

مطالعه اثر جریان‌های جتی ترازهای پایین بر گردو خاک در غرب و جنوب غرب ایران

مهری هاشمی دوین^۱، عباس رنجبر سعادت آبادی^{۲*}، ابراهیم فتاحی^۳، سارا کرمی^۳ و ساویز صحت کاشانی^۳

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

^۲ دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

^۳ استادیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۰۹، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۶/۱۳)

چکیده

در این مقاله اثر جریان‌های جتی ترازهای پایین (LLJ) بر گردو خاک در غرب و جنوب غرب ایران در دوره زمانی سال‌های ۲۰۱۷-۲۰۰۷ با استفاده از داده‌های دیدبانی و بازتحلیل ERA5 بررسی شد. چینش قائم باد سبب انتقال تکانه از محور جت به سطح زمین و گسیل گردو خاک از مناطق مستعد می‌شود؛ بنابراین برای شناسایی LLJ علاوه بر مقادیر بیشینه باد، چینش قائم آن نیز در نظر گرفته شد. سپس گستره قائم و افقی LLJ، میانگین بلندمدت فراوانی LLJ و رخداد های گردو خاک به صورت ماهانه و فصلی محاسبه شد. نتایج مقایسه داده‌های دیدبانی با ERA5 نشان داد سرعت باد ۱۰ متری از سطح زمین برای داده‌های بازتحلیل بیشتر از داده‌های دیدبانی است. شیو فشاری شدید شمالی به جنوبی ناشی از استقرار سامانه پرفشار روی عراق و زاگرس و سامانه کم‌فشار روی جنوب غرب ایران، مهم‌ترین واداشت همدیدی است که بادهای شمال و شمال غربی قوی (LLJ) را در این منطقه ایجاد می‌کند. همچنین ناهموازی‌های منطقه، نسیم خشکی- دریا، تنش سطحی ضعیف روی خلیج فارس، تفاوت‌های دما و ظرفیت گرمایی ویژه بین خشکی و دریا نیز از سایر عوامل مؤثر در شدت LLJ و تشکیل شدن آن هستند. توزیع ماهانه سرعت باد نشان‌دهنده بیشینه میانگین سرعت باد (۱۰ m/s) در ماه ژوئیه و کمینه آن (۲ m/s) در ماه ژانویه است. میانگین ارتفاع لایه مرزی از ۲۴۰۰ متر در روز تا ۱۵۰ متر در شب متغیر است. این موضوع از عوامل اصلی وقوع LLJ است. بیشترین فراوانی گردو خاک در اهواز در ماه ژوئیه سال ۲۰۰۹ با سی روز گردو خاک بوده است.

واژه‌های کلیدی: جت تراز پایین، باد شمالی، گردو خاک، ERA5، غرب و جنوب غرب ایران

۱ مقدمه

جت‌های تراز پایین (LLJ)، پدیده‌های میان‌مقیاس وابسته به برهم‌کنش‌های جو و سطح زمین هستند که در لایه مرزی سیاره‌ای و ترازهای مجاور سطح زمین ایجاد می‌شوند. محور بیشینه سرعت باد LLJ، اغلب در قله وارونگی دما در لایه مرزی جو قرار دارد که معمولاً بعد از غروب تشکیل می‌شود و تا قبل از طلوع ادامه می‌یابد. مقیاس‌های زمانی و مکانی و سازوکار واداشت‌های منجر به تشکیل LLJ اغلب متفاوت هستند. برخی از آنها با کژفشاری قوی مانند جبهه‌های جوی همراه هستند و برخی نیز سامانه همدیدی مشخصی ندارند و با کژفشاری ضعیف همراه هستند. تأثیر و اهمیت LLJ در ایجاد تلاطم، تولید انرژی باد، توزیع آلاینده‌ها و گسیل و انتقال گردوخاک، ایمنی هوانوردی و کشتیرانی و موج شدن آب‌ها در مناطق دریا و اقیانوس شناخته شده است (بونر، ۱۹۶۸؛ وایتمن و همکاران، ۱۹۹۷؛ کل و نواک، ۲۰۱۰؛ رایف و همکاران، ۲۰۱۰؛ هو و همکاران، ۲۰۱۳؛ برگ و همکاران، ۲۰۱۵؛ واندروند و همکاران، ۲۰۱۵ و اسمیت و همکاران، ۲۰۱۹). اولین نظریه تشکیل LLJ را بلکادار (۱۹۵۷) پیشنهاد داد. بر اساس این نظریه، طی روز، لایه مرزی سیاره‌ای به‌خوبی با لایه سطحی جفت می‌شود و اثر اصطکاک باعث کاهش سرعت باد زمینگرد می‌شود. در پایان روز اثر اختلاط تلاطمی متوقف می‌شود و به سبب از بین رفتن یا کاهش چشمگیر اصطکاک سطحی، بادهای قوی در قله لایه وارونگی دمای شبانه ایجاد می‌شوند؛ بنابراین اغلب LLJ ها با این سازوکار شکل می‌گیرند و بیشینه سرعت باد، چندین ساعت پس از پایان اختلاط تلاطمی ایجاد می‌شود (استال، ۱۹۸۸ و مارکوفسکی و ریچاردسون، ۲۰۱۰).

نظریه دوم را هولتون (۱۹۶۷) ارائه کرد. گرمایش و سرمایش روزانه زمین شب‌دار می‌تواند بر تغییرات روزانه و تقویت سرعت باد تأثیر بگذارد و سبب شکل‌گیری LLJ شود. با توجه به اهمیت LLJ، تاکنون مطالعات زیادی در

این زمینه در مناطق مختلف دنیا انجام شده است. کوه‌ها با ایجاد مانع در برابر جریان، سبب صعود توده‌های سرد پایدار ترازهای پایین در راستای موازی با شیب کوهستان می‌شوند و شیو میان‌مقیاسی در جهت عمود بر راستای کوهستان ایجاد می‌شود که باعث افزایش سرعت باد در لایه نزدیک سطح زمین و تشکیل LLJ می‌شود (پریش، ۱۹۸۲). LLJ در منطقه شمال خلیج فارس، سبب وزش باد شدید روی خلیج فارس و بنادر آن و موج شدن دریا می‌شود (ممبری، ۱۹۸۳ و گیانکاپالو و تومی، ۲۰۱۲). درباره شناسایی موقعیت LLJ و شدت و سازوکار تشکیل آن در منطقه جنوب غرب ایران مطالعات دیگری نیز انجام شده است؛ مانند LLJ در منطقه خلیج فارس و جنوب عراق که در ارتفاع ۷۰۰-۳۰۰ متری بالای سطح زمین شکل می‌گیرد و گاهی سرعت باد LLJ به ۳۰ m/s یا بیشتر می‌رسد (ممبری، ۱۹۸۳ و رائو و همکاران، ۲۰۰۳). در مناطقی که عوارض زمینی با ویژگی‌های متفاوت وجود دارد (مانند مناطق ساحلی)، به‌دلیل اختلاف دما در راستای افقی، کژفشاری شدید در لایه مرزی این مناطق ایجاد می‌شود که می‌تواند سبب تشدید واداشت‌های زمینگردی (geostrophic forcing) و در نتیجه، تشکیل LLJ در منطقه کم‌ارتفاع شود (دویله و وارنر، ۱۹۹۳).

گوتیرز و همکاران (۲۰۰۸) به مطالعه اقلیمی LLJ و پدیده‌های مرتبط با آن در غرب تگزاس پرداختند. نتایج آنها نشان داد چینش قائم باد در LLJ ها بسیار زیاد است و مدل WRF مرحله آغاز تشکیل LLJ را به‌خوبی نشان می‌دهد، ولی هنوز برای پیش‌بینی این پدیده میان‌مقیاس مشکلاتی وجود دارد. فیدلر و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از داده‌های ۳۲ ساله ERA-Interim به مطالعه اقلیمی میزان انتشار گردوخاک همراه با جت تراز پایین شبانه NLLJ (Nocturnal Low Level Jet) در شمال آفریقا پرداختند و نشان دادند NLLJ به سبب انتقال پایین‌سوی تکانه به سطح زمین، باعث گسیل ۱۵٪ از میانگین سالانه

بسیار زیاد است. این چشمه‌ها، شامل مناطق بیابانی در سوریه و عراق هستند. در این مناطق باد قوی شمال غربی می‌وزد و بیشینه فعالیت آنها در تابستان است. مبارک حسن و غفاریان (۱۳۹۷) با استفاده از طرح‌واره‌های مختلف لایه مرزی با مدل WRF-CHEM، جت‌های تراز پایین جو را شبیه‌سازی و اثر آنها را بر گردو خاک‌های محلی استان خوزستان مطالعه و به نقش کلیدی LLLJ در انتشار گردو خاک در مناطق خشک و نیمه‌خشک اشاره کردند. وظیفه و همکاران (۱۳۹۸) تغییرات بلندمدت LLLJ روی دشت کویر را با به‌کارگیری داده‌های بازتحلیل ERA-I برای بازه زمانی ۲۰۱۷-۱۹۷۹ مطالعه کردند و نشان دادند محور جت در این منطقه، در ارتفاع حدود ۸۵۰ hPa قرار دارد. کرمی و همکاران (۲۰۲۱) تغییرات ماهانه فراوانی گردو خاک را روی جزایر خارک، کیش و قشم در منطقه خلیج فارس در دوره یازده ساله (۲۰۰۷-۲۰۱۷) با استفاده از داده‌های مدل و ماهواره بررسی کردند. نتایج آن مطالعه نشان داد بیشترین فراوانی رخداد گردو خاک در ماه‌های مه و ژوئیه و کمترین آن در فصل پاییز بوده است. جهت باد غالب در این منطقه نیز شمال غربی و شمالی بوده است.

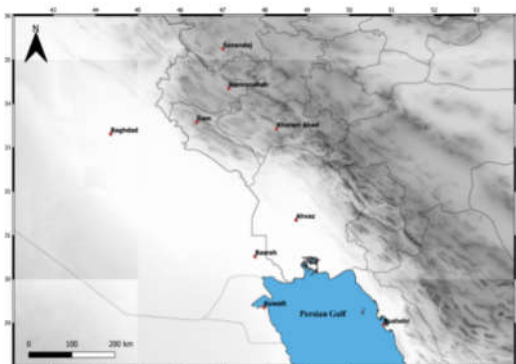
تاکنون تشکیل LLLJ در جنوب غرب کشور در مطالعات موردی بررسی شده است، ولی در زمینه بررسی فراوانی LLLJ در یک دوره آماری و اثر آن بر گسیل و انتقال گردو خاک به نواحی غربی و جنوب غربی کشور مطالعه جامعی انجام نشده است. در این پژوهش، ابتدا داده‌ها و نحوه شناسایی LLLJ بررسی و عوامل مؤثر بر تشکیل LLLJ و تغییرات آن در دوره آماری سال‌های ۲۰۱۷-۲۰۰۷ در غرب و جنوب غرب ایران مشخص خواهد شد. سپس الگوهای همدیدی حاکم بر منطقه همراه با تشکیل LLLJ و رخداد گردو خاک در منطقه مطالعه خواهد شد.

۲ داده‌ها و روش کار

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش شامل استان‌های واقع

گردو خاک می‌شود. مطالعه LLLJ شبه‌جزیره ایبری نشان داد بیشینه فراوانی LLLJ ها به ترتیب در ماه‌های ژوئیه، ژوئن و اوت و کمینه فراوانی در ماه‌های دسامبر تا مارس رخ داده و ارتفاع محور بیشینه باد در این منطقه حدود ۳۰۰ m از سطح زمین بوده است (ریجو و همکاران، ۲۰۱۴). جی و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از داده‌های ERA-Interim و محصولات ماهواره‌ای به مطالعه اقلیمی NLLJ و اثر آن بر گردو خاک بیابان تکلیماکان پرداختند. آنها نتیجه گرفتند در NLLJ های رخ داده در فصل گرم سال، انتقال تکانه از لایه آمیخته به سطح زمین سریع‌تر و بیشتر است. ژانگ و همکاران (۲۰۱۸) LLLJ ایجاد شده به دلیل اثر کوهستان و توفان ناشی از آن را در سمت فروشیب کوهستان در تاریخ مارس ۲۰۰۶ روی شمال غرب چین مطالعه کردند. شیو فشاری شدید ناشی از برخورد دو توده هوای متفاوت با یکدیگر در سمت فروشیب کوهستان سبب ایجاد LLLJ و وزش بادهای شدید می‌شود که عامل مهمی برای ذوب شدن برف‌های کوهستان و گرمایش زمین است و باعث گسیل گردو خاک و سپس انتقال آن با LLLJ می‌شود.

نتایج مطالعه بادهای گپ در منطقه دشت لوت نشان داد که همبستگی زیاد بین بادهای شمالی و شیو نصف‌النهاری فشار، عامل مهمی در تشکیل این بادهای هستند (علی‌اکبری بیدختی و برومند، ۱۳۸۵). علیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۴) برای مطالعه بادهای ۱۲۰ روزه سیستان و اثر آنها بر گردو خاک از مدل WRF-V3 برای شبیه‌سازی نیم‌رخ قائم باد استفاده کردند. بررسی آنها نشان داد بیشینه میانگین سرعت باد LLLJ (برابر ۲۰ m/s) در ماه ژوئیه مشاهده شده است و سرعت باد سطح زمین با انتقال تکانه از تراز هسته LLLJ به سطح زمین طی ساعات میانه صبح افزایش می‌یابد. ایشان همچنین دریافتند ایران در قسمت رو به باد چندین چشمه اصلی گردو خاک قرار گرفته و به همین دلیل، در تابستان فراوانی وقوع گردو خاک



شکل ۱. نقشه ناهمواری منطقه مورد مطالعه.

در مرحله بعد، برای تعیین روزهای همراه با گردوخاک و بررسی تغییرات دما و سرعت باد هنگام عبور LLL، از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی همدیدی استان‌های کرمانشاه، کردستان، ایلام، لرستان، خوزستان و بوشهر (شکل ۱) طی دوره آماری ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ استفاده شد. این داده‌ها شامل دما، سمت و سرعت باد، دید افقی و پدیده هستند. تعداد روزهای همراه با گردوخاک بر اساس کد پدیده‌های مربوط به گردوخاک در گزارش‌های همدیدی (جدول ۱) محاسبه شده است. سپس فراوانی ماهانه و فصلی رخدادهای گردوخاک در دوره مطالعاتی محاسبه شد.

جدول ۱. کد هوای حاضر مرتبط با گردوخاک در گزارش‌های همدیدی.

کد هوای حاضر	وضعیت هوا
۰۶	باد، گردوخاکی را در ایستگاه یا اطراف آن بلند نکرده است.
۰۷	باد، گردوخاک را در ایستگاه یا اطراف آن بلند کرده است.
۳۲-۳۰	توفان ضعیف یا متوسط گردوخاک یا شن
۳۵-۳۳	توفان شدید گردوخاک یا شن
۹۸	توفان تندی همراه با توفان گردوخاک

برای ماه‌های مختلف سال در دوره آماری (۲۰۱۷-۲۰۰۷) و بر اساس داده‌های ERA5، مقادیر میانگین و

در غرب و جنوب غرب کشور است. این منطقه با وجود کوه‌های بلند و شیب‌دار زاگرس در شرق و کوه‌های عربستان در سمت جنوب غرب و زمین‌های کم‌ارتفاع عراق، ناهمواری تقریباً پیچیده‌ای دارد (شکل ۱).

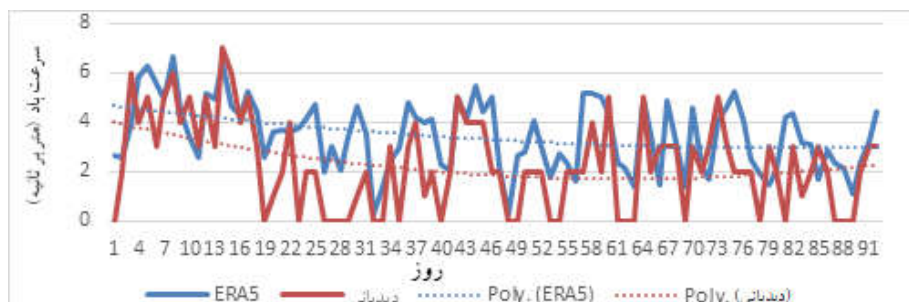
در این پژوهش، برای آشکار سازی LLL در منطقه غرب و جنوب غرب کشور و اثر آن بر گردوخاک از مجموعه داده‌های دیدبانی و بازتحلیل استفاده شده است. ابتدا با استفاده از داده‌های جوّ بالای ایستگاه‌های اهواز و کرمانشاه، که تنها ایستگاه‌های جوّ بالای موجود در منطقه مورد مطالعه هستند، میانگین ماهانه و فصلی سرعت باد از سطح زمین تا تراز ۵۰۰ hPa محاسبه شد. با استفاده از این داده‌ها، LLL تعریف شد و فراوانی آن به صورت ماهانه، فصلی و میانگین دوره آماری (۲۰۱۷-۲۰۰۷) برای دو ایستگاه به دست آمد. البته در نهایت، از داده‌های جوّ بالای ایستگاه کرمانشاه به دلیل ناپیوستگی ثبت داده استفاده نشد و فقط از داده‌های ایستگاه اهواز استفاده شد. معیارهای متفاوتی برای شناسایی جت تراز پایین معرفی شده است. در مطالعات استال (۱۹۸۸) و آندرس (۲۰۰۰)، جت تراز پایین با بیشینه سرعت باد در نیم‌رخ قائم آن تعریف می‌شود به گونه‌ای که در لایه پایین ارتفاع ۱۵۰۰ متری، دست کم ۲ m/s بیشتر از سرعت باد در ارتفاع بالای آن تراز باشد؛ بنابراین در این پژوهش نیز LLL با بیشینه سرعت باد در ارتفاع‌های پایین‌تر از ارتفاع تراز ۸۵۰ hPa تعریف می‌شود که سرعت آن از سرعت میانگین باد در آن تراز در دوره آماری، دست کم ۲ m/s بیشتر و نسبت به سرعت باد در ارتفاع بالاتر از آن نیز دست کم ۲ m/s بیشتر است. با توجه به تعداد اندک ایستگاه‌های جوّ بالا، برای مطالعه آماری LLL از داده‌های ERA5 با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه، از سطح زمین تا تراز ۰/۰۱ hPa، با تفکیک قائم ۲۵ hPa و تفکیک زمانی یک ساعت استفاده شده است. برای شناسایی موقعیت، زمان تشکیل و شدت LLL برش قائم سرعت باد بررسی شد.

برای ارزیابی کیفی داده‌ها، سرعت باد ۱۰ متری از سطح زمین داده‌های بازتحلیل در ایستگاه‌های اهواز (ارتفاع ۲۲/۵ متر و مختصات ۳۱/۳۵ درجه شمالی و ۴۸/۷۴ درجه شرقی)، بوشهر (ارتفاع ۹ متر و مختصات ۲۸/۹۶ درجه شمالی و ۵۰/۸۱ درجه شرقی)، بیجار (ارتفاع ۱۸۸۳ متر و مختصات ۳۵/۸۹ درجه شمالی و ۴۷/۶۲ درجه شرقی) و سنندج (ارتفاع ۱۳۷۳ متر و مختصات ۳۵/۱۵ درجه شمالی و ۴۷ درجه شرقی) با داده‌های دیدبانی تابستان سال ۲۰۰۸ مقایسه شده است (شکل‌های ۲ و ۳). مقایسه روند چندجمله‌ای دو سری داده نشان می‌دهد داده‌های بازتحلیل، نوسانات سرعت باد ۱۰ متری و آهنگ تغییرات را به خوبی متناسب با تغییرات باد واقعی نشان می‌دهند. البته سرعت باد بازتحلیل به طور نسبی بیشتر از سرعت باد واقعی است و همبستگی بین آنها در ایستگاه اهواز، ۰/۷ و در ایستگاه بوشهر ۰/۸۵ به دست آمده است.

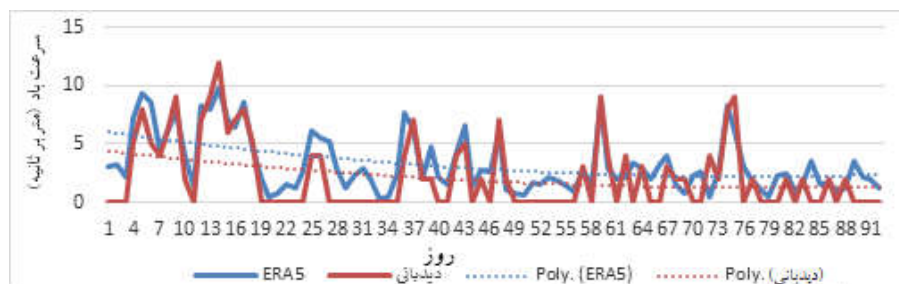
بی‌هنجاری سرعت باد و تغییرات ارتفاع لایه مرزی به صورت شبانه‌روزی محاسبه و نقشه‌های فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۸۵۰ hPa و ۵۰۰ hPa و باد تراز ۳۰۰ hPa به دست آمد.

۳ ارزیابی کیفی داده‌ها

نظر به اینکه در منطقه غرب و جنوب غرب کشور، تنها ایستگاه‌های اهواز و کرمانشاه داده‌های جوّ بالا دارند و دیدبانی این دو ایستگاه نیز فقط در ساعت ۰۰ UTC ناپیوستگی زمانی دارد (در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ و برخی ماه‌های سایر سال‌ها، داده‌های جوّ بالای ایستگاه اهواز موجود نیست)، برای شناسایی L.L از داده‌های بازتحلیل ERA5 استفاده شده است. در این مطالعه، برای شناسایی L.L، داده‌های مذکور تا تراز ۸۵۰ hPa به کار رفتند و برای تحلیل هم‌مدیدی نیز از داده‌های ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است.



(الف)



(ب)

شکل ۲. مقایسه باد تراز ۱۰ متری بین داده‌های دیدبانی (منحنی آبی) و بازتحلیل (منحنی نارنجی) در ساعت ۰۰ تابستان ۲۰۰۸ برای ایستگاه اهواز (الف) ایستگاه بوشهر.

جریان‌های سطحی بر فعالیت‌های زیادی نظیر کشاورزی،

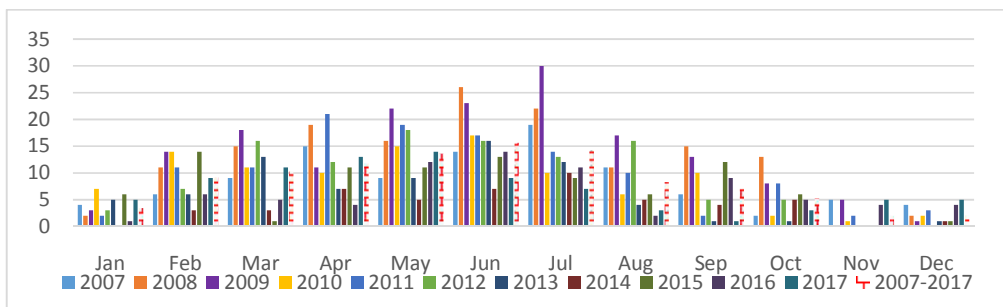
۴ بحث و نتایج

جنوب غرب بررسی می‌شود. پس از آن درباره عوامل مؤثر در تشکیل LLJ بحث می‌شود.

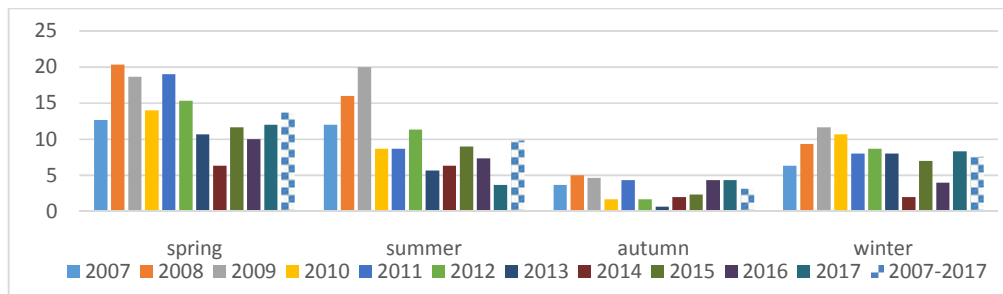
۴-۱ بررسی فراوانی LLJ و گردوخاک با استفاده از داده‌های دیدبانی

با استفاده از داده‌های کد هوای حاضر سه ساعته مرتبط با گردوخاک در ایستگاه‌های همدیدی غرب و جنوب غرب کشور، میانگین فراوانی ماهانه گردوخاک در دوره آماری ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ و سپس میانگین فصلی فراوانی گردوخاک محاسبه شد. بیشترین فراوانی میانگین ماهانه دوره آماری رخداد گردوخاک در اهواز و کرمانشاه به ترتیب در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و مه و کمترین فراوانی در ماه‌های نوامبر و دسامبر مشاهده شده است (شکل‌های ۳- الف و ۴- الف). بیشترین میانگین فصلی دوره آماری فراوانی روزهای همراه با گردوخاک در ایستگاه‌های اهواز و کرمانشاه، مربوط به فصل بهار (ماه‌های آوریل، مه

اقتصاد، حمل‌ونقل (جاده‌ای، دریایی و هوایی) و انتقال شن و خاک تأثیرگذار هستند (علی‌اکبری بیدختی و برومند، ۱۳۸۵). شناخت کافی این جریان‌ها و پیش‌بینی زمان رخداد بادهای شدید بسیار حائز اهمیت است. با توجه به موقعیت وقوع بادهای شدید و وجود چشمه‌های گردوخاک داخلی و خارجی در منطقه غرب و جنوب غرب کشور، شناخت سازوکارهای تشکیل جریان‌های جتی تراز پایین در این منطقه بسیار مهم است. در این مطالعه سعی شده است با توجه به پیوستگی مکانی و زمانی و کیفیت مناسب، از داده‌های ERA5 استفاده شود. این داده‌ها در مطالعات بسیاری از جمله فیدلر و همکاران (۲۰۱۳) و وظیفه و همکاران (۱۳۹۸) بررسی شده‌اند. در ادامه، با استفاده از داده‌های دیدبانی، فراوانی LLJ و رخداد گردوخاک به صورت ماهانه طی دوره آماری محاسبه خواهد شد. سپس با استفاده از داده‌های ERA5، فراوانی LLJ در چندین نقطه دیگر در منطقه غرب و

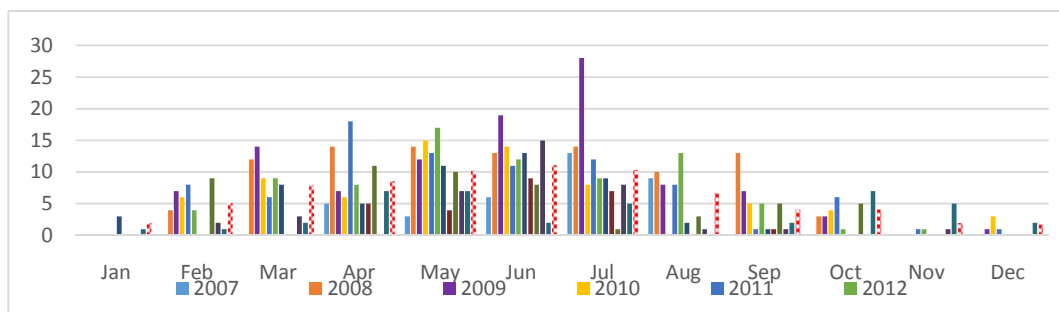


(الف)

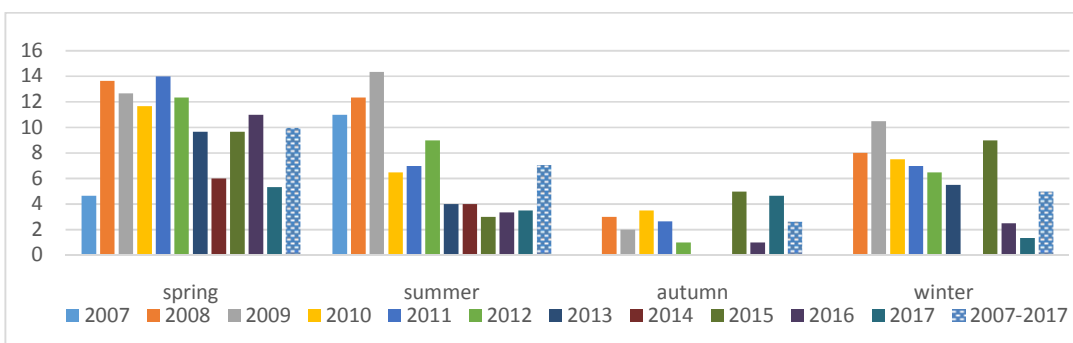


(ب)

شکل ۳. فراوانی میانگین (الف) ماهانه (ب) فصلی گردوخاک در ایستگاه اهواز در سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷.



(الف)



(ب)

شکل ۴. فراوانی میانگین (الف) ماهانه (ب) فصلی گردوخاک در ایستگاه کرمانشاه در سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷.

معادل با ارتفاع ۵۶۸۰ متر برای دوره آماری محاسبه شد. روند افزایش سرعت باد در لایه‌های ۹۲۵ و ۸۸۰ هکتوپاسکال و کاهش مجدد سرعت در ترازهای بالاتر در منحنی میانگین سرعت باد مشخص است (شکل ۵)؛ لذا برای شناسایی LLL با توجه به میانگین سرعت باد در ایستگاه اهواز در دوره آماری، سرعت باد بیش از 13 m/s در ترازهای پایین‌تر از 850 hPa که چیش قائم داشته باشند و دست کم 2 m/s کاهش سرعت باد در بالای آنها مشاهده شود، تراز LLL فرض شده است (شکل ۵). بیشترین میانگین فصلی سرعت جت تراز پایین طی دوره آماری مربوط به فصل بهار (ماه‌های آوریل، مه و ژوئن) است که به بیشینه مقدار $16/2 \text{ m/s}$ در تراز 880 hPa می‌رسد. در فصل تابستان نیم‌رخ سرعت باد، بیشینه $13/3 \text{ m/s}$ را در تراز 925 hPa نشان می‌دهد؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت ارتفاع جت تراز پایین در فصل تابستان کمتر است (شکل ۵). میانگین سرعت باد ایستگاه اهواز در فصل پاییز

و ژوئن) است (شکل‌های ۳-ب و ۴-ب). بررسی فراوانی ماهانه طی دوره آماری نشان می‌دهد بیشترین فراوانی ماهانه گردوخاک در ایستگاه اهواز و کرمانشاه مربوط به ماه ژوئیه سال ۲۰۰۹ به ترتیب با تعداد ۳۰ و ۲۸ روز بوده است (شکل‌های ۳-الف و ۴-الف). همچنین بررسی میانگین فصلی فراوانی رخداد‌های گردوخاک در ایستگاه‌های اهواز و کرمانشاه در دوره آماری نشان می‌دهد بیشترین مقادیر، در فصل تابستان (ماه‌های ژوئیه، اوت و سپتامبر) سال ۲۰۰۹ و فصل بهار سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۰۸ مشاهده شده است (شکل‌های ۳-ب و ۴-ب). علت افزایش تعداد روزهای همراه با گردوخاک، می‌تواند وقوع خشکسالی شدید طی سال‌های ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ در بیشتر نقاط کشور و افزایش سرعت باد ناشی از ایجاد LLL باشد.

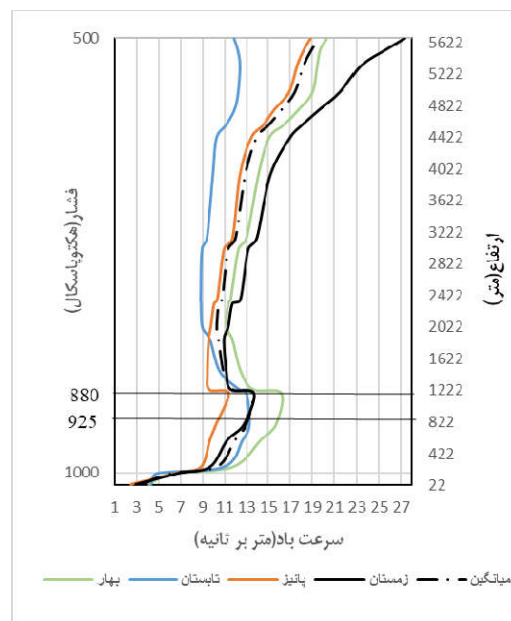
با استفاده از داده‌های جو بالای ایستگاه اهواز، میانگین ماهانه سرعت افقی باد از سطح زمین تا تراز 500 hPa

مقادیر منفی سرعت نصف‌النهاری باد در پایین تراز ۹۰۰ hPa نشان‌دهنده شمالی شدن جریانات است (شکل آورده نشده است). در ماه مه سرعت باد افزایش یافته است و ارتفاع بیشینه باد با جهت شمالی (مقادیر منفی) در تراز پایین‌تر از حدود ۹۵۰ hPa دیده می‌شود. در ماه ژوئن (شکل ۶-الف) بیشینه سرعت باد به حدود ۸ m/s رسیده است و جریانات شمالی هستند. در ماه ژوئیه (شکل ۶-ب) نیم‌رخ قائم سرعت باد ایستگاه اهواز مشابه ماه ژوئن است و بیشینه سرعت باد نیز در تراز ۹۵۰ hPa دیده می‌شود. در ماه اوت بیشینه سرعت باد نسبت به ماه قبل کاهش یافته است. میانگین سرعت باد ماه سپتامبر کاهش نشان می‌دهد و جریانات همچنان شمالی هستند. در ماه‌های نوامبر و دسامبر، جریانات در بالای تراز ۹۰۰ hPa جنوبی شده و سرعت باد نیز کاهش یافته است (شکل آورده نشده است).

نتایج بررسی آماری بیانگر این است که بیشترین فراوانی LLL در ماه‌های ژوئن و ژوئیه مشاهده می‌شود. مقایسه فراوانی ماهانه در سال‌های مختلف نشان می‌دهد بیشترین فراوانی ماهانه مربوط به ماه‌های ژوئن سال ۲۰۱۱ و ژوئیه سال ۲۰۱۶ با ۲۱ نمونه است (شکل ۷). در ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر فراوانی وقوع LLL کاهش یافته که با کاهش فراوانی گردو خاک در ماه‌های نوامبر و دسامبر در توافق است.

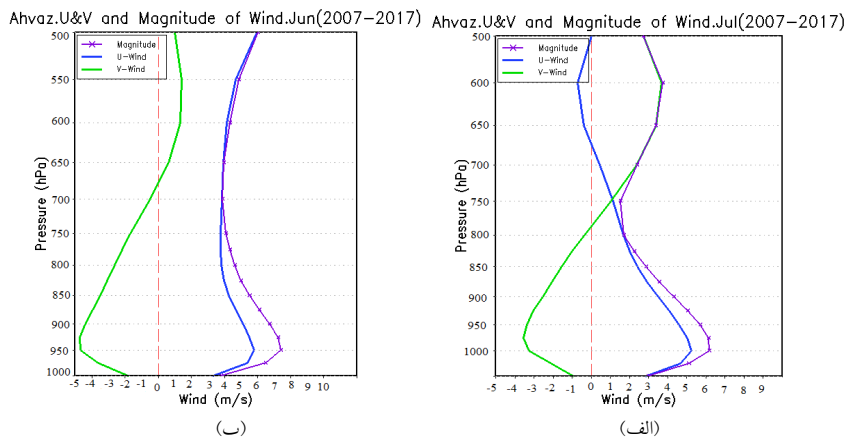
مقایسه فراوانی آماری وقوع گردو خاک در اهواز با فراوانی LLL در ماه‌های مختلف نشان‌دهنده روند تغییرات کاملاً مشابه است و تأثیر جت تراز پایین بر وقوع گردو خاک را به خوبی نشان می‌دهد به طوری که همبستگی بین فراوانی گردو خاک و LLL برابر با ۰/۸۴ به دست آمده است. در ماه‌های ژوئن و ژوئیه که افزایش فراوانی گردو خاک مشاهده شده است، فراوانی LLL نیز

(ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر) در دوره آماری به کمترین مقدار خود رسیده و بیشینه سرعت جت در تراز ۸۸۰ hPa با سرعت ۱۱/۴ m/s رخ داده است. در فصل زمستان (ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس) به تدریج سرعت باد افزایش می‌یابد، به طوری که میانگین سرعت LLL در تراز ۸۸۰ hPa تا ۱۳/۲ m/s رسیده است (شکل ۵).

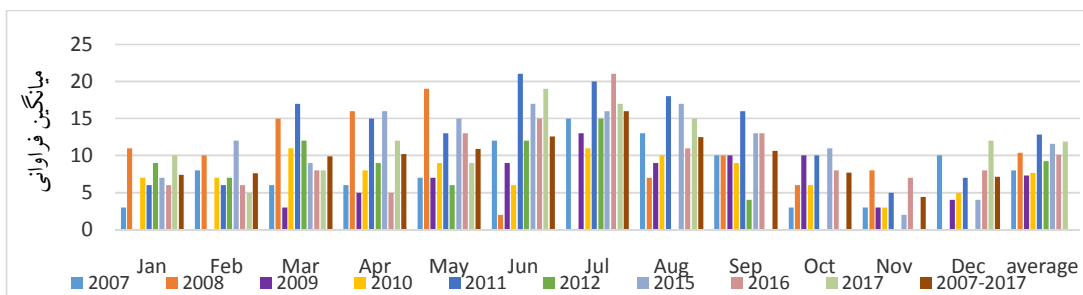


شکل ۵. نیم‌رخ قائم میانگین فصلی دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷ سرعت افقی باد ایستگاه اهواز در فصل‌های بهار (خط سبز)، تابستان (خط آبی)، پاییز (خط نارنجی) و زمستان (خط مشکی). میانگین کل دوره آماری با خط چین مشکی نشان داده شده است.

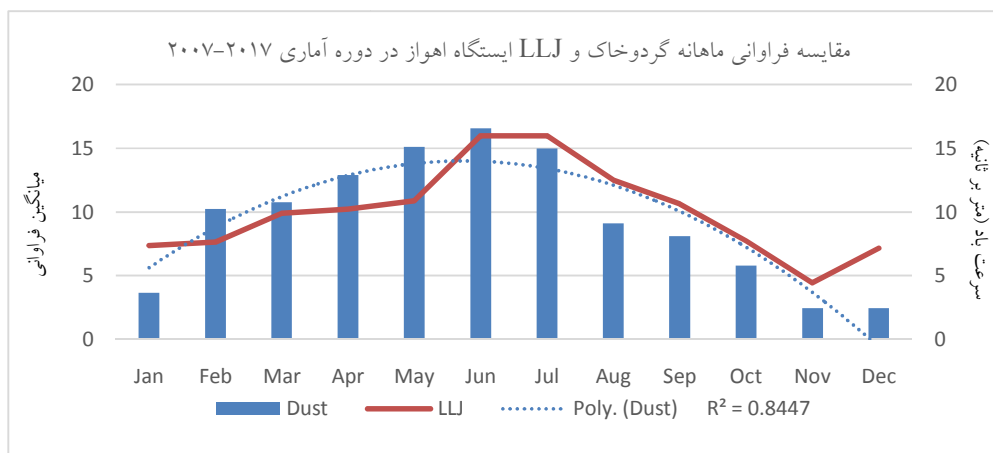
مطالعه میانگین ماهانه نیم‌رخ قائم سرعت باد ایستگاه اهواز در دوره آماری نشان می‌دهد در ماه ژانویه بیشینه سرعت نصف‌النهاری باد در پایین تراز ۸۵۰ hPa و با مقدار ۲ m/s اتفاق افتاده است. سرعت باد در ماه فوریه نسبت به ماه ژانویه کمتر است و در ماه مارس نیز کاهش یافته است. به طور کلی در نیم‌رخ قائم میانگین سرعت باد از ماه مه تا سپتامبر، LLL مشاهده شده است ولی در ماه‌های زمستان تا اوایل بهار LLL نشان داده نشده است. در ماه آوریل،



شکل ۶. نیم‌رخ قائم میانگین ماهانه دوره آماری (۲۰۰۷-۲۰۱۷) مؤلفه نصف‌النهاری (خط سبز) و مؤلفه مداری (خط آبی) و سرعت باد (خط بنفش) ایستگاه اهواز در (الف) ماه ژوئن (ب) ماه ژوئیه.



شکل ۷. فراوانی ماهانه LLJ طی سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ در ایستگاه اهواز.



شکل ۸. مقایسه فراوانی ماهانه گردو خاک و LLJ ایستگاه اهواز در دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷. LLJ (منحنی نارنجی) ایستگاه اهواز طی دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷.

فراوانی گردو خاک و LLJ در ماه‌های فوریه، مارس و آوریل بسیار کم است. از ماه اوت تا نوامبر کاهش

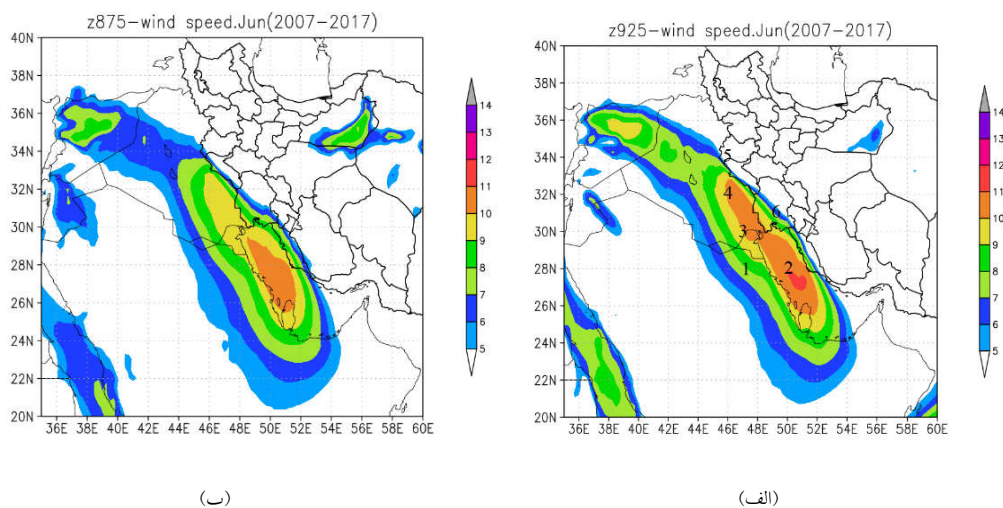
افزایش یافته است و در ماه‌های اوت، سپتامبر، اکتبر و نوامبر، هر دو نمودار روند کاهشی داشته‌اند. تغییرات

استفاده از داده‌های ERA5، چندین نقطه (جدول ۲) در منطقه جنوب شرقی کشور عراق، شمال شرقی عربستان و جنوب غربی ایران در نظر گرفته شده است. این نقاط با استفاده از نقشه میانگین آماری باد ترازهای ۹۲۵ hPa (شکل ۹-الف) و ۸۷۵ hPa (شکل ۹-ب) در ماه ژوئن با بیشترین سرعت باد LLL و بیشترین فراوانی وقوع گردوخاک در دوره آماری انتخاب شده‌اند. سپس LLL در نقاط مشخص شده محاسبه و بررسی شده است.

چشمگیری در فراوانی وقوع گردوخاک و LLL دیده می‌شود (شکل ۸).

۲-۴ شناسایی LLL

با توجه به تعریف LLL در بخش ۲ و اثر افزایش سرعت باد ترازهای پایین بر انتقال گردوخاک در منطقه مورد مطالعه، شناسایی موقعیت LLL از اهمیت زیادی برخوردار است. برای به دست آوردن فراوانی LLL طی دوره آماری با



شکل ۹. میانگین ماهانه سرعت باد (m/s) در (الف) تراز ۹۲۵ hPa (ب) تراز ۸۷۵ hPa مربوط به نقاط انتخابی (شش نقطه روی نقشه شکل الف)، برای محاسبه فراوانی LLL در ماه ژوئن دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷.

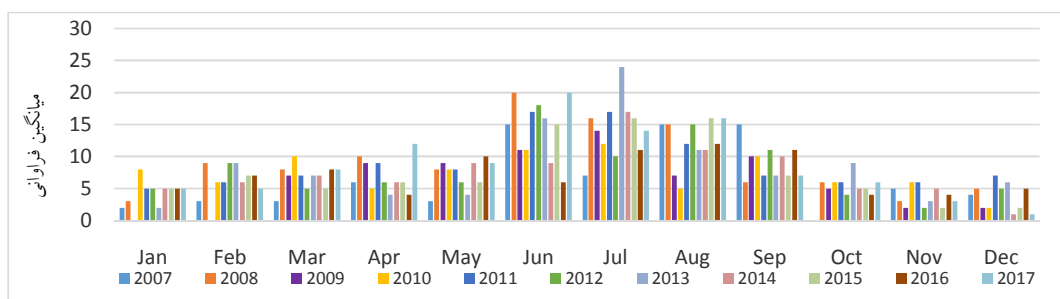
جدول ۲. موقعیت نقاط انتخابی برای یافتن فراوانی LLL در منطقه غرب و جنوب غرب کشور.

موقعیت	طول جغرافیایی (درجه شرقی)	عرض جغرافیایی (درجه شمالی)
۱	۴۷	۲۸
۲	۵۰	۲۸
۳	۴۷	۳۰
۴	۴۶	۳۲
۵	۴۶	۳۴
۶	۴۹	۳۱/۵

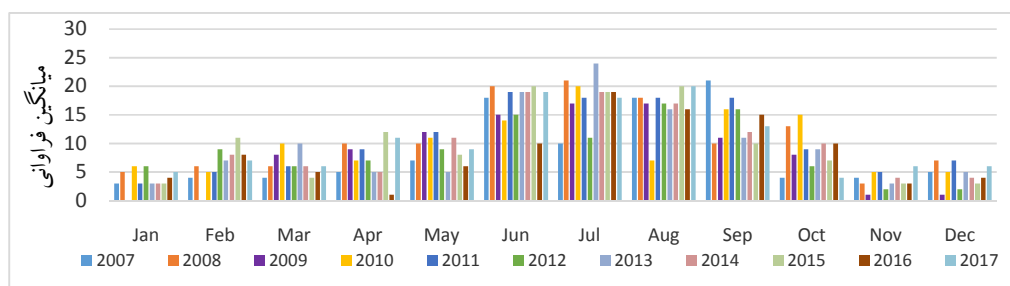
نشده است). نقطه سوم در موقعیت جغرافیایی طول جغرافیایی ۴۷ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی انتخاب شده است که روی کشور کویت واقع است. فراوانی ماهانه LLL در این نقطه در ماه‌های ژوئن و ژوئیه بیشترین مقدار است و در ماه‌های نوامبر و دسامبر، کمترین مقدار را دارد. ماه ژوئن سال ۲۰۰۸ و ماه ژوئیه سال ۲۰۱۳ بیشترین فراوانی LLL را در دوره آماری داشته‌اند (شکل ۱۰).

موقعیت مکانی نقطه چهارم، طول جغرافیایی ۴۶ و عرض جغرافیایی ۳۲ درجه است که روی کشور عراق واقع شده است. نتایج محاسبه میانگین فراوانی ماهانه LLL در دوره آماری نشان می‌دهد در ماه‌های ژوئن و ژوئیه بیشترین مقدار را داشته است و ماه نوامبر کمترین فراوانی را دارد. ماه ژوئیه سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۰۸ و ماه سپتامبر ۲۰۰۷ بیشترین فراوانی LLL را در دوره آماری داشته‌اند (شکل ۱۱).

اولین نقطه در نظر گرفته شده، در کشور عربستان با موقعیت طول جغرافیایی ۴۷ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۸ درجه شمالی واقع شده است. با استفاده از داده‌های روزانه ERA5، فراوانی ماهانه، فصلی و سالانه LLL در پایین تراز ۸۵۰ hPa به دست آمد و میانگین دوره آماری نیز محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهند در این نقطه، فراوانی LLL در ماه ژوئن بیشتر است و ماه‌های مارس و مه سال‌های ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ بیشترین فراوانی را در دوره آماری داشته‌اند (شکل آورده نشده است). موقعیت مکانی نقطه دوم که روی خلیج فارس واقع شده است، طول جغرافیایی ۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۸ درجه شمالی است. نتایج فراوانی میانگین ماهانه دوره آماری LLL این نقطه نشان می‌دهد ماه ژوئن بیشترین و ماه‌های نوامبر و دسامبر کمترین فراوانی LLL را داشته‌اند. ماه ژوئیه سال ۲۰۰۹ بیشترین فراوانی LLL را در دوره آماری داشته است (شکل آورده



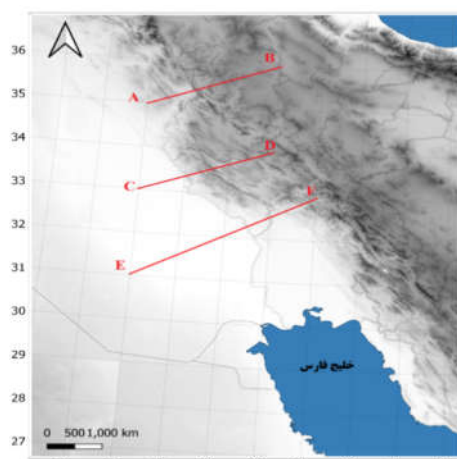
شکل ۱۰. فراوانی ماهانه LLL در نقطه سوم انتخابی در دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷.



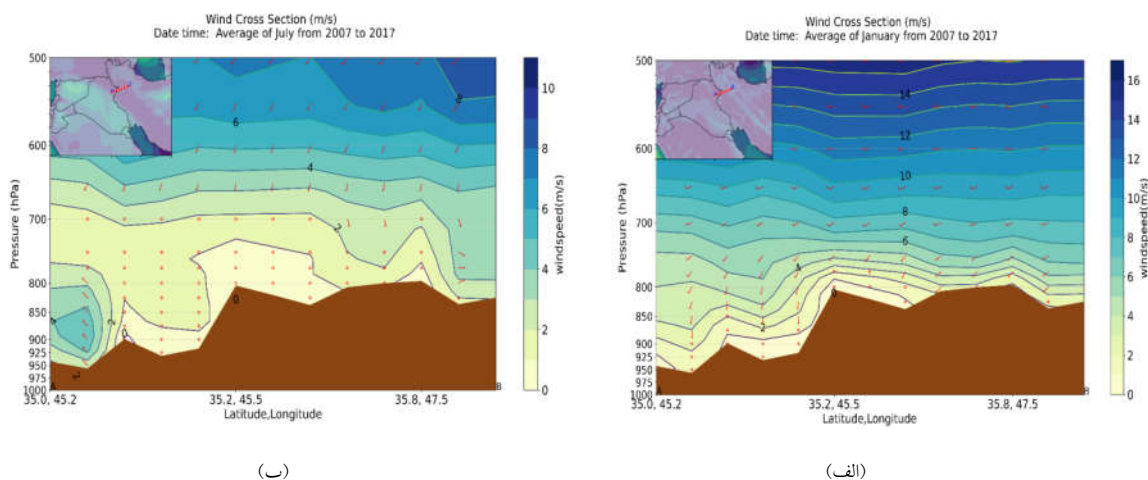
شکل ۱۱. فراوانی ماهانه LLL در نقطه چهارم انتخابی در دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷.

جت تراز پایین در ماه‌های ژوئن و ژوئیه است و به‌طور کلی در سال‌های ۲۰۰۸، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۳ نیز بیشترین فراوانی وقوع LLJ مشاهده شده است. با استفاده از داده‌های ERA5، برش قائم عرضی تغییرات میانگین ماهانه سرعت باد در دوره آماری در دو ماه سرد (ژانویه) و گرم (ژوئیه) سال، روی منطقه غرب و جنوب غرب کشور تهیه شد. به این منظور سه خط برشی AB، CD و EF (شکل ۱۲) در نظر گرفته شد که در شکل‌های ۱۳ تا ۱۵ نشان داده شده است.

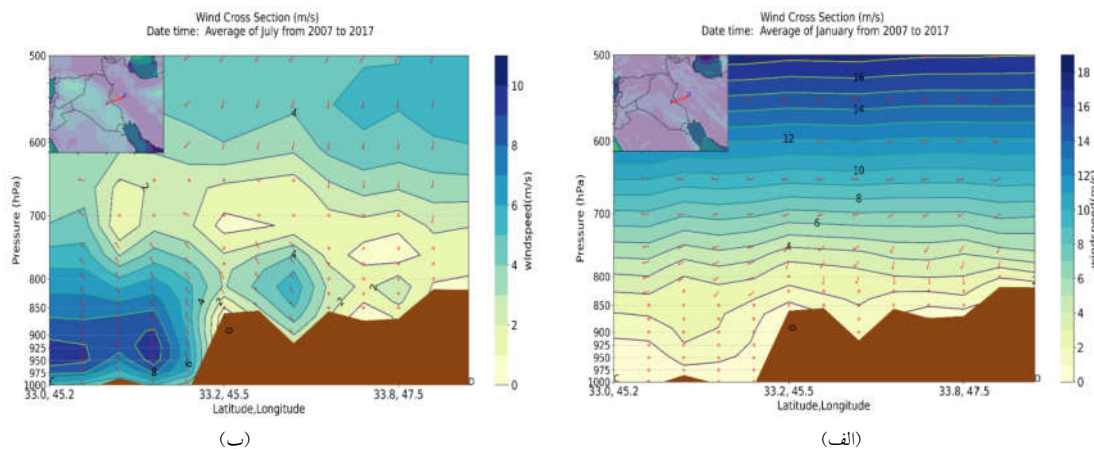
دو نقطه دیگر نیز در نظر گرفته شدند که یکی در موقعیت عرض جغرافیایی ۳۴ درجه شرقی و طول جغرافیایی ۴۶ درجه شمالی و دیگری در عرض ۳۱/۵ درجه شرقی و طول ۴۹ درجه شمالی است. طبق داده‌های به‌دست‌آمده، فراوانی وقوع LLJ در تراز پایین ۸۵۰ hPa در این دو نقطه بسیار اندک بوده است. با استفاده از آمار تهیه‌شده از LLJ در منطقه مورد مطالعه طی دوره آماری ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ می‌توان نتیجه‌گیری کرد بیشترین فراوانی وقوع



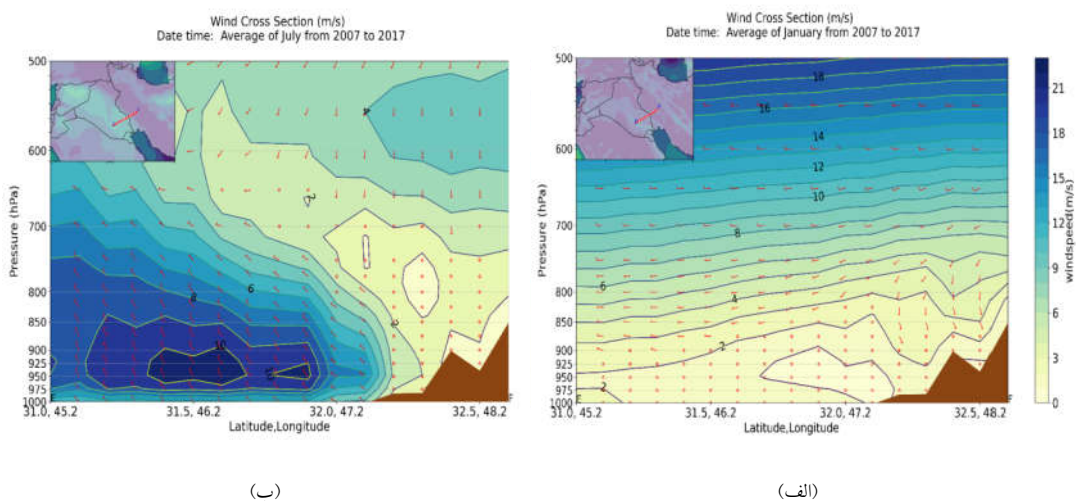
شکل ۱۲. موقعیت سه برش AB، CD و EF در منطقه روی نقشه ناهمواری که در شکل‌های ۱۳ تا ۱۵ استفاده شده است.



شکل ۱۳. سطح مقطع قائم میانگین سرعت باد (m/s)، سایه‌های رنگی و پریندهای سیاه) و بردار باد (پیکان قرمز) در امتداد خط AB برای ماه (الف) ژانویه (ب) ژوئیه.



شکل ۱۴. مشابه شکل ۱۳ ولی در امتداد خط CD.

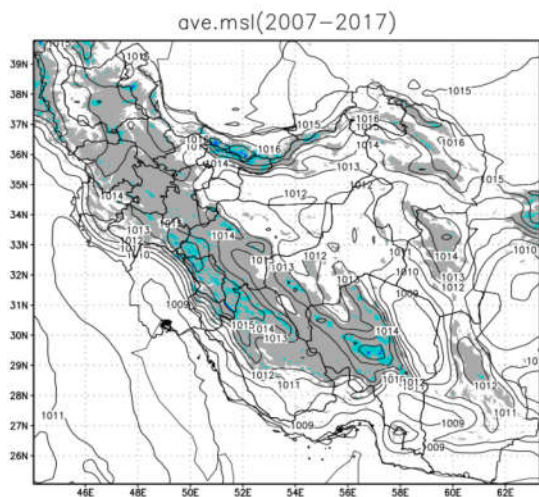


شکل ۱۵. مشابه شکل ۱۳ ولی در امتداد خط EF.

برش بعدی در عرض‌های پایین‌تر در امتداد خط CD است. در این منطقه، میانگین سرعت باد در ماه ژانویه ضعیف است و LLL تشکیل نشده است، ولی در ماه ژوئیه، میانگین سرعت باد تا 10 m/s رسیده و LLL بین ترازهای 950 تا 900 هکتوپاسکال روی مرزهای غربی کشور و روی شرق عراق واقع شده است (شکل ۱۴).
با رفتن به عرض‌های پایین‌تر و در نزدیکی خلیج فارس، ارتفاع تشکیل LLL کاهش می‌یابد و منطقه بزرگ‌تری را پوشش می‌دهد (شکل ۱۵). در ماه ژانویه، میانگین سرعت

برش میانگین سرعت باد تراز بالای سطح زمین در امتداد خط AB (قسمت‌هایی از شمال شرق عراق تا شمال کردستان) در ماه ژانویه نشان می‌دهد سرعت باد بسیار کم بوده است و جریانات ضعیف جنوبی در منطقه حاکم هستند. در این ماه، LLL مشاهده نمی‌شود. جریانات در ماه ژوئیه در این منطقه، شمالی و شمال غربی بودند و بیشینه میانگین سرعت باد در تراز بالاتر از سطح زمین 4 m/s بود و LLL ضعیفی در قسمت غربی مرز ایران بین تراز 925 تا 850 هکتوپاسکال دیده می‌شود (شکل ۱۳).

ایجاد جریانات شمالی در غرب مرزهای کشور (کشور عراق) می شود که چشمه های گردو خاک زیادی دارد.



شکل ۱۶. نقشه ناهمواری و میانگین دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷ فشار سطح زمین (hPa).

۴-۳-۲ اثر الگوهای همدیدی

نقشه های میانگین ماهانه فشار سطح زمین دوره آماری در ماه ژوئن بیانگر حاکم شدن سامانه پرفشار در زاگرس، غرب عراق و شمال غربی عربستان است. در این ماه، مرکز کم فشاری در جنوب دریای عمان شکل گرفته است که زبانه آن تا جنوب غرب و غرب کشور نیز کشیده شده است. این الگو سبب ایجاد شیو فشاری شدید (شمال به جنوب) در خوزستان و مرزهای غربی کشور می شود که نتیجه آن، تفاوت دما و ظرفیت گرمایی ویژه آب و خشکی به ویژه در فصل تابستان است. این شیو فشاری از ماه مه شروع به افزایش می کند و طی ماه های ژوئن (شکل ۱۷-الف) و ژوئیه (شکل ۱۷-ب) به بیشینه مقدار خود می رسد و سبب افزایش سرعت باد سطح زمین می شود. با توجه به الگوهای فشاری، جهت باد غالب، شمالی است. گاهی L.L.J با کثرفشاری شدید همراه است؛ مانند عبور جبهه هوای سرد سطح زمین که همزمان با عبور

باد در امتداد برش EF کم بود، ولی در ماه ژوئیه بیشینه میانگین سرعت باد L.L.J بیش از ۱۰ m/s بوده و در ارتفاع حدود ۹۵۰ hPa و روی جنوب شرقی عراق تشکیل شده است.

با توجه به برش های عرضی روی منطقه مورد مطالعه می توان نتیجه گرفت نسیم خشکی و کم بودن نیروی تنش سطحی روی دریا در مقایسه با خشکی، شدت L.L.J را روی خلیج فارس افزایش می دهد. آمیختگی تلاطمی، تکانه را از تراز L.L.J به سطح زمین انتقال می دهد و افزایش سرعت باد سطح زمین سبب انتشار گردو خاک در مناطق چشمه گردو خاک می شود که سازوکار مهمی برای انتشار گردو خاک در ساعات های اواسط صبح (حدود ۹ تا ۱۰ صبح) است (فیدلر و همکاران، ۲۰۱۳).

۴-۳-۳ بررسی عوامل مؤثر بر شکل گیری L.L.J

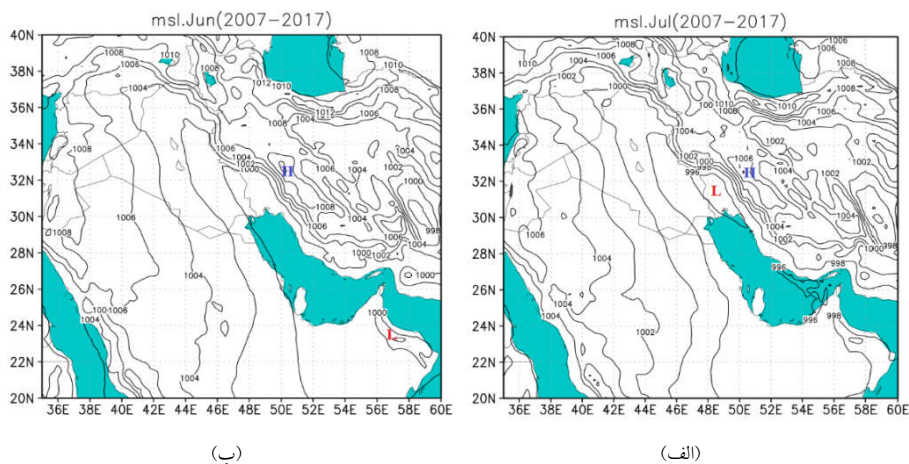
۴-۳-۱-۱ اثر ناهمواری

تغییرات ناگهانی ارتفاع و اثر کوهستان در منطقه مورد مطالعه شرایط مناسبی را برای ایجاد شیو شدید فشاری فراهم می کند (شکل ۱). کوه های مرتفع زاگرس که در مقابل مناطق کم ارتفاع جنوب غرب ایران و کشورهای عراق و کویت واقع شده اند، سبب مسدود شدن بادهای شدیدی می شوند که از سمت غرب یا شمال غرب روی منطقه غرب و جنوب غربی کشور می وزند و به بروز شیو فشاری شدید در منطقه منجر می شوند. رشته کوه زاگرس با ایجاد مانع در برابر جریانات باد شمال غربی و غربی سبب ریزش هوای سرد و انباشت آن در راستای موازی با شیب کوهستان می شود. این موضوع، باعث ایجاد شیو دمایی در راستای عمود بر کوهستان و افزایش سرعت باد در نزدیکی سطح زمین و تشکیل L.L.J می شود. شکل ۱۶ شیو فشاری شدید و افزایش سرعت باد در غرب و جنوب غرب کشور را نشان می دهد که ناشی از وجود رشته کوه زاگرس و ناهمواری منطقه است. این الگوی فشار سبب

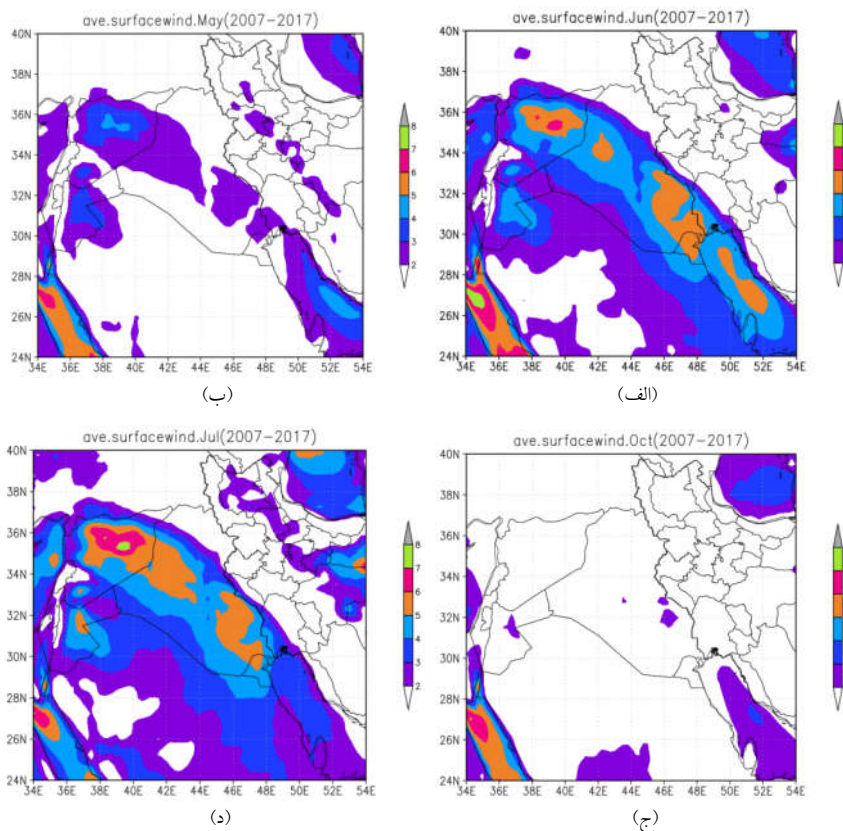
آورده نشده است).

نقشه‌های میانگین ماهانه سرعت باد ۱۰ متری از سطح زمین در دوره آماری نشان می‌دهد از ماه مه (شکل ۱۸- الف) سرعت باد ۱۰ متری شروع به افزایش می‌کند و طی

جریان جتی فوقانی شکل گرفته است. در این شرایط همدیدی، LLL با منطقه خروجی جت تراز بالا جفت می‌شود و سبب تقویت ناپایداری‌های سطح زمین و افزایش سرعت باد در نزدیکی سطح زمین می‌شود (شکل



شکل ۱۷. نقشه میانگین دوره آماری ۲۰۰۷-۲۰۱۷ فشار سطح زمین (hPa) برای (الف) ماه ژوئن (ب) ماه ژوئیه



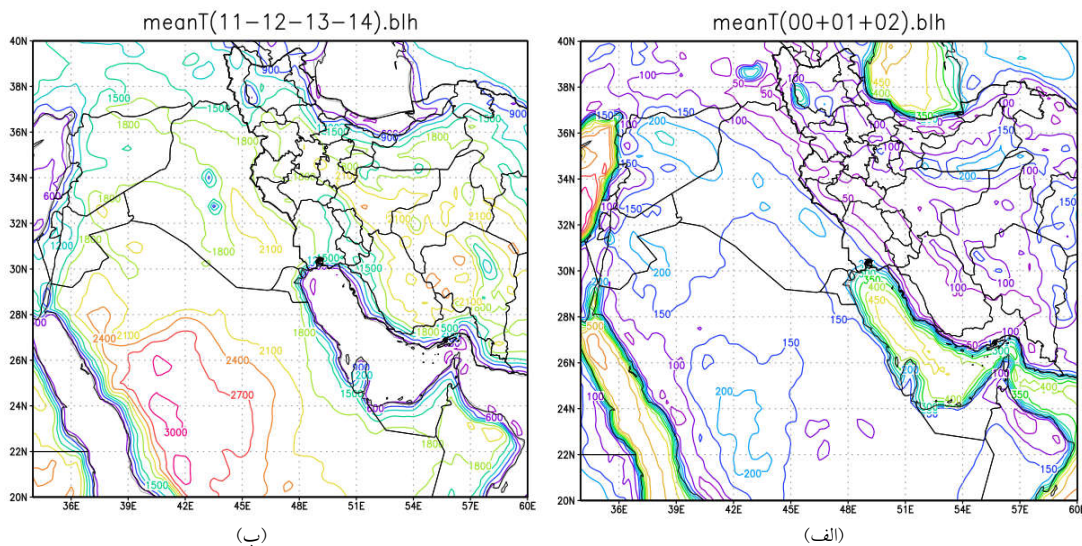
شکل ۱۸. نقشه میانگین ماهانه سرعت باد (m/s) تراز ۱۰ متر طی دوره آماری ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ در ماه‌های (الف) مه (ب) ژوئن (ج) ژوئیه (د) اکتبر.

به وقت UTC) ارتفاع لایه مرزی در دوره آماری تهیه شد. ارتفاع لایه مرزی روزانه در جنوب غربی ایران و کشور عراق به ۱۸۰۰ تا ۲۴۰۰ متر می‌رسد (شکل ۱۹-الف). میانگین ارتفاع لایه مرزی روزانه روی خلیج فارس ۳۰۰ تا ۶۰۰ متر است. اختلاف ظرفیت گرمایی آب و خشکی و گرم شدن کندتر آب خلیج فارس و سردتر شدن هوای روی آب در مقایسه با خشکی، سبب کاهش ارتفاع لایه آمیخته روی آب‌های خلیج فارس و در نتیجه، افزایش سرعت باد روی خلیج فارس در مقایسه با خشکی می‌شود. میانگین شبانه (ساعت‌های ۰۱، ۰۲ به وقت UTC) ارتفاع لایه مرزی در دوره آماری در مرزهای غربی کشور به ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر می‌رسد. در منطقه وسیعی از جنوب غربی ایران تا کشور عراق ارتفاع به ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر می‌رسد (شکل ۱۹-ب). روی خلیج فارس، ارتفاع لایه مرزی از ۲۵۰ تا بیش از ۴۵۰ متر است که ناشی از اختلاف ظرفیت گرمایی آب و خشکی است. با توجه به کاهش ارتفاع لایه مرزی شبانه، شرایط انتقال تکانه از تراز LLJ به سطح زمین، بهتر و شرایط افزایش سرعت باد در ساعات اولیه صبح و انتقال گردو خاک مهیا است.

ماه‌های ژوئن، ژوئیه (شکل‌های ۱۸-ب و ۱۸-ج)، اوت و سپتامبر افزایش سرعت باد تراز ۱۰ متر ادامه دارد. سرعت باد در ماه اکتبر نیز به دلیل تضعیف الگوهای فشاری به حداقل می‌رسد (شکل ۱۸-د). بیشینه مقدار سرعت باد ۱۰ متری از سطح زمین در منطقه غرب و جنوب غرب ایران و کشور عراق در ماه‌های ژوئن و ژوئیه مشاهده می‌شود که شرایط مناسبی برای انتقال گردو خاک در این ماه‌ها فراهم می‌کند و با فراوانی وقوع گردو خاک نیز در توافق است.

۳-۳-۴ اثر تغییر ارتفاع لایه مرزی

لایه مرزی قسمتی از وردسپهر است که به طور مستقیم تحت تأثیر سطح زمین قرار دارد و متأثر از واداشتهای سطح زمین مانند ناهمواری‌ها، تنش سطحی، انتقال گرما و انتشار آلودگی با مقیاس زمانی حدود یک ساعت و مسافت چندین متر یا کیلومتر است. در داده‌های ERA5 محاسبه ارتفاع لایه مرزی بر اساس عدد ریچاردسون انجام شده است. در این بخش، با استفاده از داده‌های ارتفاع لایه مرزی نقشه میانگین روزانه (ساعت‌های ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴



شکل ۱۹. میانگین سی ساله (۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷) ارتفاع لایه مرزی (متر) برای (الف) ساعت‌های روز (ب) ساعت‌های شب.

۵ نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از داده‌های دیدبانی ایستگاه‌های هواشناسی واقع در غرب و جنوب غرب کشور (شامل ایستگاه‌های همدیدی و دو ایستگاه جو بالای اهواز و کرمانشاه) و همچنین داده‌های بازتحلیل ERA5، الگوهای همدیدی، ساختار و توزیع زمانی LLLI‌های مؤثر بر گسیل و انتقال گردوخاک به منطقه مورد مطالعه طی دوره ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ بررسی شد.

نتایج نشان داد بیشترین رخداد‌های گردوخاک منطقه مورد مطالعه در فصل گرم است. در این فصل سال، LLLI‌ها در ارتفاع پایین‌تری تشکیل می‌شوند. در این حالت انتقال پایین‌سوی تکانه، سریع و قوی‌تر انجام می‌شود و پیامد آن ایجاد باد‌های قوی‌تر در ارتفاع‌های مجاور سطح زمین در فصل تابستان نسبت به سایر فصول است که به گسیل و انتقال گردوخاک بیشتر به منطقه در این فصل منجر می‌شود. بیشترین فراوانی گردوخاک در منطقه غرب و جنوب غرب کشور در سال ۲۰۰۸ رخ داد که با خشکسالی شدید همراه بود. در منطقه مورد مطالعه، سرعت باد ۱۰ متری از سطح زمین از ماه مه شروع به افزایش می‌کند و تا ماه سپتامبر سرعت باد به نسبت زیاد است. بیشینه سرعت باد در ماه‌های ژوئن و ژوئیه بود که با بیشترین فراوانی رخداد گردوخاک همراه شده بود.

مقایسه فراوانی ماهانه گردوخاک و LLLI ایستگاه اهواز طی دوره آماری نشان‌دهنده هماهنگی روند تغییرات فراوانی روزهای همراه با LLLI و رخداد‌های گردوخاک در منطقه است؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت LLLI سازوکاری مهم برای ایجاد گردوخاک و انتقال آن به‌ویژه در فصل گرم سال در مناطق غرب و جنوب غرب ایران است.

گستره طولی LLLI در منطقه غرب و جنوب غرب کشور حدود ۲ درجه طول جغرافیایی و گستره نصف‌النهاری آن حدود ۳ درجه جغرافیایی بوده و ارتفاع

تراز بیشینه باد (محور LLLI) حدوداً در تراز ۹۵۰ hPa مشاهده شده است. میانگین بیشینه سرعت باد در محور جت در ماه ژوئیه، ۱۰ m/s و در ماه ژانویه، ۲ m/s است. در ایستگاه اهواز، بیشینه سرعت باد LLLI در فصل بهار، ۱۶/۲ m/s در تراز ۸۵۰ hPa است و در فصل تابستان در تراز پایین‌تری، حدود ۹۲۵ hPa، با سرعت ۱۳/۳ m/s تشکیل شده است. با توجه به شکل‌گیری LLLI در ارتفاع پایین و وجود زمین‌های کم‌ارتفاع در عراق و جنوب غرب ایران (خوزستان)، شکل‌گیری LLLI سبب انتقال پایین‌سوی تکانه از تراز محور جت به سطح زمین می‌شود. جهت باد غالب در منطقه (شمال غربی و شمالی) موجب انتقال گردوخاک از مرزهای غربی کشور به روی مناطق غرب و جنوب غرب ایران می‌شود؛ بنابراین جت تراز پایین نقش مهمی در توزیع و انتقال آلاینده‌ها و گردوخاک از سطح زمین در این مناطق دارد.

با توجه به اهمیت تأثیر جت‌های تراز پایین بر انتقال تلاطم به سطح پایین و اثر آن بر انتقال گردوخاک به منطقه غرب و جنوب غرب کشور، مطالعه این پدیده با قدرت تفکیک بیشتر و شناسایی موقعیت مکانی و زمانی تشکیل آن از اهمیت بسزایی برخوردار است.

منابع

- علی‌اکبری بیدختی، ع.، برومند، ن.، ۱۳۸۵، مطالعه‌ای بر باد‌های گپ منطقه دشت لوت: بیابان، ۱۱(۱)، ۱۳-۳۰.
- مبارک حسن، ا.، غفاریان، پ.، ۱۳۹۷، شبیه‌سازی جت سطوح پایین (LLI) توسط طرح‌واره‌های مختلف لایه مرزی مدل WRF_Chem در گردوخاک محلی استان خوزستان: مجله هواشناسی و علوم جو، ۱۱(۳)، ۲۸۷-۳۰۳.
- وظیفه، ا.، علی‌اکبری بیدختی، ع.، مزرعه‌فراہانی، م.، ۱۳۹۸، بررسی تغییرات بلندمدت جت سطوح پایین روی دشت کویر: مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۵(۳)، ۶۸۷-۷۰۴.

- Alizadeh-Choobari, O., Zavar-Reza, P., and Sturman, A., 2014, The wind of 120 days and dust storm activity over the Sistan Basin: *Atmospheric Research*, **143**, 328–341.
- Andreas, E.L., Claffy, K.J., Makshtas, A.P., 2000, Low-Level Atmospheric Jets And Inversions Over The Western Weddell Sea. *Boundary-Layer Meteorology* **97**, 459–486.
- Berg, L. K., Riihimaki, L. D., Qian, Y., Yan, H., and Huang, M., 2015, The low level jet over the Southern Great Plains determined from observations and reanalyses and its impact on moisture transport: *Journal of Climate*, **28**(17), 6682–6706.
- Blackadar, A. K., 1957, Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **38**, 283–290.
- Bonner, W. D., 1968, Climatology of the low level jet: *Monthly Weather Review*, **96**, 833–850.
- Bonner, W. D., and Paegle, J., 1970, Diurnal variations in boundary-layer winds over the south-central United States in summer: *Monthly Weather Review*, **98**, 735–744.
- Colle, B. A., and Novak, D. R., 2010, The New York Bight jet: climatology and dynamical evolution: *Monthly Weather Review*, **138**(6), 2385–2404.
- Doyle, J. D., and Warner, T. T., 1993, A three-dimensional numerical investigation of a Carolina coastal low-level jet during GALE IOP: *Monthly Weather Review*, **121**(4), 1030–1047.
- Fiedler, S., Schepanski, K., Heinold, B., and Knippertz, P., 2013, Climatology of nocturnal low-level jets over North Africa and implications for modeling mineral dust emission: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **118**(12), 6100–6121.
- Gutierrez, W., Araya, G., Basu, S., Ruiz-Columbie, A., and Castillo, L., 2014, Toward understanding low level jet climatology over West Texas and its impact on wind energy: *Journal of Physics: Conference Series*, **524**, 012008.
- Ge, J. M., Liu, H., Huang, J., and Fu, Q., 2016, Taklimakan Desert nocturnal low-level jet: climatology and dust activity: *Atmospheric Chemistry Physics*, **16**, 7773–7783.
- 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.
- Holton, J. R., 1967, The diurnal boundary-layer wind oscillation above sloping terrain: *Tellus*, **19**, 199–205.
- Hu, X. M., Klein, P. M., Xue, M., Lundquist, J. K., Zhang, F., and Qi, Y., 2013, Impact of low-level jets on the nocturnal urban heat island intensity in Oklahoma City: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**(8), 1779–1802.
- Karami, S., Hamzeh, N. H., Alam, K., Noori, F., Ranjbar Saadatabadi, A., 2021, Spatio-temporal and synoptic changes in dust at the three islands in the Persian Gulf region: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **214**(D3), 105539.
- Markowski, P., and Richardson, Y., 2011, *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*: Wiley-Blackwell, ISBN: 978-0-470-742136.
- Membery, D. A., 1983, Low-level wind profiles during the Gulf Shamal: *Weather*, **38**, 18–24.
- Parish, T. R., 1982, Barrier winds along the Sierra Nevada Mountains: *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 925–930.
- 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.
- Rife, D. L., Pinto, J. O., Monaghan, A. J., Davis, C. A., and Hannan, J. R., 2010, Global distribution and characteristics of diurnally varying low-level jets: *Journal of Climate*, **23**(19), 5041–5064.
- Rijo, N., Lima, D. C. A., Semedo, A., Miranda, P. M. A., Cardoso, R., and Soares, P. M. M., 2014, The Iberian coastal low-level jet structure and dynamics: 3th Jornadas de Engenharia Hidrografica.
- Smith, E. N., Gebauer, J. G., Klein, P. M., Fedorovich, E., and Gibbs, J. A., 2019, The Great Plains low-level jet during peacan: observed and simulated characteristics: *Monthly Weather Review*, **147**(6), 1845–1869.
- Stull, R. B., 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*: Kluwer Academic Publishers.
- Vanderwende, B. J., Lundquist, J. K., Rhodes, M. E., Takle, E. S., and Irvin, S. L., 2015, Observing and simulating the summertime low-level jet in central Iowa: *Monthly Weather Review*, **143**(6), 2319–2336.
- Whiteman, C. D., Bian, X., and Zhong, S., 1997, Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the Southern Great Plains: *Journal of Applied*

Meteorology, **36**(10), 1363–1376.
Zhang, G., Zhang, D., and Sun, S., 2018, On the
orographically generated low-level easterly jet

and severe downslope storms of March 2006
over the Tacheng Basin of Northwest China:
Monthly Weather Review, **146**(6), 1667-1683.

Study of the effect of low-level jets on genesis and transport of dust in the west and southwest of Iran

Mehri Hashemi Devin¹, Abbas Ranjbar Saadat Abadi^{2*}, Ebrahim Fattahi², Sara Karami³ and Saviz Sehat Kashani³

¹ Ph.D. Student, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

² Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 29 March 2021, Accepted: 04 September 2021)

Summary

In this paper, using reanalysis ERA5 data and observational data, the effect of Low-Level Jet (LLJ) on dust in the west and south-west of Iran during the period 2007-2017 is studied. The vertical wind shear transfers the momentum from the jet level to the surface and then transfers dust from the sources, so to identify the LLJ besides the maximum wind speed, the vertical wind shear is also considered. Moreover, the horizontal and vertical range of LLJ, average of long term frequency of LLJ and monthly and seasonal frequency of dust are calculated in this study.

The result of the comparison of observational data with ERA5 data shows that 10 m wind speed of ERA5 is larger than of observational data. Strong north to south pressure gradient due to the high pressure system over Iraq and Zagros and the low pressure system over the south-west of Iran, is the most important synoptic forcing that causes strong north and north-westerly and LLJ winds over the study area. Furthermore, region topography, land-sea breeze, weak surface tension over the Persian Gulf, temperature differences and special heat capacities between land and sea are other factors that form and affect the intensity of LLJ. The monthly wind speed distribution shows the maximum average wind speed 10 m/s in July and its minimum 2 m/s in January. The average height of the boundary layer varies from 2400 meters by days to 150 meters at nights, which is one of the main causes of LLJ. The highest frequency of dust in Ahvaz was in July 2009 with 30 days of dust

Keywords: Low Level Jet, Shamal wind, dust, ERA5, west and south-west of Iran

*Corresponding author:

aranjbar@gmail.com