

بررسی نقش گردش منطقه‌ای جو بر روی خاورمیانه در وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در جنوب غرب ایران

عبّاس مفیدی*، استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد
سجاد جعفری، دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

در این تحقیق به منظور تبیین علل وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در جنوب غرب ایران و منابع اصلی گرد و غبار آن‌ها، ساختار گردش منطقه‌ای جو مورد بررسی قرار گرفت. ابتدا با بهره‌گیری از داده‌های ساعتی میزان دید در ۸ ایستگاه هواشناسی واقع در استان‌های خوزستان و ایلام، تعداد ۳۰ مورد توفان فراگیر برای یک دوره زمانی شش ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۸) استخراج شد. سپس با بهره‌گیری از داده‌های شبکه‌بندی شده *NCEP/NCAR* و شاخص آيروسل سنجنده *TOMS* ویژگی‌های دینامیکی و همدیدی هریک از توفان‌های گرد و غباری از دو روز قبل از وقوع توفان تا زمان اوج در مقیاس ۶ ساعته مورد بررسی قرار گرفت. تعیین منابع اصلی گرد و غبار برای هر یک از توفان‌های گرد و غباری نیز با بهره‌گیری از مدل لاگرانژی *HYSPLIT* و با استفاده از روش ردیابی پسگرد به انجام رسید.

نتایج تحقیق بیانگر آن است که پرفشار عربستان و زبانه‌ی کم فشار زاگرس بیش از هر مؤلفه‌ی گردشی دیگری در شکل‌گیری توفان‌های مقیاس منطقه‌ای در منطقه‌ی خلیج فارس و جنوب غرب ایران نقش دارند. در بررسی الگوهای همدیدی توفان‌های گرد و غباری، سه الگوی زوجی، ناوه‌ی موج غربی و پرفشار به عنوان الگوهای همدیدی اصلی در زمان وقوع توفان‌ها تعیین گردید. در این میان الگوی زوجی خود به دو الگوی تابستانه و الگوی انتقالی تقسیم می‌گردد. به‌طور کلی در الگوی زوجی، بدنبال تقویت و گسترش جنوب سوی و اچرخند ترکمنستان، شیو افقی باد در ترازهای زیرین جو افزایش می‌یابد که در ادامه با افزایش گردش چرخندی در زبانه‌ی کم فشار زاگرس همراه می‌گردد. این فرآیند در یک پسخور مثبت ضمن تقویت همزمان زبانه‌ی کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان شکل‌گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال را در منطقه همشارش دو سامانه در پی دارد. در پی استقرار چنین الگویی، باد شمال نقش مهمی در وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در جنوب

غرب ایران دارد. در الگوی ناوه‌ی موج غربی به جهت گسترش و نفوذ ناوه‌ی بر غرب خاورمیانه و شکل‌گیری یک منطقه گردش چرخندی/ کم‌فشار بر شمال عراق و استقرار همزمان پرفشار عربستان بر جانب جنوبی آن، یک شیو افقی شدید باد در امتداد نصف‌النهاری با جریانات شرق سو از جانب عراق به سمت جنوب غرب ایران همراه می‌گردد. نهایتاً در الگوی پرفشار به سبب قرار گرفتن یک سامانه پرفشار بر روی منطقه‌ی جنوب غرب ایران، گرد و غبار از مرکز کم‌فشاری که در غرب سامانه پرفشار قرار گرفته، به داخل سامانه منتقل شده و از طریق پرفشار در سطح منطقه نزول یافته و پخش می‌گردد. خروجی‌های مدل *HYSPLIT* نشان می‌دهد که به‌طور کلی منابع اصلی غبار برای توفان‌های گرد و غباری جنوب غرب ایران محدوده‌ای در حدفاصل مرکز تا شمال عراق، شرق سوریه تا شمال عربستان می‌باشد. بررسی مسیرهای انتقال ذرات در توفانهای گرد و غباری از وجود یک جت تراز زیرین خبر می‌دهد که موجب انتقال افقی ذرات گرد و غبار در یک لایه کم عمق گردیده و از پخش عمودی آن در لایه‌های بالاتر جو جلوگیری می‌کند. مقایسه بین الگوها هم‌چنین آشکار ساخت که الگوی پرفشار از محدودترین و کوچکترین منطقه‌ی انتقال ذرات برخوردار است. در عین حال در الگوی زوجی تابستانه ذرات گرد و غبار اساساً یک مسیر شمال غرب - جنوب شرق سو را تا رسیدن به منطقه‌ی مطالعه طی می‌نمایند. بهره‌گیری از شاخص *AAI* نشان می‌دهد که الگوی زوجی تابستانه در قیاس با سایر الگوهای همدیدی، بیشترین گسترش افقی گرد و غبار را بر روی خاورمیانه تجربه می‌کند و در عین حال در بین سه الگوی همدیدی از بالاترین تمرکز منطقه‌ای گرد و غبار نیز برخوردار است.

واژگان کلیدی

توفان گرد و غبار، پرفشار عربستان، زبانه‌ی کم فشار زاگرس، باد شمال، مدل *HYSPLIT* جنوب غرب ایران.

۱- مقدمه

امروزه توفان‌های گرد و غباری یکی از مخاطرات محیطی محسوب می‌گردند که آسایش ساکنین کره زمین را به ویژه در مناطق خشک و کم بارش کاهش داده و به‌طور مستقیم و یا غیرمستقیم بخش گسترده‌ای از جامعه بشری را از خود متأثر می‌سازند. کشور ایران به دلیل قرارگیری در محل فرونشینی پرفشار دینامیکی جنب حاره، در طول دوره گرم سال نزول مداوم هوا را در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر تجربه می‌کند. گسترش عمودی پرفشار جنب حاره همراه با تداوم درازمدت آن بر روی ایران، ضمن پایدار نمودن جو، شکل‌گیری توده هوای گرم و خشک را بر روی این سرزمین فلاتی در پی دارد. وجود این شرایط به‌طور محسوسی بر میزان تبخیر و تعرق، پراکندگی زمانی و مکانی بارش و سایر متغیرهای جوی اثر گذاشته و به تبع آن سبب خشکی در کشور می‌شود. تضاد حرارتی شدید و شیب فشاری که به واسطه تفاوت در میزان انرژی دریافتی در سطح حاصل می‌گردد، در ترازهای زیرین وردسپهر جریان‌ات مداوم و بادهای شدیدی را در طول دوره گرم سال موجب می‌گردد. ساختار گردشی فوق در ترکیب با ویژگی‌های پوشش سطحی و آبرفت‌های ریزدانه فراوانی که در داخل کشور و کشورهای همسایه وجود دارد، منطقه خاورمیانه و ایران را به یکی از مهم‌ترین مناطق وقوع توفان‌های گرد و غباری در دنیا مبدل ساخته است.

پدیده‌ی گرد و غبار به دلیل مشکلات و معضلاتی که برای انسان‌ها ایجاد می‌کند از گذشته‌های دور تا به امروز مورد توجه محققین بوده و مطالعات فراوانی نیز در این زمینه صورت گرفته است که جنبه‌های مختلف این پدیده را مورد توجه و بررسی قرار داده‌اند. قدمت مطالعه توفان‌های گرد و غباری تا بدان جا می‌رسد که در روم باستان این پدیده را به اولیوس یا خدای بادهای نسبت می‌دادند (گادی و میدلتن^۱، ۲۰۰۱: ۱۷۹). انگلستادتر^۲ (۲۰۰۱؛ ۲۰۰۳) معتقد است میزان تراکم پوشش گیاهی و ساختار گیاهان نیز از عوامل اصلی کنترل‌کننده وقوع توفان‌های گرد و غباری است که می‌تواند شدت و ضعف گرد و غبار در یک منطقه را تحت تأثیر قرار دهد. برخی دیگر علاوه بر علل محلی و موقعیت جغرافیایی منطقه بر وجود سیستم‌های گردشی حاکم بر منطقه و نقش آن‌ها بر میزان وقوع گرد و غبار در یک منطقه توجه نموده‌اند. به عنوان مثال گادی و میدلتن (۲۰۰۶) در ارائه‌ی یک تصویر جهانی از مناطق دارای توفان‌های گرد و غباری، وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در خاورمیانه را ناشی از استقرار یک مرکز کم فشار در جنوب ایران و یک مرکز پرفشار نیمه دائمی^۳ بر جانب شمالی شبه جزیره عربستان و در پی آن پیدایش یک باد شدید و مداوم موسوم به باد شمال بر روی منطقه‌ی دانسته‌اند. در واقع گادی و میدلتن در تبیین الگوی گردشی حاکم بر وقوع توفان‌های گرد و غباری در منطقه خاورمیانه (گادی و میدلتن، ۲۰۰۰)، از نتایج پژوهش ممبری^۴ (۱۹۸۳) در رابطه با باد شمال بهره جسته‌اند. با این وجود برخی از پژوهش‌های اخیر الگوی گردشی یاد شده را به شکل دیگری، الگوی اصلی وقوع توفان‌ها ذکر نموده‌اند. بدین ترتیب که همراه شدن گسترش غرب سوی زبانه‌ی کم فشاری از جنوب آسیا با گسترش شرق سوی زبانه‌ی پرفشاری از مناطق بیابانی شمال آفریقا علت افزایش شیب فشار، پیدایش بادهای شمالی و توفان‌های گرد و غباری در خاورمیانه دانسته شده است (ویکرسن^۵، ۱۹۹۱، ۷-۴؛ بارتلت^۶، ۲۰۰۴، ۲۳-۱۷؛ کروک^۱، ۲۰۰۹، ۴۴؛ براتی و همکاران، ۱۳۹۰، ۴۸-۵۴).

¹ - Goudie and Middleton

² - Engelstaedter

³ - Semi-Permanent

⁴ - Mambery

⁵ - Wilkerson

⁶ - Bartlett

اگر توفان‌های گرد و غباری را نتیجه آشکار افزایش فعالیت‌های باد در مناطق خشک بدانیم (گادی، ۲۰۰۸، ۱۰۴). بر این اساس منطقه‌ی خاورمیانه با اقلیمی گرم و خشک، همراه با شکل‌گیری و تداوم بادهای شدید در ترازهای زیرین جو، به ویژه در طول دوره گرم سال، یکی از مستعدترین مناطق برای وقوع این پدیده محسوب می‌گردد. بررسی سوابق تحقیقات انجام شده نشان می‌دهد که پژوهشگران بی‌شماری با بهره‌گیری از روش‌ها و داده‌های متفاوت وقوع توفان‌های گرد و غباری در منطقه خاورمیانه را مورد توجه قرار داده‌اند. برای مثال مک ماهون^۲ (۱۹۰۵) هنگامی که به همراه یک گروه تحقیقاتی ۱۰۰۰ نفره برای مدت دو سال درصدد نقشه‌برداری از مرزهای شرقی ایران بوده‌اند، به دفعات با توفان‌های شدیدی در منطقه سیستان مواجه شده‌اند، بنابه گفته مک ماهون «در سرزمین بادها»، باد ۱۲۰ روزه با شدت و تداوم بالای خود طی ماه‌های جون تا سپتامبر ۱۹۰۴، ضمن ایجاد توفان‌های گرد و غباری و ماسه‌ای سهمگین علاوه بر جایگزین نمودن باتلاق‌های عمیق با تپه‌های ماسه‌ای به ارتفاع ۳ متر، یکی دو روستا را نیز در زمان اقامت آن‌ها در محدوده سیستان دفن نموده است (مک ماهون، ۱۹۰۵، ۲۲۶-۲۲۵). هانتینگتن (۱۹۰۵) نیز در گذر از سیستان به این نکته اشاره دارد که «شدت وزش باد در منطقه سیستان چنان است که هوا مملو از ماسه شده و باد موجب شکل‌گیری و یا حرکت تپه‌های ماسه‌ای بزرگ با سرعتی مشابه سرعت حرکت برف‌ها می‌گردد» (هانتینگتن، ۱۹۰۵، ۲۷۸). در بررسی مطالعات اخیر، نتایج پژوهش گادی و میدلتن (۲۰۰۰) که با بهره‌گیری از داده‌های TOMS به انجام رسیده است، بیانگر آن است که بیشترین میزان وقوع توفان‌های گرد و غباری در خاورمیانه در طول تابستان و در محدوده ایران، پاکستان و دریای عرب مشاهده می‌گردد. زمان آغاز این توفان‌ها ماه‌های آوریل و می، و بیشینه میزان وقوع آن‌ها نیز ماه‌های جون و جولای عنوان گردیده است (گادی و میدلتن، ۲۰۰۶). در همین زمینه بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که در پاکستان، افغان‌ستان، ایران و چین وقوع توفان‌ها شدیداً از توپوگرافی منطقه متأثر می‌گیرد، به طوری که در چاله‌های محصور شده میزان توفان‌های گرد و غباری افزایش پیدا می‌کند (پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲: ۱۵). ویکرسن (۱۹۹۱) توفان‌های گرد و غباری در منطقه‌ی عراق را در سه تیپ اصلی شامل تیپ جبهه‌ای، همرفتی (هبوب و گردباد خاک^۱) و تیپ باد شمال جای می‌دهد و یادآور می‌شود چه در دوره‌ی سرد و چه در دوره‌ی گرم سال، وزش باد شمال بیشترین نقش را در وقوع توفان‌های مقیاس منطقه‌ای داراست. نقش باد شمال در وقوع توفان‌های گرد و غباری خاورمیانه، چه به عنوان «جت شبانه»^۳ (ممبری، ۱۹۸۳: ۱۸؛ گوین و ممبری^۴، ۲۰۰۸، ۱۰۳) و چه به عنوان «جت تراز زیرین»^۵ (رائو^۶ و همکاران، ۲۰۰۳: ۴۷۱؛ گیاناکوپولو و تامی^۷، ۲۰۱۲: ۱۴۵)، در مطالعات متعددی مورد توجه قرار گرفته است. در همین زمینه برخی از پژوهشگران ناتوانی برخی سنجنده‌های ماهواره‌ای در آشکارسازی توفان‌های گرد و غباری در محدوده‌ی عراق و غرب خلیج فارس را با تمرکز گرد و غبار در لایه‌های زیرین جو مربوط دانسته‌اند (مهووالد و دافرسنه^۸، ۲۰۰۴؛ انگلستادتر و همکاران، ۲۰۰۶، ۱۰۱)، که به نظر می‌رسد با شکل‌گیری و تداوم جت ترازهای زیرین در ارتباط باشد.

¹ - Crook

² - McMahon

³ - Nocturnal Jet

⁴ - Galvin and Mambery

⁵ - Low Level Jet (LLJ)

⁶ - Rao

⁷ - Giannakopoulou and Toumi

⁸ - Mahowald and Dufresne

در رابطه با توفان‌های گرد و غباری در ایران، ذوالفقاری و عابدزاده (۱۳۸۴) وقوع توفان در منطقه جنوب غرب ایران را بیش از همه ناشی از استقرار این منطقه در مسیر جریانات غربی دانسته‌اند که گرد و غبار را از عراق به مناطق غرب و جنوب غرب کشور انتقال می‌دهد. در همین راستا عطایی و احمدی (۱۳۸۹: ۱۸) علت وقوع توفان‌های گرد و غباری در دوره‌ی سرد سال را ناشی از استقرار مرکز کم ارتفاع بر روی اروپا و دریای مدیترانه می‌دانند و معتقدند که در این زمان از سال امواج غربی اجازه‌ی نفوذ به عرض‌های پایین را به خوبی پیدا می‌کنند و ناهه‌های امواج به کرات بر روی مناطق خشک خاورمیانه استقرار می‌یابد. ایشان دو منطقه‌ی غرب بغداد و هورالعظیم را کانون‌های اصلی گرد و غبار برای توفان‌های گرد و غباری ایران به خصوص منطقه‌ی جنوب غرب کشور بر می‌شمارند. امیدوار (۱۳۸۵: ۵۶) نیز در بررسی توفان‌های ماسه‌ای در دشت یزد- اردکان با بررسی پارامترهای مربوط به گرد و غبار، به این نتیجه می‌رسد که کم فشارهای دینامیک که با جبهه سرد همراه هستند عامل اصلی ایجاد گرد و غبار در این منطقه می‌باشند. در این رابطه فرارفت هوای سرد بر روی منطقه با گرادیان شدید دما و فشار در سطح زمین همراه گردیده و جریانات قائم هوا ناپایداری لازم را برای پیدایش توفان‌های گرد و غباری در پی خواهد داشت. هم‌چنین بررسی‌های انجام شده در منطقه سبزوار نشان می‌دهد که در اثر کویری بودن منطقه و شدت تابش زیاد خورشید، طی زمان‌های خاص در سطح زمین، کم فشارهای حرارتی ایجاد می‌شود که در نتیجه آن جریانات قوی بر روی منطقه شکل گرفته و سبب ایجاد گرد و غبار می‌شود (مهرشاهی و نکونام، ۱۳۸۸: ۸۳). لشکری و کیخسروی (۱۳۸۷، ۳۲) نیز علت وقوع توفان‌های گرد و غباری در خراسان بزرگ را به این صورت تشریح می‌کنند که در دوره‌ی گرم سال، زمانی که مرکز کم فشاری در محدوده‌ی جنوب خراسان و کشور افغان استان بسته شود و همزمان زبانه‌ای از پرفشار آזור نیز بر روی دریای سیاه و سپس دریای خزر گسترش یابد و تا ساحل جنوبی دریای خزر پیشروی نماید، سبب افزایش شیب فشار نصف‌النهاری بر روی منطقه خواهد شد. شیب فشار حاصل از استقرار همزمان مرکز چرخندی در منطقه افغان استان - جنوب خراسان و مرکز واچرخندی بر روی دریای خزر - ترکمنستان سبب وزش بادهای شدید و ایجاد توفان‌های گرد و غباری بر روی منطقه خواهد شد. علی رغم فراوانی بالای روزهای گرد و غباری در شمال شرق کشور، مطالعات نشان می‌دهد که بیشترین روزهای گرد و غباری در مناطق شرقی کشور به وقوع می‌پیوندد. به طوری که در محدوده‌ی وزش بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فراوانی وقوع گرد و غبار در سال به بیش از ۱۵۰ روز می‌رسد (علیجانی، ۱۳۷۶، ۹۶). با توجه به اهمیت توفان‌های گرد و غباری در شرق کشور، خسروی (۱۳۸۹: ۱۹) در مطالعه‌ی ابی وضعیت توفان‌های گرد و غباری در منطقه سیستان را مورد بررسی قرار داده است. ایشان ضمن برآورد تغییرات تمرکز گرد و غبار با بهره‌گیری از عمق دید اپتیکی، توفان‌های گرد و غباری را برای یک دوره‌ی ۳ ساله (۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵) ارزیابی نموده است. نتایج تحقیق ایشان بیانگر آن است که توفان‌های گرد و غباری در منطقه‌ی سیستان، که در مطالعات پیشین یک پدیده‌ی مربوط به سطح زمین پنداشته می‌شد، در برخی موارد خاص تا سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال گسترش یافته و موجب آلودگی در این سطح نیز می‌شود. ایشان به این نکته نیز اشاره دارند که توزیع گرد و غبار در امتداد قائم دارای یک سیکل شبانه روزی بوده و بیشینه گسترش قائم آن تحت تاثیر گرمایش زمین و همرفت ناشی از آن طی ساعات میانی روز و حداقل آن در نیمه شب مشاهده می‌گردد. در کنار فراوانی بالای وقوع توفان‌های گرد و غباری در شرق کشور، روزهای گرد و غباری در مناطق جنوب غرب کشور نیز قابل توجه است، به طوری که در ماه‌های گرم سال، به‌ویژه در ماه می، به‌طور میانگین حدود ۱۵ روز شاهد گرد و غبار

هستیم. هرچند مطالعات فراوانی در مورد جنبه‌های مختلف پدیده گرد و غبار بر روی ایران صورت گرفته و در برخی از آن‌ها به‌طور خاص سازوکارهای حاکم بر وقوع توفان‌های غرب و جنوب غرب کشور نیز مورد بررسی قرار گرفته است (ذوالفقاری و عابدزاده، ۱۳۸۴: ۱۷۳؛ رئیس پور، ۱۳۸۷). اما به نظر می‌رسد که هنوز سازوکار اصلی حاکم در زمان وقوع توفان‌های گرد و غباری در منطقه جنوب غرب کشور، به‌ویژه در طول دوره گرم سال، به خوبی شناسایی نشده است. هم‌چنین گردش جو در مقیاس منطقه‌ای که نقش مهمی در ایجاد توفان‌های گرد و غباری دارد مورد توجه دقیق قرار نگرفته است. بر این اساس در این پژوهش سعی می‌گردد ساختار منطقه‌ای گردش جو و سازوکارهای اصلی حاکم بر وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در جنوب غرب ایران مورد بررسی قرار گیرد و الگوهای همدیدی به وجود آورنده توفان‌ها تعیین گردد.

۲- مواد و روش

در این تحقیق به منظور تبیین علل وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در جنوب غرب ایران، هم‌چنین منابع اصلی گرد و غبار آن‌ها، ساختار گردش منطقه‌ای جو مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور ابتدا با بهره‌گیری از داده‌های ساعتی، میزان دید در ۸ ایستگاه هواشناسی واقع در استان‌های خوزستان و ایلام و با در نظر گرفتن کدهای هواشناسی مربوط به پدیده گرد و غبار تعداد ۳۰ مورد توفان فراگیر برای یک دوره‌ی زمانی شش ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۸) استخراج شد. برای استخراج روزهای دارای توفان گرد و غبار از تعریف سازمان هواشناسی جهانی استفاده شد. طبق تعریف سازمان هواشناسی جهانی روز توفان گرد و غباری به روزی اطلاق می‌شود که میزان دید در یک ایستگاه در اثر پدیده گرد و غبار به زیر ۱۰۰۰ متر برسد (میدلتن، ۱۹۸۶a؛ ۸۳؛ ۱۹۸۶b؛ ۱۸۳). با توجه به این که در تحقیق حاضر بررسی مقیاس منطقه‌ای پدیده گرد و غبار مد نظر بوده است، به همین جهت تنها روزهایی انتخاب گردید که حداقل ۵۰٪ از ایستگاه‌های مورد مطالعه به‌طور هم‌زمان پدیده را تجربه نموده باشند، سپس با بهره‌گیری از داده‌های دوباره تحلیل شده از مراکز ملی پیش بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش جوی (NCEP/NCAR)، با تفکیک افقی $2/5 \times$ درجه (Kalnay et al. 1996)، شرایط جوی حاکم از دو روز قبل از وقوع هر توفان به صورت ۶ ساعته مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. داده‌ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه‌های مداری (u) و نصف‌النهاری (v) باد و سرعت قائم برای ترازهای ۱۰۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. با بهره‌گیری از داده‌های فوق، نقشه‌های باد برداری، تاوایی نسبی، سرعت قائم، هم‌چنین نیم‌رخ‌های قائم و دیاگرام‌های هاومولر برای مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری و تاوایی نسبی به صورت ترکیبی برای تمام روزهای توفانی تولید شد. سپس نقشه‌ها مورد تجزیه و تحلیل و مقایسه قرار گرفت و در نهایت الگوهای همدیدی اصلی تعیین گردید. به منظور ارائه‌ی ویژگی‌ها و جنبه‌های مهم هر الگوی همدیدی، با متوسط گیری از شرایط همدیدی حاکم در زمان اوج وقوع توفان‌های گرد و غباری، نقشه‌های متوسط برای هر الگو تهیه شد. تهیه نقشه‌های متوسط برای هر الگو به نحو مناسب تری بررسی تطبیقی الگوهای همدیدی از نظر وضعیت فشار، شدت صعود و نزول هوا، جهت و شدت باد و شدت گردش هوا در مراکز فشار را امکان‌پذیر ساخته است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۹). هم‌چنین جهت تعیین میزان گستردگی و تمرکز گرد و غبار در هریک از الگوهای همدیدی، از داده‌های «شاخص جذب آیروسل AAI^۱» به دست آمده از «طیف سنج تصویرساز ازن کلی^۲ TOMS» استفاده شده است (هرمان^۳ و همکاران،

^۱ - Absorbing Aerosol Index

^۲ - Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)

^۳ - Herman

۱۹۹۷: ۱۶۹۱۱؛ تورس^۱ و همکاران، ۱۹۹۸: ۱۷۰۹۹). شاخص یاد شده با بهره‌گیری از داده‌های روزانه سنجنده TOMS نصب شده بر روی ماهواره نیمبوس ۷ که طول موج‌های فرابنفش نزدیک (۳۸۰، ۳۶۰ و ۳۴۰ نانومتر) پخش شده به فضا را ثبت می‌کند به شکل زیر تهیه شده است (هرمان و همکاران، ۱۹۹۷: ۱۶۹۱۲):

$$\Delta N = -100 \{ \log_{10} [(I_{340nm} / I_{380nm})_{obs}] - \log_{10} [(I_{340nm} / I_{380nm})_{calc}] \} \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این شاخص *Iobs* تابش برگشتی اندازه‌گیری شده در طول موج معین و *Icalc* تابش محاسبه شده در همان طول موج با استفاده از یک نسخه‌ی اصلاح شده از مدل *LER* (دیو^۲، ۱۹۷۸؛ مک پیترز^۳ و همکاران، ۱۹۹۶) می‌باشد. مقادیر باقی مانده (ΔN) از تضاد طیفی مشاهده شده در طول موج‌های ۳۴۰ و ۳۸۰ نانومتر در قیاس با تضاد طیفی شبیه‌سازی شده توسط مدل، اساس کار می‌باشد. مقادیر حاصل از تفاوت تابش برگشتی اندازه‌گیری شده و محاسبه شده به عنوان شاخص *AAI* مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این رابطه آبروسل‌های بدون جذب (هم‌چون ذرات نمک دریا و سولفات) دارای مقادیر *AAI* منفی هستند، درحالی‌که آبروسل‌های جذب‌کننده طول موج‌های کوتاه فرابنفش (هم‌چون گرد و غبار و دود) دارای مقادیر *AAI* مثبت می‌باشند. ابرها نیز از مقادیر *AAI* نزدیک صفر برخوردارند. عمده‌ی محققین به هنگام استفاده از شاخص *AAI* مقادیر برابر یا بیشتر از +۱ را به عنوان روزهای وقوع توفان‌های گرد و غباری در نظر می‌گیرند تا بدین ترتیب روزهای صرفاً دارای هوای غباری را حذف نموده و تنها روزهای توفانی را مورد بررسی قرار دهند (پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲: ۲؛ واشنگتن و همکاران، ۲۰۰۳: ۲۹۷). داده‌های *AAI* از پایگاه داده‌های رقومی ناسا^۴ و با قدرت تفکیک افقی $1^\circ \times 1/25^\circ$ اخذ گردید. این داده‌ها با فرمت *NetCDF* برای دوره‌ای از ۱۹۷۸ تا ۲۰۰۵ و به صورت روزانه موجود می‌باشند.

جهت تعیین منابع اصلی گرد و غبار برای هر یک از توفان‌های گرد و غباری نیز از یک مدل لاگرانژی^۵ با امکان ردیابی پسگرد ذرات در ترازهای مختلف جو موسوم به *HYSPLIT* استفاده شد (دراکسلر و رالف، ۲۰۱۱). برای مسیریابی پسگرد، ذرات در ایستگاه آبادان در زمان اوج وقوع هر یک از توفان‌های گرد و غباری در نظر گرفته شد. در این مطالعه نسخه ۴.۹ مدل *HYSPLIT* مورد استفاده قرار گرفت و ذرات در دو سطح

¹- Torres

²- Dave

³- McPeters

⁴ http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgiinstance_id=toms

⁵- در هواشناسی دینامیک و به طریق اولی در مکانیک سیالات دو رهیافت اصلی در مطالعه سیالات وجود دارد. رهیافت اویلری و رهیافت لاگرانژی (لاگرانژی). یک مثال ساده برای درک تفاوت این دو رهیافت می‌تواند بررسی گردش هوا در امتداد نصف‌النهاری باشد. بر این اساس هنگامی که ما یک مدل سه سلولی از گردش جو را در هر نیمکره تصور کنیم درعین حالی که تمامی ذرات را در امتداد نصف‌النهاری در نظر می‌گیریم، در آن واحد برای هر ذره یک موقعیت ثابت فرض می‌کنیم که بدین ترتیب با استفاده از رهیافت اویلری یک مدل سه سلولی از گردش جو در هر نیمکره تصویر نموده‌ایم که در آن هر ذره یک جایگاه ثابت دارد. اما هنگامی که ما ذره‌ای را (یا بسته هوایی را) بر روی استوا در نظر بگیریم و آن ذره را تا رسیدن به مقصد تعقیب نماییم و یا به عبارتی در صدد تصویرسازی حرکت یک ذره در یک بازه زمانی معین باشیم، در واقع برای ردیابی از رهیافت لاگرانژی استفاده نموده‌ایم. این رهیافت در بررسی آلودگی هوا، مسیریابی چرخندها، سن یابی هوا کاربردهای گسترده‌ای دارد. از آنجایی‌که در رهیافت لاگرانژی هر ذره در زمان‌های مختلف موقعیت‌های متفاوتی خواهد داشت، بنابراین رهیافت لاگرانژی این امکان را فراهم می‌آورد که مدل‌های پایه لاگرانژی پس از انتخاب ذره در موقعیت مکانی و زمانی خاص، حرکت آن را در گام‌های زمانی دلخواه به سمت زمان‌های آینده (روش Forward) و یا به سمت زمان‌های گذشته (روش پسگرد یا Backward) ردیابی نمایند.

۱۰۰ و ۱۰۰۰ متری از سطح زمین و در حدفاصل زمانی ۶ ساعته تا ۴۸ ساعت قبل ردیابی شدند. برای اجرای مدل از مجموع داده‌های *FNL* استفاده شد. داده‌های *(Final) FNL* در واقع داده‌های *NCEP* هستند که توسط لابراتوار منابع هوا وابسته به *NOAA* مورد پردازش مجدد قرار گرفته است. این داده‌ها با قدرت تفکیک افقی 1×1 درجه، برای ۲۶ تراز فشاری (۱۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال) و با گام زمانی ۶ ساعته از جولای ۱۹۹۹ در دسترس می‌باشند. داده‌های تحلیل شده عملیاتی مقیاس جهانی نهایی ان‌سپ، یا به‌طور مختصر *FNL (Final)* از سامانه یکپارچه‌سازی داده‌های جهانی (*GDAS*^۱) برای تهیه داده‌های اولیه ورودی به سیستم استفاده می‌نماید. سامانه *GDAS* نیز وظیفه‌ی جمع‌آوری داده‌های مشاهداتی از سراسر جهان را با استفاده از سامانه‌ی ارتباطات از راه دور (*GTS*^۲) و سایر منابع به صورت بی‌وقفه و پیوسته برعهده دارد. در نهایت داده‌های *FNL* با مدلی مشابه مدلی که مرکز ملی پیش‌بینی محیطی برای تولید داده‌های سامانه پیش‌بینی جهانی (*GFS*^۳) استفاده می‌کند تولید می‌گردد (استاندر، ۱۹۹۷).

۳- یافته‌های تحقیق

۳-۱- گردش جو تابستانه در ترازهای زیرین

به منظور فراهم نمودن یک دید کلی از گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا و بررسی ارتباط بین مؤلفه‌های گردش با توفان‌های گرد و غباری، در این بخش ویژگی‌های مهم برخی از سامانه‌های هم‌دید تأثیرگذار بر اقلیم جنوب غرب آسیا مورد بررسی قرار می‌گیرد. با توجه به بررسی‌های انجام شده، در دوره گرم سال و در پی آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا یک جریان غرب سوی مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد که محل اصلی همگرایی و نزول آن چاهه^۴‌های گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است (مفیدی، ۱۳۸۶). در پی تسلط جریان غرب سو با منشاء موسمی، گردش و اچرخندی گسترده‌ای بر روی جنوب غرب آسیا شکل می‌گیرد که با تشکیل و تداوم مراکز پرفشار شبه ساکنی در ترازهای فوقانی تا ترازهای زیرین جو همراه می‌گردد (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۹). در این میان مهم‌ترین مراکز فشار شبه ساکنی که در ترازهای زیرین جو ویژگی‌های اقلیمی منطقه را از خود متأثر می‌سازند عبارتند از: پرفشار عربستان، و اچرخند ترکمنستان و زبانه‌ی کم فشار^۵ زاگرس (مفیدی، ۱۳۸۶)، (شکل ۱).

براساس بررسی‌های انجام شده مرکز پرفشار عربستان از یک سو محل نزول هوای منشاء یافته از منطقه موسمی جنوب آسیاست و از سوی دیگر در روند تکوین فصلی خود متأثر از واداشت گرمایی سطحی به ویژه واداشت‌های گرمایی^۶ منطقه فلاتی غرب عربستان می‌باشد (زرین و همکاران، ۲۰۱۱). نکته قابل توجه در رابطه با پرفشار عربستان این است که با پیشروی دوره‌ی گرم سال، مرکز پرفشار مذکور ضمن جابه‌جایی شمال غرب سو از محور کوهستانی غرب عربستان تبعیت می‌کند. در عین حال مرکز پرفشار عربستان در طول فصول انتقالی، قوی‌تر از فصل تابستان ظاهر می‌گردد. یکی دیگر از سامانه‌های گردش که اقلیم تابستانه جنوب غرب آسیا را از خود متأثر می‌سازد و اچرخند ترکمنستان است. نتایج بررسی‌ها بیانگر آن است که

¹- Global Data Assimilation System

²- Global Telecommunications System

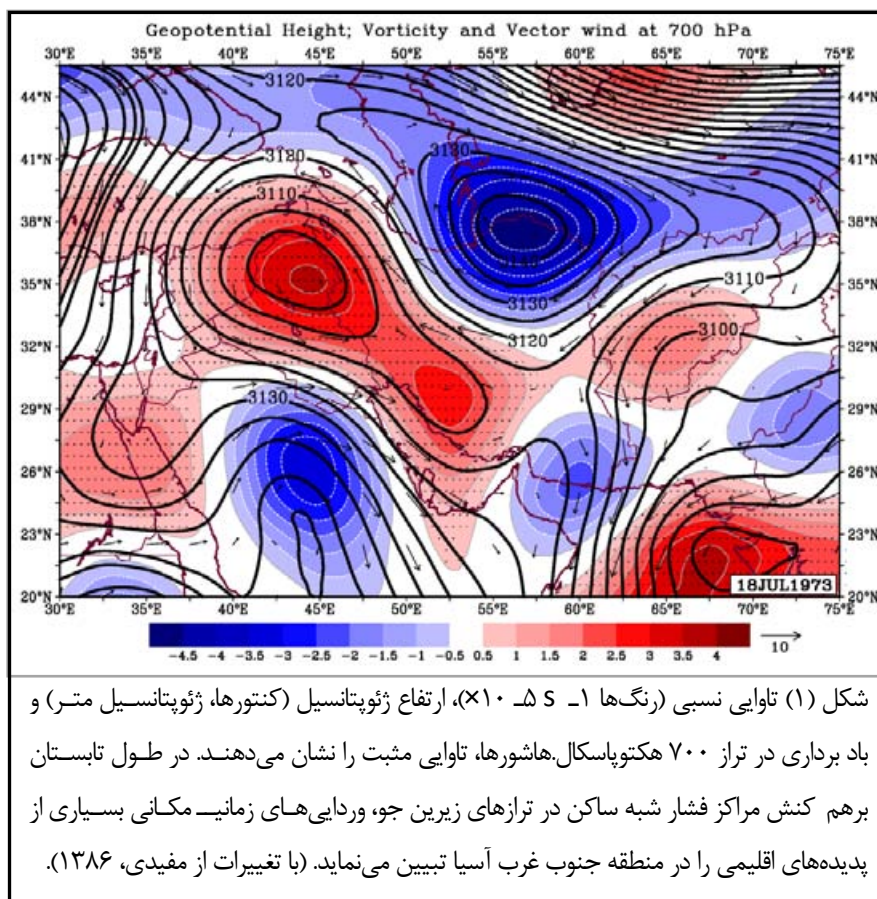
³- Global Forecast System

⁴- Sink

⁵- Barometric Trough

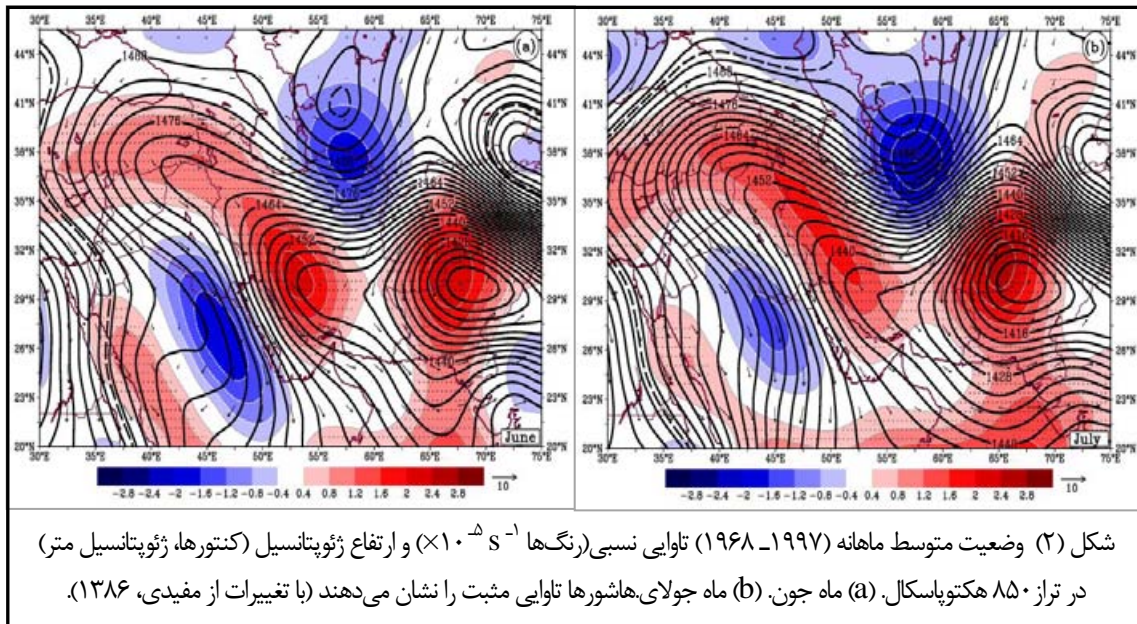
⁶- Thermal Forcing

واچرخند ترکمنستان منطقه‌ی اصلی همگرایی و نزول هوا با منشأ موسمی در جنوب غرب آسیاست. براساس مطالعه‌ی مفیدی و همکاران (۱۳۸۹) همگرایی و نزول مداوم هوای منشأ یافته از گردش موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا در شرق دریای خزر، منجر به تشکیل و تداوم مرکز پرفشاری بر نیمه غربی کشور ترکمنستان می‌گردد. واچرخند ترکمنستان بیشینه گردش واچرخندی خود را در زیر تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال تجربه می‌کند (مفیدی، ۱۳۸۶). وجود مرکز پرفشار بر جانب شرقی دریای خزر در برخی از پژوهش‌های اخیر نیز مورد تایید قرار گرفته است (رادول و هاسکینز، ۱۹۹۶؛ ۲۰۰۱؛ هاسکینز و همکاران، ۱۹۹۹).

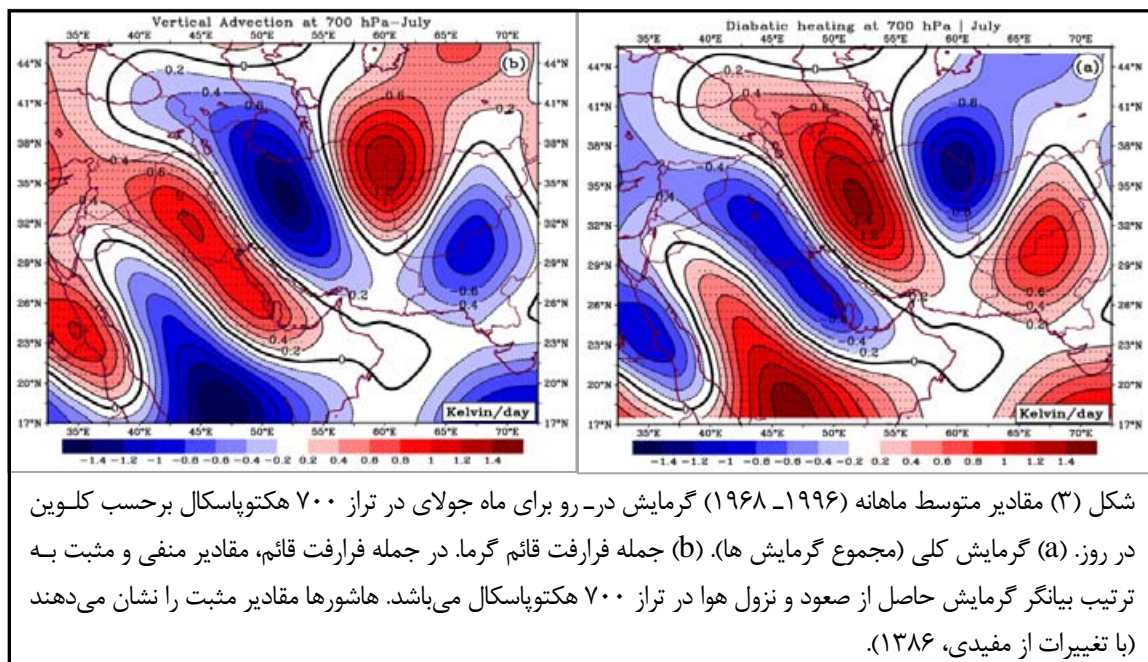


زبان‌های کم فشار زاگرس، سامانه گردشی دیگری است که در مقیاس همدید بر اقلیم منطقه جنوب غرب آسیا تأثیرگذار است. در واقع تشکیل و گسترش زبان‌های کم فشار، بر روی نیمه غربی ایران، ناشی از واداشت‌های گرمایی سطحی به ویژه استقرار رشته کوه زاگرس به عنوان یک منبع گرمای محسوس مرتفع بر روی غرب ایران است. تبعیت زبان‌های کم فشار از جهت استقرار رشته کوه زاگرس از یک سو و تطابق منطقه‌ی بیشینه تاوایی مثبت زبان‌های کم فشار با منطقه‌ی مرتفع زاگرس از سوی دیگر بر نقش واداشت‌های گرمایی رشته کوه زاگرس بر تشکیل زبان‌های کم فشار زاگرس در نیمه غربی ایران صحت می‌گذارد (مفیدی، ۱۳۸۶)، (شکل ۲).

¹ - Rodwell and Hoskins



به منظور درک ماهیت زبانه‌ی کم فشار زاگرس و تعیین میزان نقش واداشت‌های گرمایی سطحی در تشکیل و تکوین مراکز فشار بر روی خاورمیانه، میزان گرمایش در-رو با استفاده از باقی مانده معادله انرژی ترمودینامیک برای ماه جولای محاسبه گردید. شکل ۳- الف میزان گرمایش در-رو که شامل: گرمایش محلی، فرارفت قائم و فرارفت افقی گرماست را بر روی خاورمیانه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد.



جهت درک بهتر واداشت‌های گرمایی سطحی میزان فرارفت قائم گرما به‌طور جداگانه در شکل ۳- ب نشان داده شده است. با توجه به شکل ۳- الف نیمه غربی ایران در ماه جولای بیشینه گرمایش در-روی به میزان $1/4$ کلون در روز را تجربه می‌کند. نکته مهم اینکه گرمایش در-روی ایجاد شده در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال انطباق خوبی با محور استقرار رشته کوه زاگرس و کوههای مرکزی ایران دارد. بررسی شکل ۳- ب مربوط به فرارفت قائم گرما بیانگر آن است

که بیشینه گرما بر روی نیمه غربی ایران در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ناشی از فرارفت قائم گرما، از روی رشته کوه مرتفع زاگرس است (مقادیر منفی بیانگر انتقال گرما از لایه‌های زیرین است). به طوری که بیشینه فرارفت قائم گرما در محدوده ۳۲° تا ۳۵° عرض شمالی و ۵۲° طول شرقی به ۱/۴ کلوین در روز بالغ می‌گردد. از بررسی شکل ۳ می‌توان چنین نتیجه گرفت که در طول تابستان کوه‌های مرتفع فلات ایران، به‌ویژه رشته کوه زاگرس، به عنوان یک منبع گرمای محسوس، تشکیل و گسترش زبانه‌ی کم فشار زاگرس در نیمه غربی ایران را موجب می‌گردند (زرین، ۱۳۸۶؛ زرین و مفیدی، ۱۳۹۰). شایان ذکر است که کم فشار پاکستان نیز با توجه به شکل ۳ از الگوی مشابه کم فشار ایران جهت تشکیل و یا تقویت خود بهره می‌برد. در مقابل گرمایش ایجاد شده بر جانب غربی خلیج فارس (پرفشار عربستان) و جانب شرقی خزر (واچرخند ترکمنستان) ناشی از فرارفت قائم گرما از ترازهای بالاتر می‌باشد (مفیدی، ۱۳۸۶).

۳-۲- الگوهای همدیدی توفان‌های گرد و غباری جنوب غرب ایران

پس از بررسی وضعیت فشار، تاوایی نسبی، مقادیر سرعت قائم، شدت و جهت جریان و مناطق همگرایی و واگرایی هوا در ترازهای مختلف جو برای دوره‌های دارای توفان‌های گرد و غباری، الگوهای همدیدی اصلی توفان‌های گرد و غباری شدید جنوب غرب ایران در دوره گرم سال به شرح زیر تعیین و مقایسه گردید.

۳-۲-۱- الگوی زوجی

الگوی زوجی خود براساس زمان وقوع توفان‌های گرد و غباری به دو الگوی زوجی تابستانه و الگوی زوجی انتقالی تقسیم می‌گردد:

الف) الگوی زوجی تابستانه

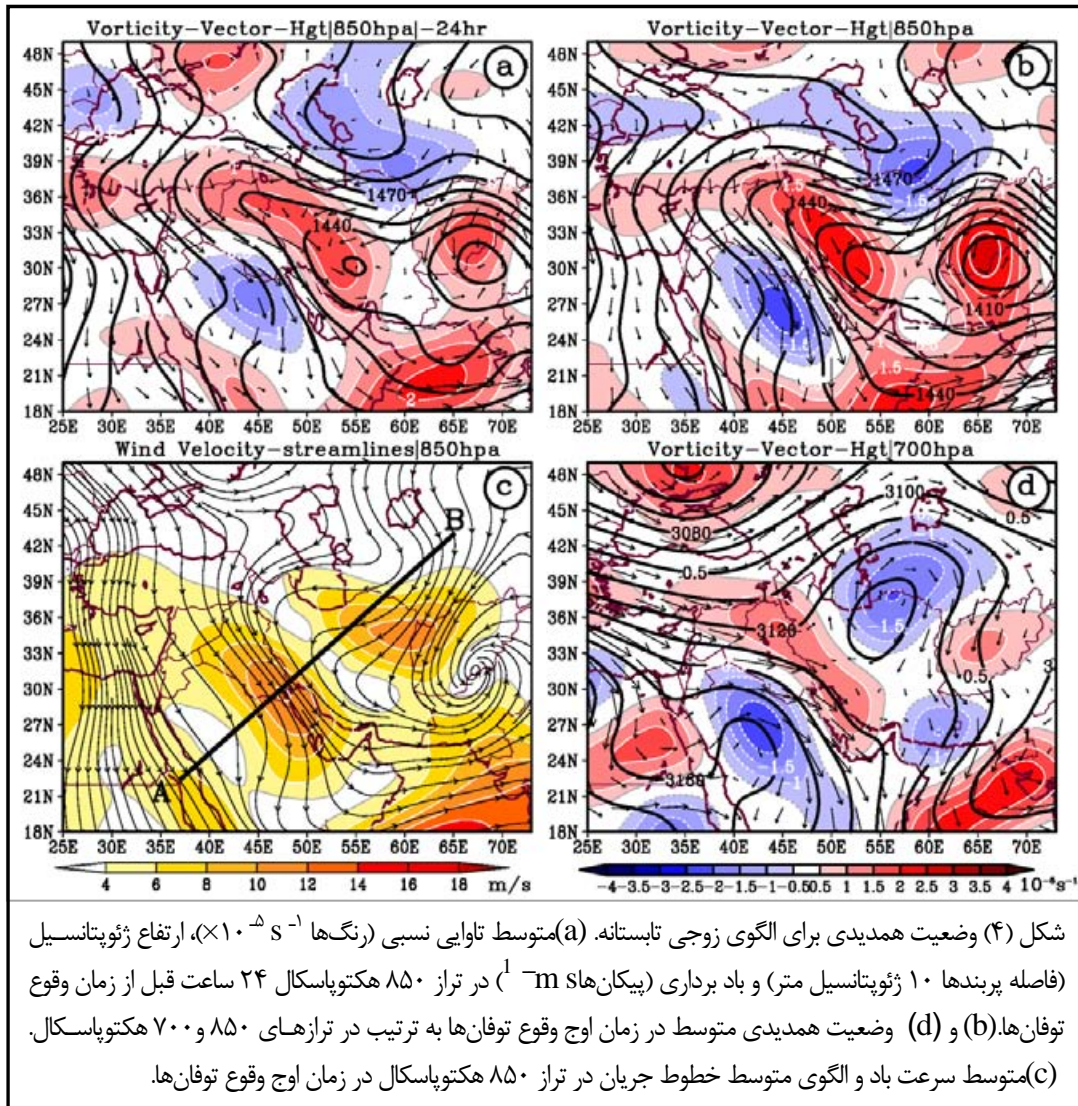
الگوی زوجی تابستانه الگوی اصلی و غالب توفان‌های گرد و غباری در فصل تابستان در جنوب غرب ایران است. در این الگو با استقرار یک مرکز پرفشار بر جانب شمال غرب خلیج فارس و شمال عربستان، یک گردش واچرخندی در ترازهای زیرین جو بر روی مناطق غربی و شمال غربی خلیج فارس ایجاد می‌گردد. از سوی دیگر وجود زبانه‌ی کم فشار زاگرس که تقریباً تمام طول رشته کوه‌های زاگرس را در بر گرفته است، شکل‌گیری گردش چرخندی در شمال سوی پرفشار عربستان را در پی داشته است (شکل ۴-الف). وجود این دو مرکز فشاری در کنار یکدیگر سبب می‌گردد که در اثر جریانات واچرخندی ناشی از پرفشار عربستان و جریانات ایجاد شده توسط زبانه‌ی کم فشار زاگرس، یک منطقه‌ی همشارش^۱ جرم و همگرایی جریانات در بین این دو مرکز فشاری ایجاد گردد (شکل ۴-ب).

چنین آرایشی از مراکز فشار، ضمن افزایش قابل ملاحظه شیب فشار و تاوایی در ترازهای زیرین، با شکل‌گیری و یا تقویت بادهای نسبتاً شدیدی با جهت شمال غرب - جنوب شرق همراه می‌گردد (شکل ۴-ج). نکته‌ی قابل توجه در این زمینه آن است که این دو مرکز فشاری در طول دوره‌ی گرم سال ویژگی‌های غالب گردش جو زیرین بر روی خاورمیانه محسوب می‌گردند، در حالی که در در دوره‌ی گرم سال هر روز توفان گرد و غباری رخ نمی‌دهد. در بررسی علت تقویت مراکز فشاری یادشده این نکته آشکار گردید که عمدتاً به دنبال تقویت و گسترش جنوب سوی واچرخند ترکمنستان (شکل ۵-ج)، شیوه افقی باد^۲ در ترازهای زیرین جو افزایش یافته، که در ادامه سبب تقویت گردش چرخندی در زبانه‌ی کم فشار زاگرس گردیده است (شکل ۵-ب). چنین سازوکاری به‌طور همزمان پرفشار عربستان را

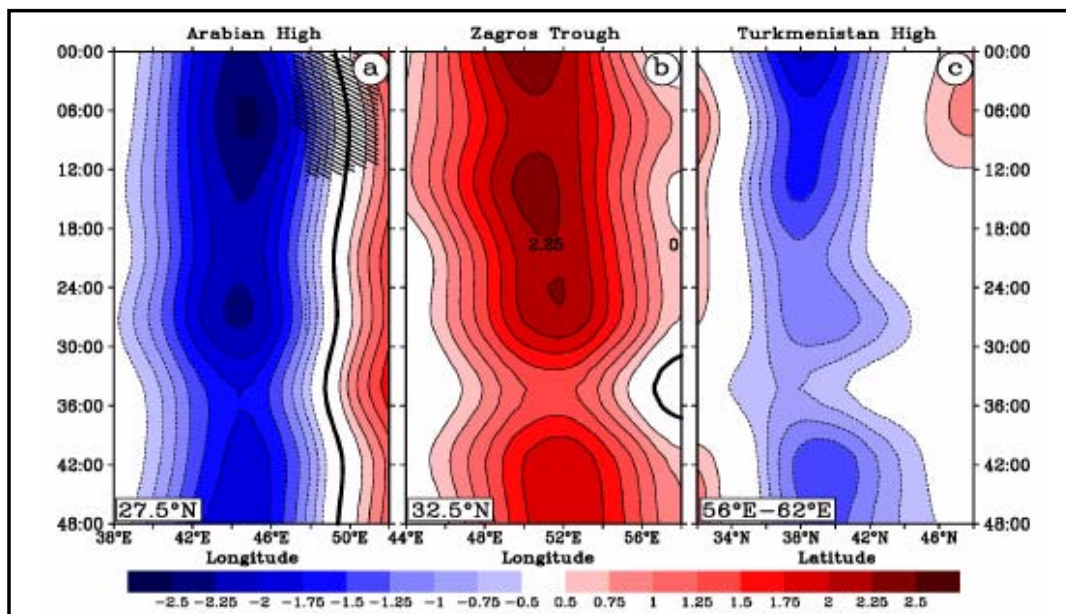
¹- Confluence

²- Horizontal wind shear

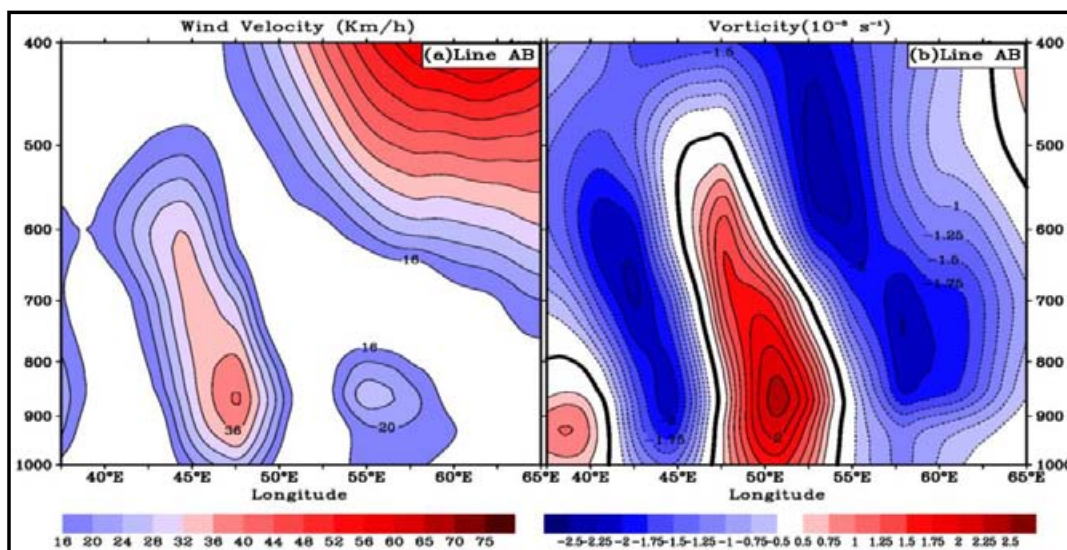
نیز تقویت نموده (شکل ۵ - الف) که در نهایت در یک فرآیند پسخور مثبت، ضمن تقویت تمامی سامانه‌های گردشی در ترازهای زیرین جو (شکل ۴- ب، ۴- د و شکل ۵)، شکل‌گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال را در منطقه‌ی همشارش زبانه‌ی کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان در پی دارد (شکل ۴- ج و ۶- الف).



بدین ترتیب تقویت سامانه‌های یاد شده با تقویت جریانات شمال - شمال غربی بر روی غرب خلیج فارس امکان برداشت گرد و غبار از مناطق آبرفتی واقع در عراق، سوریه و شمال عربستان را ممکن می‌سازد. شکل ۶ یک برش عرضی از شدت متوسط وزش باد شمال و تاوایی نسبی را در امتداد قائم، برای زمان اوج وقوع توفان‌ها نشان می‌دهد (خط A-B در شکل ۴- ج). مقایسه دو شکل ۶- الف و ۶- ب بیانگر آن است که باد شمال در محدوده تاوایی صفر (خط سیاه پر رنگ در شکل ۶- ب و در محدوده $47/5^{\circ}E$) و در ارتفاعی حدود ۱۵۰۰ متر (۸۵۰ هکتوپاسکال) به بیشینه سرعت خود می‌رسد. به عبارتی بالاترین شیب افقی تاوایی بین دو مرکز گردش چرخندی (کمینه در طول $E 5^{\circ}$) و واچرخندی (بیشینه در طول $E 45^{\circ}$) در ارتفاعی حدود ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر به وقوع می‌پیوندد که منجر به شکل‌گیری یک جت تراز زیرین بر روی منطقه‌ی خلیج فارس (شکل ۶- الف، طول $E 47/5^{\circ}$) می‌گردد.



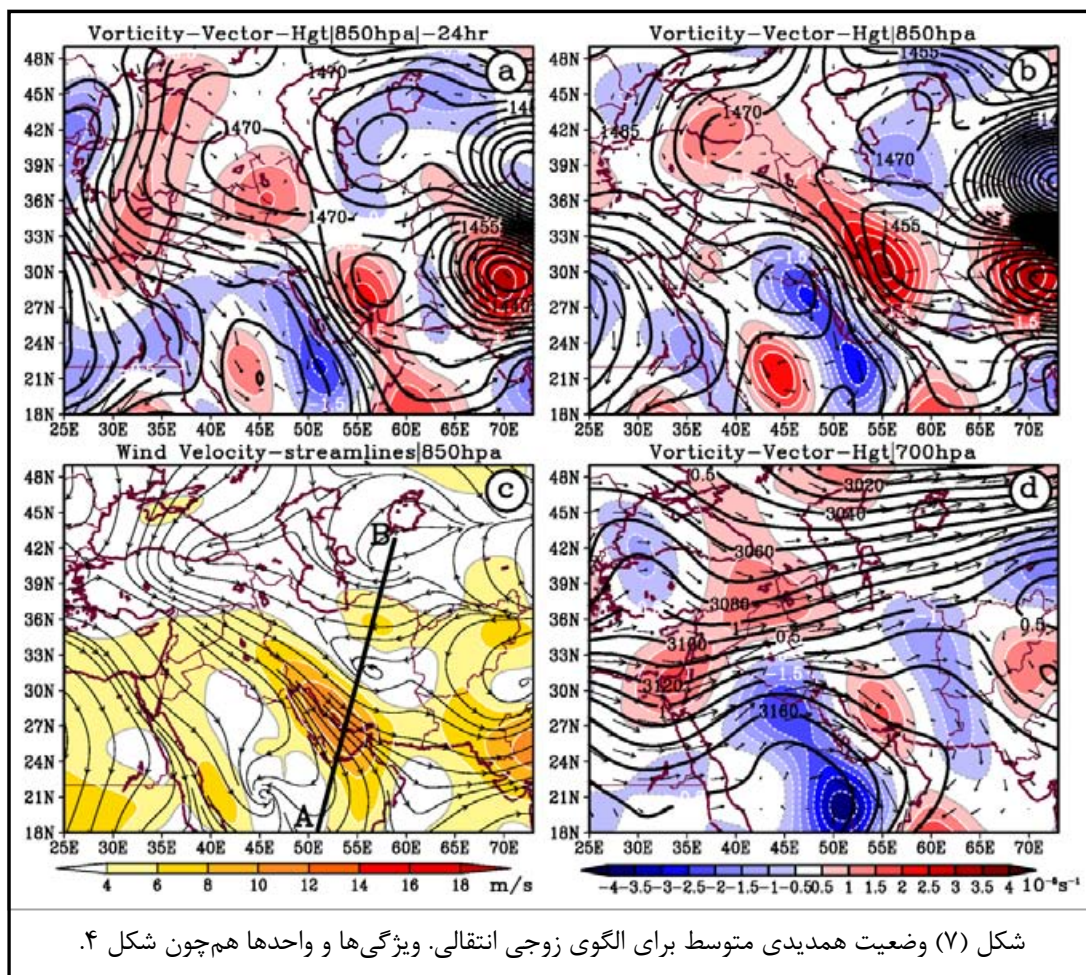
شکل (۵) روند متوسط تغییرات تاوایی نسبی ($\times 10^{-6} s^{-1}$) در حدفاصل زمانی ۶ ساعته از ۴۸ ساعت قبل از وقوع توفان‌ها تا زمان اوج وقوع آن‌ها (ساعت صفر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای الگوی زوجی تابستانه. (a)، (b) و (c) به ترتیب تغییرات شدت تاوایی را در پرفشار عربستان، زبانه‌ی کم فشار زاگرس و پرفشار ترکمنستان نشان می‌دهند. محور قائم در تمامی شکل‌ها بیانگر زمان و محور افقی در دو شکل (a) و (b) بیانگر طول و در شکل (c) بیانگر عرض جغرافیایی است. منطقه‌هاشوردار در شکل (a) سرعت باد بیش از ۱۰ متر بر ثانیه را نشان می‌دهد. تاوایی منفی با رنگ آبی و تاوایی مثبت با رنگ قرمز نشان داده شده است.



شکل (۶) نیم‌رخ‌های قائم برای برش عرضی تعیین شده در شکل ۴-ج (خط B-A) در الگوی زوجی تابستانه. (a) شدت متوسط باد و (b) تاوایی نسبی. محور قائم ترازهای فشاری (۴۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال) و محور افقی طول جغرافیایی.

ب) الگوی زوجی انتقالی

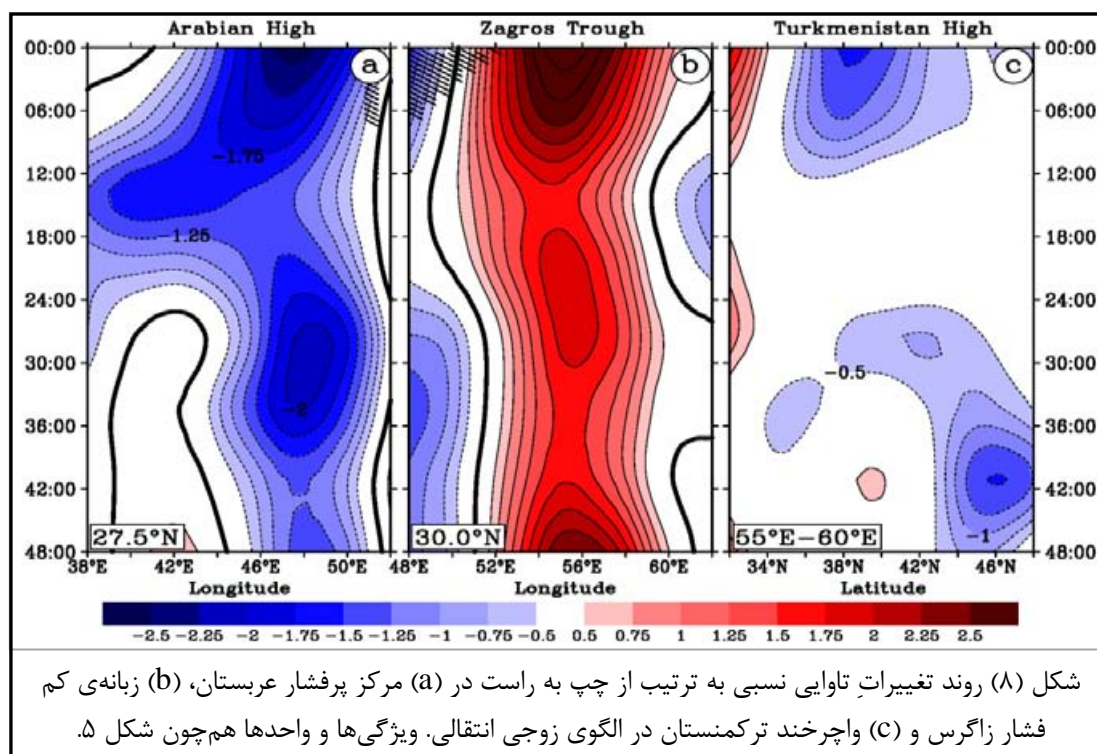
الگوی زوجی انتقالی که در واقع زمان وقوع آن مربوط به گذار از فصل بهار به تابستان است همان شرایط الگوی زوجی تابستانه را دارد. با این تفاوت که در فرآیند شکل‌گیری این الگو، برخلاف الگوی زوجی تابستانه، هنوز پرفشار عربستان حرکت غرب سوی خود را به پایان نرسانیده و در جایگاه تابستان خود استقرار نیافته است. مضاف بر این در زمان وقوع الگوی زوجی انتقالی، هنوز واچرخند ترکمنستان نیز به بیشینه شدت تابستانه خود نرسیده و در واقع جابه‌جایی جنوب سوی واچرخند ترکمنستان بیش از میزان شدت گردش واچرخندی در مرکز آن در تقویت زبانه‌ی کم فشار زاگرس نقش دارد (شکل ۸-ج). هم‌چنین زبانه‌ی کم فشار زاگرس به واسطه آن‌که در ابتدای دوره‌ی تشکیل خود قرار دارد، عمدتاً بر نیمه‌جنوبی رشته کوه‌های زاگرس جای گرفته، به‌طور کلی در این زمان از سال هر دو سامانه پرفشار عربستان و زبانه‌ی کم فشار زاگرس در یک موقعیت جنوبی‌تر (شکل ۷) و شرقی‌تر (شکل ۸-الف و ۸-ب) قرار دارند.

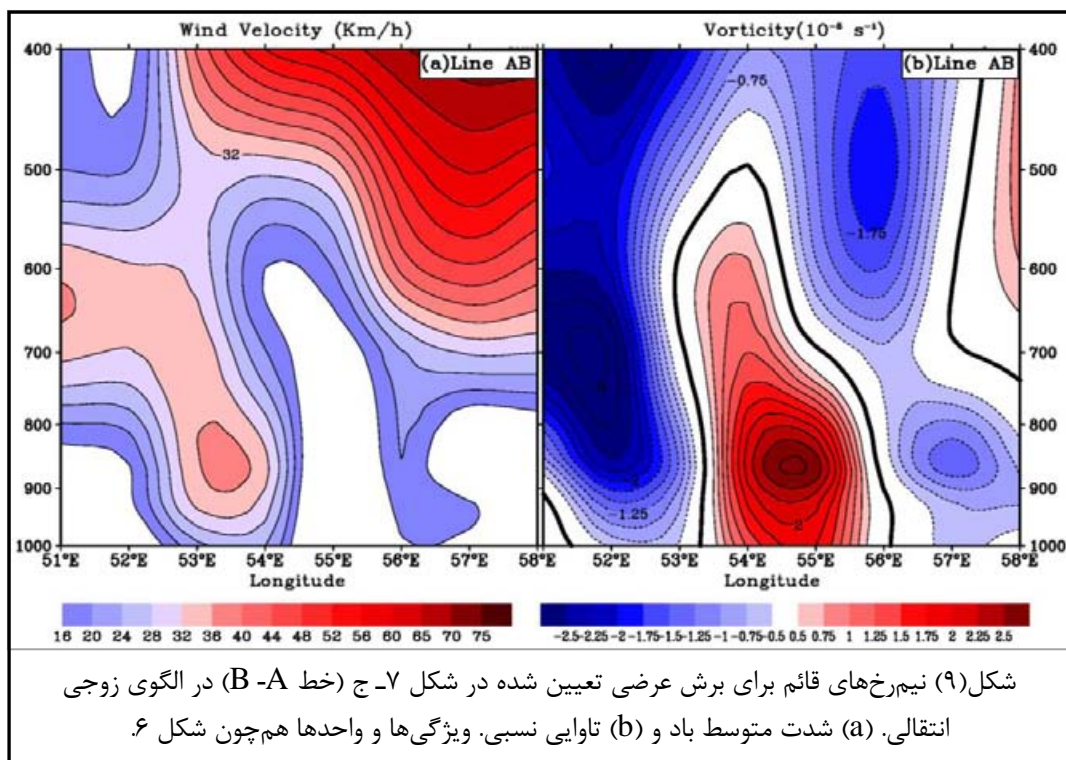


نکته‌ی دیگر آن‌که پرفشار عربستان در این زمان از سال (ماه می تا اواسط جون) در مقایسه با تابستان از شدت و گستردگی بیشتری برخوردار است. چنان‌که بررسی‌ها نشان می‌دهد در ماه‌های انتقالی بهار، پرفشار عربستان به شکل یک مرکز واچرخندی قوی بر روی منطقه ظاهر می‌شود، به‌طوری‌که کنتورهای ارتفاعی آن امکان بسته شدن در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را هم پیدا می‌نمایند (مفیدی، ۱۳۸۶). این در حالی است که در تابستان به واسطه گرمایش سطحی شدید،

گردش و اچرخندی در ترازهای زیرین ضعیف‌تر شده و مشاهده سلول بسته پر ارتفاع در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کمتر امکان پذیر است. نکته قابل توجه دیگر آن که در الگوی زوجی انتقالی پرفشار عربستان به شکل محسوسی برجسته‌تر از وضعیت خود در الگوی زوجی تابستانه به نظر می‌رسد (شکل ۹- ب را با ۶- ب مقایسه کنید). در این الگو نیز در اثر حرکت جنوب سوی و اچرخند ترکمنستان شیو افقی باد و همچنین شیب فشار در مقیاس منطقه‌ای افزایش می‌یابد که در ادامه سبب تقویت گردش چرخندی در زبانه‌ی کم فشار زاگرس و به‌طور همزمان تقویت گردش و اچرخندی در پرفشار عربستان می‌گردد (شکل ۸- الف تا ۸- ج).

برخلاف الگوی زوجی تابستانه در الگوی انتقالی، جابه‌جایی جنوب سو و تقویت و اچرخند ترکمنستان تنها حدود ۶ تا ۱۲ ساعت قبل از وقوع توفان‌ها مشاهده می‌گردد (شکل ۸- ج). نتیجه‌ی نهایی آن که تقویت دو سامانه فشاری یاد شده جریان‌ات شمال غرب جنوب شرقی را در منطقه‌ی همشارش بین این مرکز فشار به وجود می‌آورد (شکل ۷ و ۹)، که با وقوع توفان‌های گرد و غباری در مقیاس منطقه‌ای در منطقه‌ی خلیج فارس همراه می‌گردد. همان طوری که در شکل ۹ مشاهده می‌گردد زبانه‌ی کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان بیشینه تاوایی نسبی خود را در ترازهای زیرین جو تجربه می‌نمایند (شکل ۹- ب). به‌طوری‌که بیشینه شیب فشار به پیدایش یک باد شمال قوی در ترازهای زیرین جو و در فواصل تراز ۸۵۰ تا ۹۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه خلیج فارس می‌انجامد (شکل ۷- ج و ۹- الف).

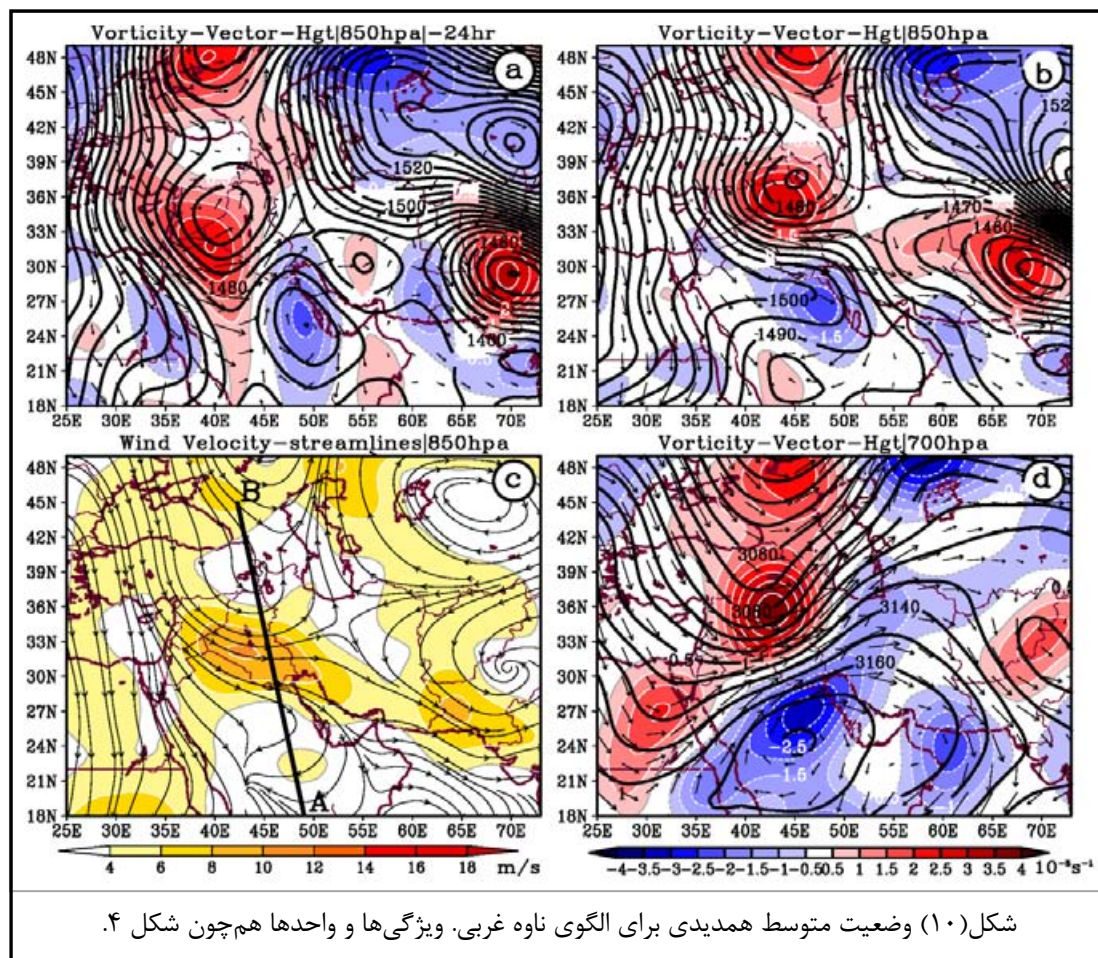




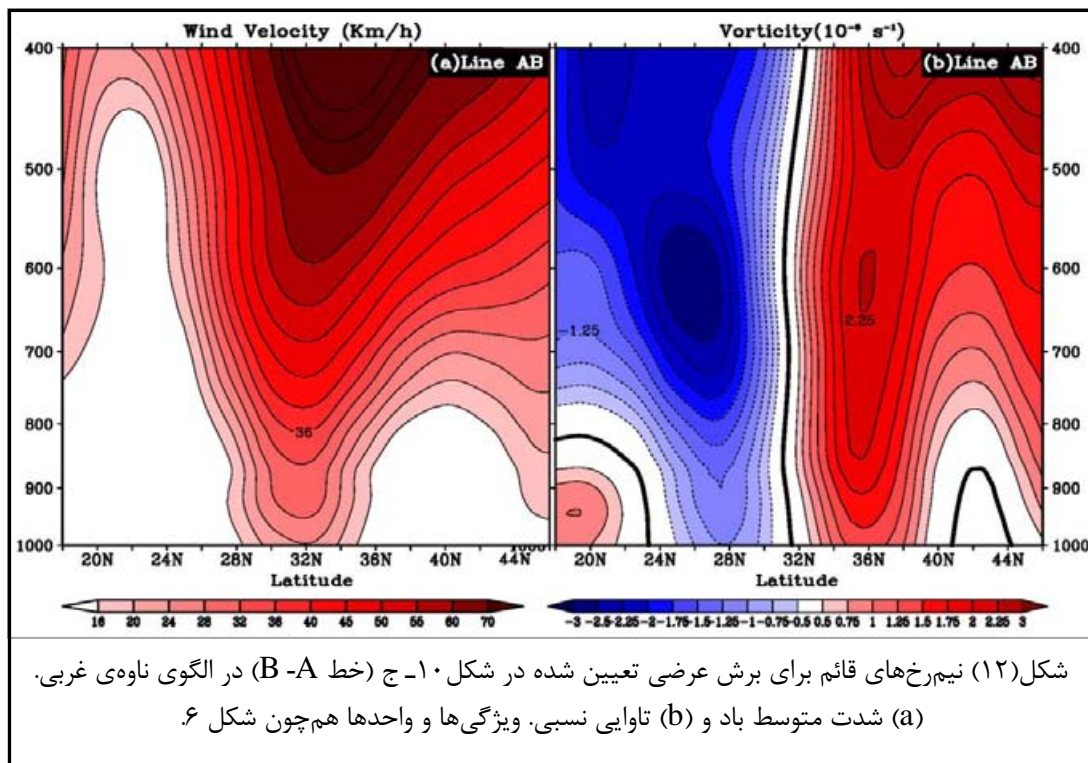
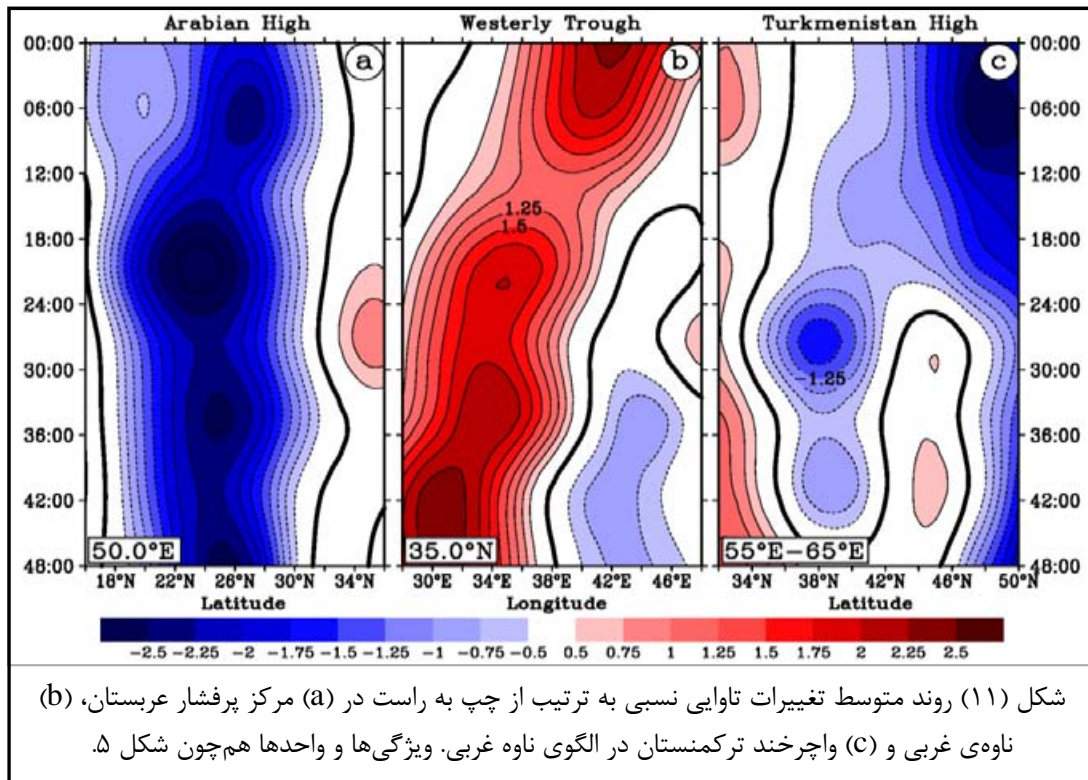
۲-۲-۲- الگوی ناوه غربی

این الگو به سبب گسترش یک ناوه‌ی تراز میانی که از عرض‌های بالاتر به غرب خاورمیانه نفوذ نموده و موجب شکل‌گیری یک مرکز کم فشار یا مرکز گردش چرخندی بر جانب شمالی عراق و شرق سوریه گردیده قابل شناسایی است (شکل ۱۰-الف). استقرار همزمان پرفشار عربستان در جایگاه تابستانه خود در غرب خلیج فارس و بر جانب جنوبی ناوه‌ی موج غربی موجب شکل‌گیری یک شیوه افقی نصف‌النهاری شدید باد همراه با اختلاف فشار نصف‌النهاری زیاد بین ناوه و پرفشار عربستان می‌گردد. در چنین شرایطی کنتورهای ارتفاعی بسیار به هم نزدیک شده (شکل ۱۰-ب و ۱۰-د) و جریانات شرق سوی قوی در ترازهای میانی شکل می‌گیرد (شکل ۱۲-الف). در همین زمان در ترازهای میانی جو بادهای قوی جهت جنوب غربی-شمال شرقی به خود می‌گیرند (شکل ۱۰-د).

در زمان اوج وقوع توفان‌های گرد و غباری جریانات زیرین جو در یک حرکت شرق سو از جانب عراق به سمت جنوب غرب ایران می‌وزند (شکل ۱۰-ج). در واقع در الگوی ناوه‌ی غربی، جریان تابستانه‌ی غالب بر روی منطقه (باد شمال) برای مدتی با یک جریان غرب- جنوب غربی در ترازهای میانی و زیرین جایگزین می‌گردد. جریان یاد شده در ترازهای زیرین جو آن قدر قوی هست که به واسطه وجود کم فشار در سطح زمین و جریانات صعودی ناشی از همگرایی هوا و گردش چرخندی، بلند شدن و انتقال ذرات گرد و غبار از منطقه عراق و سوریه به مناطق جنوب غربی و داخلی ایران را امکان پذیر سازد. از سوی دیگر در حالی که الگوهای زوجی تابستانه و زوجی انتقالی تنها انتقال گرد و غبار را در منطقه خلیج فارس ممکن می‌سازند، در مقابل الگوی ناوه‌ی غربی به واسطه حرکت شرقی سوی ناوه، پخش فراگیر ذرات گرد و غبار را در سطح کشور ممکن می‌سازد. بدین ترتیب این الگو علاوه بر مناطق جنوب غربی، مناطق غربی و حتی مرکزی ایران را نیز تحت تأثیر خود قرار می‌دهد.



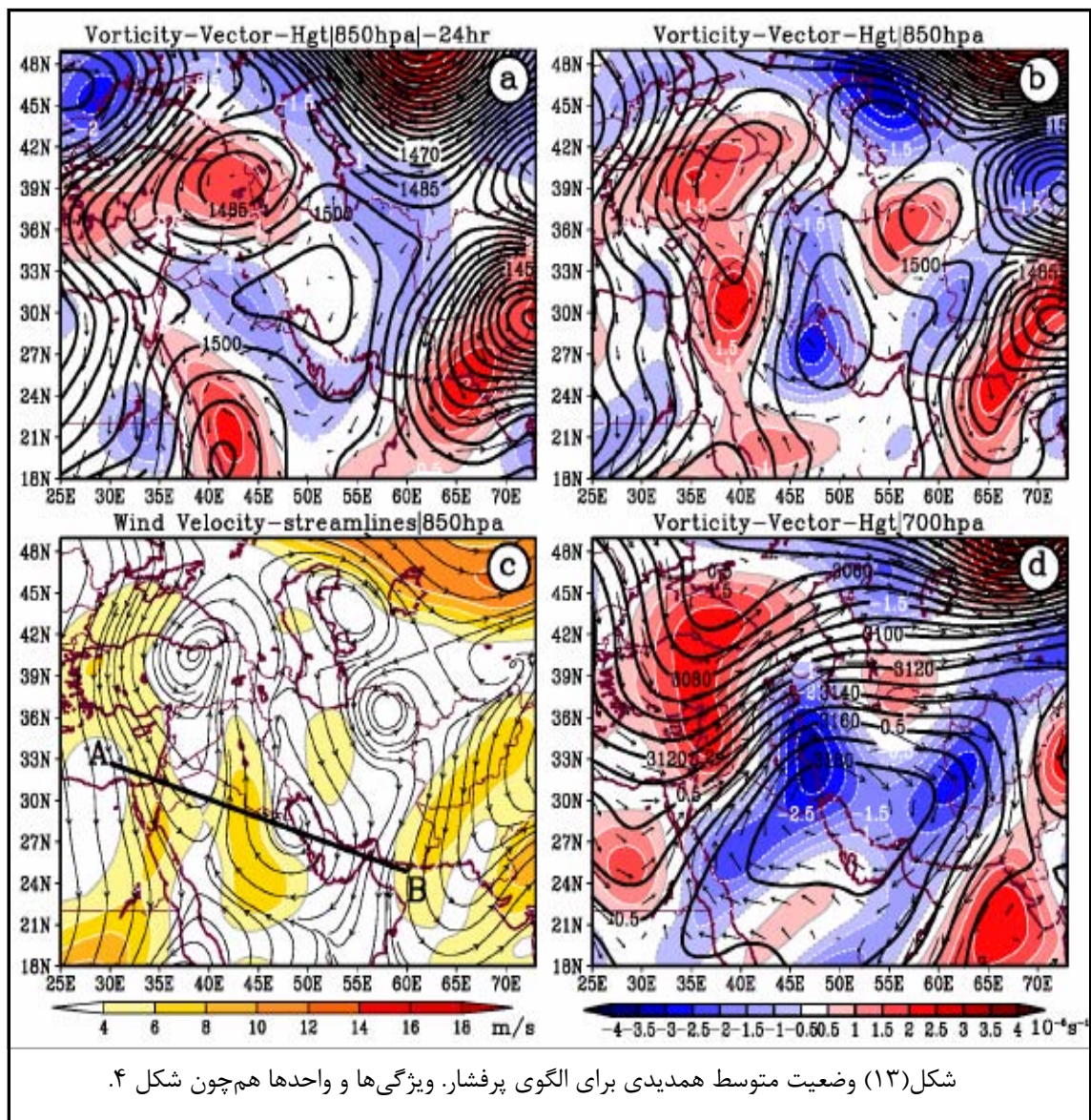
در این الگو جابه‌جایی شمال سوی واچرخند ترکمنستان و تقویت آن در عرض‌های بالاتر (شکل ۱۱-ج) با ایجاد نوعی مانع در مسیر حرکت موج غربی، عمیق شدن ناوه‌ی موج بر غرب خاورمیانه را ممکن می‌سازد (شکل ۱۰). در حقیقت جابه‌جایی شمال سو و ناگهانی واچرخند ترکمنستان تا عرض $50^{\circ}N$ حدود ۲۴ ساعت قبل از شکل‌گیری توفان‌ها (شکل ۱۱-ج)، نفوذ ناوه‌ی غربی را بر غرب خاورمیانه در پی داشته است (شکل ۱۱-الف). نفوذ ناوه‌ی تراز میانی با افزایش قابل ملاحظه‌ی شیب فشار و تاوایی در امتداد نصف‌النهاری در محدوده‌ی عراق تا سوریه همراه گشته (شکل ۱۲-ب، عرض $32^{\circ}N$)، که در نهایت جریان شرق سوی قویی را در تمام وردسپهر تا سطح زمین موجب گردیده است (شکل ۱۲-الف، عرض $32^{\circ}N$). در این الگو اگرچه پرفشار عربستان جابه‌جایی شمال سوی محسوسی را در دوره‌ی وقوع توفان‌ها از خود نشان نمی‌دهد (شکل ۱۱-الف)، اما به واسطه‌ی نفوذ ناوه‌ی موج غربی از ۴۸ ساعت قبل بر روی خاورمیانه و حرکت شرق سوی موج (شکل ۱۱-ب) به‌طور قابل ملاحظه‌ای تقویت می‌گردد. شکل ۱۱ این روابط را به خوبی به نمایش گذاشته است.

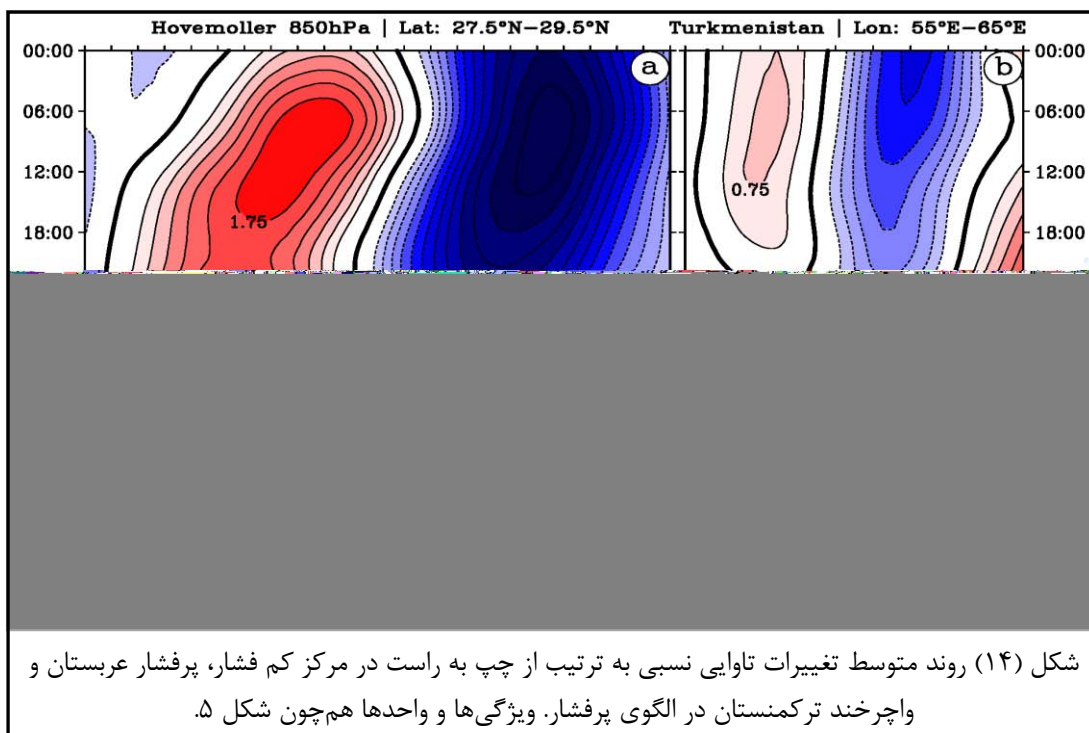


۳-۲-۳ الگوی پرفشار

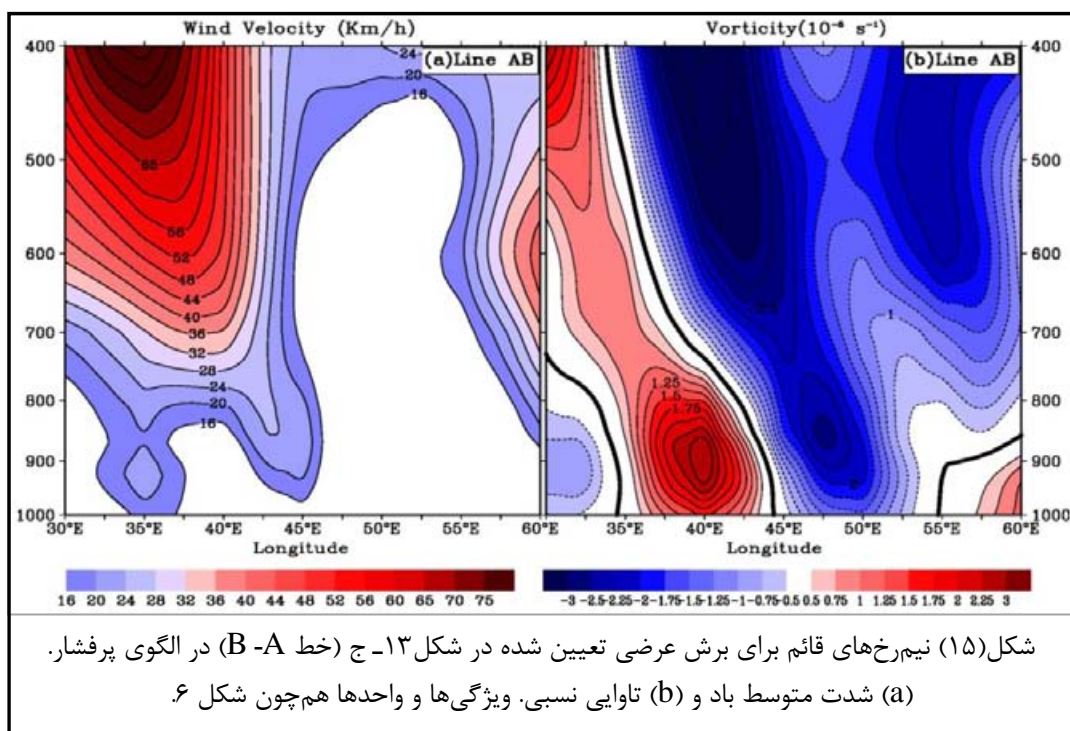
الگوی پرفشار در قیاس با سه الگوی قبلی ساختار کاملاً متفاوتی را نشان می‌دهد. در این الگو در زمان اوج وقوع توفان‌ها یک مرکز پرفشار بر تمامی مناطق غربی کشور تسلط دارد و نزول گسترده‌ای را بر روی منطقه خلیج فارس و جنوب غرب ایران ایجاد می‌نماید (شکل ۱۳). در این الگو مرکز کم فشاری نیز به‌طور هم‌زمان و برجانب غربی

پرفشار بر روی غرب عراق، سوریه و اردن شکل می‌گیرد (شکل ۱۳-ب). تنها سازوکاری که می‌تواند این الگو را به گرد و غبارهای جنوب غرب ایران مرتبط سازد، وجود کم فشار بر جانب غربی پرفشار است. می‌توان سازوکار حاکم را این چنین تشریح کرد که شکل‌گیری گردش چرخندی و صعود هوا در محدوده‌ی غرب عراق تا سوریه و شمال عربستان برداشت ذرات ریز گرد و غبار را از این مناطق بیابانی و خشک ممکن می‌سازد. در ادامه کم فشار مذکور سبب انتقال گرد و غبار به درون پرفشار عربستان که در این زمان بر روی مناطق جنوب غرب و غرب ایران جای گرفته است می‌شود. پرفشار عربستان نیز سبب نزول ذرات گرد و غبار و پخش آن‌ها بر روی منطقه می‌شود (شکل ۱۳-ب و ۱۳-د).





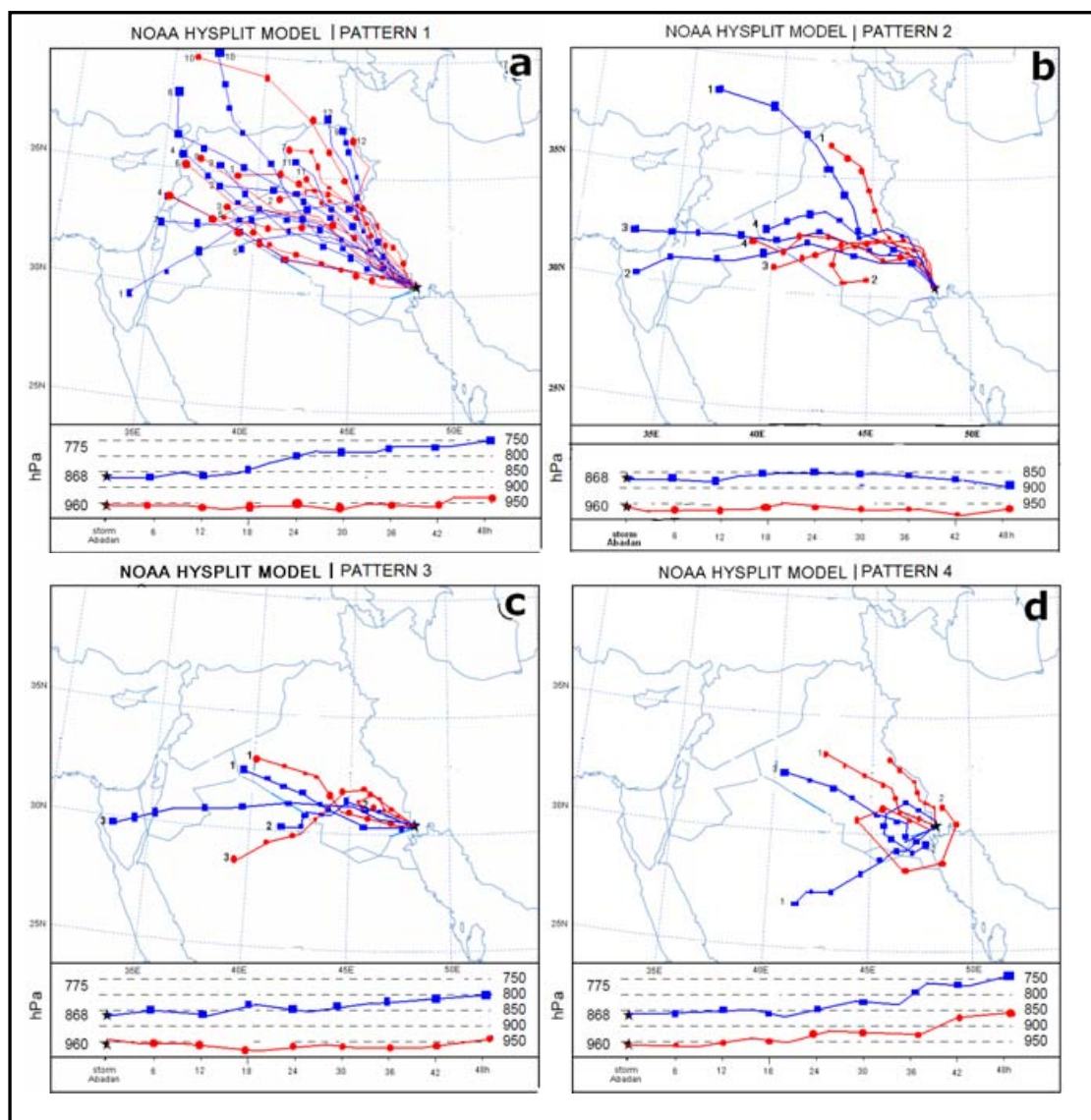
در این الگو به واسطه استقرار مرکز پرفشار، بادهای جنوب غرب ایران از شدت کمتری برخوردارند (شکل ۱۳-ج و ۱۵-الف). گردش واچرخندی مسلط بر روی منطقه در ترازهای میانی و فوقانی ورسپهر از شدت و گستردگی بیشتری برخوردار است (شکل ۱۵-ب). نحوه‌ی استقرار و تکوین پرفشار عربستان (تاوایی منفی) و مرکز گردش چرخندی واقع در غرب آن (تاوایی مثبت) از ۴۸ ساعت قبل تا زمان آغاز توفان‌ها در شکل ۱۴-الف نشان داده شده است. در این الگو واچرخند ترکمنستان در زمان وقوع توفان‌ها کمی ضعیف‌تر گردیده و به عرض‌های بالاتری جابه‌جا شده و نقشی را ایفاء نمی‌نماید (شکل ۱۴-ب).



۳-۳- بررسی منابع گرد و غبار با استفاده از مدل *HYSPLIT*

جهت تعیین منابع اصلی گرد و غبار برای هریک از توفان‌های گرد و غباری از مدل *HYSPLIT* استفاده شد. مدل لاگرانژیی یادشده امکان ردیابی پسگرد ذرات گرد و غبار در ایستگاه آبادان را تا ۴۸ ساعت قبل از زمان وقوع هر یک از توفان‌ها فراهم نمود. برای تمامی توفان‌ها، ذرات در دو ارتفاع ۱۰۰ و ۱۰۰۰ متری از سطح زمین در حواصل زمانی ۶ ساعت ردیابی شدند. مدل امکان نمایش مسیر ردیابی شده را در دو نمای افقی (بخش بالا در هر شکل) و قائم (بخش پایین در هر شکل) فراهم می‌نماید. در نهایت خروجی‌های مدل در قالب چهار الگوی همدیدی ارائه گردیده است.

بررسی مسیرهای انتقال ذرات در توفان‌های مربوط به الگوی زوجی تابستانه بیانگر آن است که در تمامی توفان‌های گزارش شده، ذرات غبار مسیر مشابهی را از شمال غرب به جنوب شرق تا ایستگاه آبادان پیموده‌اند. به عبارتی دیگر با در نظر گرفتن بررسی‌های همدیدی انجام شده و خروجی مدل *HYSPLIT* باد شمال سازوکار اصلی انتقال ذرات غبار از محدوده ایی در حدفاصل عراق، سوریه تا شرق مدیترانه به منطقه مورد مطالعه می‌باشد. به همین جهت در الگوی زوجی تابستانه مسیرهای انتقال ذرات غبار در هر دو سطح ۱۰۰ و ۱۰۰۰ متری تابعی از مسیر و جهت حرکت باد شمال محسوب می‌گردد (شکل ۱۶-الف). نکته‌ی مهم دیگری که از بررسی خروجی‌های مدل حاصل می‌گردد آن است که ذرات گرد و غبار در لایه‌ای کم عمق و در پایین‌ترین لایه‌های جو به منطقه منتقل می‌گردند. خط قرمز در شکل ۱۶-الف (بخش پایینی شکل) مسیر حرکت متوسط ذرات غبار در ارتفاع ۱۰۰ متری از سطح زمین را از ۴۸ ساعت قبل تا زمان وقوع توفان‌ها نشان می‌دهد. در واقع شکل یاد شده از وجود یک جت تراز زیرین خبر می‌دهد که موجب انتقال افقی ذرات گرد و غبار در یک لایه کم عمق گردیده و از پخش عمودی آن در لایه‌های بالاتر جو جلوگیری می‌کند. پیدایش چنین شرایطی، همان‌طوری که در بررسی‌های همدیدی ارائه شد، ناشی از شیب فشار بسیار زیاد بین زبانه‌ی کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان است. یافته‌ی فوق توضیح مناسبی را برای این سوال فراهم می‌آورد که چرا داده‌های برخی از سنجنده‌های ماهواره‌ای، پدیده‌ی گرد و غبار و گسترگی و شدت آنرا در منطقه عراق و خلیج فارس در قیاس با سایر مناطق خاورمیانه به خوبی آشکار نمی‌سازند. بر این اساس می‌توان گفت اگر چه سنجنده‌های ماهواره‌ای، غبار مسن و ارتفاع یافته را در طول موج‌های برگشتی از زمین به خوبی آشکار می‌سازند (مه‌والد و دافرسنه، ۲۰۰۴؛ انگلستادتر و همکاران، ۲۰۰۶؛ واکر و همکاران، ۲۰۰۹)، اما در کشف تمرکز بالای گرد و غبار در لایه‌ی مرزی، چنان که به واسطه تسلط باد شمال در طول تابستان در محدوده خلیج فارس و عراق اتفاق می‌افتد، کارایی لازم را نداشته‌اند (مه‌والد و دافرسنه، ۲۰۰۴). همین امر تناقض آشکار بین بررسی‌های پایه مشاهداتی (میدلتن، ۱۹۸۶a؛ ۱۹۸۶b) و ماهواره‌ای (گادی و میدلتن، ۲۰۰۰؛ ۲۰۰۶؛ پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ واشنگتن و همکاران، ۲۰۰۳) را در تبیین فضایی فراوانی و شدت توفان‌های گرد و غباری در خاورمیانه موجب گردیده است.



شکل (۱۶) خروجی مدل *HYSPLIT* برای مناطق منشأ گرد و غبار در ۴ الگوی همدیدی. (a) الگوی زوجی تابستانه (b) الگوی زوجی انتقالی (c) الگوی ناوه غربی و (d) الگوی پرفشار. علامت ستاره در تمامی شکل‌ها موقعیت ایستگاه آبادان را نشان می‌دهد. ذرات در ایستگاه آبادان برای ارتفاع ۱۰۰ متری (خط قرمز) و ۱۰۰۰ متری (خط آبی) از سطح زمین از ۴۸ ساعت قبل تا زمان اوج وقوع هر توفان در حفاصل زمانی ۶ ساعت ردیابی شدند. در پایین هر شکل ردیابی پسگرد ذرات تا ۴۸ ساعت قبل در نیم‌رخ قائم جو براساس مختصات فشاری به نمایش در آمده است.

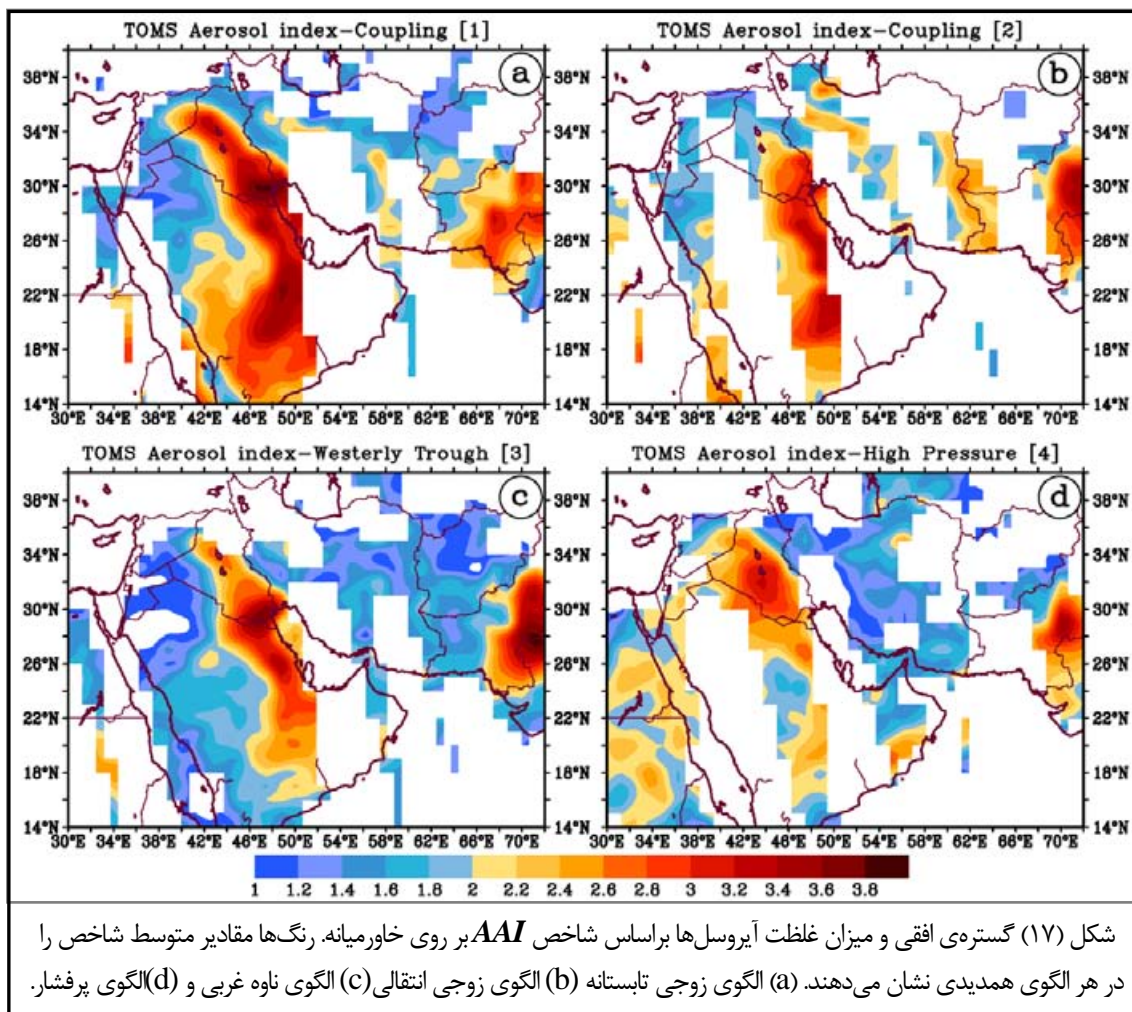
بررسی مسیرهای انتقال ذرات در الگوی زوجی انتقالی بیانگر شباهت این الگو با الگوی زوجی تابستانه است (شکل ۱۶-ب). تنها تفاوت موجود در مسیر حرکت ذرات در ارتفاع ۱۰۰۰ متری به چشم می‌خورد؛ بدین ترتیب که در الگوی زوجی انتقالی ارتفاع ذرات رسیده به آبادان در این سطح در طی یک دوره ۴۸ ساعته قبل از آن بدون تغییر مانده، در حالی که در الگوی زوجی تابستانه ذرات در مسیر حرکت خود ابتدا در ارتفاع بالاتری قرار داشته‌اند و سپس بتدریج به ارتفاع پایین‌تر نزول نموده‌اند و در نهایت در زمان اوج توفان در ارتفاع ۱۰۰۰ متری جای گرفته‌اند. ذرات در الگوی ناوه غربی نیز شرایطی تقریباً مشابه الگوی زوجی تابستانه را تجربه نموده‌اند. با این تفاوت که مسیر حرکت توفان‌های گرد و غباری به تبعیت از جریانات شرق

سو کاملاً از غرب به شرق بوده و برخلاف الگوی زوجی تابستانه، علی‌رغم وجود ناوه، در ارتفاع ۱۰۰۰ متری تغییر در ارتفاع ذرات در طول مسیر حرکتشان مشاهده نمی‌گردد (شکل ۱۶-ج). شاید بتوان چنین استدلال نمود که در دو الگوی ناوه غربی و زوجی انتقالی سهم پرفشار عربستان در کنترل ذرات ورودی به منطقه‌ی جنوب غرب ایران، بیش از سهم این مرکز پرفشار در الگوی زوجی تابستانه است. در نهایت بررسی مسیرهای انتقال ذرات در الگوی پرفشار بر محدود بودن توفان‌های گرد و غباری در این الگو اشاره دارد (شکل ۱۶-د). نتایج کلی تحقیق بیانگر آن است که در میان الگوهای همدیدی، تنها الگوی ناوه موج غربی انتقال گرد و غبار را در سطحی گسترده‌تر به مناطق داخلی ایران فراهم می‌آورد.

خروجی‌های مدل *HYSPLIT* نشان داد که به‌طور کلی منابع اصلی غبار برای توفان‌های گرد و غباری جنوب غرب ایران از محدوده‌ای در حدفاصل مرکز تا شمال عراق، شرق سوریه تا شمال عربستان منشأ می‌یابد. در سه الگوی زوجی تابستانه، زوجی انتقالی و ناوه موج غربی ذرات گرد و غبار در لایه‌ای کم عمق و در پایین‌ترین لایه‌های جو به منطقه منتقل می‌گردد. این در حالی است که در الگوی پرفشار ابتدا ذرات گرد و غبار توسط یک سامانه کم فشار به ترازهای بالاتر انتقال داده شده و سپس در مرکز پرفشار مستقر بر روی منطقه به سمت زمین نزول می‌یابد. مقایسه بین الگوها هم‌چنین آشکار ساخت که الگوی پرفشار از محدودترین و کوچکترین منطقه انتقال ذرات برخوردار بوده و در عین حال در الگوی زوجی تابستانه ذرات گرد و غبار اساساً یک مسیر شمال غرب جنوب شرق سو را تا رسیدن به منطقه‌ی مطالعه طی می‌نمایند.

۳-۴- بررسی توفان‌های گرد و غباری با استفاده از داده‌های سنجنده *TOMS*

در این قسمت از مقاله یک بررسی کلی از میزان گستردگی و تمرکز گرد و غبار در هریک از الگوهای همدیدی صورت می‌گیرد. برای انجام بررسی از داده‌های شاخص جذب آبروسل (*AAI*) به‌دست آمده از سنجنده *TOMS* استفاده شده است (هرمان و همکاران، ۱۹۹۷؛ تورس و همکاران، ۱۹۹۸). در الگوی زوجی تابستانه بیشینه متوسط تمرکز گرد و غبار به میزان $3/9$ واحد بر جانب غربی خلیج فارس (آبادان، کویت و منتهی الیه جنوب شرقی عراق) مشاهده می‌گردد. گستره‌ی توفان، منطقه‌ی وسیعی را در برمی‌گیرد که شامل منطقه‌ای از شمال عراق و شرق سوریه تا سواحل شرقی دریای سرخ در جنوب غرب عربستان می‌گردد (شکل ۱۷-الف). این الگو در قیاس با سایر الگوهای همدیدی بالاترین گسترش منطقه‌ای گرد و غبار را بر روی خاورمیانه نشان می‌دهد و در عین حال در بین الگوهای همدیدی از بالاترین تمرکز منطقه‌ای گرد و غبار نیز برخوردار است. شاخص *AAI* بیانگر آن است که در الگوی زوجی انتقالی نیز شرایطی مشابه الگوی زوجی تابستانه بر روی منطقه برقرار است. در واقع در دو الگوی زوجی تابستانه و انتقالی، توفان‌های گرد و غباری بیشترین گسترش افقی خود را بر روی خاورمیانه تجربه می‌کنند (شکل ۱۷-الف و ۱۷-ب). این در حالی است که توفان‌ها در دو الگوی ناوه غربی و پرفشار از گسترش افقی کمتری برخوردار بوده و مناطق دارای غلظت بالای گرد و غبار در این دو الگو محدودی کوچک‌تری را در بر می‌گیرد (شکل ۱۷-ج و ۱۷-د). متأسفانه قدرت تفکیک پایین داده‌های سنجنده *TOMS* به همراه شکاف‌های مشاهداتی در گذر روزانه‌ی ماهواره از روی منطقه، ارائه یک تحلیل دقیق‌تر را ناممکن می‌سازد.



۴- خلاصه و نتیجه‌گیری

نتایج تحقیق بیانگر آن است که در طول دوره‌ی گرم سال مؤلفه‌های مقیاس منطقه‌ای گردش جو در ترازهای زیرین نقش اصلی را در وقوع توفان‌های گرد و غباری جنوب غرب ایران برعهده دارند. در این میان پرفشار عربستان و زبانه‌ی کم فشار زاگرس به همراه واچرخند ترکمنستان به عنوان مؤلفه‌های شبه ساکن گردش منطقه‌ای جو بیش از هر مولفه گردش دیگری در شکل‌گیری توفان‌های مقیاس منطقه‌ای در منطقه‌ی خلیج فارس و جنوب غرب ایران نقش ایفا می‌نمایند.

بررسی‌ها بیانگر آن است که تشکیل و گسترش زبانه‌ی کم فشار زاگرس در نیمه غربی ایران، ناشی از واداشت‌های گرمایی زاگرس به عنوان یک منبع گرمای محسوس ارتفاع یافته می‌باشد. در مقابل گرمایش ایجاد شده در جانب غربی خلیج فارس (پرفشار عربستان) و جانب شرقی خزر (واچرخند ترکمنستان) ناشی از فرارفت قائم‌گرم، از ترازهای بالاتر می‌باشد.

در تعیین الگوی همدیدی توفان‌های گرد و غباری، سه الگوی همدیدی اصلی شامل: زوجی (تابستانه و انتقالی)، ناوه‌ی موج غربی و پرفشار برای وقوع توفان‌ها استخراج شد. در الگوی زوجی تابستانه بدنبال تقویت و گسترش جنوب سوی واچرخند ترکمنستان، شیو افقی باد در ترازهای زیرین جو افزایش یافته که در ادامه با افزایش گردش چرخندی در زبانه‌ی کم فشار زاگرس همراه می‌گردد. این فرآیند در یک پسخور مثبت ضمن

تقویت همزمان زبانه‌ی کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان شکل‌گیری یک جت تراز زیرین موسوم به باد شمال را در منطقه‌ی همشارش دو سامانه ایجاد می‌نماید. بر این اساس باد شمال عامل اصلی وقوع بسیاری از توفان‌های گرد و غباری تابستانه جنوب غرب ایران بشمار می‌رود. الگوی زوجی انتقالی که در واقع زمان وقوع آن مربوط به گذار از فصل بهار به تابستان است، همان شرایط الگوی زوجی تابستانه را دارد، با این تفاوت که در این الگو سامانه‌های فشار در عرض‌های پایین‌تری قرار گرفته و نقش پرفشار عربستان برجسته‌تر به نظر می‌رسد. در الگوی ناوه‌ی موج غربی نیز به جهت گسترش و نفوذ ناوه‌ای، بر غرب خاورمیانه و شکل‌گیری یک منطقه‌ی گردش سیکلونی/کم فشار بر شمال عراق و استقرار پرفشار عربستان بر جانب جنوبی آن، یک شیو افقی شدید باد در امتداد نصف‌النهاری با جریانات شرق سو از جانب عراق به سمت جنوب غرب ایران همراه می‌گردد. نهایتاً در الگوی پرفشار نیز به سبب قرار گرفتن یک سامانه‌ی پرفشار بر نواحی جنوب غربی ایران انتقال گرد و غبار از مرکز کم فشاری که در غرب سامانه پرفشار قرار گرفته، سبب انتقال گرد و غبار به داخل مرکز پرفشار شده و از طریق پرفشار در سطح منطقه نزول یافته و پخش می‌گردد.

نتایج تحقیق بیانگر آن است که در میان الگوهای هم‌دید، تنها الگوی ناوه‌ی موج غربی انتقال گرد و غبار را در سطحی گسترده‌تر به مناطق داخلی ایران فراهم می‌آورد. خروجی‌های مدل *HYSPLIT* نشان داد که به‌طور کلی منابع اصلی غبار برای توفان‌های گرد و غباری جنوب غرب ایران محدوده‌ای در حدفاصل مرکز تا شمال عراق، شرق سوریه تا شمال عربستان می‌باشد. در سه الگوی زوجی تابستانه، زوجی انتقالی و ناوه‌ی موج غربی ذرات گرد و غبار در لایه‌ای کم عمق و در پایین‌ترین لایه‌های جو، به منطقه منتقل می‌گردد؛ با این تفاوت که در دو الگوی ناوه غربی و زوجی انتقالی سهم پرفشار عربستان در کنترل ذرات ورودی به منطقه جنوب غرب ایران از سهم این مرکز پرفشار در الگوی زوجی تابستانه بیشتر است. در عین حال در الگوی پرفشار، ابتدا ذرات گرد و غبار توسط یک سامانه کم فشار به ترازهای بالاتر و به داخل مرکز پرفشار مستقر بر روی منطقه جنوب غرب ایران انتقال داده شده و سپس در مرکز پرفشار به سمت زمین نزول می‌کنند. مقایسه‌ی بین الگوها هم‌چنین آشکار ساخت که الگوی پرفشار از محدودترین و کوچک‌ترین منطقه‌ی انتقال ذرات برخوردار بوده و در عین حال در الگوی زوجی تابستانه ذرات گرد و غبار اساساً یک مسیر شمال غرب جنوب شرق سو را تا رسیدن به منطقه‌ی مطالعه طی می‌نمایند.

بررسی مسیرهای انتقال ذرات در توفان‌های گرد و غباری از وجود یک جت تراز زیرین خبر می‌دهد که موجب انتقال افقی ذرات گرد و غبار در یک لایه کم عمق گردیده و از پخش عمودی آن در لایه‌های بالاتر جو جلوگیری می‌کند. شکل‌گیری چنین جریانی در در وهله اول و در مقیاس منطقه‌ای، ناشی از شیب فشار ایجاد شده توسط زبانه‌ی کم فشار زاگرس و پرفشار عربستان در امتداد رشته کوه زاگرس می‌باشد. اما به نظر می‌رسد از نظر تئوریک و در عرصه میان مقیاس، ترکیبی از تئوری نوسان اینرسی در باد آژئوستروفیک^۱ به واسطه‌ی محو یا کاهش ناگهانی تلاطم در لایه مرزی سیاره‌ای پس از غروب خورشید (بلکادار^۲، ۱۹۵۷) و تئوری گرمایش و سرمایش شبانه روزی مناطق دارای عوارض پرشیب (هولتن^۳، ۱۹۶۷؛ بونر و پگلی^۴، ۱۹۷۰) می‌تواند تبیین‌کننده‌ی بیشینه‌ی سرعت باد در ترازهای زیرین به‌ویژه در طول شب و ساعات اولیه صبح باشد.

^۱- Ageostrophic

^۲- Blackadar

^۳- Holton

^۴- Bonner and Paegle

اگرچه در مطالعه حاضر و با بهره‌گیری از داده‌های با قدرت تفکیک پایین (۲/۵ درجه)، تراز بیشینه سرعت جت حدود ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر تعیین گردیده است. اما به کارگیری یک مدل دینامیکی و ریزمقیاس نمایی داده‌ها بیانگر آن است که باد شمال به عنوان یک جت تابستانه‌ی کلاسیک در تراز زیرین، بیشینه سرعت خود را در زمان وقوع توفان‌ها در ارتفاعی حدود ۳۰۰ تا ۸۰۰ متر تجربه می‌کند (جعفری، ۱۳۹۰). این یافته با نتایج کار ممبری (۱۹۸۳) و رائو و همکاران (۲۰۰۳)، همچنین پژوهش جدید گیاناکوپولو و تامی (۲۰۱۲) انطباق دارد. شکل‌گیری جت تراز زیرین که در ساعات شب با شدت بیشتر و فاصله‌ی کمتری از سطح زمین در امتداد شمال غرب - جنوب شرق بر روی منطقه می‌وزد، نیرو و شرایط دینامیکی لازم را برای برداشت غبار و ایجاد توفان‌های گرد و غباری شدید در پایین‌ترین لایه‌های جو فراهم می‌سازد.

بهره‌گیری از شاخص *AAI* آشکار ساخت که الگوی زوجی تابستانه در قیاس با سایر الگوهای همدیدی، بیش‌ترین گسترش افقی گرد و غبار را بر روی خاورمیانه تجربه می‌کند و در عین حال در بین چهار الگوی همدیدی از بالاترین تمرکز منطقه‌ای گرد و غبار نیز برخوردار است.

۵- فهرست منابع

- (۱) عطایی، هوشمند، و احمدی، فریبرز، (۱۳۸۹)، گرد و غبار به عنوان یکی از معضلات زیست محیطی جهان اسلام - مطالعه‌ی موردی: استان خوزستان، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ۱۹-۱.
- (۲) امیدوار، کمال، (۱۳۸۵)، بررسی و تحلیل سینوپتیکی توفان‌های ماسه در دشت یزد - اردکان، فصل‌نامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، ۸۱: ۵۸-۴۳.
- (۳) جعفری، سجاد، (۱۳۹۰)، بررسی ساختار گردش جو در زمان وقوع توفان‌های گرد و غباری در جنوب غرب ایران با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM4، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی - گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۶۶.
- (۴) خسروی، محمود، (۱۳۸۹)، بررسی توزیع عمودی گرد و غبار ناشی از طوفان در خاورمیانه با استفاده از مدل NAAPS؛ مورد: سیستان ایران، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ۲۲-۱.
- (۵) ذوالفقاری، حسن، و عابدزاده، حیدر، (۱۳۸۴)، تحلیل سینوپتیکی توفان‌های گرد و غبار در غرب ایران؟ جغرافیا و توسعه، ۶: ۱۸۸-۱۷۳.
- (۶) رئیس پور، کوهزاد، (۱۳۸۷)، تحلیل آماری-همدیدی پدیده‌ی گرد و غبار در استان خوزستان، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۸۹.
- (۷) زرین، آذر، (۱۳۸۶)، تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه‌ی ایران، رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- (۸) زرین، آذر، و مفیدی، عباس (۱۳۹۰)، آیا پرفشار جنب حاره‌ی تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره‌ی آزر است؟ بررسی یک نظریه، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران، ۲۴ و ۲۵ شهریورماه ۱۳۹۰، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵-۱.
- (۹) علیجانی، بهلول، (۱۳۷۶)، آب و هوای ایران، چاپ سوم، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.
- (۱۰) لشکری، حسن، کیخسروی، قاسم، (۱۳۸۷)، تحلیل آماری و سینوپتیکی توفان‌های گرد و غبار استان خراسان رضوی در فاصله‌ی زمانی (۲۰۰۵-۱۹۹۳)، مجله‌ی پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۶۵، ۳۳-۱۷.
- (۱۱) مفیدی، عباس، (۱۳۸۶)، تحلیل گردش جو تابستانه‌ی بر روی جنوب غرب آسیا و ارتباط آن با بارش‌های تابستانه‌ی فلات ایران، رساله‌ی دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم، ۱۶۵.
- (۱۲) مفیدی، عباس، زرین، آذر و فاسولو، جان، (۱۳۸۹)، گردش جو تابستانه در وردسپهر فوقانی بر روی جنوب غرب آسیا و وردایی زمانی آن در طی نیم قرن گذشته، چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، تهران، ۲۹ آذر الی ۱ دی ماه ۱۳۸۹، ۱۶۰-۱۴۹.
- (۱۳) مهرشاهی، داریوش، و نکونام، زری، (۱۳۸۸)، بررسی آماری پدیده‌ی گرد و غبار و تحلیل الگوی وزش بادهای گرد و غبارزا در شهرستان سبزوار، نشریه‌ی علمی - پژوهش انجمن جغرافیایی ایران، ۲۲، ۱۰۴-۸۳.
- (14) Bartlett K.S., (2004), *Dust Storm Forecasting for Al Udeid Ab, Qatar: An Empirical Analysis*, M.S. Thesis, Dept. of Meteorology, Air Force Institute of Technology, 103 pp.
- (15) Blackadar A.K., (1957), *Boundary-layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 38: 283-290.
- (16) Bonner W.D., and Paegle J., (1970), *Diurnal variations in boundary-layer winds over the south-central United States in summer*, Mon. Weather Rev., 98: 735-744.

- (17) Crook J., (2009), *Climate Analysis and Long Range Forecasting of Dust Storms In Iraq*, M.S. Thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduate School, 85 pp.
- (18) Dave, J.V., (1978), *Effect of aerosols on the estimation of total ozone in an atmospheric column from the measurement of its ultraviolet radiation*, *Journal of Atmospheric Science*, 35: 899–911.
- (19) Draxler RR., and Rolph GD., (2011), *HYSPLIT (HYbrid Single- Particle Lagrangian Integrated Trajectory)*, Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- (20) Engelstaedter S., (2001), *Dust storm frequencies and their relationships to land surface conditions*. Diploma thesis, Institute of Geoscience, Friedrich- Schiller- University, Jena, Germany.
- (21) Engelstaedter S., Kohfeld KE., Tegen I., and Harrison SP., (2003), *Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: An evaluation using dust storm frequency data*, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6): 1294, doi:10.1029/2002GL016471.
- (22) Engelstaedter S., Washington R., and Tegen I., (2006), *North African dust emissions and transport*, *Earth Science Review*, 79: 73–100, doi:10.1016/j.earscirev.2006.06.004.
- (23) Galvin, J.F.P., and Membery, D.A., (2008), *The Weather and Climate of the Tropics: Part 5-Dry environments*, *Weather*, 63 (4): 100- 106.
- (24) Giannakopoulou E.M., and Toumi R., (2012), *The Persian Gulf summertime low-level jet over sloping terrain*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138: 145–157. DOI:10.1002/qj.901.
- (25) Goudie A.S., (2008), *The History and Nature of Wind Erosion in Deserts*, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 97–119.
- (26) Goudie A., and Middleton NJ., (2000), *Dust storms in South West Asia*, *Acta Univ Car.*, XXXV: 73–83.
- (27) Goudie A., and Middleton NJ., (2001), *Saharan dust storms: nature and consequences*, *Earth Science Review*, 56: 179-204.
- (28) Goudie A., and Middleton NJ., (2006), *Desert Dust in the Global System*, Springer, Heidelberg. 1-90.
- (29) Herman, JR., Bhartia PK., Torres O., Hsu NC., Sefior CJ., and Celarier E., (1997), *Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data*, *J. Geophys Res.*, 102: 16,911-16,922.
- (30) Holton J.R., (1967), *The diurnal boundary-layer wind oscillation above sloping terrain*, *Tellus*, 19: 199–205.
- (31) Hoskins B., Neale R., Rodwell M., and Yang G- Y., (1999), *Aspects of the Large-scale tropical atmospheric circulation*, *Tellus*, 51A-B(1): 33-44.
- (32) Huntington E., (1905), *The Depression of Sistan in Eastern Persia*, *Bulletin of the American Geographical Society*, 37(5): 271-281.
- (33) Kalnay E., and 21 Co-authors, (1996), *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project*, *Bull. Amr. Meteorol. Soc.* 77: 437-471.
- (34) Mahowald NM., and Dufresne J- L., (2004), *Sensitivity of TOMS aerosol index to boundary layer height: Implications for detection of mineral aerosol sources*, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03103, doi:10.1029/2003GL018865.
- (35) McMahon H., (1906), *Recent Survey and Exploration in Seistan*, *The Geographical Journal*, 28 (3): 209-228.

- (36) McPeters, R.D., and 13 Co-authors, (1996), *Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide*, NASA Ref. Publ., 1384, 67p.
- (37) Membery D. A., (1983), *Low level wind profiles during the Gulf Shamal*, *Weather*, 38: 18-24.
- (38) Middleton N.J., (1986a), *Dust storms in the Middle East*, *J. Arid Environ.*, 10: 83-96.
- (39) Middleton N.J., (1986b), *A Geography of dust storms in South-west Asia*, *Int. J. Climatol.* 6: 183-196.
- (40) Prospero J.M., Ginoux P., Torres O., Nicholson S.E., and Gill T.E., (2002), *Environmental characterisation of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product*, *Rev. Geophys.* 40: 2-31.
- (41) Rao P.G., Hatwar H.R., Al-Sulaiti M.H., and Al-Mulla A.H., (2003), *Summer Shamals over the Arabian Gulf*, *Weather*, 58: 471-478.
- (42) Rodwell M.J., and Hoskins B., (1996), *Monsoons and the dynamics of Deserts*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 1385-1404.
- (43) Rodwell M.J., and Hoskins B., (2001), *Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons*, *Journal of Climate*, 14: 3192-3211.
- (44) Stunder B.J.B., (1997), *NCEP Model Output – FNL ARCHIVE DATA, TD*
- (45) - **6141**, Prepared for National Climatic Data Center (NCDC). This document and archive grid domain maps are also available at <http://www.arl.noaa.gov/ss/transport/archives.html>
- (46) Torres O., Bhartia P. K., Herman J.R., Ahmad Z., and Gleason J., (1998), *Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis*, *J. Geophys. Res.*, 103(D14): 17,099-17,110, doi:10.1029/98JD00900.
- (47) Walker A.L., Liu M., Miller S. D., Richardson K. A., and Westphal D. L., (2009), *Development of a dust source database for mesoscale forecasting in southwest Asia*, *J. Geophys. Res.*, 114: D18207, doi:10.1029/2008JD011541.
- (48) Washington R., Todd M., Middleton N.J., and Goudie A.S., (2003), *Dust storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations*, *Annals of the Association of American Geographers*, 93(2): 297 – 313, doi:10.1111/1467-8306.9302003.
- (49) Wilkerson W.D., (1991), *Dust and Sand Forecasting In Iraq and Adjoining Countries*, AWS/TN- - 91/001, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 72 pp. [Available from USAF Environmental Technical Application Center, Scott Air Force Base, IL 62225-5008.]
- (50) Zarrin A., Ghaemi H., Azadi M., Mofidi A., and Mirzaei E., (2011), *The effect of Zagros Mountains on the formation and maintenance of Iran anticyclone using RegCM4*, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 112(3- 4): 91- 100, DOI: 10.1007/s00703-011-0134-z.