

## بررسی الگوهای سینوپتیکی خشکسالی‌های فراگیر در استان چهارمحال و بختیاری

### چکیده

الگوهای گردش جوی، نقش اصلی را در رخداد پدیده‌های محیطی؛ به خصوص در مناطق معتدل دارند و رخداد دوره‌های خشک و مرطوب در ارتباط با تکرار سیستم‌های سینوپتیکی و تیپ‌های هوا است. در این تحقیق ابتدا با استفاده از شاخص بارش استاندارد شده SPI خشکسالی‌های وسیع و فراگیر استان شناسایی شد. سپس با استفاده از روش‌های (PCA)<sup>۱</sup> و خوشه بندی<sup>۲</sup> (CA) الگوهای گردش روزانه در مقیاس همدیدی مشخص گردید. به منظور طبقه‌بندی تیپ‌های هوا، میانگین روزانه مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا<sup>۳</sup> (SLP) طی دوره آماری ۲۰۰۶-۱۹۵۰ در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی شده<sup>۴</sup> NCEP استخراج شد. در این تحقیق از آرایه S و چرخش واریماکس برای شناسایی تیپ‌های هوا و برای طبقه‌بندی تیپ‌های هوای روزانه، از روش خوشه بندی K-Means استفاده گردید. همه روزها به هیجده گروه تقسیم بندی شدند که ارائه دهنده متناوب ترین الگوهای گردش جوی در ناحیه مورد مطالعه هستند. و نقشه‌های ترکیبی فشار سطح دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک

- 
- 1 - Principal Component Analysis
  - 2 - Cluster Analysis
  - 3 - Sea Level Pressure
  - 4 - National Centers environmental Prediction

از تیپ‌های هوا ترسیم گردید. در نهایت، مقایسه دوره‌های خشک و مرطوب با فراوانی رخداد الگوهای گردش جوی، تیپ‌های هوای باران زا و خشکی زا شناسایی شد.

**واژه‌های کلیدی:** الگوهای گردش جوی، تیپ‌های هوا، PCA، خوشه بندی، خشکسالی،

## ۱- مقدمه

دوره‌های خشک و تر و پدیده‌هایی نظیر خشکسالی بر اثر تغییر در فراوانی و تاثیر گذاری، الگوهای گردش جوی در یک منطقه ایجاد می‌کند (رضی، ۱۳۸۶). بررسی متغیرهای اقلیم شناسی مانند بارش و دما در یک مکان و زمان معین نشان می‌دهد که این متغیرها به شدت تحت تأثیر الگوهای گردش جوی هستند. از این رو، متغیرهای هواشناسی مانند بارش و دما و پدیده‌های وابسته به آنها مانند سیل، خشکسالی، یخبندان‌ها و ... به انواع ویژه‌ای از الگوهای گردش جوی مربوط می‌شوند. بدون شناسایی فراوانی زمانی تیپ‌های هوا، تبیین و چاره جویی مسائل محیطی امری دشوار است؛ زیرا هر تیپ هوایی شرایط محیطی خاص خود را ایجاد می‌کند. با شناسایی الگوهای گردش جو می‌توان تغییرات، فراوانی، شدت و توزیع مکانی متغیرهای اقلیمی، مانند بارش را بررسی و دلایل فیزیکی آن را بیان نمود (ویسنه-سرانو). به همین علت، کوشش‌های بسیاری برای توسعه روش‌های گروه بندی الگوهای گردش جو و بررسی نقش و تاثیر آنها بر متغیر بارش انجام شده است (رومرو و همکاران؛ ۱۹۹۹ ساتتوس و همکاران، ۲۰۰۵).

از دهه‌های ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ علاقه به تحلیل مسائل محیطی مختلف از دیدگاه اقلیم شناسی همدید، بویژه در ارتباط با مقادیر حدی باعث افزایش توجه به روابط بین گردش جو و متغیرهای اقلیمی در مقیاس روزانه شد. ریچمن (۱۹۸۱) از نخستین کسانی بود که با استفاده از PCA و CA به طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی و بررسی ارتباط آنها با متغیرهای اقلیمی در مقیاس روزانه پرداخت. بوگاردی و همکاران (۱۹۹۴) با استفاده از

روش خوشه بندی چند هسته‌ای، داده‌های سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای منطقه نبراسکای شرقی خوشه بندی و ارتباط الگوهای به دست آمده را با بارش منطقه بررسی نمودند. نتیجه بسیاری از پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که الگوهای گردش جوی نقش بسیار مهمی در وقوع، مقدار و توزیع مکانی بارندگی؛ به ویژه در مناطق معتدل دارند. بررسی‌ها همچنین نشان می‌دهد که تغییرات دما و بارندگی به تیپ‌های ویژه‌ای از الگوهای گردش جوی مرتبط می‌باشند (باردوسی و کاسپاری، ۱۹۹۰؛ بوگاردی و همکاران، ۱۹۹۴؛ ۲۵۴). بوگاردی و همکاران (۱۹۹۲) ارتباط میان وقوع بارش در ایستگاه‌های مورد مطالعه خود را با الگوهای گردش جوی به وسیله مدل‌های شرطی بررسی کردند. چن و هلیستورم (۱۹۹۹) نشان دادند که هر تیپ ویژه هوا، ویژگی‌های دمایی خاصی را در جنوب سوئد پدید می‌آورد. کرته-ریل و همکاران (۱۹۹۸) و تریگو و داکامارا (۲۰۰۰) کاهش فراوانی تیپ‌های هوای بارانزا و افزایش فراوانی تیپ‌های هوای خشکی را عامل اصلی کاهش بارش در پرتغال در نیمه دوم قرن بیستم می‌دانند. داکستاین و همکاران (۱۹۹۳) نیز الگوهای گردش جوی مولد سیلاب را برای ایالت آریزونا، آمریکا شناسایی کردند. رومر و همکاران (۱۹۹۹) با استفاده از روش PCA و خوشه بندی نوزده الگوی گردش جوی وابسته به روزهای بارشی منطقه مدیترانه‌ای اسپانیا را برای دو سطح ۹۲۵ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تهیه و ارتباط آنها را با الگوهای مکانی بارش منطقه بررسی نمودند. استبان و همکاران (۲۰۰۵) نیز با استفاده از روش PCA و خوشه بندی چند هسته‌ای الگوهای گردش جوی سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای اروپای جنوب غربی تعیین و ارتباط آنها را با بارش‌های سنگین برف در کشور آندورا بررسی نمودند.

فتاحی و حجازی زاده (۱۳۸۶) نیز با استفاده از روش PCA و خوشه بندی چند هسته‌ای، هشت تیپ هوای اصلی را برای فصل زمستان ایران شناسایی و به کمک روش تحلیل همبستگی ارتباط آنها را با بارش ایران تعیین نمودند. فتاحی (۱۳۸۶) همچنین

ارتباط این تیپ‌های هوا را با فازهای مثبت و منفی ENSO بررسی و تحلیل نموده. رضیعی (۱۳۸۶) با استفاده از روش PCA و خوشه بندی چند هسته‌ای، الگوهای گردش جو زمستانه ایران را برای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شناسایی کرد. او هجده الگوی گردش برای این فصل شناسایی کرد و ارتباط آنها را با دوره‌های خشک و تر در غرب ایران بررسی و الگوهای خشکی زا و بارش زای این فصل را شناسایی نمود.

### ۳- داده‌ها و روش پژوهش

#### ۳-۱- داده‌ها

در این پژوهش از داده‌های میانگین<sup>۱</sup> روزانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا طی دوره آماری ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۶ در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی شده استفاده شده است. محدوده انتخاب شده همه سامانه‌های مؤثر بر روی ایران را در طول سال پوشش می‌دهد. این محدوده شامل ۴۰۸ یاخته از عرض ۲۰ تا ۶۰ درجه شمالی و ۲۰ تا ۸۰ درجه شرقی را در بر دارد. در جدول (۱) ویژگی داده‌های مورد استفاده و جدول ۲ ویژگی ایستگاه‌های مورد مطالعه درج شده است.

جدول (۱) ویژگی متغیرهای استفاده شده در تحقیق حاضر

| ردیف | نام متغیر                  | مقیاس زمانی    | دقت مکانی (درجه)  | دوره آماری | مرجع |
|------|----------------------------|----------------|-------------------|------------|------|
| ۱    | ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال | میانگین روزانه | ۲/۵ × ۲/۵         | ۱۹۵۰-۲۰۰۶  | NCEP |
| ۲    | فشار سطح دریا (SLP)        | میانگین روزانه | ۲/۵ × ۲/۵         | ۱۹۵۰-۲۰۰۶  | NCEP |
| ۳    | مجموع بارش ماهانه          | ماهانه         | ایستگاه‌های منتخب | ۱۹۸۵-۲۰۰۶  | NCEP |

جدول (۲) ویژگی ایستگاه‌های مورد مطالعه

| ارتفاع | عرض                | طول                | ویژگی<br>نام ایستگاه |
|--------|--------------------|--------------------|----------------------|
| ۲۰۴۵   | ۳۲ ۱۷ <sup>-</sup> | ۵۰ ۵۱ <sup>-</sup> | شهرکرد               |
| ۲۱۳۴   | ۳۱ ۵۲ <sup>-</sup> | ۵۰ ۱۱ <sup>-</sup> | بروجن                |
| ۱۳۷۰   | ۳۱ ۳۷ <sup>-</sup> | ۵۰ ۴۷ <sup>-</sup> | لردگان               |
| ۲۰۸۵   | ۳۲ ۱۷ <sup>-</sup> | ۵۰ ۵۶ <sup>-</sup> | سامان                |
| ۱۸۵۰   | ۳۲ ۲۷ <sup>-</sup> | ۵۰ ۳۹ <sup>-</sup> | اردل                 |
| ۲۲۵۰   | ۳۲ ۱۵ <sup>-</sup> | ۵۰ ۳۵ <sup>-</sup> | فارسان               |
| ۱۸۳۱   | ۳۰ ۵۰ <sup>-</sup> | ۵۱ ۴۱ <sup>-</sup> | یاسوج                |
| ۱۱۲۵   | ۳۳ ۲۹ <sup>-</sup> | ۴۸ ۲۲ <sup>-</sup> | خرم آباد             |
| ۱۵۵۰   | ۳۲ ۳۷ <sup>-</sup> | ۵۱ ۴۰ <sup>-</sup> | اصفهان               |
| ۱۴۳    | ۳۲ ۲۴ <sup>-</sup> | ۴۸ ۲۳ <sup>-</sup> | دزفول                |

### ۲-۳- روش پژوهش

#### ۲-۳-۱- پایش خشکسالی و تعیین دوره‌های خشک و مرطوب فراگیر در استان

- مواد و روش کار:

#### ۲-۳-۱-۴- داده‌ها

در تحقیق حاضر از داده‌های مجموع بارندگی ماهانه ایستگاه‌های منتخب، واقع در محدوده مورد مطالعه و مجاور آن طی دوره آماری ۲۰۰۶-۱۹۸۵ استفاده گردید. خصوصیات ایستگاه‌ها در جدول (۲) گنجانده شده است. به منظور تصحیح آماری داده‌های بارندگی ماهانه، آزمون تصادفی بودن یا همگنی داده‌ها انجام گردید، که کلیه ایستگاه‌ها در سطح معنی داری ۱۰٪ همگن تشخیص داده شد.

#### ۴-۲- تشکیل سری زمانی و برازش بهترین توزیع:

پس از اطمینان از همگن بودن داده‌های ماهانه؛ سری‌های زمانی در مقیاس‌های زمانی ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه تشکیل شد. هر یک از سری‌های زمانی با توزیع‌های مختلف برازش داده شد و در نهایت، بهترین روش توزیع گاما و پیرسون تیپ سه شناخته شد. توزیع آماری گاما برازش خوبی با سری زمانی اقلیمی بارندگی دارد. تابع توزیع گاما به صورت تابع چگالی احتمال یا فراوانی به صورت زیر تعریف شده است (مکی<sup>۵</sup>، ۱۹۹۳، ۸۵).

(۱)

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad \text{برای } x > 0$$

در اینجا  $\alpha > 0$  پارامتر شکل،  $\beta > 0$  پارامتر مقیاس،  $x > 0$  مقدار بارندگی و  $\Gamma(\alpha)$  تابع گاما است.

محاسبه شاخص بارش استاندارد شده در رابطه با برازش تابع چگالی احتمال گاما بر توزیع فراوانی بارندگی برای یک ایستگاه معین می‌باشد. پارامترهای  $\alpha$  و  $\beta$  تابع چگالی گاما برای هر ایستگاه و برای هر مقیاس زمانی و هر ماه از سال برآورد می‌شوند. با استفاده از روش حداکثر درست نمایی می‌توان مقادیر بهینه  $\alpha$  و  $\beta$  را براساس معادلات زیر برآورد کرد (مکی، ۱۹۹۳، ۸۶).

(۲)

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left[ 1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right] \quad \text{و} \quad \hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}}$$

(۳)

<sup>5</sup> - Mckee

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad \text{A: در اینجا}$$

n: تعداد مشاهدات بارندگی،  $\bar{x}$ : میانگین بارندگی جمعی برای یک ماه مشخص در طی دوره آماری

نتایج پارامترهای محاسبه شده در مرحله بعد برای پیدا کردن، احتمال جمعی بارندگی برای ماه و مقیاس زمانی مشخص و برای هریک از ایستگاه‌ها استفاده می‌شود. احتمال جمعی، با فرض  $t = \chi / \tilde{\beta}$  به تابع گامای ناقص تبدیل می‌شود.

(۴)

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\hat{\alpha})} \int_0^x t^{\hat{\alpha}-1} e^{-t} dt$$

زمانی که تابع گاما برای  $x=0$  تعریف نشده باشد و توزیع بارندگی دارای مقادیر صفر باشد؛ در این حالت احتمال جمعی به صورت زیر محاسبه می‌شود:

(۵)

$$H(x) = q + (1-q)G(x)$$

در اینجا q احتمال بارندگی صفر است و H(x) مقادیر انتقال داده شده به نمره Z با استفاده از تقریب آبراموتیز و استوگان است. این تقریب احتمالات جمعی را به متغیر تصادفی نرمال استاندارد SPI تبدیل می‌نماید (مکی، ۱۹۹۳، ۸۶).

(۶)

$$Z = SPI = - \left[ t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad 0 < H(x) \leq 0.5$$

$$Z = SPI = + \left[ t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad 0.5 < H(x) < 1$$

در اینجا

(۷)

$$t = \sqrt{\ln \left[ \frac{1}{(H(x))^2} \right]} \quad 0 < H(x) \leq 0.5$$

$$t = \sqrt{\ln \left[ \frac{1}{(1-H(x))^2} \right]} \quad 0.5 < H(x) < 1.0$$

و ضرایب مربوط برابر با

$$c_0 = 2.515517 \quad d_1 = 1.432788$$

$$c_1 = 0.8028530 \quad d_2 = 0.189269$$

$$c_2 = 0.010328 \quad d_3 = 0.001308$$

بدین ترتیب SPI نمره Z را نشان می‌دهد و آن نرمالیزه شده است و مقدار انحرافات بالاتر و یا پایین تر از میانگین را نشان می‌دهد.

### ۳-۲-۲- طبقه‌بندی تیپ‌های هوای بارش زا و خشکی زا

برای طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی اغلب ماتریس آرایه S استفاده می‌شود. در ماتریس آرایه S ردیف‌ها بیانگر روزها و ستون‌ها بیانگر نقاط شبکه هستند. در این مطالعه نیز داده‌ها بر اساس ماتریس آرایه S تنظیم شدند. از آنجا که حجم بسیار زیادی داده می‌باید تحلیل و طبقه‌بندی می‌شد، بنابراین، بهترین گزینه استفاده از روش PCA است. PCA یک روش آماری چند متغیره است که بین تعداد زیادی از متغیرها که به ظاهر بی ارتباط هستند، رابطه خاصی را به صورت یک مدل برقرار می‌سازد. روش PCA، متغیرهای جدیدی را ایجاد می‌کند، که شامل مجموعه‌های خطی متعامد بر هم از متغیرهای اصلی هستند و هر کدام بخش کوچکی از واریانس کلی داده‌ها را توضیح می‌دهند. در این پژوهش با انجام روش PCA بر روی داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تعداد نه مولفه اول بر اساس آزمون غربالی انتخاب شد. مؤلفه‌های انتخاب شده مجموعاً ۹۴ درصد کل واریانس داده‌ها را توضیح می‌دهند.



به منظور انتخاب تعداد گروه‌های (خوشه‌ها) مورد نیاز برای طبقه‌بندی و انتخاب هسته‌های آنها، راه حل‌های مختلفی وجود دارد. در این تحقیق، برای انتخاب تعداد خوشه‌ها از روش پیشنهادی استبان و همکاران (۲۰۰۶) استفاده شد. آنها برای شناسایی گروه‌ها و هسته‌های اولیه خوشه‌ها از روش نمره‌های استاندارد حدی استفاده کردند؛ به این ترتیب که از نمرات استاندارد بیش از ۲+ برای فاز مثبت و نمرات استاندارد کمتر از ۲- را برای فاز منفی به منظور استفاده در خوشه‌بندی چند هسته‌ای استفاده نمودند. در این تحقیق نیز با بهره‌گیری از روش پیشنهادی فوق تعداد نه مؤلفه به دست آمده از روش PCA که هر کدام از آنها دارای دو فاز مثبت و منفی هستند، به هجده گروه تقسیم‌بندی شدند.

#### ۴- نتایج

براساس نتایج به دست آمده از روش تحلیل عاملی (جدول شماره ۳) ۹ جزء اصلی انتخاب شد که مجموعاً ۹۴ درصد کل واریانس داده‌ها را شامل می‌شود. براساس روش فوق همه روزها طی دوره آماری ۲۰۰۶-۱۹۵۰ به هیجده گروه تقسیم‌بندی شدند، که ارائه دهنده متناوب ترین الگوهای گردش جوی در ناحیه مورد مطالعه هستند و در نهایت، نقشه‌های ترکیبی فشار سطح دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک از تیپ‌های هوا ترسیم گردید. همچنین، توزیع سالانه و تغییرات بلندمدت برای هر یک از الگوهای گردش جوی طی دوره زمانی ۲۰۰۶-۱۹۶۰ محاسبه شد. خوشه‌ها براساس ترتیب خروجی K-Means شماره گذاری شد. مقیاس زمانی برای خوشه بندی روزانه در نظر گرفته شد و همه روزها براساس الگوهای فشار و نحوه آرایش خطوط جریان نامگذاری شدند و این الگوها به شرح زیر هستند.

جدول (۳) - مولفه‌های حاصل از روش PCA بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰

هکتوپاسکال

| شماره مولفه | درصد واریانس تبیین شده | درصد تجمعی واریانس تبیین شده |
|-------------|------------------------|------------------------------|
| ۱           | ۶۴.۱                   | ۶۴.۱                         |
| ۲           | ۸.۴                    | ۷۲.۵                         |
| ۳           | ۶.۲                    | ۷۸.۷                         |
| ۴           | ۴.۱                    | ۸۲.۸                         |
| ۵           | ۳.۱                    | ۸۵.۹                         |
| ۶           | ۲.۶                    | ۸۸.۵                         |
| ۷           | ۲.۳                    | ۹۰.۸                         |
| ۸           | ۱.۹                    | ۹۲.۷                         |
| ۹           | ۱.۳                    | ۹۴                           |

- الگوی گردش CP1

در نقشه ترکیبی فشار سطح دریا الگوی گردش CP1 در حالت A مرکز پرفشاری با ۱۰۲۴ هکتوپاسکال بر روی سیبری استقرار دارد. زبانه این پرفشار تا شمال غرب اروپا و در جهت شرق-غرب امتداد دارد. همچنین، زبانه کم فشاری از روی عربستان و شمال آفریقا به سمت عرض‌های میانی و تا شرق دریای مدیترانه امتداد یافته است. با توجه به شکل (۱) حالت B بیانگر وجود تراف عمیق با محور شمال شرق - جنوب غرب بر روی دریای سیاه و شرق دریای مدیترانه است. این تراف عمیق باعث انتقال جریان‌ها با جهت جنوب غربی شده و رطوبت دریای مدیترانه و دریای سرخ و خلیج فارس را به سمت جنوب غرب ایران و منطقه مورد مطالعه انتقال می‌دهند. از آنجایی که شرق تراف غالباً تاوایی نسبی مثبت وجود دارد، در شرایطی که رطوبت کافی در منطقه وجود داشته باشد، احتمال وقوع بارش در این الگوی گردش بسیار بالا بوده و حوضه‌های جنوب غربی

ایران و استان چهارمحال و بختیاری نیز تحت تاثیر فرارفت هوای گرم و مرطوب این توده هوا، بارش‌های قابل توجهی را دریافت می‌کنند؛ به طوری که درصد فراوانی رخداد این الگو طی دوره‌های مرطوب برابر با ۱۵.۵ درصد و فعالیت و گسترش این تیپ هوا در دوره‌های خشک منطقه مورد مطالعه برابر با ۴.۶ درصد است. این الگو از ماه نوامبر تا می‌جریان دارد و در فصل تابستان اثری از آن دیده نمی‌شود.

#### - الگوی گردش CP4

در نقشه ترکیبی فشار تراز دریا مربوط به الگوی گردش CP4 پرفشاری با مرکز ۱۰۲۶ هکتوپاسکال بر روی منطقه سیبری بسته شده است. زبانه‌های ۱۰۲۰ هکتوپاسکال این پرفشار پس از عبور از شمال شرق ایران و سواحل دریای خزر به سمت شمال غرب ایران، شمال عراق و تا شرق دریای مدیترانه امتداد یافته است. در این الگو مرکز پرفشار دیگری با مرکزیت ۱۰۲۴ هکتوپاسکال بر روی شمال غرب ایران، آذربایجان و دریای سیاه تشکیل شده است؛ به طوری که در نواحی شمال غربی ایران جریان‌های شمالی و شمال شرق است. در این الگو، همچنین مرکز کم فشاری با ۱۰۱۴ هکتوپاسکال بر روی شبه جزیره عربستان تشکیل شده است؛ به طوری که زبانه‌های ۱۰۱۶ هکتوپاسکال آن از روی خلیج فارس و دریای عمان وارد جنوب و جنوب شرق ایران شده است و حد فاصل بین خطوط ۱۰۱۶ و ۱۰۱۸ هکتوپاسکال جریان‌های گرم و مرطوب دریای عمان و خلیج فارس را به سوی ایران و منطقه مورد مطالعه منتقل می‌سازد، بنابراین، با توجه به آرایش این الگو، جزو الگوهای بارش زای ملایم به شمار می‌آید.

در این تیپ هوا محور تراف بر روی عراق قرار گرفته است؛ به طوری که همراهی این تراف با کم فشار سطح زمین باعث ایجاد ناپایداری و انتقال جریان‌های گرم و مرطوب دریای عمان و خلیج فارس به سوی مرکز ایران و منطقه مورد مطالعه می‌شود. بنابراین، با توجه به آرایش این الگو در تراز سطح زمین و همراهی تراف سطح ۵۰۰

هکتوپاسکال، این الگو جزو الگوهای بارش-زای ملایم است، بطوری که فعالیت و گسترش این تیپ هوا شرایط بارش ملایم را در منطقه مورد مطالعه باعث می‌شود.

### - الگوی گردشی CP5

در نقشه ترکیبی فشار تراز دریا CP5 دو سامانه پرفشار و دو سامانه کم فشار نشان داده شده است. زبانه‌های پرفشار مستقر بر روی اسکاندیناوی به سمت شرق گسترش یافته است و با زبانه‌های پرفشار مستقر در شمال شرق افغانستان، یک محور فشار زیاد ایجاد شده است؛ به طوری که گرادیان فشار در این مناطق بسیار کاهش یافته است. در این الگو دو سامانه کم فشار، در عرض‌های بالا (اروپای شمالی) و دیگری در عرض‌های پایین تر بر روی پاکستان واقع شده است. سامانه کم فشار مستقر بر روی اروپای شمالی با کم ارتفاع تراز میانی جو همراه می‌شود و یک سامانه دینامیکی است، در حالی که کم فشار مستقر بر روی پاکستان با پر ارتفاع تراز میانی همراه است بنابراین، این کم فشار ماهیت حرارتی دارد. با توجه به آرایش الگوی فوق این الگو جزو الگوهای بارش زاست و فعالیت این الگو شرایط ترسال را در منطقه مورد مطالعه باعث می‌شود.

### - الگوی گردشی CP6

در نقشه سطح زمین وجود مراکز پرفشار و گسترش زبانه‌ها آن به همراه وجود پر ارتفاع عمیق تراز میانی جو که ماهیت دینامیکی دارد، باعث ایجاد جوی پایدار بر روی ایران و منطقه مورد مطالعه شده است. بنابراین، با توجه به استقرار سامانه‌های مذکور، فعالیت این تیپ هوا شرایط پایدار و در نهایت، خشکسالی در ایستگاه‌های مورد مطالعه را سبب شده است.

### - الگوی گردشی CP<sub>8</sub>

گرادیان فشاری و کنتوری در این الگو شدید بوده؛ به طوری که سامانه پرفشار بخش وسیعی از ایران و منطقه مورد مطالعه را در بر گرفته است. همچنین، وجود دو سامانه کم فشار دینامیکی در جنوب غرب و جنوب شرق ایران فعال هستند. در تراز میانی جو کم ارتفاعی در شرق مدیترانه مستقر است، و جریان‌های آن تا غرب دریای سرخ و بر روی آفریقا امتداد یافته است؛ به طوری که همراهی خوبی با کم فشار واقع در شمال شرق آفریقا دارد. از آنجایی که بخش شرق تراف بر روی دریای سرخ قرار دارد، وجود تلاوی نسبتی مثبت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و منبع رطوبتی دریای سرخ شرایط مطلوبی را برای ایجاد بارش این الگو فراهم می‌سازد. بنابراین، فعالیت این الگو شرایط ترسالی را برای منطقه مورد مطالعه باعث می‌شود.

### - الگوی گردشی CP<sub>9</sub>

با توجه به شکل (۱) نقشه ترکیبی فشار سطح دریا (حالت A) پرفشاری با مرکز ۱۰۲۸ هکتوپاسکال بر روی سبیری واقع شده است، که زبانه آن تا دریای سیاه امتداد دارد. در تراز میانی وجود دو ناوه ضعیف در شرق دریای مدیترانه و دیگری در شرق پاکستان و افغانستان دیده می‌شود و در این آرایش منطقه مورد مطالعه و بخش عظیمی از ایران تحت تاثیر پشته این الگو قرار دارد و استقرار چنین وضعیتی، شرایط خشک و خشکسالی را برای منطقه مورد مطالعه باعث می‌شود.

### - الگوی گردشی CP<sub>13</sub>

در این الگو مرکز پرفشار واقع بر روی سبیری نسبت به الگوهای CP<sub>9</sub> و CP<sub>1</sub> به سمت غرب جا به جا شده و مقدار مرکزی آن ۱۰۲۸ هکتوپاسکال است؛ به طوری که زبانه‌های این پرفشار تا شمال غرب اروپا امتداد یافته است. در تراز میانی این الگو ترافی

از روی شمال اروپا به سمت جنوب و تا شمال دریای مدیترانه مشاهده می‌شود، که با توجه به این الگو شرایط ناپایداری در غرب و جنوب غرب ایران و منطقه مورد مطالعه به وجود می‌آید و فعالیت این الگو باعث ایجاد و بارش‌های قابل ملاحظه‌ای در این منطقه می‌شود.

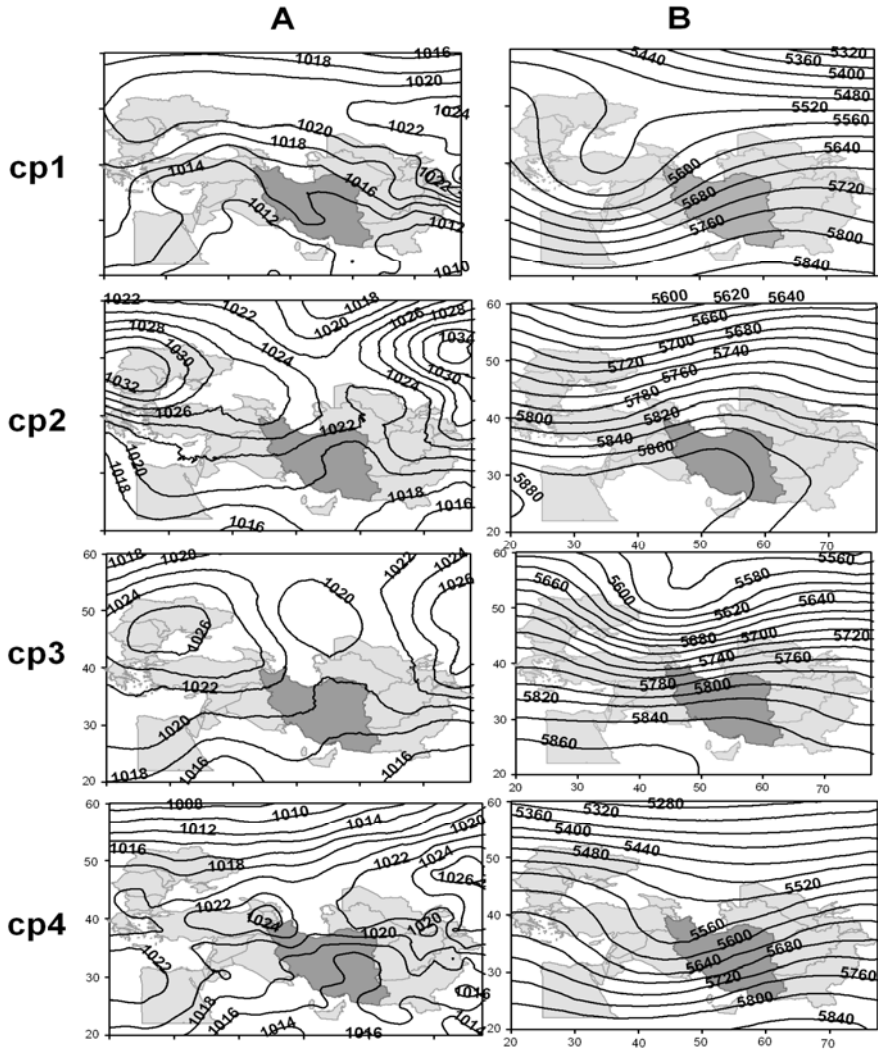
### - الگوی گردشی CP16

در این الگو نیز پرفشار سیبری با مرکز ۱۰۲۸ هکتوپاسکال با امتداد شرق- غرب دیده می‌شود. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بین ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی جریان‌ها تقریباً مداری است؛ هر چند از شمال اروپا تا عرض‌های جنوبی در راستای شمال به جنوب انحنای و اچرخندی ضعیفی مشاهده می‌شود. این الگوی گردشی تغییرپذیری معنی داری نداشته است و از نظر توزیع سالانه بیشترین فراوانی جریان این الگو مربوط به ماه‌های زمستان دسامبر، ژانویه و فوریه است و در ماه‌های گرم سال این تیپ هوا جریان ندارد.

### - الگوی گردشی CP18

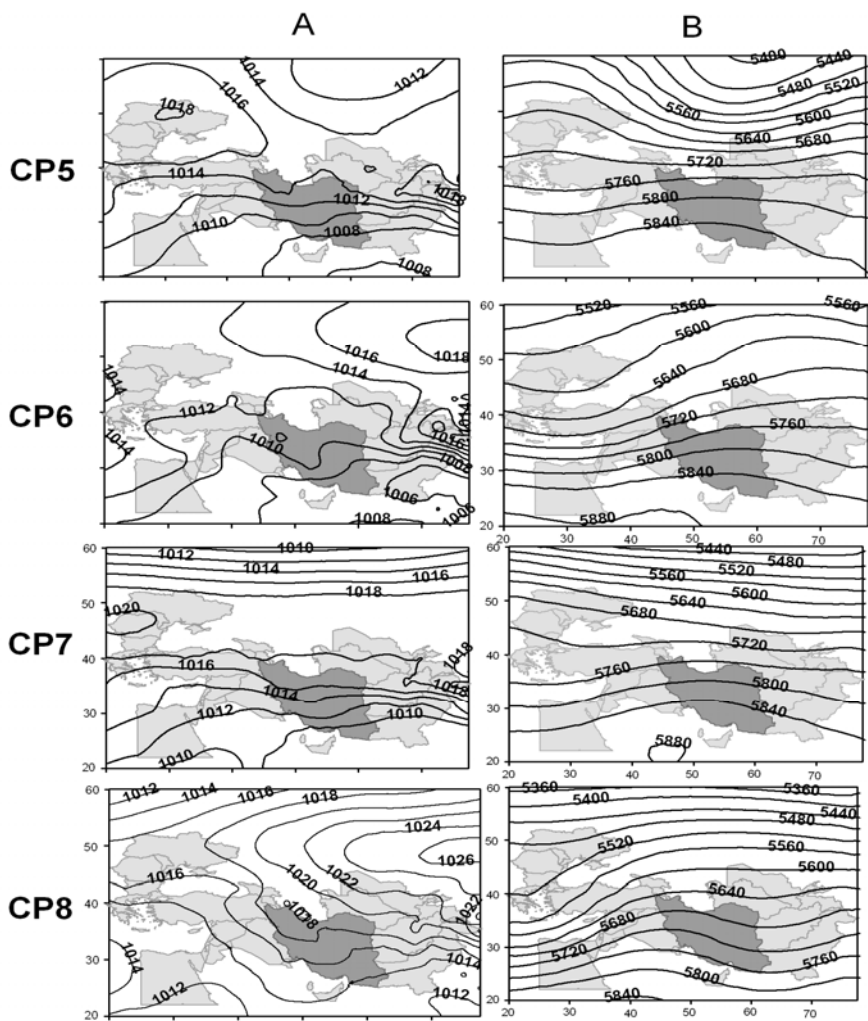
الگوی پرفشار با مرکز ۱۰۲۲ هکتوپاسکال را بر روی سیبری نشان می‌دهد که تا عرض‌های ۳۰ درجه گسترش دارد و امتداد شرق- غرب این پرفشار تا شمال دریای خزر گسترش یافته است. بر روی شمال اروپا و عرض‌های بالاتر مرکز کم فشار ۱۰۱۲ هکتوپاسکال مستقر است. منحنی هم مقدار ۱۰۱۸ نیز از روی اقیانوس اطلس به سمت اروپا امتداد دارد. در عرض‌های بین ۲۰ تا ۳۰ درجه خطوط همفشار با جهت شمال شرق- جنوب غرب قرار دارند که تراف بسیار ضعیفی را بر روی آفریقا و دریای سرخ و تراف دیگری بر روی نواحی مرکزی ایران نشان می‌دهد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کم ارتفاعی بر روی اروپا دیده می‌شود که تراف آن تا عرض‌های جنوبی (بر روی آفریقا)

در راستای شمال- جنوب امتداد یافته است. از نظر تغییرپذیری بلندمدت این الگو روند معنی داری ندارد و بیشترین فعالیت این تیپ هوا مربوط به ماه‌های اکتبر تا مارس است.



شکل (۱): الگوهای گردش جوی بر روی ایران طی دوره آماری (۱۹۵۰-۲۰۰۶) الگوهای گردش ۱ تا ۴؛

A: الگوی میانگین فشار سطح دریا B: الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال

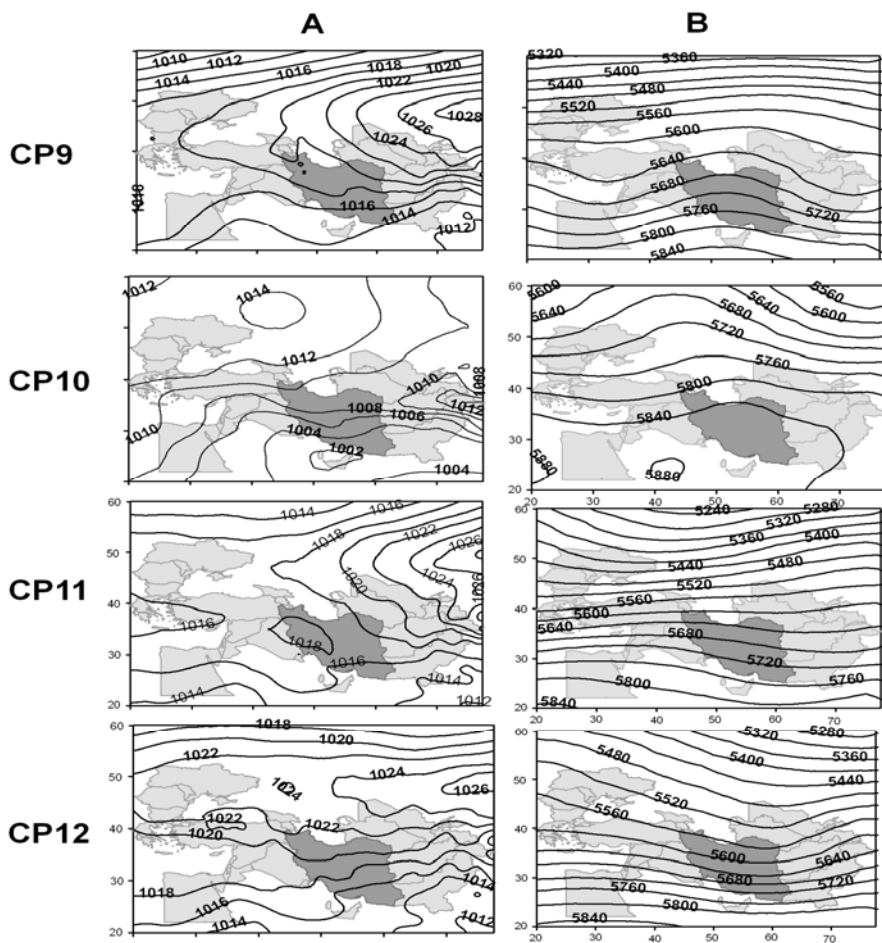


ادامه شکل (۱): الگوهای گردش جوی بر روی ایران طی دوره آماری (۱۹۵۰-۲۰۰۶) الگوهای

گردشی ۵ تا ۸؛

A: الگوی میانگین فشار سطح دریا B: الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال

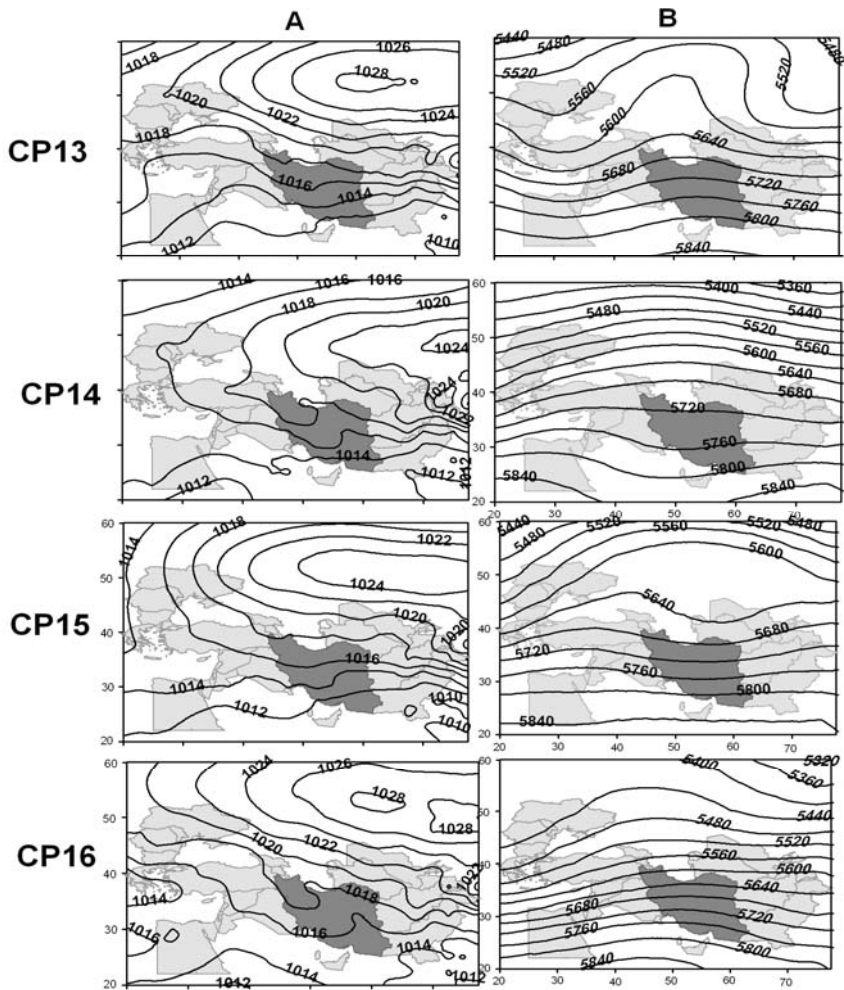




ادامه شکل (۱): الگوهای گردش جوی بر روی ایران طی دوره آماری (۱۹۵۰-۲۰۰۶) الگوهای

گردشی ۹ تا ۱۲؛

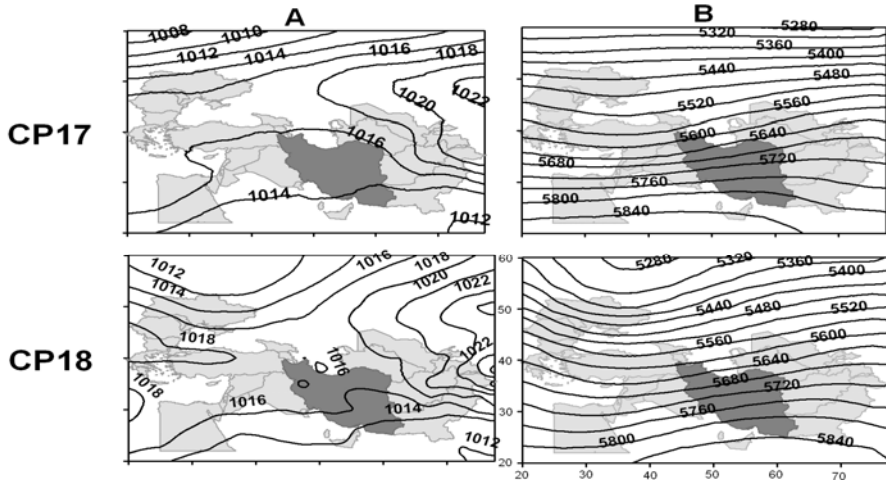
A: الگوی میانگین فشار سطح دریا B: الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



ادامه شکل (۱): الگوهای گردش جوی بر روی ایران طی دوره آماری (۱۹۵۰-۲۰۰۶) الگوهای

گردشی ۱۳ تا ۱۶؛

A: الگوی میانگین فشار سطح دریا B: الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال



ادامه شکل (۱): الگوهای گردش جوی بر روی ایران طی دوره آماری (۱۹۵۰-۲۰۰۶) الگوهای گردش ۱۷ تا ۱۸؛

A: الگوی میانگین فشار سطح دریا B: الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال

جدول (۳) طبقه‌بندی تیپ‌های هوای بارانزا و خشکی زا بر روی استان چهارمحال و بختیاری

| تیپ‌های هوا | درصد فراوانی در دوره‌های خشک | درصد فراوانی در دوره‌های مرطوب | ویژگی تیپ هوا          |
|-------------|------------------------------|--------------------------------|------------------------|
| CP1         | ۴/۶                          | ۱۵/۵                           | تیپ هوا بارانزا        |
| CP2         | ۴/۲                          | ۱/۷                            | -                      |
| CP3         | ۳/۴                          | ۱/۸                            | -                      |
| CP4         | ۴/۲                          | ۸/۳                            | تیپ هوای بارانزای خفیف |
| CP5         | ۱۱/۶                         | ۴/۳                            | تیپ هوای خشکی زا       |
| CP6         | ۱۰/۱                         | ۱/۶                            | تیپ هوای خشکی زا       |
| CP7         | ۵/۳                          | ۳/۵                            | -                      |
| CP8         | ۶/۱                          | ۸/۱                            | تیپ هوای بارانزای خفیف |
| CP9         | ۹/۴                          | ۴/۱                            | تیپ هوای خشکی زا       |

| ادامه جدول (۳) طبقه‌بندی تیپ‌های هوای بارانزا و خشکی زا بر روی استان چهارمحال و بختیاری |                              |                                |                  |
|---|------------------------------|--------------------------------|------------------|
| تیپ‌های هوا   | درصد فراوانی در دوره‌های خشک | درصد فراوانی در دوره‌های مرطوب | ویژگی تیپ هوا    |
| CP10  | ۱/۴                          | ۵/۳                            | -                |
| CP11  | ۷/۷                          | ۳/۵                            | -                |
| CP12  | ۵/۵                          | ۲/۱                            | -                |
| CP13  | ۳/۷                          | ۱۲/۵                           | تیپ هوای بارانزا |
| CP14  | ۵/۱                          | ۲/۵                            | -                |
| CP15  | ۶/۶                          | ۵/۵                            | -                |
| CP16  | ۷                            | ۳/۵                            | تیپ هوای خشکی زا |
| CP17  | ۴/۵                          | ۲/۴                            | -                |
| CP18  | ۳/۸                          | ۱۳/۸                           | تیپ هوای بارانزا |
|   | %۱۰۰                         | %۱۰۰                           |                  |

##### ۵- نتیجه گیری:

الگوهای فشار و نحوه آرایش خطوط جریان نقشه‌های سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال معرف انتقال توده هوای ویژه‌ای به سوی منطقه مورد مطالعه است. برای مثال، بارش زمانی به وقوع می‌پیوندد که هوای مرطوب و عامل صعود فراهم باشد و این شرایط به وسیله الگوهای گردشی جوی فراهم می‌شود. در این مطالعه با استفاده از روش PCA و خوشه‌بندی هیجده الگوی گردش براساس داده‌های فشار سطح دریا (SLP) و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه مورد مطالعه شناسایی و فصلی بودن الگوی گردشی و روند تغییرات بلند مدت هر یک از الگوها نیز بررسی شد؛ به طوری که در هفت مورد از الگوهای گردشی روند معنی داری وجود دارد. نتایج مربوط به روند تغییرات بلند مدت الگوهای گردشی می‌تواند در روشن ساختن موضوع‌هایی، نظیر خصوصیات فضایی و یا

تغییرات اقلیمی در ارتباط با پدیده‌های روزانه کمک کند، به ویژه در مورد الگوهایی که طی دهه‌های اخیر روند معنی دار قابل توجهی داشته اند. نتایج این بررسی، حاکی از وجود اختلاف معنی دار در آرایش الگوها، فراوانی تیپ‌های هوا و مسیر حرکت آنها به سوی ایران و منطقه مورد مطالعه است. به عبارتی، علل تنوع رژیم‌های بارش و به تبع آن دوره‌های خشک و مرطوب در ارتباط با نوع الگوهای گردش و فراوانی آنها قابل بررسی است. بررسی ارتباط میان دوره‌های خشک و تر الگوهای گردش جوی بیانگر ارتباط معنی‌داری بین بارش و الگوهای گردش است؛ به طوری که افزایش فراوانی الگوهای cp18, cp13, cp1 شرایط ترسالی شدید و فراگیر را در منطقه مورد مطالعه باعث می‌شود و افزایش فراوانی تیپ‌های هوای cp16, cp9, cp6, cp5 دوره‌های خشک و خشکسالی‌های شدید و فراگیر را در منطقه به وجود می‌آورد. همچنین، روش ارایه شده با تاکید بر نقش مراکز فعالیت در آرایش خطوط جریان، به عنوان روشی دقیق برای استخراج الگوهای گردش جوی به عنوان معیاری برای بررسی ارتباط تغییرات ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تراز سطح دریا و تغییرات شرایط ترسالی و خشکسالی می‌تواند استفاده شود.

#### منابع

- ۱- رضیعی، ط. (۱۳۸۶). بررسی ارتباط الگوهای گردش جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دوره‌های خشک و تر در غرب ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران.
- ۲- فتاحی، ابراهیم. (۱۳۸۳). «تأثیر پدیده ENSO بر رفتار الگوهای گردش جوی ایران»، دومین همایش مقابله با سوانح طبیعی، دانشکده فنی دانشگاه تهران.
- ۳- فتاحی، ابراهیم، حجازی‌زاده، ز. (۱۳۸۶). «تحلیل الگوهای سینوپتیکی بارش‌های زمستانه ایران»، مجله جغرافیا، ش ۳.
- 4- Bardossy, A. et al. 1990, Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns" water Resources. Res earoh. Vol. PP. 28, 1247-1260.
- 5- Bogardi, I, et al ,1992, Estimating space-time hydrological quantities under climate change, fifth int. meeting on statistical climatology, 22-26 june 1992, Toronto.
- 6- Bogardi, I. Matyasovszky, I. Bardossy, A. and Duckstein, L., 1994, A hydroclimatological model of areal drought, Journal of Hydrol, 153, 245-264.
- 7- Chen, D, 2000, A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter

- temperature case study, *International Journal of Climatology*, 20, 1067- 1076.
- 8- Chen, D. and hellstrom, C., 1999, the influence of the North Atlantic oscillation on the regional temperature variability in Sweden, spatial and temporal variations *Tellus* 51 A (4), 505- 516.
  - 9- Corte-Real J, Qian B, Xu H. 1998. Regional climate change in Portugal: precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology* 18: 619–635.
  - 10- Duckstein, L., Bárdossy, A., Bogárdi. I., 1993, Linkage between the occurrence of daily atmospheric circulation patterns and floods: an Arizona case study, *Journal of Hydrology* 143, 413-428.
  - 11- Esteban P, Jones PD, Mart'in-Vide J, Mases M. 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology* 25: 319–329.
  - 12- Esteban P., Martin-Vide, J and Mases, M., 2006, Daily atmospheric circulation catalogue for Western Europe using multivariate techniques, *Int. J. Climatol.* 26: 1501–1515.
  - 13- Kidson, J, W, 2000, An analysis of New Zealand synoptic types and their use in defining weather regimes, *International Journal of Climatology*, 20, 299-316.
  - 14- Mckee, T. B, 1993, the relationship of drought frequency and duration to time scales, 8 conf, applied climatology.
  - 15- Mckendry I. G. 1994, synoptic climatology for environmental baseline analysis: new Orleans, *Journal applied meteorological* 16, 20-33.
  - 16- Richman M.B., 1981, obliquely rotated principal components: An improved meteorological map typing technique? *Journal of Appl. Meteo.* Vol. 20, 1145-1159.
  - 17- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., and Genoves, C., 1999, A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area, *Int. J. Climatol.* 19: 765–785.
  - 18- Santos, J.A., Corte-Real, J. and Leite, S.M., 2005, Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal, *Int. J. Climatol.* 25: 33–50.
  - 19- Trigo, R.M., and DaCamara, C.C, 2000, Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal, *Int. J. Climatol.* 20: 1559–1581.
  - 20- Vicente- Serrano S. M. 2004, "Drought patterns in the Mediterranean area the Valencia region (eastern Spain), *climate research*, 26, 5- 15.