



جغرافیا و روابط انسانی، دوره ۱، شماره ۱

بررسی موقعیت تابستانه استوای حرارتی در جنوب غرب آسیا

شعیب آب خرابات^۱، محمد احمدی^۲، ناهید محمدی^۳، پریا صفری مهر^۴

۱- استادیار، دانشگاه جهاد دانشگاهی کرمانشاه

۲- اداره هواشناسی کرمانشاه

۳- کارشناسی ارشد فیزیک اتمسفر، دانشگاه رازی

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک اتمسفر، دانشگاه رازی

mohammadi.nahid@stu.razi.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۰۷

تاریخ بازنگری: ۱۳۹۷/۰۶/۰۷

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۰۱

چکیده

در این پژوهش ابتدا نقشه‌های روزانه آرایش سیستم‌های سینوپتیکی منطقه در ماه‌های ژولای و آگوست که گرم‌ترین ماه‌های سال می‌باشند، طی دوره آماری (۱۹۹۳-۲۰۱۴) از سری داده‌های بازکاوی شده مرکز مطالعات *NCEP/NC* دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک اتمسفر، دانشگاه رازی *AR* برداشت و پس از انجام آزمون تحلیل عاملی و خوشه‌بندی بر روی داده‌های شبکه‌ای ۴ الگوی سینوپتیکی شناسایی و روزهای نماینده این الگوها مورد بررسی قرار گرفت. این الگوها روندهای بسیار مشابهی از مکان‌گزینی استوای حرارتی و سیستم‌های فشار در منطقه را به نمایش گذاشته و نتایج پژوهش حاکی از آن است که استوای حرارتی در این زمان از سال در جنوب صحرای بزرگ افریقا مستقر است و امتداد آن به سمت شرق، مناطق بیابانی و کم‌ارتفاع شبه‌جزیره عربستان، جنوب خلیج فارس، جلگه خوزستان و بین‌النهرین را در بر می‌گیرد. از سوی دیگر گسترش زبانه کم‌فشار گنگ بر روی جنوب غرب آسیا نیز از همین الگو پیروی می‌کند، بطوری‌که سه هسته اصلی این کم‌فشار نیز بر روی سرزمین‌های کم‌ارتفاع جلگه خوزستان- بین‌النهرین، جنوب خلیج فارس- شمال شبه‌جزیره عربستان و مرکز پاکستان شکل می‌گیرد. این کمربند حرارتی در سرزمین‌های پست بین‌النهرین (واقع در غرب فلات ایران) بیشترین شدت و گسترش عرضی را دارد، و از نیمه شمالی عراق تا قسمت جنوبی عربستان سعودی را شامل می‌شود. در منطقه مورد مطالعه روند گسترش استوای حرارتی از تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ ه.پ منطبق بر مناطق گسترش زبانه کم‌فشار گنگ است.

کلید واژه: دمای هوا، استوای حرارتی، کمربند همگرایی بین حاره‌ای (*ITCZ*)، کم‌فشار گنگ، جنوب غرب آسیا.

۱- سرآغاز

استوای حرارتی^۱ کره زمین، مناطقی را شامل می‌شود که بیشترین دما را دارا بوده و هماهنگ با حرکت وضعی کره زمین، در طول سال دارای نوسانات شمال-جنوب در اطراف خط استوا است. این منطقه ماهیتی جدا از منطقه همگرایی بین حاره‌ای

¹ Thermal Equator

دارد و ممکن است با آن منطبق باشد و یا اینکه مکان‌گزینی آنها از هم متفاوت باشد. از دیدگاه متون کلاسیک اقلیم‌شناسی دینامیک و فیزیکی، مناطق گرمسیری و نیمگان (استوا)، موتور راه انداز ماشین جو می‌باشند. بنابراین هر گونه نوسان و ورادایی در این عرض‌های جغرافیایی بر گرته‌های گردش عمومی جو سایر مناطق، بویژه مناطق جنب حاره، از جمله ایران تاثیرگذار خواهد بود. منطقه همگرایی بین حاره‌ای، یک ناحیه کم‌فشار اطراف استواست که ویژگی آن فرازش تند هوای گرم بوده و اغلب طی نیمروز زمینه‌ساز رشد ابرهای کومه‌ای باران و توفان تندری می‌گردد. معمولاً در تصاویر ماهواره‌ای باند ابر آن قابل تشخیص می‌باشد. اهمیت این کمربند به گونه‌ای است که گاهی از آن به عنوان "موتور خانه گردش عمومی جو" یاد می‌شود. این منطقه همگرایی به عنوان نخستین مرحله از سازوکار پخش انرژی خورشیدی در سیاره زمین می‌باشد. این کمربند بین دو سلول هدلی شمالی و جنوبی تشکیل می‌شود. اهمیت کمربند تا حدی است که برای نمونه حادثه پرواز هواپیمایی فرانسه از ریودوژانیرو در سال ۲۰۰۹ گرفتار توفان تندری شدید به دلیل گذر هواپیما از این کمربند همگرایی بوده است. در آینده (تا سال ۲۱۰۰) با توجه به گرمایش جهانی، کمربند همگرایی ممکن است تا ۵ درجه قوسی نسبت به نرمال پیشروی نماید و این سبب دگرگونی‌های شدید اقلیمی در کره‌زمین از جمله اثر بر روی فرگشت پدیده انسو خواهد شد (Rutter, 2012: 1,4). از گذشته نام‌ها و تعبیر مختلفی از کمربند همگرایی شده است از جمله "ناوه استوایی"، "جبهه درون گرمسیری"، "ناوه گرمایشی" و "ناوه مونسونی" که همگی بخشی از ویژگی‌های این کمربند را توجیه می‌کند (Atkinson, 1991: 8). در ایران در ارتباط با پژوهش حاضر کارهای زیادی انجام نشده است. لشکری (۱۳۸۱، ۱۳۳) در مطالعه‌ای همدید، سامانه‌های کم‌فشار سودان را زبانه‌ای از کمربند همگرایی بین حاره‌ای (ITCZ) می‌داند. کاویانی و علیجانی (۱۳۸۱، ۱۶۱) تراف مونسون هند^۳ را در واقع جابجایی منطقه همگرایی حاره‌ای به دامنه‌های جنوب هیمالیا در دوره گرم سال بیان می‌دارند. مفیدی و زرین (۱۳۸۴، ۲۴) استقرار پرفشار روی دریای عرب با یکسری پسخورنده‌های مثبت را سبب تشدید سلول هدلی و تقویت غیر مستقیم جت جنب حاره بر روی دریای سرخ و شار رطوبت مناسب بارش‌های ایران می‌دانند. همچنین گردش جو جنوب غرب آسیا از نتایج شیو معکوس دمایی و گردش هدلی معکوس می‌باشد (مفیدی و زرین، ۱۳۹۱، ۱).

تا ۳۰۰ سال مونسون هند به صورت گردش نسیم دریا و خشکی شناخته می‌شد ولی طبق پژوهش‌های اخیر، مونسون جابجایی فصلی کمربند همگرایی حاره‌ای به روی هندوستان می‌باشد (Gadgil, 2003: 429). شرایط بارشی در مالزی هنگامی بهتر می‌شود که کمربند همگرایی در نزدیک استوا قرار گیرد و شارش‌های مونسون شمال شرقی برقرار گردد (Tangang & et al., 2012: 1356). شرق آفریقا دارای وردش بارش سالانه زیادی است که از جمله مهمترین عوامل آن توپوگرافی پیچیده،

² Inter Tropical Convergence Zone

^۳ Indian Moonson Trough

دریاچه‌های بزرگ^۴ و مهاجرت فصلی کمربند همگرایی حاره‌ای در این منطقه از جهان است (Dore, 2005:1170). طبق نظر اسمیت^۵ (۲۳، ۲۰۰۶) کمربند همگرایی با توجه به شکل به هم رسی جریان‌ها و سامانه‌های فشار به دو نوع تقسیم می‌شود؛ نوع نخست کمربند همگرایی بادهای تجارتی^۶ و نوع دوم کمربند همگرایی مونسونی. بی‌هنجاری مثبت نوسان چند دهه‌ای اقیانوس اطلس سبب رانش شمال‌سوی کمربند همگرایی گردیده و الگوی فرازش در شمال استوا و الگوی فرونشینی در جنوب استوا را تقویت می‌نماید. این جابجایی شمال‌سو در اقیانوس اطلس، با نوسان بادهای جنوب‌غربی منطقه ساحل و مونسون هندوستان در ارتباط بوده و بارش این نواحی را افزایش می‌دهد (Zhang & Delworth, 2006: 4). همچنین بی‌هنجاری مثبت دمایی حوضه اقیانوس اطلس شمالی روی آرایش نوسان چند دهه‌ای اقیانوس آرام اثر گذار است (همان، ۳). در این میان دونوهو و همکاران^۷ (۲، ۲۰۱۲) موقعیت میانگین کمربند همگرایی حاره را بین ۵/۳ عرض جنوبی تا ۷/۲ عرض شمالی در نوسان می‌دانند. انتقال استوای حرارتی به شمال اقیانوس اطلس سبب کاهش گسترش یخ‌های قطبی و بعکس می‌شود. از سویی، گرمایش جهانی ناشی از سوخت‌های فسیلی سبب جابجایی بیشتر این منطقه همگرایی و کاهش بارش در برخی مناطق از جمله خاورمیانه خواهد شد، در حالی که این موضوع مونسون آسیا را مرطوب‌تر می‌کند (Broecker & Putnam, 2013: 16710). مک‌گی و همکاران^۸ (۶۹، ۲۰۱۴) با استفاده از داده‌های بازسازی شده بر روی تغییر موقعیت (ITCZ) در بیشینه گسترش یخچال‌ها مطالعه‌ی انجام دادند که نشان دهنده جابجایی آنها به اندازه یک درجه عرض جغرافیایی در مناطق مختلف بویژه حوضه اقیانوس آرام بوده است. این کمربند بغیر از سال‌های النینو، تمایل به نفوذ بیشتر در نیم‌کره گرم سال دارد (Schneider & et al., 2014: 45). اما در نیم‌کره جنوبی هنگام شاخص بالای نوسان جنوبگان که با تقویت سامانه‌های پرفشار همراه است، بادهای غربی و شرقی تقویت شده و سبب رانش کمربند همگرایی به سوی شمال می‌گردند (Nieto & et al., 2014: 9).

^۴ Great Lakes

^۵ Smith

^۶ Trade Winds

^۷ Donohoe & et al

^۸ McGee & et al

۲- مواد و روش بررسی

در این پژوهش اقدام به بررسی مکان‌گزینی استوای حرارتی در گرم‌ترین ماه‌های نیمکره شمالی (ژولای و آگوست) طی دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۹۳ (تعداد ۱۳۶۴ روز) در جنوب‌غرب آسیا گردیده است. بنابراین در ابتدا داده‌های شبکه‌ای تراز ۱۰۰۰ ه.پ تمام روزهای مورد مطالعه، از سری داده‌های بازکاوی شده *NCEP/NCAR* در محدوده ۰ تا ۹۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۴۰ درجه عرض شمالی در ۶۲۹ یاخته $۲,۵ \times ۲,۵$ درجه برداشت گردید و ماتریسی از داده‌های شبکه‌ای به ابعاد ۱۳۶۴×۶۲۹ برای این پژوهش حاصل گردید. پس از آن از تحلیل مؤلفه‌های مبنا (PCA^9)، برای طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای استفاده شد (یارنال، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۵، ۱۰۰). ماتریس داده‌ها با آرایش S در غالب تحلیل مؤلفه‌های مبنا در محیط نرم‌افزار متلب انجام و مقادیر ویژه آن محاسبه و عامل‌های با مقادیر ویژه بزرگتر از یک انتخاب شدند (جانسون و ویچرین، ۱۳۸۶، ۴۹۱). هدف اصلی از تحلیل مؤلفه‌های اصلی کاهش حجم داده‌هایی است که دارای اطلاعات مشترکی و مشابه هستند. وجه ریاضی این روش آن است که n متغیر اولیه را به صورت ترکیب خطی به n مؤلفه اصلی تبدیل می‌کند. بنابراین کل پراش داده‌های اولیه با n مؤلفه اصلی تبیین می‌شوند. در عین حال ترکیبات خطی چنان بدست می‌آیند که همواره مؤلفه اول دارای درصد بیشتر و مؤلفه‌های بعدی درصدهای کمتری از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند. بنابراین می‌توان درصد قابل توجهی از پراش داده‌ها را با اولین k مؤلفه تبیین کرد. به این ترتیب هم می‌توان حجم داده‌ها را کاهش داد و هم متغیرهایی که حامل اطلاعات زیادتری هستند را از دیگر متغیرها متمایز کرد. خروجی تحلیل مؤلفه‌های اصلی روی داده‌های اولیه شامل سه آرایه خواهد بود که عبارتند از e ، γ و l . آرایه e آرایه بردار ویژه است که حاصل ضرب آن در متغیرهای اولیه، مؤلفه‌های (Y) است و دارای خاصیتی هستند که پراش مؤلفه‌ها را بیشینه می‌کنند. بنابراین مقادیر مؤلفه‌ها بدین گونه بدست می‌آیند $y = X \times e$ که در آن X متغیرهای اولیه مرکزی شده هستند. آرایه l نیز حاوی پراش مؤلفه‌ها است (خسروی و نظری پور، ۱۳۹۱، ۴۴). در گام بعد داده‌ها با دوران متعامد و اریماکس چرخش داده شدند (استبان و همکاران، ۲۰۰۵، ۳۲۲). سپس با محاسبه ماتریس ضرایب عامل‌ها و ضرب نمودن آن‌ها در ماتریس استاندارد شده داده‌ها، ماتریس نمرات عاملی حاصل گردید. این ماتریس شامل تعداد روزها و تعداد عامل‌ها است. در نهایت جهت انتخاب عامل‌های اصلی، پراش بیش از یک درصد مقدار بردارهای ویژه مبنا قرار گرفته شد. پس از تحلیل مؤلفه‌های اصلی، تحلیل خوشه‌ای بر روی ماتریس مؤلفه‌های اصلی برای تعیین الگوهای همدید، انجام گرفت (یارنال، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۵، ۱۰۰). در این بخش در ادامه کار داده‌های شبکه‌ای بر اساس نمرات عاملی و با محاسبه فواصل اقلیدوسی و به روش ادغام وارد به صورت نمودار درختی گروه‌بندی شدند و برای دوره زمانی مورد مطالعه ۴ خوشه تشخیص داده شد، که بر اساس محاسبه ماتریس همبستگی درون گروهی، روزی که بیشترین همبستگی درون گروهی را دارا می‌باشد، به عنوان روز نماینده آن خوشه انتخاب و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. در ادامه برای روزهای نماینده هر الگو، استوای حرارتی که محل بیشترین دما را شامل می‌شود و هم‌چنین ارتفاع ژئوپتانسیل و تابع همگرایی^{۱۰} باد

^۹ *Principal Component Analysis*

^{۱۰} *Convergence*

در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و نیز نیمرخ قائم همگرایی آتمسفر ترسیم و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. برای محاسبه واگرایی^{۱۱} از معادله پیوستگی استفاده می‌شود. در یک بیان فیزیکی تغییرات شار در جهت‌های طول، عرض و ارتفاع یک بسته هوا، در ارتباط با تغییرات جرم بسته هواست (جرم برابر با حاصل ضرب حجم در چگالی است). از سویی حجم بسته هوا باید ثابت در نظر گرفته شود و تغییرات شار در جهت‌های سه‌گانه ناگزیر باید چگالی را تغییر دهد، زیرا تغییر حجم نیازمند شارش درون/برون سو هوا در جهت‌های سه‌گانه (x, y, z) است و این موضوع از قبل در محاسبه تغییرات شار هوا در جهت‌های طول، عرض و ارتفاع لحاظ گردیده است. بنابراین در معادله زیر بایستی چگالی محاسبه شود و بجای جرم از چگالی استفاده می‌شود:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + \omega \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) = 0 \quad \text{معادله ۱}$$

ρ : چگالی، t : زمان، u : مولفه مداری باد، v : مولفه نصف‌النهاری باد، ω : مولفه قائم باد (امگا^{۱۲} یا صعود/نزول هوا) و x, y, z : طول، عرض و ارتفاع) می‌باشند. چهار جمله اول این معادله تغییرات انفرادی چگالی را بیان می‌دارند و می‌توان آنها را با $\frac{D\rho}{Dt}$ نگاشت، بنابراین می‌توان نوشت:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) = 0 \quad \text{معادله ۲}$$

و یا:

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0 \quad \text{معادله ۳}$$

این معادله پایستگی جرم را بیان می‌دارد (قائمی، ۱۳۷۵: ۵۲۲) و بر این اصل استوار است که در یک بسته هوا، مجموع تغییرات درون شارش/برون شارش در جهت‌های سه‌گانه x, y, z (طول، عرض و ارتفاع) و تغییرات چگالی، برابر صفر خواهد بود. مشتق‌های جزیبی $\frac{\partial u}{\partial x}$ و $\frac{\partial v}{\partial y}$ واگرایی افقی و $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ واگرایی قائم (صعود/نزول) و در مجموع این سه مشتق واگرایی کلی هوا را بیان می‌دارند. بنابراین اگر مجموع این سه مشتق مثبت باشد واگرایی رخ داده است و چگالی تغییرات منفی خواهد داشت:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} \quad \text{معادله ۴}$$

در حالتی که تراکمی در بسته هوا صورت نگیرد و یا بدلیل جزیبی بودن از آن صرف‌نظر گردد، مجموع واگرایی کلی (افقی و قائم) صفر خواهد بود (رابرت بایرز، برگردان بنی‌هاشم و همکاران، ۱۳۷۷: ۲۲۶) و می‌توان نگاشت:

^{۱۱} Divergence

^{۱۲} Omega

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0$$

معادله ۵

بنابراین تغییرات در واگرایی افقی منجر به تغییرات در واگرایی قائم خواهد شد:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{\partial \omega}{\partial z}$$

معادله ۶

واگرایی قائم $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ بعنوان مولفه صعود/نزول هوا شناخته می‌شود و وقتی واگرایی افقی مثبت باشد، $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ منفی می‌شود و در نیمرخ قائم آتمسفر نزول هوا صورت می‌گیرد. واگرایی اغلب بصورت $divc$ و یا با نماد برداری $\vec{V} \cdot c$ نوشته می‌شود، که در آن c سرعت کل (u, v, ω) می‌باشد و واگرایی افقی (در ابعاد x, y) بصورت $div2c$ (رابرت بایرز، برگردان بنی هاشم و همکاران، ۱۳۷۷: ۲۲۷) و یا $divhc$ (قائم، ۱۳۷۵: ۵۲۴) نوشته می‌شود. از سوی دیگر، در جایی که مجموع معادله واگرایی افقی ($\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$) منفی باشد، در واقع همگرایی افقی صورت گرفته و در طرف دیگر معادله، $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ مثبت می‌شود و صعود هوا صورت می‌گیرد.

جدول ۱. الگوهای سینوپتیکی (خوشه‌های) ۴ گانه استخراج شده و روزهای نماینده هر الگو

الگوی سینوپتیکی	روز نماینده	تعداد رخداد	درصد رخداد	همبستگی درون گروهی
۱	۲۶ ژولای ۱۹۹۸	۲۱۸	۱۶٪	۹۴٪
۲	۱۷ ژولای ۲۰۱۳	۱۴۴	۱۱٪	۹۲٪
۳	۱۱ ژولای ۲۰۰۹	۳۹۷	۲۹٪	۹۲٪
۴	۵ آگوست ۲۰۱۱	۶۰۵	۴۴٪	۹۱٪

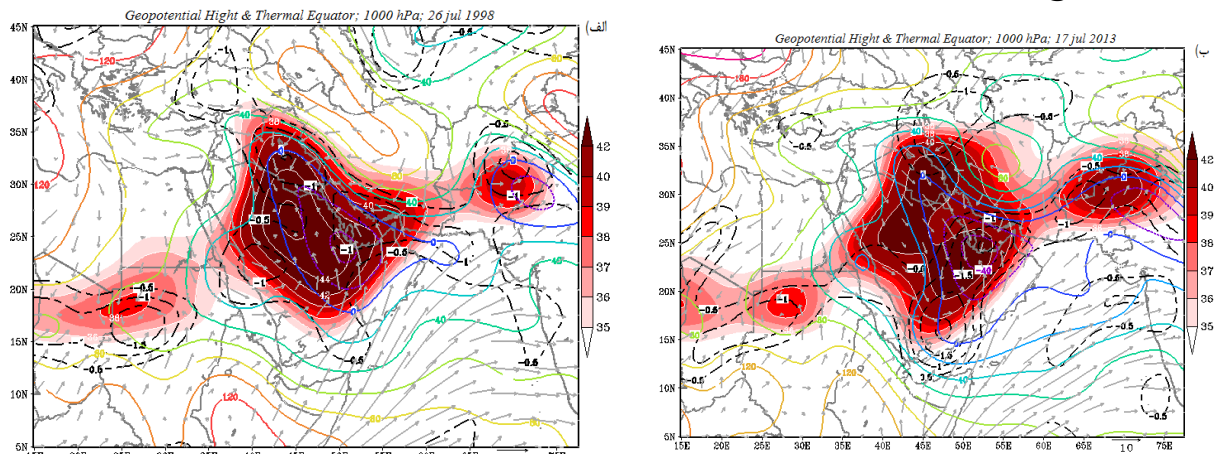
۳- یافته‌های تحقیق

در ادامه در این پژوهش ۴ الگوی سینوپتیکی از آرایش سیستم‌های فشار و قرارگیری استوای حرارتی در منطقه شناسایی گردید، که این الگوها تشابه زیادی با یکدیگر داشته و در دو بخش اصلی: سطوح زیرین و سطوح میانی آتمسفر مورد بررسی قرار گرفتند. بطوری که از تراز ۸۵۰-۱۰۰۰ ه.پ کم‌فشار گنگ بر منطقه مسلط و از ۵۰۰-۷۰۰ ه.پ و بالاتر نیز زبانه پرفشار آزر بر منطقه حاکم است.

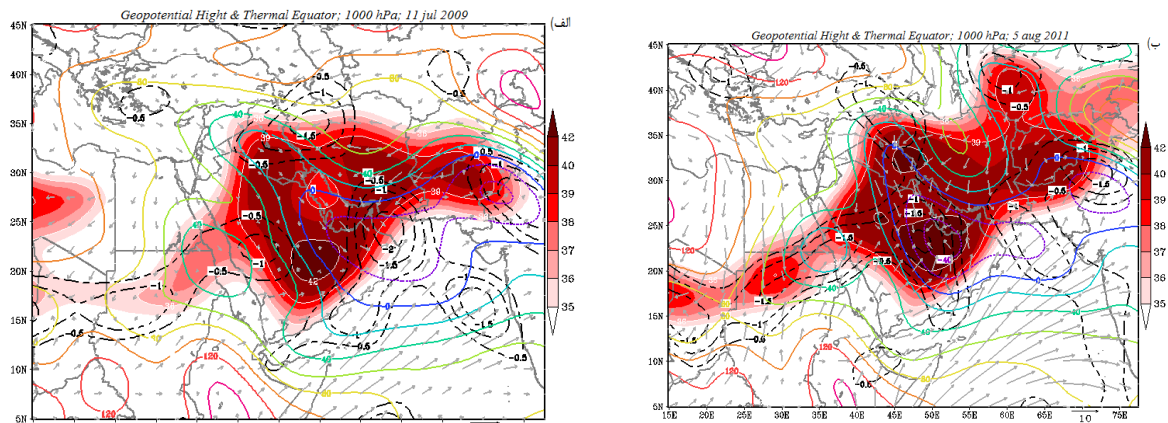
۱-۳- سطوح زیرین آتمسفر

آرایش سیستم‌های فشار تراز ۱۰۰۰ ه.پ، موقعیت قرارگیری استوای حرارتی و کمربند همگرایی بین حاره‌های الگوهای سینوپتیکی ۴ گانه در شکل‌های ۱ و ۲ آورده شده است. این ۴ الگوی استخراج شده تقریباً آرایش مشابهی از سیستم‌های فشار و موقعیت قرارگیری استوای حرارتی را به نمایش می‌گذارند. در الگوهای ۱ و ۲ (شکل ۱ الف و ب)، استوای حرارتی که مناطق با بیشترین دمای کره زمین را شامل می‌شود، در جنوب صحرای بزرگ افریقا قرار گرفته و در جهت شرق، شبه‌جزیره عربستان را نیز در بر گرفته است، که در این میان هسته‌ای از بیشینه دمای آن نیز بر روی بین‌النهرین و غرب ایران قرار گرفته و از طریق جنوب و جنوب‌شرق ایران، امتداد آن بر روی جنوب افغانستان و مرکز پاکستان نیز کشیده شده است. اما در الگوهای ۳ و ۴ (شکل ۲ الف و ب)، استوای حرارتی مناطق گسترده‌تری را در بر گرفته و علاوه بر مناطق یاد شده، بر روی فلات ایران به سمت شمال‌شرق نیز گسترش یافته است. در واقع می‌توان سه منطقه اصلی از حاکمیت استوای حرارتی در این نقشه‌ها شناسایی کرد، بطوری‌که محدوده‌ای از گسترش آن با شدت و عرض کم در جنوب صحرای افریقا قرار دارد، منطقه‌ای از بیشینه شدت و وسعت آن بر روی جنوب‌غرب آسیا (شبه‌جزیره عربستان، بین‌النهرین و غرب ایران) نیز شکل گرفته و هسته‌ای دیگر از آن بر روی مرکز پاکستان قرار گرفته است. گسترش استوای حرارتی بر روی منطقه مورد مطالعه با آرایش سیستم‌های فشار انطباق زیادی دارد، بگونه‌ای که گسترش هسته‌های بیشینه دما از الگوی گسترش زبانه کم‌فشار گنگ پیروی می‌کند و حتی در محدوده قاره افریقا نیز بر روی کمربندی ضعیف از فشار کم در جنوب صحرای بزرگ افریقا منطبق شده است و تنها در محدوده دریای عرب و بدلیل ویژگی‌های حرارتی پهنه‌های آبی، گسترشی از آن بر روی این منطقه رخ نداده است. در هر ۴ الگوی سینوپتیکی استخراج شده در جنوب‌غرب آسیا، زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ بر روی سه منطقه اصلی تقویت شده و از بهم پیوستن این سه ناحیه از کمینه فشار، گستره وسیعی از کم‌فشار حرارتی تابستانه (کم‌فشار گنگ) منطقه مورد مطالعه را فرا گرفته است. این سه منطقه به ترتیب سرزمین‌های پست جلگه رودخانه سند، منطقه کم‌ارتفاع جنوب خلیج فارس و شمال عربستان و در نهایت سرزمین‌های پست جلگه خوزستان و بین‌النهرین را شامل می‌شود، که کم‌فشار حرارتی تابستانه گنگ بر روی این سه منطقه و نواحی اطراف آنها گسترش یافته و از سوی دیگر استوای حرارتی نیز بر روی همین مناطق شدت و گسترش بیشتری داشته است. این مناطق کم‌ارتفاع با داشتن آتمسفر ضخیم‌تر، میزان بیشتری از انرژی ورودی خورشید را جذب کرده و از سوی دیگر چاله‌ای بودن توپوگرافی آنها به تهویه نامناسب و تجمع حرارت در آنها کمک می‌کند. بنابراین وجود این سه منطقه کم‌ارتفاع و نواحی پیرامونی آنها، می‌تواند از مهمترین عوامل شکل‌گیری و استقرار استوای حرارتی و کم‌فشار حرارتی بر روی جنوب‌غرب آسیا محسوب گردد. در تمامی الگوهای شناسایی شده، منطقه جلگه خوزستان، بین‌النهرین و جنوب خلیج فارس (شمال شبه‌جزیره عربستان) مهمترین و گسترده‌ترین محل گسترش استوای حرارتی محسوب می‌شود که این موضوع علاوه بر وجود سرزمین‌های پست یاد شده، می‌تواند به دلیل گستردگی خشکی‌ها و پوشش بیابانی سطح زمین منطقه نیز باشد. این آرایش از سیستم‌های فشار و گسترش استوای حرارتی در منطقه تا تراز ۸۵۰ ه.پ نیز وجود دارد (شکل ۳ و ۴) اما از این تراز به بالا آرایش سیستم‌های فشار دچار تغییر می‌شوند و در بخش سطوح میانی آتمسفر به آنها

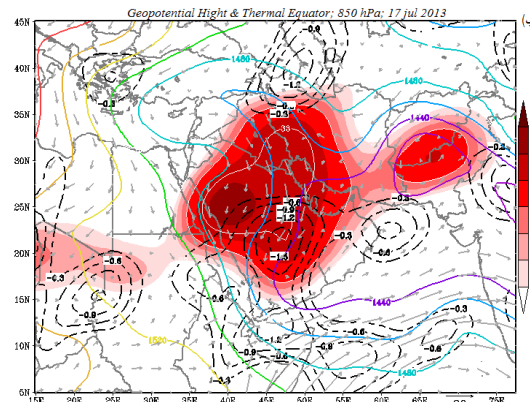
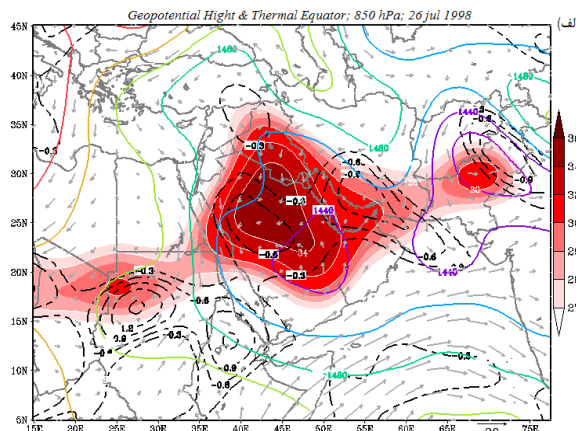
پرداخته شده است. در ادامه مناطق با همگرایی افقی نیز در الگوهای ۴ گانه محاسبه گردیدند (شکل ۱ و ۲)، بطوری که گستردگی این مناطق از همگرایی با گسترش مراکز کم فشار حرارتی و استوای حرارتی منطقه در الگوهای ۱، ۲ و ۴، انطباق زیادی دارد و غالباً مناطق همگرایی در بستر استوای حرارتی شکل گرفته‌اند، اما در الگوی ۳، بیشتر مراکز همگرایی در محدوده دریای عرب و خارج از بستر استوای حرارتی شکل گرفته‌اند.



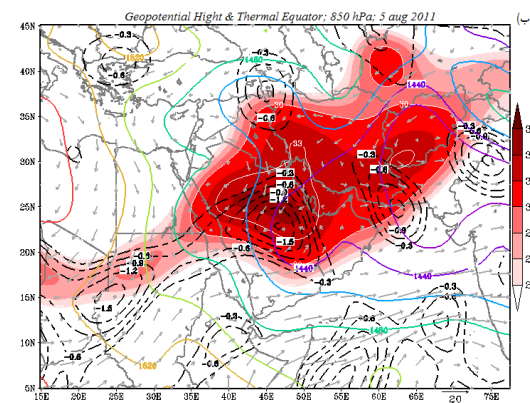
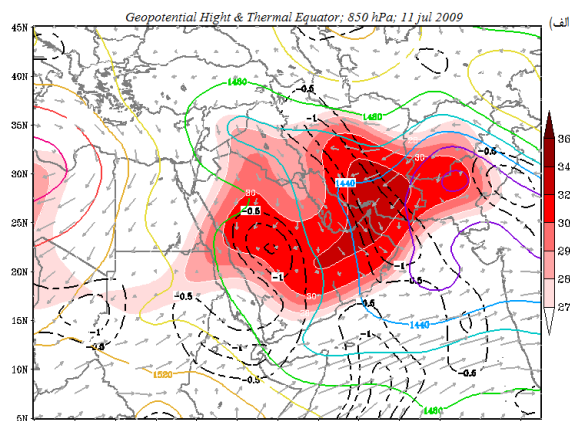
شکل ۱ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، موقعیت فرارگیری استوای حرارتی (C^0 : هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$: خط چین سیاه) تراز ۱۰۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱: ۲۶ ژوئیه ۱۹۹۸؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲: ۱۷ ژوئیه ۲۰۱۳



شکل ۲ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، موقعیت فرارگیری استوای حرارتی (C^0 : هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$: خط چین سیاه) تراز ۱۰۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳: ۱۱ ژوئیه ۲۰۰۹؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴: ۵ اگوست ۲۰۱۱



شکل ۳ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، موقعیت قرارگیری استوای حرارتی (C^{θ} ؛ هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خط چین سیاه) تراز ۸۵۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱: ۲۶ ژوئای ۱۹۹۸؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲: ۱۷ ژوئای ۲۰۱۳



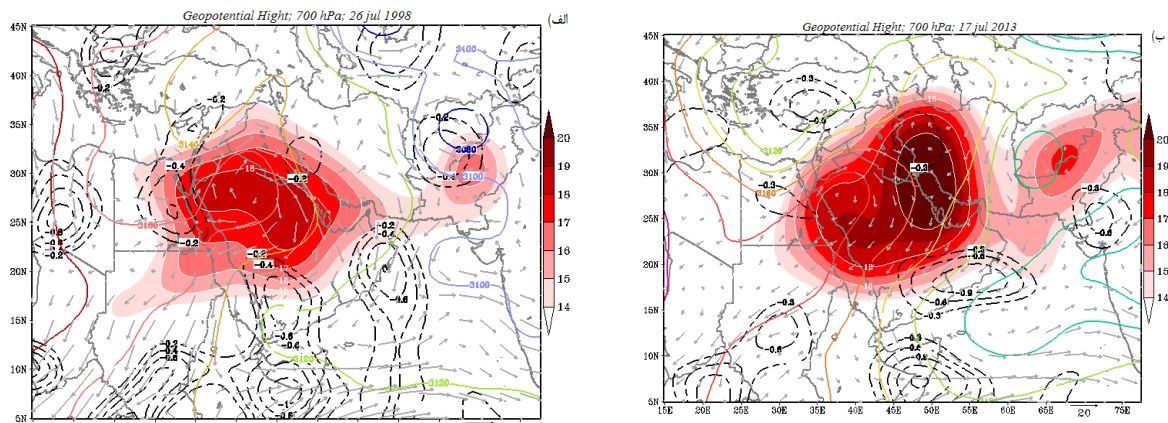
شکل ۴ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، موقعیت قرارگیری استوای حرارتی (C^{θ} ؛ هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خط چین سیاه) تراز ۸۵۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳: ۱۱ ژوئای ۲۰۰۹؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴: ۵ اگوست ۲۰۱۱

۲-۳- سطوح میانی اتمسفر

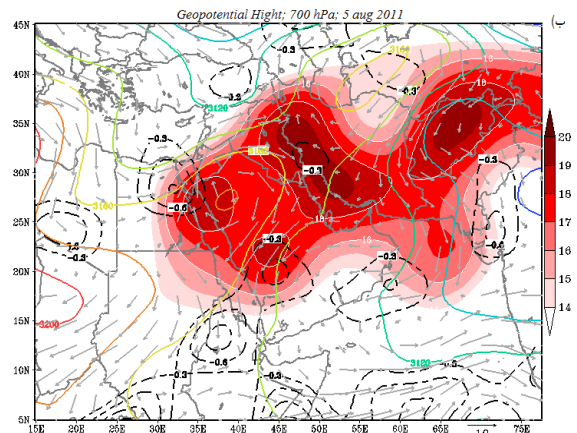
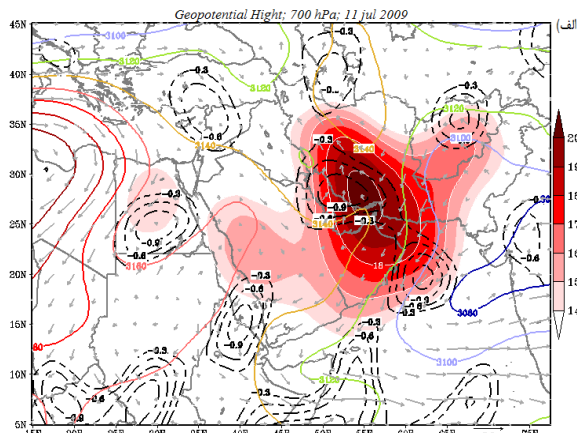
در تراز ۷۰۰ ه.پ (شکل های ۵ و ۶) آرایش سیستم های فشار در منطقه متفاوت از سطوح زیرین اتمسفر می باشد و کم فشار گنگ حداکثر تا حاشیه شرقی ایران نفوذ کرده است و غالب مناطق خاورمیانه و فلات ایران تحت تسلط زبانه ای از پرفشار آזור قرار گرفته است. هم چنین برخلاف سطوح زیرین اتمسفر، در این تراز مناطق بیشینه دما از الگوی گسترش کم فشارها پیروی نکرده و بیشتر در محدوده گسترش زبانه پرفشار آזור بر روی منطقه شکل گرفته اند، بطوری که در الگوهای ۲ و ۴ (شکل های ۵ ب و ۶ ب) که زبانه پرفشار آזור بیشتر بر روی فلات ایران گسترش یافته، هسته بیشینه دمای اتمسفر نیز مناطق گسترده تری را در بر گرفته و در الگوهای ۲، ۳ و ۴ هسته بیشینه دمای اتمسفر بر روی غرب ایران قرار گرفته و تنها در الگوی ۱ مرکز آن بر روی جنوب خلیج فارس و شمال عربستان مستقر شده است. بطور کلی هسته های بیشینه دما در این تراز نسبت

به سطوح زیرین آتمسفر قدری به سمت شرق جابجا شده‌اند. مراکز همگرایی افقی نیز از الگوی خاصی پیروی نکرده و بصورت هسته‌های مجزایی در سطح منطقه پراکنده شده‌اند، اما بیشترین پراکندگی آنها در عرض‌های جنوبی‌تر و نزدیک به خط استوا قرار گرفته است.

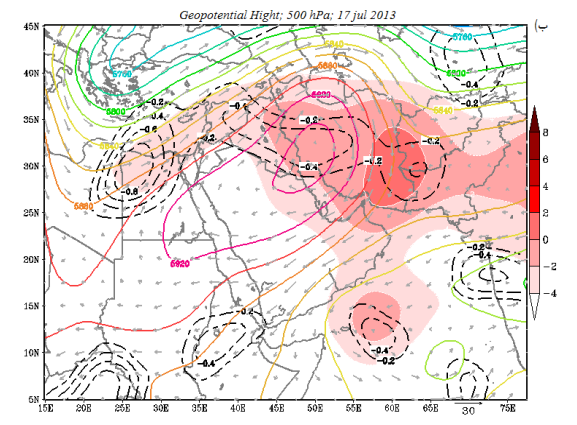
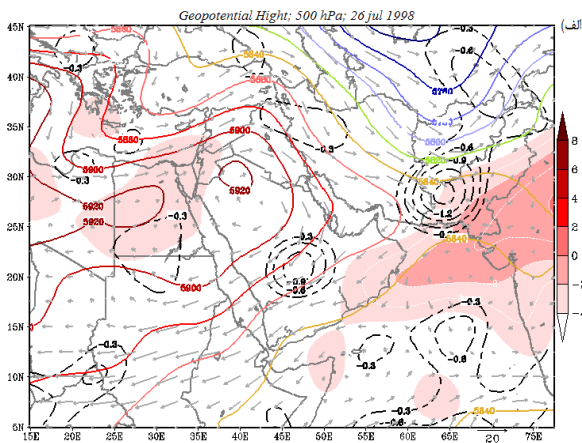
در تراز ۵۰۰ ه.پ (شکل‌های ۷ و ۸) زبانه پرفشار آזור با قدرت بیشتری بر روی منطقه مستقر شده و اثر چندانی از کم‌فشار گنگ بر روی منطقه دیده نمی‌شود و تنها در محدوده جنوب شبه‌قاره هند نشانی از این کم‌فشار دیده می‌شود. این پرفشار با گسترش خود در جهت شرق و شمال‌شرق، فلات ایران را نیز در بر گرفته و در الگوهای سینوپتیکی ۲، ۳ و ۴ تا شمال‌شرق ایران و ترکمنستان نیز گسترش یافته است. در این تراز هسته‌های بیشینه دما با الگوهای سطح زیرین انطباقی ندارند و می‌توان بیان نمود که گرمایش سطح زمین عمدتاً تا تراز ۷۰۰ ه.پ نفوذ می‌کند و با قدری انحراف به سمت شرق، آرایش قرارگیری بیشینه دمای سطح زمین، در تراز ۷۰۰ ه.پ نیز قابل مشاهده است. از سویی گسترش زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ بر روی جنوب‌غرب آسیا نیز تا تراز ۸۵۰ ه.پ می‌تواند نفوذ کند و از تراز ۷۰۰ ه.پ به تدریج، این زبانه‌ای از پرفشار آזור است که بر روی منطقه مستقر می‌شود.



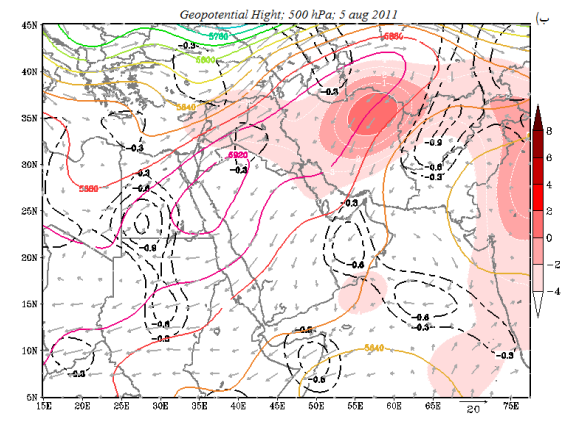
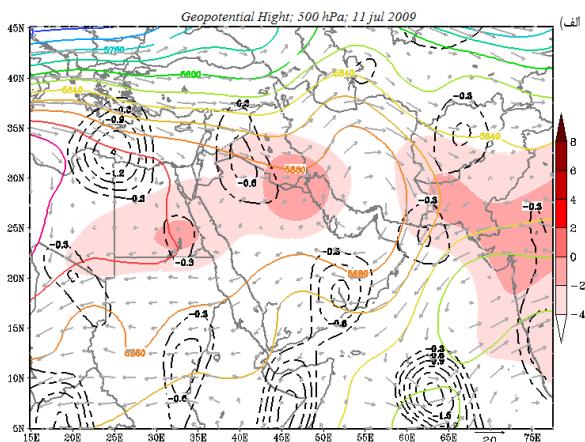
شکل ۵ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، موقعیت قرارگیری استوای حرارتی (C°)؛ هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خط چین سیاه) تراز ۷۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱؛ ۲۶ ژوئای ۱۹۹۸؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲؛ ۱۷ ژوئای ۲۰۱۳



شکل ۶ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، موقعیت فرارگیری استوای حرارتی (C°)؛ هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خط چین سیاه) تراز ۷۰۰ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳؛ ۱۱ ژوئای ۲۰۰۹؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴؛ ۵ آگوست ۲۰۱۱



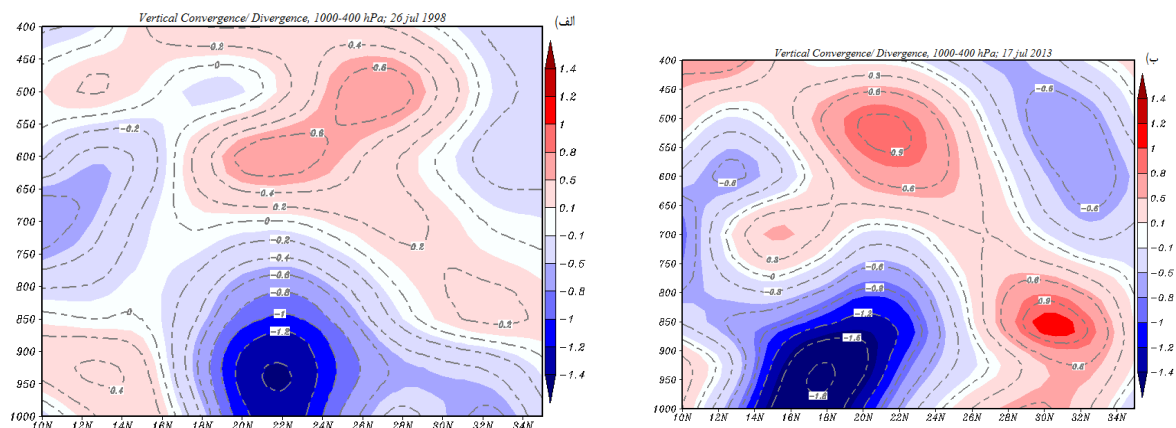
شکل ۷ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های بیشینه دما (C°)؛ هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خط چین سیاه) تراز ۵۰۰ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱؛ ۲۶ ژوئای ۱۹۹۸؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲؛ ۱۷ ژوئای ۲۰۱۳



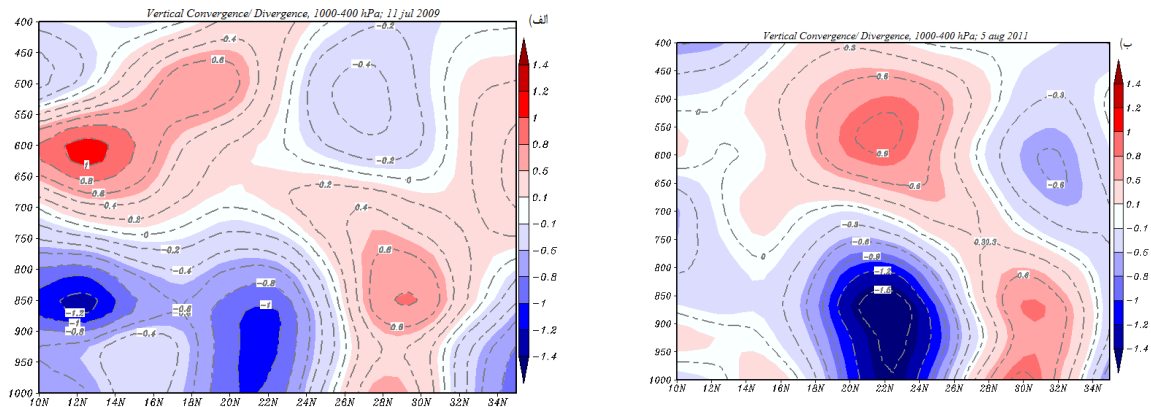
شکل ۸ ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های بیشینه دما (C°)؛ هاشورهای قرمز) و مراکز همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خط چین سیاه) تراز ۵۰۰ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳؛ ۱۱ ژوئای ۲۰۰۹؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴؛ ۵ آگوست ۲۰۱۱

۳-۳- نیمرخ قائم آتمسفر

در ادامه جهت بررسی موقعیت کمربند همگرایی بین حاره‌ای در جنوب غرب آسیا، تابع دینامیکی همگرایی نیمرخ قائم آتمسفر در محدوده $10^{\circ}N$ - $35^{\circ}N$ بر روی نصف‌النهار $E^{\circ} 45$ (شکل‌های ۹ و ۱۰) و نصف‌النهار $E^{\circ} 65$ برای الگوهای ۴ گانه پژوهش، از تراز ۴۰۰-۱۰۰۰ ه.پ ترسیم گردید، که به دلیل تعداد زیاد نقشه‌ها تنها الگوهای مرتبط به نصف‌النهار $E^{\circ} 45$ آورده شده است. به طوری که در این نقشه‌ها در تمام الگوهای سینوپتیکی مورد مطالعه هسته‌ای از همگرایی با اندکی نوسان در محدوده عرض‌های جغرافیایی $12^{\circ}N$ - $28^{\circ}N$ بر روی نصف‌النهار $E^{\circ} 45$ شکل گرفته است. گسترش ارتفاعی این منطقه همگرایی تا تراز ۷۵۰ ه.پ می‌باشد و از این تراز به بعد در سطوح بالاتر آتمسفر، واگرایی رخ داده است، میزان همگرایی و صعود هوا در آتمسفر برای تشکیل ابر و بارش کافی نبود و این منطقه از همگرایی بمانند سایر مناطق همگرایی بین حاره‌ای، توان انتقال رطوبت به سطوح بالاتر آتمسفر و بارش در منطقه را فراهم نمی‌کند. از طرف دیگر با مقایسه این منطقه همگرایی در نصف‌النهار $E^{\circ} 45$ با منطقه همگرایی بر روی نصف‌النهار $E^{\circ} 65$ مشخص گردید که منطقه همگرایی یاد شده با افزایش طول جغرافیایی به سمت شرق، در عرض‌های بالاتر جغرافیایی مکان‌گزینی می‌کند و حدوداً از ۲ تا ۴ درجه عرض جغرافیایی در الگوهای مختلف مورد مطالعه در این پژوهش، به عرض‌های شمالی‌تر منتقل گردیده است، هم‌چنین از شدت آن نیز کاسته گردیده است، بگونه‌ای که در الگوی سینوپتیکی ۲، منطقه‌ای مشخص از همگرایی بر روی نصف‌النهار $E^{\circ} 65$ شکل نگرفته بود. این روند موقعیت قرارگیری منطقه همگرایی بین حاره‌ای، در نقشه‌های سطوح ۱۰۰۰ و ۸۵۰ ه.پ (شکل‌های ۴-۱) نیز قابل مشاهده است و در واقع منطقه همگرایی بین حاره‌ای در راستای استوای حرارتی، از مرکز آفریقا با جهت شمال شرق به منطقه آسیای جنوب غربی گسترش می‌یابد.

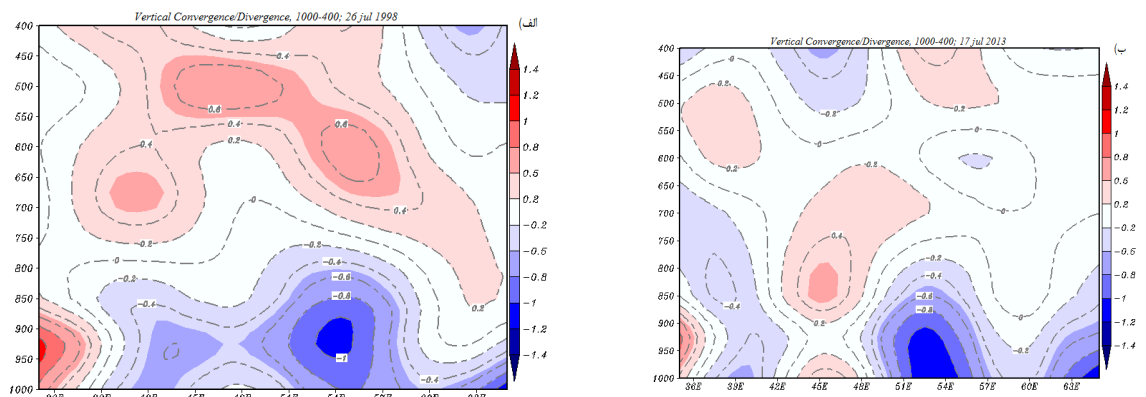


شکل ۹ نیمرخ قائم همگرایی افقی ($10^{-5} s^{-1}$) آتمسفر بر روی نصف‌النهار $E^{\circ} 45$ ؛ الف) الگوی سینوپتیکی ۱؛ ۲۶ ژولای ۱۹۹۸؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲؛ ۱۷ ژولای ۲۰۱۳

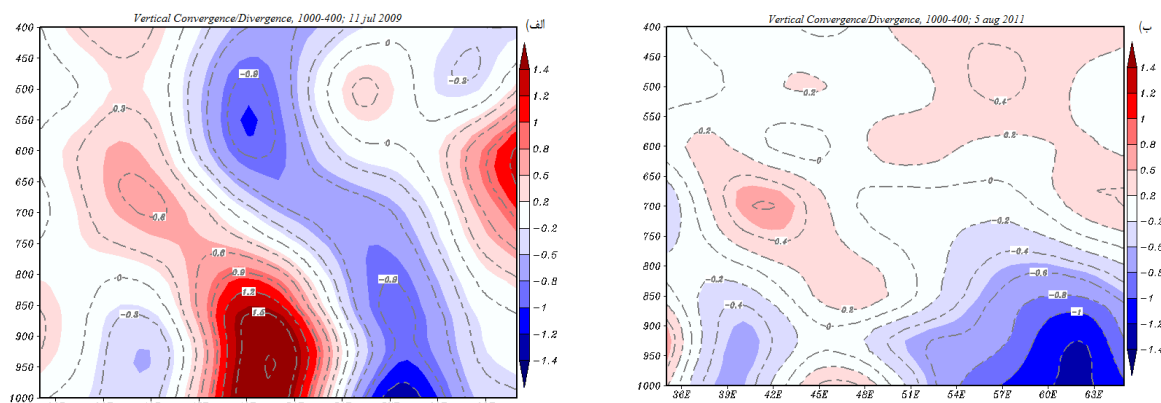


شکل ۱۰ نیمرخ قائم همگرایی افقی ($10^{-5} s^{-1}$) آتمسفر بر روی نصف‌النهار $E^{\circ} 45$: الف) الگوی سینوپتیکی ۳؛ ۱۱ ژولای ۲۰۰۹؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴؛ ۵ آگوست ۲۰۱۱

از سوی دیگر نیمرخ قائم همگرایی/واگرایی آتمسفر در یک برش مداری، از نصف‌النهار $E^{\circ} 35-65$ و بر روی مدار $N^{\circ} 27/5$ برای هریک از الگوهای این مطالعه در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ آورده شده است. در این نقشه‌ها در تمام الگوهای چهارگانه دو مرکز از همگرایی در سطوح زیرین آتمسفر در غرب منطقه (مرکزی ضعیف) و شرق آن (مرکزی قوی) شکل گرفته است. هسته همگرایی ضعیفی که در بخش غربی نقشه‌ها نمایان است، مربوط به مناطق غربی ایران شامل جلگه خوزستان و بین‌النهرین می‌باشد و هسته قوی‌تری از همگرایی که در شرق نقشه‌ها وجود دارد، در واقع مناطق جنوب‌شرقی ایران را به نمایش می‌گذارد، به طوری که در این فصل از سال، این مناطق در سطوح زیرین آتمسفر بیشتر تحت تاثیر کم‌فشار گنگ بوده و پرفشار آזור نیز قدرت و تسلط چندانی بر روی منطقه ندارد. این موضوع سبب گردیده است تا هسته‌ای قوی از همگرایی در سطوح زیرین آتمسفر در منطقه یاد شده شکل گرفته و بارش‌های تابستانه جنوب‌شرق ایران نیز با بهره بردن از چنین شرایطی در آتمسفر منطقه رخ می‌دهند.



شکل ۱۱ نیمرخ قائم همگرایی افقی ($10^{-5} s^{-1}$) آتمسفر بر روی مدار $N^{\circ} 27/5$ و نصف‌النهار $E^{\circ} 35-65$: الف) الگوی سینوپتیکی ۱؛ ۲۶ ژولای ۱۹۹۸؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲؛ ۱۷ ژولای ۲۰۱۳



شکل ۱۲ نیمرخ قائم همگرایی افقی ($10^{-5} s^{-1}$) آتمسفر بر روی مدار $27/5N$ و نصف‌النهار $E^o 35-65$ ؛ الف) الگوی سینوپتیکی ۳؛ ۱۱ ژوئیه ۲۰۰۹؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴؛ ۵ اگوست ۲۰۱۱

۴- نتیجه گیری

استوای حرارتی در دوره گرم سال در نیمکره شمالی، مناطق وسیعی از جنوب غرب آسیا را در بر می گیرد. در این پژوهش سرزمین‌های پست منطقه از جمله جلگه خوزستان، بین‌النهرین و جنوب خلیج فارس در مقایسه با سایر مناطق جهان، گرمترین مناطق کره زمین را به نمایش گذارده و حتی در مقایسه با مرکز آفریقا و جنوب آسیا نیز به مراتب از دمای بیشتری برخوردارند. استوای حرارتی در این زمان از سال در جنوب صحرای بزرگ آفریقا مستقر است و امتداد آن به سمت شرق، مناطق بیابانی و کم‌ارتفاع شبه جزیره عربستان، جنوب خلیج فارس، جلگه خوزستان و بین‌النهرین را در بر می گیرد و سپس از طریق مناطق جنوبی ایران، وارد جنوب شرق ایران و مرکز پاکستان می گردد. این آرایش از گسترش استوای حرارتی از تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ ه.پ قابل مشاهده است. از سوی دیگر گسترش زبانه کم فشار گنگ بر روی جنوب غرب آسیا نیز از همین الگو پیروی می کند، بطوری که سه هسته اصلی این کم فشار نیز بر روی سرزمین‌های کم ارتفاع جلگه خوزستان- بین‌النهرین، جنوب خلیج فارس- شمال شبه جزیره عربستان و مرکز پاکستان شکل می گیرد و می توان اینگونه نتیجه گرفت که وجود آتمسفر ضخیم، بیابان‌های وسیع و توپوگرافی چاله‌ای این سرزمین‌ها، منجر به حبس بیشتر انرژی دریافتی خورشید و در نتیجه شکل‌گیری کم فشارهای حرارتی در این مناطق می گردد و از مهمترین دلایل گسترش زبانه‌ای از کم فشار گنگ به جنوب غرب آسیا، وجود همین سرزمین‌های کم ارتفاع و شرایط حرارتی آنهاست. وجود هسته‌های بیشینه دما در منطقه، در تراز ۷۰۰ ه.پ نیز با قدری انحراف به سمت شرق، منطبق بر موقعیت این مراکز در سطوح زیرین آتمسفر هستند، اما در تراز ۵۰۰ ه.پ مکان‌گزینی هسته‌های بیشینه دما غالباً از موقعیت پرفشار آזור پیروی می کنند. اگرچه در سطوح زیرین آتمسفر، الگوی غالب منطقه جنوب غرب آسیا، کم فشاری است، اما به تدریج از تراز ۷۰۰ ه.پ زبانه‌ای از پرفشار آזור بر منطقه مستقر می شود و در تراز ۵۰۰ ه.پ غالب این منطقه را در بر می گیرد. کاویانی و علیجانی (۱۳۸۱، ۱۵۶) بیان می دارند، وجود کمربند همگرایی بین حاره‌ای برای بارش در مناطق حاره‌ای لازم است، اما مناسب بودن شرایط دینامیکی سطوح میانی و بالایی آتمسفر نیز نقشی تعیین کننده برای این بارش‌ها دارند. در این پژوهش نیز مشخص گردید که در جنوب غرب آسیا، استوای حرارتی بسیار قوی‌تر از مناطق

اطراف (از جمله مرکز قاره افریقا و جنوب آسیا) شکل می‌گیرد و در بستر این استوای حرارتی نیز مناطق همگرایی تا تراز ۷۵۰ ه.پ به فراوانی شکل می‌گیرند، اما وجود پرفشار جنب حاره در سطوح بالاتر آتسمفر سبب فرونشینی هوا، خشکی و پیدایش مناطق بیابانی در این منطقه می‌گردد.

۵- منابع

۱. بایرز، هاریس رابرت (۱۳۷۷)، هواشناسی عمومی، برگردان تاج الدین بنی‌هاشم، بهرز حاجبی، علیرضا بهروزیان. مرکز نشر دانشگاهی. تهران.
۲. جانسون، ریچارد آ. و ویچرن دین دبلیو، (۱۳۸۶)، تحلیل آماری چند متغیری کاربردی، برگردان حسینعلی نیرومند، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ سوم.
۳. خسروی، محمود و نظری پور، حمید، ۱۳۹۱، مطالعه همدید تپ های هوای غالب منطقه سیستان (مطالعه موردی: ایستگاه زابل)، پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۴۴(۳): ۳۹-۶۲.
۴. کاویانی، محمدرضا و علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت، تهران.
۵. قائمی، هوشنگ (۱۳۷۵)، هواشناسی عمومی، انتشارات سمت، تهران.
۶. لشکری، حسن (۱۳۸۱)، مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودان ورودی به ایران، مجله مدرس، دوره ۶، شماره ۲، صص ۱۶۰-۱۳۳.
۷. مفیدی، عباس و زرین، آذر (۱۳۹۱)، بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۱۱، صص ۲۷-۱.
۸. مفیدی، عباس و زرین، آذر (۱۳۸۴)، تحلیل سینوپتیکی ماهیت سامانه های کم‌فشار سودانی (مطالعه موردی: توفان دسامبر ۲۰۰۱)، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، شماره ۶، صص ۴۶-۲۴.
۹. یارنال برنت، ۱۳۸۵، اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۵، انتشارات دانشگاه اصفهان.

10. Atkinson. G. M D, 1991, *Forecaster's Guide to Tropical Meteorology*, Air Weather Service Technical Report 240.
11. Broecker. W. S and Putnam. A. E, 2013, *Hydrologic impacts of past shifts of Earth's thermal equator offer insight into those to be produced by fossil fuel CO2*. PNAS, Vol 110, No 42, 16710-16715.
12. Esteban P. Jones F.D. Martin-Vide J. Mases M., (2005), "Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andora, Pyrenees", *International Journal of Climatology*, 25: 319-329.
13. Dore. M. H. I, 2005, *Climate change and changes in global precipitation patterns: What do we know?*. *Environment International* 31 (2005) 1167 – 1181.
14. Donohoe. A, Marshall. J, Ferreira. D and Mcgee. D, 2012, *The relationship between ITCZ location and cross equatorial atmospheric heat transport; from the seasonal cycle to the Last Glacial Maximum*, Generated using version 3.1 of the official AMS Latex template.
15. Fredolln T. TanGanG. F. T, JunenG. L, SalIMun. e, SeI. K. M, le. L. J & MuhaMad. H. T, 2012, *Climate Change and Variability over Malaysia: Gaps in Science and Research Information*. *Sains Malaysiana* 41(11)(2012): 1355-1366.
16. Gadgil. S, 2003, *The Indian Monsoon and Its Variability*, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2003. 31:429-67. doi: 10.1146/annurev.earth.31.100901.141251.

17. McGee. D, Donohoe. A, Marshall. J, Ferreira. D, 2014, *Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene*, *Earth and Planetary Science Letters* 390 (2014) 69-79.
18. Nito. R, Castillo. R and Drumond. A, 2014, *The modulation of oceanic moisture transport by the hemispheric annular modes*, *Original Research Article*. Vol 2. 1-12.
19. Rutter. J, 2012, *Variations in weather patterns on the ITCZ*, *Geofile Online*, No 662, 1-4.
20. Schneider. T, Bischoff. T and Haug. G. H, 2014, *Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone*, Vol 513, 45-53.
21. Smith. R. K, 2006, *Lectures on Tropical Cyclones*, *ResearchGate*. Munich Germany.
22. Zhang R and Delworth. T. L, 2007, *Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability*. *Geophysical Research Lett*, Vol. 34, L23708, doi:10.1029/2007GL031601.
23. Zhang. R and Delworth. T. L, 2006, *Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes*, *Geophysical Research Lett*, Vol. 33, 1-5.