



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی فضای جغرافیایی

سال بیست و سوم، شماره‌ی ۸۱
بهار ۱۴۰۲، صفحات ۱۳۹-۱۱۵

DOI:10.52547/GeoSpa.23.1.115

صمد خسروی یگانه^۱
فرزانه احمدی^۲
مصطفی کرم پور^{۳*}

بر آورد تنش بادی در منطقه‌ی غرب و شمال غرب ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۱۷

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۲۷

چکیده

در این پژوهش به منظور بررسی شرایط کلی تنش بادی در منطقه غرب و شمال غرب ایران، داده‌های تنش و سرعت باد در تراز ارتفاعی ۱۰ متری از سطح زمین از پایگاه داده MERRA-2Model از سنجنده TRMM طی دوره‌ی آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در مختصات ۳۰ تا ۳۷.۵ درجه عرض شمالی و ۴۵ تا ۵۲.۵ درجه طول شرقی اخذ گردید. جهت استخراج داده‌های ماهواره‌ای تنش بادی در سطح ایستگاه‌های سینوپتیک ارومیه، تبریز، زنجان، همدان، سنندج، کرمانشاه، خرم‌آباد، اردبیل، ایلام و اهواز، نرم‌افزار GIS مورد استفاده قرار گرفت. برای محاسبه تنش باد، داده‌های دما، فشار و باد از سازمان هواشناسی اخذ گردید. جهت ارزیابی داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های ایستگاهی از معیارهای آماری ضریب همبستگی (CC)، میانگین خطا (ME) و مجذور مربعات خطا (RMSE) استفاده شد. حداکثر (RMSE) ۰/۰۶۰۵۱۶ و حداقل آن ۰/۰۰۰۵۷۶ است. ضریب همبستگی بین داده‌های مشاهداتی و ماهواره‌ای ۰/۱۶ تا ۰/۸۷ محاسبه گردید. تحلیل روند تنش بادی با استفاده از روش نا پارامتری من- کندال محاسبه شد. بر اساس نتایج حاصل شده، بیشترین مقدار تنش باد در فصل زمستان در ماه فوریه در ایستگاه اردبیل و کمترین آن در ایستگاه‌های کرمانشاه و سنندج مشاهده گردید. در فصل بهار بیشترین تنش باد در ایستگاه زنجان در ماه آوریل و کمترین مقدار

۱- دانشجوی دکتری گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران.

۲- دانشجوی دکتری گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران.

*۳- گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران. (نویسنده مسئول).

تنش در ایستگاه همدان در همین ماه بوده است. در فصل تابستان بیشترین مقدار تنش باد در ایستگاه اهواز در ماه آگوست و کمترین مقدار آن در ایستگاه سنندج در ماه ژولای مشاهده شد. در فصل پاییز بیشترین مقدار تنش در ایستگاه زنجان در ماه دسامبر و کمترین مقدار در ایستگاه کرمانشاه در همین ماه مشاهده گردید. تنش بادی دارای روندی فصلی است که تغییرات ماهانه آن چشمگیر است. تفاوت بارزی در جهت جریان تنش بادی در اثر تغییر فصل وجود دارد.

کلیدواژه‌ها: تنش بادی، تحلیل روند، آزمون من - کندال، غرب و شمال غرب ایران.

مقدمه

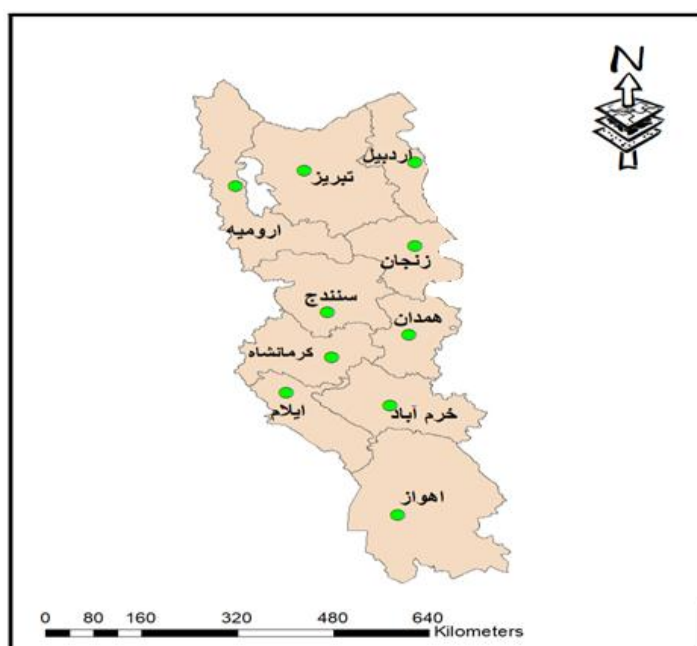
امروزه تنش باد به‌عنوان یکی از عناصر تأثیرگذار بر سامانه‌های اقلیمی به شمار می‌رود که تغییر در مقدار و مسیر حرکت تنش بادی می‌تواند از طریق تغییر مسیر انرژی و رطوبت در مناطق مختلف، باعث تغییر یا تشدید پدیده‌های اقلیمی در سطح کره زمین به‌ویژه در خشکی‌ها شود، به‌طوری‌که امروزه تنش باد به‌مثابه یکی از عوامل کنترل‌کننده اقلیم به شمار می‌رود و ماهواره‌های مختلفی تنش باد را در سطح کره زمین مورد رصد قرار می‌دهند (Xuebin et al., 2006:19) و در سال‌های اخیر تحقیقات گسترده‌ای در محافل علمی جهان در زمینه تنش بادی صورت گرفته است (Timmermann et al., 2004:12). با پیشرفت فناوری‌های سنجش‌ازدور و پایش پدیده‌های اقلیمی به‌صورت یکپارچه در بازه‌های زمانی شبانه‌روزی و رصد مسیر حرکت آن‌ها اثبات شده است که تنش باد بر الگوهای گردش اقیانوسی و جوی در بیشتر مناطق جهان به‌ویژه عرض‌های میانی و بالای نیمکره جنوبی تأثیرگذار است (Grachev et al., 2001:11). قدرت سلول‌های همرفتی نیمه گرمسیری اقیانوسی و همچنین بزرگی بالا آمدن جریان‌های استوایی وابستگی زیادی به تغییرات تنش بادی دارد. باید انتظار داشت که تغییرات در اندازه بادها می‌تواند سرعت گردش عمومی جو و اقیانوس را از طریق جابه‌جایی انرژی تشدید نماید (Zhang et al., 2009:23). نتایج تحقیقات گسترده نشان می‌دهند که نوسان در میزان تنش بادی در سطح اقیانوس‌ها و آب‌های آزاد می‌تواند بر پدیده‌های جوی ازجمله بارش، رطوبت، دما و سرعت باد در سطح خشکی‌های سطح زمین با فواصل دور تأثیر مستقیم داشته است. به‌طوری‌که تشدید تنش باد در منطقه استوایی باعث تغییر در جریان‌های جوی اقیانوس اطلس می‌شود. به‌طور مثال تغییر در حجم تنش باد در منطقه استوایی باعث تغییر در اقیانوس اطلس و سبب تغییر در حجم بارش در قسمت‌های شمال شرقی برزیل شده است (Machado et al., 2014:26). بادهایی که بر فراز اقیانوس می‌وزند، مجبور به ایجاد رابطه هوا و دریا می‌شوند و به‌عنوان پاسخی به وزش باد، امواج گرانی سطحی کوتاه در سطح دریا می‌شوند که باعث افزایش زبری سطح و در نتیجه تنش باد و ارتفاع موج می‌شوند. بازخورد بین فشار باد و رشد موج، یعنی افزایش ناهمواری سطح دریا و تنش باد است که این تنش تا زمانی که امواج با نیروی باد به تعادل برسند، ادامه

می‌یابد (Jenkins et al., 2012:10). شدت تنش باد در سطح دریا بر تبادل حرکت افقی بین جو و اقیانوس حاکم است، که یک فرآیند اصلی برای هدایت سیستم جو و اقیانوس است. بنابراین درک میزان تنش باد بسیار مهم است، زیرا در فرآیندهای حاکم بر سیستم جهانی آب‌وهوا از طریق تبادل حرکت، گرما و گاز از طریق رابط هوا و دریا نقش دارد (Adam et al., 2014:19) درحالی‌که جهت تنش باد و جهت باد عمدتاً بر روی زمین هم‌زمان هستند، اندازه‌گیری تنش باد در اقیانوس تفاوت بین هر دو جهت را نشان داده است. مطالعات متعددی در مورد تنش باد و تبادل مربوط به شار حرکت عمودی طی دهه‌های گذشته صورت گرفته است. (Geernaert (1993 در یک تحقیق با عنوان بردار تنش بادی بر روی امواج اقیانوس در منطقه اقیانوس آرام به بررسی ارتباط تنش بادی و سرعت باد پرداخته است. نتایج تحقیق نشان داد که تنش باد به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای از میانگین جریان باد منحرف می‌شود و مناطق دیگر جابه‌جا می‌شود. (Bryant (2004 در پژوهشی با عنوان تحلیل تنش بادی در کالیفرنیا در موسسه تحقیقات درز، رینو. نوادا به بررسی تأثیر بادی در منطقه کالیفرنیا پرداخت. ایشان برای بررسی ساختار فضایی و زمانی تنش بادی در کالیفرنیا و شمال آن از شبیه‌سازی عددی با استفاده از مدل MM5 بهره‌جسته است (Kochanski (2015) در تحقیقی با عنوان تجزیه و تحلیل الگوریتم‌های تنش بادی و تعیین شدت آن در بیدگیا، کالیفرنیا در موسسه اسکرپیس اقیانوس‌شناسی دانشگاه ایالتی سن دیگو به نتایج ذیل دست یافتند. نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهد تفاوت تنش بادی محاسبه‌شده بر تغییرات تنش بادی تأثیر می‌گذارد. بالاترین مقدار استحکام مقاومتی باد از روش Horizontal Resolutions (HR) به‌دست‌آمده است، زیرا بیشترین تنوع تنش بادی را برای سرعت باد بالا فراهم می‌آورد. از جمله پرفشارهایی که به‌طور مستقیم عناصر اقلیمی یک منطقه را که منشأ آن‌ها خارج از منطقه است، تحت تأثیر قرار می‌دهند، می‌توان به تغییرات دمایی و بارشی اشاره نمود. (Mojarrad (2022 درباره بررسی شاخص سوز باد و ارتباط آن با پرفشار سیبری در استان‌های مجاور رشته‌کوه البرز پژوهشی انجام دادند. آن‌ها برای انجام این پژوهش علاوه بر داده‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های سینوپتیک از داده‌های فشار سطح دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، بردار باد و وزش دمایی در سطوح بالا و میانی جو استفاده نمودند. نتایج نشان داد پرفشار سیبری، تشکیل ناوه پرفشار مهاجر سبب وقوع سوز باد شده است. در مورد ارتباط تغییرات بارش با منشأ بیرون از کشور، می‌توان به تحقیق (Amini nia (2021 اشاره نمود. نتایج این پژوهش نشان داد که استقرار سامانه پر ارتفاع بر روی عراق و سوریه مهم‌ترین عامل خشکی پاییز در منطقه شمال غرب ایران است. در سال‌های اخیر با توجه به نقش و تأثیر تنش‌های بادی در شکل‌گیری پدیده گردوغبار، طوفان‌شن‌های روان، تأثیر تنش بادی در کاهش یا افزایش میزان آلودگی هوای کلان‌شهرها، تأثیر تنش بادی در انتشار آلودگی نفتی در سطح دریاها و اقیانوس‌ها و پیش‌بینی پدیده‌های اقلیمی موردتوجه و پژوهش قرار گرفته است. امروزه ماهواره‌های مختلفی به‌سنجش و اندازه‌گیری تنش بادی در تمامی مناطق کره زمین حتی سطح اقیانوس‌ها مشغول هستند و داده‌های تنش بادی را در اختیار پژوهشگران

و کاربران مختلف قرار می‌دهند. در این تحقیق به بررسی وضعیت تنش بادی از نظر بزرگی یا شدت و جهت تنش بادی از نظر زمانی و مکانی و مشاهده تغییرات آن با استفاده از داده‌های بازکاوی شده‌ی ماهواره‌ای و نرم‌افزار اقلیمی مرتبط با آن در سطح ایستگاه‌های سینوپتیک پرداخته شده است. مطالعات انجام شده در کشورهای دیگر بیشتر گویای تأکید و تمرکز پژوهشگران به تحلیل‌های همدیدی و مطالعه شرایط و تغییرات تنش بادی و نیز تأثیرات آن در زمینه‌هایی همچون تغییر اقلیم، پیش‌بینی اقلیمی، چرخه‌های انرژی بین اقیانوس و جو، محیط‌زیست و غیره است. تحقیقات داخلی انجام شده مرتبط با تنش بادی که صورت گرفته بسیار محدود و شاید بتوان گفت که تاکنون پژوهشی در این زمینه صورت نگرفته است. در مجموع می‌توان گفت که شناخت ویژگی‌های تنش بادی، چرخه‌های فصلی آن در طی فصول مختلف سال و یا تأثیرات احتمالی آن بر سایر زمینه‌ها ضروری است. بنابراین هدف از این تحقیق، بررسی شرایط کلی تنش بادی در طی فصول مختلف سال در منطقه‌ای به وسعت غرب و شمال غرب ایران است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه شمال غرب و غرب ایران است که در عرض‌های ۳۰ تا ۳۷.۵ درجه شمالی و ۴۵ تا ۵۲.۵ درجه طول شرقی قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه شامل ۱۰ استان (آذربایجان غربی و شرقی، زنجان، کردستان، ایلام، خوزستان، لرستان، همدان، اردبیل و کرمانشاه) است. تنش بادی در ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک اردبیل، ارومیه، تبریز، زنجان، سنندج، همدان، کرمانشاه، خرم‌آباد، ایلام و اهواز مورد بررسی قرار می‌گیرد. (شکل-۱).



شکل ۱: نقشه ایستگاه‌های مورد مطالعه

Figure 1: Map of the studied stations

مواد و روش‌ها

بر اساس تعریفی که پایگاه داده ^۴ MERRA-2Model از تنش بادی ارائه داده است، می‌توان تنش بادی را این‌گونه بیان کرد: تنش بادی مقدار نیرویی است که توسط بادبر روی سطح ایجاد می‌شود که این نیرو تابعی از کشش، تراکم هوا و سرعت باد و دارای واحد نیوتن بر مترمربع است. از آنجاکه تنش باد تابعی از سرعت باد است، وزش شدید باد باعث افزایش تنش باد نسبت به بادهای با سرعت متوسط می‌شود. وزش باد در سطح دریا باعث ایجاد تنش در اقیانوس می‌شود که این امر باعث تقویت حرکت می‌شود. این نیروی کششی در سطح، سرعت باد را کاهش می‌دهد. جزئیات دقیق چگونگی تعامل جو و اقیانوس برای جابه‌جایی حرکت با طبقه‌بندی یا ثبات لایه‌ی مرزی جوی، وجود امواج، شکستن موج و تعداد زیادی از فرآیندهای دیگر پیچیده است. برای کاربردهای عملی در شناخت تنش بادی، کافی است که از یک فرمول تجربی برای محاسبه تنش باد در سطح ایستگاه‌های موردبررسی استفاده کنیم.

$$\tau = c_D \rho_{air} u_{10}^2 \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این رابطه u_{10} سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین ρ_{air} چگالی هوا بر حسب کیلوگرم بر مترمکعب و c_D ضریب کشش بدون بعد که یک مقدار ثابت به میزان ۰/۰۱۳ است (Smith stuart, 1988:12). به‌منظور انجام این پژوهش داده‌های تنش بادی^۵ و سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین از پایگاه داده MERRA-2Model از سنجنده TRMM^۶ از وب‌سایت ناسا^۷ اخذ گردید. دوره آماری مورد مطالعه این پژوهش (۱۹۹۰-۲۰۱۸) و از نظر مکانی در مختصات ۳۰ تا ۳۷.۵ درجه عرض شمالی و ۴۵ تا ۵۲.۵ درجه طول شرقی هستند. داده‌های مورد استفاده از نوع داده‌های شبکه‌بندی شده با فرمت NC با قدرت تفکیک مکانی 0.5×0.625 درجه و به‌صورت میانگین ماهانه هستند. ابتدا داده‌های شبکه‌بندی شده به محیط نرم‌افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی^۸، وارد و سپس داده‌های تنش بادی هریک از ایستگاه‌های موردبررسی استخراج گردید. به‌منظور استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، نخست می‌بایست مقایسه داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های ایستگاهی انجام شود. استفاده از مدل‌های عددی برای پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت متغیرهای گوناگون هواشناسی و اقلیم‌شناسی سبب شد تا ایده ترکیب پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت هواشناسی و داده‌های مشاهده‌ای و در نتیجه تولید داده‌های باز تحلیل‌شده متولد شود. بررسی‌های صورت گرفته در نقاط گوناگون جهان نیز روشن ساخت که داده‌های باز تحلیل‌شده با داده‌های مشاهده‌ای بسیاری از مناطق کره زمین همبستگی زیادی دارد. از این‌رو لازم است تا مقدار متغیر ثبت‌شده توسط ماهواره‌ها با مقدار مشاهده‌ای آن مورد مقایسه قرار گیرد. به‌منظور استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، نخست می‌بایست مقایسه داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های ایستگاهی انجام شود. بدین ترتیب ضریب همبستگی بین داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاهی هریک از ایستگاه‌ها محاسبه می‌شود که باید میزان یک درصد باشد، به‌عبارت‌دیگر هرچه این میزان به یک نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده‌ی

4 - Modern- Era Retrospective Analysis For Research and Applications

5- Surface Wind Stress

6- Tropical Rainfall Measuring Mission

7- National Aeronautics and Administration. <https://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>.

8- Geographic Information System(GIS)

خطای پایین داده‌های ماهواره‌ای نسبت به داده‌های مشاهداتی است. برای بررسی تغییرات و روند احتمالی در تنش بادی از آزمون تحلیل روند شامل آزمون نا پارامتری من-کندال و شیب خط رگرسیونی در سطح اطمینان ۹۵ درصد استفاده گردید. لازم به ذکر است به دلیل حجم زیاد این نوشتار، روابط محاسبه روش آزمون روند من - کندال و روابط محاسبه چگالی هوا بیان نشده است. در نهایت جهت تحلیل بهتر وضعیت مکانی و زمانی تنش بادی، نقشه‌های گرافیکی تنش بادی و سرعت باد در سال ۲۰۱۵ با استفاده از نرم‌افزار اقلیمی GrADS ترسیم شد. سال ۲۰۱۵ به‌طور تصادفی انتخاب گردید. برای ترسیم نقشه‌های مذکور از داده‌های دو مولفه ای مداری و نصف‌النهاری استفاده شده است. بزرگی میزان تنش بادی و سرعت باد با منحنی میزان‌های رنگی که ارقام و مقادیر آن‌ها درج شده است، قابل مشاهده است. واحد یا یکای بزرگی تنش بادی برحسب نیوتن بر مترمربع و سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه است. جهت جریان تنش بادی و سمت باد نیز با شکل پیکان در داخل نقشه‌ها نشان داده شده است. برای مقایسه کمی و اعتبار سنجی برآوردهای تنش بادی در پایگاه داده MERRA-2 Modal از معیارهای آماری خطای مختلفی استفاده می‌شود. با تجزیه و تحلیل آماره‌ها می‌توان نتایج مناسبی در زمینه موفقیت و مناسب بودن داده‌های این پایگاه داده باز تحلیل کسب کرد. این آماره‌ها عبارت‌اند از: ضریب همبستگی (CC^9)، میانگین خطا (ME^{10}) و مجذور میانگین مربعات خطا ($RMSE^{11}$). روابط ۲ تا ۵ مربوط به محاسبه آماری خطاست.

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o}) \times (s_i - \bar{s})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (s_i - \bar{s})^2}} \quad \text{رابطه (۲)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (s_i - o_i)^2}{N}} \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (s_i - o_i)^2}{N}} \quad \text{رابطه (۴)}$$

که O مقدار داده مشاهده‌ای (ایستگاهی) و S مقدار داده‌ی ماهواره‌ای است. ضریب همبستگی، میزان انطباق داده‌ها را نشان می‌دهد. میانگین خطاها به‌طور کلی بیش آور دو کم برآورد بودن پایگاه داده را تعیین می‌کند. $RMSE$ شاخصی برای میزان خطاها و معیاری برای عملکرد مجموعه داده‌های ماهواره‌ای است.

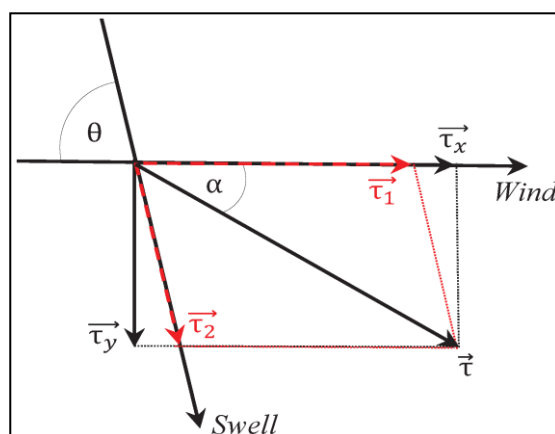
محاسبه تابع اریبی یا تورش دار^{۱۲}

در آمار و ریاضیات، تابع اریبی، تورش یک برآوردگر، همان اختلاف بین امید ریاضی آن برآوردگر و مقدار داده‌ی واقعی (ایستگاهی) است. به عبارت ریاضی فرض کنید X_1, \dots, X_n بر اساس توزیع $p(X|\theta)$ توزیع شده باشند و $\hat{\theta}$ یک تخمین گر بر اساس داده‌های مشاهده‌ای است. اریبی $\hat{\theta}$ به صورت زیر تعریف می‌شود.

9- Correlation Coefficient
10- Mean Squared Error
11- Root Mean Squared Error
12- Bias

$$\text{BIAS}[\hat{\theta}] = E[\hat{\theta}] - \theta = E[\hat{\theta} - \theta] \quad \text{رابطه (۵)}$$

که در آن E امید ریاضی متغیر X نسبت به توزیع $P(X|\theta)$ است (Dmitry et al., 2017). نمایش شما تیک تجزیه بردار تنش باد در هر یک از چهارچوب مختصات متعامد مرتبط با اجزای بردار افقی باد، به عنوان مثال، τ_x و τ_y ، در یک قاب مختصات غیر متعامد مرتبط با: (۱) امواج محلی تولیدشده توسط باد در جهت باد، τ_1 و (۲) جهت موج متورم، τ_2 زاویه نسبی θ بین جهت باد و جهت انتشار موج متورم و زاویه باد خارج α بین جهت باد و جهت تنش باد نیز نشان داده شده است. شکل (۲)، زاویه های θ و α مثبت هستند. به عنوان مثال، جهت انتشار موج متورم و بردار تنش τ در سمت راست جهت باد قرار دارد. در جدول (۲) که مقادیر منفی مشاهده می شود، بدین معنی است که جهت جریان تنش بادی در سمت چپ بردار باد در حرکت بوده است.



شکل ۲: نمودار بردار سرعت باد منبع: (Dobson et al., 1994:11)

Figure 2: Wind speed vector diagram. Source: Dobson et al., 1994:11

یافته ها و بحث

برآورد خطا بین تنش بادی استخراج شده از داده های ماهواره ای نسبت به تنش بادی محاسبه شده در سطح هر یک از ایستگاه های مورد نظر انجام شده است. با توجه به جدول (۱) می توان مشاهده نمود که در ایستگاه های اردبیل، ارومیه و تبریز در فصول سال تنش باد دارای نوسان زیادی است. در ایستگاه های واقع در مناطق جنوب غرب بیشینه تنش باد در ماه های گرم سال بوده است. بر اساس برآوردهای صورت گرفته (جداول ۳ و ۲) مشخص گردید، بیشترین مقدار تنش باد در فصل زمستان در ماه فوریه در ایستگاه اردبیل و کمترین آن در ایستگاه های کرمانشاه و سنندج، در فصل بهار بیشترین تنش باد در ایستگاه زنجان در ماه آوریل و کمترین مقدار تنش در ایستگاه همدان در همین ماه، در فصل تابستان بیشترین مقدار تنش باد در ایستگاه اهواز در ماه آگوست و کمترین مقدار تنش در ایستگاه سنندج در ماه ژولای و در فصل پاییز بیشترین مقدار تنش در ایستگاه زنجان در ماه دسامبر و کمترین مقدار کرمانشاه در همین ماه محاسبه شد. جهت کوتاه نویسی، مقادیر تنش بادی مندرج در جداول (۲ و ۳) گرد شده است.

جدول ۱- خطا سنجی داده‌های ماهواره‌ای نسبت به داده‌های ایستگاهی

Table 1 -Evaluation of satellite data relative to station data

ایستگاه	داده واقعی	داده ماهواره	BIAS	MAE	RMSE	CE	مجموع
اردبیل	۰/۸۴۱	۰/۵۱۷	-۰/۳۲۴	۰/۳۲۴	۰/۱۰۴۹۷۶	۰/۱۰۴۹۷۶	۰/۲۸۰۷۹۴۰۱
ارومیه	۰/۲۵۱	۰/۳۷۹	۰/۱۲۸	۰/۱۲۸	۰/۰۱۶۳۸۴	۰/۰۱۶۳۸۴	۰/۰۰۳۶۱۲۰۱
ایلام	۰/۱۰۱	۰/۱۲۹	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸	۰/۰۰۰۷۸۴	۰/۰۰۰۷۸۴	۰/۰۰۴۴۱۴۴۲۰۱
تبریز	۰/۲۶۸	۰/۱۶۱	-۰/۱۰۷	۰/۱۰۷	۰/۰۱۱۴۴۹	۰/۰۱۱۴۴۹	۰/۰۰۱۸۵۷۶۱
اهواز	۰/۳۳۳	۰/۲۳۴	-۰/۰۹۹	۰/۰۹۹	۰/۰۰۰۸۹۴	۰/۰۰۰۸۹۴	۰/۰۰۰۷۹۳۸۸۱
زنجان	۰/۲۸۱	۰/۱۹۲	-۰/۰۸۹	۰/۰۸۹	۰/۰۰۰۷۹۲۱	۰/۰۰۰۷۹۲۱	۰/۰۰۰۹۰۶۰۱
خرم‌آباد	۰/۳۵۱	۰/۱۰۵	-۰/۲۴۶	۰/۲۴۶	۰/۰۶۰۵۱۶	۰/۰۶۰۵۱۶	۰/۰۰۱۵۹۲۰۱
همدان	۰/۳۳۵	۰/۲۶۲	۰/۰۲۴	۰/۰۲۴	۰/۰۰۰۵۷۶	۰/۰۰۰۵۷۶	۰/۰۰۵۷۱۲۱
کرمانشاه	۰/۳۲۷	۰/۲۷۱	-۰/۰۵۶	۰/۰۵۶	۰/۰۰۰۳۱۳۶	۰/۰۰۰۳۱۳۶	۰/۰۰۰۷۰۷۲۸۱
سنندج	۰/۳۲۱	۰/۲۳۸	-۰/۰۸۳	۰/۰۸۳	۰/۰۰۰۶۸۸۹	۰/۰۰۰۶۸۸۹	۰/۰۰۵۹۴۴۴۱
متوسط	۰/۳۴۰۹	۰/۲۵۸۸	-۰/۰۸۲۱	۰/۱۱۸۷	۰/۰۲۲۲۵۹	۰/۰۲۲۲۵۹	۰/۳۵۴۴۳۰۹

جدول ۲- میانگین ماهانه تنش بادی (N/m^2) در هریک از ایستگاه‌ها (۱۹۹۰-۲۰۱۸) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ایTable 2 -Monthly average wind stress (N / m^2) at each station (1990-2018)by using satellite data

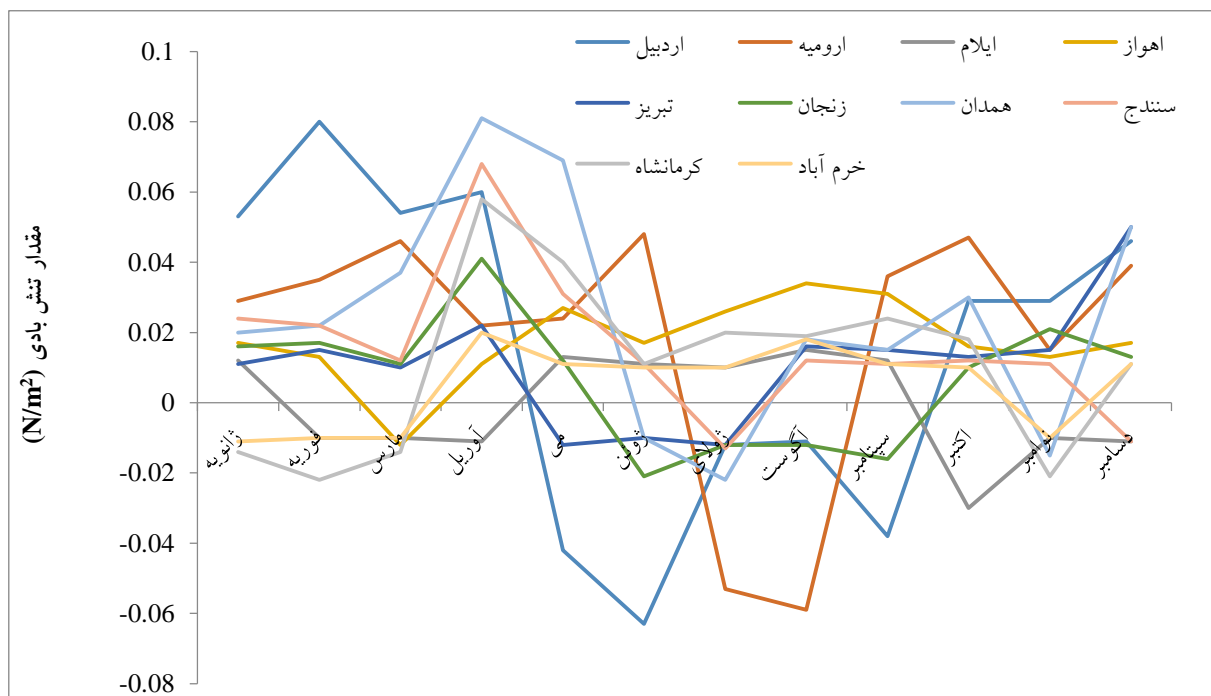
ایستگاه	ایستگاه‌ها									
	اردبیل	ارومیه	ایلام	اهواز	تبریز	زنجان	همدان	سنندج	کرمانشاه	خرم‌آباد
ماه										
ژانویه	۰/۰۵۳	۰/۰۲۹	۰/۰۱۲	۰/۰۱۷	۰/۰۱۱	۰/۰۱۶	۰/۰۰۲	۰/۰۲۴	-۰/۰۱۴	-۰/۰۱۱
فوریه	۰/۰۸۰	۰/۰۳۵	-۰/۰۱۰	۰/۰۱۳	۰/۰۱۵	۰/۰۱۷	۰/۰۲۲	۰/۰۲۲	-۰/۰۲۲	-۰/۰۱۰
مارس	۰/۰۵۴	۰/۰۴۶	-۰/۰۱۰	-۰/۰۱۲	۰/۰۱۰	۰/۰۱۱	۰/۰۳۷	۰/۰۱۲	-۰/۰۱۴	-۰/۰۰۱
آوریل	۰/۰۶۰	۰/۰۲۲	-۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۲۲	۰/۰۴۱	۰/۰۸۱	۰/۰۶۸	۰/۰۵۸	۰/۰۰۲
می	-۰/۰۴۲	۰/۰۲۴	۰/۰۱۳	۰/۰۲۷	-۰/۰۱۲	۰/۰۱۲	۰/۰۶۹	۰/۰۳۱	۰/۰۴۰	۰/۰۱۱
ژوئن	-۰/۰۶۳	۰/۰۴۸	۰/۰۱۱	۰/۰۱۷	-۰/۰۱۰	-۰/۰۲۱	-۰/۰۰۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۰
ژوئیه	-۰/۰۱۲	-۰/۰۵۳	۰/۰۱۰	۰/۰۲۶	-۰/۰۱۲	-۰/۰۱۲	-۰/۰۲۲	-۰/۰۱۳	۰/۰۲۰	۰/۰۱۰
آگوست	-۰/۰۱۱	-۰/۰۵۹	۰/۰۱۵	۰/۰۳۴	۰/۰۱۶	-۰/۰۱۲	۰/۰۱۸	۰/۰۱۲	۰/۰۱۹	۰/۰۱۸
سپتامبر	-۰/۰۳۸	۰/۰۳۶	۰/۰۱۲	۰/۰۳۱	۰/۰۱۵	-۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۱	۰/۰۲۴	۰/۰۱۱
اکتبر	۰/۰۲۹	۰/۰۴۷	-۰/۰۰۳	۰/۰۱۶	۰/۰۱۳	۰/۰۱۰	۰/۰۳۰	۰/۰۱۲	۰/۰۱۸	۰/۰۱۰
نوامبر	۰/۰۲۹	۰/۰۱۵	-۰/۰۱۰	۰/۰۱۳	۰/۰۱۵	۰/۰۲۱	-۰/۰۱۵	۰/۰۱۱	-۰/۰۲۱	-۰/۰۱۰
دسامبر	۰/۰۴۶	۰/۰۳۹	-۰/۰۱۱	۰/۰۱۷	۰/۰۰۵	۰/۰۱۳	۰/۰۵۰	-۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱

جدول ۳- میانگین ماهانه تنش بادی (N/m^2) در هریک از ایستگاهها (۱۹۹۰-۲۰۱۸) محاسبه شده در سطح ایستگاهها

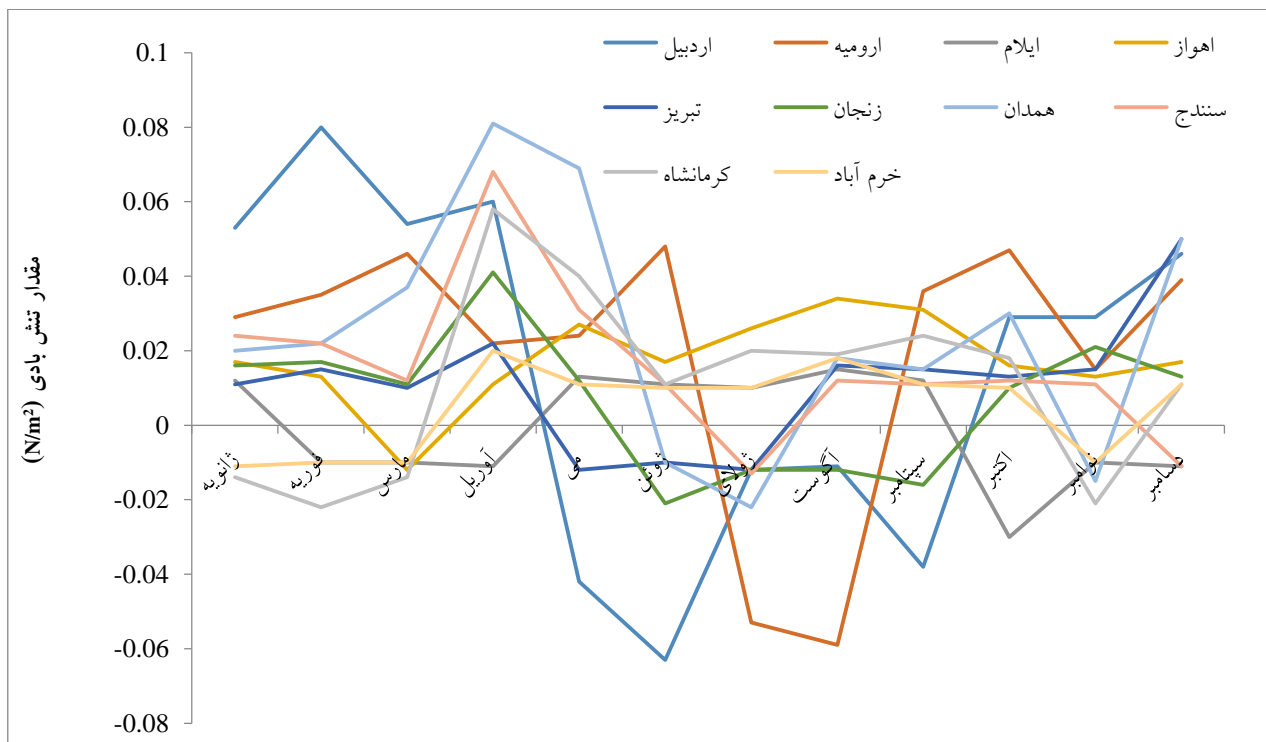
Table 3- Monthly average wind stress (N/m^2) at each station (1990-2018) calculated at the station level

ایستگاه	اردبیل	ارومیه	ایلام	اهواز	بندر	زنجان	همدان	سنندج	کرمانشاه	خرم آباد
ماه										
ژانویه	۰/۰۴۹	۰/۰۳۰	-۰/۰۱۰	۰/۰۴۱	۰/۰۲۵	۰/۰۲۹	۰/۰۳۷	۰/۰۲۰	-۰/۰۰۸	۰/۰۳۷
فوریه	۰/۰۷۴	۰/۰۲۸	-۰/۰۱۰	۰/۰۳۴	۰/۰۲۷	۰/۰۱۴	۰/۰۳۱	۰/۰۰۴	-۰/۰۰۳	۰/۰۳۱
مارس	۰/۰۵۰	۰/۰۲۲	-۰/۰۱۰	-۰/۰۳۱	۰/۰۳۱	۰/۰۱۴	۰/۰۳۹	۰/۰۱۵	-۰/۰۰۵	۰/۰۲۹
آوریل	۰/۰۵۵	۰/۰۵۰	۰/۰۰۷	۰/۰۳۰	۰/۰۳۳	۰/۰۳۴	۰/۰۴۵	۰/۰۵۸	۰/۰۳۳	۰/۰۴۱
می	۰/۰۴۲	۰/۰۱۲	۰/۰۱۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۴	۰/۰۲۵	۰/۰۳۹	۰/۰۳۷	۰/۰۶۰	۰/۰۳۹
ژوئن	-۰/۰۶۰	۰/۰۱۶	۰/۰۰۵	۰/۰۲۹	-۰/۰۲۹	-۰/۰۳۱	-۰/۰۰۴	۰/۰۱۱	۰/۰۴۵	۰/۰۳۴
ژولای	-۰/۰۱۹	-۰/۰۲۸	۰/۰۱۰	۰/۰۲۶	-۰/۰۳۶	-۰/۰۲۷	-۰/۰۴۰	-۰/۰۰۵	۰/۰۴۱	۰/۰۴۴
آگوست	-۰/۰۱۴	-۰/۰۱۱	۰/۰۱۳	۰/۰۳۶	-۰/۰۲۳	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	۰/۰۳۴	۰/۰۴۷	۰/۰۲۱
سپتامبر	-۰/۰۳۳	۰/۰۱۴	۰/۰۱۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	-۰/۰۱۵	۰/۰۲۳	۰/۰۳۰	۰/۰۳۱	۰/۰۲۳
اکتبر	۰/۰۲۰	۰/۰۱۸	۰/۰۰۴	۰/۰۲۹	۰/۰۲۹	۰/۰۲۲	۰/۰۲۶	۰/۰۳۴	۰/۰۱۵	۰/۰۲۶
نوامبر	۰/۰۲۴	۰/۰۱۵	-۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۰	۰/۰۲۰	۰/۰۳۱	۰/۰۲۸	-۰/۰۱۰
دسامبر	۰/۰۵۰	۰/۰۱۴	-۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۳۸	-۰/۰۲۱	-۰/۰۲۲	-۰/۰۱۱	-۰/۰۱۱

نسبت به دیگر ایستگاهها دارای افت و خیز بیشتری در طول دوره مورد بررسی بوده است. می توان گفت که در تمامی ایستگاهها تنش بادی دارای مقادیر در بازه (۰/۰۸ تا -۰/۰۷) در نوسان بوده است. از لحاظ جغرافیایی مقدار تنش بادی در ایستگاههای هم جوار تقریباً نزدیک به هم هستند و اختلاف زیادی در مقادیر تنش بادی مشاهده نشد. آزمون من - کندال یکی از متداولترین روشهای نا پارامتری تحلیل روند سریهای هیدرولوژیکی و هواشناسی به شمار می رود. از این روش برای آزمون تصادفی بودن توالی دادهها در مقابل وجود روند استفاده می گردد. فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری دادهها دلالت دارد و پذیرش یک (رد فرض صفر) دال بر وجود روند در سری دادهها است. روند یابی با استفاده از روش من - کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد محاسبه شد جدول (۴).



شکل ۳: نمودار سری زمانی تنش بادی ماهواره‌ای در هر یک از ایستگاه‌های مورد مطالعه در دوره ۲۰۱۸-۱۹۹۰
 Figure 3: Time series diagram of satellite wind stress in each of the studied stations in the period 2018-1990



شکل ۴: نمودار سری زمانی تنش بادی ایستگاهی در هر یک از ایستگاه‌های مورد مطالعه در دوره ۲۰۱۸-۱۹۹۰
 Figure 4: Time series diagram wind stress station in each of the studied stations in the period 2018-1990

جدول ۴- آزمون روند تنش بادی با استفاده از روش من-کندال در هر یک از ایستگاهها

Table 4 - Test of wind stress trend using Mann-Kendall method in each stations

ایستگاه	شیب روند	(ضریب کندال) μ	Z	نتایج معنی داری در سطح ۵ درصد
ارومیه	-۰/۰۳۲۸	۰/۲۹۷	۲/۶۲۸	دارای روند
تبریز	۰/۱۲۴۹	۰/۲۹۷	۲/۶۲۸	دارای روند
زنجان	- ۰/۱۷۲	۰/۲۸۰	۲/۴۷۷	دارای روند
همدان	۰/۱۹۹۹	۰/۲۸۳	۲/۵۰۲	دارای روند
سندج	۰/۱۰۸۹	۰/۲۸۰	۲/۴۷۷	دارای روند
کرمانشاه	۰/۰۰۸۳	۰/۲۸۹	۲/۵۵۲	دارای روند
خرم آباد	۰/۰۰۳۱	۰/۲۷۷	۲/۴۵۲	دارای روند
اردبیل	۰/۲۸۰۴	۰/۲۶۳	۲/۵۵۲	دارای روند
ایلام	۰/۰۵۲۸	۰/۲۷۳	۲/۴۵۲	دارای روند
اهواز	۰/۶۶۹	۰/۲۸۱	۲/۵۰۱	دارای روند

در جدول (۵) ضریب همبستگی بین داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های ایستگاهی در هر یک از ایستگاه‌های موردنظر محاسبه شده است. بیشترین ضریب همبستگی در ایستگاه‌های زنجان و اردبیل و کمترین ضریب همبستگی در ایستگاه خرم‌آباد مشاهده شده است. ضریب همبستگی در بین تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه بین ۰/۱۶ تا ۰/۸۷ محاسبه شده است.

جدول ۵- ضریب همبستگی بین داده‌های ایستگاهی و ماهواره‌ای در هر یک از ایستگاهها در دوره ۲۰۱۸-۱۹۹۰

Table 5 - Correlation coefficient between station and satellite data in each station in the period 2018-1990

ایستگاه	خرم‌آباد	کرمانشاه	سندج	همدان	زنجان	تبریز	اهواز	ایلام	ارومیه	اردبیل
ضریب همبستگی	۰/۱۶	۰/۶۱	۰/۷۸	۰/۵۴	۰/۸۷	۰/۳۱	۰/۵۷	۰/۴۴	۰/۷۴	۰/۸۴

امروزه با پیشرفت فناوری سنجش‌ازدور، ماهواره‌های هواشناسی، مدل‌های عددی و پایگاه‌های داده باز تحلیل متعددی به وجود آمدند که مورد استفاده و استقبال پژوهشگران قرار گرفته است. در این تحقیق در ابتدا لازم بود که قبل از بهره‌گیری از داده‌های تنش بادی اخذ شده از MERRA-2Model مقایسه‌ای بین داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاهی صورت گیرد. بدین منظور از معیارهای آماری ضریب همبستگی، میانگین خطا و مجذور میانگین مربعات خطا مورد استفاده قرار گرفت و مقدار آن محاسبه گردید. ضریب همبستگی بین داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های ایستگاهی محاسبه شده و مقدار آن ۰/۱۶ تا ۰/۸۷ است. تنش بادی منتج شده از چگالی هوا و سرعت باد است. از آنجاکه چگالی هوا خود منتج شده از دمای هوا و فشار هوا است، بنابراین تنش باد از تغییر دمای هوا، فشار هوا و

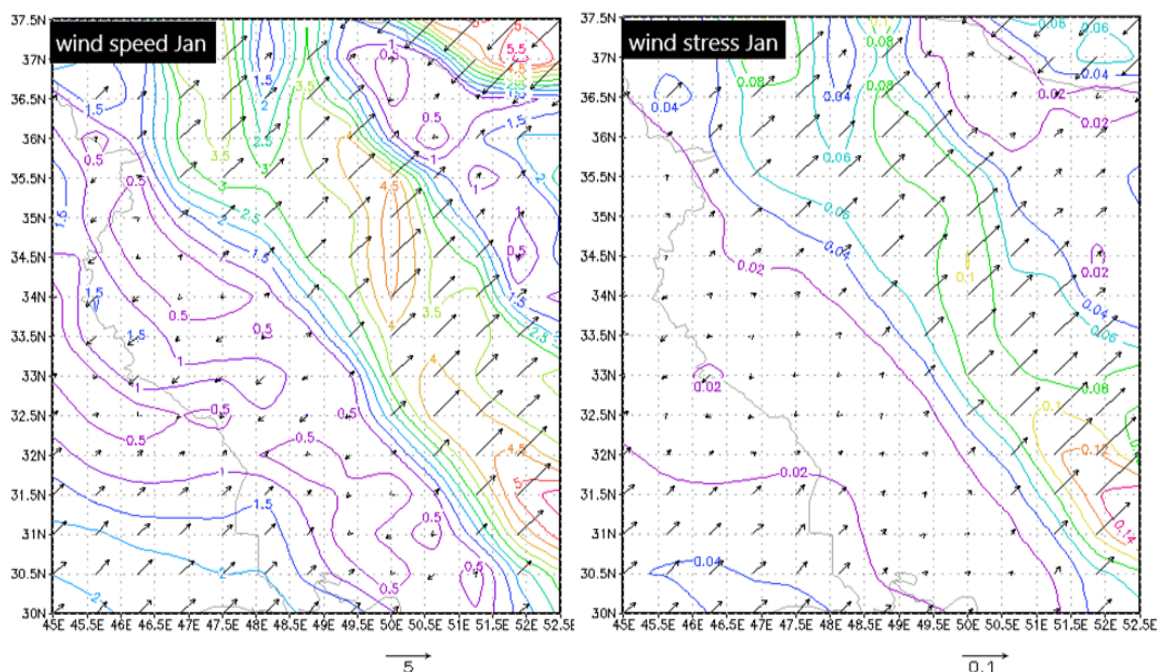
سرعت باد تأثیر می‌پذیرد. می‌توان گفت تمامی عناصری که در تنش باد مؤثر هستند در اثر تغییر فصل دچار افت و خیز فراوانی می‌شوند، به عبارت دیگر تنش بادی در طی فصول مختلف سال بسیار متغیر است. نقش مولفه‌های بادبر وزش دما یکسان نیست. در مولفه‌ی نصف‌النهاری الگوی جنوبی به شدت موجب وزش دمایی مثبت و گرم و الگوی باد شمالی باعث افت کند و آرام دما می‌شود. در تحلیل‌های سینوپتیک و ترمودینامیک جو همواره این اصل وجود دارد که حرکت افقی هوا بین کانون‌های پرفشار و کم‌فشار انجام می‌گیرد. فشار هوا در منطقه سرد زیاد و در منطقه گرم کم است. بر اساس نقشه‌های تهیه‌شده همان‌گونه که مشاهده می‌شود، بین تنش بادی با دمای هوا، سرعت باد و فشار هوا در سطح زمین ارتباط وجود دارد. بدین معنی در مناطق سرد یا در فصول سرد سال هم‌زمان با افزایش فشار در سطح زمین تنش بادی کاهش یافته و در مناطق گرم یا در فصول گرم سال فشار هوا در سطح زمین کم اما تنش بادی افزایش می‌یابد، این وضعیت به‌ویژه در مناطق هموار بیشتر مشاهده می‌شود. بدین ترتیب بین تنش بادی و فشار هوا ارتباطی معکوس حاکم است. در مورد ارتباط تنش بادی با سرعت و جهت باد می‌توان ملاحظه کرد که در فصول سرد سال سرعت باد کاهش یافته و تنش بادی نیز کاهش می‌یابد که دارای قدرت کم در حدود $0/02$ تا $0/04$ نیوتن بر مترمربع است، اما در فصول گرم سال سرعت باد افزایش یافته و نیز تنش بادی افزایش می‌یابد. همچنین می‌توان ملاحظه کرد که هم‌زمان با افزایش سرعت باد، تنش بادی نیز افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده‌ی ارتباط مستقیم بین تنش بادی و سرعت باد است. نکته‌ی دیگری که از مقایسه سرعت و جهت باد با تنش بادی وجود دارد این است که در اکثر ماه‌ها یک نوع هماهنگی بین جهت وزش باد با جهت جریان تنش بادی وجود دارد و به‌نوعی هم‌جهت هستند. در بعضی مناطق به‌ویژه در سواحل دریای خزر تضاد جهت باد با جهت جریان تنش باد مشاهده می‌شود. در هر منطقه‌ای که هسته‌های سرعت باد وجود دارد، هسته‌هایی نیز از تنش بادی وجود دارد. در مورد ارتباط دما با تنش بادی می‌توان چنین بیان کرد که در فصول گرم سال تنش بادی هم‌زمان با افزایش دمای هوا افزایش یافته و در فصول سرد سال با کاهش دمای هوا تنش بادی نیز کاهش می‌یابد که این امر نشان‌دهنده رابطه مستقیم دما و تنش بادی است. از لحاظ تأثیر تغییرات توپوگرافی بر تنش بادی می‌توان مشاهده کرد که در مناطق هموار و یا در دشت‌های باز تنش بادی دارای قدرت بیشتری است. می‌توان چنین بیان کرد که در مناطق مرتفع تنش بادی دارای قدرت کمتر و در مناطق هموار تنش بادی دارای قدرت بیشتری است. این امر در همه‌ی فصول سال قابل مشاهده است. در قسمت‌های واقع در کرانه‌ی جنوبی خزر از ماه ژانویه تا سپتامبر شدت تنش بادی تقریباً ضعیف اما از ماه سپتامبر به بعد تنش بادی در این قسمت‌ها افزایش می‌یابد. چنین استنباط می‌شود که برهمکنش بزرگ‌مقیاس سیاره‌ای و هم‌دید مقیاس با سامانه‌های خرد مقیاس و عوامل محلی نظیر توپوگرافی به‌ویژه در فصل بهار و تابستان به‌گونه‌ای بوده است که افزایش تنش بادی را سبب شده است. در فصل گرم سال که بابتی هنجاری دمایی بیشتری نسبت به فصول دیگر سال مواجه می‌شویم بر بی‌نظمی تنش بادی افزوده شده است، به‌طوری‌که بی‌نظمی افزایشی تنش بادی به‌ویژه در قسمت‌های جنوب غرب ایران مشاهده شد. جریان تنش بادی هم‌زمان با تغییر فصل متغیر است. معمولاً گرادیان فشار در فصول گذار از زمستان به تابستان یعنی فصل بهار و پاییز

قوی بوده و در بسیاری از مناطق سرعت باد افزایش می‌یابد. با این حال روند ماهانه سرعت باد حاصل تغییرات سالانه سیستم‌های حاکم جوی و استقرار فشار در منطقه است به گونه‌ای که باعث ایجاد رژیم‌های ویژه‌ای در بعضی مناطق می‌شود. با توجه به نقشه‌های ترکیبی سرعت و سمت باد در حاشیه جنوبی و غربی سواحل خزر، حداکثر سرعت باد در ماه‌های فصل پاییز و زمستان مشاهده می‌شود. در اینجا نقش گرادیان فشار تقریباً قوی بین دشت سیبری و دریای خزر در پاییز و تردد سیکلون‌های خاورمیانه در زمستان در شمال غرب ایران در افزایش سرعت باد اهمیت فراوانی دارد. در حالی که برعکس در مناطق حوضه‌های روبه‌داخل ایران حداکثر سرعت باد به فصول بهار و به‌ویژه تابستان تعلق داشته و در فصول پاییز و زمستان از سرعت کمتری برخوردار است. به‌طور کلی گرادیان‌های قوی فشار در بهار و نقش فرو باره‌ای محلی تابستانی در شکل‌گیری سرعت باد مناطق داخلی تأثیر بسزایی دارند. متوسط نوسانات ماهانه سرعت باد تا حدود زیادی تابع فصل بوده و تابستان‌ها معمولاً قوی‌تر از زمستان‌ها است. در دوره‌ی مورد مطالعه بیشینه‌ی سرعت باد در حوضه‌ی خزر و کرانه‌ی جنوبی آن در فصل سرد سال و کمینه‌ی آن در فصل گرم سال مشاهده شد. در دیگر قسمت‌های مورد مطالعه بیشینه‌ی سرعت باد در فصل گرم سال و کمینه‌ی آن در طی فصول سرد نمایان بود. به‌منظور ارزیابی دقیق از رخداد، گسترش و شدت تنش بادی باید تصور صحیحی از توزیع مکانی و زمانی پارامترهای هواشناسی و اقلیم‌شناسی داشت. مشاهدات سنجش‌ازدور دارای توانمندی لازم در این زمینه هستند. بدین صورت که از طریق دریافت اطلاعات با قدرت تفکیک مکانی و زمانی در سطح وسیعی از زمین و به‌صورت نزدیک به زمان واقعی، امکان پایش روند تنش بادی با استفاده از تکنولوژی سنجش‌ازدور را فراهم می‌شود. نتایج پژوهش نشان داد که تنش بادی دارای نوسان فصلی و ماهانه و جابه‌جایی مکانی داشته است و به‌نوعی دارای الگوی مشخص است. (Timmermann et al., 2004:12). (Darko Kochanski (2014) در مطالعه‌ای که به‌منظور بررسی تنش باد انجام گرفت، نتایج تحقیق نشان داد که تنش بادی در اثر تغییر فصل در جهات مختلف جغرافیایی دارای تغییرات زیادی بوده و حتی در جهت معکوس بر اثر تغییر فصل تنش بادی جریان داشته است.

تحلیل وضعیت تنش، سرعت و سمت باد در فصل زمستان

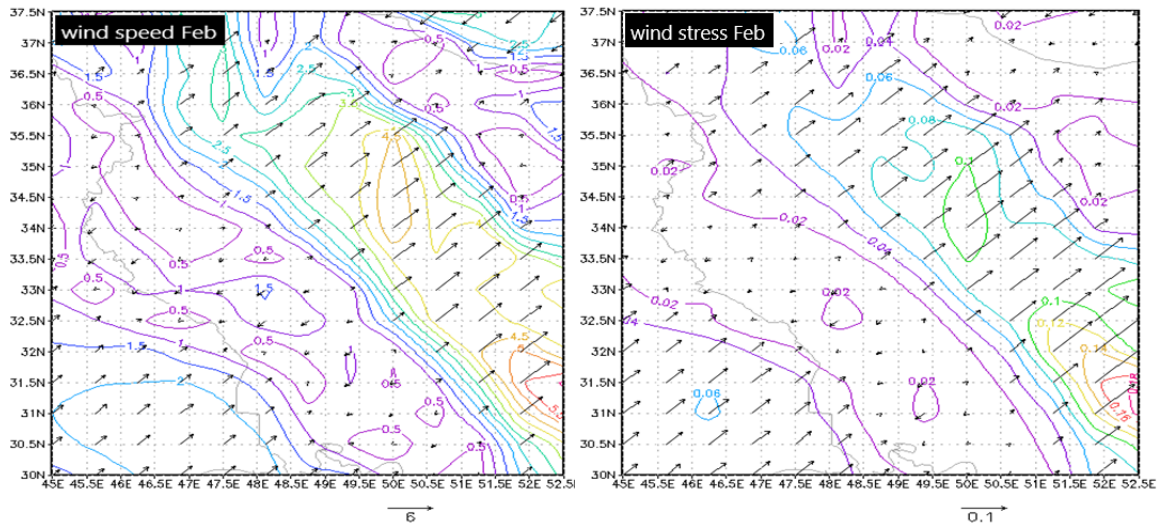
بررسی الگوی کلی تنش بادی در بازه‌های زمانی مختلف نشان می‌دهد که وقوع جابه‌جایی جزئی در وضعیت تنش بادی در ماه‌های مختلف نسبت به هم قابل تشخیص است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در این فصل الگوی حاکم تنش و سرعت و سمت باد در منطقه‌ی مورد مطالعه با الگوی تنش و سرعت باد در فصل پاییز شباهت دارد. در حالی که در عرض‌های میانی و پایین منطقه مورد پژوهش شاهد بیشینه‌ی تنش و سرعت باد نسبت به دیگر مناطق هستیم. در این فصل به دلیل کاهش طول مدت تابش و کاهش دما و از طرف دیگر استقرار سیستم‌های پرفشار و ورود سیستم‌های جوی به برون‌مرزی به ایران، حداقل شدت تنش بادی را شاهد هستیم. آرایش الگوی مراکز تنش بادی نشان می‌دهد که در ماه مارس شدت تنش و سرعت باد نسبت به دو ماه ژانویه و فوریه افزایش قابل توجهی داشته است. کمینه‌ی شدت تنش و سرعت باد در ماه ژانویه است. آنچه از تحلیل نقشه‌های سمت و سرعت باد بر می‌آید، این است که آرایش الگوهای مراکز سرعت و سمت باد با اندک تفاوتی مشابه الگوهای شدت و سمت تنش بادی هستند. این امر

در قسمت‌های واقع در دریای خزر و کرانه‌ی جنوبی آن صدق نمی‌کند، به طوری که در ماه ژانویه سرعت باد در این قسمت‌ها افزایش قابل توجهی داشته که میزان میانگین ماهانه‌ی آن ۵/۵ متر بر ثانیه بوده است، اما شدت تنش بادی متناسب با افزایش سرعت باد افزایش پیدا نکرده است که دلیل آن می‌تواند وضعیت محیطی این قسمت‌ها نظیر توپوگرافی (کاهش فشار نسبت به ارتفاع) و نقش گرادیان پرفشار سبیری (کاهش دما) است. مقایسه‌ی تغییرات ماه‌به‌ماه در این فصل نشان می‌دهد که تنش بادی و سرعت باد بر روی مناطق پر ارتفاع زاگرس و البرز غربی به دلیل استقرار پرفشارهای محلی بر روی این قسمت‌ها، تنش بادی افزایشی نسبت به دیگر مناطق نداشته است. به گونه‌ای که الگوی حاکم بر تنش بادی در این مناطق تضعیف شده است. در ماه مارس شاهد افزایش مراکز تنش بادی بیشتری نسبت به دو ماه ژانویه و فوریه هستیم که شدت تنش بادی در ماه مارس به ۰/۱۱ نیوتن بر مترمربع و سرعت باد در این ماه در عرض‌های ۵۰ تا ۵۲ به ۴/۵ متر بر ثانیه می‌رسد. در این قسمت‌ها افزایش شدت تنش بادی با افزایش سرعت باد همخوانی دارد. به طور کلی الگوی حاکم تنش بادی و سرعت و سمت باد در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس تغییرات ناچیزی از نظر جابه‌جایی مکانی داشته است و دارای یک‌روند ثابت است و این امر در کل دوره‌ی مورد مطالعه تغییری نداشت. از لحاظ سمت غالب باد در سطح ۱۰ متری از سطح زمین همان‌طور که مشاهده می‌شود سمت غالب باد جنوب غربی - شمال شرقی به استثنای مناطق جنوبی دریای خزر که خلاف این جهت یعنی شمال شرقی - جنوب غربی است.



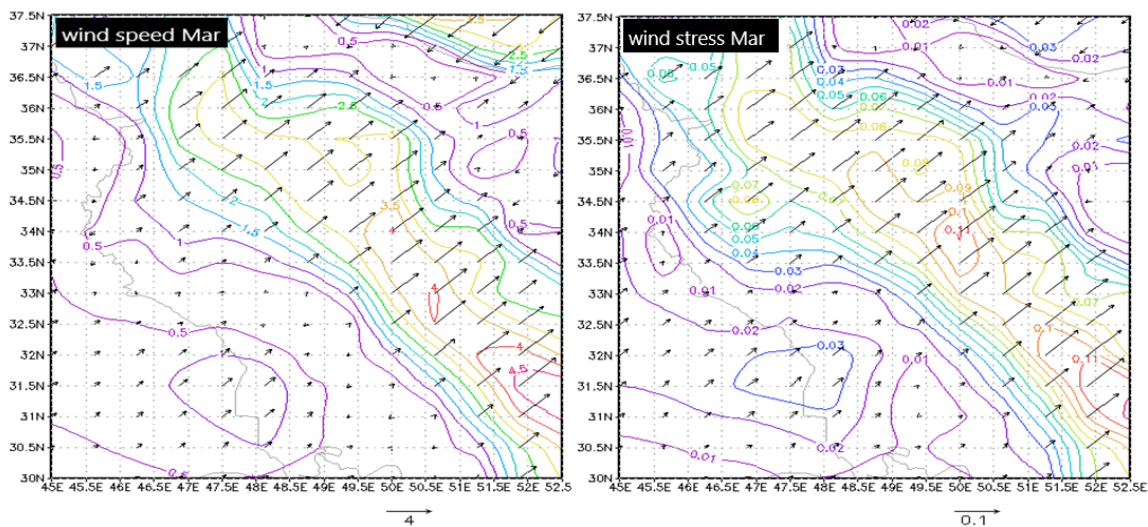
شکل ۵: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه ژانویه ۲۰۱۵

Figure 5: Map of wind stress and wind speed in January 2015



شکل ۶: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه فوریه ۲۰۱۵

Figure 6: Map of Wind stress and wind speed in February 2015



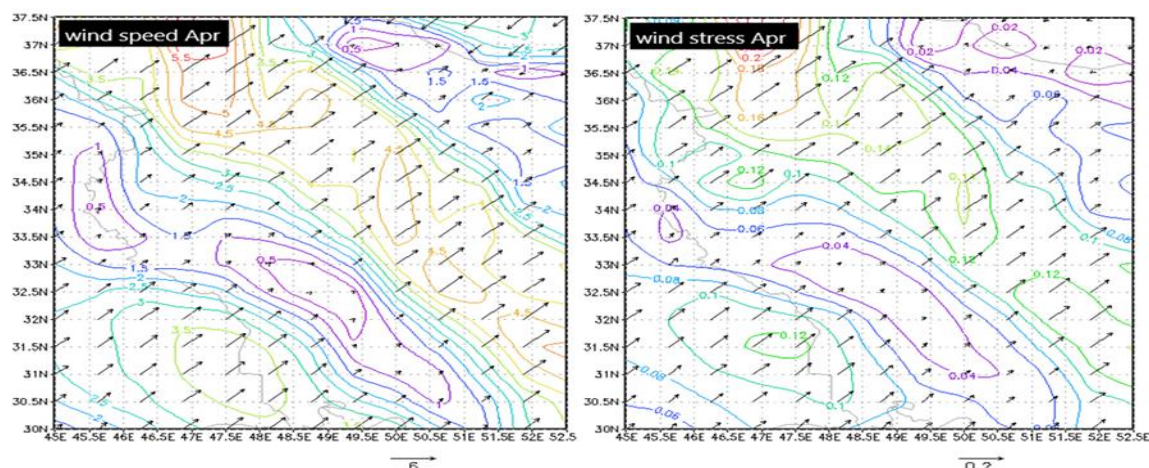
شکل ۷: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه مارس ۲۰۱۵

Figure 7: Map of wind stress and wind speed in March 2015

تحلیل وضعیت تنش، سرعت و سمت باد در فصل بهار

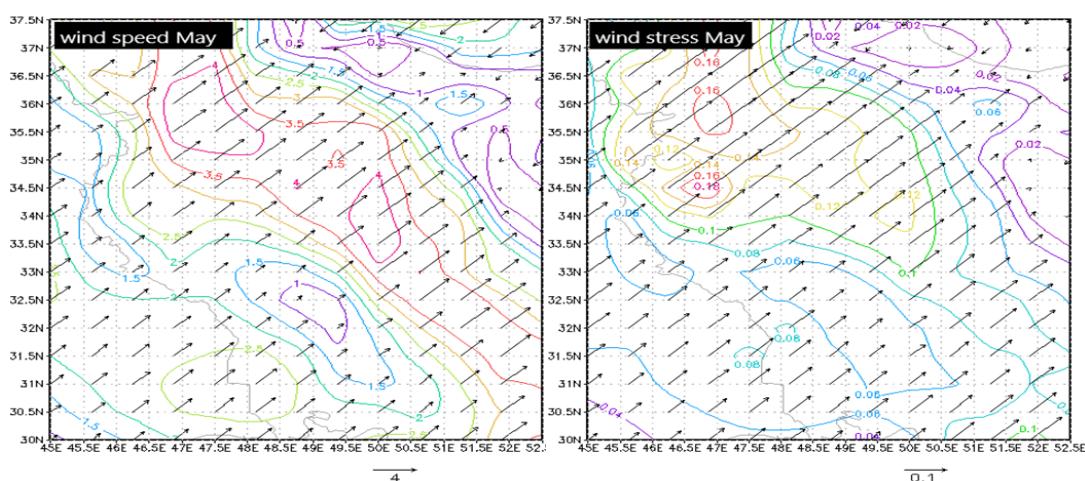
مطالعه و بررسی الگوی تنش و سمت و سرعت باد در این فصل و مقایسه ی آن با فصل زمستان نشان دهنده وجود تغییراتی در الگوی حاکم تنش بادی از نظر شدت تنش بادی و سمت و سرعت باد است. در پهنه ی مورد پژوهش به دلیل افزایش طول مدت تابش و برخورداری از گرمایش بیشتر و از طرف دیگر با عقب نشینی پرفشار سیبری از روی ایران الگوی دمایی ایران هرچه که از فصل سرد دور شده، افزایش یافته و در فصل گرم سال بر ناهنجاری دمایی افزوده می شود که این امر باعث افزایش گرادیان حرارتی و تقویت سامانه های کم فشار و فراهم شدن شرایط ناپایداری و تقویت سرعت باد در سطح زمین می شود که در نتیجه هم زمان با افزایش سرعت باد تنش بادی نیز شدت

می‌گیرد. بررسی نقشه‌های گرافیکی تنش و سرعت باد مربوط به ماه می و ژوئن نشان می‌دهد که بیشینه سرعت باد در دشت‌های باز منطقه‌ی مورد مطالعه واقع در نواحی داخلی حاکم است. آرایش مراکز تنش و سرعت باد به گونه‌ای است که تنش بادی در منطقه‌ی جنوب غرب و نواحی داخلی افزایش قابل توجهی نسبت به ماه‌های آوریل و می داشته است. مقایسه میانگین تنش بادی که با استفاده از منحنی میزان‌ها مشاهده می‌شود، این نکته را آشکار می‌سازد که مراکز شدت تنش بادی از مناطق واقع در ۴۸ درجه طول شرقی به ۴۵ تا ۴۷ درجه طول شرقی جابه‌جاشده است. در این فصل همانند ماه‌های گذشته کمینه‌ی تنش بادی در قسمت‌های شمالی ایران دیده می‌شود



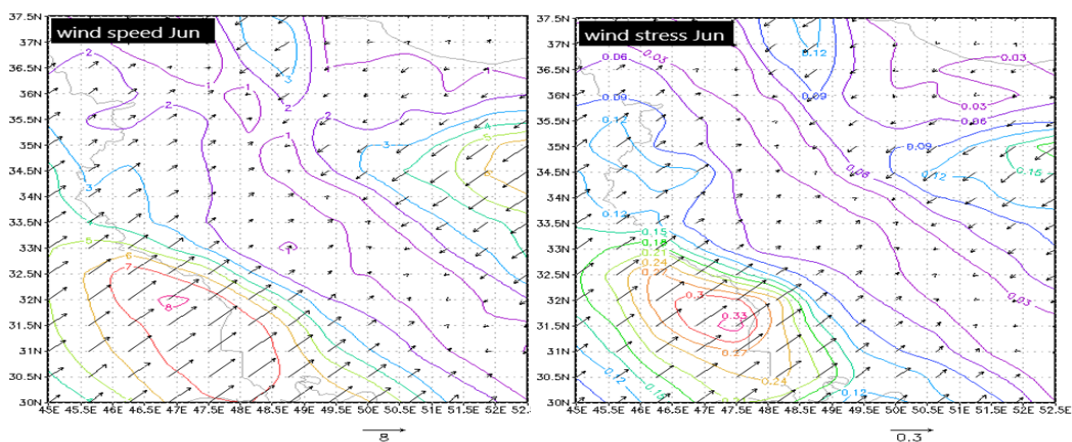
شکل ۸: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه آوریل ۲۰۱۵

Figure 8: Map of wind stress and wind speed in April 2015



شکل ۹: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه می ۲۰۱۵

Figure 9: Map of wind stress and wind speed in May 2015



شکل ۱۰: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه ژوئن ۲۰۱۵

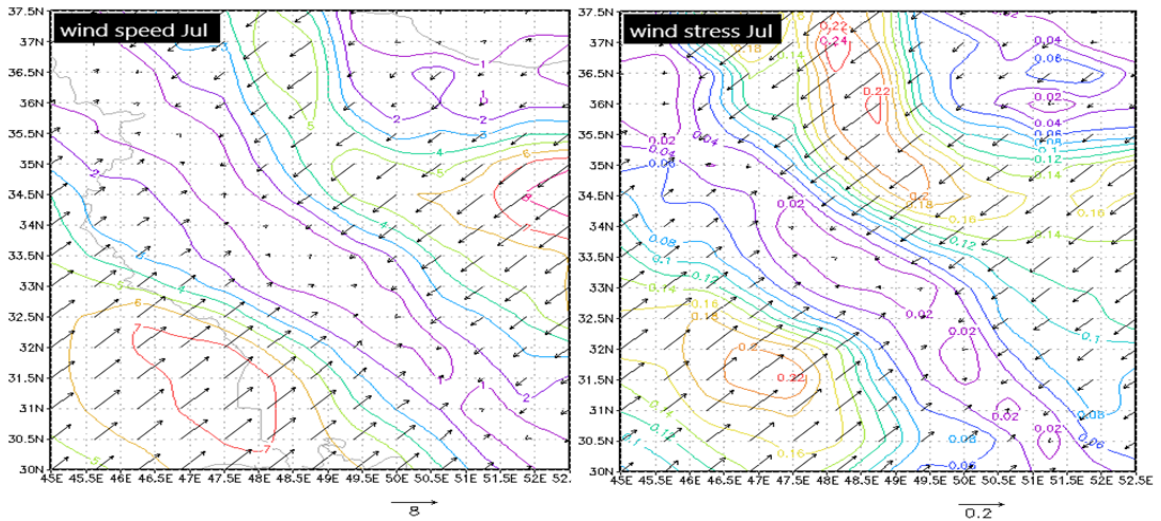
Figure 10: Map of wind stress and wind speed in June 2015

تحلیل وضعیت تنش، سرعت و سمت باد در فصل تابستان

بررسی‌ها نشان می‌دهد که تفاوت‌هایی در الگوی مکانی و جابه‌جایی مراکز تنش و سرعت باد در این فصل وجود دارد. در این فصل که ناهنجاری بیشتری در نوسانات دمایی در کل پهنه‌ی موردبررسی بر اثر تغییر فصل رخ می‌دهد، این ناهنجاری تأثیرات زیادی در فشار، سرعت باد و تنش بادی به‌جا می‌گذارد. در این فصل که شرایط خشک، کمبود رطوبت و افزایش دما در کل پهنه‌ی موردپژوهش حاکم می‌شود و به‌تبع این شرایط سرعت باد و تنش بادی دچار تغییر می‌شود. در ماه ژولای هم‌زمان با افزایش دما در کرانه‌ی جنوبی خزر بین مختصات ۳۶ درجه عرض شمالی و ۵۱ درجه طول شرقی بزرگی تنش بادی افزایش یافته و شدت آن $0/12$ نیوتن بر مترمربع مشاهده می‌شود. روند افزایشی شدت تنش بادی در کل پهنه‌ی موردبررسی همچنان ادامه دارد. در مختصات ۳۶ درجه عرض شمالی و ۴۹ درجه طول شرقی یک هسته از تنش بادی به مقدار $0/14$ و $0/16$ نیوتن بر مترمربع قابل مشاهده است. جهت جریان تنش بادی در قسمت‌های مورد مطالعه شمال شرقی - جنوب غربی است. در قسمت‌های مرتفع تنش بادی دارای شدت کمتری نسبت به دیگر مناطق است. در اواخر فصل تابستان در ماه سپتامبر همان‌طور که ملاحظه می‌شود روند کاهشی تنش بادی ادامه دارد، با این تفاوت که در این ماه بر روی کرانه جنوبی خزر تنش بادی نسبت به دیگر مناطق دارای بیشترین میزان است و مقدار آن $0/07$ و $0/08$ نیوتن بر مترمربع است. در این ماه تنش بادی دارای فراوانی از نظر هسته‌های تشکیل شده تعداد بیشتری نسبت به دو ماه گذشته فصل است و یک نوع بی‌نظمی مکانی در مقدار تنش بادی مشاهده می‌شود. جهت جریان تنش بادی شمال شرقی - جنوب غربی است.

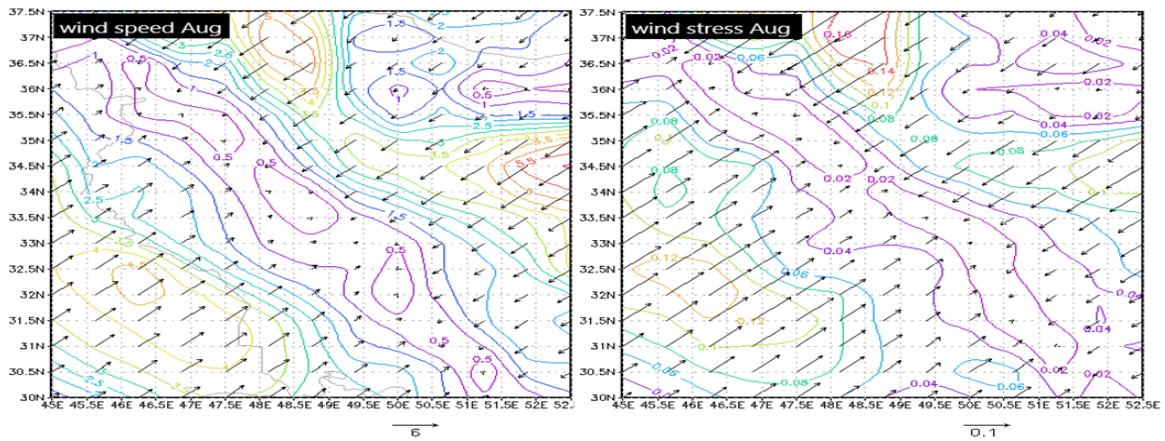
تحلیل وضعیت تنش، سرعت و سمت باد در فصل پاییز

بررسی‌ها نشان می‌دهد که الگوی کلی حاکم تنش بادی در فصل پاییز با اندک تفاوتی شبیه به الگوی تنش بادی فصل زمستان است. در ماه اکتبر روند افزایشی شدت تنش بادی بر روی قسمت‌های شمال و غرب ایران آغاز می‌شود.



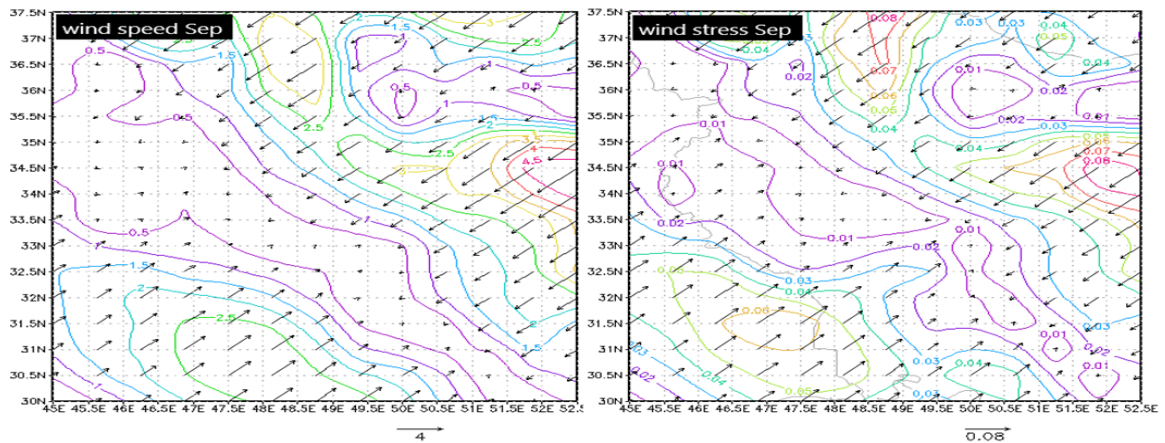
شکل ۱۱: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه ژوئیه ۲۰۱۵

Figure 11: Map of wind stress and wind speed in July 2015



شکل ۱۲: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه آگوست ۲۰۱۵

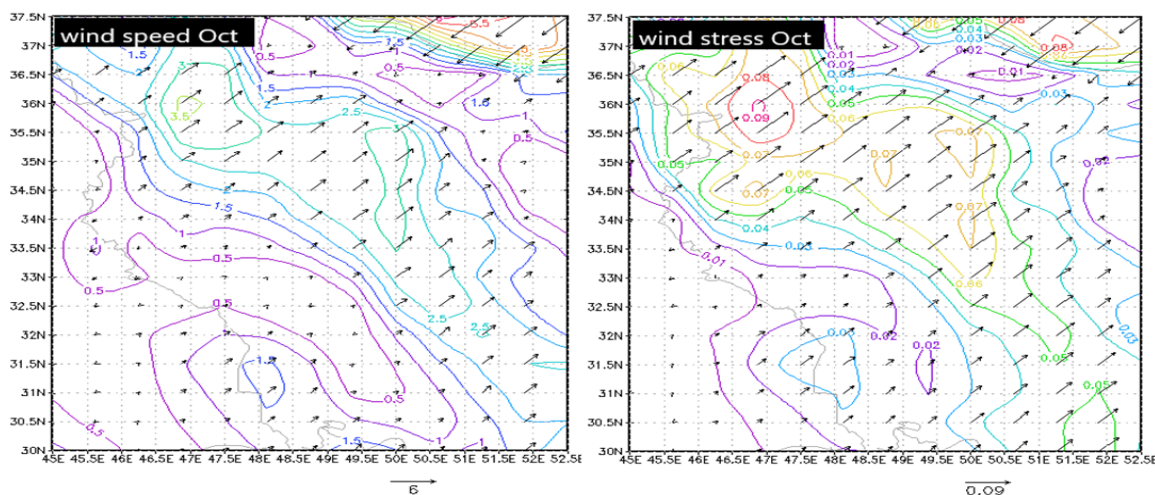
Figure 12: Map of wind stress and wind speed in August 2015



شکل ۱۳: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه سپتامبر ۲۰۱۵

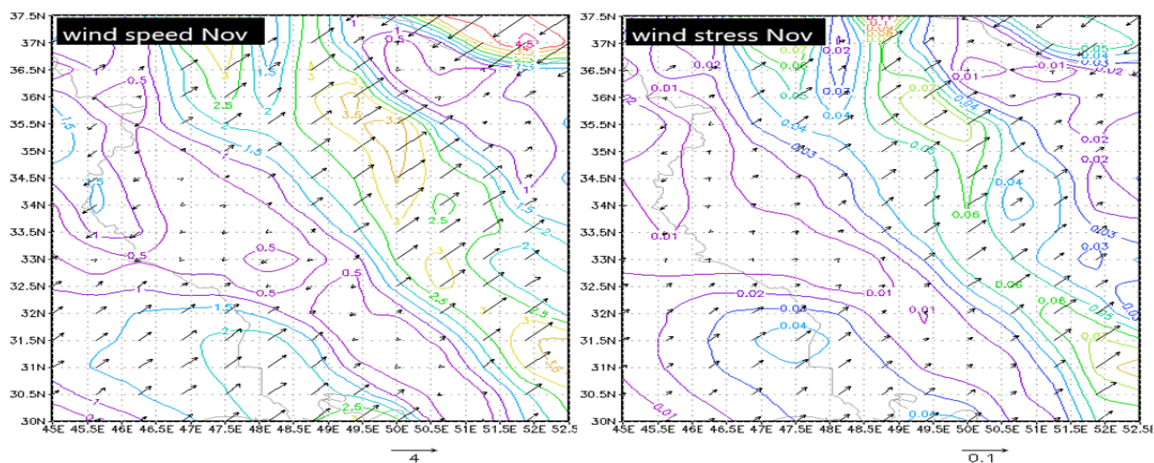
Figure 13: Map of wind stress and wind speed in September 2015

شود، به طوری این وضع نسبت به ماه های دیگر سال وضعیت مشابه ای ندارد. در این ماه روند افزایشی شدت تنش بادی فقط در قسمت های شمالی ایران وجود دارد. در ماه اکتبر روند جهت جریان تنش بادی از شمال شرق - جنوب غرب به جنوب غرب - شمال شرق تغییر پیدا کرده است. در ماه نوامبر میزان غالب تنش بادی 0.06 نیوتن بر مترمربع می باشد. میانگین تنش بادی بین 0.03 تا 0.09 نیوتن بر مترمربع است. جهت جریان تنش بادی در تمامی پهنه ی مورد پژوهش جنوب غرب - شمال شرق است و تغییری در وضعیت جهت آن ملاحظه نمی شود. در ماه دسامبر در بیشتر قسمت های مورد مطالعه تنش بادی ضعیفی به مقدار 0.01 نیوتن بر مترمربع مشاهده می گردد. یک هسته تنش بادی در مختصات 31 درجه عرض شمالی و 52 درجه طول شرقی به میزان 0.08 نیوتن بر مترمربع دیده می شود. می توان چنین استنباط کرد که ماه دسامبر کمینه ی تنش بادی نسبت به دیگر ماه های سال است.



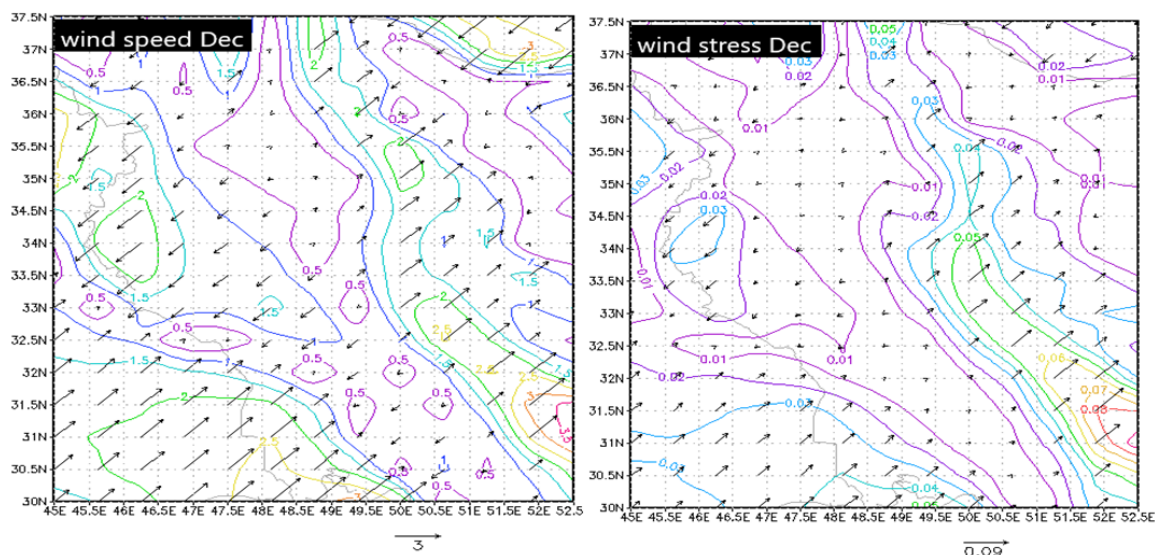
شکل ۱۴: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه اکتبر ۲۰۱۵

Figure 14: Map of wind stress and wind speed in October 2015



شکل ۱۵: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه نوامبر ۲۰۱۵

Figure 15: Map of wind stress and wind speed in November 2015



شکل ۱۶: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه دسامبر ۲۰۱۵

Figure 16: Map of Wind stress and wind speed December 2015

در این ماه هماهنگی زیادی در مقدار تنش بادی و سرعت و سمت باد در کل پهنه‌ی موردبررسی وجود دارد و افت‌وخیز قابل‌توجهی در میزان تنش بادی نسبت به ماه‌های دیگر سال مشاهده می‌شود.

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج حاصل‌شده مشخص گردید که آرایش جغرافیایی تنش بادی در طی فصول مختلف سال تغییراتی از نظر زمانی و مکانی در شدت و جهت جریان تنش باد دارد. بیشترین مقدار تنش باد در فصل زمستان در ماه فوریه در ایستگاه اردبیل و کمترین آن در ایستگاه‌های کرمانشاه و سنندج، در فصل بهار بیشترین تنش باد در ایستگاه زنجان در ماه آوریل و کمترین مقدار تنش در ایستگاه همدان در همین ماه، در فصل تابستان بیشترین مقدار تنش باد در ایستگاه اهواز در ماه آگوست و کمترین مقدار تنش در ایستگاه سنندج در ماه ژولای و در فصل پاییز بیشترین مقدار تنش در ایستگاه زنجان در ماه دسامبر و کمترین مقدار کرمانشاه در همین ماه محاسبه شد. می‌توان گفت از اواخر فصل سرد به تدریج بر شدت تنش بادی افزوده می‌شود و آهنگ این افزایش به سوی فصل تابستان تشدید می‌یابد. به طوری که در ماه ژوئن، جولای و اوت به بیشینه‌ی مقدار خود می‌رسد که این موضوع نمایان گر آن است که در فصل گرم سال بر شدت تنش بادی افزوده شده است. اما این موضوع بر قسمت‌های شمال غرب ایران صدق نمی‌کند. به طوری که این افزایش شدت تنش بادی بیشتر در مناطق هموار مشاهده می‌گردد. الگوی افزایشی و کاهش تنش بادی در کل پهنه‌ی موردبررسی بیشتر از تغییر فصل تبعیت می‌کند که این نشان‌دهنده‌ی آن است که تنش بادی به نوعی از تغییرات دما، فشار هوا و سرعت باد تأثیرپذیری زیادی دارد. در دوره‌ی مورد مطالعه تنش بادی دچار افت‌وخیز قابل‌ملاحظه‌ای نبود و یک آهنگ دوره‌ای فصلی در کمینه و بیشینه‌ی مقدار آن مشاهده گردید. در فصول

سال تنش بادی همان میانگین‌ها و جابه‌جایی‌های مکانی فصلی را نشان داد و تغییرات سال‌به‌سال در وضعیت آن مشاهده نگردید. در طی ماه‌های سرد سال جهت جریان تنش باد در مناطق موردبررسی جنوب غرب- شمال شرق است. جهت جریان تنش باد در ماه‌های گرم سال شمال شرق- جنوب غرب مشاهده شد.

References

- Aminnia, K., Mirzaei, M., Panahi, A., (2022), "Statistical and synoptic analysis of the occurrence of dry autumns in northwest Iran", *Journal of Geographical Space*, 78:165-190. [In Persian].
- Meghdar, S., Ghiyashi Qorveh, F., Kushki, S., (2022), "Investigation of Suzbad index and its relationship with Siberian high pressure in the provinces adjacent to the Alborz mountain range", *Journal of Geographical Space*, 80:151-170. [In Persian].
- Adam, K., Darko, K., Clive, D., (2014), "Developing a simple 2D ocean model for the evaluation of the MM5 results over bodega bay", *Journal of Climate*, 19:8-14.
- Bryant, M., Muhammad, A., (2014), "An exploration of wind stress calculation techniguse in hurricane storm surge modeling", *Journal of Marine Science and Engineering Received*, 30(12):220-230.
- Dmitry, S., Dukhovskoy, Y., Mark, A., Bourassa, Guorun Petersen, J.S., (2017), "Comparison of the ocean surface vector winds from atmospheric reanalysis and scatterometer-based wind products over the nordic seas and the northern North Atlantic and their application for ocean modeling", *Journal of Geophysical Research Oceans*, 199(12):233-240.
- Dobson, W., Stuart, D.S., Robert, J.A., (1994), "Measuring the relationship between wind stress and sea state in the open ocean in the presence of swell", *Atmosphere-Ocean*, 32(8):237-256.
- Grachev, A.A., Fairall, C.W., (2001), "Upward momentum transfer in the marine boundary layer", *Journal Phys Oceanogr*, 31(11):1698-1711.
- Geernaert, G.L., Hansen, F., Courtney, M., Herbers, T., (1993), "Directional attributes of the ocean surface wind stress vector", *Journal Geophys. Res Oceans*, 98:16571-16582.
- Jenkins, A.D., Bakhoday-Paskyabi, M., Fer, I., Gupta, A., Adakudlu, M., (2012), "Modelling the effect of ocean waves on the atmospheric and ocean boundary layers", *Energy Procedia*, 24(2):12-20.
- Machado, J.P., Justino, F., Pezzie, L.P., (2014), "Efeitos do aumento da tenaso de cisalhamento do vento no Hemisferio Sul obtiod do models SPEE", *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29(4):597-612.
- Kochanski, A., (2015), "Wind stress and wind stress curl during upwelling season along the california coast", *Journal Geopgys Rea*, 93(18):17-23.
- Smith Stuart, D., (1988), "Coefficients for sea surface wind stress heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature", *Journal Geopgys Rea*, 93(12):11-23.
- Timmemann, S.I.A., Bejarano, L., (2004), "ENSO dynamics the last glacial maximum", *Paleoceanography*, 19(11):1-11.
- Xuebin, Z., (2006), "Wind stress variations and interannual sea surface temperature anomalies in the Eastern Equatorial Pacific", *Journal of Climate*, 19(5):8-14.
- Zhang, F.W., Drennan, W.M., Haus, B.K., Graber, H.C., (2009), "Wind wave current interactions during the shoaling waves experiment", *Journal Geophys Res Oceans*, 48(15):114-126.

Estimation of wind stress in the western and northwestern region of Iran

Samad Khosravi Yeganeh . Ph.D. student in hydrology and meteorology,Iran, Lorestan, Lorestan University

Farzana Ahmadi. Ph.D. student in hydrology and meteorology,Iran, Lorestan, Lorestan University

Mustafa Karampour, Assistant Professor of Geography Department, Iran, Lorestan, Lorestan University

Abstract

In this research, in order to investigate the general conditions of wind stress in the western and northwestern regions of Iran, the data of stress and wind speed at a height of 10 meters above the ground from the MERRA-2 Model database from the TRMM sensor during the statistical period of 1990-2018 in the coordinates 30 to 37.5 degrees north latitude and 45 to 52.5 degrees east longitude were obtained. GIS software was used to extract wind stress satellite data at the synoptic stations of Urmia, Tabriz, Zanzan, Hamadan, Sanandaj, Kermanshah, Khorramabad, Ardabil, Ilam and Ahvaz. To calculate the wind stress, temperature, pressure and wind data were obtained from the Meteorological Organization. Statistical criteria of correlation coefficient (CC), mean error (ME) and root mean square error (RMSE) were used to evaluate satellite data and station data. The maximum (RMSE) is 0.060516 and the minimum is 0.000576. The correlation coefficient between observational and satellite data was calculated from 0.16 to 0.87. Wind stress trend analysis was calculated using the non-parametric Man-Kendall method. Based on the obtained results, the highest amount of wind stress in the winter season is in February at the station Ardabil and the lowest was observed in Kermanshah and Sanandaj stations. In the spring season, the highest wind stress at Zanzan station was in April and the lowest stress was at Hamadan station in this month. In the summer season, the highest amount of wind stress was observed in Ahvaz station in August and the lowest amount was observed in Sanandaj station in July. In the autumn season, the highest amount of tension was observed in Zanzan station in December and the lowest amount was observed in Kermanshah station in the same month. Wind stress has a seasonal trend with significant monthly changes. There is a significant difference in the direction of the wind stress flow due to the change of season.

Keywords: wind stress, trend analysis, Test Man Kendal, west and north-west of Iran.

Introduction

Today, wind stress is considered as one of the influencing elements on climate systems, and a change in the amount and direction of wind stress can change or intensify climate phenomena on the globe through changing the path of energy and humidity in different regions. land, especially in dry areas, so that today wind stress is considered as one of the climate controlling factors, and various satellites monitor wind stress on the surface of the earth, and in recent years, extensive research It has been done in the scientific circles of the world in the field of wind stress . With the advancement of remote sensing technologies and integrated monitoring of climate phenomena in day and night time frames and observation of their movement path, it has been proven that wind stress affects oceanic and atmospheric circulation patterns in most regions of the world, especially the middle and upper latitudes of

the hemisphere. South is impressive. The strength of subtropical oceanic convective cells as well as the magnitude of upwelling of tropical currents are highly dependent on wind stress changes. It should be expected that changes in the size of the winds can intensify the speed of the general circulation of the atmosphere and ocean through energy transfer. The results of extensive research show that the fluctuation in the amount of wind stress on the surface of the oceans and open waters can have a direct impact on atmospheric phenomena such as precipitation, humidity, temperature and wind speed on the land surface of the earth with long distances. So that the intensification of wind stress in the tropical region causes changes in the atmospheric currents of the Atlantic Ocean. For example, the change in the amount of wind stress in the equatorial region has caused a change in the Atlantic Ocean and caused a change in the amount of precipitation in the northeastern parts of Brazil. The winds that blow over the ocean are forced. They create a relationship between air and sea, and as a response to the wind, short surface gravity waves occur on the sea surface, which increase the surface roughness and, as a result, wind stress and wave height. The feedback between wind pressure and wave growth is an increase in sea surface roughness and wind stress, which continues until the waves balance with the wind force.

Area of study:

The studied area is northwest and west of Iran, which is located in the latitudes of 30 to 37.5 degrees north and 45 to 52.5 degrees east longitude. The study area includes 10 provinces (West and East Azerbaijan, Zanjan, Kurdistan, Ilam, Khuzestan, Lorestan, Hamedan, Ardabil and Kermanshah). Wind stress is investigated in the synoptic meteorological stations of Ardabil, Urmia, Tabriz, Zanjan, Sanandaj, Hamadan, Kermanshah, Khorramabad, Ilam and Ahvaz.

Methodology:

Based on the definition of wind stress provided by the MERRA-2 Model database, wind stress can be expressed as follows: Wind stress is the amount of force created by the wind on the surface, which is a function of tension, air density and speed. Wind has a unit of newtons per square meter. Since wind stress is a function of wind speed, strong wind increases wind stress compared to moderate speed winds. Wind blowing at the surface of the sea creates tension in the ocean, which amplifies the movement. This drag force on the surface reduces the wind speed. The precise details of how the atmosphere and ocean interact to transport motion are complicated by the stratification or stability of the atmospheric boundary layer, the presence of waves, wave breaking, and a host of other processes. For practical applications in knowing the wind stress, it is enough to use an empirical formula to calculate the wind stress at the level of the investigated stations.

Results and discussion:

The error estimation between the wind stress extracted from satellite data compared to the wind stress calculated at the level of each of the desired stations has been done. It can be seen that in the stations of Ardabil, Urmia and Tabriz, the wind stress fluctuates a lot during the seasons. In the stations located in the southwest regions, the maximum wind stress was in the hot months of the year. Based on the estimates, it was determined that the highest amount of

wind stress in the winter season is in February at Ardabil station and the lowest is at Kermanshah and Sanandaj stations, in the spring season the highest wind stress is at Zanzan station in April and the lowest amount of stress is at Hamedan station. In the same month, in the summer season, the highest wind stress value was calculated at Ahvaz station in August and the lowest wind stress value was calculated at Sanandaj station in July, and in the autumn season, the highest wind stress value was calculated at Zanzan station in December and the lowest value was calculated at Kermanshah station in this month.

Conclusion:

Based on the obtained results, it was determined that the geographical arrangement of wind stress during different seasons of the year has temporal and spatial changes in the intensity and direction of wind stress flow. The highest amount of wind stress in the winter season is in February in Ardabil station and the lowest in Kermanshah and Sanandaj stations, in the spring season the highest wind stress is in Zanzan station in April and the lowest amount of stress is in Hamadan station in the same month, in the summer season the highest The wind stress value was calculated at Ahvaz station in August and the lowest stress value was calculated at Sanandaj station in July, and the highest stress value was calculated at Zanzan station in December and the lowest value was calculated at Kermanshah station in the same month. It can be said that since the end of the cold season, the intensity of the wind stress gradually increases and the rate of this increase increases towards the summer season. So that it reaches its maximum value in June, July and August, which indicates that the intensity of wind stress has increased in the hot season of the year. But this does not apply to the northwestern parts of Iran. In general, this increase in the intensity of wind stress is observed more in flat areas. The increasing and decreasing pattern of wind stress in the entire investigated area mostly follows the change of season, which indicates that wind stress is highly influenced by changes in temperature, air pressure and wind speed. In the studied period, the wind stress did not fluctuate significantly and a periodic seasonal rhythm was observed in its minimum and maximum value. In the seasons of the year, the wind stress showed the same averages and seasonal displacements, and no changes were observed in its condition from year to year. During the cold months of the year, the direction of wind stress in the studied areas is southwest-northeast.