لایه افزایش یابد. از این رو در لایه‌های گرمتر سطوح فشاری به ارتفاعات بالاتر صعود می‌کنند. برعکس ضخامت هنگامی کاهش می‌یابد که دمای میانگین لایه کاهش یابد. همچنین در لایه‌های سردتر، سطوح فشاری به ارتفاعات پائین‌تر نزول می‌کنند. بنابراین تغییر ضخامت با تغییر دما در لایه‌های مختلف فشاری و یا گرادیان قائم دما متناسب است. گرادیان قائم دما نیز یکی از عوامل اصلی در هواشناسی دینامیکی و هواشناسی سینوپتیکی می‌باشد. این کمیت از طریق باد گرمائی یک ابزار مناسب برای تحلیل میدان باد و دمای میانگین لایه‌های جوّ می‌باشد. همچنین فرارفت ضخامت در مدلهای دو پارامتری یکی از عوامل اصلی توسعه یا تضعیف سامانه‌های همدیدی است. بنابراین ضخامت از دیدگاههای دینامیکی و سینوپتیکی نقش مهمی در حرکت و توسعه سامانه‌های فشاری به‌عهده دارد. بارش‌های ایران به‌ویژه نوار غربی کشور در اثر شرایط همرفتی و عبور سامانه کم فشار بارش‌زا که با جبهه‌های جوی همراهی می‌کنند، ریزش می‌کند. جبهه‌های جوی که با سامانه‌های همدیدی بارش‌زا فعالیت دارند به جبهه گرم، جبهه سرد و جبهه اکلوده دسته‌بندی می‌شوند. در زمستان به‌سبب وجود تضاد دمایی شدید، جبهه گرم در روی ایران فعالیت بیشتری دارد و هنگام فعالیت جبهه گرم،چون سامانه کم فشاربارشی که هسته سردی نیز دارد، به منطقه نزدیک می‌شود، از این رو ضخامت به‌طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. بنابراین در حالتهای موردی که بارش فراگیر است، ضخامت نیز کاهش یافته است. با عبور جبهه گرم از منطقه، چون فشار و ارتفاع در سطح زمین و ترازهای میانی جوّ در حال افزایش می‌باشد، در صورتی که شرایط برای فعالیت جبهه سرد فراهم باشد، این جبهه می‌تواند بارش‌های رگباری مناسبی را در منطقه ایجاد کند. در این حالت با وجودی‌که بارش در منطقه رخ داده است ولی ضخامت افزایش یافته است. این شرایط برای بارش‌های همرفتی که در اثر شرایط ناپایداری جو ریزش می‌کنند نیز رخ می‌دهد. در حالتهای موردی که بارش در اثر این شرایط رخ داده است، ضخامت افزایش یافته است. همچنین بارش یکی از پیچیده‌ترین پدیده‌های هواشناسی است که عوامل زیادی در شکل‌گیری و ریزش آن نقش دارند. یکی از این عوامل وجود بخار آب به

مقدار کافی در جوّ می‌باشد. در صورتی که سامانه‌های کم فشار بارشی در منطقه فعال باشند و در نتیجه ضخامت کاهش داشته باشد ولی بخار آب به اندازه کافی در جوّ وجود نداشته باشد، بنابراین کاهش ضخامت با ریزش باران همراهی ندارد. از این بررسی مشخص شد که تغییرات ضخامت در هنگام بارش‌های فراگیر ناشی از جبهه گرم کاهشی و در سایر موارد افزایشی می‌باشد. بعلاوه کاهش ضخامت در منطقه مطالعاتی با نبود بارش در منطقه نیز می‌تواند همراه باشد. بنابراین در بارش‌های ایران نقش تغییر ضخامت همچنان در پرده ابهام باقی می‌ماند. بنابراین پیشنهاد می‌شود پژوهشگران دیگر، مشابه این تحقیق را برای مناطق مختلف کشور در مقیاس کوچکتر و با داده‌های با قدرت تفکیک بالاتر انجام داده و نتایج حاصل را با نتایج این پژوهش مقایسه کنند. همچنین توصیه می‌شود که نقش میدان باد و فرارفت ضخامت در حالتهای موردی حدی در منطقه بررسی شود.

کتابشناسی

۱. امیدوار، کمال (۱۳۸۹)، آب و هواشناسی همدیدی، یزد، دانشگاه یزد؛

۲. امیدوار، کمال؛ ابراهیمی، عاطفه (۱۳۹۰)، تحلیل همدیدی موج سرمای شدید ۱۶ تا ۲۵ دی ماه ۱۳۸٦ در ایران مرکزی (استان‌های اصفهان، کرمان و یزد)، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۳، پیاپی ٤٥، شماره ۱، بهار ۱۳۹۱؛

۳. اوجی، روح‌اله (۱۳۸۵)، مطالعه سینوپتیکی الگوهای جوی و فراوانی و مسیر چرخندها در دوره‌های ترسالی غرب میانه ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران؛

٤. رضیئی، ط (۱۳۸٦)، بررسی ارتباط الگوهای گردش جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دوره‌های خشک و تر در غرب ایران، پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران؛

۵. زارعی، کبری (۱۳۹۰)، پیش‌یابی تغییرات فرین دما و بارش در غرب میانی ایران در رابطه با موقعیت فشار مراکز کنش جوی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران؛

٦. علیجانی، بهلول (۱۳۸۸)، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت؛

۷. علیجانی، بهلول (۱۳۷۸)، نوسانات مکانی و زمانی ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال مدیترانه و اثر آن بر اقلیم ایران در ماه فوریه، دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، سازمان هواشناسی کشور، ۱۳ و ۱٤ آبان ۱۳۷۸؛

۸. مرادی، محمد (۱۳۸۷)، هواشناسی دینامیکی مقدماتی، انتشارات رجاء تهران؛

۹. مرادی، محمد (۱۳۸۸)، هواشناسی دینامیکی پیشرفته، انتشارات رجاء تهران؛

۱۰. ای، مارتین، جاناتان(۱۳۸۸)، ترجمه مسعودیان، سیدابوالفضل، دینامیک جو در عرض میانه، انتشارات سمت؛

۱۱. لشگری، حسن (۱۳۹۰)، اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی، تهران، دانشگاه شهید بهشتی، مرکز چاپ و انتشارات؛

۱۲. حلبیان، امیرحسین؛ حسینعلی پورجزی، فرشته (۱۳۹۰)، شناسایی شرایط همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تاکید بر الگوهای ضخامت جو، جغرافیا و پایداری محیط، شماره ۳، تابستان ۱۳۹۱، صص ۱۲۲-۱۰۱؛

۱۳. جهانبخش اصل، سعید و حسن ذوالفقاری (۱۳۸۱)، بررسی الگوهای سینوپتیک در بارش‌های روزانه غرب ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ٦٤-٦۳، صص ۸۷-۱۱٤؛

14. **Fact sheet No. 13- Upper air observations and the tephigram, National Meteorological Library and Archive;**
15. **FREDERIC, LALIBERTE, TIFFANY, SHAW, OLIVER, PAULUIS, (2012), A Theory for the Lower- Troposphic Structure of the Moist Isentropic Circulation, LALIBERTE AL. MARCH 2013, 843;**
16. **Geoffrey K. Vallis, (2014), Is the Atmo sphere an Upside-down Ocean? On the**

troposphere and the Thermocline, Exeter University, NOC, Proudman Lecture, 2014;

17. **N. G. Prezerakos, (1997), Lower Troposphere Structure and Synoptic Scale Circulation Patterns During Prolonged Temperature Inversions over Athens, Greece, General Department of Mathematics, and Technological Education Institue of Piraeus, Greece, Theor. Appl. Clhmatol. 60, 63-76 (1998);**
18. **Rebecca J. ROSS, William P. ELLIOTT, DIAN J. SEIDEL, (2002), Lower-Tropospheric Humidity-Temperature Relationships in Radio sonde Observation and Atmospheric General Circulation Models, NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland, JOURNAL OF HYDROMETEORLOGY, VOLUME 3;**
19. **Tobyn. Carlson. (1991) Mid-Latitude Weather System, professor of meteorology The Pennsylvania State University, First Published in 1991 by Harper Collihns Academic, Reprinted in 1994 by Routledge;**
20. **Utian,WU, Olhver, Paulus. (2013) MidlatituedTropopause and Low-Level Moisture, Wu and pauluis, 1187.**