



Geographic Notion

Vol.3. Spring 2008

Zanjan University

No.24

اندیشه جغرافیایی.

سال دوم، شماره سوم، بهار ۱۳۸۷

دانشگاه زنجان.

مقاله شماره ۲۴

شناسایی الگوهای ضخامت جو (مطالعه موردی: بارش‌های سنگین ایران)

دکتر بختیار محمدی^۱

چکیده

برای شناسایی الگوهای ضخامت جو، ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان ضخامت جو در زمان رخداد بارش‌های فوق سنگین و فراگیر ایران اختیار گردید. صد و بیست و پنج روز از سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های ایران از پایگاه داده بارش روزانه کشور، بر اساس آستانه بالای ۹۹ درصد، جهت بررسی انتخاب شد. الگوهای اصلی هم ضخامت جو به کمک تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد، استخراج گردید. نتایج نشان داد که شش الگوی ضخامت عامل اصلی بارش‌های فوق سنگین و فراگیر ایران هستند. در همه الگوها فرود دریای سیاه - منتهی‌الیه شرق مدیترانه، البته با کمی تغییر موقعیت دیده شده است. همچنین در تمام الگوها، ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا و برخورد آن به هوای گرم منتقل شده از عرض‌های پایین‌تر به ویژه شمال غرب آفریقا و عربستان، بر روی ایران منطقه دگر فشار شدیدی را ایجاد نموده که در رخداد این گونه بارش‌ها نقش مهمی را ایفا کرده است. در نهایت مشخص شد که در هر بار حاکمیت الگوی شماره ۴ حدود ۱۳ میلیون متر مکعب (بیشترین) و الگوی شماره ۶ حدود ۱۱/۷ میلیون متر مکعب آب (کم‌ترین) وارد ایران کرده‌اند.

۱. استادیار گروه آب و هواشناسی، دانشگاه کردستان، B.Mohammadi@uok.ac.ir



واژگان کلیدی: نقشه هم ضخامت، بارش فوق سنگین، دگر فشار، ایران.

مقدمه

ایران از جمله مناطقی است که بارش آن، رفتاری ناهنجار و بی‌قاعده را نشان داده است. بسیاری از بخش‌های ایران چه در مناطق خشک و چه در مناطق پربارش، هر ساله شاهد ریزش بارش‌های سنگینی هستند. گاهی این گونه بارش‌ها در محدوده کوچکی رخ می‌دهند؛ که به نظر می‌رسد در این صورت جستجوی الگوی همدید مؤثر برای این رویدادها موفقیت آمیز نیست؛ زیرا عوامل محلی (ناهمواری‌ها، پوشش گیاهی و ...) تا حدود زیادی در رخداد این گونه بارش‌ها اثرگذار بوده و جنبه همدیدی (سینوپتیکی) پدیده، مورد تردید خواهد بود. اما در مواقعی که یک محدوده وسیع به طور متوسط بارش‌های سنگینی را دریافت می‌کند؛ جدای از اثر مسلم تشدید یا تضعیف بارش بر اثر عوامل محلی، می‌توان به نقش پررنگ عامل همدید، اشاره نمود. در بررسی مطالعات همدید بارش‌های سنگین اغلب به شناسایی الگوهای اصلی فشار، جبهه‌زایی، نقش واگرایی بالایی رودبادها، نقش توپوگرافی و غیره در زمان رخداد این پدیده‌ها توجه شده است. در کمتر مطالعه‌ای به نقش این عامل‌ها به طور هم‌زمان اشاره شده و به دلیل گسترده‌گی و حجم زیاد پژوهش معمولاً یکی از موارد مؤثر در رخداد این پدیده‌ها بررسی می‌شود.

پلاوت^۱ و همکاران بارش‌های سنگین نواحی حاشیه آلپ و ارتباط آن با الگوهای گردشی سیاره‌ای را طی سال‌های ۱۹۷۱ تا ۱۹۹۵ بررسی کردند. آن‌ها ابتدا به کمک توابع متعامد تجربی^۲ اگردش‌های بزرگ مقیاس تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را طبقه‌بندی نمودند و سپس از میان آن‌ها، الگوهای مؤثر در بارش‌های سنگین را مشخص کردند (پلاوت و همکاران، ۲۰۰۱، ۲۸۵).

1. Plaut

2. Empirical Orthogonal Functions (EOFs)

کاهانا^۱ و همکاران در مطالعه‌ای با عنوان اقلیم‌شناسی همدید سیلاب‌های مهم صحرائِ نِگِو^۲، با استفاده از داده‌های فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۲۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و نیز داده‌های باد در تراز ۲۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال روی شبکه‌ای به ابعاد $۲/۵^*۲/۵$ درجه چهار الگوی همدید را برای بارش‌های سیل‌زا شناسایی کرده است (کاهانا و همکاران، ۲۰۰۲، ۸۸۰).

رودری^۳ و همکاران رویداد بارش‌های سنگین شمال غرب ایتالیا و رابطه آن با الگوهای جوی بزرگ مقیاس و میان مقیاس را مطالعه کردند. آن‌ها معتقدند که ویژگی‌های جریان‌های بزرگ مقیاس جوی و اندرکنش آن‌ها با توپوگرافی منطقه‌ای در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی ایفا می‌کند. آن‌ها بارش‌های سنگین شمال غرب ایتالیا را با سه شکل خاص از قرارگیری جریان‌های جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه مرتبط دانستند (رودری و همکاران، ۲۰۰۵، ۶۰۱).

جسن^۴ و همکاران بارش‌های سنگین شمال راین - وستفالیای^۵ را با استفاده از داده‌های راداری و باران‌سنج‌های منطقه بررسی کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که تعیین گستره فضایی نواحی بارشی سنگین (بیش از ۱۰۰ میلی‌متر) تنها به کمک داده‌های راداری یا باران‌سنج‌های فراوان در منطقه امکان‌پذیر است؛ چنان‌که از پنج رویداد بارش سنگین مورد بررسی، سه مورد در محدوده‌ای کمتر از ۱۵ کیلومتر مربع رخ داده بود و به علت این که تراکم ایستگاه‌های باران‌سنجی بسیار پایین بود، گستره این رویدادها تنها در تصاویر راداری مشاهده شدند (جسن و همکاران، ۲۰۰۵، ۳۴۴ و ۳۴۵). فاصله ایستگاه‌ها در ایران و عدم توزیع برابر و یکسان آن‌ها در ایران قابل توجه است. به طوری که بیشینه‌ی فاصله‌ی ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایران ۱۲۰ کیلومتر، متوسط ۱۳ کیلومتر و کمینه‌ی فاصله ۱۰ کیلومتر است.

-
1. Kahana
 2. Negev
 3. Rudari
 4. Jessen
 5. Rhine-Westphalia

سیرت^۱ و همکاران الگوهای منطقه‌ای و هم‌دید بارش‌های سنگین در اتریش را طی سال‌های ۱۹۷۰ تا ۱۹۹۳ با استفاده از ۱۳۱ ایستگاه اقلیمی مطالعه کردند. آن‌ها برای بارش‌های اتریش هفت الگوی هم‌دید را با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای شناسایی کردند؛ و ویژگی بارش‌های سنگین در هر کدام از وضعیت‌های هم‌دید بدست آمده را بیان نمودند (سیرت و همکاران، ۲۰۰۷، ۱۳۹).

لنا^۲ و همکاران الگوهای جوی بوجود آورنده بارش‌های سنگین جزایر بالریک (مجموعه جزایر واقع در شرق اسپانیا در دریای مدیترانه) را مطالعه کردند. هدف این بررسی دست یافتن به درک بهتری از سازوکارهای دینامیکی مؤثر بر رخداد بارش‌های سنگین منطقه یاد شده از دید آماری بود. آن‌ها پس از انجام تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی پایگاه داده (۱۹۹۵-۲۰۰۴) مربوط به تراز ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال و تحلیل خوشه‌ای بر روی مؤلفه‌های اصلی بدست آمده هشت الگوی گردشی اصلی بدست آوردند. بیشتر الگوها ارتباط قوی را بین رویداد بارش سنگین و چرخندها نشان می‌دادند (لنا و همکاران، ۲۰۰۷، ۲۷).

هو و همکاران (۲۰۱۰) مکانیسم‌های ایجاد بارش در کشور چین را مطالعه کردند. آن‌ها در تحلیل خود با استفاده از نقشه‌های ضخامت نوع بارش‌های جوی را در بخش‌های مختلف چین مشخص نمودند. همچنین معتقدند که بیشترین بارش‌های چین حاصل ابرهای استراتوس شکل و استراتوکومولوس (ابرهای پایین) هستند.

چارابی و ال-هاتروشی (۲۰۱۰) جنبه‌های هم‌دید تغییرپذیری بارش‌های عمان طی سال‌های ۱۹۸۴ تا ۲۰۰۷ را به کمک داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار تراز دریا مطالعه نمودند. آن‌ها به نقش فرود عمیق مدیترانه که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال محور آن از دریای سیاه تا دریای سرخ کشیده شده است تاکید می‌کنند. همچنین در ادامه دوره‌های



بسیار مرطوب عمان را با فاز منفی نوسان اطلس شمالی در ارتباط می‌دانند. فنگ و همکاران (۲۰۰۷)، کیسلی (۲۰۰۸)، سن‌روی (۲۰۰۸)، لی و همکاران (۲۰۰۸) و تویو (۲۰۱۰) از جمله محققانی هستند که به ترتیب بارش‌های سنگین چین، جمهوری چک، هند، کره جنوبی و نروژ را بررسی کرده‌اند و برای مناطق مورد مطالعه خود الگوهای را شناسایی کردند.

لشکری ضمن بررسی سازوکار تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان، نقش این سامانه را بر روی بارش‌های سنگین جنوب و جنوب غرب ایران مطالعه نمود. تحقیق وی نشان داد که وقوع بارش‌های سنگین و سیل آسا در جنوب غرب ایران نتیجه تقویت و تشدید مرکز کم‌فشار موسمی سودان و منطقه همگرایی دریای سرخ است (لشکری، ۱۳۷۵، ۵۰۴).

خوشحال (۱۳۷۶) بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر را الگوسازی همدیدی نمود. نتایج تحقیق وی نشان داد که بارش‌های سنگین خزر در اثر وزش سرد سبیری به روی دریا به وجود نیامده‌اند بلکه ناشی از ورود جبهه‌های تقویت شده نسیم دریا توسط سامانه‌های همدیدی است که منشاء آن عمدتاً نواحی شمالی اروپا و قطبی می‌باشد. همچنین پس از فاصله گرفتن از خط ساحلی تا ۵۰۰ متر دامنه‌ها بارش کاهش و سپس با افزایش ارتفاع در دامنه‌های شمالی البرز، مقدار بارش افزایش می‌یابد. اشجعی به اشکند (۱۳۷۹) بارش‌های بیش از ۳۰ میلی‌متر روزانه طی سال‌های ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۶ را در شمال غرب کشور بررسی کرد. وی معتقد است که بیشترین فراوانی بارش‌های سنگین منطقه در فصل‌های بهار و پاییز بوده و اغلب در ساعات بعد از ظهر و اوایل شب و در وسعت نسبتاً کوچکی فرو می‌ریزد. نتایج نشان داد که اثرات کوهستان روی پدیده‌های جوی و شارش‌های قوی و مرطوب برای بارش سنگین کوهستانی منطقه مهم می‌باشد.



به نظر وی از میان سامانه‌های متفاوتی که منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهند سیستم‌های مدیترانه‌ای به دلیل این که حاوی رطوبت زیاد می‌باشند و گاهی نیز با سامانه‌های واچرخند اروپا حالت جبهه‌زایی شدید در روی منطقه به وجود می‌آورند موجد این گونه ریزش‌ها هستند.

مسعودیان الگوهای گردشی به وجود آورنده سیلاب‌های بزرگ کارون را مطالعه کرد. وی به کمک تحلیل مؤلفه‌ی مبنای، تحلیل خوشه‌ای و تحلیل همبستگی شش الگو گردشی را شناسایی کرد و آن‌ها را به دو دسته پرارتفاع و کم‌ارتفاع تقسیم‌بندی نمود. نتایج پژوهش وی نشان داد که ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌تواند ابزار سودمندی برای پیش‌بینی متغیر بارش و به تبع آن پیش‌بینی سیلاب باشد (مسعودیان، ۱۳۸۴، ۱۶۱).

علیجانی و همکاران بدون در نظر گرفتن عوامل موثر بر رخداد بارش‌های سنگین معتقدند که این گونه رویدادها سهم کمی از تعداد روزهای بارشی کشور را شامل می‌شوند با این حال، این رویدادها منبع اصلی تأمین آب ایران هستند (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۷، ۱).

ضخامت جو (لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال) یکی از مواردی است که می‌تواند اطلاعات بسیاری را از وضعیت جو در اختیار محققان قرار دهد. از روی نقشه‌های هم‌ضخامت می‌توان وضعیت جریان هوا، محل تقریبی جبهه، نوع بارش، کم‌فشارها و پرفشارها و در نتیجه مناطق پایدار و ناپایدار را تا حدودی زیادی تشخیص داد. به همین دلیل در این پژوهش، الگوهای اصلی ضخامت جو که در شناخت سازوکار بارش‌های فوق سنگین و فراگیر موثر هستند، بررسی شده‌اند.

داده و روش‌شناسی

برای انجام این پژوهش که با رویکرد محیطی به گردشی انجام شد؛ داده‌های روزانه بارش ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی ایران از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ به عنوان پایگاه داده بارش ایران انتخاب گردید. این داده‌ها از سازمان

هواشناسی کشور تهیه شد. داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز داده‌های مورد استفاده برای ترسیم نقشه‌های هم‌ضخامت جو در ترازهای یاد شده بودند. این داده‌ها نیز از تارنمای www.cdc.noaa.gov به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته و با درجه تفکیک مکانی $2/2 \times 5/5$ درجه جغرافیایی اخذ گردید.

در ادامه بارش ایران در ۱۵۹۹۲ روز به روش کریجینگ میان‌یابی شد. در جریان میان‌یابی بارش هر روز، ایران به ۸۲۳۰ یاخته به اندازه 14×14 کیلومتر تبدیل شد؛ و ماتریسی از پایگاه داده بارش ایران به ابعاد 15992×8230 بود؛ تعداد روزها (زمان) و ۸۲۳۰ تعداد یاخته‌ها (مکان) تشکیل شد. برای هر روز میانگین، بیشینه و درصد پهنه زیر بارش کشور محاسبه و همچنین پایگاه داده ایران بر حسب این سه عامل از بزرگ به کوچک مرتب شد:

$$(1) \quad \text{مجموع بارش تمام یاخته‌ها در یک روز معین} \\ \text{میانگین بارش کشور در روز مورد نظر} = \frac{\text{تعداد کل یاخته‌ها (۸۲۳۰ یاخته)}}{\text{تعداد کل یاخته‌ها (۸۲۳۰ یاخته)}} \quad (1)$$

وسعت پهنه زیر بارش کشور نیز برای هر روز از رابطه زیر محاسبه شد:

$$(2) \quad \text{تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از ۱ میلی‌متر داشتند} \\ \text{درصد پهنه‌ی زیر بارش کشور در یک روز معین} = \frac{\text{تعداد کل یاخته‌های حاصل از میان‌یابی (۸۲۳۰ یاخته)}}{\text{تعداد کل یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از ۱ میلی‌متر داشتند}} \times 100 \quad (2)$$

بیشینه بارش هر روز، از رابطه زیر بدست آمد (محمدی، ۱۳۸۸، ۳۲):

$$Max_P_j = Max(P_{i,j}) \quad , \quad i=1 \dots 8230 \quad , \quad j=15992 \quad (3)$$

بارش‌های سنگین و فراگیر ایران، بر مبنای آستانه بالای ۹۹ درصد انتخاب شد. به عبارت دیگر ۱ درصد از پایگاه داده بارش ایران (۱۲۵ روز) که میانگینی بیش از ۱ میلی‌متر را ثبت کرده بود به عنوان نمونه مورد مطالعه این پژوهش انتخاب گردید. در



آستانه ۱ درصد میانگین بارش ایران حدود ۶ میلی متر بود. به عبارت دیگر روزهایی که در آن بارش ایران (بارش ایستگاهی و بارش بخشی از ایران ملاک انتخاب روزهای مورد مطالعه نبوده است) بیش از ۶ میلی متر بود برای مطالعه انتخاب شد.

$$T_{(99\%)} = (\text{Database} \geq 0.1 \text{ mm}) \times \%1 \rightarrow T_{(99\%)} = 12472 \times \%1 \quad (۴)$$

$$\Rightarrow T_{(99\%)} \approx 125 \text{ day}$$

که در این رابطه: $T_{(99\%)}$ ، آستانه‌ی بالای ۹۹ درصد بارش‌های مورد مطالعه است.

Database، ستون مربوط به میانگین بارش ایران در ۱۵۹۹۲ روز است.

در مرحله بعد، براساس تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی داده‌های میانگین روزانه ضخامت جو، الگوهای اصلی ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (شش الگو) شناسایی شد و برای هر الگو نقشه ترکیبی آن ترسیم شد (برای درک بهتر تحلیل‌های چند متغیری و از جمله تحلیل خوشه‌ای، می‌توان به جانسون و ویچرن، ۱۳۸۴، صص ۶۸۵-۷۲۶ مراجعه کرد).

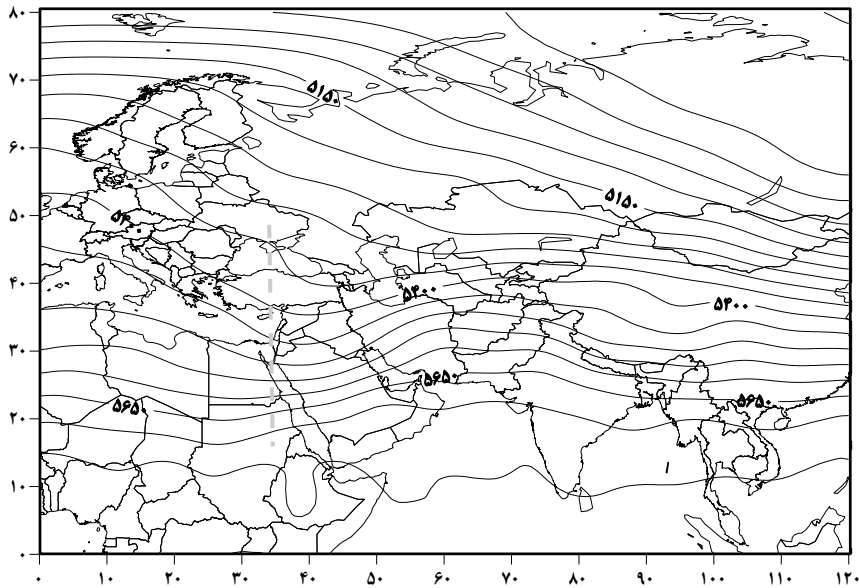
تحلیل الگوهای اصلی ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال

الگوی ۱

در الگوی اول ضخامت، فرود نسبتاً عمیقی در شمال غرب دریای خزر تا میانه‌ی دریای سرخ دیده می‌شود. این فرود بر روی شرق دریای سیاه عمیق‌تر شده، به طوری که در این زمان ایران، در جلو فرود (نیمه شرقی فرود) قرار گرفته است (در تمام نقشه‌ها محور فرود با خط بریده بریده نشان داده شده است). ضخامت هوا در مناطقی که در امتداد دریاچه‌ی اورال تا میانه‌ی دریای سرخ قرار دارند، به یک‌باره کاهش چشمگیری یافته و این امر شرایط دگر فشار شدیدی را فراهم کرده است. به نظر می‌رسد این منطقه محل برخورد توده هوای سردی است که از عرض‌های بالاتر به ویژه شمال اروپا بر روی منطقه نسبتاً گرم‌تر ریزش کرده و موجب شیو شدید دما شده است (شکل ۱).

این الگو در ۴۰ درصد از روزهای مورد بررسی دیده شده و میانگین بارش ایران در زمان حاکمیت این الگو ۷/۵ میلی متر است. در این زمان ۷۵/۵ درصد از مساحت ایران

تحت تأثیر بارش‌های شدید ناشی از این الگو قرار می‌گیرد و حجم آب حاصل از بارش‌هایی که در این الگو قرار می‌گیرند حدود ۱۲ میلیارد متر مکعب است (جدول ۱). این الگوی ضخامت را می‌توان، الگوی غالب فصل زمستان دانست؛ که بیشینه آن در دی‌ماه رخ می‌دهد. در میان شش الگوی ضخامت که برای این گونه بارش‌ها شناسایی شده است، این الگو دارای بیشترین فراوانی رخداد بوده و می‌توان آن را الگوی اصلی بارش‌های سنگین و فراگیر ایران دانست (جدول ۲).

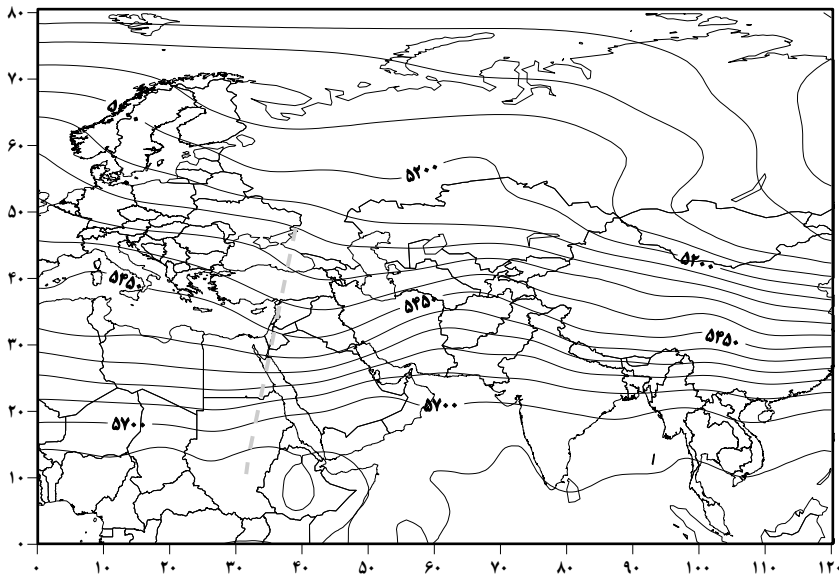


شکل (۱) نقشه‌ی ترکیبی الگوی ۱ ضخامت هوا

الگوی ۲

در الگوی دوم ضخامت، فرود نه چندان عمیقی در نیمه‌ی شرقی دریای سیاه تا منتهی‌الیه شرق مدیترانه دیده می‌شود و همچنین کم‌فشار نسبتاً قوی بر روی اتیوپی شکل گرفته است. در این الگو نیز شیو ضخامت هوا در امتداد دریاچه‌ی خوارزم تا میانه‌ی دریای سرخ وجود دارد و ایران در نیمه شرقی فرود قرار گرفته است. شرایط دگر فشاری که در این محل ایجاد شده، خط جبهه را به طور کاملاً مشخصی نمایان ساخته است (شکل ۲). در این الگوی ضخامت حدود ۷۸ درصد از ایران شاهد بارش است که

میانگین آن ۷/۵ میلی‌متر بوده و حجم آب ناشی از آن در حدود ۱۲ میلیارد متر مکعب است (جدول ۱). ۲۴ درصد از بارش‌های سنگین و فراگیر ایران در زمان حاکمیت این الگو رخ داده‌اند. این الگو عمدتاً در فصل زمستان، به ویژه بهمن‌ماه دارای بیشترین رخداد است. فراوانی این الگو بعد از الگوی اول، در رتبه‌ی دوم قرار دارد (جدول ۲).



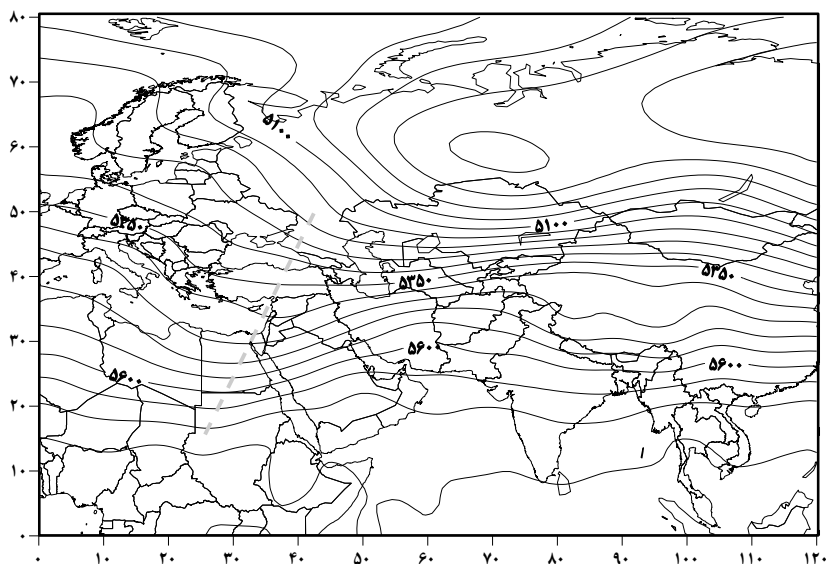
شکل ۲) نقشه‌ی ترکیبی الگوی ۲ ضخامت هوا

الگوی ۳

در این الگو نیز فرود عمیقی بر روی شرق مدیترانه دیده می‌شود. ضمن این که باید توجه داشت که برخلاف الگوی دوم، که فرود از عرض‌های پایین‌تری شکل گرفته بود، در این الگو فرود از عرض‌های بالاتری آغاز شده و این می‌تواند میزان سرد (گرم) بودن هوای ریزش کرده را تا حدود زیادی تعیین کند و در نتیجه به میزان ناپایداری بیشتر (کمتر) کمک کند. با توجه به بالا بودن عرض جغرافیایی منشأ این فرود، به نظر می‌رسد هوایی که ریزش کرده، نسبتاً سردتر از الگوهای پیشین بوده و در نتیجه با جریان‌های گرمی که از عرض‌های پایین‌تر گسترش یافته، شرایط دگر فشار شدیدی را

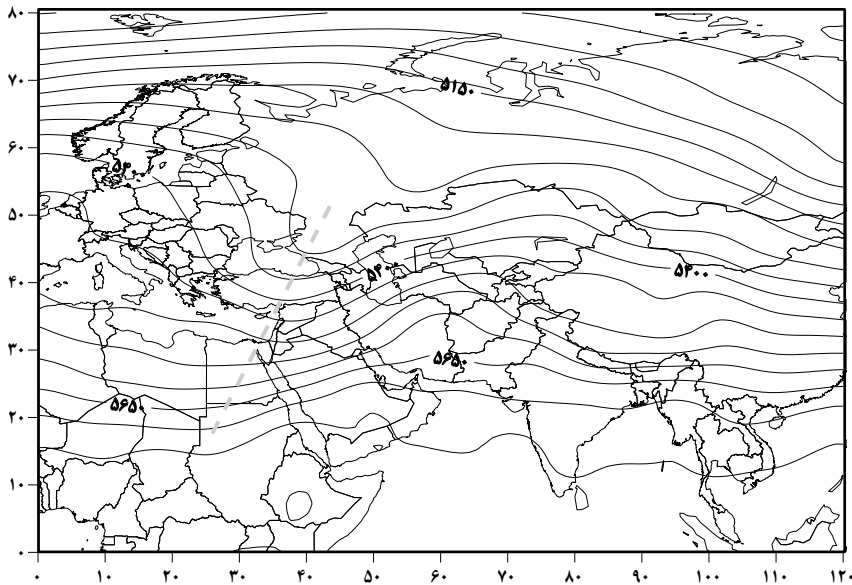
موجب شده است. البته لازم به ذکر است که منشأ جریان‌هایی که در این الگو بر روی ایران گسترش یافته‌اند عمدتاً از عرض‌های پایین‌تر و به ویژه شمال آفریقا است. در این الگو یک هسته‌ی پرفشاری بر روی سبیری و منطقه کم‌فشاری نیز بر روی اسیوی در حال شکل‌گیری است. مناطق واقع در امتداد این دو مرکز فشار، مناطقی با شرایط دگر فشار قوی هستند که بیشینه‌ی شیو ضخامت، بر روی شمال‌شرق ایران تا دریایچه‌ی بالخاش قرار گرفته است. در واقع این هسته‌ی پرفشار، سردچالی است که در دل فرود عمیقی شکل گرفته است که انتهای این فرود تنها عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ایران را در بر می‌گیرد (شکل ۳).

میانگین بارش ایران در زمان رخداد این الگو حدود ۷/۲ است که بعد از الگوی شش، دارای کم‌ترین مقدار است. در زمان این الگو حدود ۷۷/۵ درصد از ایران شاهد بارش بوده و حجم آب ناشی از بارش‌هایی که در این الگو رخ داده‌اند کمتر از ۱۲ میلیارد متر مکعب است (جدول ۱). با وجود فراوانی کم این الگو، می‌توان گفت که پراکنش زمانی آن تنها در زمستان و به ویژه در بهمن ماه است (جدول ۲).



شکل ۳) نقشه‌ی ترکیبی الگوی ۳ ضخامت هوا

این الگو با فرود عمیقی در امتداد غرب روسیه - دریای سیاه - شرق مدیترانه مشخص است. کشور ایران در نیمه شرقی فرودی است که محور آن بر روی منتهی‌الیه شرق مدیترانه و دریای سرخ قرار دارد. جریان‌هایی که در این الگو بر روی ایران کشیده شده‌اند به دلیل پایین بودن عرض جغرافیایی، هوای سردی را به ایران منتقل نموده است؛ اما با توجه به این که فرود یاد شده از روی دریاها و مدیترانه و سرخ گسترش یافته، می‌تواند حاوی رطوبت بیشتری به ایران باشد (شکل ۴). این گفته را می‌توان از روی میانگین بیشینه بارش ایران در این الگو تأیید کرد. میانگین بارش کشور در این الگو ۷/۸ میلی‌متر است و بیشتر از الگوهای دیگر است.



شکل ۴) نقشه‌ی ترکیبی الگوی ۴ ضخامت هوا

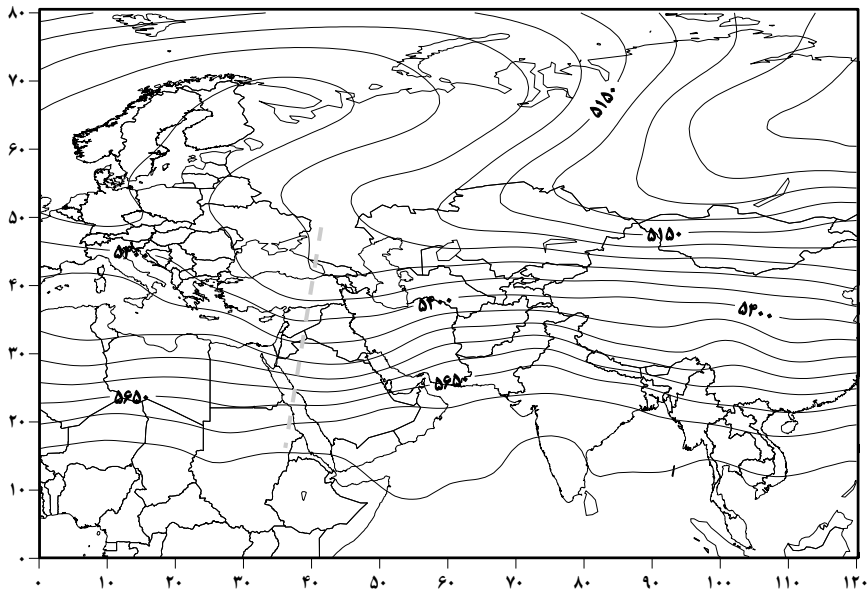
به نظر می‌رسد در زمان رخداد این الگو، سواحل جنوبی و ایران مرکزی از شرایط دگر فشار کمتری برخوردارند و این می‌تواند بر روی کاهش مقدار وسعت منطقه‌ی تحت تأثیر بارش مؤثر باشد. در تأیید این نکته هم می‌توان به مساحت پهنه‌ی زیر بارش کشور اشاره نمود. در زمان حاکمیت این الگو کم‌ترین مساحت ایران (نسبت به سایر



الگوها) یعنی در حدود ۶۵/۲ درصد زیر بارش بوده است. حجم آب بارش‌هایی که در زمان استقرار این الگو بر روی ایران ریزش کرده، حدود ۱۳ میلیارد متر مکعب است (جدول ۱). از جمله ویژگی‌های مهم این الگو را می‌توان به پاییزی بودن آن اشاره کرد. ضمن این که در فروردین و بهمن ماه هم دارای فراوانی کمی است اما بیشترین رخداد این الگو در آبان و آذرماه بوده است (جدول ۲).

الگوی ۵

این الگو با فرود عمیقی که از شمال دریاچه بایکال تا کشور ترکیه ادامه دارد، مشخص است. به نظر می‌رسد بر روی اروپا یک سردچال در حال شکل‌گیری است. این سردچال تا حدودی نقش یک مانع را بازی کرده و باعث شده که محور فرود، تنها عرض‌های بالاتر از ایران را تحت تأثیر قرار دهد ولی با این وجود، شیو ضخامت شدیدی را میان عرض‌های شمالی و جنوبی کشور، موجب شده است. در این الگو محور فرود ضعیفی بر روی منتهی‌الیه شرق مدیترانه و سوریه دیده می‌شود. این فرود ضعیف نیز همانند الگوی چهارم به دلیل این که منشأ آن عرض‌های پایین‌تر بوده و از روی دریاها گسترش یافته است، می‌تواند حاوی هوای مرطوب و معتدلی باشد (شکل ۵).



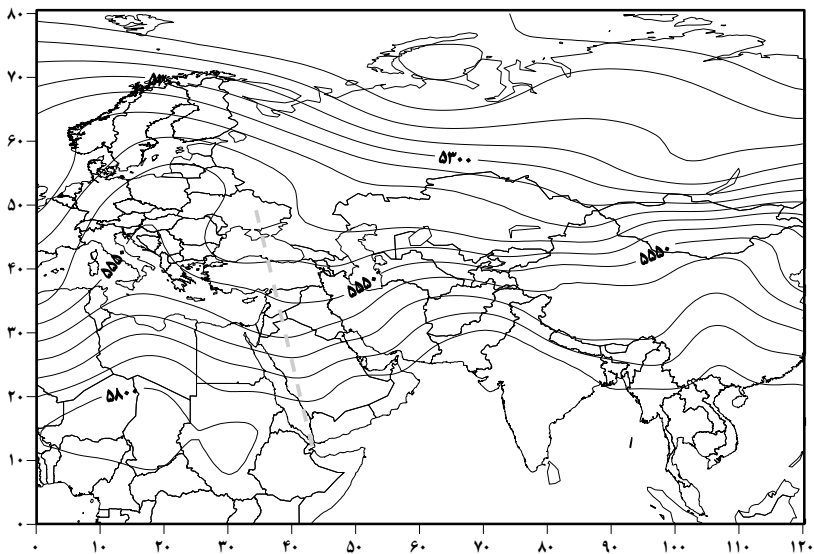
شکل ۵) نقشه‌ی ترکیبی الگوی ۵ ضخامت هوا

میانگین بارش ایران در این الگو ۷/۴ میلی‌متر است و در زمان حاکمیت این الگو در حدود ۸۱/۵ درصد از کشور، بارش‌های سنگینی رخ می‌دهد. حجم آب ناشی از آن نیز در حدود ۱۲ میلیارد متر مکعب است (جدول ۱). گرچه این الگو فراوانی کمی دارد، اما رخداد آن، پراکنش زمانی نسبتاً زیادی دارد؛ به طوری که از اواخر پاییز تا اواخر زمستان رخ داده است ولی با این حال بیشترین فراوانی آن در اسفندماه دیده می‌شود (جدول ۲).

الگوی ۶

در این الگو، هسته‌ی گرمی بر روی شمال و شمال غرب افریقا شکل گرفته و جریان‌هایی را به صورت یک فراز بر روی مدیترانه و اروپا گسیل نموده است. انتهای این فراز محوری است که از قفقاز تا میانه‌ی دریای سرخ کشیده شده است. شیو ضخامت بر روی ایران همانند الگوهای پیشین شدید نیست، اما با این حال، ایران در نیمه‌ی شرقی فرود واقع شده است. در این الگو شرایط دگر فشاری که بر روی ایران شکل گرفته، ناشی از ریزش هوای سرد میانه‌ی اروپا، همراه با کشیده شدن هوای گرم شمال غرب

افریقا و دریاهای مدیترانه و سودان است که در مسیر خود از روی عربستان عبور کرده است. این امر می‌تواند تا حدودی زیادی از مقدار رطوبت توده‌ی هوایی که به ایران وارد می‌شود، بکاهد (شکل ۶). این الگو با ۷/۱ میلی‌متر دارای کم‌ترین میانگین بارش نسبت به الگوهای دیگر است. با این وجود در هر بار حاکمیت مساحت زیادی از ایران (۸۰/۶ درصد) را تحت تأثیر قرار می‌دهد. حجم آبی که از رخدادهای این الگو ناشی می‌شود، به طور متوسط در حدود ۱۱ میلیارد متر مکعب است (جدول ۱). مهم‌ترین تفاوت این الگو با الگوهای دیگر این است که پراکنش زمانی رخداد آن تنها مربوط به فصل بهار و به ویژه اردیبهشت و فروردین است و در ماه‌های دیگر سال رخدادی ندارد. بنابراین این الگو را می‌توان مهم‌ترین الگوی مؤثر در رخداد بارش‌های سنگین و فراگیر بهاره ایران دانست (جدول ۲). در ادامه می‌توان گفت که پراکنش زمانی بارش‌های سنگین، جدا از این که عامل اصلی آن‌ها چه الگویی باشد؛ از آبان ماه شروع و تا اردیبهشت ماه ادامه می‌یابد. اما اوج و بیشینه رخداد این گونه بارش‌ها در فصل زمستان و به ویژه بهمن ماه اتفاق می‌افتد ضمن آن که دی و آذرماه نیز در رتبه‌های بعدی قرار دارند و در دیگر ماه‌های سال این گونه بارش‌ها رخ نمی‌دهند (شکل ۷).



شکل ۶) نقشه‌ی ترکیبی الگوی ۶ ضخامت هوا

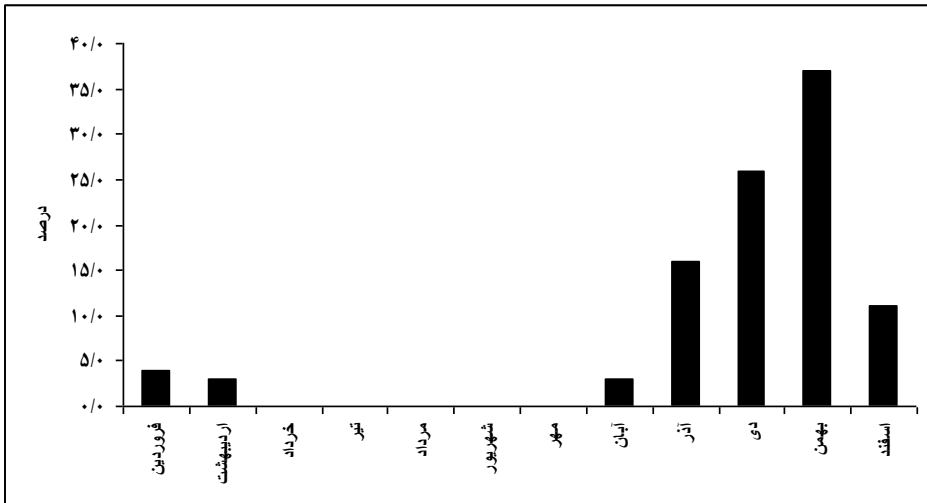


جدول ۱) ویژگی الگوهای اصلی ضخامت هوا و نقش آن‌ها در بارش کشور

الگوهای ضخامت	میانگین بارش ایران (میلی متر)	انحراف از میانگین بارش	مساحت زیر پهنه بارش ایران (درصد)	میانگین حجم آب بارش الگو (میلیون متر مکعب)
الگوی ۱	۷/۵	۶/۱	۷۵/۵	۱۲/۳۲
الگوی ۲	۷/۵	۶/۳	۷۸/۰	۱۲/۳۹
الگوی ۳	۷/۲	۵/۷	۷۷/۵	۱۱/۸۸
الگوی ۴	۷/۸	۶/۸	۶۵/۲	۱۲/۹۳
الگوی ۵	۷/۴	۶/۱	۸۱/۵	۱۲/۱۲
الگوی ۶	۷/۱	۶/۲	۸۰/۶	۱۱/۷۱

جدول ۲) فراوانی روزهای بارش سنگین و فراگیر کشور در زمان رخداد الگوهای اصلی ضخامت هوا

الگوهای ضخامت هوا	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	جمع
الگوی ۱									۷	۱۷	۹	۷	۴۰
الگوی ۲									۴	۶	۱۴	۱	۲۴
الگوی ۳									۱	۱	۱۱		۱۳
الگوی ۴	۲							۳	۴		۲		۱۱
الگوی ۵									۱	۲	۱	۳	۷
الگوی ۶	۲	۳											۵
جمع	۴	۳						۳	۱۶	۲۶	۳۷	۱۱	۱۰۰



شکل ۷) درصد فراوانی بارش‌های سنگین و فراگیر ایران در طول سال

نتیجه‌گیری

نتایج تحلیل نشان داد که شش الگوی اصلی مسبب بارش‌های سنگین و فراگیر ایران هستند. با توجه به شکل الگوهای بدست آمده می‌توان گفت که اگرچه شش الگوی مختلف در رخداد بارش‌ها مشخص شده‌اند؛ اما به طور کلی در همه آن‌ها فرود دریای سیاه- منتهی‌الیه شرق مدیترانه، البته با کمی تغییر موقعیت دیده شده است. در تمام الگوها ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا و برخورد آن به هوای گرم کشیده شده از عرض‌های پایین‌تر به ویژه شمال غرب آفریقا و عربستان، بر روی ایران منطقه دگر فشار شدیدی را ایجاد نموده که در رخداد این گونه بارش‌ها نقش مهمی را ایفا کرده است. به طور کلی فرود عمیق روی دریای سیاه و منتهی‌الیه شرق دریای مدیترانه جهت رخداد بارش‌های سنگین و فراگیر ایران لازم به نظر می‌رسد. همچنین می‌توان گفت که پراکنش زمانی بارش‌های سنگین، جدا از این که عامل اصلی آن‌ها چه الگویی باشد؛ از آبان ماه شروع و تا اردیبهشت‌ماه ادامه می‌یابد. اما اوج و بیشینه رخداد این گونه بارش‌ها در فصل زمستان و به ویژه بهمن‌ماه اتفاق می‌افتد ضمن آن که دی و آذرماه نیز در رتبه‌های بعدی قرار دارند و در دیگر ماه‌های سال این گونه بارش‌ها رخ نمی‌دهند. در



نهایت مشخص شد که در هر بار حاکمیت الگوی شماره ۴ حدود ۱۳ میلیون متر مکعب و الگوی شماره ۶ حدود ۱۱/۷ میلیون متر مکعب آب وارد ایران کرده‌اند. نقش تغذیه آبی این الگوها زمانی قابل فهم است که مقدار آب آن‌ها را با میانگین آب حاصل از بارش ایران در طول یک سال که حدود ۴۰۰ میلیون متر مکعب است، مقایسه کنیم.

منابع و مآخذ

- ۱- اشجعی به اشکند، محمد (۱۳۷۹)؛ بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران، استاد راهنما: دکتر محمد خیراندیش، استاد مشاور: مهندس احمد نوحی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده منابع طبیعی، گروه هواشناسی.
- ۲- جانسون. ریچارد آ؛ ویچرن. دین دبلیو؛ ترجمه: حسینعلی نیرومند (۱۳۸۴)؛ تحلیل آماری چند متغیری کاربردی، مشهد. چاپ چهارم ۱۳۸۴، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۳- خوشحال دستجردی، جواد، (۱۳۷۶)، تحلیل و ارائه مدل سینوپتیکی کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه دکتری، استاد راهنما؛ دکتر هوشنگ قائمی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۴- سازمان هواشناسی کشور (اخذ داده‌های روزانه بارش ایستگاه‌های کشور).
- ۵- لشکری، حسن (۱۳۷۵)؛ الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۶- محمدی، بختیار (۱۳۸۸)؛ تحلیل هم‌دید بارش‌های فوق سنگین ایران، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۷- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۸۴)؛ شناسایی الگوهای گردشی پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون، جغرافیا و توسعه، شماره ۵، صص ۱۸۳-۱۶۱.

8- Alijani. B, O'Brien. J, Yarnal. B, (2007), Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran, Theor. Appl. Climatol. DOI 10.1007/s00704-007-0344-y

9- Feng. Song, Nadarajah. Saralees, Hu. Qi, (2007), Modeling Annual Extreme Precipitation in China Using the Generalized Extreme Value Distribution, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 85, NO.5, pp. 599-613.

10- Charabi, Yassine and Al-Hatrushi, Salim, (2010), Synoptic aspects of winter rainfall variability in Oman, Atmospheric Research, Volume 95, Issue 4, March 2010, Pages 470-486

11- Ole Einar Tveito, (2010), An assessment of circulation type classifications for precipitation distribution in Norway, Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C Volume 35, Issues 9-12, 2010, Pages 395-402

12- Hou, Tuanjie, Leia, Hengchi, and Hu, Zhaoxia, (2010), A comparative study of the microstructure and precipitation mechanisms for two stratiform clouds in China, Atmospheric Research, Volume 96, Issues 2-3, May 2010, Pages 447-460

13- Kahana. Ron, ziv. Baruch, Enzel. Yehouda, Dayan. Uri, (2002), synoptic Climatology of major floods in the Negev desert, Israel, Int. J. Climatol. 22: 867–882.

14- Kysely. Jan, (2008), Trends in heavy precipitation in the Czech Republic over 1961–2005, International Journal of Climatology, doi: 10.1002/joc.

15- Lana. A, Campins. J, Genovés. A, and Jans. A, (2007), Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, Advances in Geosciences, 12, 27-32.

16- Plaut. Guy, Schuepbach. Evi, Doctor. Marut (2001), Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971–1995, CLIMATE RESEARCH, Vol. 17: 285–302.

17- Rudari. Roberto, Entekhabi. Dara, Roth. Giorgio, (2004), Large-scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, Advances in Water Resources 28, 601–614.

18- Seibert. P, Frank. A, and Formayer. H, (2007), Synoptic and regional patterns of heavy Precipitation in Austria, Theoretical and Applied Climatology 97: 120–152

19- Sen Roy. Shc precipitation pattern
10.1002/joc.

20- www.cdc.noaa.gov.