



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

برآورد تنش بادی در منطقه‌ی غرب و شمال غرب ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۷

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۲۷

چکیده

در این پژوهش بهمنظور 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 ۱۹۹۰-۲۰۱۸ 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، سندج، کرمانشاه، خرم‌آباد، اردبیل، ایلام و اهواز، نرم‌افزار GIS مورداستفاده 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 خطأ (ME) و مجدور مربعات خطأ (RMSE) استفاده شد. حداقل (RMSE) ۰/۰۵۱۶ 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 ناپارامتری 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 سندج 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 سنتدج 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 روندی وجود دارد.

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

مقدمه

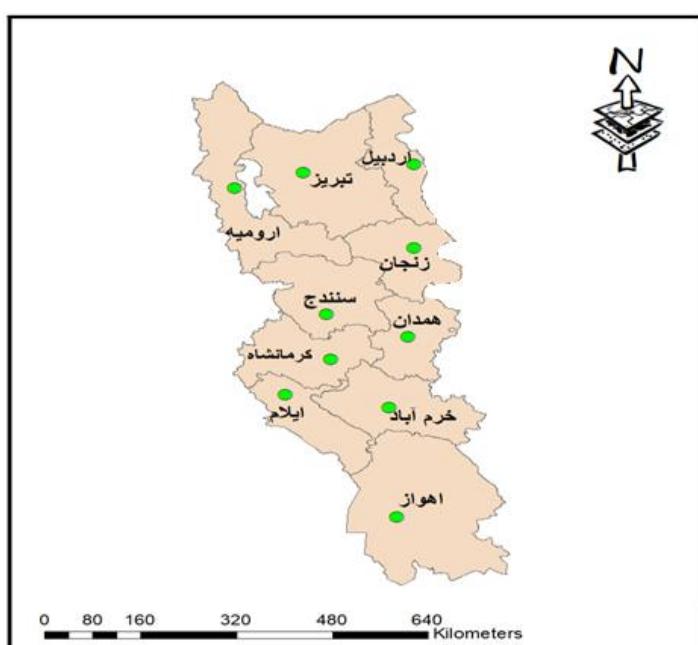
امروزه تنش باد به عنوان یکی از عناصر تأثیرگذار بر سامانه‌های اقلیمی به شمار می‌رود که تغییر در مقدار و مسیر حرکت تنش بادی می‌تواند از طریق تغییر مسیر انرژی و رطوبت در مناطق مختلف، باعث تغییر یا تشیید پدیده‌های اقلیمی در سطح کره زمین بهویژه در خشکی‌ها شود، به‌طوری‌که امروزه تنش باد به‌مثابه یکی از عوامل 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 محاذل علمی جهان در زمینه^۱ تنش بادی صورت گرفته است (Timmermann et al., 2004:12). با پیشرفت فناوری‌های سنجش از دور و پایش پدیده‌های اقلیمی به صورت 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 تشیید 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 از جمله بارش، رطوبت، دما و سرعت باد در سطح خشکی‌های سطح زمین با فواصل دور تأثیر مستقیم داشته است. به‌طوری‌که تشیید 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 به عنوان پاسخی به وزش باد، امواج گرانی سطحی کوتاه در سطح دریا می‌شوند که باعث افزایش زیری سطح و درنتیجه 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 آب و هوا از طریق تبادل حرکت، گرما و گاز از طریق رابط هوا و دریا نقش دارد (Adam et al., 2014:19) در حالی که 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 به طور قابل ملاحظه‌ای از میانگین جریان باد منحرف می‌شود و مناطق دیگر جایه‌جا 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 بهره جسته است (Kochanski 2015). در تحقیقی با عنوان تجزیه و تحلیل الگوریتم‌های تنش بادی و تعیین شدت آن در بیدگیا، کالیفرنیا در موسسه اسکرپس اقیانوس‌شناسی دانشگاه ایالتی سن دیگو به نتایج ذیل دست یافتند. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد تفاوت تنش بادی محاسبه شده بر تغییرات تنش بادی تأثیر می‌گذارد. بالاترین مقدار استحکام مقاومتی باد از روش (HR) به دست آمده است، زیرا بیشترین تنوع تنش بادی را برای سرعت باد بالا فراهم می‌آورد. از جمله پرفسارهایی که به طور 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 پرفسار سیبری در استان‌های مجاور رشته‌کوه البرز پژوهشی انجام دادند. آن‌ها برای انجام این پژوهش علاوه برداده‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های سینوپتیک از داده‌های فشار سطح دریا، ارتفاع زئوپتانسیل، بردار باد و وزش دمایی در سطوح بالا و میانی جو استفاده نمودند. نتایج نشان داد پرفسار سیبری، تشکیل ناوه پرفسار مهاجر سبب وقوع سوز باد شده است. در مورد ارتباط تغییرات بارش با منشأ بیرون از کشور، می‌توان به تحقیق Amini (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 گردوبغار، طوفان شن‌های 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 موردن توجه و پژوهش قرار گرفته است. امروزه ماهواره‌های مختلفی به سنجش 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 زمینه هایی 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، ستندج، 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 باد بر 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 موردنبررسی استفاده کنیم.

$$\tau = c_D \rho_{air} u^{10} \quad (1)$$

در این رابطه u سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین ρ_{air} چگالی هوای حسب کیلوگرم بر مترمکعب و c_D ضریب کشش بدون بعد که یک مقدار ثابت به میزان ۰/۰۰۱۳ 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^۶ TRMM از وب‌سایت ناسا^۷ اخذ گردید. دوره آماری موردمطالعه 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 مورداستفاده از نوع داده‌های شبکه‌بندی شده با فرمت NC باقدرت تفکیک مکانی $0/0/25 \times 0/625$ درجه و به صورت میانگین ماهانه هستند. ابتدا داده‌های شبکه‌بندی شده به محیط نرم‌افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی^۸، وارد و سپس داده‌های تنش بادی هریک از ایستگاه‌های ماهواره‌ای موردنبررسی 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 درنتیجه تولید داده‌های باز تحلیل شده متولد شود. بررسی‌های صورت گرفته در نقاط گوناگون جهان نیز روشن ساخت که داده‌های باز تحلیل شده 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، به عبارت دیگر 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 تنفس بادی از آزمون تحلیل روند شامل آزمون ناپارامتری من-کندال و شبیخ 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. درنهایت جهت تحلیل بهتر وضعیت مکانی و زمانی تنفس بادی، نقشه‌های گرافیکی تنفس بادی و سرعت باد در سال ۲۰۱۵ با استفاده از نرم‌افزار اقلیمی GrADS ترسیم شد. سال ۲۰۱۵ به طور تصادفی انتخاب گردید. برای ترسیم نقشه‌های مذکور از داده‌های دو مولفه‌ای مداری و نصف‌النهاری استفاده شده است. بزرگی میزان تنفس بادی و سرعت باد با منحنی میزان‌های رنگی که ارقام و مقادیر آن‌ها درج شده است، قابل مشاهده است. واحد یا یکای بزرگی تنفس بادی بر حسب نیوتن بر مترمربع و سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه است. جهت جریان تنفس بادی و سمت باد نیز با شکل پیکان در داخل نقشه‌ها نشان داده شده است. برای مقایسه کمی و اعتبار سنجی برآوردهای تنفس 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^۹)، میانگین خطأ (ME^{۱۰}) و مجدور میانگین مربعات خطأ (RMSE^{۱۱}). 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 ۰ مقدار داده مشاهده‌ای (ایستگاهی) و ۵ مقدار داده ماهواره‌ای است. ضریب همبستگی، میزان انطباق داده هارانشان می‌دهد. میانگین خطاهای به طور کلی بیش آور دو کم برآورد بودن پایگاه داده را تعیین می‌کند. RMSE شاخصی برای میزان خطاهای و معیاری برای عملکرد مجموعه داده‌های ماهواره‌ای است.

محاسبه تابع اریبی یا تورش دار^{۱۲}

در آمار و ریاضیات، تابع اریبی، تورش یک برآورده‌گر، همان اختلاف بین امید ریاضی آن برآورده‌گر و مقدار داده‌ی واقعی (ایستگاهی) است. به عبارت ریاضی فرض کنید X_1, X_2, \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

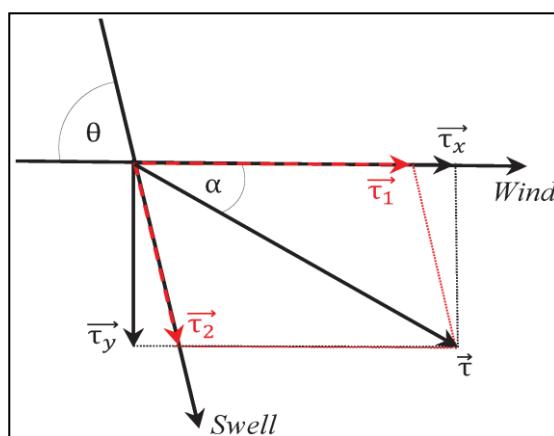
10- Mean Squared Error

11- Root Mean Square 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)، زاویه‌های 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 می‌شود، 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

یافته‌ها و بحث

برآورد خطای تنش بادی استخراج شده از داده‌های ماهواره‌ای نسبت به تنش بادی محاسبه شده در سطح هر یک ایستگاه‌های موردنظر انجام شده است. با توجه به جدول (۱) می‌توان مشاهده نمود که در ایستگاه‌های اردبیل، ارومیه و تبریز در فصول سال تنش باد دارای نوسان زیادی است. در ایستگاه‌های واقع در مناطق جنوب غرب بیشینه تنش باد در ماه‌های گرم سال بوده است. بر اساس برآوردهای صورت گرفته (جداول ۲ و ۳) مشخص گردید، 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. جهت کوتاه نویسی، مقادیر تنش بادی مندرج در جداول (۲ و ۳) گرد شده است.

جدول ۱ - خطاب 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 | ۰/۰۳۶۱۲۰۱ |
| ایلام | ۰/۱۰۱ | ۰/۱۲۹ | ۰/۰۲۸ | ۰/۰۲۸ | ۰/۰۰۰۷۸۴ | ۰/۰۰۰۷۸۴ | ۰/۰۴۴۱۴۴۲۰۱ |
| تبریز | ۰/۲۶۸ | ۰/۱۶۱ | -۰/۱۰۷ | ۰/۱۰۷ | ۰/۰۱۱۴۴۹ | ۰/۰۱۱۴۴۹ | ۰/۰۰۱۸۵۷۶۱ |
| اهواز | ۰/۱۳۳ | ۰/۲۳۴ | -۰/۰۹۹ | ۰/۰۹۹ | ۰/۰۰۸۹۴ | ۰/۰۰۸۹۴ | ۰/۰۰۷۹۳۸۸۱ |
| زنگان | ۰/۲۸۱ | ۰/۱۹۲ | -۰/۰۸۹ | ۰/۰۸۹ | ۰/۰۰۷۹۲۱ | ۰/۰۰۷۹۲۱ | ۰/۰۰۰۹۰۶۰۱ |
| خرمآباد | ۰/۳۵۱ | ۰/۱۰۵ | -۰/۲۴۶ | ۰/۲۴۶ | ۰/۰۶۰۵۱۶ | ۰/۰۶۰۵۱۶ | ۰/۰۰۱۰۹۲۰۱ |
| همدان | ۰/۱۳۵ | ۰/۲۶۲ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۰۰۵۷۶ | ۰/۰۰۰۵۷۶ | ۰/۰۰۵۷۱۲۱ |
| کرمانشاه | ۰/۳۲۷ | ۰/۲۷۱ | -۰/۰۵۶ | ۰/۰۵۶ | ۰/۰۰۳۱۳۶ | ۰/۰۰۳۱۳۶ | ۰/۰۰۷۰۷۲۸۱ |
| سنندج | ۰/۳۲۱ | ۰/۲۳۸ | -۰/۰۸۳ | ۰/۰۸۳ | ۰/۰۰۶۸۸۹ | ۰/۰۰۶۸۸۹ | ۰/۰۰۵۹۴۴۴۱ |
| متوسط | ۰/۳۴۰۹ | ۰/۲۵۸۸ | -۰/۰۸۲۱ | ۰/۱۱۸۷ | ۰/۰۲۲۲۵۹ | ۰/۰۲۲۲۵۹ | ۰/۳۵۴۴۳۰۹ |

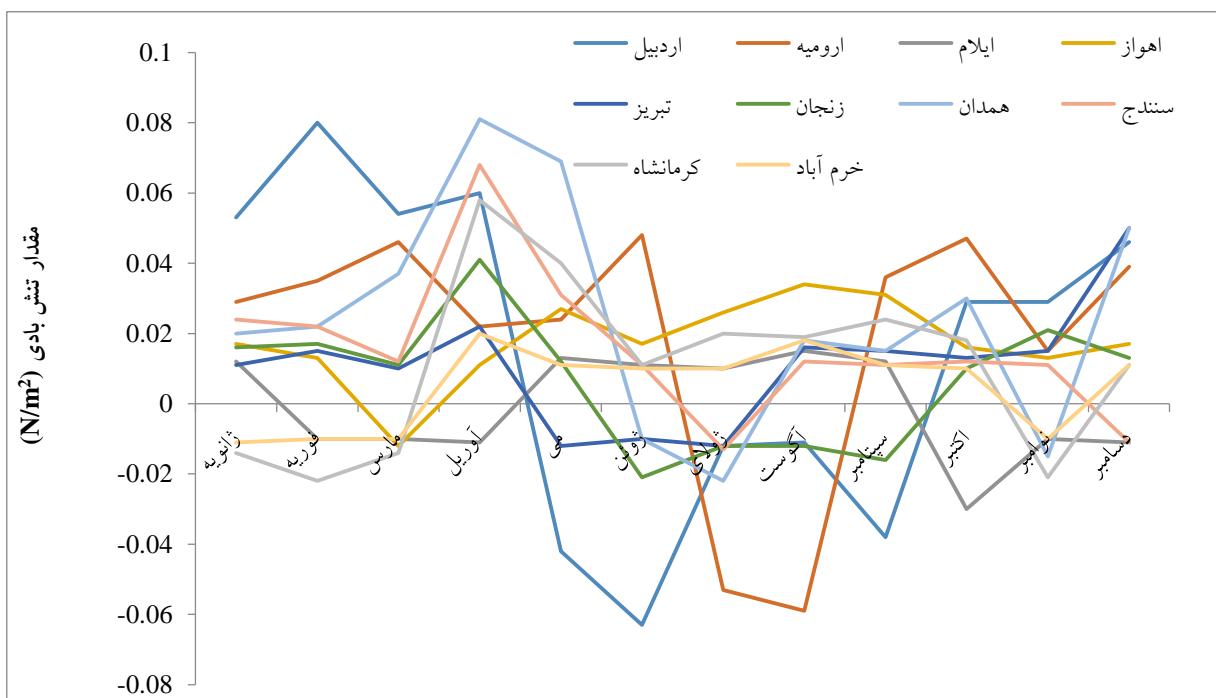
جدول ۲ - میانگین ماهانه تنفس بادی (N/m^2) در هر یک از ایستگاه‌ها (۱۹۹۰-۲۰۱۸) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ایTable 2 -Monthly average wind stress (N / m^2) at each station (1990-2018)by using satellite data

| ایستگاه | ژانویه | فEBR | مرچ | اپریل | مای | ژون | ژوئیه | اگوست | سپتامبر | اکتبر | نوامبر | دسامبر |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|
| 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 | | |
| اوریل | 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 | | |
| ژولای | -۰/۰۱۲ | -۰/۰۵۳ | ۰/۰۱۰ | ۰/۰۲۶ | -۰/۰۱۲ | -۰/۰۱۲ | -۰/۰۰۲۲ | -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 | -۰/۰۱۰ | ۰/۰۱۱ | -۰/۰۲۱ | -۰/۰۱۰ | | |
| دسامبر | ۰/۰۴۶ | ۰/۰۳۹ | -۰/۰۱۱ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۰۰ | -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 ایستگاه‌هاTable 3- Monthly average wind stress (N / m^2) at each station (1990-2018) calculated at the station level

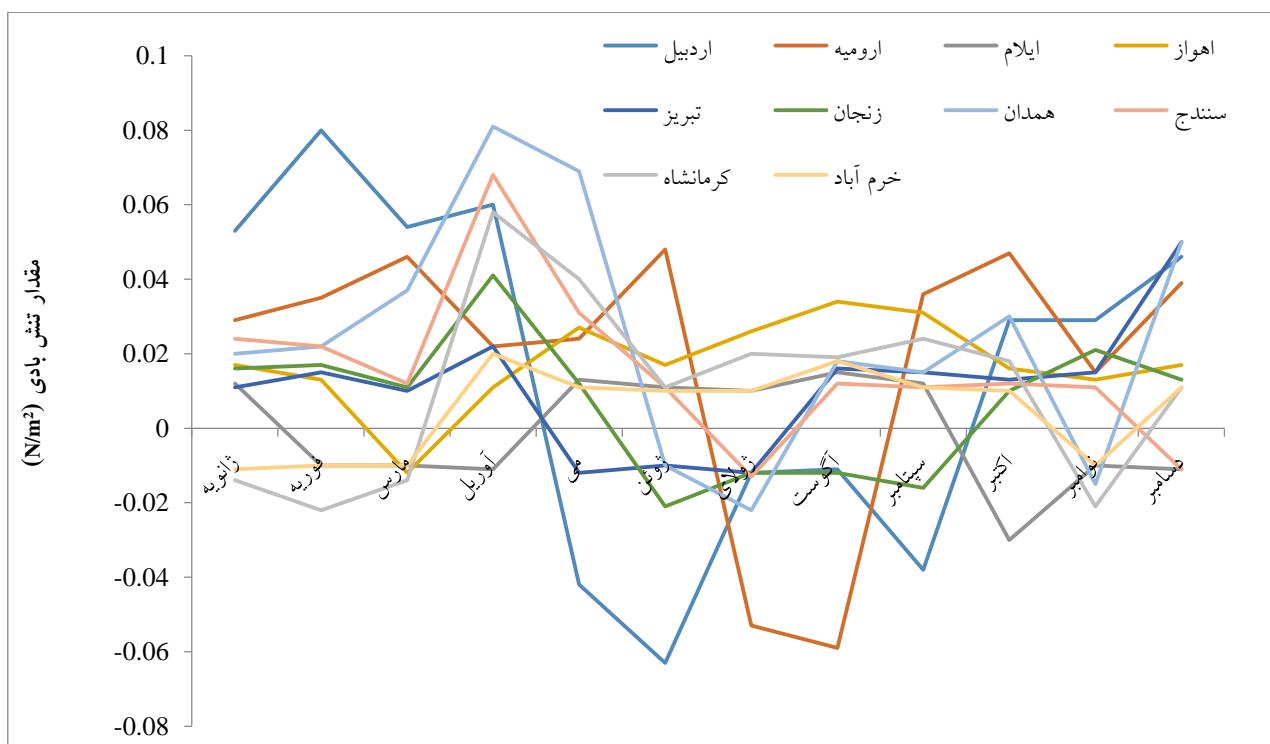
| ایستگاه | ژانویه | اگوست | ماه | اکتبر | نوفمبر | دسامبر | ژوئن | ژوئیه | اوت | سپتامبر | اکتبر | نوفمبر | دسامبر |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|
| ماه | ژانویه | اگوست | ماه | اکتبر | نوفمبر | دسامبر | ژوئن | ژوئیه | اوت | سپتامبر | اکتبر | نوفمبر | دسامبر |
| ژانویه | ۰/۰۴۹ | ۰/۰۳۰ | -۰/۰۱۰ | ۰/۰۴۱ | ۰/۰۲۵ | ۰/۰۲۹ | ۰/۰۳۷ | ۰/۰۲۰ | -۰/۰۰۸ | ۰/۰۳۷ | ۰/۰۳۷ | -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 | ۰/۰۳۱ | -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 | ۰/۰۲۹ | -۰/۰۰۵ | ۰/۰۲۹ |
| اوریل | ۰/۰۵۵ | ۰/۰۵۰ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۳۰ | ۰/۰۳۳ | ۰/۰۰۳۴ | ۰/۰۴۵ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۴۱ | ۰/۰۴۱ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۴۱ |
| می | ۰/۰۴۲ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۰۲۵ | ۰/۰۳۹ | ۰/۰۳۷ | ۰/۰۶۰ | ۰/۰۳۹ | ۰/۰۶۰ | ۰/۰۴۵ | ۰/۰۳۴ |
| ژوئن | -۰/۰۶۰ | ۰/۰۱۶ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۲۹ | -۰/۰۲۹ | -۰/۰۳۱ | -۰/۰۰۴ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۴۵ | ۰/۰۳۴ | ۰/۰۴۵ | -۰/۰۶۰ | ۰/۰۳۴ |
| ژولای | -۰/۰۱۹ | -۰/۰۲۸ | ۰/۰۱۰ | ۰/۰۲۶ | -۰/۰۳۶ | -۰/۰۰۲۷ | -۰/۰۴۰ | -۰/۰۰۵ | ۰/۰۴۱ | ۰/۰۴۴ | ۰/۰۴۱ | -۰/۰۰۵ | ۰/۰۴۴ |
| آگوست | -۰/۰۱۴ | -۰/۰۱۱ | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۳۶ | -۰/۰۲۳ | ۰/۰۰۲۲ | ۰/۰۲۱ | ۰/۰۳۴ | ۰/۰۴۷ | ۰/۰۲۱ | ۰/۰۴۷ | -۰/۰۱۴ | ۰/۰۲۱ |
| سپتامبر | -۰/۰۳۳ | ۰/۰۱۴ | ۰/۰۱۰ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | -۰/۰۰۱۵ | ۰/۰۰۲۳ | ۰/۰۳۰ | ۰/۰۳۱ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۳۱ | -۰/۰۰۳ | ۰/۰۲۳ |
| اکتبر | ۰/۰۲۰ | ۰/۰۱۸ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۲۹ | ۰/۰۲۹ | ۰/۰۰۲۲ | ۰/۰۰۲۶ | ۰/۰۳۴ | ۰/۰۱۵ | ۰/۰۲۶ | ۰/۰۲۶ | -۰/۰۰۲ | ۰/۰۲۶ |
| نوفمبر | ۰/۰۲۴ | ۰/۰۱۵ | -۰/۰۰۷ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۱۰ | ۰/۰۰۲۰ | ۰/۰۳۱ | ۰/۰۲۸ | -۰/۰۰۱۰ | ۰/۰۲۸ | -۰/۰۰۱۰ | ۰/۰۲۴ |
| دسامبر | ۰/۰۵۰ | ۰/۰۱۴ | -۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۳۸ | -۰/۰۰۲۱ | -۰/۰۰۲۲ | -۰/۰۱۱ | -۰/۰۰۱۱ | -۰/۰۰۱۱ | -۰/۰۰۱۱ | ۰/۰۵۰ |

نسبت به دیگر ایستگاه‌ها دارای افت و خیز بیشتری در طول دوره مورد بررسی بوده است. می‌توان گفت که در تمامی ایستگاه‌ها تنش بادی دارای مقادیر در بازه (۰/۰۰۷ تا ۰/۰۰۸) در نوسان بوده است. از لحاظ جغرافیایی مقدار تنش بادی در ایستگاه‌های هم‌جوار تقریباً نزدیک به هم هستند و اختلاف زیادی در مقادیر تنش بادی مشاهده نشد. آزمون من - کندال یکی از متداول‌ترین روش‌های ناپارامتری تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی به شمار می‌رود. از این روش برای آزمون تصادفی بودن توالی داده‌ها در مقابل وجود روند استفاده می‌گردد. 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 ۱۹۹۰-۲۰۱۸

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 ۱۹۹۰-۲۰۱۸

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-کنдал در هر یک ایستگاه‌ها

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

| ایستگاه | شیب روند | (ضریب کنдал) μ | Z | نتایج معنی‌داری 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 |
| سنندج | ۰/۱۰۸۹ | ۰/۲۸۰ | ۲/۴۷۷ | دارای روند |
| کرمانشاه | ۰/۰۰۸۳ | ۰/۲۸۹ | ۲/۵۰۲ | دارای روند |
| خرم‌آباد | ۰/۰۰۳۱ | ۰/۲۷۷ | ۲/۴۰۲ | دارای روند |
| اردبیل | ۰/۲۸۰۴ | ۰/۲۶۳ | ۲/۵۰۲ | 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 هریک 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 موردمطالعه بین ۰/۱۶ تا ۰/۸۷ محاسبه شده است.

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

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

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

امروزه با پیشرفت فناوری سنجش از دور، ماهواره‌های هواشناسی، مدل‌های عددی و پایگاه‌های داده باز تحلیل متعددی به وجود آمدند که مورداستفاده و استقبال پژوهشگران قرار گرفته است. در این تحقیق در ابتدا لازم بود که قبل از بهره‌گیری از داده‌های تنش بادی اخذشده از MERRA-2Model مقایسه‌ای بین داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاهی صورت گیرد. بدین منظور از معیارهای آماری ضریب همبستگی، میانگین خطأ و مجذور میانگین مربعات خطأ مورداستفاده 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

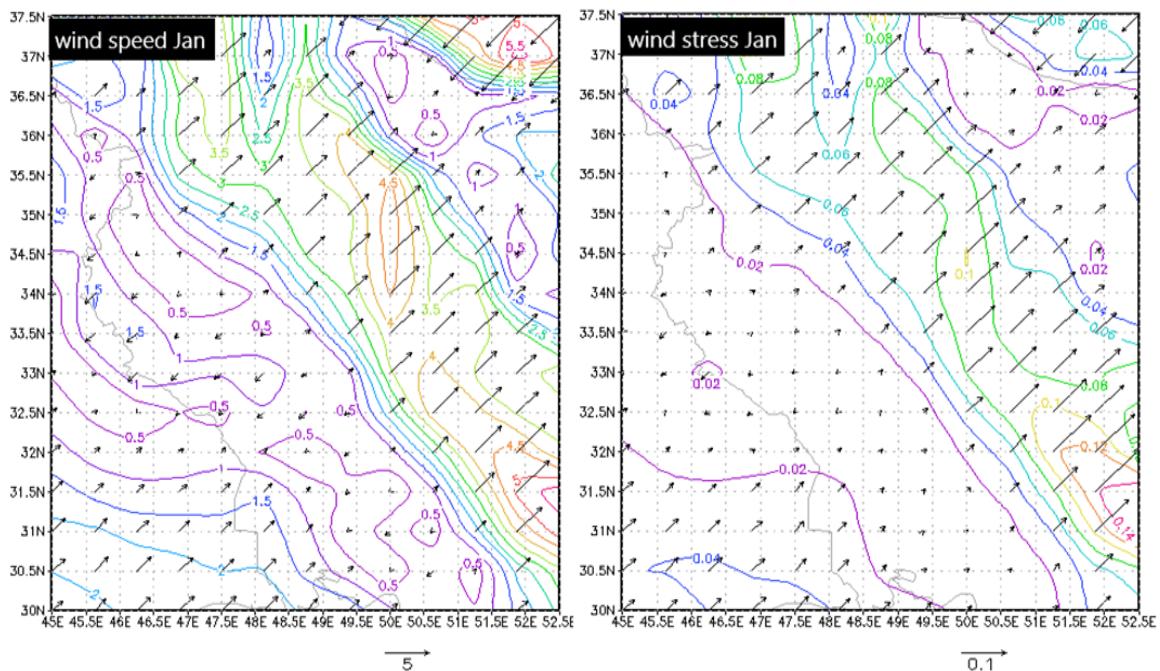
سرعت باد تأثیر می‌پذیرد. می‌توان گفت تمامی عناصری که در تنش باد مؤثر هستند در اثر تغییر فصل دچار افت و خیز فراوانی می‌شوند، به عبارت دیگر تنش بادی در طی فصول مختلف سال بسیار متغیر است. نقش مولفه‌های بادبر و زش دما یکسان نیست. در مولفه‌ی نصف‌النهاری الگوی جنوبی به شدت موجب وزش دمایی مثبت و گرم و الگوی 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 پرششار و کم‌پرششار انجام می‌گیرد. پرششار هوا در منطقه سرد زیاد و در منطقه گرم کم است. بر اساس نقشه‌های تهیه شده همان‌گونه که مشاهده می‌شود، بین تنش بادی با دمای هوا، سرعت باد و پرششار هوا در سطح زمین ارتباط وجود دارد. بدین معنی در مناطق سرد یا در فصول سرد سال هم‌زمان با افزایش پرششار در سطح زمین تنش بادی کاهش یافته و در مناطق گرم یا در فصول گرم سال پرششار 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 پرششار 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 ۰/۰۲ تا ۰/۰۴ 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 نشان‌دهنده 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. ازلحاظ 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 بابی هنگاری 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 پرششار 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 به‌گونه‌ای 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 سیری و دریای خزر در پاییز و تردد سیکلون‌های خاورمیانه در زمستان در شمال غرب ایران در افزایش سرعت باد اهمیت فراوانی دارد. درحالی‌که بر عکس 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. به طور 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 عموماً قوی‌تر از زمستان‌ها است. در دوره‌ی موردمطالعه بیشینه‌ی سرعت باد در حوضه‌ی خزر و کرانه‌ی جنوبی آن در فصل سرد 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 باقدرت 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. (Darko Kochanski (2014) et al., 2004:12). (Timmermann et al., 2004:12) 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

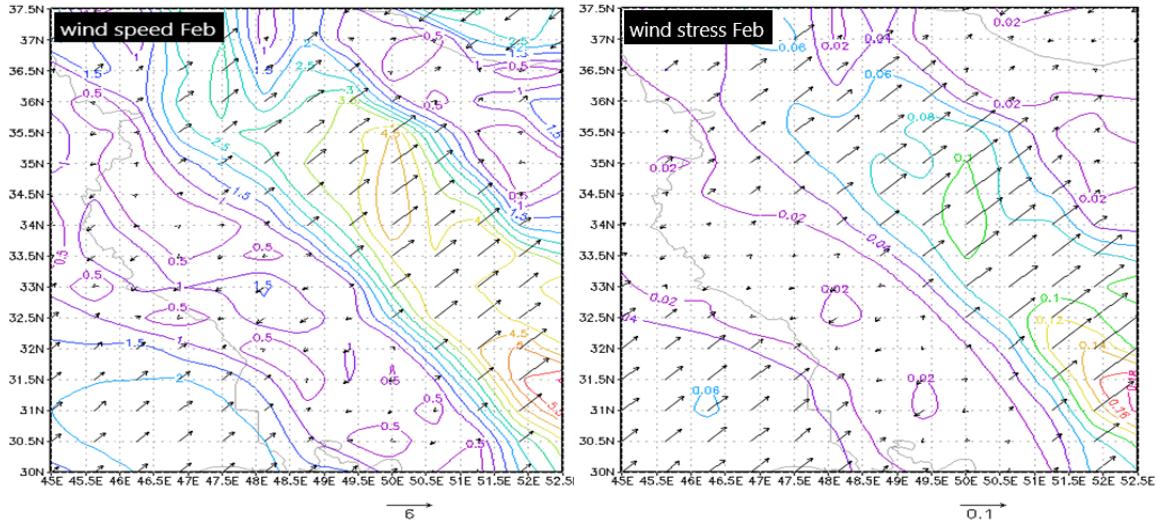
بررسی الگوی کلی تنش بادی در بازه‌های زمانی مختلف نشان می‌دهد که وقوع جابه‌جایی جزئی در وضعیت تنش بادی در ماه‌های مختلف نسبت به هم قابل تشخیص است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در این فصل الگوی حاکم تنش و سرعت و سمت باد در منطقه‌ی موردمطالعه با الگوی تنش و سرعت باد در فصل پاییز شباهت دارد. درحالی‌که در عرض‌های میانی و پایین منطقه موردنپژوهش 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 بادر 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 طوری‌که در ماه ژانویه سرعت باد در این قسمت‌ها افزایش قابل توجهی داشته که میزان میانگین ماهانه‌ی آن $5/5$ متر بر ثانیه بوده است، اما شدت تنفس بادی متناسب با افزایش سرعت باد افزایش پیدا نکرده است که دلیل آن می‌تواند وضعیت محیطی این قسمت‌ها نظری توپوگرافی (کاهش فشار نسبت به ارتفاع) و نقش گرادیان پرفشار سیبری (کاهش دما) است. مقایسه‌ی تغییرات ماهیه‌ماه در این فصل نشان می‌دهد که تنفس بادی و سرعت بادی روی مناطق پر ارتفاع زاگرس و البرز غربی به دلیل استقرار پرفشارهای محلی بر روی این قسمت‌ها، تنفس بادی افزایشی نسبت به دیگر مناطق نداشته است. به گونه‌ای که الگوی حاکم بر تنفس بادی در این مناطق تضعیف شده است. در ماه مارس شاهد افزایش مراکز تنفس بادی بیشتری نسبت به دو ماه ژانویه و فوریه هستیم که شدت تنفس بادی در ماه مارس به $11/0$ نیوتون بر مترمربع و سرعت باد در این ماه در عرض‌های 50° تا 52° به $4/5$ متر بر ثانیه می‌رسد. در این قسمت‌ها افزایش شدت تنفس بادی با افزایش سرعت باد همخوانی دارد. به طورکلی الگوی حاکم تنفس بادی و سرعت و سمت باد در ماههای ژانویه، فوریه و مارس تغییرات ناچیزی از نظر جایه‌جایی مکانی داشته است و دارای یکروند ثابت است و این امر در کل دوره‌ی موردمطالعه تغییری نداشت. از لحاظ سمت غالب باد در سطح 10 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.



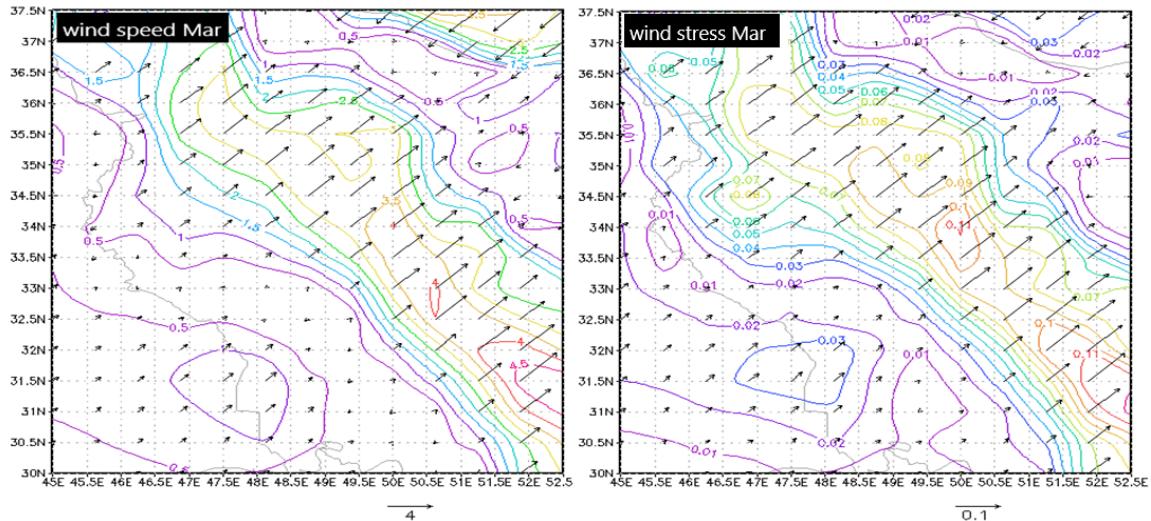
شکل ۵ : نقشه تنفس باد و سرعت باد در ماه ژانویه ۲۰۱۵

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



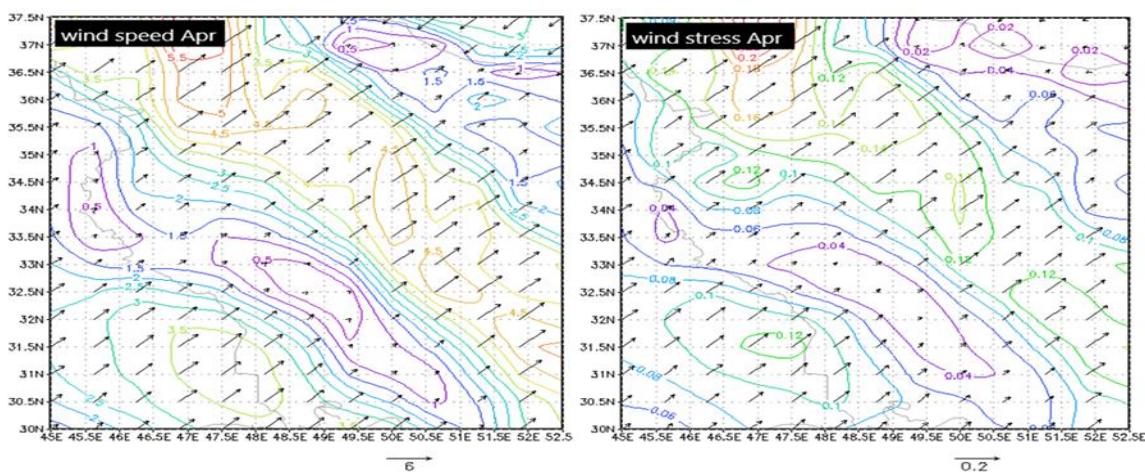
شکل ۷: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه مارس ۲۰۱۵

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

تحلیل وضعیت تنش، سرعت و سمت باد در فصل بهار

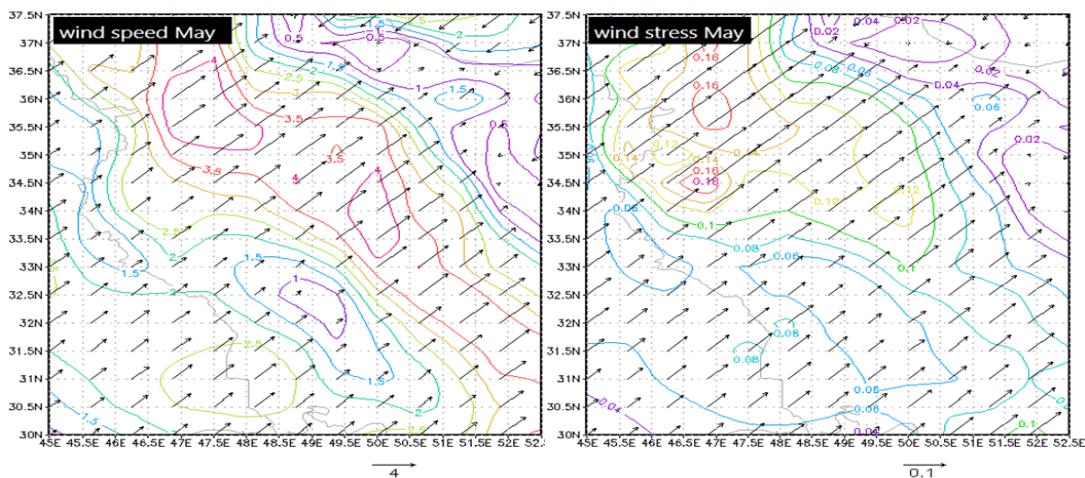
مطالعه و بررسی الگوی تنش و سمت و سرعت باد در این فصل و مقایسه‌ی آن با فصل زمستان نشان دهنده وجود تغییراتی در الگوی حاکم تنش بادی از نظر شدت تنش بادی و سمت و سرعت باد است. در پنهانی موردپژوهش به دلیل افزایش طول مدت تابش و برخورداری از گرمایش بیشتر و از طرف دیگر با عقبنشینی پرسشار سبیری از روی ایران الگوی دمایی ایران هرچه که از فصل سرد دور شده، افزایش یافته و در فصل گرم سال بر ناهنجاری دمایی افروده می‌شود که این امر باعث افزایش گرadiان حرارتی و تقویت سامانه‌های کم‌پressar و فراهم شدن شرایط ناپایداری و تقویت سرعت باد در سطح زمین می‌شود که درنتیجه هم‌زمان 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 موردمطالعه 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 قابل‌توجهی نسبت به ماه‌های آوریل و می‌داشته 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 جایه‌جاشده است. در این فصل همانند ماه‌های گذشته کمینه‌ی تنش بادی در قسمت‌های شمالی ایران دیده می‌شود



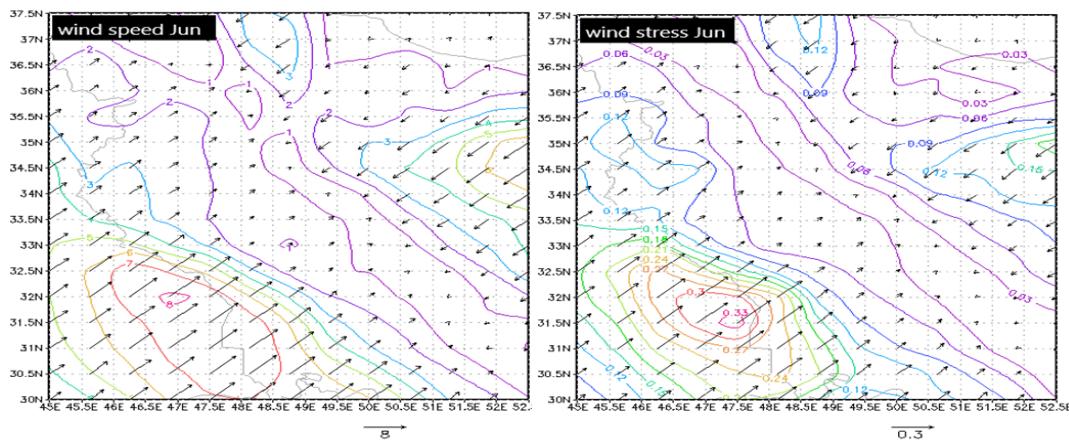
شکل ۸: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه آوریل ۲۰۱۵

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

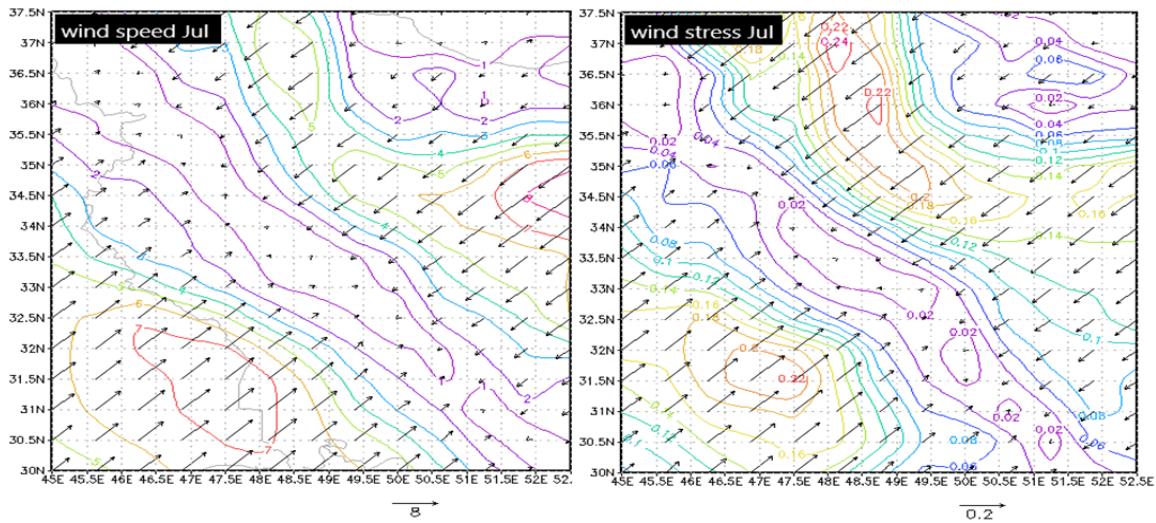
Figure 10: Map of wind stress and wind speed in June 2015

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 موردنظر برای تغییر فصل رخ می‌دهد، این ناهنجاری تأثیرات زیادی در فشار، سرعت باد و تنش بادی به جا می‌گذارد. در این فصل که شرایط خشک، کمبود رطوبت و افزایش دما در کل پهنه‌ی موردنظر 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 موردنظر همچنان ادامه دارد. در مختصات ۳۶ درجه عرض شمالی و 49 درجه طول شرقی یک هسته از تنش بادی به مقدار $0/14$ و $0/16$ نیوتن بر مترمربع قابل مشاهده است. جهت حریان تنش بادی در قسمت‌های موردنظر شمال شرقی - جنوب غربی است. در قسمت‌های مرتفع تنش بادی دارای شدت کمتری نسبت به دیگر مناطق است. در اوایل فصل تابستان در ماه سپتامبر همان‌طور که ملاحظه می‌شود روند کاهشی تنش بادی ادامه دارد، با این تفاوت که در این ماه بر روی کرانه‌ی 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 حریان تنش بادی شمال شرقی - جنوب غربی است.

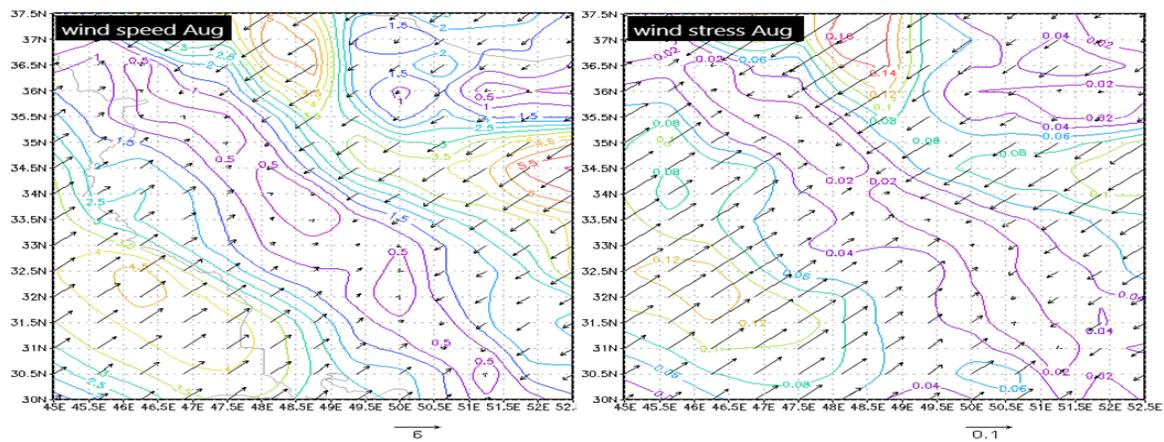
تحلیل وضعیت تنش، سرعت و سمت باد در فصل پاییز

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 می‌



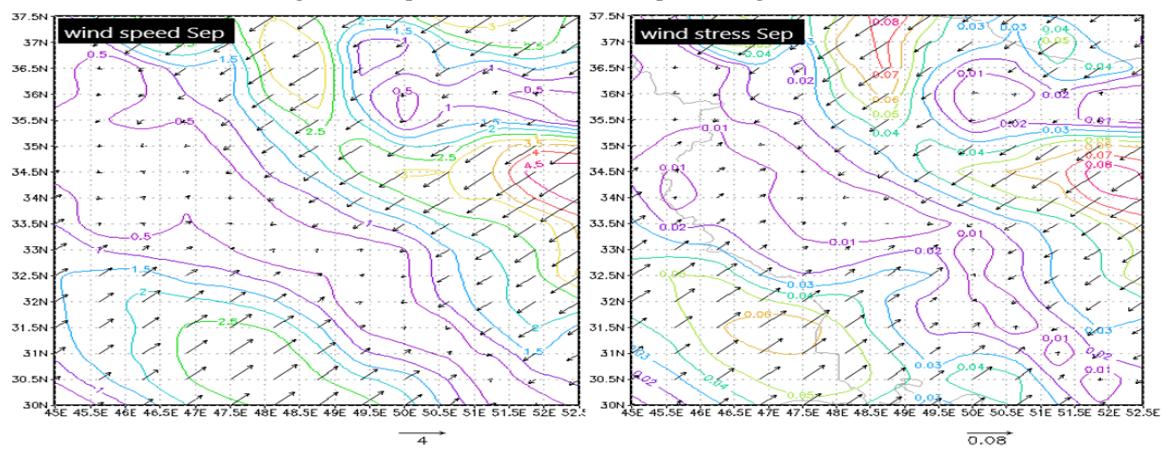
شکل ۱۱ : نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه ژولای ۲۰۱۵

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



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

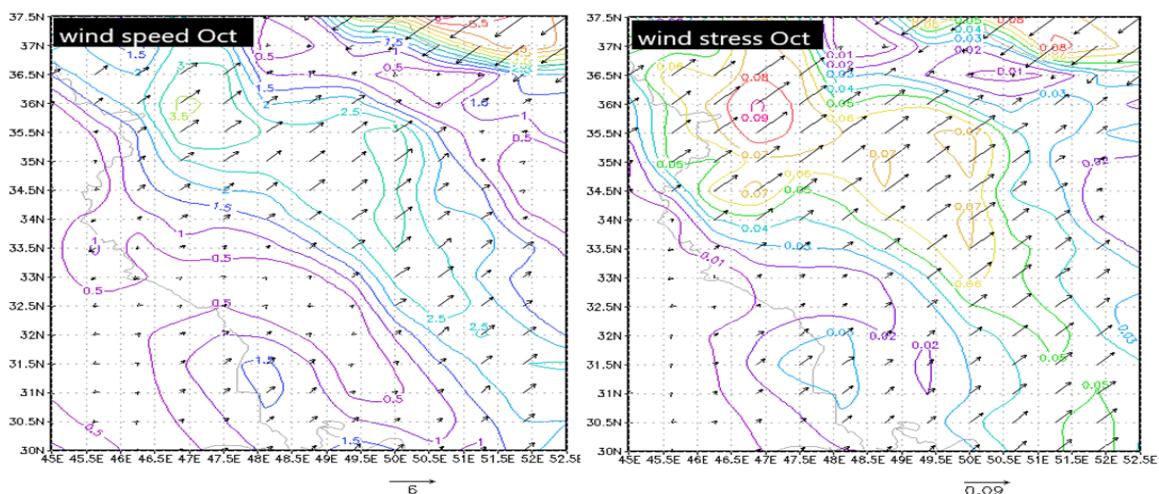
Figure 12: Map of wind stress and wind speed in August 2015



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

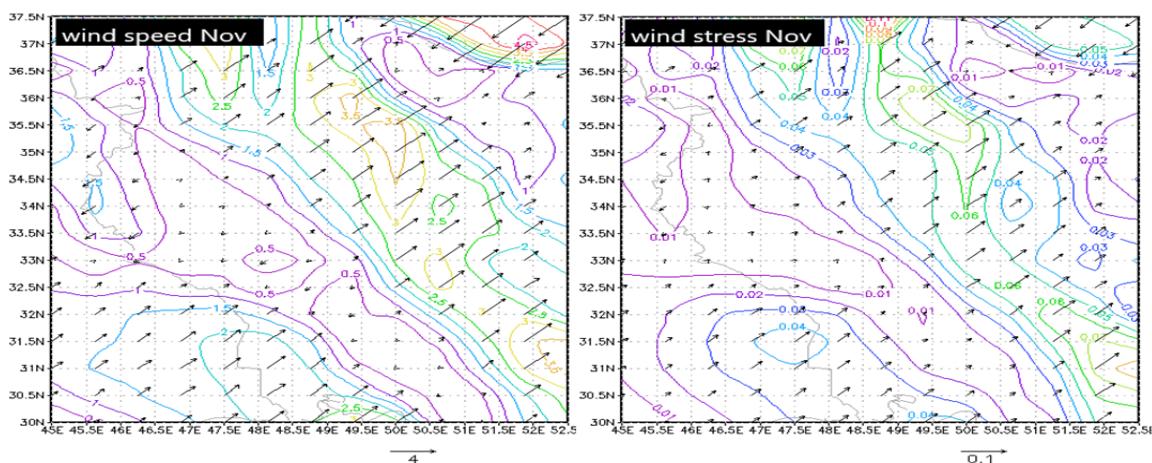
Figure 13: Map of wind stress and wind speed in September 2015

شود، به طوری این وضع نسبت به ماه‌های دیگر سال وضعیت مشابه‌ای ندارد. در این ماه روند افزایشی شدت تنش بادی فقط در قسمت‌های شمالی ایران وجود دارد. در ماه اکتبر روند جهت جریان تنش بادی از شمال شرق – جنوب غرب به جنوب غرب – شمال شرق تغییر پیداکرده است. در ماه نوامبر میزان غالب تنش بادی 0.06 نیوتن بر مترمربع می‌باشد. میانگین تنش بادی بین 0.03 تا 0.09 نیوتن بر مترمربع است. جهت جریان تنش بادی در تمامی پهنه‌ی موردنژوهش جنوب غرب – شمال شرق است و تغییری در وضعیت جهت آن ملاحظه نمی‌شود. در ماه دسامبر در بیشتر قسمت‌های موردمطالعه تنش بادی ضعیفی به مقدار 0.01 نیوتن بر مترمربع مشاهده می‌گردد. یک هسته تنش بادی در مختصات 31° درجه عرض شمالی و 52° درجه طول شرقی به میزان 0.08 نیوتن بر مترمربع دیده می‌شود. می‌توان چنین استنباط کرد که ماه دسامبر کمینه‌ی تنش بادی نسبت به دیگر ماه‌های سال است.



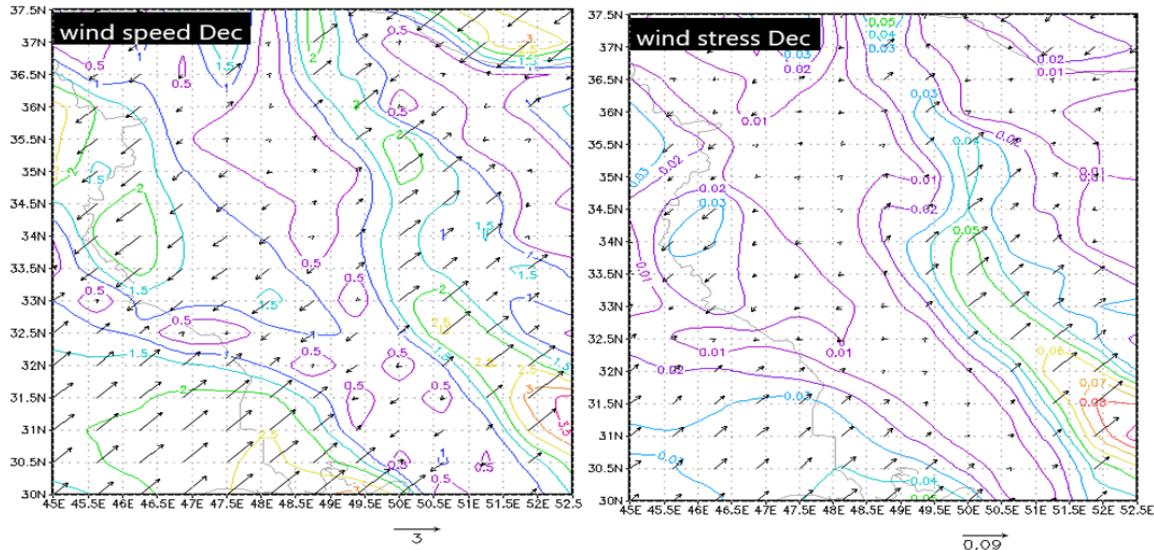
شکل ۱۴: نقشه تنش باد و سرعت باد در ماه اکتبر ۲۰۱۵

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 مورد بررسی وجود دارد و افت و خیز قابل توجهی در میزان تنش بادی نسبت به ماههای دیگر سال مشاهده می‌شود.

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج حاصل شده مشخص گردید که آرایش جغرافیایی تنش بادی در طی فصول مختلف سال تغییراتی از نظر زمانی و مکانی درشدت 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 اوایل فصل سرد به تدریج برشدت 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 برشدت تنش بادی افزوده شده است. اما این موضوع بر قسمت‌های شمال غرب ایران صدق نمی‌کند. به طور کلی این افزایش شدت تنش بادی بیشتر در مناطق هموار مشاهده می‌گردد. الگوی افزایشی و کاهشی تنش بادی در کل پهنه‌ی مورد بررسی 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 موردمطالعه تنش بادی دچار افت و خیز قابل ملاحظه‌ای 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 موردنبررسی 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 tensão de cisalhamento do vento no Hemisferio Sul obtidos 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, Zanjan, 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 Zanjan 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 Zanjan 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-2Model 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 Zanjan 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 Zanjan 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 Zanjan 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 Zanjan 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.