مطالعات جغرافیایی مناطق خشک

دوره یازدهم، شماره چهل و یکم، پاییز ۱۳۹۹

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۶/۲۳ تأیید نهایی: ۱۳۹۹/۱۰/۱۲

صص ۱۱۳-۹۳

کم‌فشارهای گرمایی فلات ایران

قاسم عزیزی*، دانشیار آب‌وهواشناسی-دانشگاه تهران

فرامرز خوش‌اخلاق، استادیار آب‌وهواشناسی-دانشگاه تهران

علی‌اکبر شمسی‌پور، استادیار آب‌وهواشناسی-دانشگاه تهران

سمانه نگاه، هواشناس-سازمان هواشناسی کشور

نیما فریدمجتهدی، دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی-دانشگاه تهران

چکیده

در این مطالعه با استخراج داده‌های بازتحلیل‌شده‌ی مرکز اروپایی (Ecmwf)، با دقت مکانی ۰/۱۲۵ درجه (۱۰ کیلومتر) در بازه‌ی زمانی سه‌ساعته طی دوره‌ی آماری ۳۰ ساله (۲۰۱۹-۱۹۸۷) به شناسایی سازوکار الگوهای میدان فشار، دمای ۲ متری، باد ۱۰ متری و ارتفاع ژئوپتانسیلی و همچنین کمیت‌های دینامیکی مانند تاوایی نسبی، واگرایی، سرعت قائم در وردسپهر زیرین و میانی پرداخته شد. نتایج به‌دست‌آمده نشان از وجود سامانه‌های کم‌فشار مستقل گرمایی به صورت سلول‌های منفرد و با ابعاد محلی در میان چاله‌ها و دشت‌های فلات ایران منطبق بر هسته‌های گرم دارد. نظریه‌ی موجود که شرایط کم‌فشاری مناطق مرکزی ایران به‌ویژه در جنوب شرق و شرق آن، حاصل توسعه و گسترش مکانی سامانه‌ی گنگ (پاکستان) است، مورد تردید قرار گرفت. به عبارت دیگر، در بطن کمربند کم‌فشار گسترده‌ی جنوب آسیا تفاوت شرایط توپوگرافیکی، جغرافیایی و پوشش سطحی منجر به تفاوت تابش‌گیری و شکل‌گیری مراکز کم‌فشار محلی شده است. این سلول‌های کم‌فشارِ مستقل شامل سامانه‌های کم‌فشاری دشت کویر، کویر لوت، بیابان ریگستان (افغانستان)، فلات بلوچستان (پاکستان) و جازموریان است. کم‌فشار ریگستان و کم‌فشار کویر لوت از لحاظ میزان فراوانی وقوع، بالاترین رتبه را به خود اختصاص داده‌اند. بیشینه‌ی ارتفاع این کم‌فشارها در لوت و ریگستان تا حدود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. گرمایش فلات ایران در فصل گرم سال موجب تقویت فراوانی، گستره و شدت آن‌ها شده و اوج‌گیری آنومالی منفی فشار در ساعات میانی روز مبیّن نقش واداشت تابشی امواج طول موج کوتاه خورشیدی در تقویت چرخندی آن‌هاست. برش قائم کمیت‌های دینامیکی تاوایی نسبی و سرعت قائم حاکی از گسترش محدود آن‌ها به عمق وردسپهر و سازوکار حرارتی‌شان است و تغییرات مثبت و منفی این کمیت‌ها به صورت سلول‌های مجزا، ماهیت منطقه‌ای آن‌ها را تأیید می‌کند. شکل‌گیری این کم‌فشارها در مجاورت سامانه‌های پرفشار حرارتی کوهستانی سبب محدودیت گسترش مکانی و یکپارچگی به شکل یک سامانه‌ی وسیع فشاری روی دشت‌های داخلی شده است.

واژگان کلیدی: فلات ایران، وردسپهر زیرین، پرارتفاع جنب حاره، کم‌فشارهای گرمایی، کم‌فشار لوت، کم‌فشار ریگستان.

نویسنده‌ی مسئول: * Email: ghazizi@ut.ac.ir

۱- مقدمه

مناطق پرفشار و یا کم‌فشاری که در اثر گرمایش و سرمایش سطح زمین ایجاد می‌شوند را پرفشار سرد و کم‌فشار گرمایی گویند. به‌طورکلی این مراکز، سامانه‌های کم‌عمقی هستند که معمولاً تا کمتر از ۳ کیلومتری از سطح زمین امتداد و با افزایش ارتفاع تضعیف می‌شوند. ویژگی اصلی کم‌فشارهای گرمایی، ثبات و تداوم نسبتاً طولانی‌مدت آن‌ها در یک منطقه و عمق یا ضخامت کم آن‌ها است. از نظر شکل‌گیری، ماهیت اولیهٔ گرمایی (گرمایشی) دارند و وابسته به میزان تابش زیاد در منطقه و جنس پوشش سطحی هستند. معمولاً میزان فشار سطحی در مرکز این کم‌فشارها حدود ۳ الی ۱۰ هکتوپاسکال از مناطق مجاور پایین‌تراست. اختلاف حرارتی زیاد در طی شبانه‌روز موجب می‌شود که تا کم‌فشارهای گرمایی دارای یک وردش روزانه فشار باشند. بدین ترتیب که در ساعت‌های صبح و قبل از طلوع خورشید بیشینه فشار سطحی و در ساعت‌های بعدازظهر به واسطه افزایش میزان تابش و تقویت حرکت بالاسوی ناشی از واگرایی در ترازهای بالای کم‌فشارها، حداقل فشار سطحی و حداکثر ضخامت در کم‌فشارهای گرمایی قابل مشاهده است. از نظر رفتار و الگوی زمانی، این کم‌فشارها ویژگی اصلی خشکی‌ها در طول فصل تابستان در عرض‌های جغرافیایی جنب‌حاره‌ای هستند که در فصول انتقالی، عمدتاً در ساعات روز به واسطه گرمایش سطح زمین تشکیل شده و در ساعات شب به واسطه سرمایش تابشی ضعیف شده و یا ناپدید می‌شوند. به‌طورکلی مناطق خشکِ عرض‌های جنب حاره‌ای، منطقه «چاهه انرژی[1]» به شمار می‌روند. اما ترکیب گرمایشِ تابشی گرمای محسوس (گرمایش دیاباتیک) همراه با گرمایش حاصل از نزول آدیاباتیک، منطقه شکل‌گیری کم‌فشارهای حرارتی را به‌صورت چشمه انرژی جوی درمی‌آورد. سازوکار حاکم بر شکل‌گیری این سامانه‌ها بدین صورت تشریح می‌شود که گرمایش محسوس ناشی از دریافت بالای انرژی خورشیدی در طول روز، همراه با گرمایش حاصل از جذب انرژی طول موج‌بلندِ خروجی به‌وسیله سطح در بخش تحتانی تروپوسفر موجب گرمایش شدید ترازهای سطحی جو و شکل‌گیری جریانات همرفتی خشک می‌شود. نزول دینامیکی هوا با دمای پتانسیل بالا از وردسپهر فوقانی بر روی این مناطق خشک ضمن کاهش ابرناکی، افزایش مضاعف دمای سطحی را به دنبال خواهد داشت. در این بین تروپوسفر فوقانی (بالای لایه دارای گردوخاک) را به‌واسطه از دست دادن قابلِ ملاحظه انرژی سرد شده و موجب تقویت مضاعف جریان نزولی بر روی کم فشارگرمایی مستقر در مناطق خشک می‌شود. براساسِ این تئوری کم‌فشارهای گرمایی تابستانه مستقر بر روی پاکستان-ایران و شبه‌جزیره عربستان به‌صورت دینامیک تقویت می‌شوند. آنچه موجب می‌شود که این کم‌فشارها کم‌عمق باشند آن است که علت وجودی آن‌ها مستقیماً با شرایط دمایی سطح زمین مرتبط است. به‌عبارت‌دیگر این مراکز فشاری، ریشه در خصوصیات گرمایی و شارهای سطحی زمین دارند و به نسبت فاصله از سطح زمین، از شدت آن‌ها کاسته می‌شود. به همین علت، از نظر توزیع جغرافیایی پدیده‌های کم‌فشار گرمایی در عرض‌های پایین و در مناطق با بارش کم، یعنی شمال آفریقا، خاورمیانه، شمال هند، غرب پاکستان، فلات تبت، جنوب غرب آفریقا، شبه‌جزیرهٔ ایبری، جنوب‌غرب آمریکا و شمال‌غرب و شمال‌شرق استرالیا مشاهده می‌شود. در این مناطق، انبساط و گسترش قائم پایین‌ترین ترازهای جو که ناشی از گرمایش همرفتی خشک هستند، موجب واگرایی در بالای این ترازها می‌شود. واگرایی تراز بالاتر، کاهش فشار سطحی شده و پیدایش یک کم‌فشار باهستهٔ گرم را در سطح زمین به دنبال دارد (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۴). علی‌رغم اهمیت فراوان سامانه‌های کم‌فشار گرمایی ایران مرکزی بر شرایط جوی منطقه و وقوع پدیده‌های آب‌وهوایی میان مقیاس و خردمقیاس، متاسفانه تاکنون مطالعه‌ای فراگیر و کامل در زمینهٔ شناخت ساختار این سامانه‌ها و شرایط کمیت‌های هواشناختی وردسپهر میانی، بر روی فلات ایران صورت نپذیرفته است. معدود مطالعه‌های صورت گرفته، مطالعه‌های موردی و منطقه‌ای بوده‌است. عدم شناخت از وضعیت آب‌وهوایی، چالش اساسی در مواجهٔ با شرایط زیست‌محیطی متغییر امروزی را در پی خواهد داشت. نگاهی به ادبیات علمی مرتبط با آب‌وهوای ایران، نشان از اشاره‌هایی کلی به کم‌فشار گرمایی دارد که در فصل گرم بر روی فلات ایران

1- Heat sink

شکل می‌گیرد. این اشاره‌ها عمدتاً فقط در حد معرفی و در جهت دخیل بودن در سازوکار برخی‌از پدیده‌های فصلی آب‌وهوای ایران ازجمله سازوکار باد ۱۲۰روزهٔ سیستان و باد منجیل، شرایط وردسپهر در تابستان بر روی ایران، برخی از بادهای محلی کرانه‌های شمالی خلیج فارس و دریای عمان و پدیده‌های بارشی در فصل تابستان است. حتی در یک منبع مهم بین‌المللی نیز برای کم‌فشارهای ایران مرکزی هویتی مستقل در نظر گرفته شده‌است (آرنز، ۲۰۰۹). بنابراین به جهت رفع برخی از ابهامات موجود در خصوص شکل‌گیری و سازوکار این سامانه‌ها و همچنین اثرهای آن‌ها در آب‌وهوای پهنه فلات ایران این مطالعه حول چند پرسش اساسی انجام گرفت:

۱-چینش و ساختار فشاری وردسپهر زیرین در مرکز فلات ایران (کوهپایه‌های جنوبی البرز و کوهپایه‌های شرقی زاگرس تا منطقه پامیر) در فصول گرم سال در طی دوره آماری درازمدت چگونه است؟

۲-آیا به‌طوکلی سامانه کم‌فشار مستقل و گسترده‌ای به نام کم‌فشار گرمایی ایران مرکزی در فصول گرم سال قابل شناسایی است؟ یا جزئی از کم‌فشار گسترده آسیا است و آیا بسته به عوارض جغرافیایی منطقه و واداشت‌های آب‌وهوایی، دارای سلول‌هایی مجزا می‌باشند؟

۳-در صورت اثبات حضور این کم‌فشارها، رفتار روزانه، ماهانه، فصلی و سالانه آن چگونه است؟ ساختار همدید-دینامیکی و برش قائم کمیت‌های هواشناختی در این سامانه‌ها در بازه‌های زمانی فعالیت (فصول گرم) در طی دوره آماری به چه شکل است؟

۲- پیشینه‌ی تحقیق

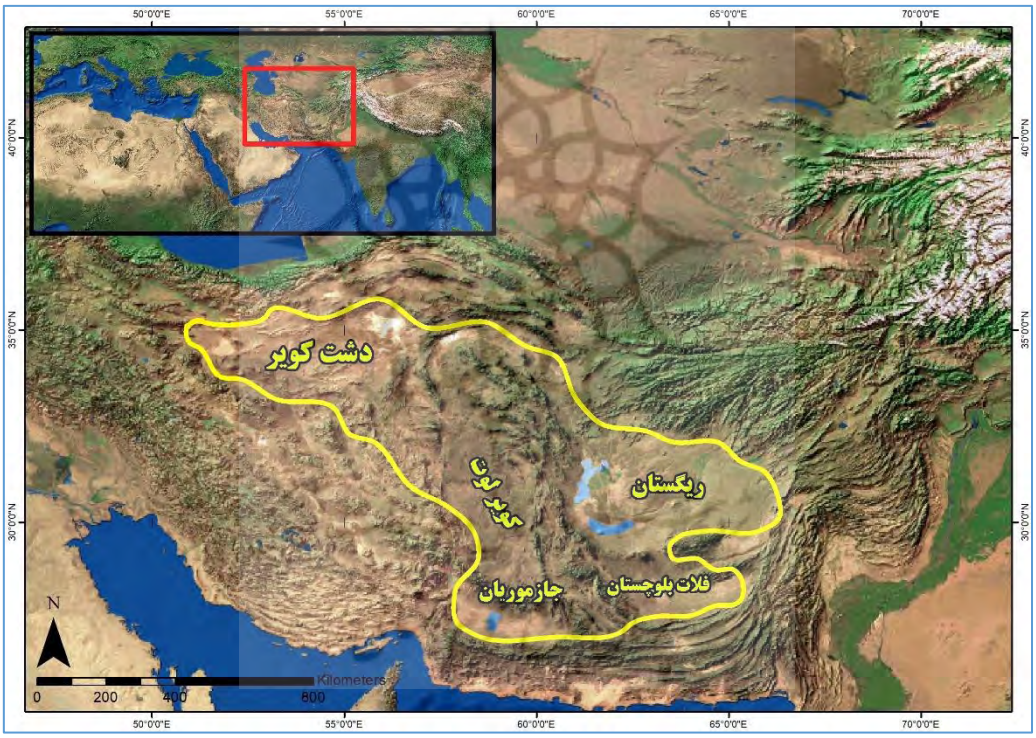
مطالعه الگوهای فشاری موثر بر آب‌وهوایی ایران، بخشی از ادبیات علمی هواشناسی و آب‌وهواشناسی را به خود اختصاص داده‌است. در ایران، به غیر از دو پژوهش عمده در آب‌وهوای ایران، علیجانی (۱۳۷۴) و مسعودیان (۱۳۹۰)، عمدتاً مطالعه مشخص و جامعی در زمینه شناخت از شرایط سامانه کم‌فشار محلی ایران به انجام نرسیده است. موضوع‌های مرتبط با عنوان این پژوهش، ذیل سه بخش کلی انجام شده‌است. **اول**، مجموعه مطالعه‌ها در زمینه شرایط و الگوی آب‌وهوایی همدید ایران است. علیجانی وهمکاران (۱۳۹۱: ۲۷۵)، در مطالعه‌ای در زمینه شناسایی کانون‌های کنترل‌کنندهٔ آب‌وهوای ایران به این نتیجه رسیدند که هشت کانون، عمدهٔ فعالیت آب‌وهوای دورهٔ سرد ایران را کنترل می‌کنند که عمدتاً درشمال ایران قرار دارند. ازمیان این هشت عامل، تنها مانسون پاکستان درجنوب ایران قراردارد. عزیزی و همکاران (۱۳۹۲: ۲۳) در مطالعه خود، سعی در شناسایی الگوهای گردشی موثر بر آب‌وهوایی ایران در تراز دریا کردند. نتیجه مطالعه شناسایی پنج الگو تراز دریای تاثیرگذار بر ایران بوده‌است. خوشه پنجم (گرم بسیار کم بارش)، خوشه حاکم بر شرایط جوی ایران در طول دورهٔ گرم سال بوده‌است. ایشان معتقدند این خوشه، ۳۵ درصد موارد را دربرمی‌گیرد. ویژگی این خوشه، دمای بالای آن است. الگوی بارز این خوشه، کم‌فشار گنگ است که از دره گنگ تا شبه‌جزیره عربستان و شمال آفریقا امتداد پیدا کرده‌است. هسته‌هایی از این کم‌فشار به‌طور جداگانه بر روی خلیج‌فارس تشکیل و همراه با کم‌فشار گنگ، الگوی گردشی غالب سراسر ایران را تشکیل داده‌اند. ذوالفقاری و همکاران نیز در مطالعه‌اشان، در تعیین الگوهای سینوپتیک و توده‌های هوای موثر بر فصول آب‌وهوایی غرب ایران، الگوی غالب سطح زمین را در تابستان، در منطقه غرب ایران، حاره‌ای خشک می‌دانند. مهم‌ترین توده هوای فصل تابستان در غرب ایران، توده هوای حاره‌ای خشک است که دارای بیشترین درصد فراوانی در تمام ایستگاه‌ها است. در این فصل منطقهٔ کم‌فشار که به فروبار پاکستان مشهور است، جنوب آسیا را فراگرفته وکم‌وبیش تمام ایران را هم دربرمی‌گیرد. پشته‌ای بسیار قوی روی بخش غربی ایران با هسته ۵۹۰ ژئوپتانسیل دکامتر دیده می‌شود که استقرار درازمدت آن روی ایران، سبب به وجود آمدن توده هوای حاره‌ای خشک شده است (ذوالفقاری و همکاران،۱۳۹۲: ۶۲). **دوم**، بیشینه مطالعات انجام شده در زمینه سامانه‌های کم‌فشاری ایران بخش جنوب‌شرقی کشور را دربرمی‌گیرد و به بررسی سامانه کم‌فشار آسیایی و موسمی (در اینجا پاکستان) ساختار، اثرهای آن بر محیط پیرامونی ازجمله شکل‌گیری باد ۱۲۰ روزه سیستان و بارش‌های موسمی در جنوب‌شرق کشور

می‌پردازد. لشکری وهمکاران (۱۳۹۰: ۷۰)، در بررسی همدید بارش‌های سنگین سیستان و بلوچستان، مرکز کم‌فشاری بزرگی که برروی جنوب آسیا واقع شده را عامل اصلی به شمار آوردند. این سامانه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی هم قابلِ مشاهده است. نجارسلیقه (۱۳۸۵: ۱۲)، سازوکار منتقل شدن رطوبت موسمی به ایران را ناشی از تلفیق سامانه‌های موسمی هند، پاکستان و کم‌فشار محلی ایران می‌داند. به‌عبارت‌دیگر، نقشی مشخص برای کم‌فشار محلی ایران قائل شده‌است. عزیزی وهمکاران (۱۳۹۳: ۳۰۸)، جهت مطالعهٔ تیپ الگوهای گردشی تراز دریا منجر به بارش فراگیر ایران، الگوهای فشار تراز دریا را بر روی ایران دسته‌بندی کردند. این دسته‌بندی منجربه شناسایی الگوهای جوی تیپ کم‌فشار گرمایی و سامانهٔ موسمی هندوستان شد. سلیقه (۱۳۸۵ و ۱۳۹۱)، شبانکاری وهمکاران، (۱۳۹۱) و لشکری وهمکاران (۱۳۹۳: ۷۰) به نقش کم فشار پاکستان بر بارش موسمی اشاره داشتند. خسروی (۱۳۹۵: ۱۹)، عامل باد ۱۲۰ روزه سیستان را نقش کم‌فشار موسمی هندوستان می‌داند. حمیدیان وهمکاران (۱۳۹۵: ۸۳)، نقش برجسته کم‌فشار پاکستان به‌عنوانِ سامانه‌های محلی در تشکیل و تکوین ویژگی محلی باد سیستان مورد تاکید قرار داده‌اند. حسین‌زاده (۱۳۷۶: ۱۰۴)، نجارسلیقه (۱۳۸۰)، خسروی وهمکاران (۱۳۸۴)، گندمکار (۱۳۸۵)، سلیقه (۱۳۸۹)، حمیدیان وهمکاران (۱۳۹۵)، خسروی وهمکاران (۱۳۹۵) بر نقش کم‌فشار پاکستان در ایجاد باد ۱۲۰ روزه سیستان تاکید دارند. برخی از مطالعه‌ها اشاراتی هرچند کوتاه ولی مشخص به کم‌فشارهای محلی ایران دارند، ازجمله حمیدیان‌پور وهمکاران (۱۳۹۵) در تحلیل ماهیت و ساختار باد سیستان، اشاره به این مسئله دارد که استفاده از داده‌های تفکیک ۲/۵ درجه‌ای، ریزمقیاس نمایی دینامیکی با توان تفکیک بالا، نتایج بهتری درجهت ساختار نحوه وقوع باد ۱۲۰ روزه دارد. مقیاس مناسب در پژوهش ایشان نقش برجسته کم‌فشار سیستان و پرفشار کوه‌های خراسان را به عنوانِ سامانه‌های محلی درتشکیل وتکوین ویژگی‌های محلی باد سیستان به نمایش می‌گذارد. **سوم**، مشخص‌ترین مطالعات در زمینه کم‌فشارهای گرمایی ایران به‌ویژه در منطقه موردِ مطالعه را ژئومورفولوگ‌ها انجام دادند. ایشان اولین کسانی بودند، که به اهمیت سلول‌های مستقل کم‌فشارهای گرمایی دشت‌های داخلی ایران، با توجه به عظمت لندفرم‌های ایران بیابان‌های ایران اشاره کردند. یمانی در توجیه سازکار اشکال ماسه‌ای ریگ بزرگ لوت (شرق لوت) و اشکال تراکمی برخانِ منحصربه‌فرد آن، برخلاف ادعاهای قبلی، تشکیل این عوارض را ناشی از عملکرد یه سلول کم‌فشار گرمایی تابستانی دانست. تحلیل گلبادهای دشت کویر توسط یمانی (۱۳۹۴) بررسی و مقایسه گلبادهای فصلی و مورفولوژی ریگزارهای دشت کویر مشخص می‌کند که گلبادهای فصل تابستان بیشترین انطباق را با جهت مورفولوژی عوارض ماسه‌ای در سطح دشت کویر دارد. بر این اساس مورفولوژی ریگزارهای دشت کویر عمدتاً تحت تاثیر رژیم بادهای فصل تابستان، به ویژه ماه‌های جولای و اگوست شکل می‌گیرد. برآیند نتایج این مطالعه‌ها نشان داد که محققان علوم جوی ایرانی، اولاً معتقد به حضور یک سامانهٔ کم‌فشار گرمایی بر روی فلات ایران در فصل تابستان هستند، بااین‌حال، سامانه حاکم بر جنوب‌شرقی و جنوب را نتیجهٔ گسترش سامانه کم‌فشار پاکستان (گنگ-مونسون) می‌دانند، و محققان ژئومورفولوگ معتقد به وجود سلول‌های گرمایی مستقل در دشت‌های مرکزی فلات ایران هستند. در زمینه کم‌فشارهای گرمایی، در مناطق مختلف دنیا مطالعاتی صورت پذیرفته است. اسپنگلرا و همکاران (۲۰۰۸) طی مطالعه‌ای، دینامیک کم‌فشارهای گرمایی را روی سرزمین‌های مسطح مطالعه کردند. ایشان برای این مطالعه از مدل عددی کم‌فشار گرمایی که توسط راشز و اسمیت در سال ۱۹۹۹ توسعه داده شده بود، استفاده کردند. چاوین و همکاران (۲۰۰۹) به شکل بلندمدت (آب‌وهوایی) تحول کم‌فشار گرمایی غرب آفریقا را مورد مطالعه قرار دادند. کم‌فشار گرمایی غرب آفریقا در منطقه صحرا، یکی از مولفه‌های اصلی سامانهٔ مونسون در غرب آفریقا است. مکانی که با شرایط دمایی بالا و کمینه فشار مشخص می‌شود. مطالعه ایشان نشان داد که یک جابه‌جایی شمال‌سو از موقعیت جنوب کوه‌های دارفور در زمستان (نوامبر-مارچ) تا مکانی بر بالای صحرا، بین هاگر و کوه‌های اطلس، در طی تابستان (جوئن-سپتامبر) محل جابه‌جایی فصلی این کم‌فشار است. تاریخ شروع آب‌وهوایی شکل‌گیری کم‌فشار گرمایی آفریقا حوالی ۲۰ ژوئن یعنی درست قبل از تاریخ رخداد آب‌وهوایی مونسون است. شروع شکل‌گیری کم‌فشار گرمایی غرب آفریقا حدوداً ۵ روز قبل از شروع مونسون در طی دوره آماری بوده‌است. این مساله با مقایسه تاریخ شروع کم‌فشار گرمایی

صحرا و تاریخ شروع مونسون تائید می‌شود. مطالعه در زمینه کم فشار گرمایی صحرا (آفریقا) بیشترین سهم مطالعه‌ها در این زمینه را به خود اختصاص داده ازجمله در مطالعه کوک و همکارن (۲۰۱۵)، لاکور و همکاران (۲۰۱۷). در مطالعه دیگر بولاسینا و نیگمن (۲۰۱۲)، کم‌فشارهای گرمایی تابستانه روی پاکستان و شمال‌غرب هند مطالعه و منشاء این سامانه‌های کم‌فشار را بررسی کردند. ایشان اعلان کردند که تشکیل کم‌فشار پاکستان-هند در نتیجه عملکرد واداشت دو مولفه به وجود می‌آید. از نظر منطقه‌ای، تاثیر کوه‌های هندوکش قوی‌تر از تاثیر گرمایش سطحی زمین و مشارکت گرمایش محسوس روی لایه مرزی سیاره‌ای است.

۳-منطقه‌ی موردمطالعه

منطقه‌ی موردپژوهش، فلات مرکزی ایران شامل پهنه‌های به نسبت هموار است. این فلات میان دو رشته‌کوه عمده‌ی ایران؛ یعنی البرز و زاگرس واقع شده و دارای ویژگی‌های آب‌وهوای به نسبت مشابه است. بزرگ‌ترین وجه مشترک این منطقه، خشکی (کم‌بارشی) و شرایط بوم‌شناسی بیابانی است. واحدهای جغرافیایی مشخصی ازجمله دشت کویر، کویر لوت، جازموریان، ریگستان (بیابان ریگستان و مارگو) در کشور افغانستان و فلات بلوچستان در کشور پاکستان به همراه ده‌ها پهنه‌ی بیابانی، ریگ‌زار که شامل ۱۲۸ ایستگاه همدید در این پهنه‌ی جغرافیایی است.



شکل ۱: منطقه‌ی موردمطالعه (تهیه: نگارندگان)

۴- مواد و روش‌ها

- داده‌های مورد مطالعه در این پژوهش شامل سه دسته عمده است که عبارتند از:

الف: داده‌های ایستگاه‌های همدید منطقه مورد مطالعه

ابتدا جهت شناسایی اولیه ویژگی کمیت های هواشناختی و تحلیل آماری آماری آنها از داده‌های تعداد ۱۵۷ ایستگاه هواشناسی کشور در فواصل ۳ ساعته و در بازه زمانی ابتدای تاسیس تا ۲۰۱۸ استفاده شده است.

ب: داده‌های بازسازی شده مراکز بین‌المللی همچون داده‌های بازتحلیل مرکز اروپایی پیش‌بینی جوی مقیاس متوسط (ECMWF) با تفکیک زمانی سه ساعته و تفکیک مکانی ۰/۱۲۵درجه (در راستای طول و عرض جغرافیایی)

داده‌های کمیت‌های هواشناسی میدان فشار تراز دریا، میدان ارتفاع در ترازهای فشاری استاندارد، میدان دما در ترازهای فشاری استاندارد، نم نسبی و نم ویژه در ترازهای زیرین جو، میدان باد، میدان تاوائی نسبی، میدان سرعت قائم، میدان همگرایی در ترازهای زیرین، میانی و زبرین با فرمت NetCDF با فواصل سه ساعته دریافت شد و با استفاده از اسکریپت‌نویسی در محیط نرم‌افزار گرادس(Grads)، الگوی میانگین درازمدت گردش میان‌مقیاس کمیت‌های فشار، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، تاوایی نسبی، واگرایی و سرعت قائم در طی دورهٔ آماری۲۰۱۹-۱۹۸۷، و همچنین برش قائم کمیت های مربوطه تهیه شد.

ج: داده‌های رقومی ارتفاع (DEM)۹۰ متری

مدل‌های رقومی ارتفاعی SRTM در محیط نرم افزار Arc GIS 10.5 تحلیل‌های هندسی بر روی آن انجام گرفت.

۴-۱- روش مطالعه

در این پژوهش داده‌های استخراج شده از سه جنبه مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت:

الف: مطالعه آماری

در بخش آماری با استفاده از نرم افزار اکسل، داده های دیدبانی شده در ایستگاه‌های هواشناسی کشور در منطقه مورد مطالعه شامل کمیت‌های جوی مانند فشارجوی، دمای ۲ متری و باد ۱۰ متری بصورت روزانه، ماهانه و سالانه، طی بازه زمانی مورد نظر میانگین‌گیری و بررسی شد.

ب: مطالعه همدید

در بخش بررسی همدید، با استفاده از روش گردش به محیط، الگوی میدان های هواشناسی مانند فشار، دما، باد، ارتفاع ژئوپتانسیلی و .. که توسط نرم افزار GRADS و با داده های ECMWF در فواصل ساعات همدیدی، روزانه، ماهانه و سالانه تولید شد مورد مطالعه و تحلیل قرار گرفت.

ج: بررسی زمین آماری

جهت تحلیل توپوگرافی و هچنین تلفیق داده‌های استخراج شده بازتحلیل شده با واقعیت‌های جغرافیایی، داده‌های ذکر شده در بخش تحلیل زمین آمار (Geostatistical Analyst) نرم افزار Arc GIS مورد تحلیل قرار گرفت.

۵- بحث و نتایج

۵-۱- الگوی گردش جوی وردسپهر زیرین روی فلات ایران

دقت مکانی بالای داده‌های مرکز اروپایی پیش‌بینی جوی مقیاس متوسط (۰/۱۲۵) درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی)، کمک مؤثری در نمایش درآوردن الگوهای مکانی پهنه‌های فشاری و نمایان شدن اثر واحدهای جغرافیایی مقیاس منطقه‌ای در رفتار کمیت‌های هواشناسی در فلات ایران است. تحلیل نقشه‌های ماهانه (میانگین‌گیری شده از داده‌های ساعتی و روزانه) نشان داد که در فصل گرم سال برخلاف مطالعات قبلی که اشاره به وجود کمربند کم‌فشاری در نیمه‌ی جنوبی آسیا از استوا تا مدار ۳۶ عرض شمالی دارند و فلات ایران را به‌طور یکپارچه دربرگرفته، شاهد وجود یاخته‌های کم‌فشاری مستقل بر روی دشت‌های ایران هستیم. این سلول‌های کم‌فشاری دارای مقادیر فشار مرکزی مختلف هستند. این کانون‌ها شامل جلگه‌ی گنگ، دریای عمان، خلیج‌فارس، عراق (بین‌النهرین)، عربستان شرقی، بیابان ریگستان، فلات بلوچستان، کویر لوت، دشت کویر، جازموریان است. به‌عبارت‌دیگر، تفکیک مکانی و زمانی داده‌های جدید این مسئله را آشکار کرده است که در فصول گرم سال با حرکت منطقه‌ی همگرایی درون‌حاره‌ای (ITCZ) به عرض‌های بالاتر و افزایش تابش دریافتی در پهنه‌ی فلات ایران، مراکز کم‌فشار گرمایی متعددی در پهنه‌های مناطق یادشده به‌طور مجزا از هم‌شکل می‌گیرند. عامل اصلی در شکل‌گیری این سلول‌ها، تنوع بستر جغرافیایی و توپوگرافی در مقیاس محلی، تفاوت

ویژگی‌های فیزیکی سطح، اختلاف در میزان دریافت تابش خورشیدی و به دنبال این موارد، شکل‌گیری سلول‌های گرمایی متنوع در لایه‌های زیرین وردسپهر است. همان‌طور که اشاره شد، وجود مناطق با توپوگرافی هموار و کم‌ارتفاع در ایران مرکزی، بر ایجاد مناطق با پهنه‌های گرمایی زیاد مؤثر است. بررسی شرایط دمایی (دمای ۲ متری) منطقه در طول دوره‌ی موردمطالعه نشان از وجود دو زبانه‌ی مشخص گرمایی یکی در جنوب شرقی ایران در راستای دشت‌های جازموریان-لوت-دشت کویر و دیگری زبانه‌ی گرمایی که در راستای جنوب پاکستان و نه الزاماً به سمت جلگه‌ی گنگ، بلکه به سمت فلات بلوچستان و بیابان ریگستان کشیده شده است (شکل ۳). این دو زبانه‌ی گرمایی که نفوذ و گسترش خود را وام‌دار شرایط توپوگرافی صاف و مستعد در این مسیر هستند، توسط کمربندهای توپوگرافی مرتفع در دو سوی خود کنترل می‌شوند. زبانه‌ی گرمایی غربی یا جازموریان-لوت-دشت کویر توسط کوه‌های کرمان در غرب، رشته‌ی نهبندان-خاش در شرق و زبانه‌ی غربی یا بلوچستان-ریگستان توسط رشته‌ی نهبندان-خاش در غرب و پامیر-سلیمان-براهویی در شرق کنترل و محدود می‌شوند. ظاهراً با گرم شدن هوا، سلول‌های کم‌فشار گرایش بیش‌تری به شکل‌گیری در نیمه‌ی غربی منطقه پیدا می‌کنند (شکل ۳).

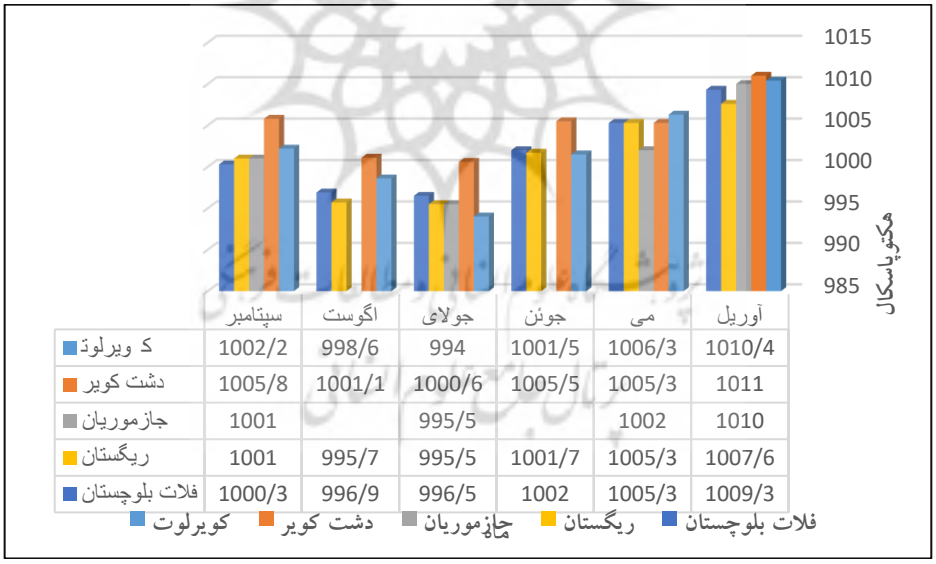
انطباق الگوهای مراکز فشاری به‌دست‌آمده با نقشه‌ی توپوگرافی منطقه نشان می‌دهد که مرزهای عمده‌ی میان این سامانه‌های کم‌فشاری در کل منطقه، وجود رشته‌کوه‌هایی است که منجر به انزوای جغرافیایی نسبی این یاخته‌های کم‌فشاری شده است؛ بنابراین، الزاماً شکل‌گیری این سلول‌های کم‌فشاری گرمایی تابع شرایط تابش دریافتی نیستند. عدم یک‌دستی توپوگرافی در جنوب غربی آسیا و به‌ویژه منطقه‌ی موردمطالعه؛ یعنی فلات ایران اجازه‌ی شکل‌گیری یک کم‌فشار فراگیر را در منطقه نمی‌دهد. ازسوی‌دیگر، به دلیل ویژگی‌های فیزیکی پهنه‌های آبی جنوبی فلات ایران؛ یعنی خلیج فارس و دریای عمان از دیدگاه جغرافیا و پهنه‌بندی دمایی، شاهد شکل‌گیری یک سلول کم‌فشار قوی و به نسبت دائمی بر روی خلیج فارس و عمان هستیم که از لحاظ فراوانی و میزان فشار، با کم‌فشار گنگ برابری می‌کند. در برخی موارد، شاهد یکی شدن کم‌فشار خلیج فارس-دریای عمان و گنگ هستیم (شکل ۳). کم‌فشار خلیج فارس-عمان به شکل یک کم‌فشار دوقطبی در کمربند جنوب غرب آسیا خودنمایی می‌کند. دومین یافته‌ی مهم این پژوهش آن است که به نظر می‌رسد نمی‌توان به مجموعه‌ی شرایط کم‌فشاری دشت‌های مرکزی، شرقی و جنوب شرقی ایران، سلول کم‌فشار پاکستان و فروبار گنگ اطلاق کرد. برخلاف ادعای پژوهش‌های پیشین، شرایط کم‌فشاری موجود در منطقه‌الزاماً ناشی از گسترش زبانه‌ی کم‌فشار گنگ به این مناطق نیست و این سلول‌های کم‌فشار از استقلال و هویت مستقلی برخوردار هستند (شکل ۴). هرچند سلول کم‌فشار مستقر بر روی گنگ یا همان کم‌فشار پاکستان یا گنگ از لحاظ فراوانی، شدت و پایداری رتبه‌ی اول را در میان سلول‌های شناسایی‌شده در این پژوهش را داراست. بااین‌حال در برخی سال‌ها، کم‌ترین رقم و میزان فشار مرکزی سلول‌ها الزاماً مرتبط با کم‌فشار گنگ نبوده و در برخی سال‌ها این رتبه مربوط به لوت و ریگستان است. یکی دیگر از یافته‌های این پژوهش که تکمیل‌کننده ی آخرین پژوهش در زمینه‌ی کم‌فشار پاکستان است (خسروی و همکاران: ۱۳۹۵) شناسایی دو سلول مستقل، عمیق و دائمی در شرق سیستان و بلوچستان یکی بر روی جنوب افغانستان بر روی بیابان ریگستان و دشت مارگو است که در این پژوهش، کم‌فشار ریگستان نامیده شده است. سلول دیگر، در جنوب بر روی فلات بلوچستان در جنوب غربی پاکستان شکل می‌گیرد که نام آن را کم‌فشار بلوچستان نام نهادیم. مرز و عامل جدایی این دو کم‌فشار مهم، ارتفاعات چاگای در مرز افغانستان و پاکستان است.

از دیدگاه فراوانی شکل‌گیری و رخداد زمانی، بیش‌ترین فراوانی میان یاخته‌های کم‌فشاری به ترتیب به گنگ، ریگستان، لوت، بلوچستان، دشت کویر و کم‌ترین فراوانی رخداد را مربوط به جازموریان است. از دیدگاه الگوی ماهانه، با توجه به اینکه این سامانه‌های تحت تأثیر شرایط تابشی و گرمایی خورشید هستند، انتظار بر این است که فراوانی بیش‌تر در میانه‌ی تابستان باشد. بااین‌حال، این مسئله در کویر لوت ۱۶ روز (ماه می)، دشت کویر ۱۰ روز (جولای)، بلوچستان ۸ روز (جولای)، جازموریان ۴ روز (جولای)، ریگستان ۲۹ روز (اگوست)، بلوچستان ۸ روز (جولای) است. از لحاظ میانگین

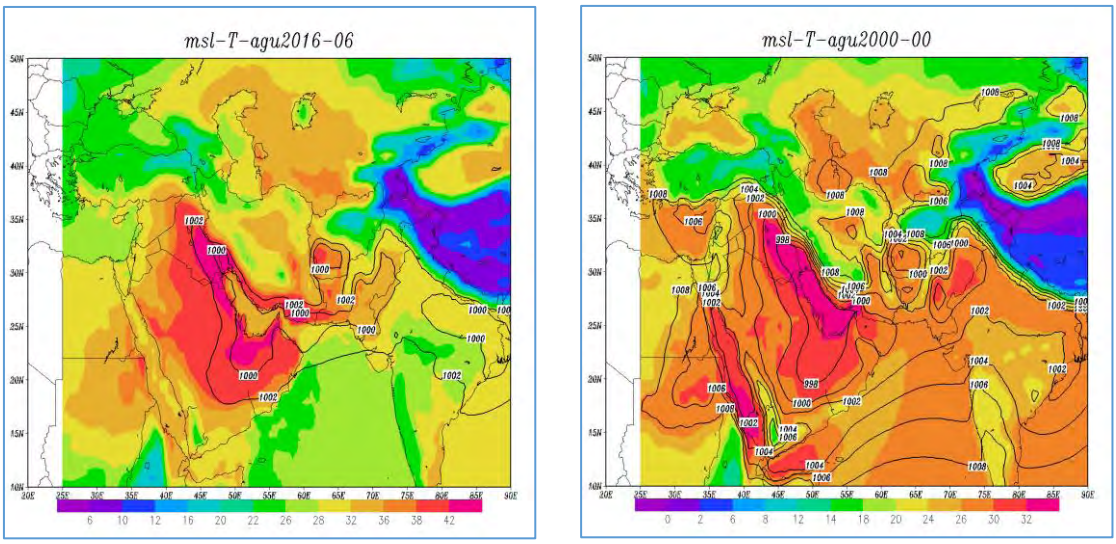
فشار، کمینه‌ی آن در ماه جولای در سامانه‌های کویر لوت، دشت کویر به ترتیب با رقم ۹۹۰ و ۹۹۲ هکتوپاسکال ثبت شده است.

جدول ۱: ویژگی‌های سامانه‌های کم‌فشار گرمایی شناسایی‌شده در این پژوهش (تهیه: نگارندگان)

آوریل	میانگین فراوانی	کمینه فشار	می	میانگین فراوانی	کمینه فشار	جوئن	میانگین فراوانی
لوت	۱۰	۱۰۰٤	لوت	۱٦	۱۰۰٦	لوت	۱۵
کویر	۲	۱۰۰٦	کویر	٦	۱۰۰۲	کویر	٤
جازموریان	۳	۱۰۰۸	جازموریان	۲	۱۰۰۲	جازموریان	-
ریگستان	۹	۱۰۰۲	ریگستان	۱٤	۱۰۰۲	ریگستان	۲۳
بلوچستان	۳	۱۰۰٤	بلوچستان	۳	۱۰۰٤	بلوچستان	٤
جولای	**میانگین فراوانی**	**کمینه فشار**	**اگوست**	**میانگین فراوانی**	**کمینه فشار**	**سپتامبر**	**میانگین فراوانی**
لوت	۱۳	۹۹۰	لوت	۱۳	۹۹٤	لوت	۱۳
کویر	۱۰	۹۹۲	کویر	۷	۹۹٦	کویر	۸
جازموریان	٤	۹۹٤	جازموریان	۱	۹۹٤	جازموریان	۲
ریگستان	۲۲	۹۹۲	ریگستان	۲۹	۹۹۲	ریگستان	۲۷
بلوچستان	۸	۹۹٤	بلوچستان	۷	۹۹٤	بلوچستان	۸



شکل ۲: میانگین فشار سامانه‌های کم‌فشارهای شناسایی‌شده هکتوپاسکال.



شکل ۳: الگوی فشار تراز دریا (خطوط هم‌مقدار، برحسب هکتوپاسکال) و دمای دو متری (پهنه‌ی رنگی‌شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس) سمت راست: آگوست ۲۰۰۰ (ترسیم پربندهای کم‌تر از ۱۰۰۸ هکتوپاسکال)؛ سمت چپ: آگوست ۲۰۱۶ (ترسیم پربندهای کم‌تر از ۱۰۰۲ هکتوپاسکال)؛ کم‌فشار خلیج فارس-دریای عمان، یکی شدن کم‌فشار خلیج فارس-دریای عمان با کم‌فشار گنگ

جدول ۲: ویژگی‌های فشاری سامانه‌های شناسایی‌شده‌ی ماه آوریل و می (تهیه: نگارندگان)

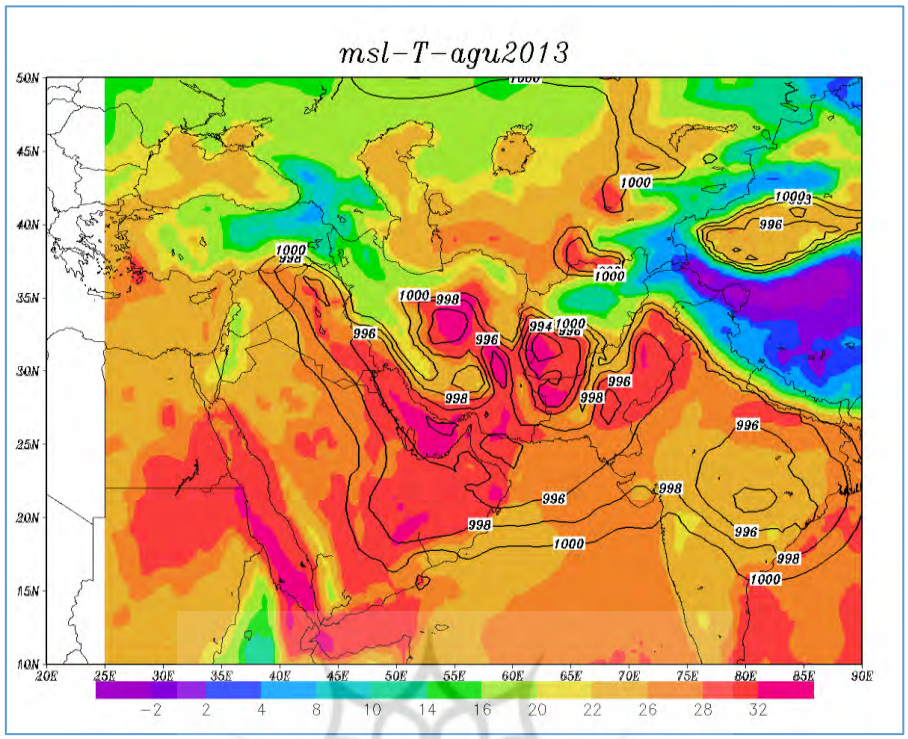
سامانه	ماه-ساعت آوریل-۰۰	کمینه (هکتوپاسکال)	سامانه	ماه-ساعت آوریل-۰۶	کمینه (هکتوپاسکال)	سامانه	ماه-ساعت می-۰۰	کمینه (هکتوپاسکال)	سامانه	ماه-ساعت می-۰۶	کمینه (هکتوپاسکال)
لوت	۱۵	۱۰۰۸	لوت	۱۳	۱۰۰۸	لوت	۱۳	۱۰۰۲	لوت	۱۰	۱۰۰۴
گنگ	۲۹	۱۰۰۴	گنگ	۳۱	۱۰۰۴	گنگ	۳۲	۹۹۸	گنگ	۳۲	۹۹۸
ریگستان	۱۸	۱۰۰۸	ریگستان	۱۶	۱۰۰۸	ریگستان	۲۴	۱۰۰۲	ریگستان	۱۷	۱۰۰۲
بلوچستان	۹	۱۰۰۸	بلوچستان	۱۱	۱۰۰۸	بلوچستان	۱۶	۱۰۰۲	بلوچستان	۱۲	۱۰۰۲
جازموریان	-	-	جازموریان	-	-	جازموریان	۱	۱۰۰۴	جازموریان	-	-
کویر	۱	۱۰۱۲	کویر	۲	۱۰۱۲	کویر	۱۶	۱۰۰۲	کویر	۱	۱۰۰۸
سامانه	**ماه-ساعت آوریل-۱۲**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه-ساعت آوریل-۱۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه-ساعت می-۱۲**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه-ساعت می-۱۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**
لوت	۱۵	۱۰۰۶	لوت	۲۰	۱۰۰۶	لوت	۱۳	۱۰۰۰	لوت	۱۲	۱۰۰۰
گنگ	۳۲	۱۰۰۲	گنگ	۳۰	۱۰۰۲	گنگ	۳۲	۹۹۸	گنگ	۳۲	۹۹۶
ریگستان	۲۰	۱۰۰۴	ریگستان	۲۳	۱۰۰۶	ریگستان	۲۹	۱۰۰۰	ریگستان	۲۷	۱۰۰۰
بلوچستان	۸	۱۰۰۶	بلوچستان	۱۳	۱۰۰۸	بلوچستان	۱۳	۱۰۰۰	بلوچستان	۱۱	۱۰۰۰
جازموریان	۶	۱۰۰۶	جازموریان	۱	۱۰۰۸	جازموریان	۸	۱۰۰۲	جازموریان	۱۷	۹۹۸
کویر	۱	۱۰۰۸	کویر	۱	۱۰۱۰	کویر	-	-	کویر	۱	۱۰۰۶

جدول ۳: ویژگی‌های فشاری سامانه‌های شناسایی‌شده‌ی ماه جوئن و جولای (تهیه: نگارندگان)

سامانه	ماه- ساعت جوئن -۰۰	کمینه (هکتوپاسکال)	سامانه	ماه- ساعت جوئن- ۰۶	کمینه (هکتوپاسکال)	سامانه	ماه- ساعت جولای- ۰۰	کمینه (هکتوپاسکال)	سامانه	ماه- ساعت جولای- ۰۶	کمینه (هکتوپاسکال)
لوت	۱۰	۹۹۸	لوت	۱۲	۹۹۶	لوت	۱۱	۹۹۶	لوت	۱۲	۹۹۶
گنگ	۳۱	۹۹۴	گنگ	۳۲	۹۹۴	گنگ	۳۱	۹۹۴	گنگ	۳۱	۹۹۴
ریگستان	۲۷	۹۹۶	ریگستان	۲۷	۹۹۴	ریگستان	۳۲	۹۹۴	ریگستان	۳۱	۹۹۴
بلوچستان	۹	۹۹۸	بلوچستان	۷	۹۹۶	بلوچستان	۱۴	۹۹۴	بلوچستان	۸	۹۹۴
جازموری ان	۲	۹۹۶	جازموریان	۲	۹۹۶	جازموریان	۱	۹۹۶	جازموریان	۳	۹۹۴
کویر	۴	۱۰۰۴	کویر	۲	۱۰۰۴	کویر	۴	۱۰۰۲	کویر	۷	۱۰۰۰
سامانه	**ماه- ساعت جوئن -۱۲**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت جوئن- ۱۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت جولای- ۱۲**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت جولای- ۱۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**
لوت	۱۴	۹۹۴	لوت	۱۸	۹۹۶	لوت	۱۵	۹۹۲	لوت	۱۷	۹۹۴
گنگ	۳۱	۹۹۲	گنگ	۳۰	۹۹۲	گنگ	۳۲	۹۹۲	گنگ	۳۲	۹۹۲
ریگستان	۲۹	۹۹۲	ریگستان	۳۰	۹۹۴	ریگستان	۳۱	۹۹۰	ریگستان	۳۲	۹۹۲
بلوچستان	۱۶	۹۹۴	بلوچستان	۱۷	۹۹۶	بلوچستان	۱۶	۹۹۲	بلوچستان	۱۷	۹۹۴
جازموری ان	۱۲	۹۹۴	جازموریان	۸	۹۹۴	جازموریان	۱۸	۹۹۲	جازموریان	۱۰	۹۹۴
کویر	۱	۱۰۰۰	کویر	۲	۱۰۰۰	کویر	۲	۱۰۰۰	کویر	۳	۹۹۸

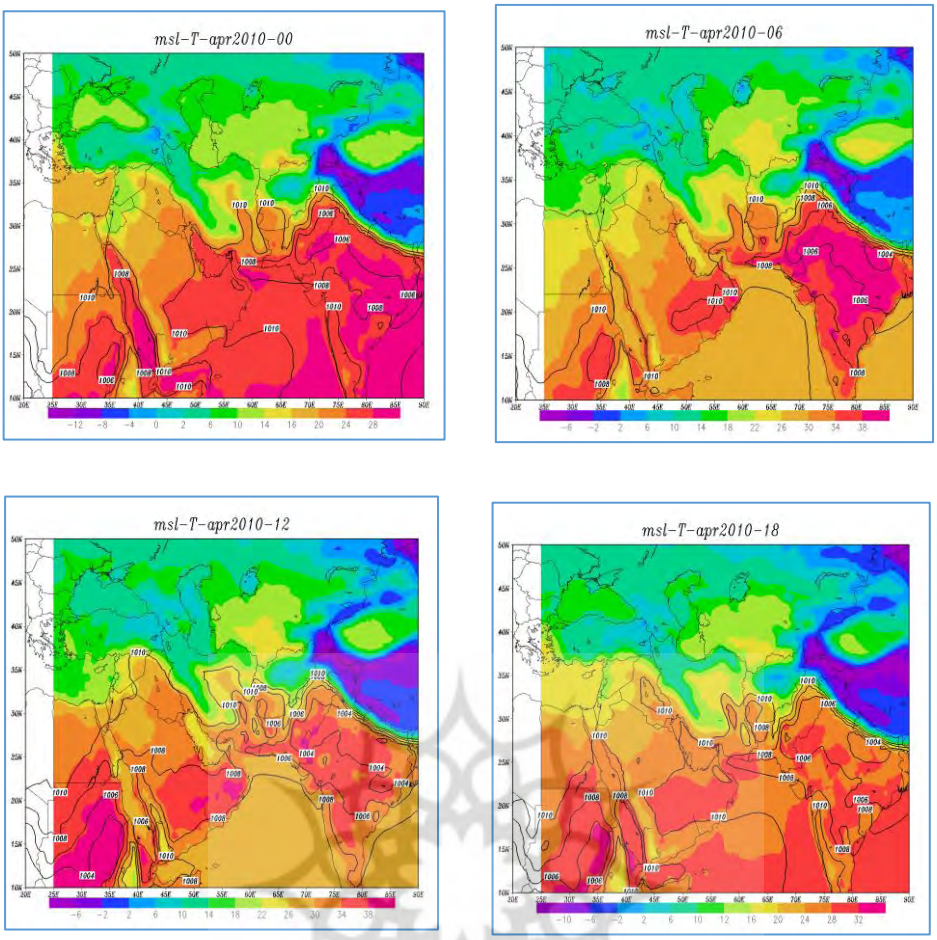
جدول ۴: ویژگی‌های فشاری سامانه‌های شناسایی‌شده‌ی ماه اگوست و سپتامبر (تهیه: نگارندگان)

سامانه	**ماه- ساعت اگوست- ۰۰**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت اگوست- ۰۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت سپتامبر- ۰۰**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت سپتامبر- ۰۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**
لوت	۹	۱۰۰۰	لوت	۷	۱۰۰۰	لوت	۲۲	۱۰۰۴	لوت	۸	۱۰۰۲
گنگ	۳۱	۹۹۸	گنگ	۳۱	۹۹۸	گنگ	۳۱	۱۰۰۲	گنگ	۳۱	۹۹۸
ریگستان	۳۱	۹۹۸	ریگستان	۳۱	۹۹۶	ریگستان	۲۸	۹۹۸	ریگستان	۲۵	۹۹۸
بلوچستان	۱۳	۱۰۰۰	بلوچستان	۷	۹۹۸	بلوچستان	۶	۱۰۰۰	بلوچستان	۵	۱۰۰۰
جازموریان	۱	۹۹۸	جازموریان	۷	۹۹۸	جازموریان	۲	۱۰۰۴	جازموریان	۳	۱۰۰۴
کویر	۵	۱۰۰۰	کویر	۱	۱۰۰۴	کویر	۵	۱۰۰۶	کویر	-	-
سامانه	**ماه- ساعت اگوست- ۱۲**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت اگوست- ۱۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت سپتامبر- ۱۲**	**کمینه (هکتوپاسکال)**	**سامانه**	**ماه- ساعت سپتامبر- ۱۶**	**کمینه (هکتوپاسکال)**
لوت	۱۷	۹۹۶	لوت	۲۱	۹۹۸	لوت	۱۶	۱۰۰۲	لوت	۱۶	۱۰۰۲
گنگ	۳۱	۹۹۴	گنگ	۳۱	۹۹۶	گنگ	۳۰	۹۹۶	گنگ	۳۲	۹۹۶
ریگستان	۲۹	۹۹۴	ریگستان	۳۱	۹۹۶	ریگستان	۳۰	۹۹۶	ریگستان	۳۱	۹۹۶
بلوچستان	۹	۹۹۶	بلوچستان	۱۱	۹۹۸	بلوچستان	۱۸	۱۰۰۲	بلوچستان	۲۰	۱۰۰۰
جازموریان	۲	۹۹۶	جازموریان	۱۰	۹۹۸	جازموریان	۱۰	۱۰۰۰	جازموریان	۷	۱۰۰۲
کویر	۳	۱۰۰۰	کویر	۷	۱۰۰۲	کویر	-	-	کویر	۲	۱۰۰۶



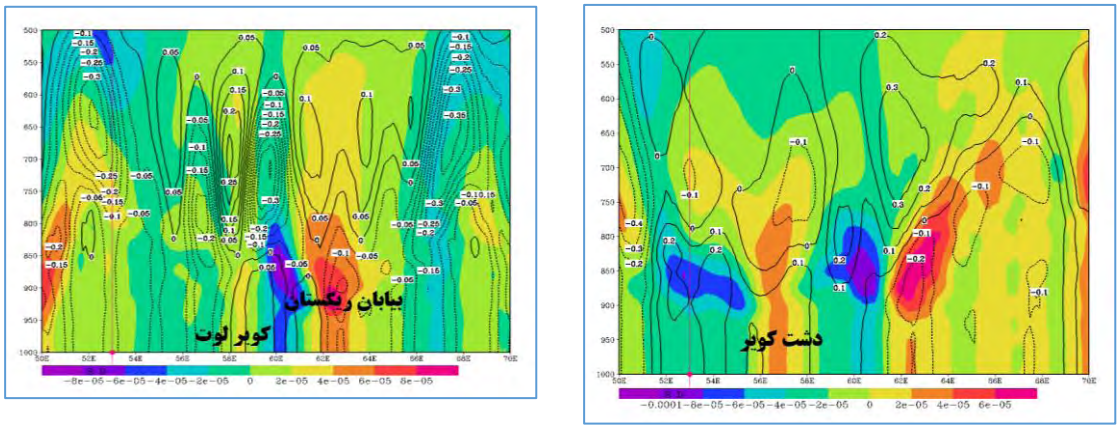
شکل ۴: الگوی فشار تراز دریا (خطوط هم‌مقدار، برحسب هکتوپاسکال) و دمای دو متری (پهنه‌ی رنگی‌شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس)، حضور توأمان ۵ سامانه‌ی محلی کم‌فشار بر روی گنگ، ریگستان، دشت کویر، کویر لوت، جازموریان در ماه آگوست ۲۰۱۳ (ترسیم پربندهای کم‌تر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال)

شکل و الگو و گسترش مکانی و وسعت این سامانه‌های کم‌فشار به شدت با شرایط توپوگرافی و ارتفاعات اطراف در ارتباط است. کم‌فشار دشت لوت، با توجه به ماهیت توپوگرافیکی آن، کم‌فشاری با گسترش و در راستای نصف‌النهاری است. شدت کم‌فشار دشت کویر در بخش‌های شرقی بیش از بخش غربی آن است. علی‌رغم گستردگی و پهنه‌ی مناسب دشت کویر که بستر جغرافیایی مساعد و شرایط خشک و گرم آن، برای تشکیل سامانه‌های کم‌فشاری به دلیل تفاوت‌های توپوگرافیکی و ارتفاعی این پهنه مناسب است و همچنین تفاوت آب‌وهوایی میان شرق و غرب آن، شدت سلول کم‌فشار در شرق بیش‌تر است. علاوه بر اینکه میان دو بخش دشت کویر؛ یعنی بخش شرقی و غربی آن تفاوت عمده‌ی نوع و جنس سطح وجود دارد، در بخش غربی آن سطوح آبی و نمکی بخش بزرگی از مساحت را به خود اختصاص داده است. رفتار روزانه این سامانه‌های کم‌فشار، مطابق بر رفتار روزانه‌ی تابش است (شکل ۵). الگوی روزانه‌ی این کم‌فشارها به‌ویژه از دیدگاه تغییر شدت سامانه‌ها با شرایط روزانه انطباق دارد.

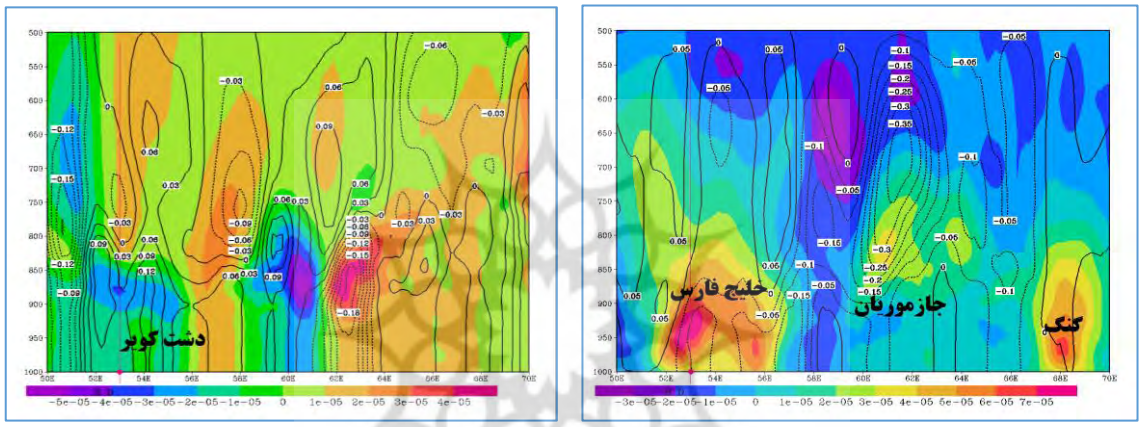


شکل ۵: روند روزانه‌ی توسعه‌ی سلول‌های کم‌فشار در فلات ایران در طی ساعت‌های همدید سال ۲۰۱۰
(ترسیم پربندهای کم‌تر از ۱۰۰۸ هکتوپاسکال)

جهت بررسی شرایط گسترش مداری این سامانه‌های مستقل، نیمرخ قائم کمیت تاوایی نسبی و سرعت قائم در راستای عرض جغرافیایی ۳۱ درجه شامل دشت لوت و بیابان ریگستان و عرض جغرافیایی ۳۵ درجه شامل دشت کویر موردبررسی قرار گرفت. این نیمرخ‌ها نشان‌دهنده‌ی تاوایی نسبی مثبت (چرخندگی پادساعت‌گرد) و نیز حرکات صعودی در وردسپهر زیرین است. نکته‌ی حائز اهمیت آن است که در راستای عرض جغرافیایی، مقادیر متفاوت کمیت‌های دینامیکی به صورت سلول‌های مجزای مثبت و منفی نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری سامانه‌های محلی کم‌فشار به صورت سلول‌های منفرد در پهنه‌ی فلات ایران است. به‌عبارت‌دیگر تأثیر توپوگرافی و تفاوت تابش‌گیری در راستای افقی به‌وضوح در تفاوت تاوایی نسبی و سرعت قائم قابل‌مشاهده است. این سامانه‌های کوه‌های خراسان جنوبی در مرز دشت کویر و ریگستان، ارتفاعات چاگای در مرز ریگستان و بلوچستان، ارتفاعات سراسری کیرتهار-براهویی مرکزی-سلیمان در مرز میان کم‌فشار ریگستان-بلوچستان با گنگ هستند.

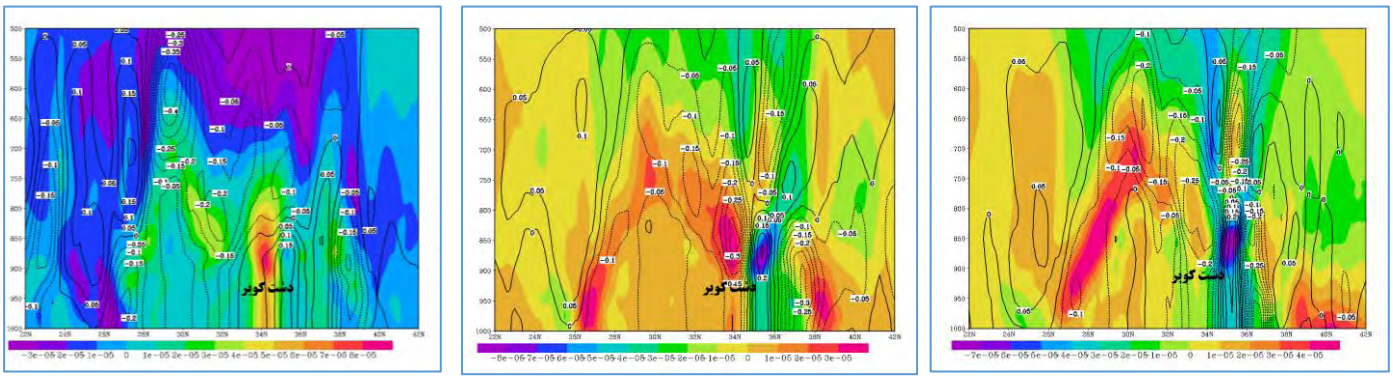


شکل ۶: نیمرخ تاوایی نسبی (مناطق رنگی) و سرعت قائم (خطوط هم‌مقدار، امگا) جو در راستای طول جغرافیایی ۳۱ برای لوت و ۳۵ برای دشت کویر

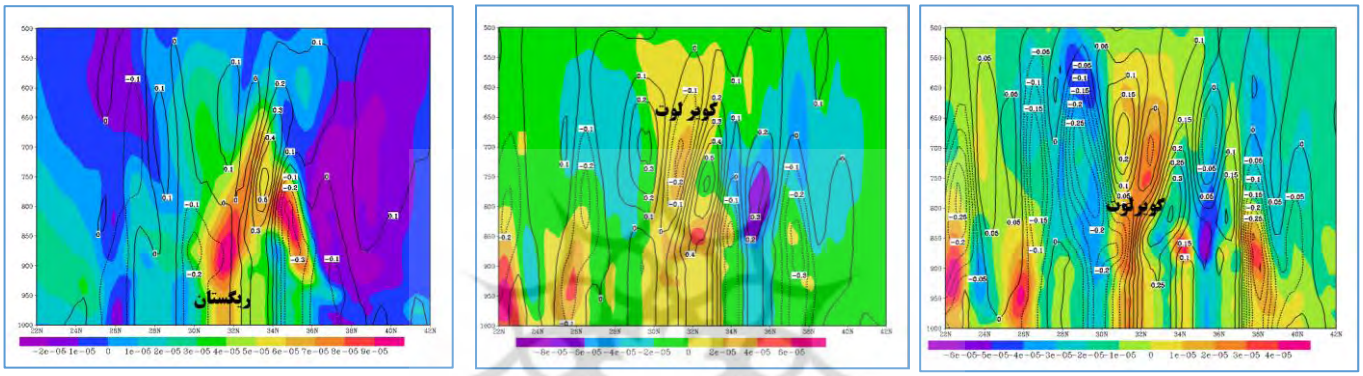


شکل ۷: نیمرخ تاوایی نسبی (مناطق رنگی) و سرعت قائم (خطوط هم‌مقدار، امگا) جو در راستای طول جغرافیایی ۲۷ برای جازموریان و ۳۵ برای دشت کویر

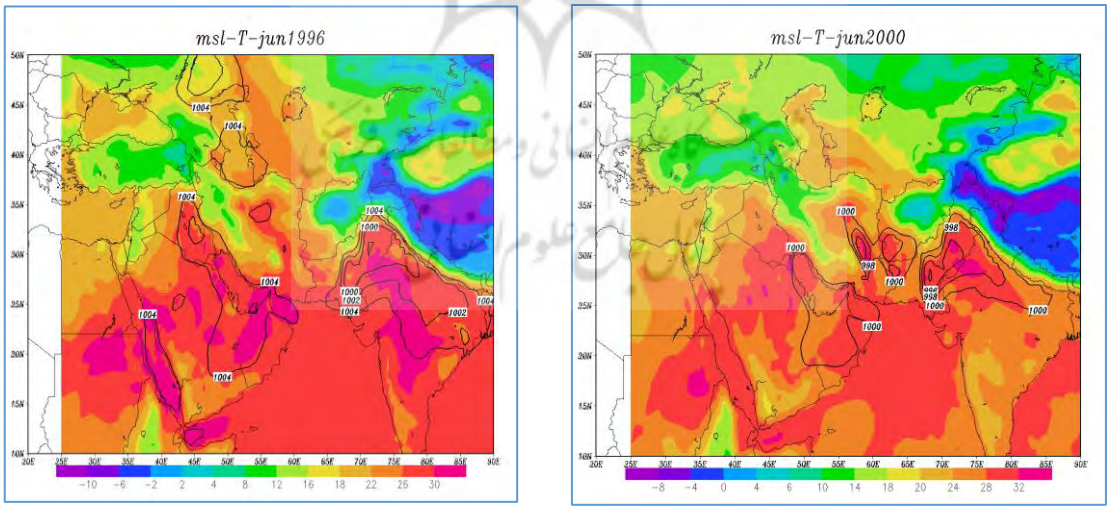
مطالعه‌ی نیمرخ تاوایی نسبی و سرعت قائم جو در راستای طول‌های جغرافیایی ۵۳، ۵۵ و ۵۷ برای مطالعه‌ی شرایط دشت کویر، طول‌های ۵۸ و ۵۹ برای مطالعه‌ی جازموریان و لوت و طول‌های ۶۳، ۶۵ و ۶۷ برای مطالعه‌ی سلول‌های بلوچستان و ریگستان انجام شد. مطالعه‌ی این نیمرخ‌ها نشان داد که با توجه به تاوایی نسبی مثبت و مقادیر سرعت قائم (حرکات صعودی)، ارتفاع این کم‌فشارهای گرمایی در دشت کویر تا تراز ۷۵۰ هکتوپاسکال؛ یعنی معادل نزدیک ۳۰۰۰ متری از سطح زمین و در مواردی تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی قابل رصد است. نیمرخ‌های سه‌گانه در دشت کویر غربی، مرکزی و شرقی نشان از تقویت چرخندگی این سامانه در بخش‌های مرکزی و شرقی نسبت به غربی دارد. مطالعه‌ی نیمرخ‌های طولی در راستای کویر لوت نشان از ارتفاع و عمق بیش‌تر این سامانه‌ها نسبت به مورد دشت کویر دارد. بر اساس مقادیر تاوایی نسبی مثبت و مقادیر سرعت قائم (حرکات صعودی) در عمق جو، گسترش این سامانه‌های چرخندی در لوت تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی نیز می‌رسد.



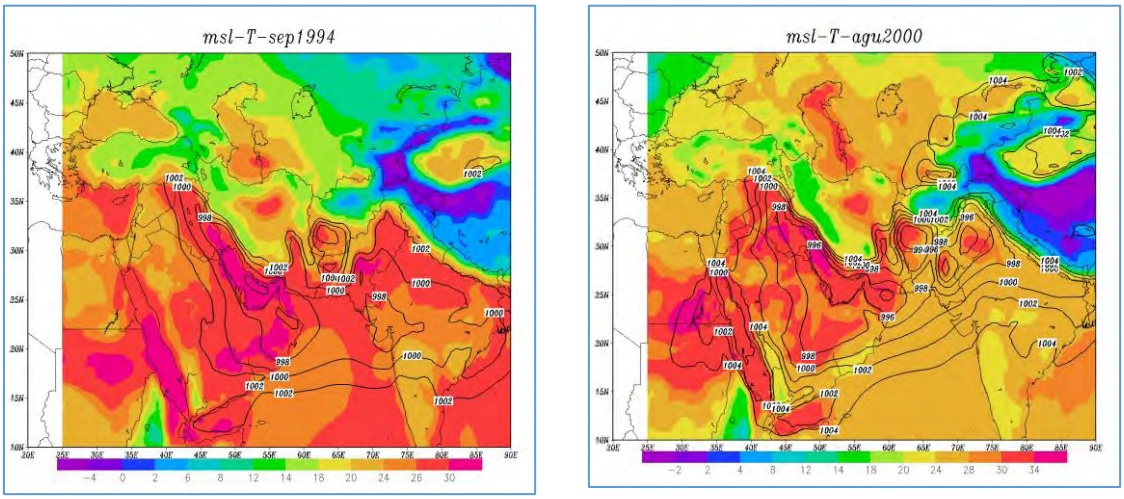
شکل ۸: نیمرخ عرضی جو در طول‌های جغرافیایی ۵۳ (شکل سمت راست)، ۵۵ (شکل میانی) و ۵۷ (شکل سمت چپ) در نمایش پارامترهای تاوایی نسبی و سرعت قائم بر روی دشت کویر



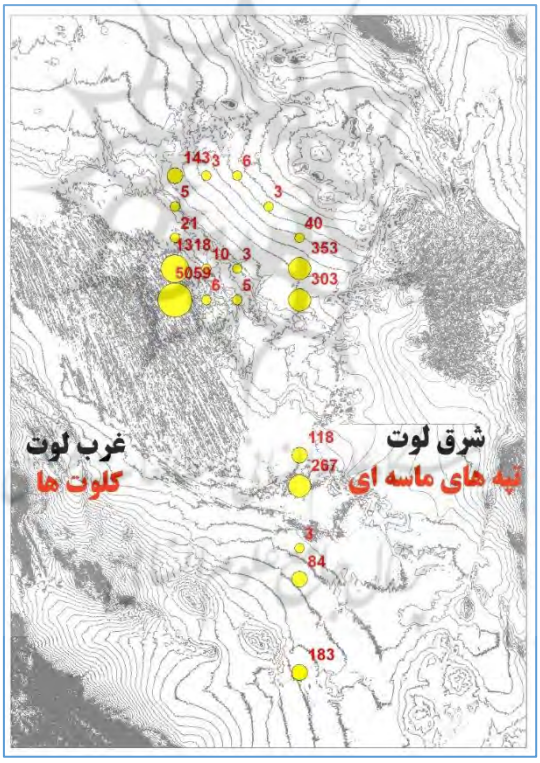
شکل ۹: نیمرخ عرضی جو در طول‌های جغرافیایی ۵۸ (شکل سمت راست)، ۵۹ (شکل میانی) و ۵۷ (شکل سمت چپ) در نمایش پارامترهای تاوایی نسبی و سرعت قائم بر روی کویر لوت



شکل ۱۰: الگوی فشار تراز دریا (خطوط هم‌مقدار، برحسب هکتوپاسکال) و دمای دو متری (پهنه‌ی رنگی‌شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس) کم‌فشار لوت و کم‌فشار دشت کویر. سمت راست: ژوئن ۲۰۰۰، سمت چپ: ژوئن ۱۹۹۶



شکل ۱۱: الگوی فشار تراز دریا (خطوط هم‌مقدار، برحسب هکتوپاسکال) و دمای دو متری (پهنه‌ی رنگی‌شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس)، کم‌فشار ریگستان و کم‌فشار بلوچستان؛ سمت راست: آگوست ۲۰۰۰، سمت چپ: سپتامبر ۱۹۹۴



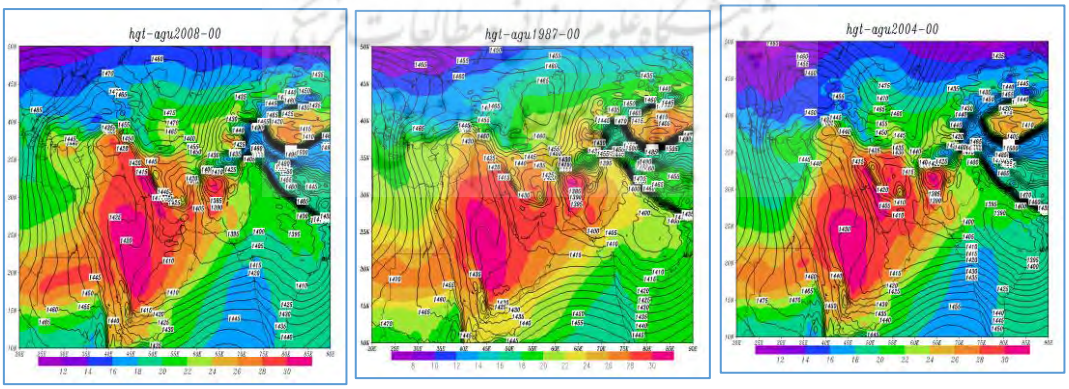
شکل ۱۲: فراوانی شکل‌گیری هسته‌ی مرکزی کم‌فشار لوت (تهیه: نگارندگان)

۵-۲- الگوی هم‌ارتفاع (۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال)

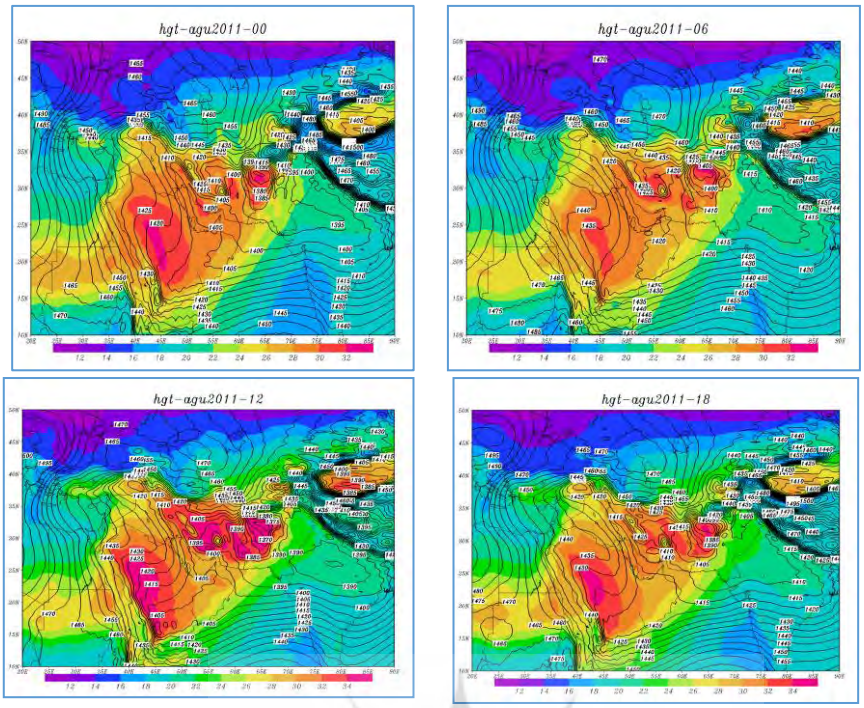
یکی از پرسش‌های کلیدی در زمینه‌ی کم‌فشارهای گرمایی فلات ایران، ساختار عمودی و عمق نفوذشان در وردسپهر است. مطابق ادعای موجود در معدود منابع آب‌وهوای ایران، عمق این کم‌فشارها در وردسپهر زیاد نبوده و به دلیل غلبه‌ی پرارتفاع جنب حاره نمی‌توانند تا عمق زیادی در لایه‌های میانی و فوقانی جو نفوذ کنند. برخی منابع عدد ارتفاع تقریبی این کم‌فشارها را ۳۰۰۰ متر اعلام کردند (علیجانی، ۱۳۷۴). نقشه‌های تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال طی ۳۰ سال نشان می‌دهد

که در این ترازِ فشاری، منطقه‌ی جنوب غربی آسیا، شرایط استقرار کمربندی کم‌ارتفاع از شمال هندوستان تا کرانه‌های دریای مدیترانه و عربستان دارد. این توضیح لازم است که حدِ شمال‌سوی این کمربند کم‌ارتفاع به شکل جالب توجهی به ارتفاعات محدود می‌شود. مرز این محدودیت دقیقاً منطبق بر نحوه و شکل روند رشته‌کوه‌های عمده مانند زاگرس، توده‌ی کوهستانی کرمان، پامیر و هیمالیا است. مهم‌ترین یافته در زمینه‌ی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، شکل‌گیری هسته‌های کم‌ارتفاع منطبق بر مراکز فشاری الگوی سطح تراز دریاست که کانون کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتاسیلی در منطقه‌ی ریگستان و یک سلول کمینه‌ی دیگر در منتهی‌الیه شمال هند در پای کوه‌های هیمالیا قرار گرفته است (شکل ۱۳). هرچند در مواردی محدود، شاهد شکل گرفتن سلول مستقل کم‌ارتفاع بر روی گنگ هستیم. مطابق الگوی همدید ساعتی بلندمدت، با توسعه ی روز و افزایش ارتفاع خورشید، مدت تابش و جذب بیش‌تر تابش خورشید، شاهد توسعه‌ی سلول کم‌ارتفاع ریگستان به سمتِ غرب تا روی منطقه‌ی گنگ و در جنوب تا بلوچستان هستیم. سلول کم‌ارتفاع ریگستان چه از لحاظ مقدار و چه از لحاظ عمق و وسعت توسعه می‌یابد. در ساعت UTC ۱۲ که مطابق با اوج گرمایش روزانه است، شرایط به‌گونه‌ای متفاوت می‌شود. سلول کم‌ارتفاع ریگستان با شدت گرفتن گرمای تراز ۸۵۰، گسترش یافته و شرایط جغرافیایی عمده را تحت تأثیر قرار می‌دهد، به‌گونه‌ای که گستره‌ی آن تا نیمه‌ی شرقی منطقه‌ی گنگ نیز کشیده می‌شود؛ بنابراین نمی‌توان باز نقش مستقلی برای ایجاد سلول کم‌ارتفاع برای گنگ قائل شد. در ساعت UTC ۱۸ همچنان شرایط همدید منطقه الگوی مشابه روز را نمایش می‌دهد.

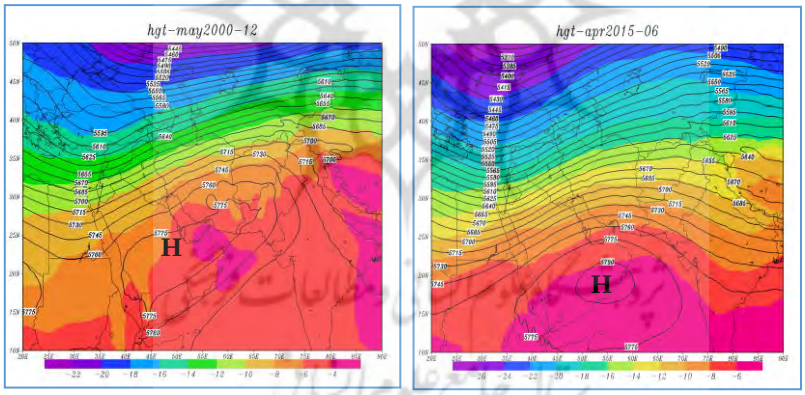
پژوهش‌هایی در زمینه‌ی الگوی همدید وردسپهر پایینی و میانی نشان از گسترش و تسلط زبانه‌ی پرارتفاع جنب حاره بر جنوب غربی آسیا و ایران دارد. هرچند طی سال‌های اخیر، برخی از پژوهش‌های دیگر به وجود مراکز پرارتفاع مستقل در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر در انطباق با هسته‌های بیشینه‌ی گرمایش با رشته‌کوه‌های مرتفع ایران اشاره دارند(زرین و مفیدی،۱۳۹۰: ۱)؛ بااین‌حال، چه با ماهیت مستقل چه به‌عنوان زبانه‌ای از پرارتفاع جنب‌حاره‌ای، در منطقه‌ی موردمطالعه شرایط پرارتفاع بر وردسپهر میانی و فوقانی حاکم است که این مسئله یکی از دلایل مؤثر در شکل‌گیری کم‌فشارهای گرمایی بر روی دشت‌های فلات مرکزی ایران است. وجود این سامانه‌ها با حرکت عمودی نزولی، سبب وجود آسمان‌های صاف و افزایش تابش ورودی خالص به این مناطق شده است. در این پژوهش در ابتدای ماه گرم (آوریل) در بیش‌تر مواقع ساعت‌های همدید، منطقه‌ی موردمطالعه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تحت تأثیر پشته‌ای منشعب شده از یک سلول پرارتفاع جنب حاره است که بر روی شبه‌جزیره‌ی عربستان قرار گرفته است.



شکل ۱۳: الگوی ارتفاع ژئوپتانسلی (خطوط هم‌مقدار بر حسب متر) و دمای تراز ۸۵۰ میلی باری (پهنه‌های رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس)، سلول‌های کم‌ارتفاع تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

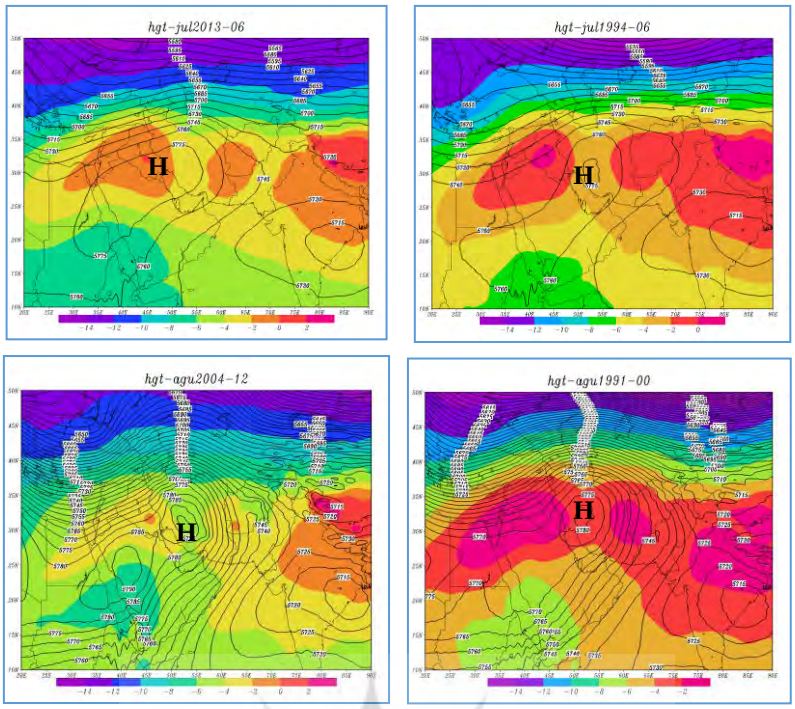


شکل ۱۴: الگوی ارتفاع ژئوپتانسلی (خطوط هم‌مقدار بر حسب متر) و دمای تراز ۸۵۰ میلی باری (پهنه‌های رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس)؛ روند روزانه‌ی توسعه‌ی سلول ریگستان در میانگین ساعت‌های همدید در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در آگوست ۲۰۱۱



شکل ۱۵: الگوی ارتفاع ژئوپتانسلی (خطوط هم‌مقدار بر حسب متر) و دمای تراز ۵۰۰ میلی باری (پهنه‌های رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس)؛ سمت راست: آوریل ۲۰۱۵، سمت چپ: می ۲۰۰۰

از ماه ژوئن به بعد، شاهد تقویت و کشیده شدن زبانه پرارتفاع روی بخش‌های وسیعی از فلات ایران هستیم. در بسیاری از موارد بر روی این زبانه، یک سلول پرارتفاع بر روی عربستان شکل می‌گیرد. با فرارسیدن ساعت‌های عصر محلی، سلول پرارتفاع دیگری بر روی زاگرس میانی و جنوبی شکل می‌گیرد. آنچه مسلم است، با توجه به وجود مناطق گسترده‌ی ارتفاعی بیش از ۴۰۰۰ هزار متر (بالاتر از ۶۰۰ هکتوپاسکالی)، این سلول پرارتفاع رابطه نزدیکی با گرمایش سطح زمین در طی ساعت‌های ۱۲ و ۱۸ UTC دارد. به‌عبارت‌دیگر با توجه به ضخامت کم‌تر جو در این مناطق، میزان تابش عبوری از جو و رسیدن آن به سطح موجب می‌شود این مناطق به‌عنوان کانون‌های دریافت انرژی تابشی و گرمای بیش‌تر در مقایسه با مناطق هم‌تراز اطراف خود باشند.



شکل ۱۶: الگوی ارتفاع ژئوپتانسلی (خطوط هم‌مقدار بر حسب متر) و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی (پهنه‌های رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس)

نحوه‌ی کشیدگی زبانه‌ی پرارتفاع از جنوب ایران با یک خمش مشخص جنوب غربی به سمت شمال شرقی که از نیمه‌ی جنوبی منطقه‌ی شرقی ایران گذشته و تا منطقه‌ی جنوبی افغانستان و پاکستان می‌رسد که یکی از دلایل تقویت سامانه‌های کم‌فشاری نیمه‌ی شرقی، جنوب شرقی ایران، جنوب غربی پاکستان و افغانستان، واگرایی ناشی از استقرار پشته‌ی ارتفاعی قوی و تاوایی منفی در ترازهای میانی و فوقانی است. وجود سامانه پرارتفاع که اتفاقاً بر روی ایران یعنی رشته‌کوه زاگرس تقویت شده است با توجه به مسئله فرونشینی هوا، عامل ثانویه و البته مهمی در تقویت کم‌فشارهای گرمایی در دشت‌های کم‌ارتفاع مرکز و شرق ایران شده است. بدون حضور این پرارتفاع بدون شک سلول‌های کم فشار گرمایی فلات ایران نمیتوانستند از شرایط هم ارز با سامانه کم‌فشاری چون کم‌فشار گنگ و کم‌فشار دریایی مانند عمان داشته باشند.

۶-نتیجه‌گیری

بررسی الگوی میدان‌های فشار تراز دریا، دمای ۲ متری بر اساس داده‌های درازمدت (۳۰ ساله) مرکز Ecmwf با تفکیک ۰/۱۲۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی نشان می‌دهد در فصل گرم سال (آوریل الی سپتامبر) در منطقه‌ی جنوب آسیا کمربند کم‌فشاری با توجه به افزایش تابش و الگوی گرمایش سطحی زمین وجود دارد؛ اما در بطن این کمربند کم‌فشار با توجه به شرایط توپوگرافی جغرافیایی که منجر به تفاوت و تنوع تابش دریافتی می‌شود، سلول‌های کم‌فشاری با ابعاد محلی در مناطق مختلف شکل گرفته است. این سلول‌های کم‌فشار منطبق بر دشت‌هایی با ماهیت مستقل جغرافیایی هستند. وجود دشت‌های کم‌ارتفاع یکی در جنوب شرقی ایران که به‌عنوان یک خلأ توپوگرافی تا میانه‌ی شمال ایران کشیده شده و دیگری که تا میانه‌ی جنوب پاکستان رسیده، سبب کشیده شدن زبانه‌ی گرمایی تا مناطق جنوب غربی پاکستان و جنوب شرقی و مرکز ایران شده است. این مسئله شرایط را برای تشکیل و تکوین سلول‌های کم‌فشاری محلی و منطقه‌ای در ایران شامل کم‌فشار دشت کویر، کم‌فشار کویر لوت و گاهی کم‌فشار جازموریان و کم‌فشار ریگستان و بلوچستان فراهم کرده است؛ بنابراین علی‌رغم استقرار پشته‌ی ارتفاعی قوی در شرایط همدید حاکم بر وردسپهر میانی و فوقانی که سبب پایداری و فرونشینی هوا می‌شود، تنوع شرایط تابشی و گرمایشی در وردسپهر زیرین

در ابعاد مکانی خردمقیاس و میان‌مقیاس سبب شده که نقش واحدهای جغرافیایی دشت با پوشش‌های سطحی متفاوت و ارتفاع‌های مختلف برای زایش سامانه‌های فشاری محلی کم‌فشار از اهمیت بیش‌تری برخوردار باشد. دشت‌های عمده‌ای که بر روی آن‌ها کم‌فشارهای محلی شکل گرفته‌اند عبارت‌اند از؛ گنگ، ریگستان (مارگو و ریگستان)، فلات بلوچستان، دشت کویر، کویر لوت و جازموریان که در میان آن‌ها پراهمیت‌ترین به‌ویژه از دیدگاه بیشینه‌ی فراوانی و همچنین شدت گنگ، ریگستان و لوت هستند.

دومین ویژگی توپوگرافیک مؤثر بر رفتار این کم‌فشارها، نقش سامانه‌های کوهستانی است که سبب انزوا، استقلال و عدم پیوستگی این کم‌فشارها است؛ بنابراین در صورت عدم وجود این سامانه‌های توپوگرافیک که به شکل موزاییک کوه-دشت هستند، کم‌فشاری گسترده می‌توانست جنوب آسیا را از دامنه‌های شرقی رشته‌کوه البرز تا دامنه‌های جنوبی هیمالیا فراگیرد. در منطقه‌ی غربی این کمربند کم‌فشاری، سلول کم‌فشاری گنگ را شاید بتوان یکی از ماناترین و با قوی‌ترین آن‌ها دانست، اما این مسئله در برخی از سال‌ها، می‌تواند متفاوت باشد؛ بنابراین بر اساس یافته‌های این مطالعه، اطلاق گسترش سامانه‌ی کم‌فشار گنگ و یا پاکستان به‌عنوان یک سامانه‌ی همدید کم‌فشاری غالب که به سوی مرکز فلات ایران گسترش می‌یابد، صادق نیست. به‌عبارت‌دیگر سلول کم‌فشار گنگ (پاکستان) یکی از سلول‌های کم‌فشاری واقع در کمربند کم‌فشار جنوب آسیا است.

بررسی نقشه‌های الگوی ژئوپتانسیلی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال طی ۳۰ سال، نشان می‌دهد که در این تراز فشاری، منطقه‌ی جنوب غربی آسیا، عمدتاً استقرار کمربند کم‌ارتفاع از شمال هندوستان تا کرانه‌های دریای مدیترانه و عربستان مشاهده می‌شود. در بیش‌تر مواقع، ساعت‌های همدید منطقه‌ی موردمطالعه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تحت تأثیر پشته‌ای منشعب‌شده از یک سلول پرارتفاع جنب حاره قرار گرفته که بر روی شبه‌جزیره‌ی عربستان است. بررسی رفتار ساعتی ارتفاع ژئوپتانسیلی نشان می‌دهد با فرارسیدن ساعت‌های عصر به زمان محلی، سلول پرارتفاع دیگری بر روی زاگرس جنوبی شکل می‌گیرد. آنچه مسلم است، این سلول پرارتفاع، رابطه‌ی نزدیکی با گرمایش سطح زمین در طی ساعت‌های ۱۲ و ۱۸ گرینویچ دارد. نحوه‌ی کشیدگی زبانه‌ی پرارتفاع از جنوب ایران با یک خمش مشخص جنوب غربی به سمت شمال شرقی که از نیمه‌ی جنوبی منطقه‌ی شرقی ایران گذشته و تا منطقه‌ی جنوبی افغانستان و پاکستان می‌رسد، یکی از دلایل تقویت سامانه‌های کم‌فشاری جنوب شرقی ایران، جنوب غربی پاکستان و افغانستان است. مطالعه‌ی برش قائم کمیت‌های دینامیکی در راستای عرض‌ها و طول‌های جغرافیایی مختلف نشان داد که میزان گسترش قائم کم‌فشارهای گرمایی در دشت کویر تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال؛ یعنی معادل نزدیک ۳۰۰۰ متری از سطح زمین و در مواردی کم‌تر تا حدود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی قابل رصد است، بنابراین بیش‌ترین صعود و سرعت قائم در عمق وردسپهر مربوط به این دسته از سامانه‌های کم‌فشار است. علاوه بر این، نیمرخ‌های کمیت‌های دینامیکی در راستای عرض‌های جغرافیایی مختلف نیز نشان از تأثیر شدید شرایط توپوگرافیکی در جلوگیری از گسترش این سامانه‌ها در راستای عرض جغرافیایی دارد. هسته‌های منفی و مثبت متعدد و مجزای سرعت قائم و تاوایی نسبی چه در راستای افقی و چه در راستای عمودی، تأییدی بر شکل‌گیری سامانه‌های محلی کم‌فشار گرمایی در پهنه‌ی فلات ایران است؛ بنابراین پاسخ به اصلی‌ترین سؤال این پژوهش که همان بررسی وجود سامانه‌ی کم‌فشار مستقل و گسترده‌ای به نام کم‌فشار گرمایی ایران مرکزی در فصول گرم سال، بررسی تعلق آن به کم‌فشار گسترده آسیا و یا وجود سلول‌هایی مجزای کم‌فشار، بسته به عوارض جغرافیایی منطقه‌ی و واداشت‌های آب‌وهوایی با داده‌های با تفکیک مناسب امکان‌پذیر شد.

۷- منابع

۱-حسین‌زاده، رضا، (۱۳۷۶)، باد ۱۲۰ روزه‌ی سیستان، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۴۶، صص۱۲۷-۱۰۲.

۲-حمیدیان پور محسن،(۱۳۹۲)، بررسی نحوه‌ی شکل‌گیری باد سیستان با ریزگردانی دینامیکی جریان ترازهای زیرین در شرق فلات ایران، رساله‌ی دکتری رشته‌ی اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه خوارزمی.

۳-حمیدیان‌پور، محسن، مفیدی، عباس، سلیقه، محمد، علیجانی بهلول،(۱۳۹۵)، نقش توپوگرافی بر شبیه‌سازی ساختار باد سیستان در شرق فلات ایران، نشریه‌ی تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره‌ی ۴۳، صص ۵۳-۲۵.
۴-حمیدیان‌پور، محسن، مفیدی، عباس، سلیقه محمد،(۱۳۹۵)، تحلیل ماهیت و ساختار باد سیستان، مجله‌ی ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۰، شماره‌ی ۲، صص ۱۰۹-۸۳.
۵-خسروی محمود،(۱۳۸۷)، تأثیرات محیطی اندرکنش نوسان‌های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه‌ی سیستان، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره‌ی ۹۹، صص ۱۹-۴۹.
۶-خسروی، محمود، مفیدی، عباس، پورکریم برآبادی،(۱۳۹۵)، بررسی ارتباط متقابل باد صدوبیست روزه‌ی سیستان و بادهای شرق خراسان، فصلنامه‌ی جغرافیایی طبیعی، سال نهم، شماره‌ی ۳۱، صص ۳۷-۱۹.
۸-زرین، آذر، مفیدی، عباس،(۱۳۹۰)، آیا پرفشار جنب حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره‌ای آزور است؟ یازدهمین کنگره‌ی انجمن جغرافی‌دانان ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
۹-ذوالفقاری، حسن، معصوم‌پور سماکوش، جعفر، جلیلیان، آذر، فتح نیا، امان‌الله،(۱۳۹۲)، تعیین الگوهای سینوپتیک و توده‌های هوای مؤثر بر فصول اقلیمی غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، سال ۴۵، شماره‌ی ۱، صص ۷۰-۳۵.
۱۰-شبانکاری، مهران، حلبیان، امیرحسین،(۱۳۹۱)، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۷، شماره‌ی پیاپی ۱۰۴، صص ۱۸۴-۱۶۵.
۱۱-عزیزی، قاسم، علیزاده، تیمور،(۱۳۹۲)، طبقه‌بندی همدید الگوهای گردشی مؤثر بر آب‌وهوای ایران در تراز دریا، مجله‌ی جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۴، پیاپی ۵۰، شماره‌ی ۲، صص ۳۸-۲۳.
۱۲-علیجانی، بهلول، دوستان، رضا،(۱۳۹۱)، شناسایی کانون‌های کنترل‌کننده‌ی اقلیم ایران و الگوهای فشار مربوط در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال جو ایران در دوره‌ی سرد سال، مجله‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی ۱۹، صص ۲۷۹-۲۵۵.
۱۳-فرهادی، نصرت، گندمکار، امیر، عساکره، حسین، منتظری، مجید،(۱۳۹۳)، تحلیل شرایط جوی توأم با بارش‌های تابستانه در زاگرس جنوبی (مطالعه‌ی موردی: بارش ۲۲-۱۶ شهریورماه ۱۳۸۷)، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره‌ی چهارم، شماره‌ی پیاپی ۱۱۵، صص: ۲۲۸-۲۱۵.
۱۴-کلینسلی، دانیل،(۱۳۸۱)، کویرهای ایران و خصوصیات ژئومورفولوژیکی و پالئوکلیماتولوژی آن، ترجمه‌ی عباس پاشایی، انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح.
۱۵-لشکری، حسن، خزایی، مهدی،(۱۳۹۳)، تحلیل سینوپتیکی بارش‌های سنگین استان سیستان و بلوچستان، فصلنامه‌ی سپهر، دوره‌ی ۲۳، شماره‌ی ۹۰، صص ۷۹-۷۰.
۱۶-محمودی، فرج‌الله،(۱۳۸۱)، پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران، تهران: مؤسسه‌ی تحقیقات جنگل‌ها و مراتع ایران.
۱۷-نجارسلیقه، محمد،(۱۳۸۲)، مدل‌سازی اثرهای آب‌وهوایی کم‌فشارهای حرارتی در منطقه‌ی جنب حاره، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، دوره‌ی ۱۸، شماره‌ی ۷۰، صص ۹۰-۷۴.
۱۸-نجارسلیقه، محمد،(۱۳۸۵)، مکانیزم‌های بارش در جنوب‌شرق کشور، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۵۵، صص ۱۳-۱.
۱۹-هاشم‌زاده محمد،(۱۳۹۴)، تحلیل سینوپتیک منشأ بادهای ۱۲۰روزه‌ی سیستان، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد دانشکده‌ی جغرافیای دانشگاه تهران.
۲۰-یمانی، مجتبی،(۱۳۹۴)، تأثیر وزش همگرایی در مورفولوژی و استقرار ریگ‌های پیرامون دشت کویر، فصلنامه‌ی کواترنری ایران، دوره‌ی ۱، شماره‌ی ۲، صص ۱۱۲-۹۹.

21-Chauvin, Fabrice, Roehric, Romain, Lafore, Jean-Philippe, 2009, Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes, JOURNAL OF CLIMATE, Volume 23, pp 2561-2544.

22-Bollasina, Massimo and Nigam, Sumant, 2010, The summertime ‘‘heat’’ low over Pakistan/northwestern India: evolution and origin. Climate dunamic, volume 37: pp 957-970.

23-Cook, Kerry H. and Vizy, Edward K., 2015, Detection and Analysis of an Amplified Warming of the Sahara Desert, Joural of Climate, Volume 28, pp 6560-6580.

24-Lacour, Jean-Lione, Flamant, Cyrille, Risi, Camille, Clerbaux, Cathy and Coheur, Pierre-Francois, 2017, Importance of the Saharan heat low in controlling the North Atlantic free tropospheric humidity budget deduced from IASI _D observations, Atmospheric Chemistry and Physics, Volume 17, pp 9645–9663.
25-Spengler, Thomas and Smith, Roger K., 2008, The dynamics of heat lows over flat terrain, Volume 134, pp 2157-2172.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی