

نقش توپوگرافی در تشدید بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران مطالعه موردی: روز ۳ دسامبر ۲۰۱۵

زینب محمدی*

دکتری اقلیم‌شناسی سینوپتیک، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

حسن لشکری

دانشیار آب و هواشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۳/۲۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۲۸

چکیده

در این پژوهش ۱۰ سامانه بارشی بین ماه‌های اکتبر تا ژوئن سال‌های ۲۰۱۶-۲۰۱۵ نمونه انتخاب گردید. سپس ۷۰ ایستگاه‌ها از ایستگاه‌های همدیدی کشور در منطقه جنوب، جنوب غرب و مرکز ایران در چهار گروه کلی تقسیم‌بندی شدند. بارش روزانه ایستگاه‌ها در هر سامانه بارشی استخراج گردید. برای تعیین الگوهای همدیدی بارش‌های با منشأ سودانی داده‌های جوی ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال از سایت NCEP/NCAR استخراج شده و در محیط GRADS نقشه‌های این ده سامانه بارشی ترسیم گردید. یکی از سامانه‌های مهمی که بارش‌های دوره سرد کشورهای خاورمیانه را تأمین می‌کند، کم‌فشار سودانی لشکری (۱۳۷۵) است. نتایج نشان داد سامانه‌هایی که از این کم‌فشار وارد منطقه می‌شوند به دلیل برخورداری از ماهیت حرارتی در منشأ خود و دریافت رطوبت قابل توجه از دریاهای گرم مکانیسم همرفتی قوی دارند. در صورت همراهی با امواج در لایه‌های ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال ابرهای جوششی عمیقی را ایجاد کرده و سبب رگبارهای شدید و سیل‌آسایی می‌شوند. رشد ابرها همواره همرفتی بوده و ارتفاع نقش چندانی در شدت بارش‌های آن ایجاد نمی‌کند. در دامنه‌های رو به باد ارتفاعات زاگرس ارتفاع به‌تنهایی نقش چشمگیری ندارد. به همین دلیل گاهی شدت بارش‌ها در منطقه جلگه‌ای بیشتر از قله کوه‌ها است. از ارتفاع بالاتر از ۱۵۰۰ متر نقش ارتفاعات چه در دامنه رو به باد و چه در دامنه پشت به باد مؤثرتر است. ولی در دامنه‌های رشته‌کوه البرز همبستگی بارش و ارتفاع به دلیل تکوین مجدد سامانه‌ها بسیار آشکار و چشمگیر است.

واژگان کلیدی: توپوگرافی، بارش شدید، جنوب و جنوب غرب ایران.

مقدمه

توپوگرافی به‌خودی‌خود تأثیر عمیقی بر الگوهای فضایی بارش در سطح جهانی و منطقه‌ای دارند. رشته‌کوه‌های بزرگی همچون راک، آند، هیمالیا در گردش عمومی جو تأثیر می‌گذارند. ولی رشته‌کوه‌های بی‌مانند زاگرس در غرب و جنوب

ایران آثار محلی و منطقه‌ای دارند. این رشته‌کوه‌ها هم بر آب‌وهوای ایران و هم بر آب‌وهوای کشورهای همسایه مانند عراق، عربستان سعودی تأثیر مهمی دارد. این رشته‌کوه با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی، غرب و جنوب ایران امتداد یافته است. این رشته‌کوه با ایجاد مانع در مسیر حرکت سامانه‌های بارشی ورودی از غرب و جنوب غرب می‌تواند در سازوکار سامانه‌ها مؤثر باشد. در مسیر حرکت امواج غربی در دوره سرد سال قرار دارد. سامانه‌های بارشی مهم ایران (کم‌فشار سودان و سیکلون‌های مدیترانه) در مسیر عبور خود به این رشته‌کوه برخورد می‌کنند. در نتیجه بخش زیادی از رطوبت این سامانه‌ها در دامنه رو به باد این کوه‌ها ریزش می‌کند. ولی به نظر می‌رسد تأثیر این ارتفاعات در سامانه‌های بارشی مدیترانه و سودان متفاوت است. چون مکانیسم این دو سامانه متفاوت است. جعفر پور، ۱۳۸۱ معتقد است که با افزایش ارتفاع، به دلیل کاهش دما و رسیدن آن به نقطه شبنم، میزان بارش افزایش می‌یابد (جعفر پور، ۱۳۸۱؛ ۲۴). مطالعات زیادی درباره رابطه بارش با توپوگرافی انجام گرفته است. از پژوهش‌های صورت گرفته در این زمینه می‌توان به مطالعه؛ (Singh and Kumar, 1997: 183)، بامطالعه رابطه بارش با ارتفاع در هیمالیای غربی شاهد افزایش بارش به ازای افزایش ارتفاع در دامنه‌های رو به باد این ارتفاعات بوده‌اند. (Basist, 1994; 1305)، در بررسی خودهمبستگی بالایی را بین ارتفاع و بارش در منطقه بین‌المدارین مشاهده کرده است. (Konrad, 1996; 49). در مطالعه‌ای همبستگی بالایی را بین عوامل ارتفاع و فاصله تا منبع رطوبت و بارش‌های فصل گرم و سرد در کوه‌های بلورج آمریکا نشان داده است. (Prudhomme, and Reed, 1998; 1439)، در پژوهش خود در منطقه کوهستانی اسکاتلند مشاهده کرده است که فاصله تا منبع تأمین‌کننده رطوبت، بیشترین و ارتفاع، کمترین رابطه را با حداکثر بارش‌های روزانه نشان می‌دهد. (Johansson, B. And Chen, 2003; 1523)، در مطالعه‌ای مورد اثر توپوگرافی در پراکنش بارش سوئد به این نتیجه رسیده است که در دامنه‌های رو به باد، با افزایش ارتفاع بارش نیز افزایش می‌یابد، ولی در دامنه‌های پشت به باد، رابطه معنی‌داری بین بارش و ارتفاع مشاهده نمی‌شود. علیجانی (۲۰۰۸)، تأثیر کوه‌های زاگرس در پراکنندگی فضایی بارش را با استفاده از شاخص‌های توپوگرافی ارتفاع، ارتفاع متوسط در شعاع ۲٫۵ در ۲٫۵ کیلومتری ایستگاه و ارتفاع متوسط در هشت جهت جغرافیایی مختلف بررسی نموده و نتیجه گرفته است که در منطقه زاگرس مقدار بارش با ارتفاع رابطه دارد و نوع این رابطه با جهت جغرافیایی تغییر می‌کند. همچنین کوه‌های زاگرس بارش‌های دوره سرد سال را، به‌ویژه در دامنه‌های غربی آن تشدید می‌کند. مهدوی (۱۳۷۱)، ارتفاع بهینه یعنی ارتفاعی که بعداز آن بارش رو به کاهش می‌گذارد را در کوه‌های آلپ ۲۵۰۰ متر، (Barry and Chorly, 1982)، آن را در نواحی برون حاره مساوی با ۵۰۰۰ تا ۵۵۰۰ متر و کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۱ حداکثر بارش را در مناطق حاره حدود ۲۰۰۰ متر و در مناطق برون حاره تا قله کوه می‌دانند. در زمینه رابطه بارش و ارتفاع در کشور می‌توان به مطالعات علیجانی (۱۳۷۴)؛ غیور و مسعودیان (۱۳۷۵)؛ مجرد و مرادی فر (۱۳۸۲)؛ عساکره (۱۳۸۴)؛ ساری صراف و همکاران (۱۳۸۸) و ... اشاره کرد. همچنین محمودی و علیجانی (۱۳۹۲)، در پژوهشی به بررسی رابطه بین بارش سالانه و فصلی با عوامل زمین - اقلیم در استان کردستان با استفاده از مدل رگرسیون چند متغیره اقدام کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که ترکیب دو متغیر طول و عرض جغرافیایی، به ترتیب

۱۱ و ۴۱ درصد تغییرات مکانی بارش‌های فضایی پاییز، بارش سالانه و بارش فصلی بهار را توجیه می‌کنند. ترکیب دومتغیره عرض جغرافیایی و ارتفاع نیز ۱۳ درصد تغییرات مکانی بارش فصلی تابستان و ترکیب سه متغیر طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع نیز ۴۱ درصد تغییرات مکانی بارش را در فصل زمستان تبیین می‌کنند.

همیشه این سؤال مطرح بوده است که ارتفاع‌های زاگرس چه میزان در تشدید بارش‌ها در دامنه‌های جنوبی و جنوب غربی ایران و کشورهای هم‌جوار مؤثر بوده است؛ آیا ارتفاع‌های زاگرس جنوبی و مرکزی بر روی سامانه‌های سودانی عبوری از روی ارتفاعات مؤثر است و بارش‌ها را در دامنه‌های بادپناهی کاهش می‌دهد. یا به دلیل ماهیت همرفتی سامانه‌های سودانی عامل اساسی در میزان و شدت بارش‌های ایستگاه‌های جنوبی و جنوب غربی عوامل دینامیکی و ترمودینامیکی سامانه‌ها است. همچنین این سؤال مطرح است که پشت دماهای خیلی بالا در جلگه خوزستان و امواج گرم ناگهانی و نامتعارف در جلگه خوزستان با توپوگرافی سد کوهستانی زاگرس ارتباط وجود دارد؟ در این پژوهش تلاش شده است مکانیسم ده سامانه بارشی شدید و فراگیر اتفاق افتاده در سال آبی ۱۳۹۵-۱۳۹۴ انتخاب و نقش توپوگرافی در این ده سامانه بارشی مورد بررسی قرار گیرد.

داده‌ها و روش‌ها

برای انجام این پژوهش ۱۰ سامانه بارشی ورودی به کشور ایران بین ماه‌های اکتبر تا ژوئن سال‌های ۲۰۱۶-۲۰۱۵ به‌عنوان نمونه انتخاب گردید. سپس ۷۰ ایستگاه‌ها از ایستگاه‌های سینوپتیک کشور در منطقه جنوب، جنوب غرب و مرکز ایران (شامل استان‌های خوزستان، بوشهر، هرمزگان، چهارمحال و بختیاری، کهگیلویه و بویراحمد، فارس، لرستان، ایلام، همدان، مرکزی و اصفهان) انتخاب شد. این ایستگاه‌ها در چهار گروه کلی تقسیم‌بندی شدند. گروه اول ایستگاه‌های مناطق پست و جلگه‌ای ساحلی، گروه دوم ایستگاه‌های پای کوهی، گروه سوم ایستگاه‌های رو به باد رشته‌کوه زاگرس و گروه چهارم ایستگاه‌های پشت به باد ارتفاع‌های زاگرس. سپس بارش روزانه هریک از ایستگاه‌هایی که در هر سامانه بارشی دارای بارش بوده است استخراج گردید. در این بخش از پژوهش برای آشکارسازی میزان تأثیر توپوگرافی رشته‌کوه‌های زاگرس میانی بر روی سامانه‌های عبوری همبستگی بین بارش و ارتفاع در هر چهار بخش ذکر شده انجام شد.

برای تحلیل همدیدی و تعیین الگوهای همدیدی بارش‌های با منشأ سودانی داده‌های جوی ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال از سایت NCEP/NCAR استخراج شده و با فراخوانی این داده‌ها در محیط GRADS نقشه‌های همدیدی این ده سامانه بارشی ترسیم گردید. با توجه به شباهت الگوی سینوپتیکی سامانه‌های انتخابی و مکانیسم ترمودینامیکی آن‌ها سامانه بارشی ۳ دسامبر ۲۰۱۵ به‌عنوان نماینده این سامانه‌ها تحلیل شده است مرحله آخر نقشه‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل، امگا، باد مداری و نصف‌النهاری و همچنین نم ویژه در لایه ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از داده‌های جو بالا برگرفته از سایت مرکز ملی جو و اقیانوس‌شناسی آمریکا ترسیم گردید. محدوده ترسیم

نقشه‌ها در محدوده ۰ تا ۶۰ درجه شمالی و عرض ۲۰ تا ۶۰ درجه شرقی در محیط نرم‌افزاری GRADS ترسیم شد. همچنین برای مستندسازی نقش ارتباط توپوگرافی در شدت بارش‌های منطقه در منطقه جلگه‌ای، پای کوهی، دامنه رو به باد و دامنه پشت به باد پس از تهیه نقشه دم ایران نقشه هم‌بارش سامانه بروی نقشه توپوگرافی ایران ترسیم شده است.

همچنین برای آشکارسازی ارتباط پهنه پوششی ابر و پهنه بارشی سامانه تصاویر ماهواره‌ای مربوط به ابر نمونه موردنظر در ۲۴ ساعت (به فاصله یک ساعت) از سایت‌های EUMETSAT و Lads web. Nascom. Nasa. Gov اخذ شد.

سپس پیکسل‌های غیر ابری از تصویر مربوطه حذف گردید برای این کار از مدل آکرمین و همکاران (۲۰۰۶) نسخه ۵ که برای تصاویر مودیس ارائه کردند استفاده شده است.

به منظور محاسبه دمای ابرها از نسبت تابندگی طیفی یک جسم در راستای (θ, φ) ، تحت عنوان $B_{\lambda}(\theta, \varphi)$ با تابش طیفی جسم سیاه هم‌دمای آن جسم یعنی $B_{bb,y}$ استفاده می‌شود که قابلیت تابش طیفی سمتی یا گسیلمندی جسم نامیده می‌شود و با $\varepsilon(\lambda, \theta, \varphi)$ نشان داده می‌شود (مباشری، ۱۳۸۵: ۲۴).

$$\varepsilon(\lambda, \theta, \varphi) = \frac{B_{\lambda}(\theta, \varphi)}{B_{bb,y}}$$

به‌طور کلی $\varepsilon(\lambda, \theta, \varphi)$ تقریباً مستقل از دما است و تنها به طبیعت ماده بستگی دارد. با این حال تفاوت در میزان تابش اجسام هم‌دم، ما را قادر می‌سازد تا با استفاده از اشعه سنج‌ها به نوع ماده تابش کننده پی ببریم. لذا در پژوهش حاضر برای دمای ابر از مدل LSE و بر اساس پژوهش‌های مختلفی که روی ابرها با استفاده از سنجنده مودیس صورت گرفته است با توجه به مجاورت دو باند ۳۱ و ۳۲ این سنجنده گسیلمندی ابرها در دو باند با یکدیگر برابر فرض شده است (Mazel et al, 2010;23). سپس با استفاده از داده‌های سنجنده مودیس تصاویر ماهواره‌ای مربوطه اخذ شده و با استفاده از قابلیت‌های نرم‌افزار ENVI تصاویر مربوطه پردازش و در نهایت پروفیل عمودی ابر روز ۳ دسامبر از ماهواره کالیسیپو که متعلق به طول موج ۵۳۲ نانومتر هست استخراج گردید.

یافته‌های پژوهش

تحلیل همبستگی بارش و ارتفاع در نمونه‌های مطالعاتی

جدول ۱ ضریب همبستگی بین بارش ایستگاه‌ها و ارتفاع را در ۱۰ سامانه بارش شدید در منطقه جنوب و جنوب غرب ایران نشان می‌دهد. این همبستگی در ایستگاه‌های چهار منطقه جلگه‌ای پست، پای کوه، دامنه رو به باد و دامنه پشت به باد به‌طور جداگانه تحلیل شده است. در منطقه جلگه‌ای و ساحلی همبستگی‌ها بسیار ضعیف است. بالاترین همبستگی به‌دست‌آمده در این منطقه ۰٫۵۹ و کمترین آن ۰٫۱۲ بوده است. در منطقه پای کوهی بالاترین همبستگی با ۰٫۶۲ مربوط به سامانه ۲۰۱۵٫۱۲ و پایین‌ترین همبستگی به مقدار ۰٫۲۲، به سامانه ۲۰۱۶٫۰۴، ۱۵ تعلق داشته است. در محدوده رو

به باد کوه‌های زاگرس بالاترین همبستگی به میزان ۰,۵۹، به سامانه ۲۰۱۶,۰۳,۲۲ و پایین‌ترین همبستگی به میزان ۰,۰۳، به سامانه ۲۰۱۶,۰۳,۲۹ تعلق دارد. در دامنه پشت به باد رشته‌کوه زاگرس بالاترین همبستگی با ۰,۷۶ به سامانه ۲۰۱۶,۰۳,۲۲ و پایین‌ترین آن ۰,۲ بوده است. به این ترتیب میزان همبستگی بین بارش و ارتفاع در همه محدوده‌های مطالعاتی اطراف زاگرس بسیار ضعیف بوده است. در نتیجه ارتفاع رشته‌کوه زاگرس به تنهایی تأثیر مستقیمی بر روی بارش‌های سامانه‌های ورودی با منشأ حاره‌ای از روی سودان را ندارد. در مجموع میزان همبستگی بین بارش و ارتفاع در دامنه‌های رو به باد بیشتر از سایر محدوده‌ها است. ضعیف‌ترین میزان همبستگی بر روی منطقه جلگه‌ای دیده می‌شود. بالاترین میزان همبستگی مربوط به سامانه ۲۰۱۶,۰۳,۲۲ تعلق دارد.

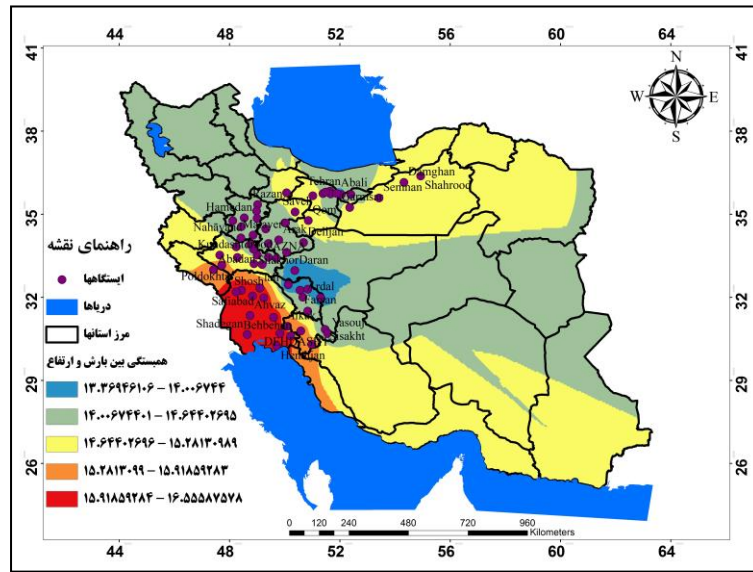
جدول ۱: ضریب همبستگی بین بارش ایستگاه‌ها و ارتفاع را در ۱۰ سامانه بارش شدید در منطقه جنوب و جنوب غرب ایران

| ردیف | سیستم‌های بارشی | دشت خوزستان | | ایستگاه‌های پای کوهی زاگرس | | ایستگاه‌های رو به باد | | ایستگاه‌های پشت به باد | |
|------|-----------------|-------------|--------------|----------------------------|--------------|-----------------------|--------------|------------------------|--------------|
| | | ضریب تبیین | ضریب همبستگی | ضریب تبیین | ضریب همبستگی | ضریب تبیین | ضریب همبستگی | ضریب تبیین | ضریب همبستگی |
| ۱ | ۲۰۱۶.۰۴.۱۵ | ۰.۳۵۹ | ۰.۵۹ | ۰.۰۵۱ | ۰.۲۲ | ۰.۰۸۴ | ۰.۲۸ | ۰.۱۱۱ | ۰.۵۲ |
| ۲ | ۲۰۱۶.۰۳.۱۵ | ۰.۱۸ | ۰.۴۲ | ۰.۰۵۹ | ۰.۲۴ | ۰.۱۶۲ | ۰.۰۴ | ۰.۳۳ | ۰.۶۳ |
| ۳ | ۲۰۱۶.۰۳.۲۹ | ۰.۰۳۴ | ۰.۱۸ | ۰.۰۸۱ | ۰.۲۸ | ۰.۰۰۱ | ۰.۰۳ | ۰.۰۳۳ | ۰.۱۷ |
| ۴ | ۲۰۱۵.۱۱.۱۱ | ۰.۲۲۵ | ۰.۴۷ | ۰.۱۴۹ | ۰.۳۸ | ۰.۰۶۲ | ۰.۲۴ | ۰.۰۳۵ | ۰.۴۸ |
| ۵ | ۲۰۱۶.۰۳.۲۲ | ۰.۳۰۳ | ۰.۵۵ | ۰.۱۹۹ | ۰.۴۴ | ۰.۳۵۳ | ۰.۵۹ | ۰.۲۷۶ | ۰.۷۶ |
| ۶ | ۲۰۱۵.۱۲.۲۶ | ۰.۰۵۳ | ۰.۲۳ | ۰.۳۲۸ | ۰.۵۷ | ۰.۴۱۹ | ۰.۴۶ | ۰.۴۲۲ | ۰.۶۷ |
| ۷ | ۲۰۱۵.۰۴.۱۳ | ۰.۲۴۸ | ۰.۴۹ | ۰.۰۷۳ | ۰.۲۷ | ۰.۲۱۲ | ۰.۴۶ | ۰.۵۳۵ | ۰.۶۷ |
| ۸ | ۲۰۱۵.۱۲.۰۱ | ۰.۰۲۳ | ۰.۱۵ | ۰.۲۸۴ | ۰.۶۲ | ۰.۰۰۲ | ۰.۰۴ | ۰.۱۱۲ | ۰.۲ |
| ۹ | ۲۰۱۶.۰۱.۰۱ | ۰.۰۱۶ | ۰.۱۲ | ۰.۱۱ | ۰.۳۳ | ۰.۰۹۳ | ۰.۰۳ | ۰.۰۴۲ | ۰.۵۴ |
| ۱۰ | ۲۰۱۶.۰۱.۰۹ | ۰.۰۸۹ | ۰.۲۹ | ۰.۲۳۹ | ۰.۴۸ | ۰.۰۳۷ | ۰.۱۹ | ۰.۰۰۲ | ۰.۴۳ |

مأخذ: نگارندگان

تحلیل همبستگی بارش و ارتفاع در نمونه مطالعاتی ۳ دسامبر ۲۰۱۵

برای تحلیل همبستگی بین بارش و ارتفاع در نمونه مطالعاتی آمار بارش تمام ایستگاه‌های درگیر بارش را در مسیر حرکت ابر دریافت کردیم. همان‌طور که در جدول ۲ دیده می‌شود حدود ۷۵ ایستگاه در این روز دارای بارش بوده‌اند. شکل ۱ همبستگی بین بارش و ارتفاع را در کل ایستگاه‌های درگیر بارش در مسیر حرکت ابر در روز سوم دسامبر نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود در این روز بیشترین همبستگی مربوط به مناطق دشت خوزستان و دامنه‌های رو به باد ایستگاه‌های این منطقه هست.



مأخذ: نگارندگان

شکل ۱: پهنه‌بندی همبستگی بین بارش و ارتفاع در نمونه ۳ دسامبر ۲۰۱۵

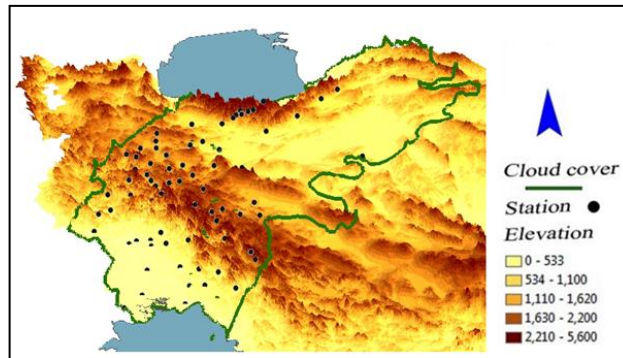
نقش توپوگرافی زاگرس بر روی بارش‌های یک سامانه با منشأ حاره‌ای (سودانی)

کم‌فشار سودان یکی از مهم‌ترین سامانه‌های تأثیرگذار در بارش‌های دوره سرد ایران و کشورهای منطقه همچون عربستان، یمن، کویت، عراق و امارات و بحرین است. این سامانه با توجه به ماهیت ترمودینامیکی خود بارش‌های شدید و فراگیری را بخصوص در سواحل دریای سرخ، عربستان، کشورهای حاشیه خلیج فارس، عراق و اردن و نوار جنوبی کشور ایران ایجاد می‌کند. سامانه انتخابی یکی از نمونه سامانه‌هایی است که منشأ آن از همین منطقه بود و بارش قابل توجهی را در مسیر عبور خود ایجاد کرد. جدول شماره ۲ مقدار بارش و ایستگاه‌های درگیر بارش را در روز سوم دسامبر (روز دوم بارش سامانه) نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود در سه بخش از مسیر ابر بارش‌ها خیلی شدید بوده‌اند. بخش اول جلگه خوزستان؛ در این بخش هیچ‌یک از درشده‌ها دیده نمی‌شود. ملاحظه می‌شود ایستگاه‌های با ارتفاع یکسان بارش یکسانی دریافت نکرده‌اند. در عین حال ایستگاه‌های هم‌جوار نیز بارش‌های متفاوتی را دریافت کرده‌اند. به‌عنوان مثال ایستگاه آغاجری با ارتفاع ۱۴۳ متر در همان جلگه بارش ۵۵٫۶ میلی‌متر داشته است. در صورتی که ایستگاه رامهرمز با ارتفاع ۱۵۰ متر فقط ۶ میلی‌متر بارش دریافت کرده است. یا ایستگاه آغاجری در فاصله ۵۵ کیلومتری ایستگاه بهبهان قرار دارد در حالی که بارش ایستگاه آغاجری حدود ۱۱ برابر ایستگاه بهبهان است. بخش دوم ایستگاه‌های رو به باد دامنه‌های جنوب و جنوب غربی رشته‌کوه زاگرس است. در این بخش بر خلاف تصور بارش‌ها رابطه خوبی با ارتفاع نشان نمی‌دهند. مثلاً ایستگاه آبدانان با ۹۲۰ متر ارتفاع ۴۱٫۹ میلی‌متر بارش دریافت کرده است در صورتی که ایستگاه شهرکرد با ۲۰۵۰ متر ارتفاع فقط ۰٫۰۱ میلی‌متر بارش داشته است. بخش سوم دامنه‌های پشت به باد رشته‌کوه البرز است. بالاترین بارش ثبت شده در این بخش مربوط به ایستگاه درود است. در این ایستگاه که در ارتفاع ۱۵۲۲ متر قرار دارد ۵۰٫۳ میلی‌متر بارش ثبت شده است. در این بخش همبستگی بین بارش و ارتفاع بسیار بهتر از دامنه رو به باد است.

جدول ۲: مقدار بارش ایستگاه‌های درگیر بارش

| | ایستگاه | ارتفاع | بارش | | ایستگاه | ارتفاع | بارش |
|-----------------------|-----------------|--------|------|------------------------|-------------|--------|------|
| چلگه خوزستان | ABDANAN | ۹۲۰ | ۴۱.۹ | ایستگاه‌های پشت به باد | Arak | ۱۷۰۲ | ۱.۸ |
| | Aghajari | ۱۴۳ | ۵۵.۶ | | Borujerd | ۱۶۲۹ | ۳۵.۴ |
| | Ahvaz | ۲۲ | ۶.۸ | | Delijan | ۱۵۲۴ | ۰.۶ |
| | Hendijan | ۳ | ۱۸.۸ | | Drod | ۱۵۲۲ | ۵۰.۳ |
| | Rāmhormoz | ۱۵۰ | ۶ | | Esfahan | ۱۵۵۲ | ۰ |
| | Safiabad | ۸۳ | ۱۸.۳ | | Ghahavand | ۱۶۴۵ | ۰.۲ |
| | Shadegan | ۳ | ۵.۵ | | Hamedan | ۱۷۴۰ | ۰.۲ |
| | Shosh | ۶۵ | ۱۹.۶ | | Khomeyn | ۱۸۴۳ | ۱.۶ |
| | Shushtar | ۶۷ | ۴.۵ | | Khorramabad | ۱۱۴۷ | ۳۱.۲ |
| ایستگاه‌های پای کوهی | Behbahan | ۳۱۳ | ۴.۹ | | Lordegan | ۱۶۱۱ | ۰ |
| | Ghahavand | ۱۶۴۵ | ۰.۲ | | Nahāvand | ۱۶۷۷ | ۱۹.۹ |
| | Lali | ۳۶۵ | ۴۴.۷ | | Poldokhtar | ۷۱۳ | ۲۹.۸ |
| | Masjed Soleyman | ۳۲۰ | ۳۰.۴ | | Shazand | ۱۹۱۳ | ۲۵.۷ |
| ایستگاه‌های رو به باد | Abadan | ۷ | ۶.۲ | | Tafresh | ۱۹۷۹ | ۱۸.۷ |
| | Alashtar | ۱۵۶۷ | ۲۵.۳ | | Lavasan | ۱۸۶۳ | ۲۶.۵ |
| | Aligudarz | ۲۰۲۲ | ۷.۳ | | Firoozkooh | ۱۹۷۶ | ۲۱.۲ |
| | Asadabad | ۱۵۵۲ | ۱۳.۷ | | Shahriar | ۱۱۶۲ | ۷.۱ |
| | Ashtian | ۲۰۹۷ | ۵.۲ | Shamiran | ۱۵۴۹ | ۱۹.۱ | |
| | Borujen | ۲۲۶۰ | ۰.۴ | Geophysics | ۱۴۱۸ | ۱۶ | |
| | Daran | ۲۲۹۰ | ۰.۰۱ | Damavand | ۲۰۵۱ | ۲۵.۴ | |
| | Famenin | ۱۶۱۶ | ۴.۲ | Cheetgar | ۱۳۰۵ | ۱۱.۸ | |
| | Farsan | ۲۰۶۲ | ۱.۹ | Tehran | ۱۲۹۲ | ۱۰.۲ | |
| | IZEH | ۷۶۷ | ۱۴ | Abali | ۲۴۶۵ | ۴۶ | |
| | Koohrang | ۲۳۶۵ | ۴۳.۱ | Qom | ۸۷۹ | ۰.۶ | |
| | Kuhdasht | ۱۱۹۷ | ۲۶.۴ | Saveh | ۱۱۱۱ | ۱ | |
| | Malayer | ۱۷۷۶ | ۱۷ | Garmsar | ۸۹۹ | ۰.۵ | |
| | Razan | ۱۸۰۵ | ۰.۳ | Shahrood | ۱۳۲۵ | ۰.۴ | |
| | Scholl Abad | ۱۵۹۱ | ۳۲.۹ | Semnan | ۱۱۲۷ | ۰.۲ | |
| | Shahr e Kord | ۲۰۵۰ | ۰.۰۱ | Damghan | ۱۱۵۵ | ۰ | |
| | Tuyserkan | ۱۷۸۳ | ۱۳.۲ | Biarjomand | ۱۰۹۹ | ۰.۰۱ | |

مأخذ: نگارندگان



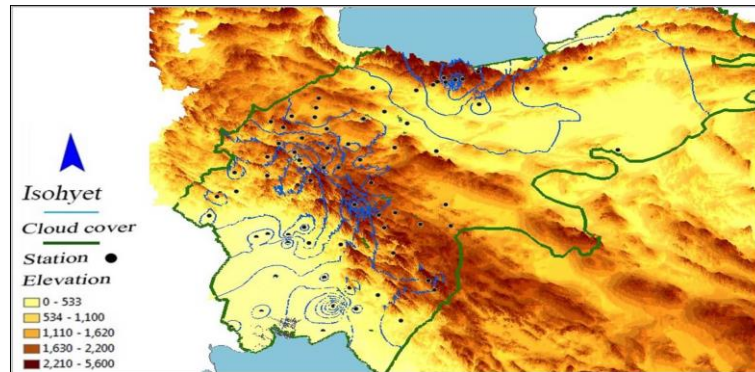
مأخذ: نگارندگان

شکل ۲: توپوگرافی و ایستگاه‌های بارشی روز سوم دسامبر ۲۰۱۵

شکل ۲ پراکنش ایستگاه‌های درگیر بارش را بر روی جلگه خوزستان (a)، دامنه‌های پای کوهی (b)، دامنه‌های پشت به باد و دشت پای کوهی (d) و دامنه‌های پای کوهی البرز (e) را نشان می‌دهد. در این شکل محدوده پوشش ابر در روز سوم دسامبر بر روی نقشه توپوگرافی ایران نشان داده شده است. همان‌طور که دیده می‌شود در پهنه جلگه خوزستان تقریباً تمام ایستگاه‌ها درگیر بارش بوده‌اند (a). در پیش کوه‌های زاگرس بارش قدری ضعیف‌تر شده است و تعداد ایستگاه‌های درگیر بارش کاهش پیدا کرده است. به طوری که در برخی از ایستگاه‌ها بارش قطع شده است (b). به سمت ارتفاعات رو به باد زاگرس تعداد ایستگاه‌های درگیر بارش زیادتر شده و هم بر شدت بارش افزوده شده است (c). با عبور از خط الراس رشته کوه‌های زاگرس ابتدا بارش قطع شده است. فرونشینی حاصل از عبور از خط الراس ارتفاعات و گرمایش بی‌دررو حاصل از آن سبب شده است، ابرها ضعیف شده و گاهی در اثر تبخیر ابر، ابر منقطع دیده شود (d)، (در بخش تحلیل ابرها بیشتر توضیح داده خواهد شد). در ادامه به سمت دامنه‌های رشته کوه البرز بارش‌ها فراگیرتر شده و بر شدت آن‌ها افزوده شده است (e).

شکل ۳ نقشه هم‌بارش روز ۳ دسامبر را بر روی نقشه توپوگرافی ایران نشان می‌دهد. منحنی سبز بر روی این نقشه محدوده پوشش ابر در روز ۳ دسامبر را نشان می‌دهد و نقطه‌های سیاه ایستگاه‌های دارای بارش را نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود بر روی دشت خوزستان چند هسته بارش دیده می‌شود که ایستگاه آغاچری در جنوب شرق استان خوزستان با ۱۴۳ متر ارتفاع با ۵۵٫۶ میلی‌متر بالاترین مقدار بارش را در منطقه جلگه‌ای دریافت کرده است. بر روی ارتفاع‌های رو به باد ایستگاه کوه‌رنگ با ۲۳۶۵ متر ارتفاع و ۵۰٫۳ میلی‌متر بالاترین بارش را در این محدوده به خود اختصاص داده است. با وجود اینکه مجموع بارش ایستگاه‌ها روی ارتفاعات جنوب غربی بالاتر از مجموع بارش ایستگاه‌های دشت خوزستان است ولی هسته‌های پربارش هیچ ارتباطی با ارتفاع ایستگاه ندارد. برای مثال ایستگاه الیگودرز با ۲۰۲۲ متر ارتفاع در همان محدوده فقط ۷٫۳ میلی‌متر بارش داشته است؛ بنابراین بارش‌هایی که از سامانه سودانی به‌عنوان یک سامانه با مکانیسم حاره‌ای وارد ایران می‌شود هسته‌های پربارش را به‌صورت محلی در نقاط مختلف مسیر حرکت سامانه انجام می‌دهد. این بارش‌ها عموماً سیل‌آسا و کوتاه‌مدت می‌باشند. این پدیده در دامنه‌های جنوبی و جنوب غربی زاگرس بیشتر به چشم می‌خورد. ولی بعد از خط الراس ارتفاعات زاگرس و تقویت مجدد سامانه

عملکرد بارشی سامانه تغییر کرده و بارش‌ها یکنواخت‌تر و فراگیرتر می‌شوند. به نظر می‌رسد، مکانیسم رشد ابرها در دامنه‌های رو به باد بیشتر همرفتی و محلی عمل می‌کند؛ و شاید جهت دامنه‌ها بیشتر از ارتفاع در تشدید رشد ابر مؤثر است که نیاز به مطالعه دیگری در زمینه جهت دامنه‌ها با شدت بارش است.

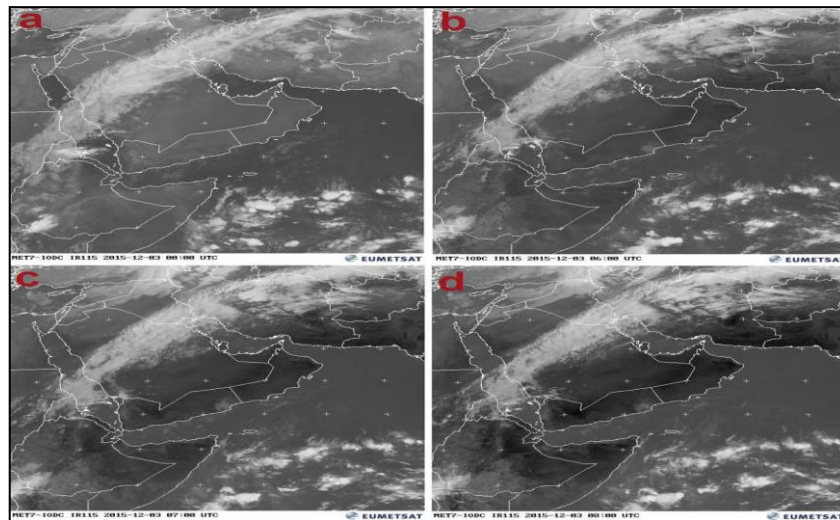


مأخذ: نگارندگان

شکل ۳: نقشه هم‌بارش روز ۳ دسامبر را بر روی نقشه توپوگرافی ایران

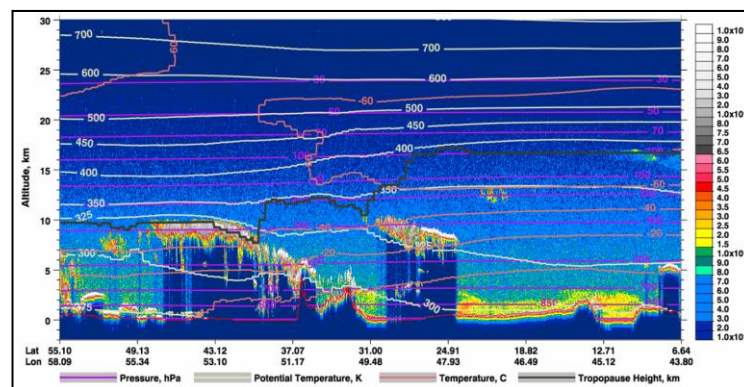
تحلیل مکانیسم و گستره ابر (روز سوم دسامبر ۲۰۱۵)

این سامانه از سامانه‌های تیپیک سودانی است که نقش سامانه سودانی در ایجاد و گستره بارش در کشور ایران را نشان می‌دهد. این سامانه نمونه‌ای از سامانه‌های سودانی بوده که نزدیک ۱۴ استان از استان‌های ایران دارای بارش بوده‌اند. این سامانه دو روز طول کشیده و در روز دوم (۳ دسامبر ۲۰۱۵) سامانه قوی‌تر از روز اول بود. ابتدا تغییرات الگوی ابر این سامانه تحلیل می‌شود. شکل ۴ الگوی گسترش ابر را نشان می‌دهد. ابتدا ابر از جنوب سودان و شمال اتیوپی شروع شده است. سپس با فرا رفت رطوبت از طریق جریان‌های واچرخندی دریاهای عمان و عرب گسترش یافته است. در ساعت‌های اولیه (ساعت ۰۰) قبل و بعد از ارتفاع‌های زاگرس گسستگی در ابر دیده نمی‌شود. ولی به تدریج از (ساعت ۳) ابر بعد از ارتفاع‌های زاگرس گسسته شده و در برخی از ساعت‌های ابر کاملاً قطع شده است. تا قبل از خط الراس ارتفاعات زاگرس جریان‌های بالاسوی قوی جلو ناوه نقش اساسی را در میعان و رشد قطرات درون ابر داشته است. فرا رفت رطوبت مناسب از روی دریاهای گرم اطراف و وجود ناوه فشاری عمیق عامل اصلی بارش‌های شدید در استان خوزستان و ایلام است. بعد از خط الراس ارتفاع زاگرس به دلیل فرونشینی هوا و گرمایش بی‌دررو حاصل از آن قطرات ابر تبخیر شده و ابر ناپدید شده است.



مأخذ: نقشه‌های ابر ماهواره متئوست

شکل ۴: الگوی گسترش ابر در (ساعات ۰۰،۰۶،۰۷،۰۸)



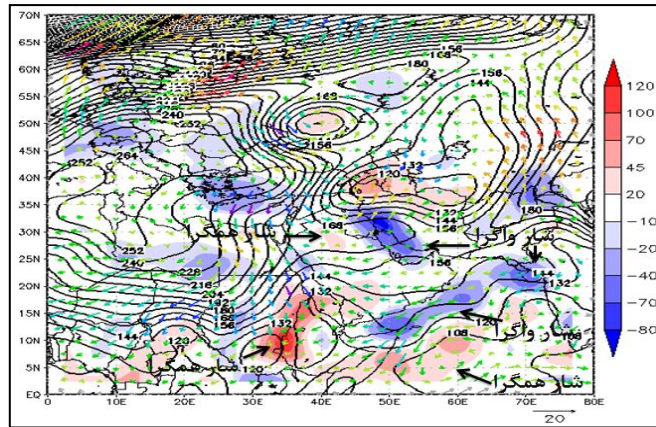
مأخذ: نگارندگان

شکل ۵: پروفیل عمودی ابر روز ۳ دسامبر از ماهواره کالیپسو

تحلیل هم‌دیدگی و ترمودینامیکی سامانه ۳ دسامبر

رطوبت از مهم‌ترین عناصر جوی تأمین‌کننده انرژی یک سامانه اقلیمی است. این رطوبت با توزیع انرژی در ساختار قائم یک سامانه اقلیمی نقش تعیین‌کننده‌ای در تعمیق و تقویت یک سامانه دارد. دریاهای گرم عرب و عمان و همچنین دریاهای حاشیه‌ای آن، همانند دریای سرخ و خلیج فارس به‌عنوان مهم‌ترین منابع رطوبتی سامانه جوی که جنوب و جنوب غرب ایران را در برمی‌گیرند. توپوگرافی ایران نقش غیرقابل‌انکاری در تعمیق و توزیع بارش‌های یک سامانه اقلیمی دارد. در این پژوهش منابع رطوبتی و تأثیر توپوگرافی ارتفاعات زاگرس جنوبی و میانی در توزیع بارش یک سامانه قوی جنوبی مورد بررسی قرار گرفته است. شکل شماره ۶ منابع تولید و مناطق دریافت رطوبت را در سامانه ۳ دسامبر ۲۰۱۵ در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود بخش غربی دریای عرب و عمان، بخصوص در مدخل خلیج عدن هسته‌هایی از شار واگرا یا مناطق رطوبت فرست شکل گرفته است. جهت جریان‌ها در ساحل غربی دریای عرب و شمال و شمال شرق دریای عمان شمال - شمال شرقی بوده و این رطوبت از طریق شار واگرا به درون سامانه

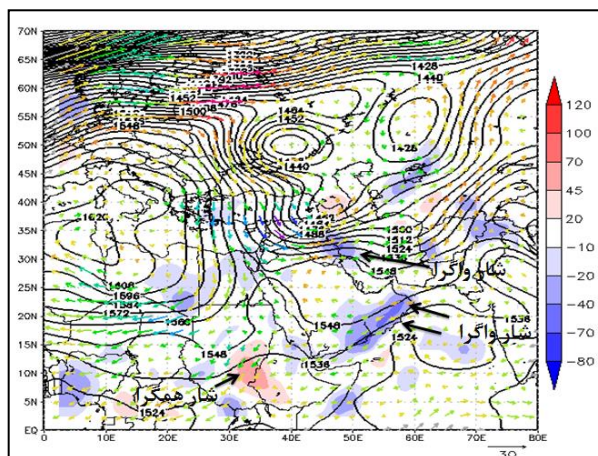
سودانی که در جنوب سودان و شمال اتیوپی استقرار دارد فرا رفت می‌شود. درعین حال بر روی خلیج فارس و خوزستان نیز هسته‌ای از شار واگرا دیده می‌شود که بیانگر مشارکت خلیج فارس در فرا رفت رطوبت در این تراز به درون جریان‌های انتقالی بر روی منطقه است.



مأخذ: نگارندگان

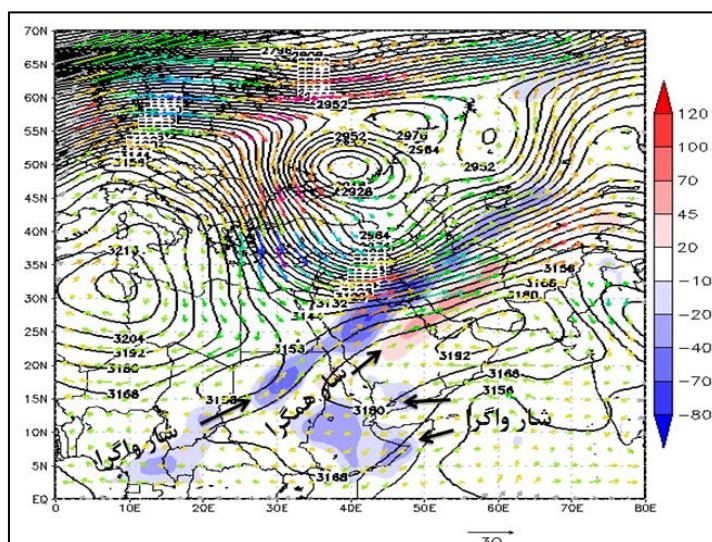
شکل ۶: همگرایی و واگرایی شار رطوبت ($10^{-5} g \cdot gk^{-1} \cdot s^{-1}$) ارتفاع ژئوپتانسیل (m) تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روز ۳ دسامبر ۲۰۱۵

شکل ۷ مناطق رطوبت فرصت و مناطق دریافت رطوبت را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. در این تراز هسته رطوبتی شار واگرا به ساحل شرقی شبه جزیره عربستان جابجا شده است. ولی منطقه شار همگرا همچنان در جنوب سودان قرار دارد. در این تراز نیز همچنان جریان‌های بر روی دریای عرب و عمان شمال شرقی و در جنوب دریای عرب شرقی می‌باشند این شرایط الگوی مناسبی برای فرا رفت رطوبت در لایه زیرین و ردسپهر به درون کم فشار سودانی هست. ولی درعین حال از شدت جریان‌ها نسبت به تراز زیرین کاسته شده است. در این تراز نیز هسته شار واگرای خلیج فارس حتی به شدت ضعیف‌تر از تراز زیرین در رطوبت فرستی به درون سامانه مشارکت دارد.



مأخذ: نگارندگان

شکل ۷: همگرایی و واگرایی شار رطوبت ($10^{-5} g \cdot gk^{-1} \cdot s^{-1}$) ارتفاع ژئوپتانسیل (m) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۳ دسامبر ۲۰۱۵



مأخذ: نگارندگان

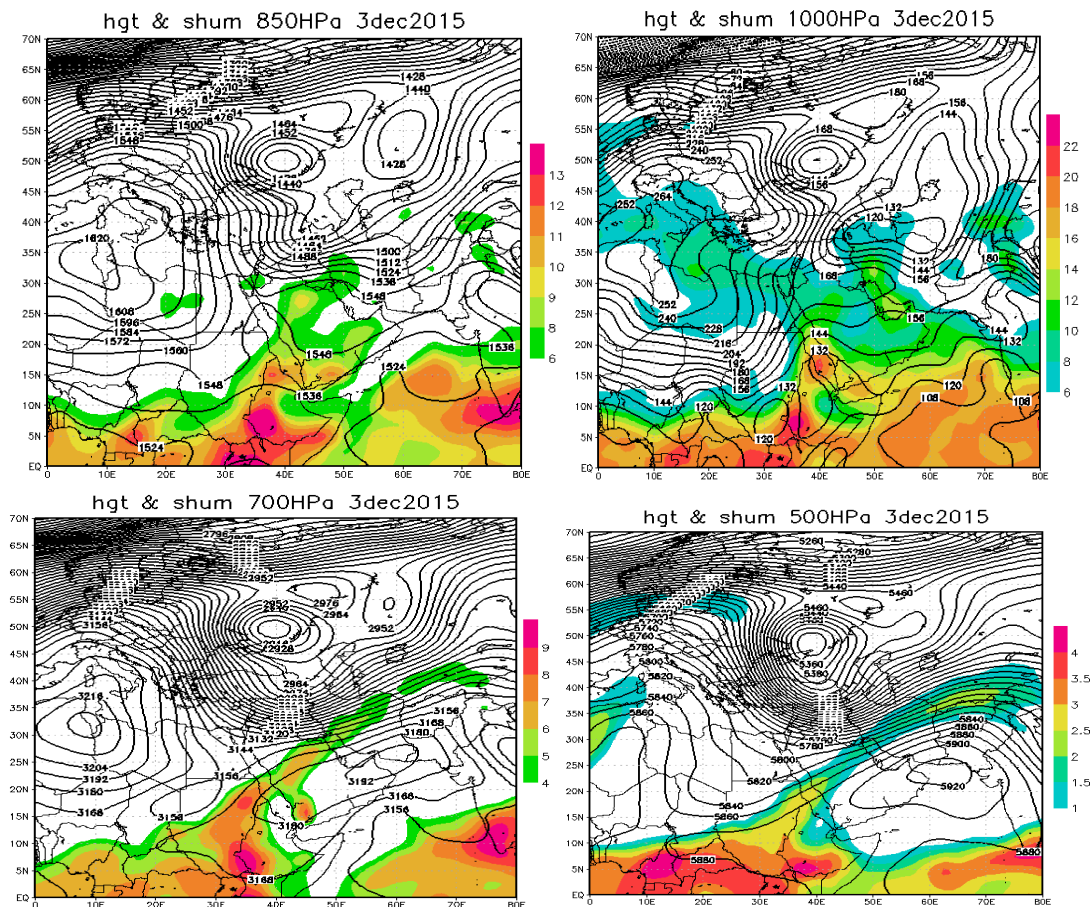
شکل ۸: همگرایی و واگرایی شار رطوبت ($10^{-5} g.g.k^{-1}.s^{-1}$) ارتفاع ژئوپتانسیل (m) تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روز ۳ دسامبر ۲۰۱۵

شکل ۸ مناطق شار همگرا و واگرایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود در این تراز مناطق رطوبت فرستی روی دریای عرب و عمان قطع شده و بر روی نیمه شرقی شبه‌جزیره عربستان سلول پرفشار عربستان با راستای جنوب غربی - شمال شرقی استقرار دارد. این شرایط همدیدی سبب شده است جریان‌های قائم در نیمه شرقی عربستان نزولی شده و لذا رطوبتی از روی دریاها و عمان بر روی منطقه فرا رفت نمی‌شود. ولی بر روی جنوب سودان، دریای سرخ و شمال شرق عربستان نواری از شار واگرایی رطوبت بچشم می‌خورد که در راستای جریان‌های جنوب غربی جلو ناوه، ابتدا بر روی جنوب غرب ایران و در همان راستا تا مرکز و شمال شرق ایران فرا رفت می‌شود. این نوار شار واگرا با مسیر عبور ابر که در قسمت‌های بالا ملاحظه شد کاملاً انطباق دارد.

در این بخش از پژوهش نقش لایه‌های جوی را در فرا رفت رطوبتی بر روی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. شکل ۹ نقشه نم ویژه ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. تراز ۱۰۰۰ به‌عنوان نزدیک‌ترین لایه وردسپهر به سطح زمین را نشان می‌دهد. در این تراز مهم‌ترین هسته رطوبتی در جنوب شرق سودان و جنوب غرب اتیوپی قرار دارد. این هسته‌ها در اتصال با منطقه رطوبتی ITCZ مهم‌ترین هسته‌ها برای فرا رفت رطوبت به درون سامانه‌های انتقالی از روی سودان به جنوب و جنوب غرب ایران در تراز دریا می‌باشند. هسته ثانوی بر روی جنوب دریای سرخ واقع شده است. دریاها و عمان، بخصوص جنوب دریای عرب از لحاظ مقدار نم ویژه در رتبه سوم قرار دارد. با وجود اینکه منبع اصلی رطوبت دریاها و عمان می‌باشند، ولی به دلیل ساختار دینامیکی و همدیدی حاکم بر روی دریاها، این رطوبت از طریق جریان‌های واچرخندی از روی دریاها دور شده و جنوب سودان به دلیل ویژگی‌های همدیدی خود و استقرار کم‌فشار سودانی

بر روی این منطقه رطوبت انتقالی از روی دریا‌های گرم عرب را از طریق شار همگرا دریافت می‌کند. به همین دلیل هسته پر رطوبت در ضلع شرقی این کم‌فشار قرار دارد. هسته‌های رطوبتی بر روی شرق خلیج فارس و جنوب غرب ایران دیده می‌شود که هسته رطوبتی جنوب غرب ایران ناشی از رطوبت انتقالی از دریا‌های اطراف به وسیله جریان‌های جنوبی حاکم بر روی منطقه است. شرایط همدیدی حاکم در این تراز استقرار یک کم‌فشار حرارتی در ضلع جنوبی دریای عرب را نشان می‌دهد که با گردش چرخندی رطوبت آب‌های گرم جنوبی را به جلو زبانه واچرخندی روی عربستان فرا رفت نموده است.

در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال با گسترش شمال سوی زبانه کم‌فشار سودانی جریان‌های جنوبی حاکم بر روی دریای سرخ شار رطوبتی عرض‌های جنوبی را به جلو ناوه موربی که بر روی عراق استقرار دارد انجام می‌دهد. این تراز مرز لایه زیرین و میانی وردسپهر است. به دلیل ساختار ترمودینامیکی واچرخند عربستان این پرفشار در زیر لایه ۸۵۰ هکتوپاسکال از ساختار قوی برخوردار نیست. به همین دلیل در این لایه نیز جریان‌ای شمالی و شرقی حاکم بر روی دریا‌های گرم عرب و عمان منشأ مناسبی برای فرا رفت رطوبتی را به درون کم‌فشار سودانی فراهم می‌کنند. در این تراز فرا رفت رطوبتی به جنوب دریا‌های عرب محدود می‌شود. هسته اصلی رطوبت همچنان بر روی غرب اتیوپی قرار دارد. درعین حال هسته رطوبتی قوی‌تری که به کمربند رطوبتی ITCZ متصل می‌شود در جنوب این هسته شکل گرفته است. همان‌طور که دیده می‌شود زبانه رطوبتی با راستای جنوب غرب - شمال شرقی پس از عبور از جنوب دریای سرخ و غرب عربستان تا جنوب غرب ایران امتداد می‌یابد. در نتیجه دریا‌های گرم عرب و عمان در لایه زیرین وردسپهر منبع رطوبتی خوبی برای جریان‌ای انتقالی از سمت جنوب بنام کم‌فشار سودانی است.



مأخذ: نگارندگان

شکل ۹: نقشه‌های نم و ویژه و ارتفاعی ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۳ دسامبر ۲۰۱۵

همان‌طور که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ملاحظه می‌شود دریاهای گرم عرب و عمان کاملاً نقش رطوبت فرستی خود را در این تراز از دست داده‌اند. واچرخند عربستان کاملاً تقویت شده و راستای جنوب غربی - شمال شرقی، مرکز و نیمه شرقی شبه‌جزیره عربستان و جنوب شرق ایران را در بر گرفته است. شرایط همدیدی حاکم شده است فرا رفتی از سمت این دریاهای بر روی سودان، یا عربستان اتفاق نیفتد. برعکس هسته پر رطوبت جنوب سودان و جنوب غرب اتیوپی همچنان به‌عنوان یک هسته رطوبتی مهم بچشم می‌خورد. این رطوبت از طریق جریان‌های جنوبی - جنوب غربی ضلع غربی واچرخند به جلو ناوه مدیترانه فرا رفت شده و به‌وسیله جریان‌های جلو ناوه به‌صورت یک نوار رطوبتی چشمگیر جنوب غرب ایران و سپس در همان راستا تا شمال شرق ایران امتداد می‌یابد.

به این ترتیب منشأ رطوبتی سامانه سودانی در ترازهای بالاتر از ۷۰۰ هکتوپاسکال رطوبت انتقالی از جریان‌های مرطوب ITCZ است؛ و دریاهای عرب و عمان و سرخ و خلیج فارس نقش چندانی در تأمین رطوبت سامانه ندارد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی رطوبتی این تراز شباهت بسیار زیادی با الگوی رطوبتی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دارد. همچنان نقش رطوبتی دریاهای عرب و عمان به دلیل حاکمیت قوی واچرخند عربستان بر روی منطقه چشمگیر نیست و برعکس نقش رطوبتی منطقه ITCZ و هسته رطوبتی کم‌فشار سودان در جنوب اتیوپی همچنان غلبه دارد. با توجه به الگوی

همدیدی حاکم بر روی این منطقه و اچرخند عربستان و گسترش قابل ملاحظه ناوه مدیترانه سبب شده است، منطقه رطوبتی کمربند ITCZ جابجایی شمال سوی بیشتری نسبت به سایر نقاط این کمربند داشته باشد.

نتیجه گیری

کم فشار سودان یک کم فشار حرارتی است که در حاشیه شمالی جریان های شرقی (ITCZ) و بر روی شمال اتیوپی و جنوب سودان تشکیل می شود. این کم فشار در دوره سرد سال (نیمکره شمالی) در شرایط همدیدی خاصی حالت دینامیکی پیدا کرده و به سمت عرض های شمالی منتقل می شود. شرایط لازم برای تقویت این سامانه حرارتی؛ وجود یک ناوه عمیق در ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی مدیترانه مرکزی و شرقی است. این ناوه در ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال می بایست تا عرض ۱۵ درجه شمالی گسترش یابد. در بهترین الگو محور ناوه بایستی در محدوده طول های ۴۰ تا ۴۵ درجه شرقی باشد. لشکری (۱۳۷۵)، (۱۳۸۲)، لشکری و محمدی (۱۳۹۴). رطوبت این سامانه با حرکت شرق سوی سلول پرفشار عربستان، بخصوص در لایه های زیرین و ردسپهر از طریق دریا های گرم عرب و عمان تأمین می شود. این رطوبت از طریق شار واگرا به درون سامانه سودانی فرا رفت شده و از طریق جریان های جنوبی جلو ناوه بر روی عربستان و ایران منتقل می شود لشکری (۱۳۸۲) و کریمی (۱۳۹۰) و (۱۳۸۶). همان طور که ملاحظه شد در الگوهای بارشی با گستره بیشتر از جنوب و جنوب غرب ایران که این گستره گاه تا شمال شرق ایران نیز امتداد داشته است، دریا های گرم عرب و عمان منبع اصلی شار رطوبتی سامانه های بررسی شده می باشند؛ بنابراین نتایج این پژوهش با نتایج پژوهش کریمی (۱۳۹۰) و لشکری و همکاران (۱۳۹۵) که دریا های عرب و عمان بالاترین سهم رطوبتی ایران را تأمین می کنند همخوانی دارد. وجود رطوبت فراوان و پتانسیل رطوبت پذیری بالای سامانه سودانی با توجه به ویژگی حرارتی آن و وجود جریان های بالاسوی قوی در زیر ناوه، سبب شکل گیری ابرهای جوششی قبل از دریای سرخ می شود. این ابرها ضمن عبور از دامنه های رو به باد ضلع غربی دریای سرخ رشد کرده و به همراه جریان های جنوبی جلو ناوه به سمت عربستان و ایران منتقل می شوند. وجود چینش قائم مناسب و فرا رفت رطوبت در مسیر حرکت ابر، بارش های بروی عربستان و جنوب غرب ایران عموماً به صورت همرفتی شکل گرفته و این بارش ها به وسیله ادی های منفرد محلی ایجاد شده و دارای شدت های مختلفی می باشند.

تصویر ماهواره ای نیز یک ارتفاع ابر بلند با همگرایی قوی را در محدوده عرض های ۲۵ تا ۳۱ درجه شمالی و طول ۴۷،۵ تا ۴۸،۵ نشان می دهد که بر روی جلگه خوزستان قرار می گیرد که قبل از ارتفاعات زاگرس این همگرایی شدید و رشد عمده ابر شکل گرفته است.

در دامنه پشت به باد به دلیل فرونشینی هوا و گرمایش بی دررو (آدیاباتیک) حاصل از آن، ابر تبخیر شده و بارش ها قطع شده و یا به شدت کاهش می یابد. گسستگی ایجاد شده در ابرها نیز این مسئله را تأیید می کند؛ بنابراین در این سامانه های بارشی با منشأ سودانی که مکانیسم سامانه های حاره ای را دارد. عامل توپوگرافی نقش چندانی در تشدید

بارش‌ها بخصوص در جلگه خوزستان و حتی در دامنه‌های رو به باد رشته‌کوه‌های زاگرس ندارد. درحالی‌که در دامنه‌های ارتفاعات البرز نقش ارتفاع در تشدید بارش‌ها بسیار آشکار است. گرمای ذخیره‌شده در درون هوا در اثر میعان و بارش در دامنه رو به باد گرمایش بادررو و گرمایش بی‌دررو ناشی از فرونشینی هوا، فرایند سیکلون زایی را در دامنه‌های شرقی زاگرس تقویت می‌کند. به همین دلیل این جریان بعد از فاصله اندکی از ارتفاعات دوباره ابرها رشد کرده و تقویت می‌شود. برعکس منطقه جنوب و جنوب غرب ایران، بارش‌ها در ایران مرکزی به‌خوبی با ارتفاع همبستگی نشان می‌دهد؛ و ارتفاعات عامل مهمی در تشدید بارش‌ها می‌باشند. توصیه می‌شود، در مطالعه دیگری در مورد نقش جهت توپوگرافی زاگرس در تشدید و تقویت بارش‌های کشورهای منطقه اطراف آن بررسی شود.

منابع

- ۱- اوچاق‌لوشهبابی، رعنا. آذرخشی، مریم. (۱۳۹۳): بررسی وضعیت خشک‌سالی استان آذربایجان غربی از دیدگاه شاخص‌های خشک‌سالی هواشناسی. کنفرانس بین‌المللی توسعه پایدار، راهکارها و چالش‌ها با محوریت کشاورزی، منابع طبیعی، محیط‌زیست و ۲- گردشگری، تبریز، دبیرخانه دائمی کنفرانس بین‌المللی توسعه پایدار، راهکارها و چالش‌ها؛ https://www.civilica.com/Paper-ICSDA01-ICSDA01_0505.html
- ۳- جعفر پور، ابراهیم. (۱۳۸۱): اقلیم‌شناسی، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- ۴- ساری صراف، بهروز. رجایی، عبدالمجید. مصری علمداری، پرچمپر. (۱۳۸۸): بررسی رابطه بین بارش و توپوگرافی در دامنه‌های شرقی و غربی منطقه کوهستانی تالش. جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۰، شماره پیاپی ۳۵، شماره ۳، صفحه ۸۴-۶۳.
- ۵- عساکره، حسین. (۱۳۸۴): تغییرات زمانی- مکانی بارش استان اصفهان طی دهه‌های اخیر. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد ۱۸، شماره ۱، صفحه ۹۱-۱۱۶.
- ۶- علیجانی، بهلول. (۱۳۷۴): نقش کوه‌های البرز بر توزیع ارتفاعی بارش. فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۳۸، شماره ۳.
- ۷- غیور، حسنعلی. مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۷۵): بررسی مکانی رابطه بارش با ارتفاع در ایران. فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۱، صفحه ۱۴۳-۱۲۴.
- ۸- کاویانی، محمدرضا. علیجانی، بهلول. (۱۳۸۰): مبانی آب و هواشناسی. انتشارات سمت، تهران.
- ۹- کریمی احمدآباد، مصطفی. (۱۳۸۶): تحلیل منابع رطوبتی بارش‌های ایران. دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- ۱۰- کریمی احمدآبادی، مصطفی. فرج زاده، منوچهر. (۱۳۹۰): شار رطوبت و الگوهای فضایی-زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۲، صص ۱۲۸-۱۰۹.
- ۱۱- لشکری، حسن. محمدی، زینب. (۱۳۹۴): اثر موقعیت استقرار پرفشار جنب‌حاره‌ای عربستان بر سامانه‌های بارشی در جنوب و جنوب غرب ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۱، صفحه ۷۳-۹۰.
- ۱۲- لشکری، حسن. (۱۳۷۵): الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران. رساله دکتری، استاد راهنما: هوشنگ قائمی. دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۱۳- لشکری، حسن. متکان، علی‌اکبر. آزادی، مجید. محمدی، زینب. (۱۳۹۵): تحلیل همدیدی نقش پرفشار عربستان و رود باد جنب‌حاره‌ای در کوتاه‌ترین طول دوره بارشی جنوب و جنوب غرب ایران. فصل‌نامه علمی - پژوهشی علوم محیطی، دوره ۱۴، شماره ۴، صص ۷۴-۵۹.
- ۱۴- مباشری، محمدرضا. (۱۳۸۵): مبانی فیزیک در سنجش‌ازدور و فن‌آوری ماهواره. دانشگاه خواجه‌نصیرالدین طوسی.

- ۱۵- مجرد، فیروز. مرادی فر، حاجی مراد. (۱۳۸۲): مدل سازی رابطه بارش با ارتفاع در منطقه زاگرس. فصل نامه مدرس علوم انسانی، دوره ۷، شماره ۲، صفحه ۱۸۲-۱۶۳.
- ۱۶- محمودی، پیمان. علیجانی، بهلول. (۱۳۹۲): مدل بندی رابطه بارش های سالانه و فصلی با عوامل زمین اقلیم در کردستان. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال سیزدهم، شماره ۳۱، صفحه ۱۱۲-۹۳.

- 17- Ackerman, S. A. Strabala, K. I. Menzel, W. P. Frey, R. A. Moeller, C. C. & Gumley, L. E. (1998): Discriminating Clear Sky From Clouds With MODIS. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D24), 32141-32157.
- 18- Alijani, B. (2008): Effect of The Zagros Mountains on The Spatial Distribution of Precipitation. *Journal of Mountain Science*, 5(3), 218-231.
- 19- Barry, R. G. & Chorley, R. J. (2009): *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge.
- 20- Basist, A. Bell, G. D. & Meentemeyer, V. (1994): Statistical Relationships Between Topography and Precipitation Patterns. *Journal of Climate*, 7(9), 1305-1315.
- 21- Johansson, B. and Chen, D. (2003): The Influence of Wind and Topography on Precipitation in Sweden: Statistical Analysis and Modeling. *Int. J. Climatology*, (23): 1523-1535.
- 22- KONRAD II, C. E. (1996): Relationships Between Precipitation Event Types and Topography in The Southern Blue Ridge Mountains of The Southeastern USA. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 16(1), 49-62.
- 23- Menzel, P. & Strabala, K. (1997): *Cloud Top Properties and Cloud Phase Algorithm Theoretical Basis Document*. University of Wisconsin-Madison.
- 24- Prudhomme, G. and Reed, D. W. (1998): Relationships Between Extreme Daily Precipitation and Topography in The Mountainous Region: A Case Study in Scotland. *Int. J. Climatology*. 18(1): 1439-1453.
- 25- Singh, P. and Kumar, N. (1997): Effect of Orography on Precipitation in The Western Himalayan region. *J. Hydrology*. 199(1-2): 183-206.
- 26- With More, J. S. (1972): The Variation of Mean Annual Rainfall With Altitude and Locality in South Aferica, As Determined By Multiple Curvilinear Regression Analysis: *Distribution of Precipitation in Mountainous Area I*. WMO Publ, 326.