

## واکاوی همیدی-دینامیکی وردش‌های جوی بارش بهاره فراگیر ایران

فاطمه درگاهیان<sup>۱\*</sup>، مهدی دوستکامیان<sup>۲</sup>، مراد طاهریان<sup>۳</sup>

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۰/۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۳/۲۶

### چکیده

هدف این مطالعه، تجزیه و تحلیل ماهیت و ساختار وردش‌های جوی بارش‌های بهاره ایران است. برای این منظور، داده‌های بارش روزانه ۵۷۳ ایستگاه استفاده شده است. سپس روزهای بارش فراگیر، داده‌های فشار متناظر، با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار گردس استخراج و به کمک تحلیل خوشه‌ای روزهای نماینده و الگوهای بارشی بهاره ایران در محیط نرم‌افزار متلب شناسایی شده‌اند. به منظور تعیین روز بارشی، سه معیار بارش روزانه یک میلی‌متر و بیشتر، حداقل تداوم دو روزه و حداقل ۵۰ درصد در نظر گرفته شد. نتایج نشان داد بیشترین مقدار بارش‌های بهاره فراگیر ایران ناشی از شیو شدید پرفشار شمال دریای خزر-کم‌فشار شرق ترکیه، کم‌فشار عربستان است و غالب‌ترین الگوی بارشی بهاره فراگیر الگوی پرفشار سبیری-کم‌فشار عربستان، کم‌فشار سودان است. نقش دریای عرب، خلیج فارس، دریای سرخ در تراز ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکالی به شکل بارزی در شار رطوبت بارش‌های بهاره قابل مشاهده است. دریای خزر علاوه بر تأمین رطوبت نواحی ساحلی در تراز دریا از منابع رطوبتی اصلی بارش‌های بهاره شمال غربی و شمال شرقی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی به شمار می‌رود. دریای عرب بیشترین نقش را در شار رطوبت به سمت نواحی جنوبی و غربی ایران ایفا می‌کند. بیشترین میزان ناپایداری جو در ترازهای بالای جو به دلیل استقرار موج بادهای غربی بوده که با سامانه‌های فشار متفاوتی همراه بوده است. در این راستا حداکثر میزان واگرایی جو زمانی رخ داده است که پرفشار سبیری فعال بوده و زبانه‌هایی از آن روی ایران قرار گرفته است.

**واژه‌های کلیدی:** الگوهای گردشی، تاوایی، آب قابل بارش، شار رطوبتی، بارش بهاره.

۱. عضو هیئت علمی بخش تحقیقات بیابان مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران؛

fatemeh.dargahian@gmail.com

۲. دانش‌آموخته دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه زنجان

۳. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه زنجان

## مقدمه

آفریقا تا اندونزی از دهه ۱۹۶۰ به بعد کاهش یافته است. این نحوه تغییرات بارش با تغییرات رواناب، تراز آب دریا و رطوبت خاک هماهنگ بوده است. به طور کلی، میانگین جهانی سالانه بارش تا سال ۱۹۶۰ افزایش و پس از آن تا سال ۱۹۸۰ کاهش یافته است. این کاهش ها و افزایش ها در همه نقاط دنیا به یک اندازه نبوده است. بر اساس تحقیقی در کانادا اگرچه دما در اغلب ایستگاه های کانادا افزایش یافته است، هیچ دلیل محکمی مبنی بر تغییر بارش به جز افزایش آن در چند نقطه معدود مثل مونکتون وجود ندارد (کلارک<sup>۳</sup>، ۲۰۰۰). ایران از جمله مناطقی است که شاهد رفتار ناهنجار و بی قاعده بارش است (محمدی و مسعودیان، ۲۰۰۰). ویژگی اصلی بارش های ایران تغییرپذیری آن هاست؛ در واقع تغییرات بارشی ناشی از تغییرات عوامل تولیدکننده آن هاست، بی نظمی موجود ناشی از عوامل ایجاد بارش است که به توزیع زمانی و مکانی بارش منتقل شده است (هارناسک<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۰؛ سیبرت<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۵؛ ماتلیک و پاست<sup>۶</sup>، ۲۰۰۸، هایلوک<sup>۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). در حال حاضر، پژوهش های گسترده در زمینه آکاوی و ردش های زمانی- مکانی بارش و روند آن در مناطق مختلف جهان و ایران انجام شده است که در همه آن ها، بر اهمیت تغییر اقلیم جهانی به ویژه در مورد عنصر آشوبمند بارش، تأکید شده است (استبان<sup>۸</sup>، ۱۹۹۸ در اسپانیا؛ کنکل<sup>۹</sup>، ۲۰۰۳ در شمال آمریکا؛ هیدالگو<sup>۱۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۳ در والنسیای اسپانیا؛ هایلوک و همکاران، ۲۰۰۵ در شمال آمریکا؛ سو<sup>۱۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶؛ غیور، ۱۹۹۵، بابایی فینی، ۲۰۰۳، خلیلی و بذرافشان، ۲۰۰۴، عساکره، ۲۰۰۵، امیدوار، ۲۰۰۶ در ایران). برخلاف مطالعات داخلی که بیشتر به صورت ناحیه ای انجام شده اند، در این مطالعه سعی شده تمام منطقه ایران مورد بررسی و مطالعه قرار گیرد. مطالعه تغییرات بارش در کشور

بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است (عساکره و دوستکامیان، ۲۰۱۴) که به عنوان مهم ترین عنصر اقلیمی از پیچیدگی خاصی برخوردار است (علیجانی و همکاران، ۲۰۱۴). به طوری که عوامل صعود، هوای مرطوب و هستک های چگالش عوامل اصلی ایجاد بارش اند که توسط گردش عمومی جو به وسیله الگوهای فشار تأمین می شود (مسعودیان و اسدی، ۲۰۰۴). بارش تحت تأثیر شرایط و عوامل دیگری مانند ارتفاع، عرض جغرافیایی و... قرار می گیرد؛ به طوری که با افزایش ارتفاع، به دلیل کاهش دما و رسیدن دما به نقطه شبنم، میزان بارش افزایش می یابد، اما اثر ارتفاع بر بارش در همه جا یکسان نیست؛ برای مثال در مناطق حاره از ارتفاع ۱۰۰۰ تا ۱۹۰۰ متری افزایش و پس از آن کاهش می یابد؛ اما در مناطق برون حاره مقدار بارش از ارتفاع ۵۰۰۰ تا ۵۵۰۰ متری افزایش می یابد (باری و چورلی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۸). از طرفی دیگر اثر ارتفاع بر بارش در تابستان شدیدتر از زمستان و در دامنه های بادگیر قوی تر از دامنه های بادپناه است؛ همین طور بارش نواحی کوهستانی نسبت به دشت های همسایه بیشتر است (علیجانی و کاویانی، ۲۰۱۲). با این حال هیچ یک از این حالات به صورت قاعده عمومی پذیرفتنی نیست، چه بسا مقدار بارش در ناحیه بادپناه کوهستان بیشتر از ناحیه بادگیر آن باشد و اساساً ساده انگارانه خواهد بود که از میان تمامی اجزای تشکیل دهنده چهره زمین تنها ارتفاع را بر مقدار بارش مؤثر دانست. تعامل عمیق، پیچیده و مداوم بارش با سایر عناصر و عوامل اقلیمی سبب تغییر و تنوع این عنصر در بُعد زمان و مکان شده است. این تغییر و تنوع در رفتار آشکار و نهان بارش، توجه اقلیم شناسان و نیز اندیشمندان علوم مرتبط با اقلیم را به خود معطوف داشته است (عساکره و سیفی پور، ۲۰۱۱). از آنجایی که مطالعه مکانی پدیده ها از طریق بررسی طبیعت و مشخصه سری های زمانی آن ها در مکان حاصل می شود (هینینگ<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴)، مقدار بارش ها در نواحی حاره و جنب حاره از

3. Clarke  
4. Harnack  
5. Petra  
6. Mätlik & Post  
7. Haylock  
8. Steban-parta  
9. Kunkel  
10. Hidalgo  
11. Su

1. Barry & chorley  
2. Hining

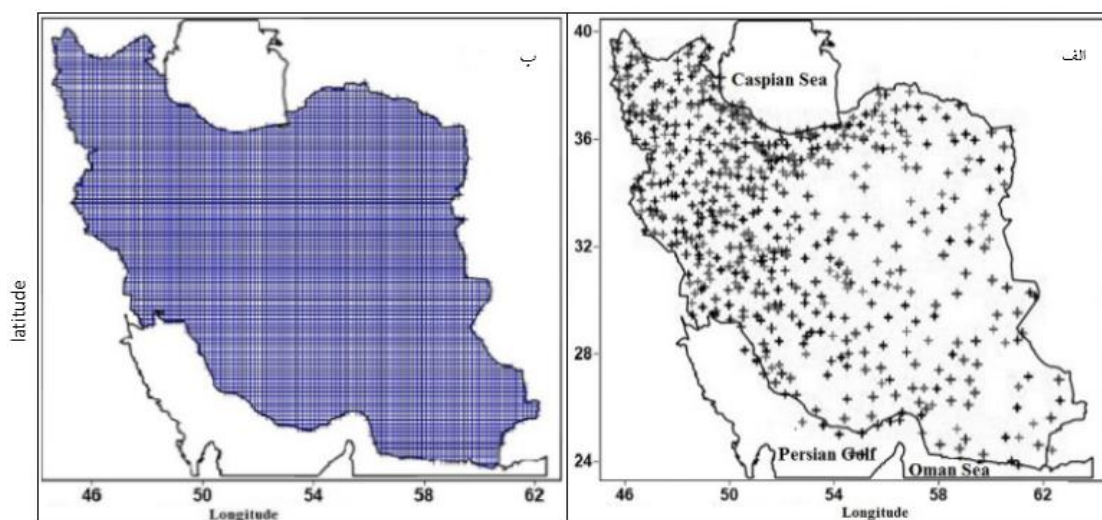
داده‌های بارش روزانه ۶۷۳ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی که از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده است (شکل ۱ الف)، مرتب و میان‌یابی شده است (شکل ۱ ب). بعد از تشکیل پایگاه داده‌ای به‌منظور تعیین روز بارشی از سه شرط استفاده شده است: ۱. روزی که بارش یک میلی‌متر و بیشتر را تجربه کرده باشد، ۲. حداقل دو روز تداوم داشته باشد. ۳. حداقل ۵۰ درصد پوشش داشته باشد. داده‌های جوّی: برای این مطالعه متغیرهایی مانند داده‌های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، نم و یخ، بادمداری و نصف‌النهاری، شار رطوبتی جو، آب قابل بارش و تاوایی مورد استفاده قرار گرفته است. این متغیرها از پایگاه داده‌ای (NCEP/NCAR) وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا دریافت شده و در ترازهای ۵۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. قدرت تفکیک مکانی این داده‌ها  $2/5 \times 2/5$  درجه قوسی می‌باشد. این داده‌ها در تارنمای [www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov) قابل دست‌یابی است.

نشان داد که تغییرات مکانی بارش از غرب به شرق و از شمال به جنوب کاهش یافته و این تغییرات با ناهمواری‌های اصلی ایران هماهنگی خوبی نشان می‌دهند (غیور و مسعودیان، ۱۹۹۶: ۵۴). بیشترین مقدار بارش سواحل جنوبی دریای خزر توسط واچرخنده‌های مهاجر کنترل می‌شود؛ اما حدود نیمی از بارش‌های سالانه و شدیدترین بارندگی‌های پاییز با حضور پرفشار سبیری در شمال دریای خزر روی ناحیه رخ می‌دهد (قشقایی، ۱۹۹۶) نتیجه بررسی سینوپتیکی نقش دریای سیاه بر بارش ایران نشان داد که بیشترین همبستگی بین فرود در منطقه دریای سیاه به‌ویژه نیمه شرقی دریا و بارش ایران در غرب تا شمال غرب کشور مشاهده می‌شود (مفیدی، ۲۰۰۶).

### داده‌ها و روش‌ها

با توجه به هدف مطالعه، از دو پایگاه داده‌ای بهره گرفته شده است:

داده‌های محیطی: این گروه از داده‌ها از طریق میان‌یابی مقادیر ایستگاهی بارش روزانه برای دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ به دست آمده است. دوره آماری ۵۰ ساله با استفاده از



شکل (۱): الف. توزیع پراکندگی ایستگاه‌های مورد مطالعه؛ ب. شبکه بارش منطقه مورد مطالعه

Figure (1): a. Distribution of the stations under study; b. Precipitation network of the study area

بعد از استخراج روزهای بارشی فراگیر به‌منظور شناسایی الگوهای بارش فراگیر ایران، از تحلیل خوشه‌ای استفاده شده است. به‌منظور انتخاب روزهای نماینده حاصل از گروه‌های به‌دست‌آمده، از روش همبستگی لوند استفاده شد. به این ترتیب برای انتخاب روز نماینده، روزی که بیشترین شباهت

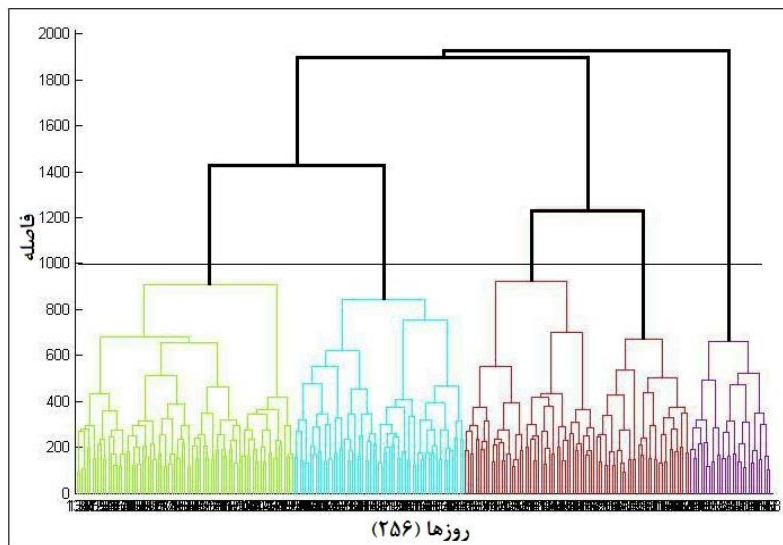
را با بیشترین تعداد روزهای گروه دارد، انتخاب شده است. روزهای نماینده بر پایه آستانه ۰/۵۵ استخراج شد. بنابراین روزی که با تعداد روزهای بیشتری ضریب همبستگی ۰/۵۵ داشت، به‌عنوان روز نماینده انتخاب شد. بعد از استخراج روز نماینده، به‌منظور تحلیل همدیدی-دینامیکی آن‌ها از

الگوهای مؤثر) از آزمون اختلاف میانگین و تحلیل واریانس درون گروهی و برون گروهی بهره گرفته شده است. مشخصات این الگوها در جدول (۱) آورده شده است. بر این اساس، الگوی (پرفشار سیبری - کم فشار عربستان، کم فشار سودان) با فراوانی ۸۳ بیشترین نقش را در رخداد بارش های فراگیر بهاره ایران داشته است. این در حالی است که بیشترین مقدار بارش های بهاره ایران زمانی رخ داده است که پرفشار شمال دریای خزر - کم فشار شرق ترکیه، کم فشار عربستان بر جو ایران حاکمیت داشته است

فشار تراز دریا، شار رطوبتی، تاوایی، جریان باد، آب قابل بارش و رودبار استفاده و برای جلوگیری از حجم کار از مبانی نظری این تحلیل ها خودداری شد.

### یافته ها

شکل (۲) دندروگرام حاصل از تحلیل خوشه ای روی داده های فشار متناظر با روزهای بارشی بهاره ایران را نشان می دهد. بر اساس این شکل، پنج الگوی مؤثر در بارش های بهاره فراگیر ایران شناسایی شده است. در این رویه از کار برای شناسایی الگوهای مؤثر (محل برش دندروگرام یا تعداد



شکل (۲): دندروگرام حاصل از تحلیل خوشه ای روی داده های فشار سطح زمین

Figure (2): Dendrograms from cluster analysis on land surface pressure data

جدول (۱): مشخصات توصیفی الگوهای بارش بهاره ایران

Table (1): Descriptive characteristics of Iranian spring rainfall patterns

فراوانی	مجموع بارش	مساحت تحت پوشش	الگو
۳۶	۱۳۶۸/۵	۸۲/۲۷	پرفشار سیبری - کم فشار عربستان
۵۰	۲۶۱/۱	۶۱/۴	پرفشار قزاقستان - کم فشار خلیج فارس
۶۵	۱۶۲۶/۵	۵۱/۸	پرفشار شمال دریای خزر - کم فشار شرق ترکیه، کم فشار عربستان
۸۳	۱۴۷۸/۵	۶۹/۲	پرفشار سیبری - کم فشار عربستان، کم فشار سودان
۳۱	۷۶۳/۷	۶۷/۵	پرفشار سیبری - کم فشار سودان، کم فشار ترکمنستان

نماینده را برای الگوی اول (پرفشار سیبری - کم فشار عربستان) نشان می دهد. در نقشه فشار و تاوایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳ - الف) پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۳۵ هکتوپاسکال به عرض های پایین تر گسترش پیدا کرده و با

الگوی اول: پرفشار سیبری - کم فشار عربستان  
(۲۰۰۹/۳/۳۰)

شکل (۳) توزیع مکانی الگوهای همدیدی - دینامیکی روز

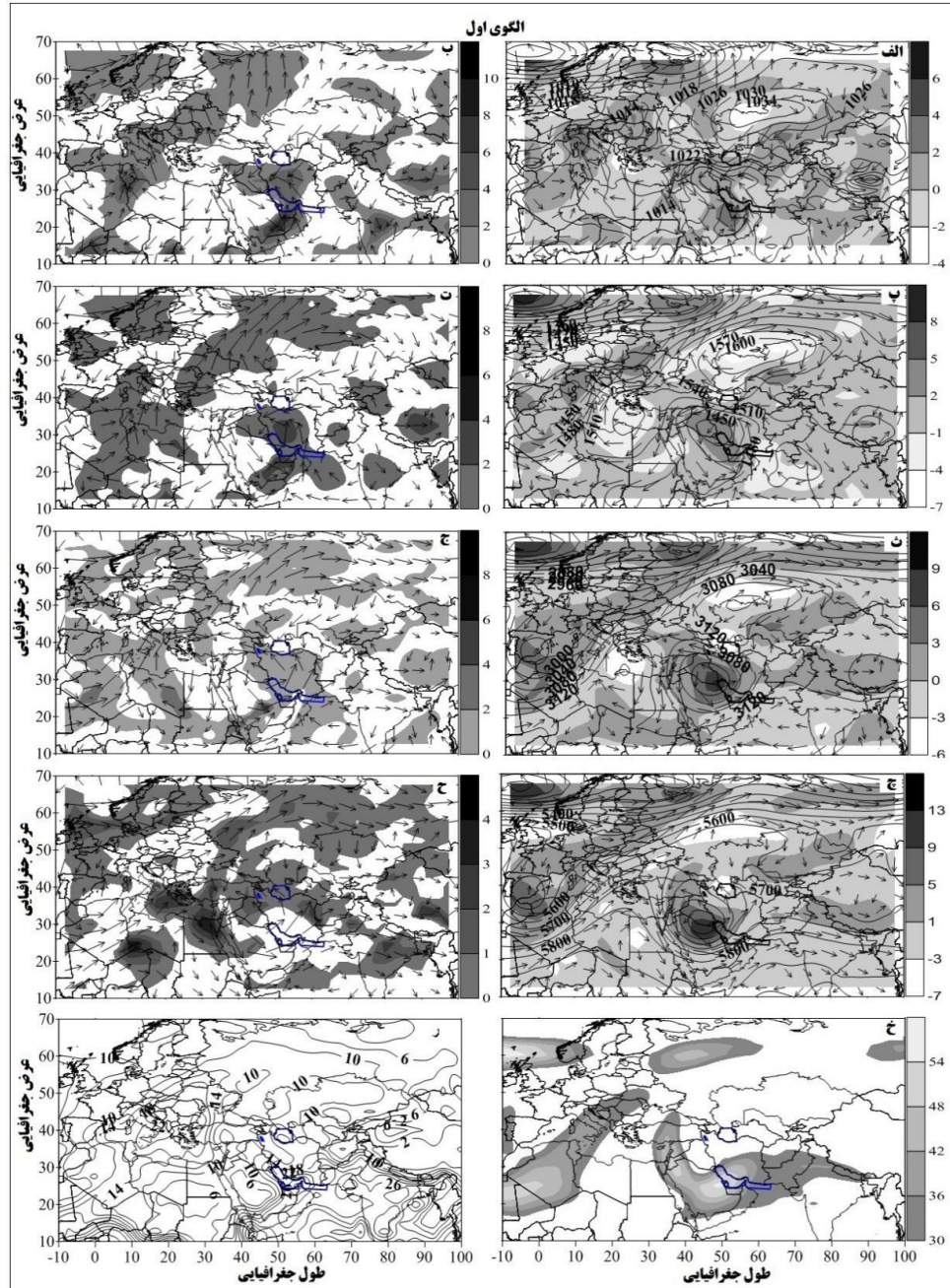
منطبق بر محل استقرار کم‌فشار عربستان روی ایران و نشان‌دهنده صعود و همگرایی جریانات رطوبتی از روی خلیج فارس و دریای عرب است.

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-ث) کم‌فشار عربستان با ارتفاع ۳۰۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی جنوب عراق و کویت مستقر شده است. بیشینه تاوایی  $4 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه منطبق بر محل قرارگیری کم‌فشار عربستان بر روی غرب و جنوب غرب ایران است که موجب صعود و همگرایی جریانات در این تراز و ترازهای زیرین خود شده است. پراارتفاع مدیترانه به میزان ۳۱۴۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال الجزایر مستقر شده است. گسترش کم‌ارتفاع عربستان در این تراز مانع حرکت شرق سو و مداری شدن پراارتفاع مدیترانه شده است. در این تراز پراارتفاع مدیترانه با حرکت ساعتگرد موجب انتقال رطوبت و جریانات به درون کم‌ارتفاع عربستان و تقویت آن شده است. با توجه به نقشه شار رطوبتی و جریان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-ج)، هسته همگرایی رطوبتی بر روی مرکز و قسمت کوچکی از غرب ایران به مقدار ۴ گرم بر کیلوگرم قرار گرفته که با حضور کم‌فشار عربستان و بیشینه تاوایی مثبت در این تراز انطباق دارد و موجب شکل‌گیری هسته همگرایی رطوبتی روی خلیج فارس شده است.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-چ) کم‌ارتفاع عربستان با ارتفاع ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی خاورمیانه مستقر بوده و قسمت‌های جلویی ناوه کم‌ارتفاع روی جنوب، جنوب شرق و مرکز ایران قرار دارد. بیشینه تاوایی مثبت در محور ناوه و مرکز کم‌ارتفاع عربستان به مقدار  $9 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه بوده است که سبب صعود در تراز فوقانی و همگرایی در لایه‌های زیرین جو شده است. در همین ارتفاع (شکل ۳-ح) واگرایی شدید رطوبتی منطبق بر قسمت جلوی ناوه کم‌ارتفاع عربستان روی جنوب و مرکز ایران مشاهده می‌شود که دلیل آن کمبود رطوبتی در تراز فوق است. بنابراین در این الگوی بارشی، حضور مداوم و مستمر کم‌فشار عربستان بر روی خاورمیانه در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود بیشینه تاوایی مثبت در ترازهای فوق و حضور ناوه کم‌ارتفاع بر روی خاورمیانه و قسمت جلویی ناوه بر روی ایران موجب همگرایی

پرفشار مستقر بر روی اروپا کمر بند پرفشاری تشکیل داده است. زبان‌های آن با جهت جنوب غربی تا شمال غرب آفریقا کشیده شده و موجب نزول هوای سرد و مرطوب از روی دریای سیاه و مدیترانه به روی خاورمیانه، شمال غرب آفریقا و ایران شده است. بر روی خاورمیانه و قسمت‌های جنوب غرب ایران کم‌فشار عربستان با فشار مرکزی ۱۰۰۶ هکتوپاسکال مستقر است که موجب فرارفت هوای گرم و مرطوب از روی خلیج فارس بر روی ایران و عراق شده است و به دلیل برخورد با زبان‌های پرفشار سبیری در غرب و شمال غرب ایران شیو فشاری شدیدی شکل گرفته که موجب اختلاف فشار و در نتیجه، تشدید ناپایداری و صعود قائم هوا در این قسمت از ایران شده است. در ضمن، زبان‌های پرفشار سبیری بر روی مدیترانه و شمال آفریقا مانع نفوذ کم‌فشار عربستان به سمت عرض‌های بالاتر شده است. از طرف دیگر، خاصیت مکنندگی کم‌فشار عربستان موجب کشیده شدن پرفشار سبیری به سمت عرض‌های پایین‌تر شده است، بیشینه تاوایی مثبت بر روی غرب خاورمیانه به مقدار  $2 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه بوده است که بیانگر همگرایی و صعود جریانات در این منطقه است. هسته همگرایی رطوبتی به مقدار ۶ گرم بر کیلوگرم در روی نواحی مرکز و جنوب غرب و نواحی از شمال ایران قرار دارد و با توجه به سمت‌وسوی جریان باد، رطوبت مورد نیاز از خلیج فارس و دریای عرب تأمین شده است (شکل ۳-ب). در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال کم‌ارتفاع عربستان به عرض‌های بالاتر گسترش پیدا کرده و هسته آن با ارتفاع ۱۴۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی کویت قرار گرفته است. بیشینه تاوایی مثبت به مقدار  $4 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه در محل استقرار کم‌ارتفاع بر روی خاورمیانه مشاهده می‌شود که صعود و همگرایی جریانات در این تراز و تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را موجب شده است. پرفشار سبیری نیز با فشار مرکزی ۱۶۲۰ ژئوپتانسیل متر با گسترش روی ایران شیو فشاری قابل توجهی را در نیمه شمالی ایجاد کرده و موجب تشدید ناپایداری و صعود جریانات قائم در این تراز شده است (شکل ۳-پ). با توجه به نقشه شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-ت) هسته همگرایی رطوبتی به مقدار ۶ گرم بر کیلوگرم بر روی مرکز و جنوب ایران دیده می‌شود که

و صعود قائم در ترازهای پایین جو شده و واگرایی جریانات هوا را در سطوح فوقانی جو موجب شده است. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-خ) جت جنب‌حاره‌ای با هسته مرکزی با سرعت ۵۰ نات بر روی جنوب ایران و خلیج فارس قرار گرفته است. منطقه خروجی سمت چپ رودباد مذکور در روی نیمه جنوبی ایران قرار داشته است. در نتیجه، واگرایی جریان هوا در سطوح بالای جو را تشدید کرده و تاوایی مثبت در تراز فوق را سبب شده است.



شکل (۳): نقشه الف: فشار تراز دریا و تاوایی. نقشه ب: شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ و جریان باد. نقشه پ: فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ت: شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ث: فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ج: شار رطوبتی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ح: فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه خ: شار رطوبتی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ز: آب قابل بارش جو تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال. نقشه ر: آب قابل بارش جو

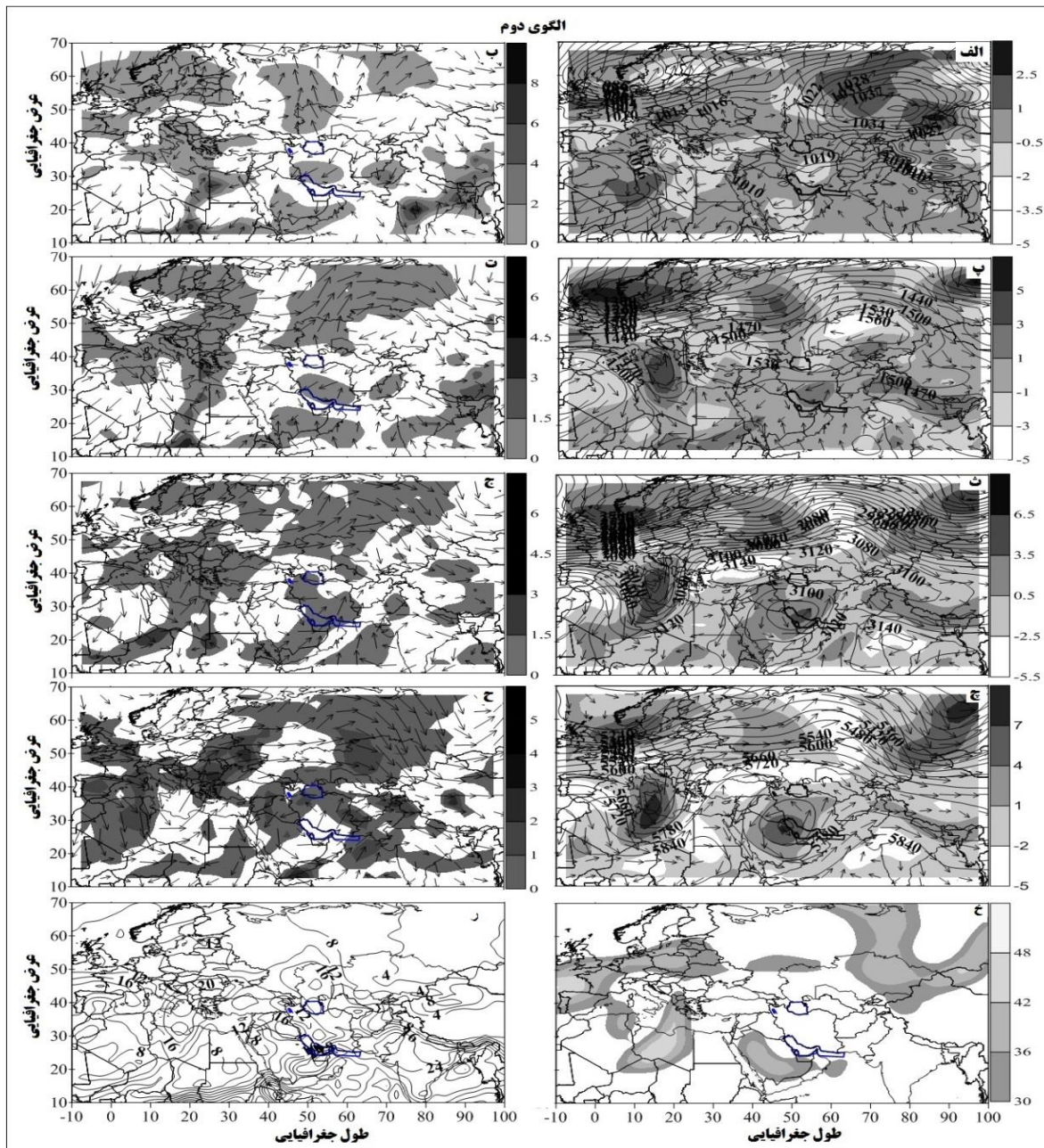
Figure (3): A: Sea-level pressure and Vorticity, B: Humidity flux level 1000 and wind current, C: level pressure 850 hPa and Vorticity, D: Moisture flux of 850 hPa and wind current, E: level pressure in 700 hPa and Vorticity, F: Moisture flux of 700 hPa and wind current, G: Pressure level of 500 hPa and Vorticity, H: Moisture flux of 500 hPa and wind current, I: Jet Streams level 300 hPa, J: perceptible water

مقدار ۴ گرم بر کیلوگرم بوده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۴- پ) پرفشار قزاقستان با فشار مرکزی ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل متر روی قزاقستان قرار داشته و زبانه‌های آن با جهت جنوب غربی تا جنوب شرق اروپا، ترکیه و نیمه شمالی ایران کشیده شده است. کم‌فشار مدیترانه نیز با فشار مرکزی ۱۴۴۰ ژئوپتانسیل متر روی دریای مدیترانه مستقر است، با توجه به قرارگیری زبانه‌های پرفشار قزاقستان روی ترکیه و شرق مدیترانه، کم‌فشار مذکور اجازه پیشروی و گسترش به سمت شرق را پیدا نکرده است. در جنوب ایران، کم‌فشار خلیج فارس با فشار مرکزی ۱۴۸۰ ژئوپتانسیل متر مستقر است که موجب انتقال جریانات گرم و مرطوب به روی ایران و بیشینه تاوایی به مقدار  $2 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه در منطقه تحت سلطه کم‌فشار خلیج فارس شده است. در نتیجه، صعود قائم هوا صورت گرفته و در تراز زیرین همگرایی رطوبت رخ داده است. شیو فشاری در نیمه مرکزی و شمال ایران به سبب برخورد دو سامانه فشاری قزاقستان و خلیج فارس سبب تشدید ناپایداری و صعود قائم هوا و جریانات در این تراز و سطوح زیرین شده است. با توجه به نقشه شار رطوبت و جریان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۴- ت) هسته همگرایی شار رطوبت به مقدار ۳ گرم بر کیلوگرم در مرکز و جنوب غرب ایران قرار داشته که بیانگر همگرایی و صعود جریانات در این تراز است که منطبق بر کم‌فشار خلیج فارس می‌باشد. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴- ث) کم‌فشار خلیج فارس با فشار مرکزی ۳۰۸۰ ژئوپتانسیل متر تقویت شده بر روی خلیج فارس قرار دارد. در ضمن، سراسر ایران و خاورمیانه از جنوب عربستان تا شمال عراق را تحت پوشش خود قرار داده است. بر روی دریای سیاه هسته پرفشاری با فشار مرکزی ۳۱۵۰ ژئوپتانسیل متر بسته شده که سبب ریزش هوای سرد و مرطوب از عرض‌های بالاتر و دریای سیاه بر روی شمال ایران و به داخل کم‌فشار خلیج فارس شده و سبب تقویت و گسترش کم‌فشار مذکور شده است. شیو فشاری به وجود آمده در نیمه شمالی کشور به خصوص نواحی شمال غرب موجب تشدید ناپایداری و صعود هوا در این مناطق شده است.

در شکل (۳- ر) منحنی آب قابل بارش در نیمه جنوبی کشور به مقدار ۱۷ میلی‌متر بر مترمربع تا شمال خوزستان و در قسمت جنوب شرقی تا شمال سیستان و بلوچستان گسترده شده است. کانون آب قابل بارش این الگو روی خلیج فارس و تنگه هرمز قرار داشته و از طریق این منبع تأمین می‌شود؛ بنابراین شیو فشاری شدید حاصل از پرفشار سبیری و کم‌فشار عمیق عربستان که هم در لایه پایین و هم در لایه میانی جو مستقر است، منجر به صعود هوا شده و حداکثر مقدار ناپایداری را ایجاد کرده است. به همین دلیل حداکثر مقدار بارش در نواحی جنوبی کشور رخ داده است. با توجه به جهت جریان شار رطوبتی می‌توان گفت رطوبت مورد نیاز بارش از خلیج فارس، دریای عمان و تا حدودی دریای مدیترانه تأمین شده است. تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به دلیل فقر رطوبتی و فاصله زیاد از منابع رطوبتی سطح زمین کمترین نقش را در بارش داشته است؛ زیرا حداقل شار رطوبتی در این تراز مشاهده می‌شود.

### الگوی دوم: پرفشار قزاقستان - کم‌فشار خلیج فارس (۱۹۷۷/۴/۲)

در شکل (۴) توزیع مکانی الگوهای همدیدی - دینامیکی روز نماینده را برای الگوی دوم (پرفشار قزاقستان - کم‌فشار خلیج فارس) نشان می‌دهد. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴- الف) پرفشار قزاقستان با فشار مرکزی ۱۰۴۰ هکتوپاسکال بر روی قزاقستان قرار دارد و زبانه‌های آن روی عرض‌های پایین‌تر از جنوب خاورمیانه تا شمال آفریقا کشیده شده است. با وجود قرارگیری پرفشار آزرور روی غرب آفریقا با فشار مرکزی ۱۰۲۰ هکتوپاسکال، استقرار کم‌فشار سودانی و گسترش آن به سمت عرض‌های بالا مانع از ایجاد کمربند پرفشار شده است. این آرایش فشاری موجب فرارفت جریانات سرد و مرطوب دریای سیاه و مدیترانه روی خاورمیانه و ایران شده است. کمینه تاوایی به مقدار  $1 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه، روی نیمه شمالی ایران قرار دارد که نزول هوا در این تراز و واگرایی روی نیمه شمالی کشور را در سطح زمین نشان می‌دهد. با توجه به شکل (۴- ب) منطقه بیشینه شار همگرایی رطوبت منطبق بر منطقه جنوب غرب ایران به



شکل (۴): نقشه الف: فشار تراز دریا و تاوایی. نقشه ب: شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ و جریان باد. نقشه پ: فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ت: شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ث: فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ج: شار رطوبتی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه چ: فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ح: شار رطوبتی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه خ: رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال. نقشه ر: آب قابل بارش جو

Figure (4): A: Sea-level pressure and Vorticity, B: Humidity flux level 1000 and wind current, C: level pressure 850 hPa and Vorticity, D: Moisture flux of 850 hPa and wind current, E: level pressure in 700 hPa and Vorticity, F: Moisture flux of 700 hPa and wind current, G: Pressure level of 500 hPa and Vorticity, H: Moisture flux of 500 hPa and wind current, I: Jet Strms level 300 hPa, J: perceptible water

روی خلیج فارس و جنوب ایران به مقدار ۳ گرم بر کیلوگرم مشاهده می شود که به سبب جریانات شمال سوی باد و حرکت پادساعتگرد کم فشار خلیج فارس از طریق خلیج عدن و خلیج فارس تأمین می شود. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

بیشینه تاوایی مثبت بر روی خلیج فارس و جنوب ایران به مقدار  $2 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه منطبق بر منطقه استقرار کم فشار است. با توجه به نقشه شار رطوبت و جریان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ج) هسته همگرایی رطوبت

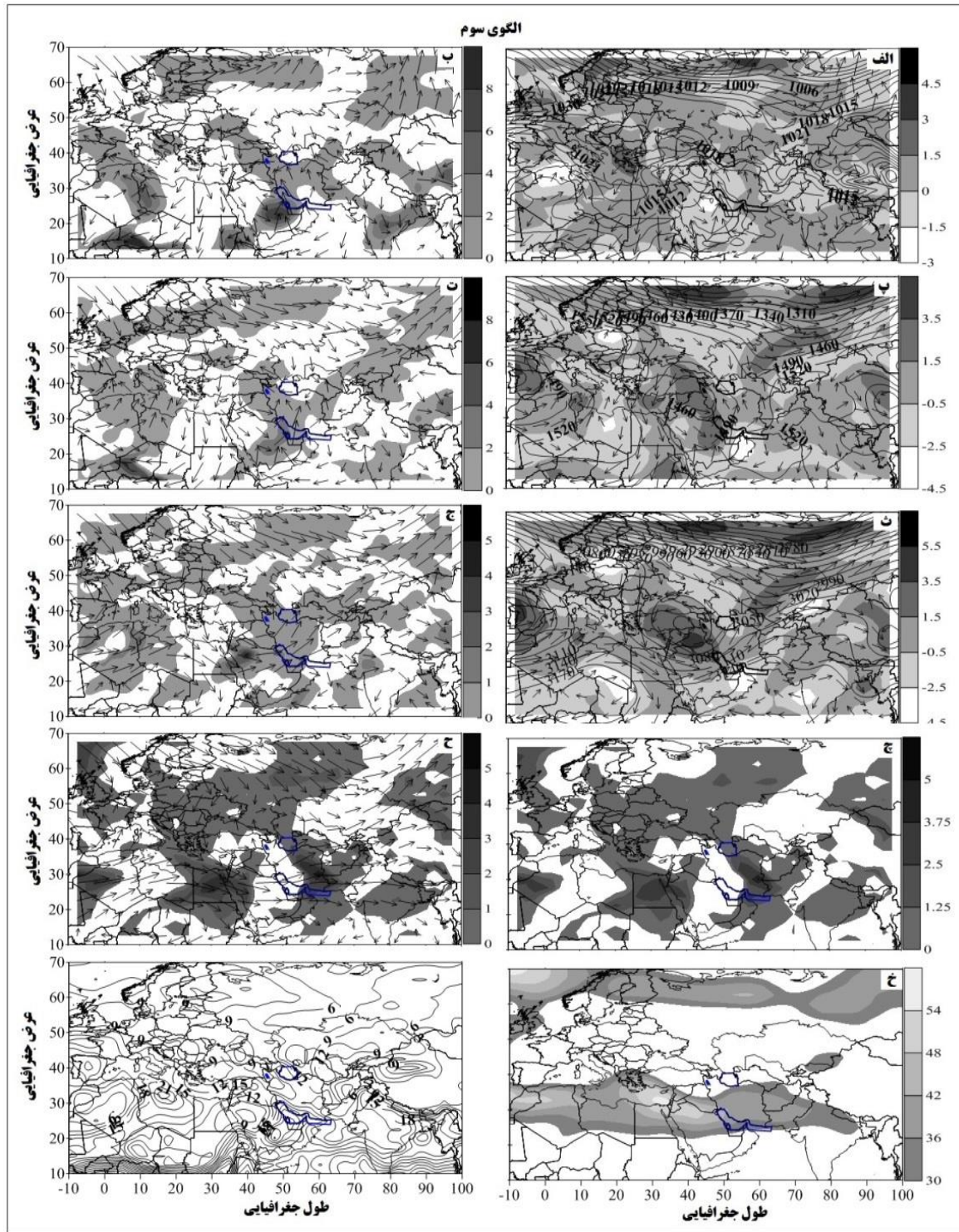


۱۰۰۰ هکتوپاسکال هسته همگرایی رطوبتی به مقدار ۴ گرم بر کیلوگرم در نواحی غرب و شمال غرب ایران دیده می‌شود (شکل ۵-ب) که منطبق بر شیو فشاری شمال غرب کشور است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کم‌فشار عربستان به عرض‌های بالاتر گسترش و هسته مرکزی آن با فشار ۱۴۶۰ ژئوپتانسل متر بر روی عراق قرار گرفته است. زلزله جنوب شرقی پرفشار اروپا با فشار مرکزی ۱۵۰۰ ژئوپتانسل متر بر روی الجزایر مستقر شده و با حرکت ساعتگردی خود سبب انتقال رطوبت به سمت کم‌فشار عربستان و دینامیکی شدن کم‌فشار مذکور شده است. بر روی کشور عمان نیز هسته پرفشار با فشار مرکزی ۱۵۲۵ ژئوپتانسل متر حاکم بوده که باعث انتقال و صعود جریانات گرم و مرطوب به داخل کم‌فشار عربستان شده است. این فرارفت هوای گرم و مرطوب سبب تقویت هرچه بیشتر کم‌فشار شده است. بیشینه تاوایی مثبت  $2 \times 10^{-5}$  روی ایران و عراق بوده که بیانگر صعود و شدت گرفتن همگرایی جریانات گرم و مرطوب در این تراز شده است (شکل ۵-پ). هسته همگرایی شار رطوبت به مقدار ۴ گرم بر کیلوگرم بر روی جنوب غرب، مرکز و غرب ایران قرار دارد (شکل ۵-ت). با توجه به سمت‌وسوی جریانات باد رطوبت از روی خلیج فارس و دریای سرخ تأمین می‌شود. در نقشه (شکل ۵-ث) فشار و تاوایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال محوره ناوه روی دریای سرخ و عربستان قرار گرفته و قسمت جلویی ناوه بر روی خلیج فارس و کشور ایران قرار گرفته که موجب صعود و همگرایی جریانات در لایه‌های زیرین جو شده است. در نقشه (شکل ۵-ج) شار رطوبت تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، هسته همگرایی رطوبت به مقدار ۳ گرم بر کیلوگرم روی مرکز ایران دیده می‌شود.

(شکل ۴-چ) مرکز کم‌ارتفاع خلیج فارس با فشار مرکزی ۵۶۰۰ ژئوپتانسل متر در شمال خلیج فارس قرار داشته است، به طوری که قسمت جلویی ناوه کم‌ارتفاع خلیج فارس بر روی نیمه مرکزی، جنوب و جنوب شرق ایران دیده می‌شود که موجب همگرایی، صعود و تشدید ناپایداری سطوح زیرین جو شده است. بیشینه تاوایی به مقدار  $4 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه، روی خلیج فارس قرار دارد. در نقشه رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-خ) هسته رودباد جنب‌حاره‌ای با سرعت ۳۰ نات بر روی عربستان قرار گرفته و بر روی ایران در تراز فوق ناپایداری و افزایش سرعت باد دیده نمی‌شود. در نقشه آب قابل بارش (شکل ۴-ر) کانون‌های آب قابل بارشی بر روی ایران به مقدار ۲۵ میلی‌متر بر مترمربع تنها به روی مناطق جنوب و جنوب شرق ایران محدود شده و نقطه تمرکز این کانون بر روی جنوب خلیج فارس و بر روی امارات متحده عربی قرار دارد.

#### الگوی سوم: پرفشار شمال دریای خزر- کم‌فشار شرق ترکیه، کم‌فشار عربستان (۲۰۰۷/۴/۲)

در شکل (۵-الف) تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال پرفشاری با فشار مرکزی ۱۰۲۲ هکتوپاسکال در شمال دریای خزر مستقر شده و در حرکت جنوب سوی خود موجب فرارفت هوای سرد و مرطوب به روی نیمه شمالی کشور شده است. همزمان کم‌فشار عربستان با فشار مرکزی ۱۰۰۸ هکتوپاسکال تا شمال عراق گسترش شمال سو پیدا کرده و نیمه غربی ایران را تحت تأثیر قرار داده و موجب همگرایی جریانات مرطوب از عرض‌های پایین‌تر به عرض‌های بالاتر شده است. شمال غرب کشور محل برخورد دو سامانه کم‌فشار عربستان و شرق ترکیه شده که سبب شیو فشاری بالا در این منطقه و تشدید ناپایداری و صعود قائم جریان هوا شده است. در تراز



شکل (۵): نقشه الف: فشار تراز دریا و تاوایی. نقشه ب: شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ و جریان باد. نقشه پ: فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ت: شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ث: فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ج: شار رطوبتی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ح: شار رطوبتی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه خ: رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال. نقشه ز: آب قابل بارش جو

Figure (3): A: Sea-level pressure and Vorticity, B: Humidity flux level 1000 and wind current, C: level pressure 850 hPa and Vorticity, D: Moisture flux of 850 hPa and wind current, E: level pressure in 700 hPa and Vorticity, F: Moisture flux of 700 hPa and wind current, G: Pressure level of 500 hPa and Vorticity, H: Moisture flux of 500 hPa and wind current, I: Jet Strms level 300 hPa, J: perceptible water

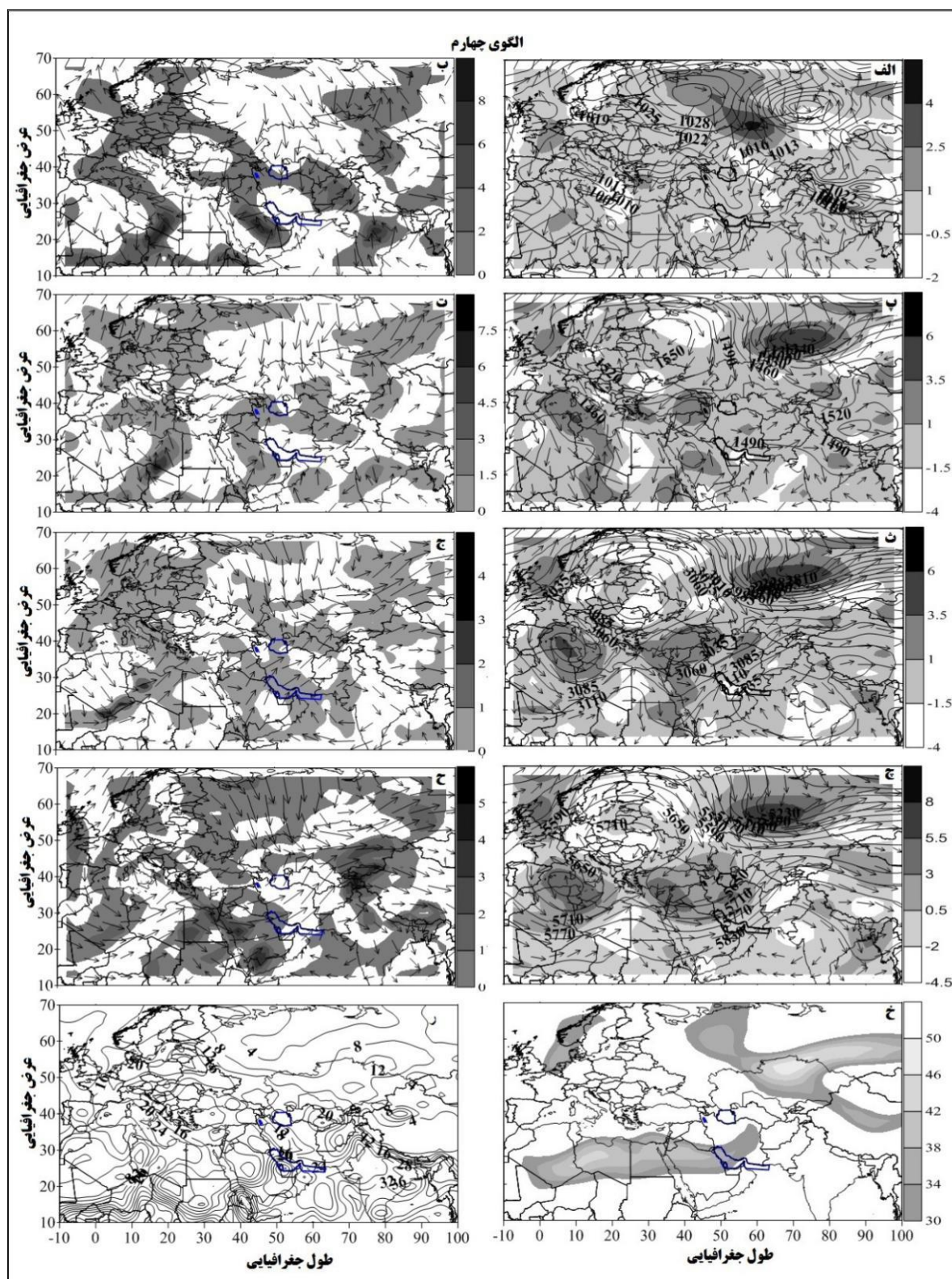
عربستان، کم‌فشار سودان) نشان می‌دهد. با توجه به شکل (۶-الف) در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال زبانه‌ای از پرفشار سبیری با فشار مرکزی ۱۰۱۸ هکتوپاسکال روی دریای سیاه قرار گرفته و زبانه‌های آن به روی بخش‌های وسیعی از اروپا و با حرکت جنوبی تا بخش اعظمی از ایران کشیده شده و هوای سرد عرض‌های بالاتر را روی ایران انتقال می‌دهد. این نوع آرایش فشار سبب نزول جریان هوای سرد و در نهایت، واگرایی آن در سطح زمین می‌شود. پرفشار تبت روی غرب چین مستقر شده است، لیکن با توجه به گسترش شمال شرق سوی کم‌فشار پاکستان و گرم‌تر شدن هوای نیمکره شمالی گسترشی به سمت غرب نداشته و به ارتفاعات هیمالیا و تبت محدود شده است. در عین حال، زبانه‌های آن ایران را تحت تأثیر قرار نداده است. زبانه‌های کم‌فشار عربستان با فشار مرکزی ۱۰۰۶ هکتوپاسکال روی عراق پیشروی کرده و با حرکت پادساعتگرد سبب صعود جریان‌ات به سمت عرض‌های بالاتر شده است. کمینه‌ی تاوایی بر روی ایران  $2 \times 10^{-5}$  می‌باشد که بیانگر نزول و واگرایی جریان هوا بر اثر حضور زبانه‌های پرفشار غرب روسیه بر روی ایران است. با توجه به نقشه (۶-ب) شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال هسته‌ی واگرایی رطوبت بر روی ایران به مقدار ۶ گرم بر کیلوگرم است؛ که منطبق بر حضور زبانه‌های پرفشار غرب روسیه بر روی ایران در این تراز می‌باشد. در نقشه (شکل ۶-پ) فشار و تاوایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال زبانه‌ی پرفشار سبیری در شمال دریای سیاه با ارتفاع ۱۵۴۰ ژئوپتانسیل متر همانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روی ترکیه و دریای سیاه مستقر است که زبانه‌های آن موجب فرارفت هوای سرد به عرض‌های پایین‌تر می‌شود. کم‌فشار عربستان همراه با کم‌فشار مدیترانه با تشکیل کمربند کم‌فشار روی غرب مدیترانه سبب انتقال جریان‌ات گرم و مرطوب به سمت مناطق غرب و شمال غرب ایران شده است. در همین زمان، کم‌فشار سودانی با نفوذ به داخل نواحی مرکزی عربستان به همراه استقرار پراتفافی بر روی دریای عرب موجب شار و انتقال رطوبت از سطوح آبی نواحی اطراف به سمت ایران شده است.

در نقشه فشار و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-چ) ناوه‌ی کم‌ارتفاع مشاهده شده بر روی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در این تراز دیده نمی‌شود. ناوه‌ی مذکور ضعیف و حالت مداری به خود گرفته است. کمینه‌ی مقدار تاوایی به مقدار  $2 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه در نیمه غربی کشور مشاهده می‌شود که واگرایی جریان هوا را در این منطقه بیان می‌کند؛ درحالی‌که قسمت‌های جنوب شرق و شرق ایران که در قسمت جلویی فرود نسبتاً ضعیف قرار داشته، مقدار تاوایی کمی افزایش یافته است. به‌طور کلی، گسترش کم‌فشار عربستان روی خاورمیانه و نواحی ایران به همراه نفوذ پرفشار اطلس شمالی روی اروپا، شمال شرق آفریقا و شمال غرب آسیا، موجب تقویت کم‌فشار عربستان در ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال و قرارگیری ناوه‌ی کم‌ارتفاع در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر روی خاورمیانه و قرارگیری قسمت جلویی فرود بر روی ایران موجب همگرایی و صعود قائم هوا در لایه‌های زیرین جو شده است. با این حال منبع تأمین رطوبت بارش‌های الگوی فوق از طریق خلیج فارس و دریای سیاه است. رودباد جنب‌حاره‌ای در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال شکل (۵-خ) با سرعت هسته‌ی مرکزی ۵۰ نات روی شرق مدیترانه قرار گرفته است. نواحی شرق و جنوب شرقی کشور در زیر هسته‌ی دیگری از رودباد جنب حاره با سرعت ۳۰ نات قرار داشته است. قرارگیری هسته‌ی سرعت رودباد روی مرزهای شرقی ایران باعث حرکات عمودی فراوان در زیر هسته و سبب ناپایداری هوا در این نواحی شده است. کانون آب قابل بارش (شکل ۵-ر) بر روی ایران به میزان ۱۸ میلی‌متر بر مترمربع در نیمه جنوبی، مرکزی، تا قسمت‌هایی از سواحل دریای خزر مشاهده می‌شود. از آنجایی که جو منطقه به سبب حضور کم‌فشار عربستان، ترکیه و پرفشار شمال دریای خزر کاملاً ناپایدار است، در نهایت موجب بارش فراگیر در نواحی غربی و شمالی کشور می‌شود.

#### الگوی چهارم: پرفشار سبیری - کم‌فشار عربستان،

#### کم‌فشار سودان (۱۹۶۲/۴/۲۲)

شکل (۶) توزیع مکانی الگوهای همدیدی - دینامیکی روز نماینده را برای الگوی چهارم (پرفشار سبیری - کم‌فشار



شکل (۶): نقشه الف: فشار تراز دریا و تاوایی. نقشه ب: شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ و جریان باد. نقشه پ: فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ت: شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ث: فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ج: شار رطوبتی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ح: شار رطوبتی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه خ: رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال. نقشه ر: آب قابل بارش جو

Figure (6): A: Sea-level pressure and Vorticity, B: Humidity flux level 1000 and wind current, C: level pressure 850 hPa and Vorticity, D: Moisture flux of 850 hPa and wind current, E: level pressure in 700 hPa and Vorticity, F: Moisture flux of 700 hPa and wind current, G: Pressure level of 500 hPa and Vorticity, H: Moisture flux of 500 hPa and wind current, I: Jet Strms level 300 hPa, J: perceptible water

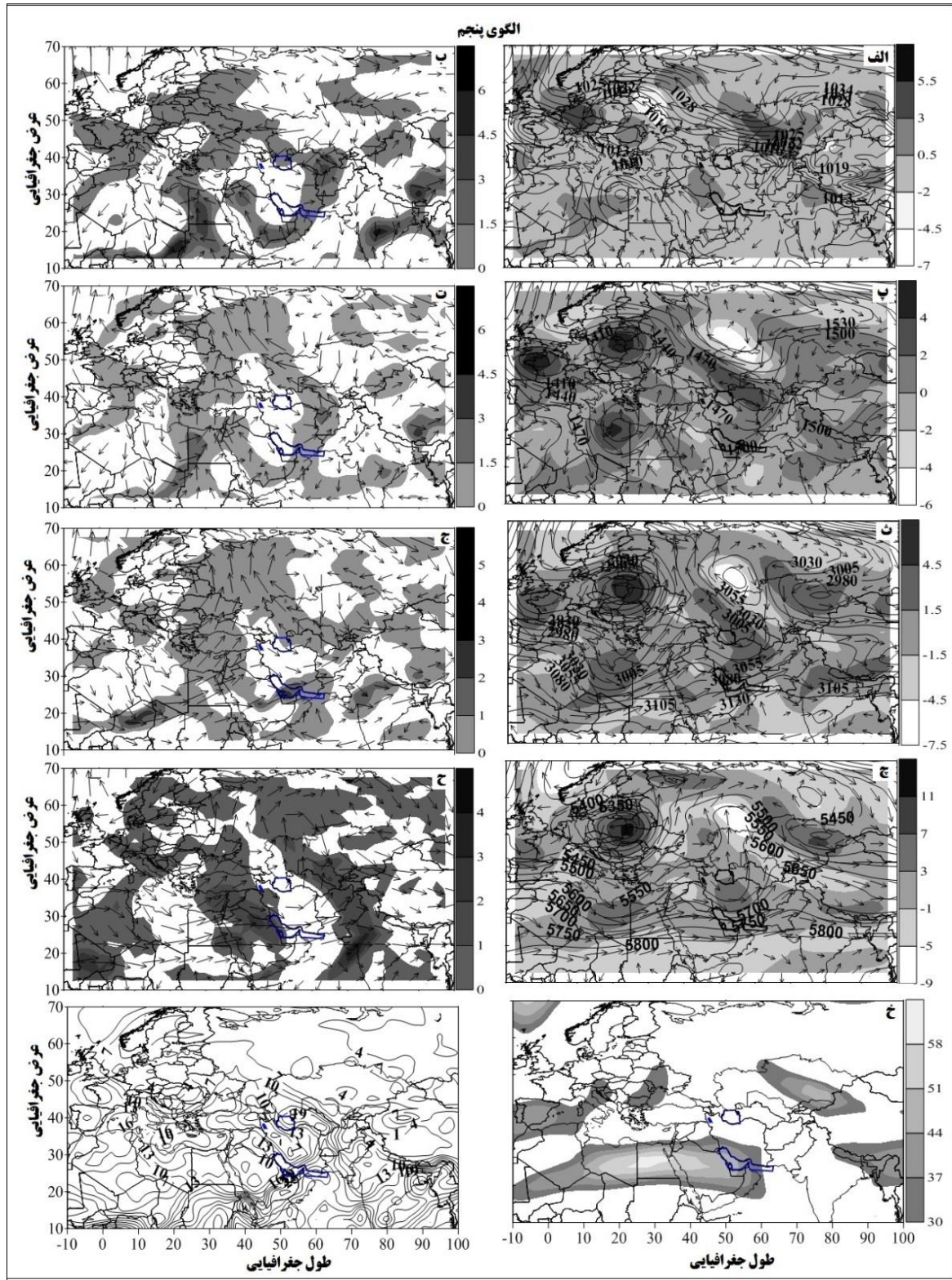
هکتوپاسکال (۷-الف) پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۴۰ هکتوپاسکال بر روی غرب و مرکز روسیه مستقر بوده و سبب ایجاد یک جو پلیدار و ریزش هوای سرد به سمت نواحی و عرض‌های پایین‌تر شده است؛ به طوری که با حرکت ساعتگرد خود سبب ریزش هوای سرد به نواحی آذربایجان، شمال غرب ایران و شرق ترکیه شده است. منحنی هم‌فشار ۱۰۱۶ هکتوپاسکال روی نواحی شمال غربی ایران قرار گرفته است. پرفشار جنب قطبی که مرکز آن بر روی شمال روسیه قرار داشته با فشار مرکزی ۱۰۴۰ هکتوپاسکال به سمت عرض‌های پایین‌تر کشیده شده است. کم‌فشار ترکمنستان در حرکت پادساعتگرد خود از سمت شمال شرقی وارد نواحی داخلی کشور شده و هوای سرد را به همراه پرفشار سیبری به سمت عرض‌های پایین‌تر منتقل کرده و منجر به یک شیو فشاری شدید در نواحی شمالی و شمال شرقی کشور ایجاد کرده که در نهایت با ناپایداری شدیدی در منطقه همراه بوده است. بیشینه تاوایی در جنوب غرب ایران  $1.5 \times 10^{-5}$  می‌باشد که بیانگر صعود و همگرایی جریانات در این منطقه از ایران است. هسته همگرایی رطوبت (شکل ۷-ب) به مقدار ۶ گرم بر کیلوگرم بر روی شمال شرق ایران منطبق بر کم‌فشار ترکمنستان و شرق دریای خزر است که با توجه به جهت جریانات باد، از روی ترکمنستان و شمال افغانستان تأمین می‌شود و در نهایت همگرایی و تاوایی چرخندی را بر روی منطقه شمال شرق ایران در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در پی داشته است. در شکل (۷-پ) خطوط هم‌ارتفاع ۱۴۴۰ ژئوپتانسیل متر در نواحی ترکمنستان و شرق خزر مشاهده می‌شود که کاملاً به روی شمال شرق ایران کشیده شده است؛ در همین تراز کمربند فشاری به صورت سه هسته کم‌ارتفاع شمال اروپا، شرق اروپا و جنوب دریای مدیترانه را در بر گرفته است؛ به گونه‌ای که بر روی تمام اروپا، دریای مدیترانه و شمال آفریقا سامانه‌های کم‌فشاری حاکم است و شرایط برای ناپایداری جو کاملاً فراهم شده است.

از سوی دیگر در مناطق قفقاز، شمال شرق ترکیه و شمال غرب ایران، شیو فشاری شدیدی در محل برخورد کم‌فشار ادغامی عربستان-مدیترانه و زبانه‌های پرفشار دریای سیاه مشاهده می‌شود که بیانگر شدت گرفتن ناپایداری و صعود قائم هوا در این مناطق است. منطقه بیشینه تاوایی مثبت بر روی شمال غرب ایران قرار داشته که بیانگر صعود قائم هوا در این تراز است. با توجه به نقشه (شکل ۶-ت) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال هسته همگرایی شار رطوبتی بر روی شمال غرب ایران به مقدار ۴ گرم بر کیلوگرم است. با توجه به سمت و سوی جریانات باد، از طریق مدیترانه تأمین شده و سبب افزایش تاوایی مثبت در این ناحیه شده است. در نقشه (شکل ۶-ث) فشار و تاوایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ناوه کم‌ارتفاع مدیترانه بر روی شرق ترکیه قرار دارد. قسمت جلوی ناوه بر روی ایران قرار داشته که بیانگر تاوایی مثبت در این تراز است و موجب صعود و همگرایی جریانات در سطوح زیرین جو بر روی ایران می‌شود. بیشینه تاوایی در این تراز بر روی مناطق شمال غرب ایران  $2 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نقشه (شکل ۶-ج) هسته همگرایی رطوبتی بر روی جنوب ایران به مقدار ۴ گرم بر کیلوگرم منطبق بر قسمت جلویی ناوه است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (۶-چ) بیشینه تاوایی مثبت بر روی قسمت جلویی فرود بر روی ایران به مقدار  $2 \times 10^{-5}$  است که بیانگر صعود و همگرایی در این سطح و سطوح زیرین جو می‌باشد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۶-ح) هسته واگرایی شار رطوبت بر روی مرکز و شمال شرق کشور به مقدار ۵ گرم بر کیلوگرم است که نشانگر فقر رطوبتی در ترازهای فوقانی جو به سبب ارتفاع بالای تراز مورد مطالعه می‌باشد.

### الگوی پنجم: پرفشار سیبری - کم‌فشار سودان،

#### کم‌فشار ترکمنستان (۱۹۷۶/۳/۲۲)

شکل (۷) توزیع مکانی الگوهای همدیدی - دینامیکی روز نماینده را برای الگوی پنجم (پرفشار سیبری - کم‌فشار سودان، ترکمنستان) نشان می‌دهد. در تراز ۱۰۰۰



شکل (۷): نقشه الف: فشار تراز دریا و تاوایی. نقشه ب: شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ و جریان باد. نقشه پ: فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ت: شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه ث: فشار تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ج: شار رطوبتی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه چ: فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی. نقشه ح: شار رطوبتی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و جریان باد. نقشه خ: رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال. نقشه ز: آب قابل بارش جو

Figure (7): A: Sea-level pressure and Vorticity, B: Humidity flux level 1000 and wind current, C: level pressure 850 hPa and Vorticity, D: Moisture flux of 850 hPa and wind current, E: level pressure in 700 hPa and Vorticity, F: Moisture flux of 700 hPa and wind current, G: Pressure level of 500 hPa and Vorticity, H: Moisture flux of 500 hPa and wind current, I: Jet Strms level 300 hPa, J: perceptible water

(شکل ۷-خ) رودباد جنب‌حاره‌ای با سرعت مرکزی ۵۰ نات روی شمال شرق آفریقا قرار داشته و قسمت خروجی سمت چپ رودباد روی جنوب غرب و جنوب ایران قرار گرفته است که شرایط واگرایی سطوح بالای جو را تشدید می‌کند. وزش تاوایی در تراز فوق مثبت است. در شکل (۷-ر) بیشینه منحنی آب قابل بارش روی ایران به مقدار ۲۵ میلی‌متر بر متر مربع روی جنوب شرق تا قسمت‌هایی از شرق و شمال شرق ایران کشیده شده است. وجود کم‌فشار خزر در عرض‌های بالاتر و صعود جریان‌های رطوبتی به سمت ایران و همچنین چرخش زبانه‌های ساعتگرد پرفشار مستقر روی شمال اقیانوس هند موجب انتقال جریان‌های رطوبت به نواحی جنوب و جنوب شرق ایران می‌شود. کانون‌های آب قابل بارش الگوی بارش فوق دریای سرخ، خلیج عدن و دریای عمان است. بنابراین شیو شدید فشاری حاصل از پرفشار سبیری و کم‌فشار مستقر روی ترکمنستان و استقرار چند هسته کم‌فشار در نواحی مدیترانه و شمال اروپا منجر به ایجاد یک جو ناپایدار در نواحی شمالی و مرکزی کشور شده است. بیشترین مقدار رطوبت بارش‌های نیمه جنوبی کشور از خلیج فارس، اقیانوس هند و دریای سرخ تأمین می‌شود و بارش‌های نیمه شمالی کشور از دریای خزر و سیاه تأمین شده است.

### نتیجه‌گیری

توزیع مکانی الگوهای هم‌دیدي-دینامیکی نشان داد که بارش‌های بهاره ایران تحت تأثیر پنج الگوی گردشی، پرفشار سبیری-کم‌فشار عربستان/پرفشار قزاقستان-کم‌فشار خلیج فارس/پرفشار شمال دریای خزر-کم‌فشار شرق ترکیه، کم‌فشار عربستان/پرفشار سبیری-کم‌فشار عربستان، کم‌فشار سودان/پرفشار سبیری-کم‌فشار سودان، کم‌فشار ترکمنستان رخ داده‌اند. با این حال، نتایج حاصل از تحلیل و بررسی الگوهای گردشی جو نشان داد که بارش‌های فراگیر بهاره زمانی رخ داده است که شیو فشاری شدیدی به واسطه نفوذ سامانه‌های پرفشار سرد عرض‌های شمالی و توده‌هواهای گرم و مرطوب نواحی جنوبی ایجاد شده است؛ این حالت منجر به ایجاد ناپایداری و صعود قائم هوا شده است. با این

وجود کم‌فشارهای چندهسته‌ای موجب فرارفت جریان‌های مرطوب روی خاورمیانه شده و هوای مرطوب را از نواحی شمال غرب و غرب وارد کشور می‌کنند. از طرف دیگر نواحی جنوب و جنوب شرق ایران تحت تأثیر زبانه‌های پرفشار اقیانوس هند قرار داشته که موجب فرارفت هوای مرطوب به این نواحی شده و رطوبت و هوای گرم را به درون کم‌فشار شرق خزر منتقل کرده است که در ادامه شیو فشاری شدیدی در شرق و جنوب شرق را به وجود آورده است. بیشینه تاوایی  $2 \times 10^{-5}$  روی جنوب، جنوب شرق و شرق کشور مشاهده می‌شود که بیانگر صعود شدید قائم جریان‌های بر روی این مناطق است. با توجه به نقشه شار رطوبت و جریان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-ت) هسته همگرایی رطوبتی ۶ گرم بر کیلوگرم روی مرزهای جنوب شرق، شرق و شمال شرق ایران قرار داشته که منطبق بر سیستم کم‌فشار بر روی شمال شرق کشور است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-ث) پشته‌ای روی خاورمیانه قرار دارد. قسمت جلوی پشته روی مناطق غرب و مرکز ایران قرار گرفته که نزول هوای سرد از عرض‌های بالاتر روی ایران را سبب شده است. در مناطق شرق ایران نیز خطوط فشار به حالت مداری روی این مناطق مشاهده می‌شود. کمینه تاوایی  $3 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه روی ایران بیانگر نزول و واگرایی جریان هوا در این تراز است. نقشه شار رطوبت تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-ج) هسته واگرایی رطوبتی روی شرق و شمال شرق ایران را به میزان ۶ گرم بر کیلوگرم نشان می‌دهد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-چ) محور ناوه روی ایران قرار داشته و بیشترین مقدار تاوایی  $3 \times 10^{-5}$  متر بر ثانیه روی محور ناوه مشاهده می‌شود که بیانگر صعود و همگرایی در این منطقه و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. قسمت جلویی ناوه روی شرق و شمال شرق ایران قرار داشته که صعود و همگرایی جریان‌های در این تراز و در لایه‌های زیرین جو را موجب می‌شود. با توجه به نقشه شار رطوبت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-ح) واگرایی شار رطوبتی روی شرق و شمال شرق ایران ۵ گرم بر کیلوگرم مشاهده می‌شود. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

به خصوص بارش‌های شدید و سیل‌آسا در منطقه را مؤثر می‌داند می‌توان گفت نتایج این تحقیق تأییدی بر این مسئله است. با این حال، علاوه بر حاکمیت الگوهای فشاری که نقش عامل صعود را دارند، در تأمین رطوبت بارش‌های بهاره نقش دریای عرب، خلیج فارس و دریای سرخ در تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی به شکل بارزتری در شار رطوبت بارش‌های بهاره ایران قابل ردیابی است و دریای خزر علاوه بر تأمین رطوبت نواحی ساحلی در تراز دریا از منابع رطوبتی اصلی بارش‌های بهاره شمال غربی و شمال شرقی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی به شمار می‌رود؛ این در حالی است که دریای عرب بیشترین نقش را در شار رطوبت به سمت نواحی جنوبی و غربی ایران ایفا می‌کند؛ این مسئله تأییدی بر مطالعه کریمی و فرج‌زاده (۲۰۱۱) با عنوان چگونگی انتقال رطوبت بارش زمستانه غرب کشور است که دریای عرب و عمان را مؤثرترین منبع تأمین رطوبت و مهم‌ترین عامل در واگرایی شار رطوبتی می‌داند. علاوه بر این بیشترین میزان کانون‌های اصلی آب قابل بارش دقیقاً منطبق بر مناطق دارای حداکثر میزان شار همگرایی رطوبت است که کاملاً در ارتباط با الگوهای گردش جوی حاکم بر مناطق جنوبی کشور است.

حال حداکثر میزان واگرایی و تاوایی منفی زمانی ایجاد شده که زبانه‌های پرفشار سیبری روی ایران قرار گرفته و بیشترین مقدار همگرایی و صعود و ناپایداری هوا در زمان استقرار کم‌فشار عربستان و خلیج فارس و تقویت و تشدید آن در تراز بالای جو رخ داده است؛ به گونه‌ای که استقرار سامانه‌های کم‌ارتفاع در تراز بالایی و روی کم‌فشارهای تراز دریا با تقویت و تشدید و همگرایی آن‌ها همراه بوده است. این در حالی است که نقش رودباد جنب حاره در ناپایداری تراز فوقانی جو را نباید نادیده گرفت؛ زیرا یکی شدن محور حداکثر سرعت جت در ترازهای میانی و فوقانی جو روی خاورمیانه در الگوی سوم و پنجم واگرایی را در تراز فوقانی جو به میزان قابل ملاحظه‌ای افزایش داده که نتیجه آن افزایش حرکت در امتداد قائم و همگرایی در ترازهای زیرین است. با این حال قرارگیری محور حداکثر سرعت جت و استقرار خروجی سمت چپ هسته جت در تمامی الگوها در حد فاصل دریای سرخ تا نواحی جنوبی ایران امکان تکوین و جابه‌جایی زبانه‌های کم‌فشار عرض‌های جنوبی به سمت نواحی شمالی و شمال شرقی را فراهم کرده است. از آنجایی که موقعیت و شکل یا نوع انحنای جت جنب حاره در شمال دریای سرخ و به‌طور کلی در خاورمیانه را در ایجاد بارش‌ها

## منابع

1. Asakereh, H., 2005. Time and spatial variations of rainfall in Isfahan during recent decades, Research Journal of Isfahan University of Technology, No. 1, pp. 91-116. [In Persian].
2. Asakereh, H., Saifipour, Z., 2011. Describing the spatial structure of Iran's annual rainfall, Journal of Geographic Research, No. (4): 30-15. [In Persian]
3. Asakereh, H., doostkamiyan, M. 2014. Spatial and temporal variations of precipitated water of Iran, Iran Water Resources Research Center, No. 1, pp. 85-72. [In Persian].
4. Alijani, B., Kaviani, M., 2012, Fundamentals of Weather, SAMT Publications [In Persian]
5. Alijani, B., doostkamiyan, M., Byat, A., Baliyani, S., Bakhshi, H., 2014. Analysis of Iran's Rainfall Time Series, Journal of Geography and Planning, 20(57), 217-236. [In Persian].
6. Babaei Phinee A., 2003. Spatial-temporal analysis and modeling of precipitation in Iran, Ph.D. in Climatology, Faculty of Humanities, Tarbiat Modares University. [In Persian].
7. Barry, R.G., R.J. chorley, 1998. Atmosphere, weather and climate, Methuen and co. New York.
8. Ghayour, H. A., 1995. Investigation of rainfall variation in several stations in Iran, Geographical Research, No. 39, pp. 55-72. [In Persian].
9. Ghayour, H.A., Massoudian, S.A., 1996, Review of the system of changes in the total annual precipitation in Iranzmine, Journal of Nivar, No. 29, p. 54. [In Persian].
10. Harnack, R. p., Apffel, k. joseph, R.C., 2000. Heavy precipitation Events in New forecast. 14, 933-954.
11. Haylock, M., Nicholls, N., 2006. Trends in extreme rainfall indices for an updated high-quality data set for Australia, 1910-1998, Int. j.



- climatology.20, pp. 1533-1541.
12. Hidalgo, G.J.C. Lul's, M., Ravento's, j. Sa'nchez, J.R., 2003. Daily Rainfull Trend in the Valencia Region of Spain, *Theor. Appl.Climatol.*75, 117-130
  13. Hining. R., 2004, *Spatial Data Analysis. Theory and Practice.* Cambridge University press
  14. Karimi, M., Farajzadeh, M., 2011, Flow of Moisture and Spatial-Temporal Patterns of Temporal Waves of Iran's Rainfall Moisture", *Journal of Applied Research of Geographic Sciences*, 19 (22):109-127. [In Persian]
  15. Kunkel, K.E., 2003. North American trends in extreme precipitation. *Natural hazards*, 29(2), 291-305.
  16. Clark, J. S., Yiridoe, E. K., Burns, N. D., Astatkie, T., 2000. Regional climate change: trend analysis of temperature and precipitation series at selected Canadian sites. *Canadian Journal of Agricultural Economics/Revue canadienne d'agroeconomie*, 48(1), 27-38.
  17. Khalili, A., Bazrafshan, J., 2004. An Analysis of the Changes in the Annual, Seasonal, and Monthly Rainfall Changes in 5 Old Iranian Stations in the Past Oneteen and Sixteen Past Years, *Desert Journal*, 9(1): 25-33. [In Persian].
  18. -Mohammadi, B., Massoudian, S.A., 2000. Continuous Analysis of Heavy Rainfall in Iran Case Study November 1994, *Journal of Geography and Development* 8(19):47-70. [In Persian].
  19. Massoudian, S. A., Asadi, A., 2004. Synoptic Flood Investigation in Shiraz, 2001, Second National Student Conference on Water Resources. School of Agriculture. Shiraz University.
  20. Mufidi, A., 2000. Synoptic study of the role of the Black Sea in Iranian rainfall, Master's thesis of Natural Geography, Azad University of Tehran Center. [In Persian].
  21. Mätlik, O., Post, P., 2008. Synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period 1961–2005. *Estonian Journal of Engineering*, 14(3), 195-208.
  22. Omidvar, K., 2006. Study of Time and space opportunities of Rising Rainfall in Yazd Province, *Research Journal of Isfahan University*, No 1(1), 93-120. [In Persian]
  23. Qashqaii, Q., 1996. a survey on the impact of Siberia Anticyclone on the autumn rainfall of the southern shores of the Caspian, Master's thesis. Tarbiat Moalem University of Tehran. [In Persian].
  24. Seibert, P., Frank, A., Formayer, H., 2007. Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria. *Theoretical and applied climatology*, 87(1-4), 139-153.
  25. Su, B.D. Jiang, T. Jin, W.B., 2006. Recent Trends in Observed Temperature and Precipitation Extremes in the Yangtze River basin, China, *Theatrical Apply climatology*.83:139-151
  26. Steban-parta M.J.E, 1998, Spatial and Temporal of Precipitation in Spain for the Period 1889-1992 *INT.J.Climate*, No.18.

## Analysis of synoptic - dynamic weather Changes spring precipitation Comprehensive Iran

Fatemeh Dargahian<sup>1\*</sup>, Mehdi Doostkamian<sup>2</sup>, AllahMorad Taheriyan<sup>3</sup>

Received: 24/12/2018

Accepted: 16/06/2019

### Expanded abstracts

**Introduction:** The main feature of Iran's rainfall is their variability; in fact, changes in rainfall are due to changes in their producing factors. The study of rainfall changes in the country showed that the spatial variations of precipitation from west to east and north to south decreased and these changes are well-coordinated with

1. Research institute of Forests and Rangelands, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran; fatemeh.dargahian@gmail.com

2. Ph.D student of Climate change- Zanzan University

3. Master of Science of Climatology- Zanzan University

DOI: 10.22052/deej.2018.7.24.11

Iran's major rough nesses. The highest rainfall of the southern shores of the Caspian Sea is controlled by migratory cyclone, but about half of the annual precipitation and the most severe precipitation occur in the area of the Siberian highlands in the north of the Caspian Sea. The purpose of this study is to analyze the nature and structure of Variation in atmospheric spring rainfall in Iran. Unlike in-country studies that have been conducted more regionally, this study attempts to study the entire region of Iran.

**Materials & Methods:** According to the purpose of the study, two databases have been used: Environmental data: This group of data was obtained by interpolating the daily precipitation values for the statistical period from 1961 to 2010. . For this purpose, the daily precipitation data from 573 synoptic, climatological and rain gage in a 50-year period (1961-2010) is extracted. After extraction rainy days inclusive, corresponding pressure data, was extracted using the programming capabilities in the GRADS software environment and have been identified by the cluster analysis of representative days and Iranian spring weather patterns in the MATLAB software environment. After the creation of the database for the determination of the rainy day, three criteria were considered; Daily precipitation of 1 mm and above, minimum continuity of two days and at least 50% coverage (without spatial continuity).

Atmospheric data: For this study, variables such as sea level pressure, geopotential heights, Special moisture Wind Meridian and orbit, Atmospheric moisture flux, Perceptible water and vorticity were studied. After extracting rainy days inclusive, Cluster analysis has been used to identify the rainfall patterns. Lund's correlation method was used to select the representative day. Therefore, to select the representative day, the day that has the highest similarity with the maximum number of days in the group has been selected. The correlation coefficient represents the degree of assimilation of the two map patterns with each other so, the day with a greater number of days, the coefficient of correlation of 0.55 was selected as the representative day. After extracting the representative day, in order to analyze the dynamical equilibrium of them, variables such as sea level pressure, geopotential heights, and Special moisture Wind Meridian and orbit, Atmospheric moisture flux, Precipitable water and vorticity were analyzed.

**Results & Discussion:** The results showed that the highest amount of spring rainfall in Iran was due to the intense pressure changes the Caspian Sea East Turkey-low pressure, low pressure Saudi Arabia. While the most prevalent spring weather pattern of Iran, the Siberian-low-pressure Siberian strain of Saudi Arabia has been the low pressure of Sudan. So that by creating a strong pressure gradient on Iran and deployment Mediterranean landing deep in the atmosphere has led to instability in Iran. The status of moisture sources also indicates that the role of the Arabian Sea, the Persian Gulf, the Red Sea at 850 and 700 hPa, is clearly visible and detected in the spring humidity flux of Iran. In addition to providing the humidity of the coastal areas at the sea level, the Caspian Sea is one of the main sources of spring rainfall in the northwest and northeastern regions at 700 hPa; while the Arabian Sea plays the most role in the humidity flux towards the southern and western parts of Iran. Check the status of atmospheric vorticity showed the highest levels of instability in the atmosphere above the atmosphere, because of Westerly that has been accompanied by different pressure systems. In this regard, the maximum degree of divergence of the atmosphere occurred when the Siberian High Pressure was active and its tabs on Iran.

**Conclusion:** Spatial Distribution of Dynamic Matching Patterns showed that Iran's spring rainfall was influenced by five cycling patterns. The results showed that spring Inclusive occurred when severe compressive influences were caused by the influence of the high-pressure cold-water systems in the North and the warm and humid masses of the southern regions, this leads to instability and vertical ascent is air. However, divergence and negative vorticity maximum amount of time by which the Siberian high-pressure tanks have been located in Iran, and the highest concentration of convergence and ascent and unstable air occurred during the deployment of the Saudi and Persian Gulf and the intensification and intensification of it at the high altitude of the atmosphere.

**Keywords:** Circulation patterns, Vorticity, Precipitation water; Moisture flux, Spring precipitation.