

شناخت الگوهای همدید مؤثر بر دوره‌های ترسالی و خشکسالی در ایران مرکزی

مهران فاطمی*

دانشجوی دکترا جغرافیا طبیعی - آب و هواشناسی، دانشگاه یزد، ایران

کمال امیدوار

استاد گروه جغرافیا طبیعی - آب و هواشناسی، دانشگاه یزد، ایران

مهدی نارنگی فرد

دانشجوی دکترا جغرافیا طبیعی - آب و هواشناسی، دانشگاه یزد، ایران

خدا کرم حاتمی بهمن بیگلو

دانشجوی دکترا جغرافیا طبیعی - آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۸/۱۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۵/۰۹

چکیده

هدف اصلی این پژوهش شناخت الگوهای گردش جوی، مسبب ایجاد دوره‌های خشکسالی و مرطوب است. به این منظور دوره‌های خشکسالی و ترسالی طی دوره آماری ۳۰ ساله در سطح ایستگاه همدید ایران مرکزی مشخص شد. سپس با استفاده از تحلیل مؤلفه مینا به روش ماتریس همبستگی و دوران آن به روش واریمکس بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا به شناسایی عناصر اصلی تشکیل دهنده جریان‌های جوی پرداخته شد. در ادامه با کاربرد تحلیل خوشه‌ای به روش پیوند وارد بر روی نمره‌ها و مؤلفه‌ها الگوهای گردش موجود خشکسالی و ترسالی شناسایی گردید. بررسی مؤلفه اصلی دوره خشکسالی نشان داد بیش از ۴۲ درصد واریانس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با گسترش کم ارتفاع جنب قطبی به عرض‌های پایین همراه است که باعث جنوبی شدن مناطق پرارتفاع از قبیل پرارتفاع سیبری شده و زبانه پرارتفاع یا پرفشار بر روی منطقه پژوهش تشکیل می‌شود که با ریزش هوای سرد، صافی هوا و بدون ابرناکی همراه بوده و باعث ایجاد پایداری، کمی بارش و بروز رخداد خشکسالی می‌شود. نتایج تحلیل مؤلفه‌ی اصلی دوره‌ی ترسالی نشان داد مؤلفه‌ی نخست با بیش‌ترین درصد ظهور نقش اصلی در میان الگوهای گردش دارد که گام منفی آن بیان‌گر پرفشار قطبی و سیبری است که دارای دو الگوی چشم‌گاو جداگانه می‌باشند و باقیمانده مؤلفه‌ها با توجه به گام‌های منفی و مثبت کانون‌ها نشان دهنده ناپایداری‌های جوی است که از سمت دریای مدیترانه و دریای سیاه و دریای سرخ به درون منطقه رخنه می‌کنند و باعث رخداد ترسالی می‌شوند.

واژگان کلیدی: خشکسالی، ترسالی، تحلیل مؤلفه مینا، تحلیل خوشه‌ای، ایران مرکزی.

مقدمه

بارش به عنوان یکی از پرنمودترین پدیده‌های جوی، از تنوع زمانی و مکانی قابل ملاحظه‌ای در ایران برخوردار است. برهم کنش مداوم سامانه‌های گردش جوی در طول سال به طور برجسته و گسترده‌ای چنین تنوعی را موجب گردیده است (علیچانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۹ و همان، ۱۳۸۹: ۲). شناخت دقیق‌تر ساز و کار و نحوه‌ی عمل الگوی گردش جوی و عناصر مؤثر در وقوع بارش‌های حدی، اهمیت بسیاری دارد، به ویژه آن‌که این نوع بارش می‌تواند پدیده‌ی سیل و عواقب مصیبت بار آن را ایجاد کند. بنابراین لازم است با شناخت ساز و کار تکوین، تقویت و قانون‌مندی حاکم بر حرکت و گسترش سامانه‌های اقلیمی بارش‌زا، از آثار مثبت آن سود جست و از نتایج زیان‌بار آن دوری کرده یا آن را به حداقل رساند (حلبیان و پورجزی، ۱۳۹۱: ۱۰۲). در این راستا هم‌زمان با بررسی دوره‌های همراه با خشکسالی ضروری است به بررسی و تحلیل دوره‌های ترسالی نیز پرداخته شود. دوره‌های خشک و تر و پدیده‌هایی نظیر خشکسالی بر اثر تغییر در فراوانی و تأثیر گذاری، الگوهای گردش جوی در یک منطقه ایجاد می‌کند (فتاحی و بهیار، ۱۳۹۰: ۸۰). با توجه به وجود ارتباط تنگاتنگ میان الگوهای گردش جوی و عناصر اقلیمی، می‌توان پدیده‌های فرین آب و هوایی، مانند سیل و خشکسالی و دوره‌های خشک و تر را به تغییرات الگوهای گردش جوی نسبت داد (بابایی فینی و فتاحی، ۱۳۹۳: ۱۹). خشکسالی یکی از پدیده‌های فرین آب و هوایی و مخاطره طبیعی است. این رخداد در مناطق خشک و نیمه خشک از فراوانی بیشتری برخوردار است. خشکسالی به عنوان یکی از مهم‌ترین بلایای طبیعی بوده که با وقوع تدریجی آرام و خزنده‌اش بر ابعاد مختلف زندگی بشر تأثیر می‌گذارد. این بلا به عنوان یک پدیده ناگوار آب و هوایی که به طور مستقیم جوامع را از طریق محدودیت در دسترسی به منابع آب تحت تأثیر قرار می‌دهد، هزینه‌های اقتصادی، اجتماعی و محیطی زیادی را به همراه دارد (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۸۹: ۶۰). خشکسالی مخاطره‌ای است که در میان تمام مخاطرات طبیعی به عنوان پیچیده‌ترین اما کم شناخته شده‌ترین پدیده توجه شده است و افراد بیشتری را نسبت به دیگر مخاطرات تحت تأثیر قرار می‌دهد (احمدی و همکاران، ۱۳۹۲: ۷۸).

گالامبوسی^۱ و همکاران (۱۹۹۶) در مقاله‌ای تحت عنوان ارزیابی و تحلیل الگوهای گردش روزانه جوی در سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال بر فراز جنوب‌غربی آمریکا از روش مؤلفه‌های مینا و تحلیل خوشه‌ای چند میانگین استفاده کرده‌اند. سونسون^۲ (۱۹۹۹) روش تحلیل مؤلفه‌های مینا را بر روی داده‌های سطوح ۷۰۰ و ۸۰۰ هکتو پاسکال به همراه آب قابل بارش را مورد استفاده قرار دادند. در این تحلیل آماری - همیدی روش تحلیل مؤلفه‌های مینا با دوران واریماکس بر روی داده‌ها اجرا شده و دو فصل دسامبر تا فوریه و ژوئن تا سپتامبر از هم‌دیگر تفکیک شده‌اند. لمب^۳ (۱۹۹۷) روشن ساخت که ارتباط میان بارش به عنوان متغیرترین پدیده جوی و الگوهای گردش جو بسیار قوی است. با شناسایی الگوهای گردش جو می‌توان تغییرات، فراوانی، شدت و توزیع مکانی بارش را بررسی و دلایل فیزیکی آن را بیان کرد. داکستاین^۴ و

¹ - Galambosi

² - Svensson

³ - Lamb

⁴ - Duckstein

همکاران (۱۹۹۳) نیز الگوهای گردشی مولد سیلاب را برای ایالت آریزونا ای آمریکا شناسایی کردند. کرته ریل^۱ و همکاران (۱۹۹۸) و ترگو و داماکارا^۲ (۲۰۰۰) کاهش فراوانی گونه‌های هوای باران‌زا و افزایش فراوانی گونه‌های هوای خشکی را عامل اصلی کاهش بارش در پرتغال در نیمه دوم قرن بیستم می‌دانند. لیتمن^۳ (۲۰۰۰) به کمک تحلیل خوشه‌ای، داده‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را طبقه‌بندی کرده و رابطه تیپ‌های هوای حاصله را با بارش‌های حوضه مدیترانه بررسی کرده است. مطالعات نشان داده که گام منفی الگوی NAO همراه با افزایش بارش زمستانه و کاهش دما و گام مثبت آن موجب کاهش بارش، افزایش دما و بروز خشکسالی‌های زمستانه در سراسر ترکیه بوده است. کاسامنوس^۴ (۲۰۰۳) در پژوهشی تحت عنوان تشریح شرایط همید بر فراز یونان جنوبی در خلال نیمه دوم قرن بیستم، از روش‌های مختلفی نظیر تحلیل مینا، تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای جهت طبقه‌بندی اقلیمی خود و شناسایی دوره‌های بارش استفاده کردند. گیراردین و ترادیف^۵ (۲۰۰۶) تغییرات خشکسالی‌های تابستانه منطقه بورال^۶ کانادا را در ارتباط با گردش همید مقیاس جو مطالعه کردند. نتایج نشان داد که شرق بورال تحت نفوذ دو مؤلفه بزرگ مقیاس منطقه‌ای^۷ و نصف النهاری جو قرار دارد. یتمن^۸ و آلچین^۹ (۲۰۰۹)، ارتباط بین میانگین دمای ماهانه منطقه آفیون ترکیه با شاخص الگوی پیوند از دور دریای شمال - مازندران را مورد بررسی قرار داده و نشان داده‌اند که در گام مثبت الگوی پیوند از دور دریای شمال - مازندران دمای هوای ناحیه‌ی کوهستانی آفیون افزایش پیدا کرده و وضعیت بسیار مناسبی را از نظر آسایش آب و هوایی برای گردشگری در ناحیه مذکور فراهم می‌آورد. بونتگن^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۰) خشکسالی‌های تابستانه آلمان را بررسی و بیان کردند که از منظر همید قرار گیری پرفشاری در تراز میانی جو بر فراز دریای شمال و وجود کم فشاری بر روی جنوب خاوری اروپا سبب ایجاد خشکسالی‌های تابستانه است. پاری^{۱۱} و همکاران (۲۰۱۰) توسعه زمانی - مکانی و ویژگی‌های خشکسالی‌های بزرگ مقیاس اروپا را با روش شاخص بارش استاندارد (SPI) و واکاوی همید مطالعه کردند نتایج آن‌ها نشان داد که در دوره نخست قرارگیری سامانه پرفشاری در سراسر اطلس شمالی و بندالی شدن آن در مسیر بادهای غربی سبب انحراف سامانه‌های بارش‌زا به جنوب مدیترانه شده که این حالت سبب رخداد خشکسالی در اروپا شده است. کرویتورو^{۱۲} و همکاران (۲۰۱۱)، رخداد خشکسالی در دشت‌های مرکزی رومانی را مطالعه کرده و بندالی شدن هوا در مسیر فرارفت توده هوای مرطوب حاره‌ای را دلیل آن بیان کردند. کوتیل^{۱۳} (۲۰۱۱) آثار الگوی پیوند از دور دریای شمال - مازندران بر نظام‌های دمایی و بارش خاورمیانه را مورد مطالعه

¹ - Corte-Real

² - Trigo & Dacamara

³ - Littmann

⁴ - Kassamenos

⁵ - Girardin & Tardif

⁶ - Boreal

⁷ - Zonal

⁸ - Yetemen

⁹ - Yalcin

¹⁰ - Buntgen

¹¹ - Parry

¹² - Croitoru

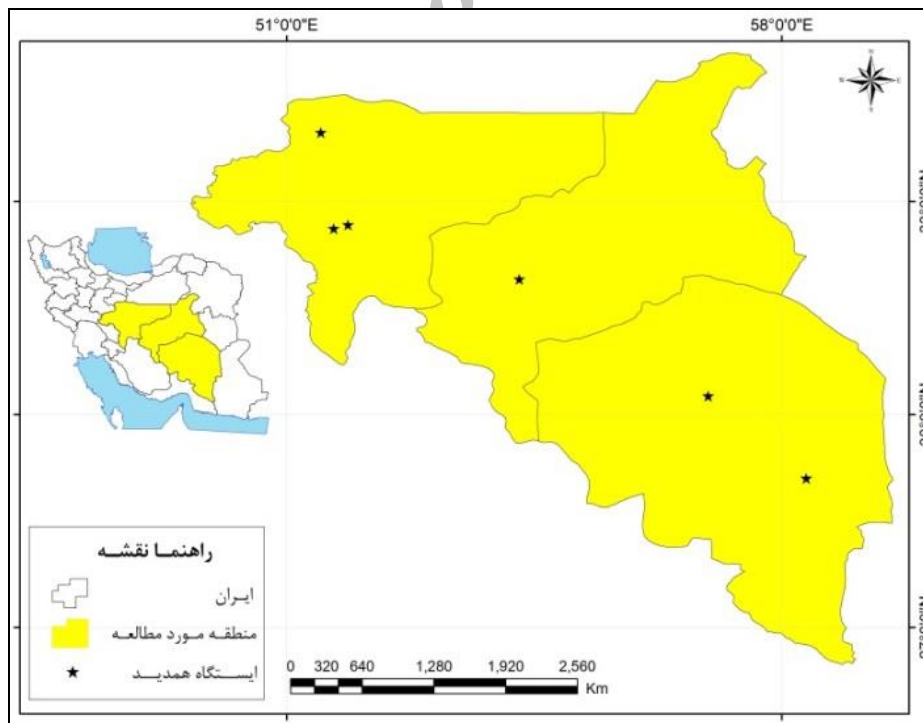
¹³ - Kutiel

قرار داده و نتیجه گرفته است که نظام دمایی خاورمیانه به گام‌های مختلف الگوهای پیوند از دور دریای شمال - مازندران حساس بوده و این حساسیت در گام منفی شدیدتر است و موجب افزایش دمای منطقه خاورمیانه می‌شود. ریمکاس^۱ و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی الگوهای جوی در طول دوره‌های خشکسالی در لیتونیا پرداختند. نتایج نشان داد که میزان خشکسالی در منطقه بالتیک در ارتباط با الگوهای گردشی جو می‌باشند. فازهای منفی NAO/AO باعث خشکسالی‌ها شدید در منطقه شده است. ژائولیانگ^۲ و همکاران (۲۰۱۴) احتمال بارش‌های فصلی در چین را با استفاده از شاخص‌های بزرگ مقیاس اقیانوسی - جوی به صورت ماهانه بررسی کردند. نتایج نشان داد که شاخص دمای سطح آب در غرب اقیانوس آرام و هند از شاخص النینو - نوسانات جنوبی برای پیش بینی مؤثرتر می‌باشند.

در پژوهش پیش رو، با استفاده از الگوهای گردش جوی تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال بروی استان‌های اصفهان، یزد و کرمان با بهره گیری از روش تحلیل مؤلفه‌های مینا بر اساس دوره‌های ترسالی و خشکسالی بدست آمده از شاخص خشکسالی SPI مورد بررسی قرار می‌گیرد.

داده‌ها و روش‌ها

سرزمین مورد پژوهش، شامل شش ایستگاه همدید کاشان، اصفهان، اصفهان شرق، یزد، کرمان و بم واقع در سه استان اصفهان، یزد و کرمان می‌باشد؛ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در (شکل ۱) نشان داده شده است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

¹ - Rimkus

² - Zhaoliang

در این پژوهش از داده‌های بارش شش ایستگاه همدید یاد شده در قالب زمانی روزانه و ماهانه در دوره آماری مشترک ۳۰ ساله (۱۹۸۲-۲۰۱۱) استفاده گردید؛ جهت شناسایی دوره‌های خشک و بررسی آماری از نمایه استاندارد بارش^۱ (SPI) استفاده شد (رابطه ۱). این نمایه توسط مک‌کی^۲ و همکاران طبق رابطه زیر در سال ۱۹۹۳ ارائه شده است.

$$\text{SPI} = \frac{P_i - \bar{P}}{SD} \quad \text{رابطه (۱)}$$

P_i : بارندگی سال i ، \bar{P} : میانگین بارندگی در طول دوره آماری، SD : انحراف معیار سری بارندگی می‌باشد. مقادیر مثبت نمایه نشان دهنده‌ی بارندگی بیش از میانه و مقادیر منفی بیانگر شدت‌های مختلف خشکسالی است (جدول ۱).

جدول ۱: شدت‌های مختلف خشکسالی بر اساس نمایه استاندارد بارش

مقدار نمایه	نمایه استاندارد بارش
ترسالی بسیار شدید	۲ و بالاتر
ترسالی شدید	۱/۵ تا ۱/۹۹
ترسالی متوسط	۱ تا ۱/۴۹
بهنجار	۰/۹۹ تا -۰/۹۹
خشکسالی متوسط	-۱ تا -۱/۴۹
خشکسالی شدید	-۱/۵ تا -۱/۹۹
خشکسالی بسیار شدید	-۲ و کمتر

در ادامه با استفاده از شاخص استاندارد بارش (SPI) دوره‌های خشکسالی، ترسالی و بهنجار در منطقه مورد مطالعه شناسایی گردید. پس از شناسایی خشکسالی و ترسالی با استفاده از شاخص SPI، با شرط رخداد مکانی بیش از ۵۰ درصد در قلمرو مورد پژوهش ۳۸ ماه در وضعیت ترسالی، ۱۱ ماه وضعیت خشکسالی و در حدود ۲۶ سال وضعیت نرمال شناسایی شدند. برای شناخت الگوهای گردش دوره‌های خشکسالی و ترسالی از تحلیل مؤلفه‌ی مینا بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد که برای شناخت بهتر الگوها در دوره‌های خشکسالی و ترسالی به طور جداگانه از داده‌های روزانه ماه‌های منتخب استفاده گردید، در این شیوه ابتدا با کاربرد تحلیل مؤلفه مینا مهمترین الگوها شناسایی می‌شود و در ادامه با انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی نمره‌های مؤلفه‌ها، الگوهای حاکم در دوره‌های خشکسالی و ترسالی به طور جداگانه معین می‌شوند.

تحلیل مؤلفه مینا دارای سه برون داد است: الگوهای مکانی (آرایه بار مؤلفه‌ها)، الگوی زمانی (آرایه نمرات مؤلفه‌ها) و آرایه پراش تبیین مؤلفه‌ها. هدف از این تحلیل از یک سو کاهش حجم داده‌ها و از سوی دیگر شناسایی مهمترین الگوهای زمانی و الگوهای مکانی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو مورد بررسی بوده است (مسعودیان ۱۳۸۵: ۴) و در گام بعد یک تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد^۳ بر روی نمرات مؤلفه‌ها برای شناخت الگوهای نقشه‌ای دوره‌های خشکسالی و ترسالی به طور جداگانه انجام گرفت در نتیجه در هر خوشه یک روز بر اساس

¹ - Standard Precipitation Index

² - Mckee

³ - ward

بیش‌ترین همبستگی درون گروهی به عنوان الگوی گردشی معرفی شد. سپس نقشه‌ی الگوهای گردشی در چارچوب مختصات معرفی شده استخراج و مورد پردازش قرار گرفت. در فرایند تحلیل خوشه‌ای برای محاسبه فاصله از رابطه‌ی فاصله‌ی اقلیدسی استفاده گردید:

$$d_{i,j} = \sqrt{\sum_{p=1}^n (X_{i,p} - X_{j,p})^2} \quad \text{رابطه (۲)}$$

که در آن n شمار افراد، $X_{i,p}$ مقدار متغیر p ام در روز i ام، $X_{j,p}$ مقدار متغیر p ام در روز j ام است. و برای محاسبه ادغام یا پیوند داده‌ها از رابطه‌ی وارد استفاده شد:

$$d(C_i \cup C_j, C_k) = \frac{n_i + n_k}{n_i + n_j + n_k} d(C_i, C_k) + \frac{n_i + n_k}{n_i + n_j + n_k} d(C_j, C_k) - \frac{n_i + n_k}{n_i + n_j + n_k} d(C_i, C_j) \quad \text{رابطه (۳)}$$

d فاصله‌ی اقلیدسی خوشه‌ها، C_i, C_j, C_k ($C = \text{Cluster}$) - هر کدام خوشه‌ی جداگانه محسوب می‌شوند (مرتاگ و کانتراس، ۲۰۱۱).

داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در آرایه ۳۰۶×۶۰۹ بیان‌گر روز و ۶۰۹ نشان‌دهنده آرایش نقاط) برگزیده شد که با تفکیک مکانی $۲/۵ \times ۲/۵$ درجه بود و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو ۱۰ تا ۸۰ درجه طول خاوری و ۲۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی از تارنمای^۱ باز تحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های هواشناسی (NCEP/NCAR)^۲ استخراج شد.

نتایج و بحث

دوره خشکسالی

برای دستیابی به الگوهای خشکسالی با استفاده از شاخص خشکسالی SPI ۱۱ ماه در دوره‌ی آماری در منطقه‌ی مورد پژوهش شناسایی گردید سپس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به صورت روزانه در ماه‌های خشک از سری داده‌های طبقه بندی شده ناسا استخراج شد و این مجموعه داده برای تحلیل مؤلفه‌ی اصلی و تحلیل خوشه‌ای آماده گردید بر اساس تحلیل مؤلفه‌ی مینا برای طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای از ماتریس همبستگی و دوران واریمکس استفاده شد، بنابراین مؤلفه‌های دوران یافته به نقشه تبدیل گردید تا الگوهای نقشه‌ای آن نمایان شود. بر اساس آرایه‌ی پراش واکاوی مؤلفه‌ی مینا، درصد تبیین شده توسط هر یک از مؤلفه‌های داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال محاسبه گردید (شکل ۲ الی ۵). بر این اساس با ۱۲ مؤلفه می‌توان ۹۲ درصد تغییرات داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل را تبیین کرد. برای جلوگیری از طولانی شدن مطالب از تفسیر مؤلفه‌های با درصد پایین صرف نظر گردید و فقط در هر تحلیل شش مؤلفه بررسی شده است. بنا بر مؤلفه‌های بدست آمده ۶ مؤلفه‌ی نخست که تقریباً ۷۸ درصد پراش داده‌ها را تبیین می‌کرد برای تجزیه و تحلیل برگزیده شد (جدول ۱).

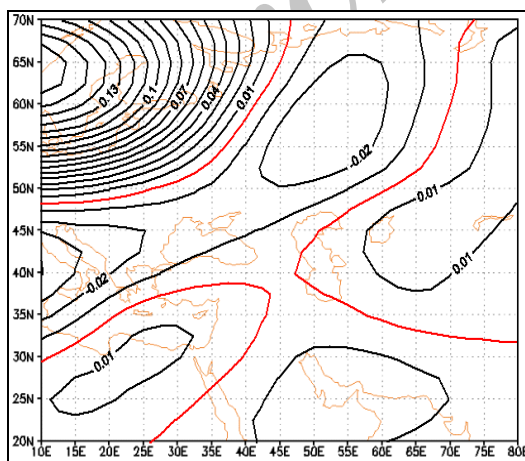
¹ - www.cdc.noaa.gov

² - National Center Environmental Prediction / National Center Atmospheric Research

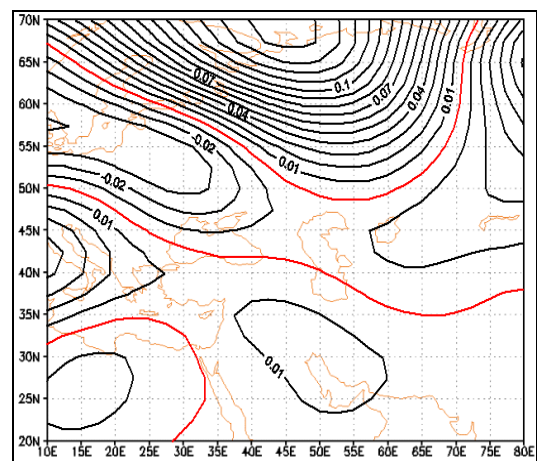
جدول ۲: درصد مؤلفه‌های برآورد شده از تحلیل مؤلفه‌ی مبنا

مؤلفه‌ها	نخست	دوم	سوم	چهارم	پنجم	ششم	هفتم	هشتم	نهم	دهم	یازدهم	دوازدهم
درصد تبیین	۲۷/۸	۱۳/۲	۱۱/۶	۱۰/۴	۸	۶/۴	۴/۸	۳/۲	۲/۳	۱/۸	۱/۴	۱/۱

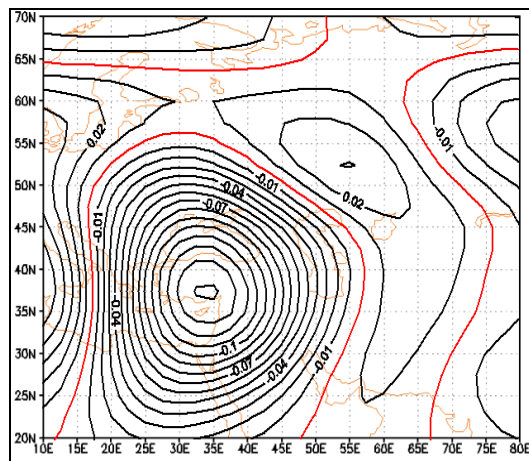
مؤلفه‌ی نخست ۲۷/۸ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در دوره‌های خشک را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که فاز مثبت شمال دریای مازندران نشان دهنده‌ی کم فشارهای جنب قطبی است که با شکل گیری خود به عرض‌های پایین حرکت کرده و باعث گسترش پرفشارها به عرض‌های پایین می‌شود و در روی منطقه مورد پژوهش فاز مثبت نشان دهنده‌ی کانون پر ارتفاع می‌باشد که با پایداری هوا و عدم صعود هوا مواجه است (شکل ۲). مؤلفه‌ی دوم ۱۳/۲ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در دوره‌های خشک را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه‌ی چند قطبی بودن فازها را نشان می‌دهد و فاز مثبتی که از شمال خاوری به سمت ایران رخنه کرد، می‌تواند پر ارتفاع سیبری باشد و فاز مستقر بر روی منطقه و جنوب ایران الگوی پرفشاری است که می‌توان به پرفشار جنب حاره‌ای نسبت داد (شکل ۳). مؤلفه‌ی سوم ۱۱/۶ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را تبیین می‌کند. الگوی مکانی مؤلفه‌ی سوم نشان می‌دهد که کانون‌های متعددی با فازهای مختلف شکل گرفته است که مهم‌ترین کانونی که منطقه مورد پژوهش را تحت تأثیر قرار می‌دهد فاز مثبتی است که می‌تواند بیانگر کانون پر ارتفاع باختر و شمال باختری اروپا باشد که باعث ایجاد خشکسالی می‌گردد (شکل ۴). مؤلفه‌ی چهارم ۱۰/۴ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را تبیین می‌کند. الگوی مکانی مؤلفه‌ی چهارم نشان می‌دهد که کانون پر ارتفاعی بر روی دریای مدیترانه، دریای سیاه شکل گرفته و منطقه مورد پژوهش را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد که باعث پایداری و نزول هوا شده و منطقه با کمبود رطوبت و عدم بارش همراه است (شکل ۵).



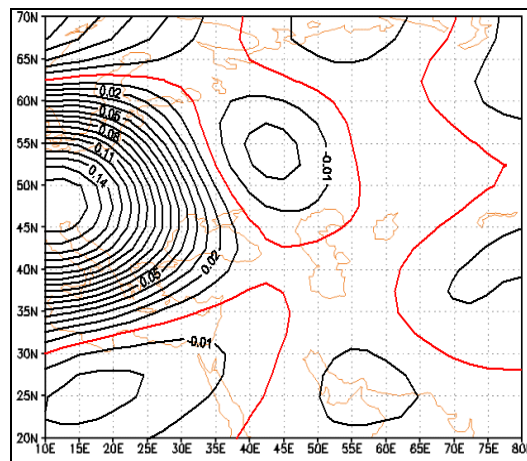
شکل ۳: مؤلفه‌ی دوم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۲: مؤلفه‌ی اول داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۵: مؤلفه‌ی چهارم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۴: مؤلفه‌ی سوم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

واکاوی خوشه‌ای الگوهای گردش دوره‌های خشکسالی

پس از انجام تحلیل مؤلفه‌ی مینا نمرات عاملی بدست آمده از تحلیل برای انجام تحلیل خوشه‌ای آماده شد که با محاسبه‌ی فاصله اقلیدسی و پیوند وارد^۱ بر روی نمرات مؤلفه‌ها برای شناخت الگوهای نقشه‌ای دوره‌های خشکسالی انجام گرفت. در نتیجه در هر خوشه یک روز بر اساس بیشترین همبستگی درون گروهی به عنوان روز نماینده یا الگوی گردش معرفی شد. سپس نقشه‌ی روزهای نماینده یا الگوهای گردش در چارچوب مختصات معرفی شده استخراج و مورد پردازش و واکاوی قرار گرفت.

جدول ۳: روزهای الگو در هر خوشه و ویژگی‌های آن

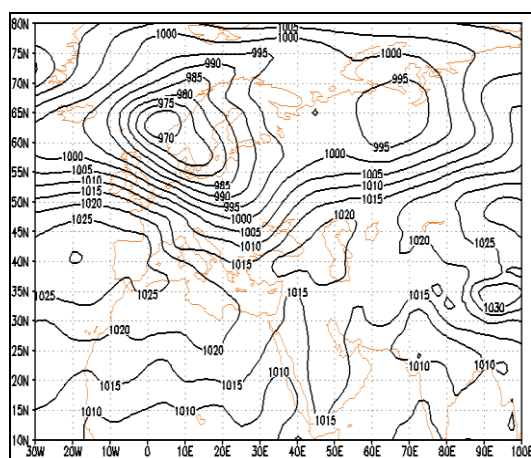
الگو	همبستگی روز الگو	همبستگی درون گروهی	فراوانی درصد	سال میلادی	ماه میلادی	روز میلادی
الف	۰.۹۳۸۳۲	۰.۹۰۲۷۱	۲۶	۲۰۰۸	۳	۱
ب	۰.۹۱۷۶۳	۰.۸۷۲۱۴	۳۰	۱۹۹۳	۱۲	۱۱
ج	۰.۹۲۳۱۷	۰.۸۹۱۳۶	۱۵	۱۹۸۸	۱۲	۴
د	۰.۹۷۵۴۱	۰.۹۶۵۴۳	۲	۱۹۸۷	۱	۲۷
ه	۰.۸۷۶۵۵	۰.۸۲۰۱۲	۱۸	۲۰۰۱	۴	۱۵
و	۰.۹۴۸۳۳	۰.۹۳۲۷۵	۹	۱۹۹۷	۲	۱۱

الگوی الف

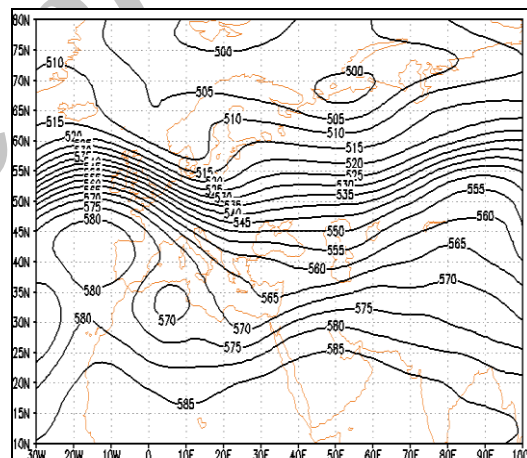
این الگو دارای فراوانی ۲۶ درصد است که در فصل زمستان و اوایل بهار حاکمیت دارد و در بروز خشکسالی سهم بسزایی دارد. روز اول مارس ۲۰۰۸ به عنوان روز نماینده یا الگوی گردش این خوشه بر اساس تحلیل همبستگی مشخص گردید و تحلیل شد:

¹ - ward

الگوی نقشه‌ی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد مرکز پرارتفاع با پربند بسته ۵۸۰ ژئوپتانسیل متر (سامانه واپرخندی) در باختر اسپانیا در منطقه خاوری اقیانوس اطلس تشکیل شده است؛ همچنین ناوهای با محوریت خاور دریای مدیترانه و شمال خاوری مصر شکل گرفته و منطقه مورد پژوهش در مسیر محور پشته ضعیف مرکز ایران قرار دارد و در مجموع آرایش منحنی‌های ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی منطقه با ناوه و پشته‌ی امواج جوی تطابق چندانی ندارد (شکل ۶). الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که کانون پرفشاری با پربند بسته ۱۰۲۰ هکتوپاسکال در شمال باختری ایران قرار گرفته است که منطقه مورد پژوهش تحت تأثیر این پرفشار است، همچنین دو سامانه پرفشار نسبتاً قوی بر روی تبت و نواحی خاوری اقیانوس اطلس با پربند بسته ۱۰۳۰ هکتوپاسکال پایین‌تر از عرض جغرافیایی ۴۵ درجه شمالی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. در عین حال در شمال باختری این پرفشار کم‌فشار جنب قطبی گسترش زیادی به عرض‌های پایین دارد (شکل ۷). بر اساس الگوی نقشه‌ای می‌توان نتیجه گرفت که در تراز دریا کانون پرفشاری بر روی منطقه‌ی مورد پژوهش حاکمیت دارد که سبب پایداری در منطقه شده است و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پشته‌ای ضعیف در باختر خلیج پارس شکل گرفته است که بر روی منطقه‌ی مورد پژوهش گسترش یافته است وضعیت آرایش جوی در این الگو نشان دهنده‌ی پایداری و عدم صعود در منطقه است که تأثیر مهمی در بروز خشکسالی دارد.



شکل ۷: نقشه الگوهای فشار تراز دریا در الگوی الف

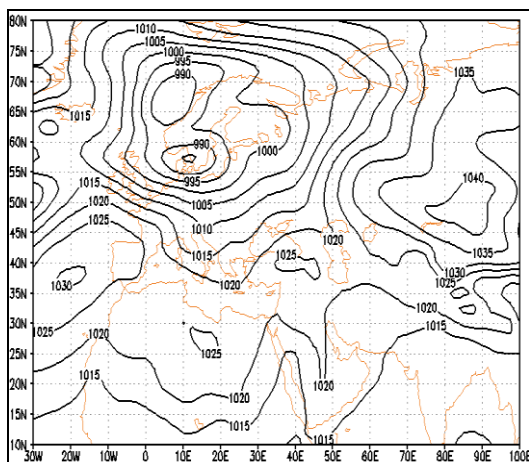


شکل ۶: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

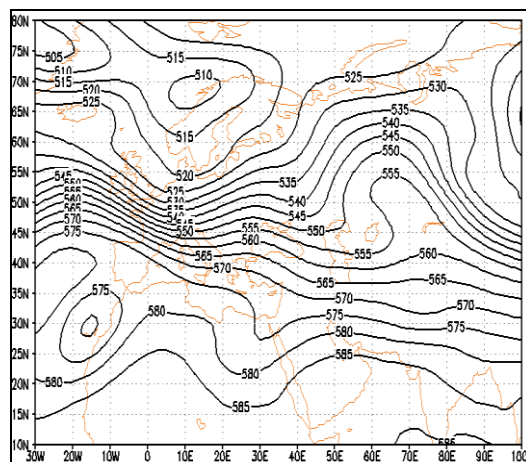
الگوی ب

این الگو دارای فراوانی ۳۰ درصد است که در فصل زمستان و اوایل بهار حاکمیت دارد و در بروز خشکسالی سهم بسزایی دارد. و با الگوی نخست از لحاظ زمان رخداد مشابه است ولی از لحاظ شدت ضعیف‌تر از الگوی نخست است روز یازدهم دسامبر ۱۹۹۳ به عنوان روز نماینده یا الگوی گردشی این خوشه بر اساس تحلیل همبستگی مشخص شد. الگوی نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که جریانات جوی ضعیفی بر روی ایران حاکم است و منطقه‌ی مورد پژوهش در زیر همگرایی بالایی خاور پشته قرار دارد و شدت نفوذ ناوه و پشته‌های بالا به عرض جغرافیایی ۴۰ درجه شمالی می‌رسد، که محور آن در شمال باختری خلیج پارس قرار دارد و منطقه پژوهش تحت تأثیر ناوهای با

محوریت خاوری دریای مدیترانه و شمال آفریقا نیست (شکل ۸). الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که زبانه‌ی کم‌فشار جنب قطبی تا شمال دریای مدیترانه گسترش دارد و در روی منطقه‌ی مورد پژوهش زبانه‌ای از کانون پرفشار شمال خاوری دریاچه‌ی بایکال با پربند بسته ۱۰۴۰ هکتوپاسکال گسترش دارد و کانون پرفشاری در شمال باختری ایران با پربند بسته ۱۰۲۵ هکتوپاسکال در این الگو مشاهده می‌شود (شکل ۹). بنابراین واگرایی سطحی و همگرایی بالایی در این الگو شرایط ایجاد هوای صاف و بدون بارش را برای منطقه بوجود می‌آورد و شرایط رخداد خشکی را فراهم می‌سازد.



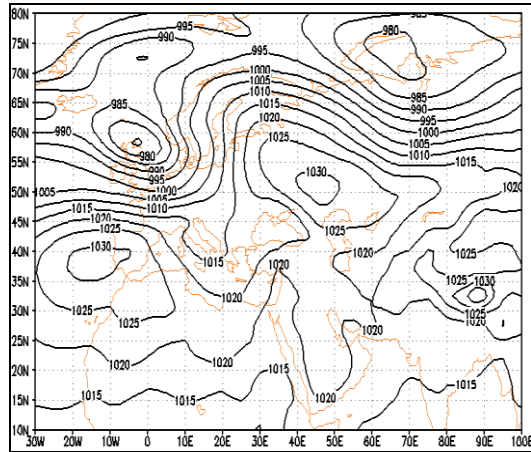
شکل ۹: نقشه الگوهای فشار تراز دریا در الگوی ب



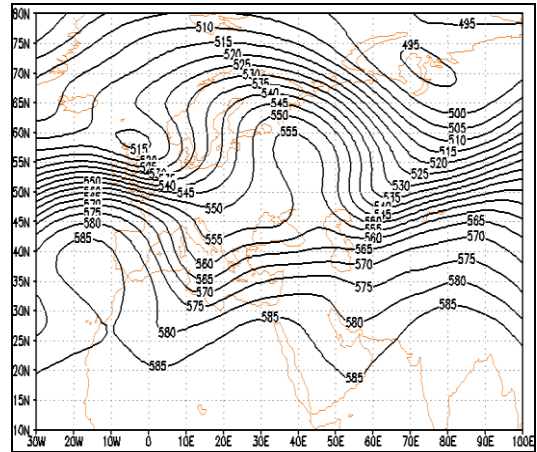
شکل ۸: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

الگوی ج

این الگو دارای فراوانی ۱۵ درصد است که در ماه دی بیش‌ترین فراوانی دارد. روز چهارم دسامبر ۱۹۸۸ به عنوان روز نماینده یا الگوی گردشی این خوشه بر اساس تحلیل همبستگی مشخص گردید. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که یک مانع در نصف النهار ۴۰ درجه خاوری باعث تغییر مسیر جریان‌های جوی شده است و در دو مسیر ناوه و پشته بوجود آمده است و منطقه مورد پژوهش در مسیر جریان‌های عرض‌های پایین و در خاور پشته یا در زیر منطقه‌ی همگرایی بالایی واقع شده است (شکل ۱۰). الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که پرفشار قوی در شمال دریای مازندران (۴۰ درجه طول خاوری و ۵۵ درجه عرض شمالی) با پربند بسته ۱۰۳۰ هکتوپاسکال شکل گرفته است و به دلیل حرکت کند این سامانه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز باعث دو مسیر شدن جریان‌های جوی شده است و زبانه این پرفشار بر روی ایران و منطقه مورد پژوهش گسترش یافته است (شکل ۱۱). این الگو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان دهنده ناوه‌ای است که در خاور منطقه‌ی پژوهش قرار دارد و ریزش هوای سرد عرض‌های بالا را بر روی منطقه هدایت می‌کند و در تراز دریا زبانه‌ی پرفشار خاور اروپا بر روی منطقه گسترش می‌یابد بنابراین در این الگو شرایط ورود رطوبت و صعود آن مهیا نیست و شرایط خشکی در ماه دی را در زمان حاکمیت خود به ارمغان می‌آورد.



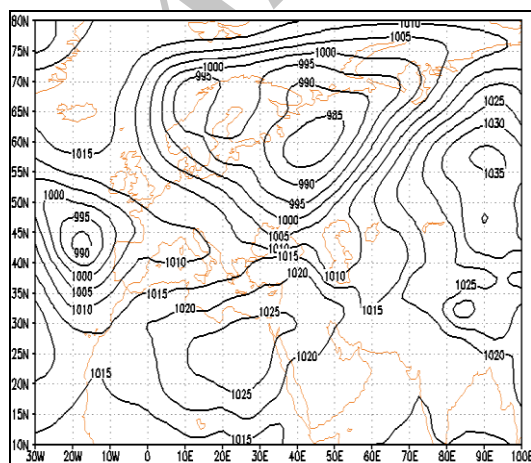
شکل ۱۱: نقشه الگوهای فشار تراز دریا در الگوی ج



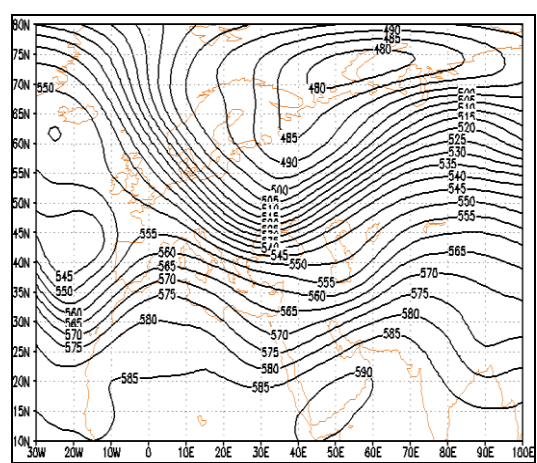
شکل ۱۰: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

الگوی د

این الگو دارای فراوانی ۲ درصد است که در بهمن ماه ظهور دارد و روز ۲۷ ژانویه ۱۹۸۷ به عنوان روز نماینده یا الگوی گردشی این خوشه بر اساس تحلیل همبستگی مشخص گردید. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که کم ارتفاع جنب قطبی باعث ایجاد ناوهای با محوریت دریای سیاه شده است و در عرض‌های پایین جریان‌های جوی با ایجاد پشته در باختر دریای مدیترانه و یک ناوه در خاور دریای مدیترانه و دریای سیاه باعث قرارگیری منطقه در خاور ناوه شده است (شکل ۱۲). الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که کم فشار جنب قطبی با گسترش خود به عرض‌های پایین تا دریای سیاه گسترش یافته است و در شمال خاور آفریقا با شکل‌گیری پرفشاری قوی زبانه‌ای از آن به درون منطقه پژوهش رخنه کرده است (شکل ۱۳). بر ارتفاعی در جنوب خاوری شبه جزیره عربستان با پربند بسته ۵۹۰ ژئوپتانسیل متر قابل مشاهده است. بر اساس دو تراز یاد شده می‌توان نتیجه گرفت که این الگو با ۲ درصد فراوانی رخداد قابلیت ایجاد بارش دارد و رطوبت دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای سرخ به این منطقه نفوذ می‌کند و با توجه به آرایش جوی باعث رخداد بارش در منطقه می‌گردد.



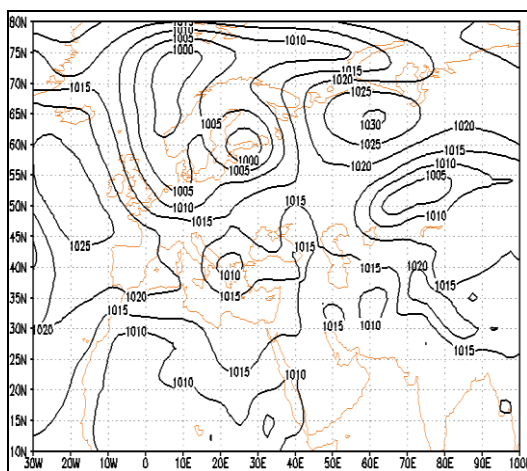
شکل ۱۳: نقشه الگوهای فشار تراز دریا در الگوی د



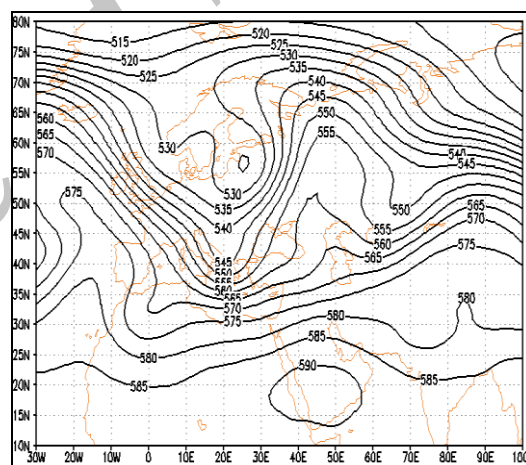
شکل ۱۲: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

الگوی ه

این الگو دارای فراوانی ۱۸ درصد است که در فصل بهار حاکمیت دارد و در بروز خشکسالی سهم بسزایی دارد. روز پانزدهم آوریل ۲۰۰۱ به عنوان روز نماینده یا الگوی گردشی این خوشه بر اساس تحلیل همبستگی مشخص شد. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که ناوهای ژرف با محوریت مرکز دریای مدیترانه و پشته‌ای با محوریت باختر خلیج فارس و دریای مازندران شکل گرفته است که منطقه‌ی مورد پژوهش در خاور پشته واقع شده است (شکل ۱۴). همچنین سامانه پر ارتفاعی (واچرخند عربستان) در جنوب شبه جزیره عربستان با پربند بسته ۵۹۰ ژئوپتانسیل متر مشاهده می‌شود. الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که کانون پرفشاری با فشار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال بر روی منطقه شکل گرفته است و با جریان ساعت‌گرد (واگرایی) مانع صعود رطوبت سطحی می‌شود (شکل ۱۵). بنابراین همگرایی بالایی باعث تقویت واگرایی سطحی می‌گردد که منجر به ماندگاری بیشتر این سامانه می‌شود و سبب عدم ریزش بارش و صافی آسمان می‌گردد. عدم وجود حرکات بالاسو از عمده‌ترین دلایل حاکمیت شرایط پایدار در منطقه می‌باشد.



شکل ۱۵: نقشه الگوهای فشار تراز دریا در الگوی ه

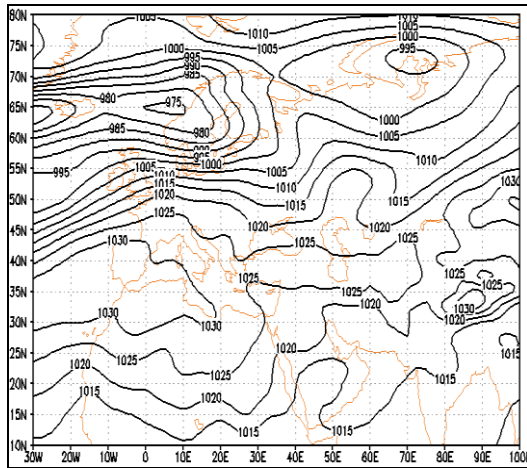


شکل ۱۴: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

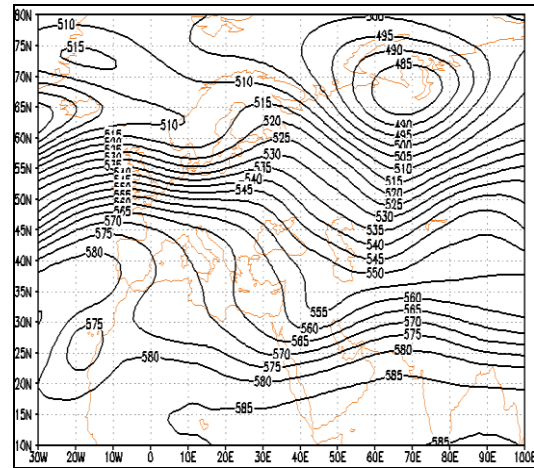
الگوی و

این الگو دارای فراوانی ۹ درصد است که در فصل زمستان در ماه‌های بهمن و اسفند دارای بیش‌ترین شرایط رخداد است. روز ۱۱ فوریه ۱۹۹۷ به عنوان روز نماینده یا الگوی گردشی این خوشه بر اساس تحلیل همبستگی مشخص شد. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که جریان‌های جوی در دو مسیر باعث پشته و ناوه شده است و در این آرایش فرودی ژرف با محوریت دریای سرخ شده است و منطقه پژوهش در خاور ناوه در زیر منطقه‌ی واگرایی بالایی قرار دارد (شکل ۱۶). الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که زبانه‌ای از پرفشار خاوری اقیانوس

اطلس با پرند بسته ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه‌ی پژوهش گسترش یافته است که دارای واگرایی سطحی است (شکل ۱۷). بنابراین واگرایی سطحی با واگرایی بالایی باعث تضعیف ناپایداری می‌شود.



شکل ۱۷: نقشه الگوهای فشار تراز دریا درالگوی و



شکل ۱۶: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

دوره ترسالی

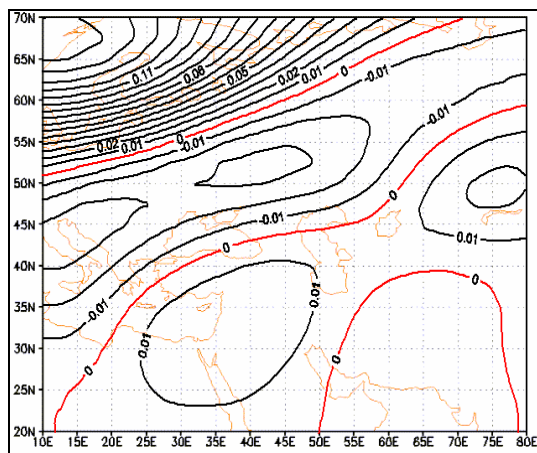
بر اساس آرایه‌ی پراش تحلیل مؤلفه‌ی مبنا، درصد تبیین شده توسط هر یک از مؤلفه‌های داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در وضعیت ترسالی محاسبه گردید (شکل ۱۸) الی (شکل ۲۳). بر این اساس با ۸ مؤلفه می‌توان ۹۴ درصد تغییرات داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل را تبیین نمود (جدول ۲).

جدول ۴: درصد مؤلفه‌های بر آورد شده از تحلیل مؤلفه‌ی مبنا دوره ترسالی

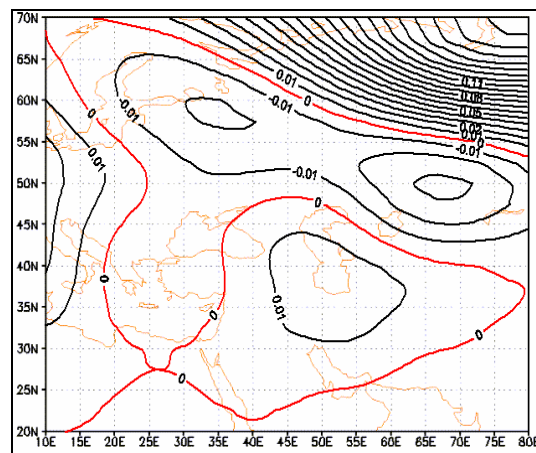
مؤلفه‌ها	اول	دوم	سوم	چهارم	پنجم	ششم	هفتم	هشتم
درصد تبیین	۶۲/۳	۱۱/۱	۸/۱	۳/۹	۳/۲	۲/۶	۱/۳	۱/۲

مؤلفه‌ی نخست ۶۲/۳ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که گام‌های مثبت و منفی در قلمرو مورد بررسی وجود دارد، گام مثبت حاکم بر روی ایران نشان دهنده‌ی کم ارتفاعی است که شرایط رخداد ناپایداری‌های جوی را ایجاد می‌نماید و گام منفی نشان‌دهنده پرفشار قطبی و پرفشار سیبری است که دارای دو الگوی جداگانه می‌باشند. بنابراین این مؤلفه بیشترین درصد پراش تغییرات داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل را دارا می‌باشند و مؤثرترین الگو در رخداد ترسالی‌های منطقه می‌باشد (شکل ۱۸). مؤلفه‌ی دوم با ۱۱/۱ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که گام مثبت مستقر بر روی دریای سرخ و خاور دریای مدیترانه، منطقه‌ی مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار می‌دهند و شرایط ناپایداری و صعود رطوبت هر دو دریا را فراهم می‌سازند، بنابراین در

دوره‌ی ترسالی مؤلفه‌ی مهم ورود رطوبت دریای سرخ از سمت جنوب باختری به سمت ایران و منطقه‌ی مورد مطالعه است (شکل ۱۹).



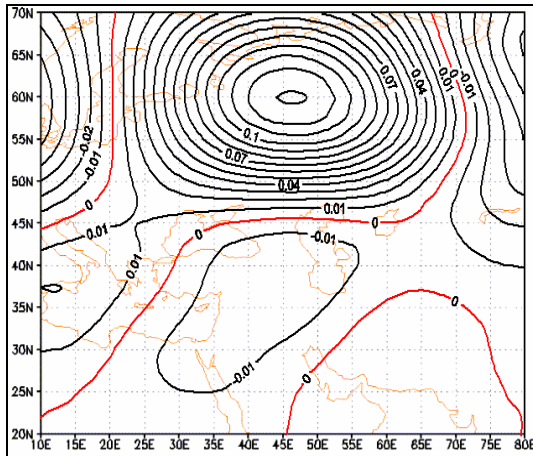
شکل ۱۹: مؤلفه دوم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



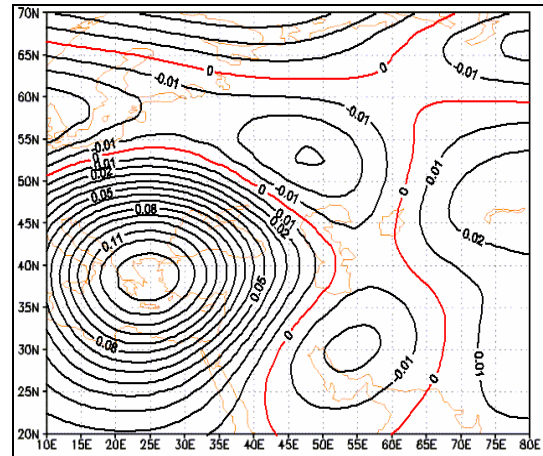
شکل ۱۸: مؤلفه نخست داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

مؤلفه‌ی سوم ۸/۱ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که دو گام همجوار، یکی بر روی دریای مدیترانه با گام مثبت را می‌توان بر ارتفاع و دیگری با گام منفی که بر روی ایران مستقر است را کم ارتفاعی دانست که شرایط ناپایداری‌های جوی منطقه‌ی مورد مطالعه را فراهم می‌نمایند (شکل ۲۰). مؤلفه‌ی چهارم ۳/۹ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که دو کانون مهم با گام‌های مختلف در قلمرو مورد مطالعه وجود دارد گام منفی که از دریای سرخ تا دریای مازندران گسترش دارد و منطقه مورد پژوهش را تحت تأثیر قرار داده است و گام مثبت که در شمال دریای سیاه و دریای مدیترانه مستقر است؛ بنابراین با توجه به موقعیت هر دو گام می‌توان گام منفی را پرارتفاعی دانست که با حرکت و اچرخندی و ساعت‌گرد شرایط ورود رطوبت دریاها به سمت منطقه نفوذ می‌دهد و گام مثبت را کم ارتفاع جنب قطبی خواند که تا عرض‌های پایین گسترش یافته است (شکل ۲۱). مؤلفه‌ی پنجم با ۳/۲ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که کانونی با گام منفی در باختر کشور حاکمیت دارد، کم ارتفاعی که گویای رخنه رطوبت دریای سرخ و دریای مدیترانه است و گام مثبت آن پرارتفاع شمال باختری اروپا نشان می‌دهد (شکل ۲۲). مؤلفه‌ی ششم ۲/۶ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که کانونی با گام منفی در شمال دریای مازندران و دریاچه‌ی آرال وجود دارد حاکمیت پرارتفاع سیبری است و منطقه مورد پژوهش تحت حاکمیت کم ارتفاع است (شکل ۲۳). مؤلفه‌ی هفتم ۱/۳ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که کانونی با گام منفی بر منطقه حاکمیت دارد که نشان دهنده‌ی کم

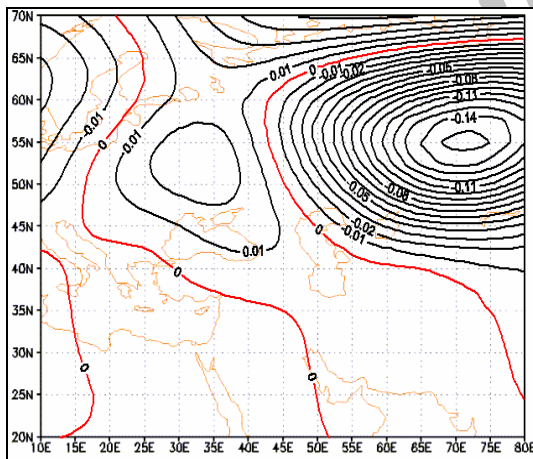
ارتفاع است و شرایط ناپایدار بسیار شدیدی را ایجاد می‌کند و احتمال رخداد بارش‌های سنگین را فراهم می‌کند (شکل ۲۴). مؤلفه‌ی هشتم ۱/۲ درصد پراش داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی را تبیین می‌کند. الگوی مکانی این مؤلفه نشان می‌دهد که کانونی با گام منفی بر منطقه حاکمیت دارد که نشان دهنده‌ی کم ارتفاع است و شرایط ناپایدار بسیار شدیدی را ایجاد می‌کند و احتمال رخداد بارش‌های سنگین را فراهم می‌کند (شکل ۲۵). مؤلفه‌های هفتم و هشتم می‌تواند بیانگر بارش‌های بسیار سنگین منطقه‌ی مورد پژوهش باشد و در ایجاد ترسالی موثر واقع گردد.



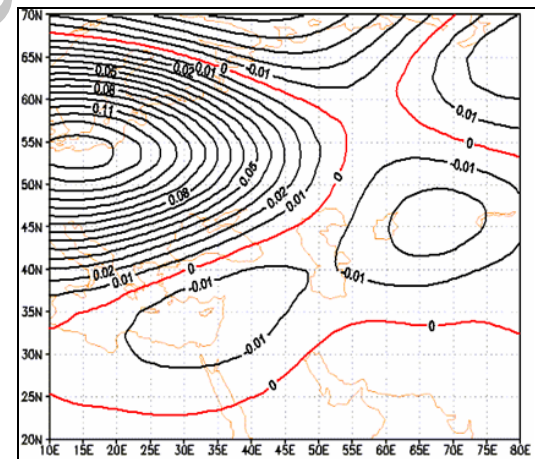
شکل ۲۱: مؤلفه چهارم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



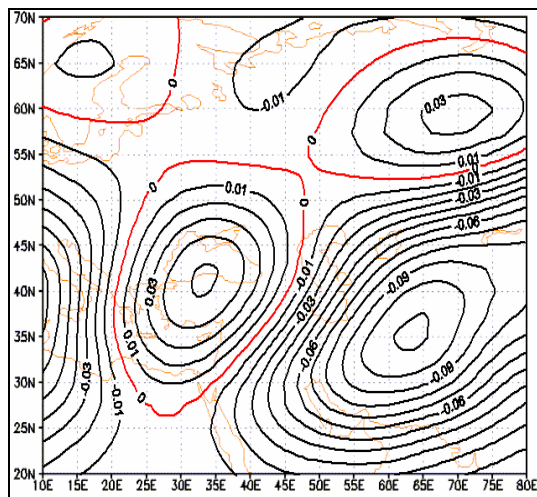
شکل ۲۰: مؤلفه سوم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



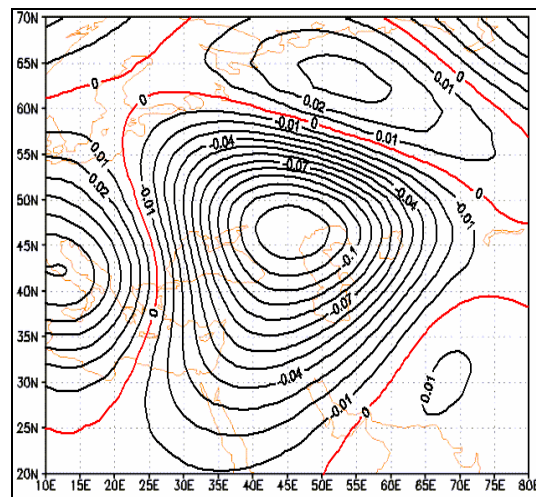
شکل ۲۳: مؤلفه هشتم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۲۲: مؤلفه پنجم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۲۵: مؤلفه هشتم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۲۶: مؤلفه هفتم داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

واکاوی خوشه‌های الگوهای گردش دوره ترسالی

واکاوی خوشه‌های بر روی نمرات عاملی تحلیل مؤلفه‌ی اصلی نشان داد که می‌توان ۴ الگوی نقشه‌ای در رخداد دوره‌های ترسالی مشخص کرد (جدول ۵).

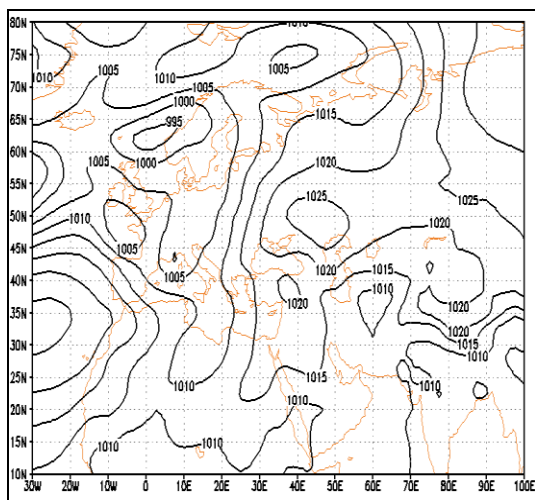
جدول ۵: روزهای نماینده بدست آمده از تحلیل خوشه‌ای

الگوها	همبستگی روز نماینده	همبستگی درون گروهی	فراوانی	سال	ماه	روز	سال	ماه	روز
الف	۰/۸۵	۰/۷۸	۲۸	۱۳۷۸	۱	۷	۱۹۹۹	۳	۲۷
ب	۰/۸۹	۰/۸۴	۲۲	۱۳۸۸	۳	۱۳	۲۰۰۹	۶	۳
ج	۰/۸۴	۰/۷۵	۳۵	۱۳۷۷	۵	۲۸	۱۹۹۸	۸	۱۹
د	۰/۹۱	۰/۸۸	۱۵	۱۳۹۰	۹	۲	۲۰۱۱	۱۱	۲۳

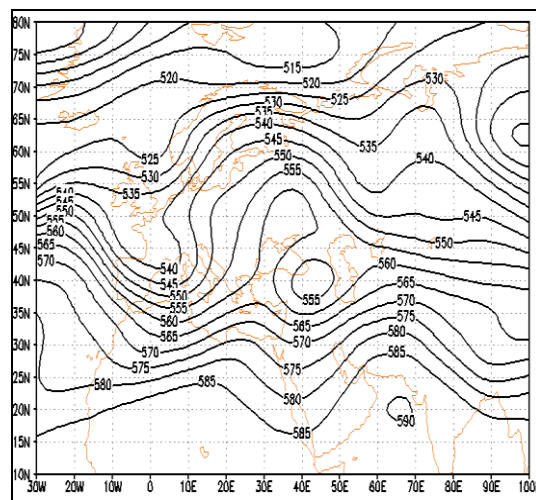
الگوی الف (ترسالی)

این الگو دارای فراوانی ۲۸ درصد در دوره‌ی ترسالی است که در میان الگوهای نقشه‌ای از رتبه‌ی دوم برخوردار است. روز بیست و هفتم مارس ۱۹۹۹ به عنوان روز الگو یا نماینده بر اساس تحلیل همبستگی برگزیده شده است و نقشه‌های تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این روز بررسی می‌شود. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که ناوهای ژرف در خاور دریای مدیترانه و دریای سرخ ایجاد شده و باعث قرارگیری خاور ناوه بر روی منطقه‌ی پژوهش گردیده است، وجود یک سردچال در مناطق باختری دریای مازندران با پربند بسته ۵۵۵ ژئوپتانسیل متر قابل مشاهده است (شکل ۲۶). همچنین سامانه پراارتفاع (واچرخند) با پربند بسته ۵۹۰ ژئوپتانسیل متر بر روی دریای عرب تشکیل شده است و با چرخش ساعت‌گرد خود باعث انتقال رطوبت از روی دریای عرب و عمان به سمت مناطق مرکزی ایران می‌گردد. الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که کانون پر فشار سیبری در شمال و

خاور ایران حاکمیت دارد و در روی ایران کانون کم فشاری با پربند بسته ۱۰۱۰ هکتوپاسکال وجود دارد که ناپایداری را ایجاد می کند (شکل ۲۷). در همان سان مرکز پرفشار بر روی منطقه کوهستانی آناتولی با پربند بسته ۱۰۲۰ هکتوپاسکال شکل گرفته است. در این الگو با توجه به فشار تراز دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می توان نتیجه گرفت که همراهی ترازهای جوی در ایجاد ناپایداری در منطقه مؤثر است و در صورت مهیایی رطوبت بارش می تواند ایجاد شود و در رخداد ترسالی این الگو بسیار مؤثر است.



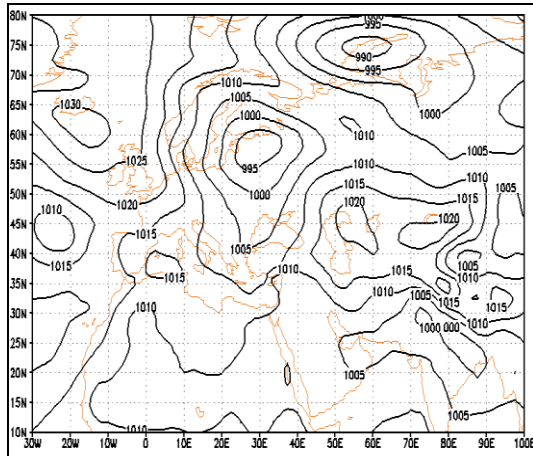
شکل ۲۷: نقشه‌ی فشار تراز دریا روز نماینده‌ی الگوی الف



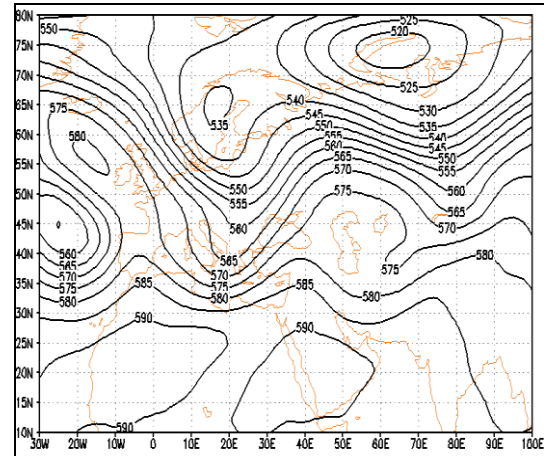
شکل ۲۶: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز نماینده‌ی الگوی الف

الگوی ب (ترسالی)

این الگو دارای فراوانی ۲۲ درصد در دوره‌ی ترسالی است و روز سوم ژوئن ۲۰۰۹ به عنوان روز الگو یا نماینده بر اساس تحلیل همبستگی برگزیده شده است. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد که ناوهای بر روی دریای مدیترانه شکل گرفته است و علاوه بر آن پشته‌ای با محوریت شمال دریای مازندران ایجاد شده است در این وضعیت با ایجاد مانع جوی باعث فرارگیری خاور پشته بر روی منطقه شده است و سبب ریزش جریان‌ات سرد به درون ایران شده است (شکل ۲۸). الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می دهد که کم فشار جنب قطبی به عرض‌های پایین گسترش یافته است و سبب گسترش زبانه‌ی پرفشار سبیری و پرفشارهای ترکیبی (سبیری-اروپا) به درون ایران شده است و منطقه‌ی مورد پژوهش تحت حاکمیت زبانه‌های پرفشار واقع شده است (شکل ۲۹). بررسی دو تراز یاد شده نشان می دهد که در تراز میانی جو ریزش هوای سرد عرض‌های بالا و در تراز دریا کانون‌های پرفشار وجود دارد تطابق ترازهای جوی در این حالت باعث سرمایش و کاهش دما در منطقه‌ی مورد پژوهش می شود و شرایط رخداد بارش در این وضعیت وجود ندارد بنابراین در سال‌های ترسالی در این مناطق چنین وضعیتی دور از انتظار نیست.



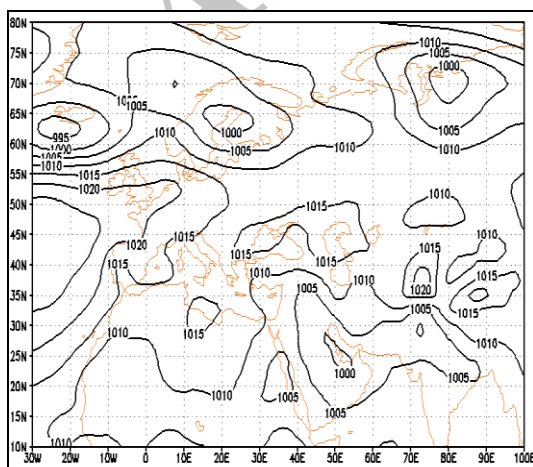
شکل ۲۹: نقشه‌ی فشار تراز دریا روز نماینده‌ی الگوی ب



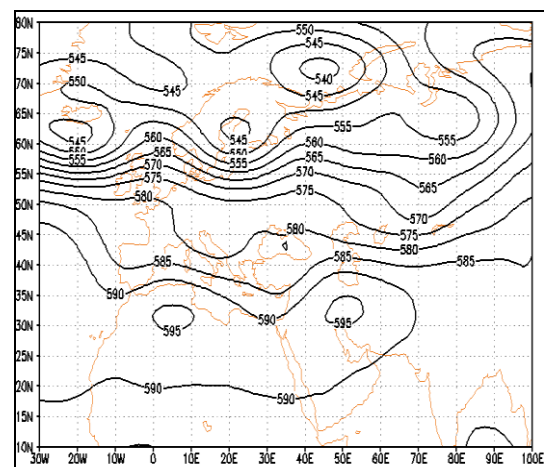
شکل ۲۸: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ الگوی ب

الگوی ج (ترسالی)

این الگو دارای فراوانی ۳۵ درصد در دوره‌ی ترسالی است که در میان الگوهای نقشه‌ای از رتبه‌ی نخست برخوردار است. و روز نوزده می ۱۹۹۸ به عنوان روز الگو یا نماینده بر اساس تحلیل همبستگی برگزیده شده است. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که پر ارتفاع (آزور) از شمال آفریقا به درون ایران رخنه کرده است و این جریان باعث نزول هوا به ترازهای پایین می‌شود و شرایط پایدار جوی را ایجاد می‌کند، پراارتفاع جنب حاره با پربند ۵۹۰ ژئوپتانسیل متر ایران را دربر گرفته است (شکل ۳۰). دو هسته مرکزی این پراارتفاع با پربند بسته ۵۹۵ ژئوپتانسیل متر در منطقه جنوب باختری ایران و الجزایر شکل گرفته است. الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که کانون‌های کم‌فشار ایجاد شده‌اند که از پاکستان به سمت خلیج فارس و منطقه پژوهش گسترش یافته است (شکل ۳۱). هسته مرکزی این کم‌فشار با پربند بسته ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در کرانه‌های جنوبی خلیج فارس قرار گرفته است. این الگو نشان دهنده‌ی دوره گرم سال (شش ماه اول سال) است که با ۳۵ درصد فراوانی در سال بروز می‌کند، بنابراین در این الگو نیز شرایط رخداد بارش وجود ندارد و از ویژگی‌های آب و هوایی منطقه می‌باشد.



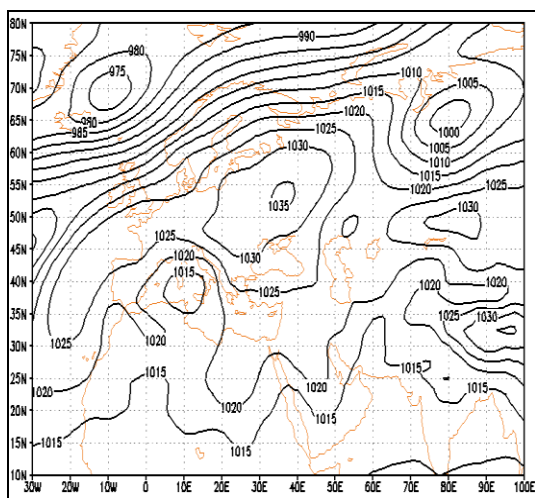
شکل ۳۱: نقشه‌ی فشار تراز دریا روز نماینده‌ی الگوی ج



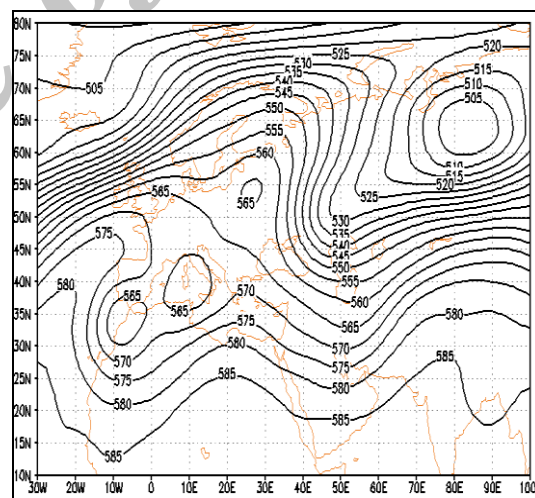
شکل ۳۰: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ الگوی ج

الگوی د

این الگو دارای فراوانی ۱۵ درصد در دوره‌ی ترسالی است که در میان الگوهای نقشه‌ای از رتبه‌ی چهارم برخوردار است. و روز بیست و سوم اکتبر ۲۰۱۱ به عنوان روز الگو یا نماینده بر اساس تحلیل همبستگی برگزیده شده است. الگوی نقشه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که ناوه‌ای با محوریت دریای مازندران تا مرکز خلیج فارس تشکیل شده است و پشته‌ای با محوریت دریای مدیترانه وجود دارد که سبب ریزش هوای سرد بر روی ایران می‌گردد و در مناطق خاوری که در زیر واگرایی بالایی ناوه قرار می‌گیرد احتمال ریزش‌های جوی وجود دارد (شکل ۳۲). الگوی نقشه‌ای فشار تراز دریا نشان می‌دهد که کانون پرفشاری در خاور اروپا با پربند بسته ۱۰۳۵ هکتوپاسکال شکل گرفته است و زبانه‌ی آن به درون ایران رخنه می‌کند و منطقه‌ی مورد پژوهش تحت حاکمیت پرفشار است، همچنین دو سامانه پرفشار در شمال دریای بایکال و فلات تبت مشاهده می‌شود (شکل ۳۳). بنابراین تطابق این دو تراز در این الگو شرایط ریزش هوای سرد را نشان می‌دهد، اگر کانون کم‌فشار در منطقه شکل گیرد و با توجه به خاور ناوه موجود ناپایداری ایجاد شده و در رخداد بارش در مناطق خاوری منطقه‌ی مورد پژوهش موثر است. عدم تطابق ترازهای جوی در صورت عدم وجود رطوبت شرایط رخداد گرد و غبار را مهیا می‌سازد و ایران و به ویژه منطقه مورد پژوهش تحت حاکمیت شرایط گرد و غباری می‌شود.



شکل ۳۳: نقشه‌ی فشار تراز دریا روز نماینده‌ی الگوی ج



شکل ۳۲: نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز نماینده‌ی الگوی ج

نتیجه‌گیری

در این پژوهش بررسی مؤلفه‌های بدست آمده از واکاوای مؤلفه‌ی مبنا نشان داد که بیش از ۴۲ درصد واریانس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با گسترش کم‌ارتفاع جنب قطبی به عرض‌های پایین همراه است که سبب جنوبی شدن مناطق پرارتفاع از قبیل پرارتفاع سیبری شده و بر روی منطقه‌ی مورد پژوهش زبانه پرارتفاع یا پرفشار تشکیل می‌شود بنابراین غالب بودن هسته‌های پرارتفاع بر روی منطقه که با ریزش هوای سرد، صافی هوا و بدون

ابرناسی روبرو است و بیانگر آن است که ناپایداری در منطقه وجود ندارد که سبب صعود رطوبت موجود در جو گردد و باعث کمی بارش و رخداد خشکسالی می‌شود. رخداد خشکی و خشکسالی از پدیده‌های مهم و پر بسامد در ایران مرکزی و منطقه‌ی پژوهش است اگر چه انتظار رخداد خشکسالی در این مناطق بر اساس شاخص SPI بسیار کم‌تر از ترسالی است دلیل این مسئله این است که میانگین بارش‌های بلند مدت ماهانه در این منطقه بسیار پایین است و با اندک بارشی در هر ماه منطقه‌ی پژوهش از خشکسالی اقلیمی که بر اساس این شاخص است خارج می‌شود و ترسالی یا حالت نرمال رخ می‌دهد. بر اساس تحلیل مؤلفه‌ی مینا بر روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال در دوره‌های ترسالی با ۸ مؤلفه می‌توان ۹۴ درصد تغییرات را تبیین نمود. نتایج تحلیل مؤلفه‌ی اصلی دوره‌ی ترسالی نشان داد که مؤلفه‌ی نخست با بیش‌ترین درصد ظهور نقش اصلی در میان الگوهای گردشی دارد و تعیین کننده الگوی غالب در دوره‌ی سرد سال است، بنابراین این مؤلفه بیشترین درصد پراش تغییرات داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل را دارا می‌باشد و موثرترین الگو در دوره‌ی ترسالی منطقه است که ۶۲/۳ درصد پراش تغییرات را بیان می‌کند و باقیمانده مؤلفه‌ها با توجه به گام‌های منفی و مثبت کانون‌ها نشان دهنده ناپایداری‌های جوی است که از سمت دریای مدیترانه و دریای سیاه و دریای سرخ به درون منطقه رخنه می‌کنند و سبب برون رفت منطقه از خشکسالی و رخداد ترسالی می‌شوند.

منابع

- ۱- ابراهیمی خوسفی، محسن، درویش‌زاده، روشنگر، متکان، علی اکبر و داوود عاشورلو (۱۳۸۹): بررسی خشکسالی در مناطق خشک مرکزی ایران با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای با تکیه بر شاخص‌های گیاهی (مطالعه موردی: شیرکوه یزد)، علوم محیطی، سال هفتم، شماره ۴، صص ۷۲-۵۹.
- ۲- احمدی، محمود، نصرتی، کاظم، سلکی، هیوا (۱۳۹۲): خشکسالی و ارتباط آن با رطوبت خاک (مطالعه موردی: کبوتر آباد اصفهان)، جغرافیا (فصل‌نامه علمی پژوهشی انجمن جغرافیای ایران)، دوره ۱۱، شماره ۳۸، صص ۷۷-۹۱.
- ۳- بابایی فیینی، ام‌السلمه، فتاحی، ابراهیم (۱۳۹۳): طبقه بندی الگوهای سینوپتیکی بارش زا در سواحل دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۶، شماره ۱، صص ۱۹-۴۲.
- ۴- حلیبان، امیرحسین، حسینعلی پورجزی، فرشته (۱۳۹۱): شناسایی شرایط همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تأکید بر الگوهای ضخامت جو، جغرافیا و پایداری محیط، سال دوم، شماره ۳، صص ۱۰۱-۱۲۲.
- ۵- علیجانی، بهلول، جعفرپور، زین‌العابدین، علی‌اکبری بیدختی، عباس، مفیدی، عباس (۱۳۸۶): تحلیل سینوپتیکی الگوهای گردشی بارش‌های موسمی جولای ۱۹۹۴ در ایران، نشریه علوم جغرافیایی، سال ۷، شماره ۱۰، صص ۷-۳۸.
- ۶- علیجانی، بهلول، خسروی، محمود، اسمعیل نژاد، مرتضی (۱۳۸۹): تحلیل همدیدی بارش سنگین ششم ژانویه ۲۰۰۸ در جنوب شرق ایران، پژوهش‌های اقلیم شناسی، سال اول، شماره ۳ و ۴، صص ۱-۱۲.
- ۷- فتاحی، ابراهیم و محمد باقر بهیار (۱۳۹۰): بررسی الگوهای سینوپتیکی خشکسالی‌های فراگیر در استان چهارمحال و بختیاری، تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۶، شماره ۱۰۱، صص ۷۹-۱۰۰.

۸- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۵): زیج سی ساله الگوهای گردشی تراز میانی جو ایران، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره پنجم، ۲۱-۱.

- 9- Buntgen, U., Trouet, V., Frank, D., Leuschner, H. H., Fried Ricks, D., Luterbacher, J., & Esper, J. (2010): Tree-Ring Indicators of German Summer Drought Over The Last Millennium. *Quaternary Science Reviews*, 29(7), 1005-1016.
- 10- 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(6), 619-635.
- 11- Croitoru, A.E and F.M. Toma, (2011): Meteorological Drought in Central Romanian plain (Between OLT and ARGES RIVERS) Case Study: Year 2000. *RISCURI SICATASTROFE*, NR. X, 9, 113-120.
- 12- 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(3), 413-428.
- 13- Galambosi, A., Duckstein, L., & Bogardi, I. (1996): Evaluation and Analysis of Daily Atmospheric Circulation Patterns of The 500 hPa Pressure Field Over The Southwestern USA. *Atmospheric Research*, 40(1), 49-76.
- 14- Girardin, M. P., Tardif, J. C., Flannigan, M. D., & Bergeron, Y. (2006): Synoptic-Scale Atmospheric Circulation and Boreal Canada Summer Drought Variability of The Past Three Centuries. *Journal of Climate*, 19(10), 1922-1947.
- 15- <http://www.cdc.noaa.gov>.
- 16- Kassomenos, P. A. (2003): Anatomy of The Synoptic Conditions Occurring Over Southern Greece During The Second Half of The 20th Century. Part I. Winter and Summer. *Theoretical and Applied Climatology*, 75(1-2), 65-77.
- 17- Kutiel, H. (2011): A Review on The Impact of The North Sea–Caspian Pattern (NCP) on Temperature and Precipitation Regimes in The Middle East. In *Survival and Sustainability* (pp. 1301-1312). Springer Berlin Heidelberg.
- 18- Littmann, T. (2000): An Empirical Classification of Weather Types in The Mediterranean Basin and Their Interrelation With Rainfall. *Theoretical and Applied Climatology*, 66(3-4), 161-171.
- 19- Mckee, T.B, Doesken, N.J, and J, Kleist, (1993): The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales, In: *Proc. 8th Conference on Applied Climatology*. January 17-22, 179- 184.
- 20- Murtagh, F., & Contreras, P. (2011): Methods of Hierarchical Clustering. *Arxiv Preprint arXiv: 1105.0121*.
- 21- Parry, S., Prudhomme, C., Hannaford, J., & Lloyd-Hughes, B. (2010): Examining The Spatio-Temporal Evolution and Characteristics of Large-Scale European Droughts. In *Proceedings of The BHS Third International Symposium* (pp. 135-142). British Hydrological Society.
- 22- Rimkus, E., Kazys, J., Valiukas, D., & Stankūnavičius, G. (2014): The Atmospheric Circulation Patterns During Dry Periods in Lithuania. *Oceanology*, 56(2), 223-239.
- 23- Svensson, C. (1999): Empirical Orthogonal Function Analysis of Daily Rainfall in The Upper Reaches of The Huai River Basin, China. *Theoretical and Applied Climatology*, 62(3-4), 147-161.
- 24- Trigo, R. M., & Dacamará, C. C. (2000): Circulation Weather Types and Their Influence on The Precipitation Regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, 20(13), 1559-1581.

- 25- Yetemen, O., & Yalcin, T. (2009): Climatic Parameters and Evaluation of Energy Consumption of The Afyon Geothermal District Heating System, Afyon, Turkey. *Renewable Energy*, 34(3), 706-710.
- 26- Zhaoliang Peng, Q.J. Wang, James C. Bennett, Prafulla Pokhrel, Ziru Wang, (2014): Seasonal Precipitation Forecasts Over China Using Monthly Large-Scale Oceanic-Atmospheric Indices, *Journal of Hydrology*, Volume 519, Part A, PP 792–802.

Archive of SID