

تحلیل هم‌دیدي شرایط رخداد سامانه‌های همرفتي با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در جنوب غرب ایران

سمیه رفعتی - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه سیدجمال‌الدین اسدآبادی
زهرا حجازی‌زاده - استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی
مصطفی کریمی* - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۱۰/۱۵ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۴/۰۸

چکیده

در این مطالعه به بررسی الگوهای فشار مسبب رخداد سامانه‌های همرفتي با بارش سنگین (بر اساس WMO با مجموع بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر) در جنوب غرب ایران، طی دوره آماری (۲۰۰۵-۲۰۰۱) پرداخته شده است. بدین منظور داده‌های بازکاوی شده NCEP با قدرت تفکیک شبکه‌های افقی ۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی به کار گرفته شده است. برای استخراج الگوها از روش‌های همبستگی و بردار ویژه بهره‌جویی شد. نتایج حاصل از روش همبستگی به دلیل دقت بیشتر، در تحلیل‌های بعدی مورد استفاده قرار گرفت و درصد شکل‌گیری سامانه‌ها در هر الگوی ترکیبی از سطح زمین تا سطح ۵۰۰ به دست آمد. فشار سطح دریا در هفت الگو، ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در هشت الگو و ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در پنج الگو طبقه‌بندی شدند. با بررسی شرایط هم‌دیدي و الگوهای رخداد سامانه‌های همرفتي، معلوم شد که رخداد سامانه‌های همرفتي در جنوب غرب ایران تا اندازه زیادی وابسته به گسترش و نفوذ زبانه کم‌فشار سودانی بوده است. بخش گسترده‌ای از سامانه‌هایی که جنوب غرب ایران را تحت تأثیر قرار دادند، در امتداد منطقه همگرایی دریای سرخ (جنوب شرق عراق، کویت و شمال شرق شبه‌جزیره عربستان) شکل گرفتند.

کلیدواژه‌ها: الگوهای فشار، بردار ویژه، جنوب غرب ایران، سامانه‌های همرفتي، همبستگی.

مقدمه

سامانه‌های همرفتي^۱ با وجود اندازه نسبتاً کوچک‌شان، می‌توانند خطرناک باشند و اغلب با شرایط آب و هوایی سخت (سیل، طوفان و نگرگ) همراه هستند (مورل و سنسی، ۲۰۰۲). از سوی دیگر، این سامانه‌ها در نواحی جنب حاره‌ای بخش

عمده‌ای از بارش کل را تشکیل می‌دهند (کاتن و انتز، ۱۹۸۹) و در فراهم کردن آب برای اهداف مختلف نیز اهمیت بسزایی دارند. بنابراین شناسایی و بررسی دقیق سامانه‌های همرفتی برای درک شرایط اقلیمی و کاهش آسیب‌پذیری ناشی از رخدادهای شدید آب و هوایی ضروری است.

نتایج مطالعات گذشته نشان داده است که برای رخداد همرفت عمیق، ناپایداری وردسپهر برای صعود توده هوای مرطوب لازم است، اما مهیا بودن شرایط ترمودینامیک کافی نیست، بلکه عوامل دینامیک نیز نقش بسیار مهمی در کنترل رخداد آن دارند (بامیک، روی و کوندو، ۲۰۰۸). توسعه این سامانه‌ها به ناپایداری پتانسیل، مقادیر بالای رطوبت نسبی در تمام تروپوسفر، همگرایی سطح پایین و سازوکار صعود نیاز دارد (داسول، بروکس و مدکس، ۱۹۹۶؛ لست، رمیس و لانزا، ۱۹۹۹). عوامل میان‌مقیاس در تکامل سامانه‌های همرفتی وسیع خیلی مهم هستند، حضور یک چرخند در سطوح پایین به تولید ساختار کمابیش پایدار و افزایش احتمال رخداد بارش‌های سنگین کمک می‌کند (ریگو و لست، ۲۰۰۷).

واکنش دینامیکی بین مؤلفه عمودی باد و هوای سرد تولید شده از طریق تبخیر، سازوکار مهمی در کنترل قدرت و طول عمر سامانه‌های همرفتی و به‌ویژه خط تندر^۱ دارد (ویسمن و رتونو، ۲۰۰۴). ساختار و شدت سامانه‌های همرفتی به شرایط محیطی، مانند باد افقی، دما و رطوبت وابسته است، این شرایط محیطی انعکاس پدیده‌های هواشناسی با مقیاس همدید هستند (تاکمی، ۲۰۱۰). تعیین رابطه بین سازمان‌یافتگی کیفی سامانه‌های همرفتی و شرایط هواشناسی در مقیاس‌های متوسط و همدید، توصیف شرایط هواشناسی مطلوب برای تشکیل این سامانه‌ها را بهبود خواهد داد (سنچز، فرناندز، تودری و لمیس، ۲۰۰۳). اغلب به‌دلیل کمبود داده‌های مناسب برای مطالعه میان‌مقیاس سامانه‌های همرفتی، تنها تحلیل همدید در این رابطه انجام می‌شود (لست، ریگو و بریندوس، ۲۰۰۳).

در ایران در رابطه با تحلیل همدیدی سامانه‌های منجر به رخداد بارش سنگین که عمدتاً از نوع سامانه‌های همرفتی هستند، مطالعاتی انجام شده است. تعدادی از این مطالعات مربوط به حوادث موردی (عزیزی و صمدی، ۱۳۸۶؛ موسوی و اشرف، ۱۳۸۹) و تعدادی دیگر مربوط به حوادث رخ داده در طول دوره آماری (حجازی‌زاده، جعفرپور و پروین، ۱۳۸۶؛ لشکری و اصغرپور، ۱۳۸۷؛ مفیدی و زرین، ۲۰۰۶) بوده‌اند. حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۸۶) نشان دادند که هنگام وقوع سیلاب در سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه، محور ترفاف به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین عمیق‌تر شده و موقعیت حوضه آبریز دریاچه ارومیه نسبت به اغتشاشات سطح بالا به‌گونه‌ای بوده که یا در جلو ترفاف موج کوتاه بادهای غربی قرار گرفته، یا در شرق سردچال بالایی واقع شده، یا اینکه در جلوی بادهای غربی مسیر جنوبی سیستم مانع قرار گرفته است. مفیدی و زرین (۲۰۰۶) نشان دادند که استقرار مناسب خروجی هسته جت جنب حاره روی خاورمیانه، به‌همراه استقرار و تقویت پشته‌ای در تراز میانی و زبانه پرفشاری در تراز پایین روی دریای عرب، برای تکوین و گسترش کم‌فشارهای سودانی مهم است. موقعیت و سرعت هسته جت جنب حاره روی خاورمیانه و امتداد محور آن در ترازهای فوقانی وردسپهر، ضمن کنترل الگوی گردش تراز میانی، مسیرهای ورود کم‌فشارهای سودانی به ایران را کنترل می‌کند.

بر اساس نتایج آنها منبع اصلی رطوبت سامانه‌های سودانی، مناطق حاره‌ای شرق آفریقا و قطاع جنوب غربی دریای عرب است و حداکثر رطوبت ورودی به ایران نیز در منطقه جنوب غرب کشور، به‌خصوص در استان‌های کهگیلویه و بویراحمد و چهارمحال و بختیاری بوده است. اما کریمی (۱۳۸۶) منبع اصلی تأمین رطوبت این سامانه‌ها را دریای عرب و با فاصله محسوسی از دریای سرخ ذکر کرده است.

هدف این مطالعه، تعیین شرایط همبستگی مسبب رخداد سامانه‌های همرفتی با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر است که نقش مهمی در ریزش‌های جوی جنوب غرب ایران دارند.

مواد و روش‌ها

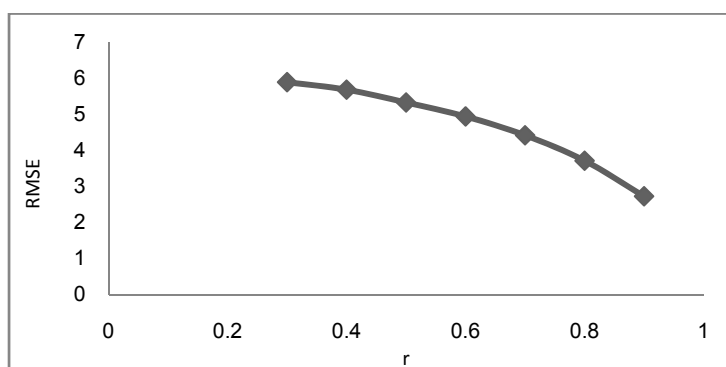
ابتدا بر اساس آمار بارش (شش‌ساعته) و پدیده (سه‌ساعته) ایستگاه‌های سینوپتیک واقع در سه استان جنوب غرب ایران، شامل خوزستان، کهگیلویه و بویر احمد و چهارمحال و بختیاری، طی سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ زمان رخداد سامانه‌های همرفتی تعیین شد و سپس از این میان، فقط سامانه‌هایی انتخاب شدند که در زمان رخداد آنها دست کم در یک ایستگاه بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر (در طول شش ساعت) داشته و در سه ایستگاه هواشناسی، فعالیت همرفتی (رگبار، طوفان‌های رعد و تگرگ) ثبت شده باشد. علت انتخاب چنین معیارهایی شناسایی شرایط رخداد سامانه‌های همرفتی وسیع‌تر با بارش سنگین (تانک، زویبرس و زانک، ۲۰۰۹) بوده است. سپس الگوی فشار در روزهای رخداد این سامانه‌ها با استفاده از دو روش بردار ویژه (PCA) و همبستگی طبقه‌بندی شدند. برای طبقه‌بندی الگوی فشار از داده‌های شبکه‌ای NCEP/NCAR ($2/5^{\circ} \times 2/5^{\circ}$ طول و عرض جغرافیایی) در محدوده ۱۰ تا ۷۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۶۰ درجه شمالی استفاده شد. الگوهای فشار سطوح پایین جو (بدون تأثیر ناهمواری‌های سطح زمین)، به کمک داده‌های فشار سطح زمین و همچنین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بررسی شده است. چون جریان در سطوح میانی جو عامل اصلی شکل‌گیری و هدایت مراکز فشار سطوح پایین‌تر جو و سامانه‌های بارش‌زا هستند، تعیین محل ناوه و پشته در این مطالعه مهم بود و به این منظور از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد نیز، برای ترسیم خطوط جریان (به‌منظور تفسیر دقیق‌تر الگوهای فشار) به کار گرفته شدند.

برای طبقه‌بندی نقشه‌های فشار به روش همبستگی، ضریب همبستگی محاسبه شد که این ضریب معرف درجه همانندی بین هر زوج نقشه است (رابطه ۱). پس از محاسبه ضریب همبستگی و تشکیل ماتریس همبستگی، روزهای کلیدی مشخص شدند. در گام بعد، از آنجاکه ممکن است هر نقشه با بیش از یک نقشه همبستگی معنادار داشته باشد و در جریان انتخاب روزهای کلیدی، برخی نقشه‌ها در طبقه درست جای نگرفته باشند، بار دیگر همه نقشه‌ها طبقه‌بندی شدند. در جریان طبقه‌بندی مجدد، هر نقشه در طبقه‌ای جای گرفت که بالاترین ضریب همبستگی را با میانگین نقشه‌های مربوط به یک الگو داشته است (یارنال، ۱۳۸۵). در نهایت میانگین فشار یا ارتفاع ژئوپتانسیل هر طبقه، نماینده الگوها در نظر گرفته شده است.

$$r_{xy} = \frac{\sum_i^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_i^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad \text{رابطه ۱}$$

برای تعیین آستانه همبستگی، ابتدا همبستگی یک روز (A) با روزهای دیگر محاسبه شد، روزهایی که همبستگی‌های مختلفی از ۰/۳ تا ۰/۹ با آن روز داشتند انتخاب شدند و با استفاده از رابطه‌های خطی به دست آمده، مقدار فشار روز A بر اساس فشار روزهای B تا H (که همبستگی‌های مختلفی از ۰/۳ تا ۰/۹ با روز A داشتند) پیش‌بینی شد و میزان خطای RMSE (رابطه ۲) برای هر مقدار ضریب همبستگی به دست آمد. همان‌طور که در شکل ۱ نشان داده شده است، میزان تفاوت خطا در ضرایب همبستگی پایین اندک است، ولی با افزایش ضریب همبستگی میزان تفاوت در خطاها نیز زیاد می‌شود. بنابراین بر اساس یک بررسی چشمی و برقراری موازنه بین میزان شباهت الگوها و تعداد نقشه‌های طبقه‌بندی شده و الگوها، ضریب همبستگی ۰/۷ بهترین ضریب همبستگی برای طبقه‌بندی الگوهای فشار انتخاب شده است.

$$RMSE = \left[N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right]^{0.5} \quad \text{رابطه ۲}$$



شکل ۱. خطای RMSE در رابطه با میزان ضرایب همبستگی

در روش مؤلفه‌مبنا، ماتریس داده‌ها در حالت S تنظیم و برای محاسبه مؤلفه مبنا از ماتریس همبستگی و دوران متعامد استفاده شده است (یارنال، ۱۳۸۵: ۱۱۰). سپس روزهای با بارش همرفتی بر اساس نمره‌های عاملی به دست آمده با استفاده از تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی ترکیبی (روش وارد) طبقه‌بندی شدند. تعیین تعداد خوشه‌ها بر اساس ضرایب ارائه شده در جدول ترکیبی و ترکیب خوشه‌ها در مرحله افزایش میزان ناهمگونی (ضریب) متوقف شد.

برای قضاوت در مورد عملکرد این دو روش، ابتدا ضریب همبستگی بین فشار یا ارتفاع ژئوپتانسیل روزهای طبقه‌بندی شده در الگوهای حاصل از روش بردار ویژه محاسبه و سپس روزهایی که ضریب همبستگی آنها کمتر از آستانه انتخاب شده در روش همبستگی بود و همچنین روزهایی که در دو روش به صورت متفاوتی طبقه‌بندی شدند، به صورت چشمی بررسی شدند. مقایسه نتایج نشان داد که روش همبستگی نتایج بهتری ارائه می‌دهد و خروجی‌های این روش در تحلیل نهایی مورد استفاده قرار گرفت. در نهایت داده‌های میانگین روزهای طبقه‌بندی شده در یک الگو با فرمت NetCdf دریافت و با استفاده از نرم‌افزار گرادس برای هر الگو، نقشه میانگین تهیه شد.

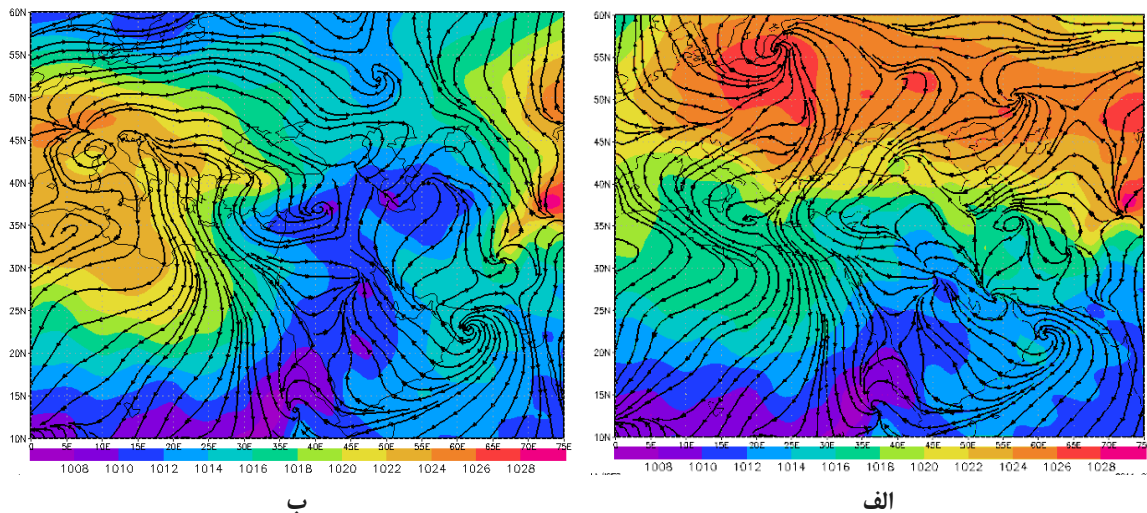
یافته‌های پژوهش

الگوهای سطح زمین

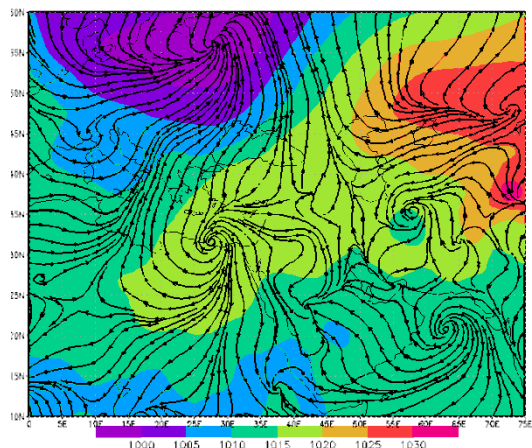
از طبقه‌بندی هشتادوسه نقشه فشار سطح دریا، هفت الگو به‌دست آمد و شش نقشه نیز در هیچ الگویی قرار نگرفتند. در زیر به بررسی این هفت الگو پرداخته شده است.

الگوی اول سطح زمین

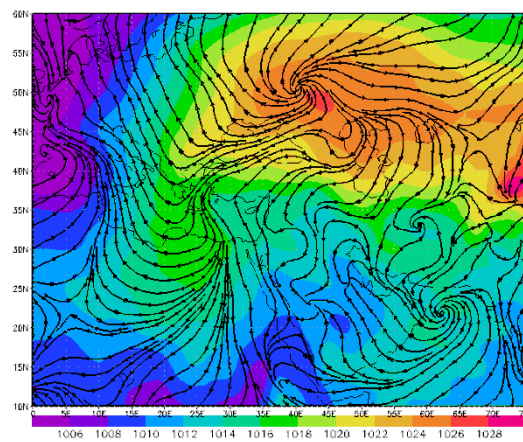
الگوی اول سطح زمین (شکل ۲- الف) حاکی از وجود الگوی فشاری شبه‌مداری است که در عرض‌های بالای ۳۵ درجه شمالی و شرایط پرفشاری، از شرق تا غرب امتداد دارد، ولی شرایط کم‌فشاری در پایین‌تر از مدار ۲۵ درجه شمالی، همانند پرفشار، نظم مداری نداشته و هسته اصلی آن روی نواحی جنب استوایی آفریقا (روی سودان) قرار دارد که تا دریای سرخ امتداد یافته است. این امتدادیافتگی به شکل زبانه‌ای از کم‌فشار از سمت مرکز و شمال شبه‌جزیره عربستان تا نواحی مرکزی عراق دیده می‌شود و مناطقی از جنوب غرب و سواحل شمالی خلیج فارس در ایران را تحت تأثیر قرار داده است. پرفشار شمال با انتقال هوای سرد عرض‌های بالا و واچرخند عربستان با استقرار روی دریای عرب و ساحل شرقی شبه‌جزیره عربستان با انتقال هوای گرم و مرطوب به کم‌فشار سودان، باعث افزایش گرادیان فشاری، تقویت کم‌فشار سودان و حرکت شمال سوی آن شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در جنوب غرب ایران باد جنوب شرقی - جنوبی حاکم است. یک منطقه واگرایی در سواحل شمالی خلیج فارس و یک منطقه همگرایی (ناشی از نفوذ زبانه کم‌فشار سودان) در شمال غربی خلیج فارس به‌وجود آمده است. این واگرایی به‌همراه واچرخند عربستان، در تزریق هوای گرم و مرطوب (واگرایی جنوب ایران از خلیج فارس و واچرخند عربستان از دریای عرب) به منطقه همگرایی ذکر شده نقش دارد.



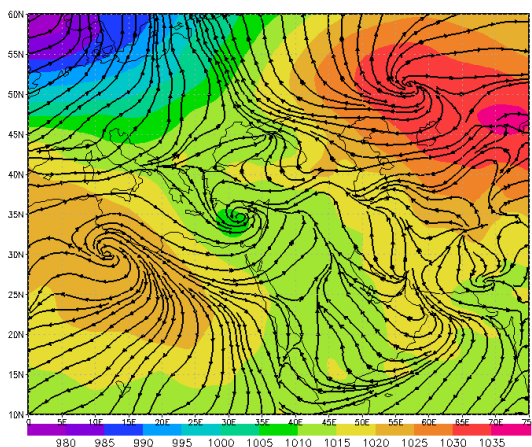
شکل ۲. میانگین فشار سطح دریا (هکتوپاسکال) و خطوط جریان؛ الف: الگوی اول؛ ب: الگوی دوم



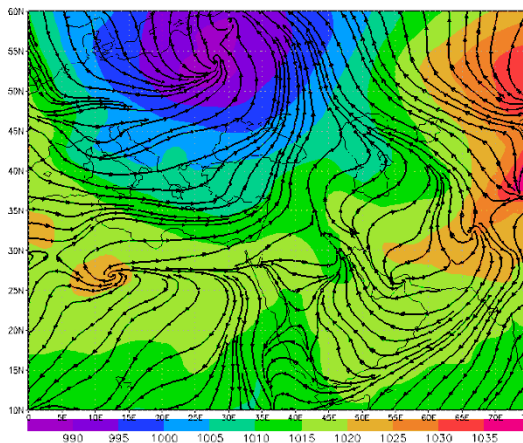
ج



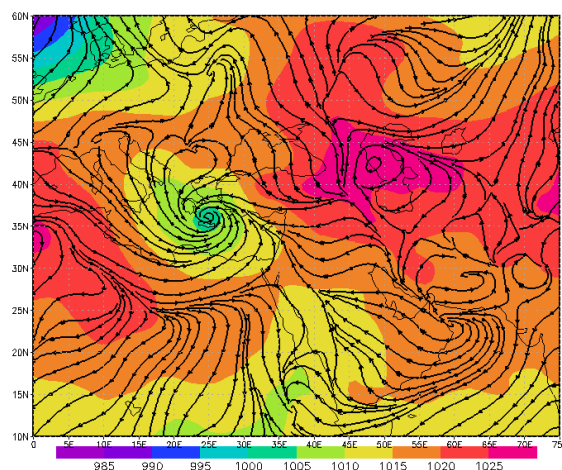
ج



خ



ح



د

ادامه شکل ۲. میانگین فشار سطح دریا (هکتوپاسکال) و خطوط جریان ج: الگوی سوم، ج: الگوی چهارم، ح: الگوی پنجم، خ: الگوی ششم و د: الگوی هفتم

الگوی دوم سطح زمین

اروپا و شمال آفریقا تحت نفوذ پرفشار با مرکزی واحد در شمال دریای مدیترانه هستند (پرفشار آזור و شمال آفریقا به یکدیگر متصل شده‌اند). واچرخند عربستان نیز روی دریای عرب در شرق شبه‌جزیره عربستان مستقر است. همانند الگوی اول، هسته اصلی کم‌فشار جنب استوایی آفریقا روی سودان قرار دارد که تا دریای سرخ امتداد یافته است. این امتدادیافتگی به شکل زبانه‌ای از کم‌فشار از سمت مرکز و شمال شبه‌جزیره عربستان تا نواحی مرکزی عراق دیده می‌شود. همچنین کم‌فشار بسته‌ای از این زبانه جدا شده و روی نیمه شمالی ایران قرار گرفته و تا دریاچه آرال نیز گسترش یافته است (شکل ۲-ب). در این الگو، تزریق هوای گرم و مرطوب توسط واچرخند عربستان و ریزش هوای سرد عرض‌های بالا توسط پرفشار مستقر در اروپا و شمال آفریقا، باعث تقویت کم‌فشار سودان و حرکت شمال سوی آن شده است. برخلاف الگوی اول، به دلیل عدم حضور پرفشار در شمال ایران، این زبانه کم‌فشار توانسته حرکت بیشتری به سمت شمال داشته باشد؛ به طوری که کمابیش تمام نقاط ایران را تحت تأثیر قرار داده است. تفاوت دیگر این الگو با الگوی قبل در این است که در این الگو پرفشار آזור گسترشی شمالی - جنوبی داشته (در الگوی قبل نقش چندانی نداشته است) و با پرفشار روی شمال آفریقا پیوند خورده است، این سبب می‌شود که هوای سرد عرض‌های بالا به عرض‌های پایین‌تری نفوذ کرده و کم‌فشار سودان تقویت شود. همانند الگوی قبل، در جنوب غرب ایران باد جنوب شرقی - جنوبی حاکم است، یک منطقه واگرایی در جنوب ایران و یک منطقه همگرایی (ناشی از نفوذ زبانه کم‌فشار سودان) با محور شمال شرقی - جنوب غربی در مرکز عربستان به وجود آمده است، اما این واگرایی برخلاف الگوی قبل در تزریق هوای گرم و مرطوب به منطقه همگرایی نقش چندانی ندارد. تفاوت شکل جریان در این الگو و الگوی قبل در این است که یک چرخند روی مرز سوریه، ترکیه و عراق شکل گرفته است که در الگوی قبل وجود نداشت. این چرخند روی زبانه کم‌فشار سودان در این منطقه تشکیل شده است.

الگوی سوم سطح زمین

نیمه شمالی ایران تحت نفوذ پرفشار وسیعی است که مرکز آن در جنوب غرب روسیه قرار دارد. زبانه غربی این پرفشار با گذر از شرق دریای مدیترانه، شمال شرق آفریقا (عرض ۲۵ درجه شمالی) را پوشانده است. در غرب اروپا نیز کم‌فشار حاکمیت دارد. همانند دو الگوی قبل، واچرخند عربستان روی دریای عرب در شرق شبه‌جزیره عربستان مستقر است و هسته اصلی کم‌فشار جنب استوایی آفریقا روی سودان قرار دارد که تا دریای سرخ امتداد یافته است. زبانه‌ای از کم‌فشار سودان با عبور از شبه‌جزیره عربستان، تا نواحی مرکزی عراق و جنوب غرب ایران را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۲-ج). پرفشار مستقر در جنوب غرب روسیه با ریزش هوای سرد و واچرخند عربستان با تزریق هوای گرم و مرطوب به کم‌فشار سودان و افزایش گرادیان فشاری در این منطقه، باعث تقویت و حرکت شمال سوی کم‌فشار سودان شده‌اند، اما همانند الگوی اول، به دلیل حضور پرفشار در شمال ایران حرکت زبانه این کم‌فشار به عرض‌های شمالی‌تر محدود شده است. همان‌طور که شکل ۲-ج نشان می‌دهد در جنوب غرب ایران باد جنوب - جنوب شرقی و شرقی حاکم است و در امتداد

زبانۀ کم‌فشار سودان مراکز همگرایی در سودان، غرب عربستان و خلیج فارس ایجاد شده است. این سه مرکز به‌وسیلهٔ واچرخند عربستان با هوای گرم و مرطوب دریای عرب تغذیه شده‌اند.

الگوی چهارم سطح زمین

همان‌طور که شکل ۲ نشان می‌دهد، پرفشاری با دو مرکز بسته یکی در دریاچهٔ بالخاش و دیگری در تاجیکستان مستقر است (شکل ۲-چ). زبانۀ‌های به شکل نعل اسب، از جنوب غرب این پرفشار با عبور از دریای مازندران، شمال غرب ایران و ترکیه، تا شرق مدیترانه و شمال شرق آفریقا نفوذ کرده است. واچرخند عربستان روی دریای عرب قرار گرفته است. در شرق اروپا نیز کم‌فشار حاکمیت دارد. زبانۀ کم‌فشار سودان با عبور از دریای سرخ و مرکز شبه‌جزیرهٔ عربستان تا جنوب خلیج فارس نفوذ کرده است. این الگو کمابیش مشابه الگوی سوم است با این تفاوت که مراکز پرفشار و کم‌فشار روی اروپا در موقعیت شرقی‌تری قرار گرفته‌اند. واچرخندی در انتهای زبانۀ نعل اسب‌شکل پرفشار مستقر در آسیای مرکزی (روی جنوب شرق مدیترانه) شکل گرفته است. این واچرخند با تزریق هوای نسبتاً سرد و مرطوب دریای مدیترانه و واچرخند عربستان با تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب، موجب تقویت کم‌فشار سودان و گسترش زبانۀ آن تا جنوب خلیج فارس شده‌اند. دو مرکز همگرایی در امتداد زبانۀ کم‌فشار سودان در غرب شبه‌جزیرهٔ عربستان و غرب خلیج فارس شکل گرفته است. یک منطقهٔ واگرایی نیز در جنوب ایران (ساحل شمالی خلیج فارس) ایجاد شده است. این واگرایی به‌همراه واچرخند عربستان، در تزریق هوای گرم و مرطوب (واگرایی جنوب ایران از خلیج فارس و واچرخند عربستان از دریای عرب) به منطقهٔ همگرایی غرب خلیج فارس نقش دارد.

الگوی پنجم سطح زمین

در الگوی پنجم (شکل ۲-ح)، کل ایران به‌استثنای شمال و شمال غرب، تحت نفوذ پرفشار سیبری قرار دارد که این پرفشار از شرق وارد ایران شده است. روی شمال آفریقا نیز پرفشار حاکم است که به‌همراه پرفشار سیبری، نوار پرفشار پیوسته‌ای از غرب تا شرق نقشه (شمال آفریقا، بخش بزرگی از شبه‌جزیرهٔ عربستان و ایران) ایجاد کرده‌اند. روی شرق اروپا (تقریباً بین دریای سیاه و دریای بالتیک) کم‌فشار وسیعی تشکیل شده و زبانۀ‌ای از این کم‌فشار بخش محدودی از شمال و غرب ایران را تحت تأثیر قرار داده و تا غرب خلیج فارس رسیده است. همچنین زبانۀ کم‌فشار سودان گسترش چندانی نداشته و فقط تا غرب شبه‌جزیرهٔ عربستان نفوذ کرده است. واچرخند شکل گرفته روی زبانۀ پرفشار سیبری در افغانستان، هوای گرم و مرطوب دریای عرب و دریای عمان را به کم‌فشار سودان و زبانۀ کم‌فشار مستقر در شرق اروپا تزریق کرده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، منطقهٔ همگرایی تشکیل شده در کویت و عراق، ناشی از نفوذ زبانۀ کم‌فشار سودان نیست (آنچنان‌که در مورد الگوهای دیگر اتفاق افتاده بود)، بلکه حاصل نفوذ زبانۀ کم‌فشار شرق اروپا به این منطقه است. همچنین در این الگو برخلاف الگوهای اول تا چهارم، واچرخند عربستان نقش فعال و مستقلی در تزریق هوای مرطوب به مراکز همگرایی نداشته است. جریان‌های حاصل از زبانۀ پرفشار سیبری با گذر از دریای عرب و دریاچه‌های جنوبی ایران، در تزریق هوای مرطوب آنها به منطقهٔ همگرایی روی کویت و عراق نقش داشته است.

الگوی ششم سطح زمین

در الگوی ششم سطح زمین، روی شمال آفریقا پرفشار حاکم است. مرکز پرفشار سیبری در آسیای میانه قرار گرفته و زبانه جنوبی آن تا شرق و جنوب ایران (شمال هرمزگان) نفوذ کرده است. برخلاف الگوهای اول تا پنجم، در شرق مدیترانه کم‌فشاری با چند منحنی بسته تشکیل شده است. کم‌فشار سودان و کم‌فشار مدیترانه به هم متصل شده‌اند و محدوده عربستان و شرق مدیترانه تا غرب ایران را تحت نفوذ خود قرار داده‌اند (شکل ۲-خ). در این الگو نیز همانند الگوی پنجم، واچرخند عربستان نقش فعال و مستقلی نداشته است. در واقع در جنوب ایران منطقه واگرایی که روی زبانه پرفشار سیبری تشکیل شده با تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عمان و دریای عرب به کم‌فشار سودان، نقش واچرخند عربستان را ایفا کرده است. هوای تزریق شده به کم‌فشار سودان توسط پرفشار شمال آفریقا با توجه به اینکه از عرض‌های بالا نشئت نمی‌گیرد، اختلاف حرارتی چندانی ایجاد نمی‌کند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود (شکل ۲-خ)، یک مرکز همگرایی در مرز عربستان و عراق تشکیل شده است که همانند کم‌فشار سودان، توسط هوای گرم و مرطوب دریای عمان و دریای عرب تغذیه می‌شود. با توجه به تصاویر ماهواره‌ای سامانه‌های همرفتی، جنوب غرب ایران در امتداد زبانه کم‌فشار سودان و مرکز همگرایی در مرز عربستان و عراق شکل گرفته و وارد منطقه شده‌اند. کم‌فشار مدیترانه نیز بارش‌هایی را در غرب و شمال غرب ایران به‌وجود آورده است.

الگوی هفتم سطح زمین

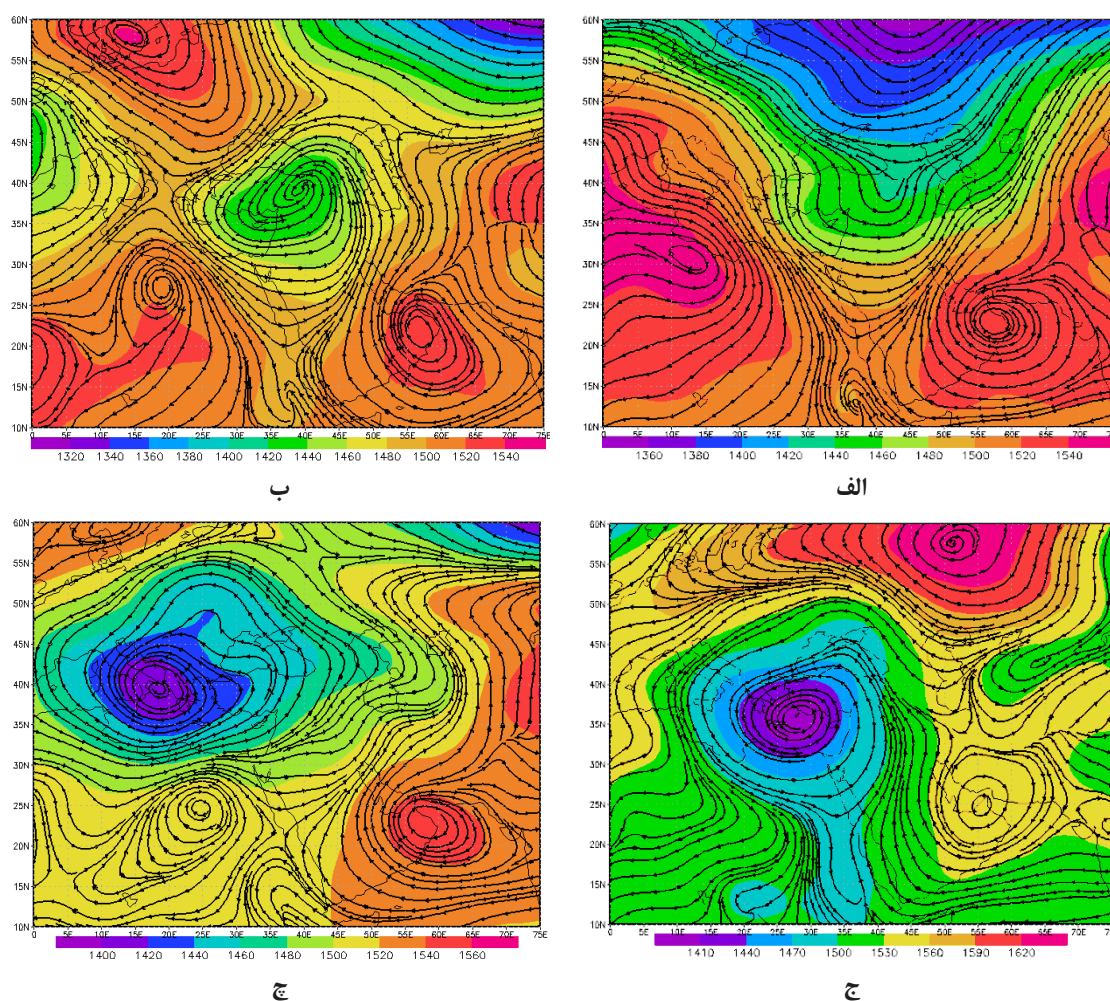
در الگوی هفتم سطح زمین، روی غرب دریای مدیترانه و شمال آفریقا پرفشار حاکم است (شکل ۲-د). زبانه غربی پرفشار سیبری تا دریای سیاه نفوذ کرده و کمابیش کل ایران را پوشش می‌دهد. روی دریای مدیترانه (غرب ترکیه) چرخندی قوی تشکیل شده و همچنین زبانه کم‌فشار سودان تا شمال شبه‌جزیره عربستان نفوذ کرده است. در این الگو، واچرخند عربستان (مستقر روی دریای عمان)، هوای گرم و مرطوب دریای عمان و دریای عرب را وارد کرده و پرفشار مستقر در شمال آفریقا و غرب دریای مدیترانه نیز، هوای سرد عرض‌های بالا را به کم‌فشار سودان تزریق می‌کنند. به همین دلیل کم‌فشار سودان در نتیجه ایجاد گرادیان فشاری تقویت شده و زبانه آن، در حرکتی شمال شرقی با گذر از شبه‌جزیره عربستان تا غرب خلیج فارس نفوذ کرده است، اما گسترش پرفشار سیبری روی ایران مانع نفوذ بیشتر زبانه کم‌فشار سودان به سمت شمال شرق و کم‌فشار مدیترانه به سمت شرق شده است. یک منطقه واگرایی در جنوب ایران (تنگه هرمز) و یک منطقه همگرایی در غرب عربستان تشکیل شده است، اما برخلاف الگوهای دیگر، منطقه همگرایی غرب خلیج فارس شکل نگرفته است.

الگوهای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

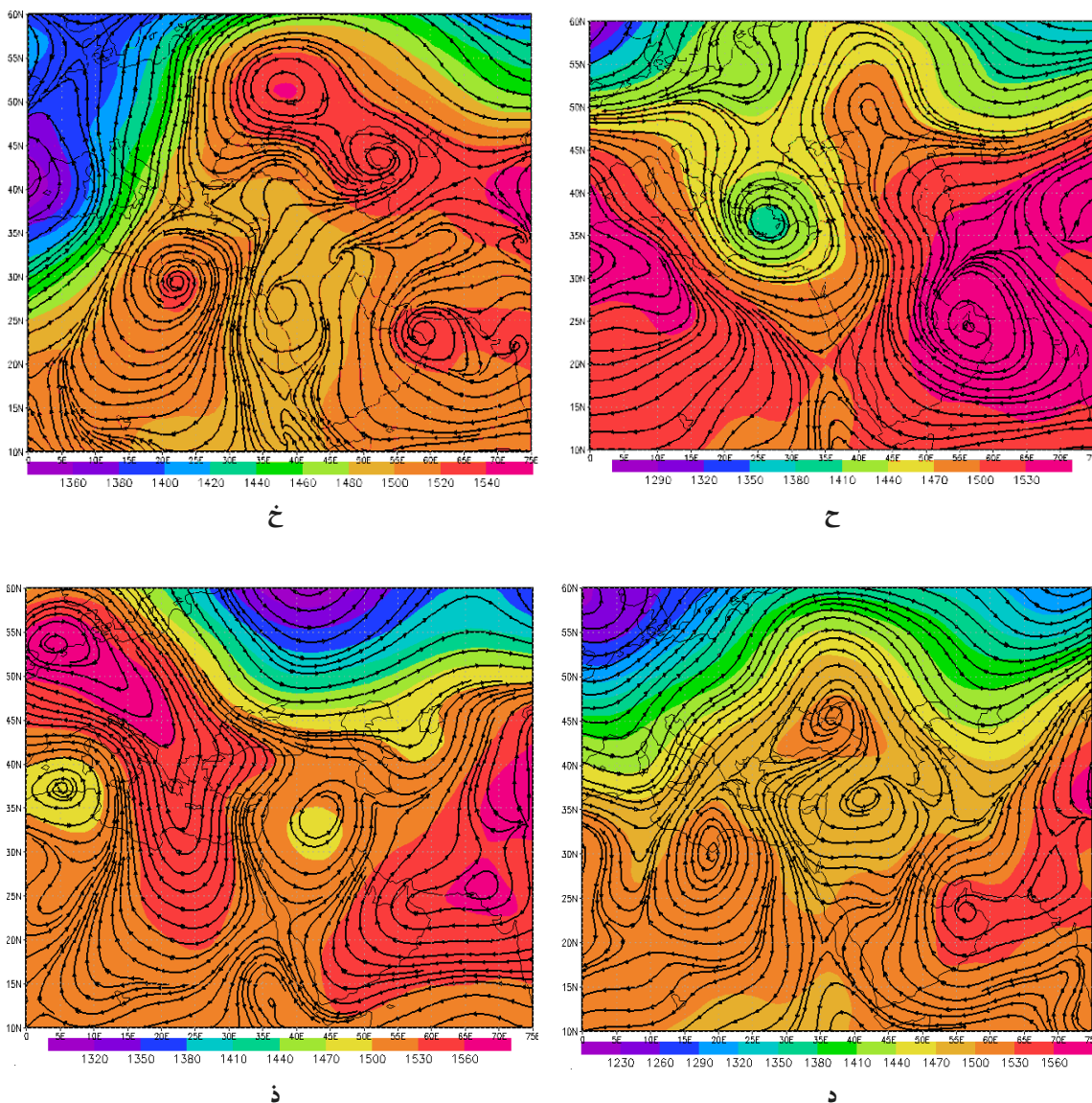
در این سطح دوازده نقشه وجود داشتند که در هیچ الگویی طبقه‌بندی نشدند. با بررسی‌های چشمی معلوم شد که چهار نقشه از بین آنها را می‌توان در بقیه الگوها ادغام کرد. بنابراین تمام نقشه‌های سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در هشت الگو خلاصه شدند که در ادامه شرح کوتاهی از آنها بیان می‌شود.

الگوی اول سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی اول سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد مطالعه، جریان‌های جنوب غربی حاکم است. مرکز واچرخند عربستان روی جنوب شرق شبه‌جزیره عربستان (کشور عمان) واقع شده و جنوب شرق شبه‌جزیره عربستان، جنوب و جنوب شرق ایران را تحت نفوذ خود درآورده است. در جنوب اروپا و شمال آفریقا نیز پراارتفاع حاکم است. یک ناوه عمیق (با بیشینه عمقی حدود ۳۰ درجه عرض جغرافیایی) روی شرق اروپا قرار گرفته که به کم‌ارتفاع سودان پیوسته است، محور این ناوه در طول جغرافیایی ۳۵ تا ۴۰ درجه شرقی قرار دارد. به این ترتیب واچرخند واقع در اروپا و آفریقا با ریزش هوای سرد به پشت ناوه و نیز، واچرخند عربستان با تزریق هوای گرم و مرطوب به جلوی ناوه، سبب تقویت آن شده‌اند. بنابراین با عمیق شدن ناوه و ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به عرض‌های پایین‌تر، مرکز همگرایی دریای سرخ تقویت شده و روی شبه‌جزیره عربستان توسعه یافته است. منطقه همگرایی تا غرب خلیج فارس گسترش یافته است و در امتداد محوری جنوب غربی - شمال شرقی همگرایی رخ داده است (شکل ۳- الف). این الگو تنها الگو در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال است که در آن ناوه تشکیل شده و جنوب غرب ایران در جلوی آن قرار دارد.



شکل ۳. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان؛ الف: الگوی اول؛ ب: الگوی دوم؛ ج: الگوی سوم و د: الگوی چهارم



ادامه شکل ۳. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان؛ ح: الگوی پنجم؛ خ: الگوی ششم؛ د: الگوی هفتم و ذ: الگوی هشتم

الگوی دوم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی دوم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد مطالعه، جریان‌های جنوب - جنوب غربی حاکم است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود بین دریای سیاه و شمال شرق دریای مدیترانه، چرخندی با چند منحنی بسته شکل گرفته که با کم‌ارتفاع سودان پیوند خورده است. مرکز واپرخند عربستان با یک منحنی بسته در جنوب شرق شبه‌جزیره عربستان واقع شده است (جنوب شرق شبه‌جزیره عربستان، جنوب شرق و جنوب ایران تحت نفوذ این واپرخند هستند). یک واپرخند در شمال آفریقا و یک واپرخند در شرق اروپا تشکیل شده است. واپرخند شرق اروپا با ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی و واپرخند عربستان با تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب، سبب تقویت چرخند بین دریای مدیترانه و دریای سیاه

شده‌اند، این چرخند تا غرب ایران گسترش یافته و سامانه‌های ناشی از آن جنوب غرب ایران را نیز تحت تأثیر قرار داده‌اند. همان‌طور که در شکل ملاحظه می‌شود (۳-ب)، در غرب چرخند مدیترانه هوای سرد عرض‌های شمالی توسط دو واچرخند شرق اروپا و شمال آفریقا به منطقه همگرایی دریای سرخ نفوذ کرده و باعث تقویت مرکز همگرایی و حرکت آن در جهت جنوب غربی - شمال شرقی تا غرب خلیج فارس شده است.

الگوی سوم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

همان‌طور که شکل نشان می‌دهد، در الگوی سوم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه، جریان‌های جنوبی حاکم است (شکل ۳-ج). مرکز واچرخند عربستان روی تنگه هرمز قرار گرفته و نیمه جنوبی ایران را تحت نفوذ خود درآورده است. مرکز پرارتفاع سیبری روی جنوب غرب روسیه قرار گرفته، زبانه‌ای از این پرارتفاع تا جنوب غرب اروپا و شمال غرب آفریقا گسترش یافته است. در شرق مدیترانه یک چرخند قوی شکل گرفته که زبانه جنوبی آن با کم‌ارتفاع سودان پیوند خورده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، واچرخند عربستان با انتقال هوای گرم و مرطوب دریای عرب به شرق دریای مدیترانه و زبانه پرارتفاع سیبری با ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی به غرب دریای مدیترانه، باعث تقویت چرخند شرق دریای مدیترانه شده است. تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب توسط واچرخند عربستان به دریای سرخ و هوای سرد عرض‌های بالا در حاشیه غربی چرخند مدیترانه، باعث شکل‌گیری و تقویت منطقه همگرایی دریای سرخ و توسعه آن روی شبه‌جزیره عربستان شده است. این منطقه همگرایی تا روی عراق امتداد یافته است. به دلیل تغییر محل واچرخند عربستان در این الگو نسبت به دو الگوی قبل (مرکز آن در تنگه هرمز قرار گرفته)، منطقه همگرایی دریای سرخ در عرض جغرافیایی بالاتری شکل گرفته است.

الگوی چهارم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی چهارم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه، جریان‌های جنوب غربی حاکم است (شکل ۳-چ). مرکز واچرخند عربستان به روی جنوب شرق شبه‌جزیره عربستان واقع شده و نیمه جنوبی ایران را تحت سیطره خود قرار داده است. پرارتفاع نسبتاً ضعیف شمال آفریقا به سمت شرق جابه‌جا شده است. چرخندی قوی در مرکز مدیترانه مستقر است که جنوب اروپا و بخش محدودی از شمال آفریقا را پوشانده و از سمت شرق تا شمال ایران و دریاچه آرال گسترش دارد. این چرخند به دلیل تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب توسط واچرخند عربستان (در حاشیه جنوب شرقی) و ریزش هوای سرد عرض‌های بالا توسط واچرخند مستقر در شرق اروپا (به حاشیه شمال غربی) تقویت شده و گسترش یافته است. تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب توسط واچرخند عربستان به روی جنوب دریای سرخ و هوای سرد عرض‌های شمالی در حاشیه غربی چرخند مدیترانه روی شمال دریای سرخ، باعث شکل‌گیری و تقویت مرکز همگرایی دریای سرخ شده و تا غرب خلیج فارس گسترانیده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، تفاوت این الگو با الگوهای دوم و سوم در این است که چرخند شرق مدیترانه به مرکز دریای مدیترانه منتقل شده و گسترش آن مداری است.

الگوی پنجم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی پنجم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، جریان‌های منطقه جنوبی است. مرکز واچرخند عربستان در تنگه هرمز واقع شده و تمام بخش‌های ایران تحت نفوذ این واچرخند قرار دارند که با مرکز واچرخند واقع در افغانستان پیوند خورده است. زبانه‌ای از این واچرخند تا شمال دریای خزر و دریای سیاه گسترش یافته است. در جنوب غرب اروپا و شمال آفریقا نیز پرارتفاع حاکمیت دارد. در شرق دریای مدیترانه چرخندی قوی تشکیل شده و با کم‌ارتفاع سودان پیوند خورده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود (شکل ۳-ح) از یک سو واچرخند عربستان هوای گرم و مرطوب دریای عرب را به شرق چرخند مدیترانه و دریای سرخ انتقال داده است و از سوی دیگر پرارتفاع مستقر در جنوب غرب اروپا و شمال آفریقا هوای سرد عرض‌های شمالی را به غرب چرخند مدیترانه و دریای سرخ منتقل کرده است. در نتیجه این جریان‌ها با افزایش گرادیان فشاری، چرخند شرق مدیترانه تقویت شده و گسترش یافته است. همچنین در دریای سرخ منطقه همگرایی به‌وجود آمده و تقویت شده و تا شمال شبه‌جزیره عربستان گسترده شده است. این الگو کمابیش مشابه الگوی سوم است با این تفاوت که واچرخند عربستان وسعت بیشتر، ولی چرخند مدیترانه وسعت کمتری دارد. همچنین پرارتفاع شمال آفریقا وسیع‌تر و قوی‌تر بوده و باعث ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی به غرب چرخند مدیترانه و منطقه همگرایی دریای سرخ می‌شود (در الگوی سوم زبانه پرارتفاع سیبری این نقش را ایفا کرده بود).

الگوی ششم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی ششم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در جنوب منطقه، جریان‌های جنوب - جنوب غربی و در شمال منطقه جریان‌های شرق - شمال شرقی حاکم است. واچرخند عربستان گسترش مداری دارد و مرکز آن در دریای عرب قرار گرفته است. واچرخند شمال آفریقا نیز در شمال شرق آفریقا مستقر شده است. یک پرارتفاع وسیع با گسترش مداری و چند هسته مرکزی تقریباً در شمال ایران (مراکز آن در جنوب غرب روسیه، شمال دریای خزر و شمال افغانستان مستقرند) تشکیل شده است. منطقه همگرایی دریای سرخ تا غرب شبه‌جزیره عربستان گسترش یافته است. در این الگو بر خلاف الگوهای دوم تا پنجم در شرق مدیترانه چرخندی مشاهده نمی‌شود. همان‌طور که ملاحظه می‌شود (شکل ۳-خ) در غرب ایران یک مرکز همگرایی تشکیل شده است. واچرخند عربستان هوای گرم و مرطوب دریای عرب را بر جنوب دریای سرخ، مراکز همگرایی شمال غرب عربستان و غرب ایران تزریق کرده است. واچرخند روی دریای مازندران نیز هوای سرد عرض‌های شمالی را وارد این مراکز همگرایی (منطقه همگرایی شمال غرب شبه‌جزیره عربستان و منطقه همگرایی غرب ایران) کرده است.

الگوی هفتم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی هفتم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، جریان‌های منطقه مورد مطالعه جنوب غربی است. مرکز واچرخند عربستان در جنوب شرق شبه‌جزیره عربستان قرار گرفته و با پرارتفاع واقع در آسیای میانه ادغام شده است. جنوب و جنوب شرق ایران تحت نفوذ این دو پرارتفاع قرار گرفته‌اند. مرکز چرخند مدیترانه روی عراق مستقر است. چرخند دریای مدیترانه تا غرب ایران و منطقه همگرایی دریای سرخ تا غرب خلیج فارس گسترش یافته است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود

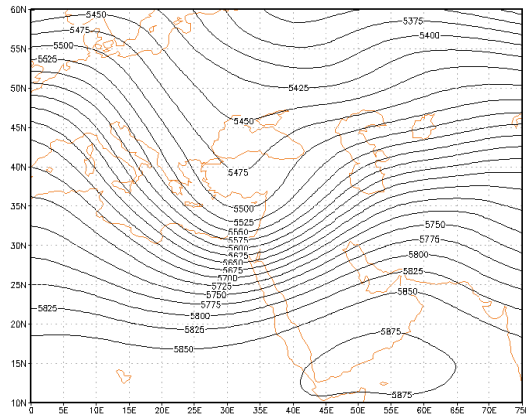
(شکل ۳-د)، واچرخند عربستان به واچرخند مستقر در آسیای میانه متصل شده و هوای گرم و مرطوب دریای عرب را وارد منطقه همگرایی دریای سرخ و شرق چرخند مدیترانه (غرب ایران) کرده و واچرخند روی دریای سیاه نیز هوای سرد و مرطوب عرض‌های شمالی را به غرب چرخند و منطقه همگرایی دریای سرخ تزریق کرده و به این صورت باعث افزایش گرادیان فشاری و ایجاد ناپایداری در منطقه شده‌اند.

الگوی هشتم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال

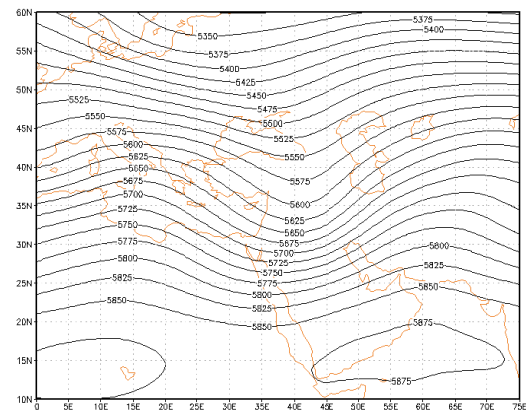
در الگوی هشتم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، جهت جریان‌های منطقه جنوب - جنوب غربی است. دو مرکز پرارتفاع یکی شمال پاکستان و دیگری در جنوب غرب پاکستان (واچرخند عربستان) تشکیل شده که جنوب شرق ایران تحت سیطره این پرارتفاع‌ها قرار گرفته است. در اروپا نیز پرارتفاع حاکم بوده و زبانه‌ای از این پرارتفاع با عبور از دریای مدیترانه تا شمال شرق آفریقا نفوذ کرده است. چرخندی روی عراق و سوریه تشکیل شده و غرب ایران را تحت نفوذ قرار داده است. کم‌ارتفاع سودان نیز با یک منحنی بسته، در جنوب غرب دریای سرخ قرار گرفته و منطقه همگرایی دریای سرخ تا غرب خلیج فارس گسترش یافته است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود (شکل ۳-د)، هوای سرد عرض‌های شمالی توسط زبانه واچرخند مستقر در اروپا به غرب چرخند روی عراق و سوریه و همچنین منطقه همگرایی دریای سرخ تزریق شده است. واچرخند روی پاکستان نیز به شرق این چرخند و منطقه همگرایی دریای سرخ هوای گرم و مرطوب دریای عرب را تزریق کرده است. تفاوت الگوی هفتم و هشتم در محل، گستردگی و شدت پرارتفاع روی اروپا است. در الگوی هفتم این پرارتفاع به صورت یک سلول واچرخندی ضعیف با گسترشی محدود روی دریای سیاه واقع شده است، در صورتی که در الگوی هشتم این پرارتفاع قوی‌تر بوده و با گسترشی بسیار بیشتر، تقریباً کل اروپا و شمال شرق آفریقا را پوشانده است. بنابراین ریزش هوای سرد در الگوی هشتم توسط این پرارتفاع بسیار مؤثرتر است (چون از عرض‌های بالاتری منتقل می‌شود).

الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

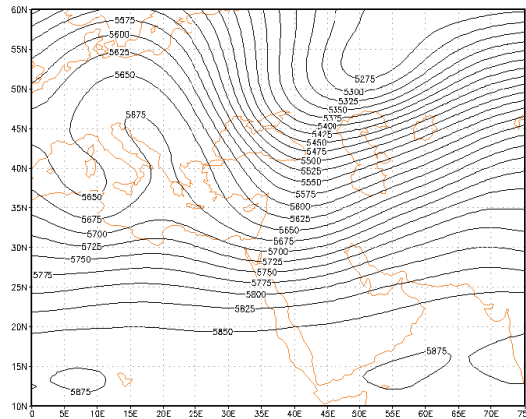
در زمان رخداد سامانه‌های همرفتی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، به‌طور کلی پنج الگو حاکم بوده است (شکل ۴). در الگوی اول و چهارم محور ناوه بین ایران و دریای مدیترانه و محور پشته روی مرکز دریای مدیترانه قرار گرفت، تفاوت این دو الگو در عمق ناوه و پشته بود (شکل ۴-الف و ۴-ج). در الگوی دوم محور ناوه در شرق دریای مدیترانه و محور پشته در غرب دریای مدیترانه شکل گرفت، در این الگو نیز ناوه و پشته عمیق بود (شکل ۴-ب). در الگوی سوم محور ناوه (نسبتاً عمیق)، در مرکز مدیترانه قرار گرفت (شکل ۴-ج). در نهایت در آخرین الگو یک بندالی امگایی تشکیل شد. سردچالی بین دریای مدیترانه و ایران قرار گرفت که با ایجاد ناپایداری در حاشیه شرقی خود به رخداد سامانه‌های همرفتی در جنوب غرب ایران کمک کرد (شکل ۴-ح). در همه این الگوها جنوب شرق ایران در جلوی موج واقع شده بود.



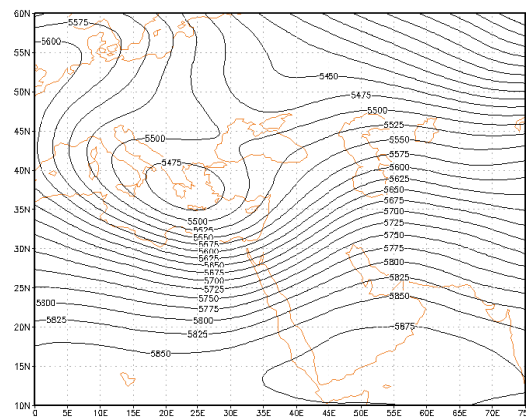
ب



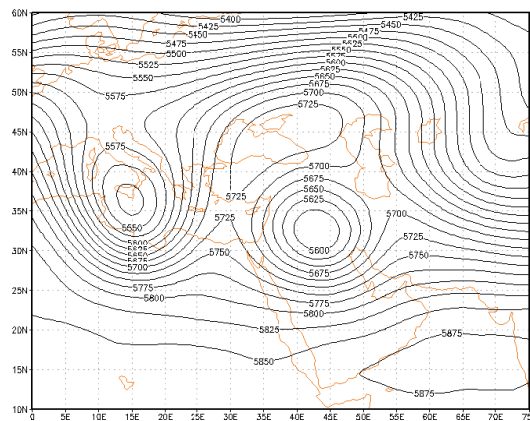
الف



ج



د



ه

شکل ۴. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان؛ الف: الگوی اول؛ ب: الگوی دوم؛ ج: الگوی سوم؛ د: الگوی چهارم؛ ه: الگوی پنجم

فراوانی سامانه‌های همرفتی میان مقیاس در هر یک از الگوهای فشار

۲۵ درصد سامانه‌های همرفتی زمانی شکل گرفتند که در منطقه، الگوی دوم سطح زمین و الگوی اول سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال حاکم بوده است. در این الگو در سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، ریزش هوای سرد توسط پرفشار

آزور و شمال آفریقا و تزریق هوای گرم و مرطوب توسط واچرخند عربستان به منطقه، باعث تقویت کم‌فشار سودان و منطقه همگرایی دریای سرخ و حرکت شمال سوی آن شده است؛ به طوری که در سطح زمین زبانه کم‌فشار سودان تا روی دریای خزر پیش رفته و در سطح ۸۵۰ یک ناوه بین ایران و دریای مدیترانه تشکیل شد. منطقه همگرایی دریای سرخ تا غرب خلیج فارس امتداد یافته، مراکز همگرایی شکل گرفته در امتداد آن، مسبب تشکیل سامانه‌های همرفتی بودند که جنوب غرب ایران را تحت تأثیر قرار دادند. اما شرایط سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تشکیل این سامانه‌ها متفاوت بوده (الگوی اول تا الگوی چهارم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال)، بنابراین مسیر حرکت سامانه‌ها را تحت تأثیر قرار داده است (در الگوی سوم قرارگیری محور پشته در مرکز ایران از ادامه حرکت سامانه‌ها به سمت شمال شرق جلوگیری کرده است). بخشی از سامانه‌های این الگو در خارج از منطقه (کویت، جنوب و جنوب شرق عراق) شکل گرفتند، در منطقه‌ای گسترده در جنوب غرب ایران وارد مرز شدند، اما بخشی دیگر از سامانه‌ها در داخل منطقه تشکیل شدند و اغلب گسترشی محدود به منطقه داشته‌اند. به‌طور کلی در این الگوها شرایط برای گسترش زیاد و عمر طولانی سامانه‌ها فراهم بوده است.

۱۲/۳ درصد سامانه‌های همرفتی زمانی شکل گرفتند که در منطقه الگوی اول سطح زمین و دوم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال حاکم بوده است. در سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، واچرخند عربستان هوای گرم و مرطوب دریای عرب را وارد منطقه کرده و هوای سرد عرض‌های بالا در سطح زمین توسط پرفشار گسترده شمالی (از مرکز و شرق اروپا تا آسیای میانه و غرب چین در شمال عرض ۳۵ درجه) و در سطح ۸۵۰ توسط دو واچرخند یکی در شمال دریای مدیترانه و دیگری در جنوب آن تزریق و سبب افزایش گرادیان فشاری در منطقه شده است. کم‌فشار سودان و منطقه همگرایی دریای سرخ در این شرایط تقویت شده و تا غرب خلیج فارس امتداد یافت، همچنین بین دریای مدیترانه و دریای سیاه چرخندی قوی و وسیع تشکیل شده که حاشیه شرقی آن تا غرب ایران را تحت تأثیر قرار داده است. شرایط سطح ۵۰۰ برای تشکیل این سامانه‌ها (الگوی اول تا سوم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) و گسترش و مسیر حرکت سامانه‌ها در داخل ایران، متفاوت بوده است (گسترش سامانه‌هایی که تحت شرایط الگوی سوم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل گرفتند، به دلیل قرارگیری محور پشته در مرکز ایران اغلب محدود به منطقه بود، اما برخی از سامانه‌های تشکیل شده در الگوی اول و دوم توانستند تا شمال شرق ایران گسترش یابند).

۵/۶ درصد سامانه‌های همرفتی زمانی شکل گرفتند که در منطقه، الگوی چهارم سطح زمین، الگوی اول سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و الگوی اول یا دوم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکم بوده است. در این الگو ریزش هوای سرد به منطقه در سطح زمین توسط واچرخند شرق مدیترانه (به روی زبانه نعل اسبی شکل پرفشار سیبری) و در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال توسط پراتفاح آزور و شمال آفریقا صورت گرفته، تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب هم در سطح زمین و هم در سطح ۸۵۰ توسط واچرخند عربستان انجام شده است. در این شرایط مرکز همگرایی دریای سرخ تا غرب خلیج فارس گسترش یافته است.

۴/۸ درصد سامانه‌های همرفتی زمانی شکل گرفتند که در منطقه، الگوی سوم سطح زمین، ششم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و الگوی اول سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکم بوده است. در این الگو در سطح زمین و سطح ۸۵۰

هکتوپاسکال، ریزش هوای سرد به منطقه به‌واسطهٔ پرفشار جنوب غرب روسیه و تزریق هوای گرم و مرطوب توسط واچرخند عربستان صورت گرفته است. در سطح زمین زبانهٔ کم‌فشار سودان تا غرب خلیج فارس و در سطح ۸۵۰ منطقه همگرایی دریای سرخ تا شبه‌جزیرهٔ عربستان گسترش یافته است. بیشتر سامانه‌های این الگو در غرب خلیج فارس شکل گرفتند و گسترشی محدود به منطقه داشتند.

۴/۵ درصد سامانه‌های همرفتی زمانی شکل گرفتند که در منطقه، الگوی اول سطح زمین و سوم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال حاکم بوده است. در سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال واچرخند عربستان هوای گرم و مرطوب و واچرخند پرفشار گستردهٔ شمالی هوای سرد عرض‌های بالا را به منطقه تزریق کرده‌اند. الگوی دوم و سوم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در زمان تشکیل این سامانه‌ها حاکم بوده است. در این شرایط کم‌فشار سودان در سطح زمین تا غرب خلیج فارس و مرکز همگرایی دریای سرخ در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال تا عراق امتداد یافته‌اند. بیشتر این سامانه‌ها در جنوب شرق عراق و کویت شکل گرفتند، ولی همهٔ آنها گسترشی کمابیش محدود به منطقه داشتند.

۴/۵ درصد سامانه‌های همرفتی زمانی شکل گرفتند که در منطقه، الگوی پنجم یا ششم سطح زمین و الگوی اول سطح ۸۵۰ حاکم بوده است. در این الگوها ریزش هوای سرد به منطقه در سطح زمین به‌واسطهٔ واچرخند شمال آفریقا و در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال توسط پراارتفاع آזור و شمال آفریقا صورت گرفته، تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب هم، در سطح زمین به‌دلیل واچرخند روی افغانستان و در سطح ۸۵۰ توسط واچرخند عربستان انجام شده است. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال منطقهٔ همگرایی دریای سرخ تا غرب خلیج فارس امتداد یافته است. سامانه‌های همرفتی در داخل یا خارج از منطقه (جنوب شرق و شرق عراق) شکل گرفتند و بیشتر آنها گسترشی محدود به منطقه داشتند.

۴/۱ درصد سامانه‌های همرفتی زمانی شکل گرفتند که در منطقه الگوی اول سطح زمین، الگوی هشتم سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و الگوی چهارم سطح ۵۰۰ حاکم بوده است. در سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال واچرخند عربستان هوای گرم و مرطوب دریای عرب را وارد منطقه کرده است (البته در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، پراارتفاع مستقر در آسیای میانه نیز در ورود هوای مرطوب سهیم بوده است). هوای سرد عرض‌های بالا در سطح زمین توسط پرفشار گستردهٔ شمالی (از مرکز و شرق اروپا تا آسیای میانه و غرب چین در شمال عرض ۳۵ درجه) و در سطح ۸۵۰ توسط زبانهٔ پراارتفاع گستردهٔ مستقر در اروپا به منطقه منتقل شده است. در این شرایط کم‌فشار سودان و منطقهٔ همگرایی دریای سرخ تا غرب خلیج فارس گسترش یافت. سامانه‌های این الگو در داخل یا در کویت و جنوب شرق عراق شکل گرفتند و بیشتر آنها گسترشی محدود به منطقه داشتند.

۳/۷ درصد سامانه‌ها زمانی شکل گرفتند که الگوی اول سطح زمین و الگوی اول سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال حاکم بوده است. در سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، واچرخند عربستان هوای گرم و مرطوب دریای عرب را به منطقه تزریق کرده، هوای سرد عرض‌های بالا در سطح زمین توسط پرفشار گستردهٔ شمالی (از مرکز و شرق اروپا تا آسیای میانه و غرب چین در شمال عرض ۳۵ درجه) و در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال به‌واسطهٔ واچرخند آזור و شمال آفریقا به منطقه ریزش کرده و موجب افزایش گرادیان فشاری شده است. کم‌فشار سودان و منطقهٔ همگرایی دریای سرخ در این شرایط تقویت شده و تا غرب خلیج فارس امتداد یافته (و در امتداد آن مرکز همگرایی در روی کویت تشکیل شده است)، ولی

وجود شرایط پرفشاری در نیمه شمالی ایران از گسترش بیشتر زبانه کم‌فشار سودان به سمت شمال جلوگیری کرده است. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز یک ناوه بین ایران و دریای مدیترانه تشکیل شده است. شرایط سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تشکیل این سامانه‌ها متفاوت بوده (الگوی اول، دوم و چهارم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال)، اما در همه این الگوها جنوب غرب ایران در جلوی ناوه قرار گرفته است. در این الگوها بیشتر سامانه‌ها در مرکز همگرایی کویت، چند سامانه در داخل منطقه و یک سامانه در جنوب شرق عراق شکل گرفتند.

بحث و نتیجه‌گیری

برای تعیین شرایط همدیدی رخداد سامانه‌های همرفتی، نقشه‌های روزانه فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طبقه‌بندی شدند. به این منظور از دو روش طبقه‌بندی بردار ویژه و روش همبستگی استفاده شد. برای قضاوت در مورد عملکرد این دو روش، ابتدا ضریب همبستگی بین فشار یا ارتفاع ژئوپتانسیل روزهای طبقه‌بندی شده در الگوهای حاصل از روش بردار ویژه محاسبه شد و سپس روزهایی که ضریب همبستگی آنها کمتر از آستانه انتخاب شده در روش همبستگی بود (۰/۷) و همچنین روزهایی که در هر دو روش به شکل متفاوتی طبقه‌بندی شدند، به صورت چشمی مورد بررسی قرار گرفتند. مقایسه نتایج نشان داد که روش همبستگی نتایج بهتری ارائه می‌دهد که خروجی‌های این روش برای تحلیل نهایی به کار گرفته شد.

در روزهای رخداد سامانه‌های همرفتی در جنوب غرب ایران، فشار سطح دریا در هفت الگو، ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در هشت الگو و ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در پنج الگو طبقه‌بندی شدند. در این الگوها در سطح زمین و سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، تزریق هوای گرم و مرطوب دریای عرب به منطقه توسط واچرخند عربستان صورت گرفته است؛ البته در مواردی نیز زبانه پرفشار سبیری با نفوذ به عرض‌های جغرافیایی پایین آسیای میانه، به همراه واچرخند عربستان یا به صورت مستقل، این وظیفه را به عهده داشته است (کریمی، ۱۳۸۶). هوای سرد عرض‌های بالا در سطح زمین اغلب به واسطه پرفشار سبیری (به طور مستقل، یا به صورت ادغام شده با پرفشار آזור، یا پرفشارهای محلی) و در مواردی نیز توسط پرفشار آזור و شمال آفریقا به منطقه ریزش کرده و به این ترتیب باعث افزایش گرادیان فشاری منطقه و حرکت شمال سوی کم‌فشار سودان شده است. اما در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال پرارتفاع آזור و شمال آفریقا، نقش مهم‌تری در ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به منطقه داشته‌اند. گاهی نیز پرارتفاع‌های محلی مستقر در شمال ایران، شمال و جنوب دریای مدیترانه یا دریای سیاه، مسبب ریزش هوای سرد در این سطح بوده‌اند. در این الگوها منطقه همگرایی دریای سرخ اغلب تا غرب خلیج فارس، جنوب غرب ایران و در یک الگو زبانه کم‌فشار سودان در سطح زمین تا شمال ایران گسترش یافته است. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال اغلب ناوه یا چرخندی بین دریای مدیترانه و ایران تشکیل شده است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در تمامی الگوها، جنوب غرب ایران در جلوی ناوه‌ای قرار داشته که محور آن یا در شرق مدیترانه، یا بین دریای مدیترانه و ایران مستقر بوده است. این ناوه تا دریای سرخ نفوذ کرده و عامل مهمی در تقویت کم‌فشار سودان بوده است. به طور کلی در این پژوهش با طبقه‌بندی کمی نقشه‌های فشار سطوح مختلف، علاوه بر شناسایی الگوهای معرفی شده در مطالعات قبلی، مانند الگوی اول تا چهارم در مطالعه لشکری

(۱۳۸۱) که به ترتیب مطابق با الگوهای هفتم، اول، سوم و دوم این مطالعه بوده و الگوی میانگین هجده طوفان بررسی شده در مطالعه مفیدی (۲۰۰۶) که همان الگوی دوم سطح زمین در این مطالعه بوده است، تعدادی الگوی جدید با فراوانی کمتر نیز، معرفی شدند که کار محققان نامبرده را در شناسایی الگوهای سودانی منجر به بارش‌های رگباری و شدید در جنوب غرب ایران، تا اندازه‌ای تکمیل کرده است. تفاوت الگوهای شناسایی شده عمدتاً در موقعیت، نقش و گسترش مراکز فشار منطقه بوده است. به‌طور کلی تقویت و حرکت زبانه کم‌فشار سودان به سمت جنوب غرب ایران، سبب شکل‌گیری بخش قابل توجهی از سامانه‌های همرفتي در امتداد منطقه همگرایی دریای سرخ بوده است. بخش کوچکتری از سامانه‌ها نیز تحت تأثیر چرخند یا ناوه بین ایران و دریای مدیترانه در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، تشکیل شدند. همان‌طور که بامیک، روی و کوندو (۲۰۰۸) بیان کردند، در تمام این الگوها شرایط دینامیکی نقش بسیار مهمی در رخداد سامانه‌های همرفتي داشتند.

منابع

- حجازی‌زاده، ز.؛ جعفرپور، ز.؛ پروین، ن. (۱۳۸۶). بررسی و شناسایی الگوهای سینوپتیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه، علوم جغرافیایی، دوره ۷، شماره ۱۰، ص. ۱۵۵-۱۲۵.
- عزیزی، ق. و صمدی، ز. (۱۳۸۶). تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان گیلان و مازندران، پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۹، شماره ۶۰، صص ۷۳-۶۱.
- کریمی، م. (۱۳۸۶). منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران. رساله دکترا به راهنمایی دکتر منوچهر فرج‌زاده، آب‌وهواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- کریمی، م. و فرج‌زاده، م. (۱۳۹۰). شار رطوبت و الگوهای فضایی - زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دوره ۱۹، شماره ۲۲، ص. ۱۲۷-۱۰۹.
- لشکری، ح. (۱۳۸۱). مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۵، شماره ۴۶، ص. ۱۸-۱.
- مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران. تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۰، شماره ۷۷، ص. ۱۳۶-۱۱۳.
- موسوی بایگی، م. و اشرف، ب. (۱۳۸۹). بررسی و مطالعه نمایه قائم‌هوای منجر به بارندگی‌های مخرب تابستانه، آب و خاک، دوره ۲۴، شماره ۵، ص. ۱۰۴۸-۱۰۳۶.
- یارنال، ب. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی هم‌دید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه ابوالفضل مسعودیان، انتشارات دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- Azizi, G., Samadi, Z., 2007, **Synoptic Analysis of 20th October 2007 Flood in Gilan and Mazandaran**, Geographical Researches, Vol. 39, No. 60, PP. 61-73.
- Bhowmik, S.K.R., Roy, S.S., Kundu, P.K., 2008, **Analysis of Large-scale Conditions Associated with Convection over the Indian Monsoon Region**, International Journal of Climatology, Vol. 28, No. 6, PP. 797-821. DOI: 10.1002/joc.1567.

- Cotton, R.W., Anthes, R.A., 1989, **Storms and Cloud Dynamics**. International Geophysical Services 44, PP. 883.
- Doswell III, C.A., Brooks, H.E., Maddox, R.A., 1996, **Flash Flood Forecasting: Ingredients Based Methodology**, Weather and Forecasting, Vol. 11, No. 4, PP. 560-581.
- Hejazizadeh, Z., Gafarpour, Z., Parvin, N., 2007, **Synoptic Analysis of Destructive Flood in Ouromieh Basin**, Geography Science, Vol. 7, No. 10, PP. 125-155.
- Karimi, M., 2007, **Moisture Resource Supplying Iran's Precipitations**, Ph.D. Thesis, Dr. Manoochehr Frajzadeh, Climatology, University of Tarbiat Modares.
- Karimi, M., Farajzadeh, M., 2011, **Moisture Flux and Spatial-temporal Patterns of Supply Moisture Resource Iran's Precipitations**, Journal of Applied Research in Geographical Sciences, Vol. 19, No. 22, PP. 109-127.
- Lashkari, H., 2002, **Development and Enhancing Mechanism of Soudan Low and Its Role on Precipitation in Southwest of Iran**. Geographical Researches, Vol. 35, No. 46, PP. 1-18.
- Llasat, M. C., Ramis, C., Lanza, L., 1999, **Storm Tracking and Monitoring Using Objective Synoptic Diagnosis and Cluster Identification from Infrared Meteosat Imagery**, Meteorology and Atmospheric Physics, Vol. 71, No. 3-4, PP. 139-155.
- Llasat, M.C., Rigo, T., Barriendos, M., 2003, **The 'Montserrat-2000' Flash-flood Event: a Comparison with the Floods in the Northeastern Iberian Peninsula since the 14th Century**, International Journal of Climatology, Vol. 23, No. 4, PP. 453-469.
- Mofidi, A., Zarin, A., 2006, **Synoptic Assessment of Soudan Low Impact on Flooding Rainfall in Iran**, Geographical Research, Vol. 20, No. 77, PP. 113-136.
- Morel, C., Senesi, S., 2002, **A Climatology of Mesoscale Convective Systems over Europe Using Satellite Infrared Imagery**, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 128, No. 584, PP. 1953-1971.
- Mousavi, M., Ashraf, B., 2010, **Assessment of Vertical Index Responsible for Summertime Destructive Rainfall**. Soil and Water, Vol. 24, No. 5, PP. 1036-1048.
- Rigo, T., Llasat, M.C., 2007, **Analysis of Mesoscale Convective Systems in Catalonia Using Meteorological Radar for the Period 1996-2000**, Atmospheric Research, Vol. 83, No. 2-4, PP. 458-472.
- Sanchez, J.L., Fernandez, M.V., Fernandez, J.T. Tuduri, E., Ramis, C., 2003, **Analysis of Mesoscale Convective Systems with Hail Precipitation**, Atmospheric Research, Vol. 67-68, PP. 573-588.
- Takemi, T., 2010, **Dependence of the Precipitation Intensity in Mesoscale Convective Systems to Temperature Lapse Rate**, Atmospheric Research, Vol. 96, No. 2-3, PP. 273-285.
- Tank, M.G., Zwiers, F.W., Zhang, X., 2009, **Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation**, World Meteorological Organization, Climate Data and Monitoring WCDMP-No. 72.
- Weisman, M.L., Rotunno, R., 2004, **A Theory for Strong Long-lived Squall Lines Revisited**, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 61, No. 4, PP. 361-382.
- Yarnal, B., 2006, **Synoptic Climatology in Environmental Analysis**, Masoudian, by: A., Esfahan University, Esfahan.