

ارزیابی تغییرات شاخص های چرخندگی روزانه در شمال غرب ایران در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی و بررسی روند تغییرات میدان های دما و بارش

آرمین نیکخواه، امیرحسین مشکوتی* و غلامعلی کمالی

^۱ دانشجوی دکترا دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات گروه علوم زمین.

^۲ عضو گروه آموزشی علوم زمین دانشکده علوم پایه واحد علوم تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی

^۳ عضو گروه آموزشی علوم زمین دانشکده علوم پایه واحد علوم تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی

تاریخ دریافت: ۹۷/۶/۱۱ ، تاریخ پذیرش: ۹۷/۹/۱۵

چکیده

شاخص چرخندگی بیان کننده میزان اثر سامانه چرخندی یا واچرخندی در یک منطقه است. بر اساس موقعیت سامانه های همدیدی، شاخص چرخندگی تعریف و فراوانی آن بررسی شد. پنج نوع مختلف گردش جوی شامل منطقه تحت تأثیر حاشیه ناوه، خط ناوه، زین ارتفاعی یا الگوی ناشناخته، حاشیه پشته و خط پشته بر مبنای انحنای پربند ارتفاعی ژئوپتانسیل طبقه بندی گردید و در نتیجه سری زمانی شاخص چرخندگی روزانه ساخته شد؛ میانگین های فراوانی انواع گردش جوی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برابر ۸۱، ۲۰، ۱۰۶، ۱۰۶ و ۵۲ روز در سال بودند. سامانه های کم ارتفاع (حاشیه و خط ناوه) در ۲۷٪ روزهای سال و سامانه های پرارتفاع (حاشیه و خط پشته) در ۴۳٪ روزهای سال حاکم بر منطقه بودند. تخمین پوشش مکانی شاخص چرخندگی تا شعاع حدود ۳۰۰ کیلومتر از نقطه ی مرکزی و سطحی بالغ بر ۲۸۰ هزار کیلومتر مربع می باشد. آزمون من-کندال کاهش فراوانی سامانه های کم ارتفاع و همچنین افزایش فراوانی سامانه های پرارتفاع را به طور معنی داری نشان داد که بیانگر احتمال سیگنال تغییر اقلیم گردش جوی در شمال غربی ایران است. در دو سطح فشاری ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال با افزایش ضریب چرخندگی (مقادیر مثبت و سامانه چرخندی) در یک منطقه، به این معنی که همزمان با وجود سامانه های کم ارتفاع در منطقه شاهد کاهش دما و افزایش مقادیر بارش خواهیم بود. میزان همبستگی پیرسون بین شاخص های چرخندگی در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برابر ۰/۷۹ می باشد که نشان دهنده هماهنگی شاخص سازی در این منطقه است.

کلمات کلیدی: شاخص چرخندگی روزانه، شمال غرب ایران، تبریز، سامانه ی کم ارتفاع/پرارتفاع.

اقلیم شناسی همدیدی عبارت است از مطالعه همزمان عناصر وضع هوای یک مکان و کشف رابطه آنها با الگوهای پراکندگی فشار یا گردش هوا (علیجانی، ۱۳۸۵). شاخصهای همدیدی معیارهایی هستند که به وسیله آنها تغییرات زمانی شدت و تغییرات مکانی الگوهای گردشی اندازگیری میشوند. یکی از این شاخصها، شاخص چرخندگی است که میتوان از آن برای بیان میزان اثر سامانه چرخندی یا واچرخندی در یک منطقه استفاده کرد. برای مثال، این شاخص برای بررسی رابطه بین الگوهای گردش جوی و بارشهای روزانه در شبه جزیره ایبریا توسط الکساندر و همکاران (۲۰۱۴) مورد استفاده قرار گرفت. در این مطالعه گردش جوی در قالب ۲۶ نوع وضع هوا با استفاده از مجموعه دادههای روزانه میانگین فشار سطح دریا طبقه بندی شد. ارتباط شش شاخص ماهانه وضع هوا و بارش مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند که از بین آنها شاخص جریانهای غربی بیشترین اثر را روی میزان بارش روزانه داشتند و پس از آن به ترتیب، شاخصهای چرخندگی، جریانات شمالی و جنوب غربی بیشترین تأثیر را دارا بودند.

نیدزویدز (۱۹۹۳، ۲۰۰۰) سه نوع مختلف شاخص گردش جوی شامل غربی مداری، جنوبی نصفالنهار و چرخندگی را تهیه کرد که این شاخصها بیانگر انواع گردش جوی روی اروپای مرکزی بودند. از دیدگاه دیگر، شاخصهای وزشی (مانند غربی مداری و جنوبی نصفالنهار) جزء شاخصهای فرارفتی هستند در حالیکه، شاخص چرخندگی یک شاخص غیر فرارفتی است. بر پایه شاخصهای فرارفتی و غیر فرارفتی در یک منطقه، یک نوع طبقه بندی از وضع هوا نتیجه میشود. لمب (۱۹۷۲) در انگلستان، هفت نوع اصلی طبقه بندی برای وضع هوا معرفی کرد: آنتیسیکلونی، سیکلونی، جریانهای غربی، جریانهای شمال غربی، جریانهای شمالی، جریانهای شرقی و جریانهای جنوبی. همچنین ۱۹ نوع وضع هوا از ترکیب هفت نوع اصلی ارائه کرد. نیدزویدز و همکاران

(۲۰۰۹) تغییرپذیری درازمدت سربهای بارش در اروپای مرکزی را توسط الگوهای گردشی بررسی کردند. الگوهای بارش توسط سه شاخص منطقهای گردش جوی شامل شاخصهای وزش غربی، وزش جنوبی و چرخندگی هم مقایسه شدند که از میان این شاخصها، شاخص چرخندگی روی ۴۰٪ بارش زمستانه و ۲۴٪ بارش سالانه اثر میگذارد. یکی از مهمترین خصوصیات که بر بارش هر ناحیه اثر میگذارد شاخصهای گردش جوی است، به این منظور پیشوایی (۲۰۰۲) به بررسی خصوصیات بارش اسلوواکی با استفاده از کل بارش ماهانه در دوره ۲۰۰۰-۱۹۰۱ در ۱۰ ایستگاه با استفاده از شاخصهای گردش جوی شامل شاخص نوسانات اطلس شمالی (NAO)، جریان غربی مداری، جریان جنوبی نصف النهار و شاخص چرخندگی پرداخت. وی مهمترین شاخص گردش جوی مؤثر بر بارش در اسلوواکی را شاخص غیر فرارفتی چرخندگی نتیجه گرفت. فتاحی و رضیعی (۱۳۹۳) در مطالعه ای به ارزیابی الگوهای گردش جوی روزانه بر روی ایران با استفاده از روش تحلیل مؤلفههای اصلی و خوشه بندی الگوهای گردش جوی پرداختند. نتایج این بررسی، حاکی از وجود اختلاف معنیدار در آرایش الگوهای سامانه های کم فشار و پر فشار در مقیاس فصلی و نیمه گرم سرد سال، فروانی تیپهای هوا و مسیر حرکت آنها بسوی ایران است.

طباطبائیان و همکاران (۱۳۹۷) به ایجاد شاخصهای چرخندگی ماهانه بر اساس گردش جوی در مناطق جنوبی پرداختند و نشان دادند که با توجه به شاخص های چرخندگی ایجاد شده در نیمه گرم سال کم فشار حرارتی و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال پرارتفاع جنب حاره ای حاکم می باشد. در نیمه سرد سال جریانات خارجی گردش جوی اجازه عبور از منطقه را پیدا می کنند و به طور کلی دما بهتر از بارش با شاخص های چرخندگی واکنش نشان می دهد. کلمحمدیان و پیشوایی (۱۳۹۱) شاخص چرخندگی را در استان فارس (با تمرکز بر روی شیراز) در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ میلادی ایجاد کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که سامانههای کمارتفاع (حاشیه

انجام میگیرد، پوشش مکانی شاخص چرخندگی حداقل شعاع تقریبی حدود ۳۰۰ کیلومتر را پوشش میدهد. لذا، ایستگاه تبریز به عنوان نماینده منطقه شمالغرب کشور انتخاب شد. جهت نیل به اهداف این مطالعه، شاخصهای چرخندگی روزانه در شمالغرب ایران در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی برای دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی تولید، فراوانی سامانههای ارتفاعی برحسب تعداد/روز حاکمیت در سال تعیین، روند تغییرات شاخص چرخندگی طی دوره مورد بررسی تعیین و رابطه شاخص چرخندگی و دما و بارش منطقه تعیین شدند.

مواد و روشها

ایستگاه همدیدی تبریز (۳۸°N, ۴۶°E, ۱۳۶۱m) تقریباً در مرکز شمالغرب ایران شامل استانهای: آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی، اردبیل، شمال کردستان و غرب زنجان قرار دارد. جدول ۱ منبع استخراج دادهها و پایگاه اینترنتی آن را نشان میدهد. برای نمونه شکل ۱ را ببینید.

شاخص چرخندگی روزانه (Daily Cyclonicity Index)

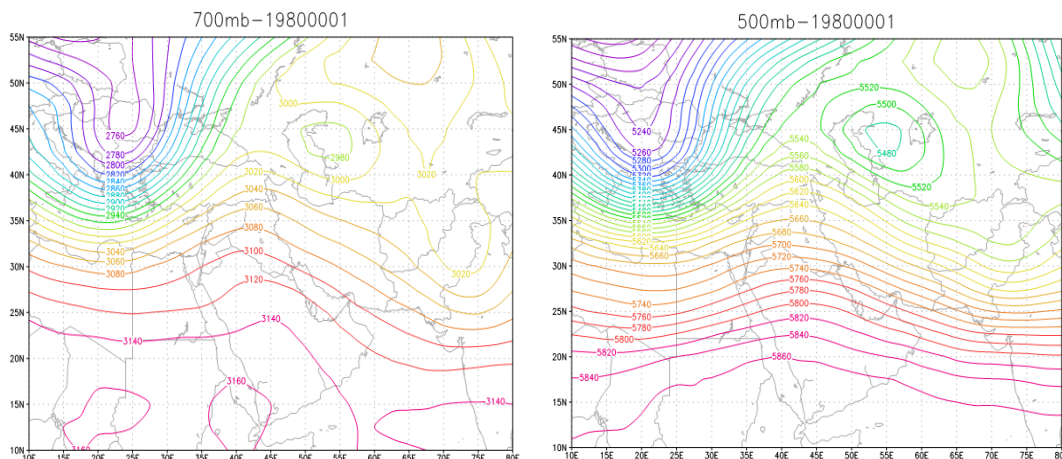
یکی از روشهای طبقه‌بندی گردش جوی شاخص سازی است. امتیاز این روشها آن است که دارای بنیاد فیزیکی هستند و برای منطقی‌سازی که به آن اختصاص داده شده‌اند، سازگار است. روش این تحقیق برای طبقه‌بندی گردش جوی عینی است اما برای اختصاص امتیاز بر اساس روش دستی (مشاهده) است. نحوه ارزیابی به این صورت است که اگر در منطقه الگوی ناوه داشته باشیم و خط ناوه از منطقه عبور کند (خط ناوه: TL) به آن عدد ۲+ و در

و خط ناوه) در ۱۵٪ روزهای سال و سامانههای پرارتفاع (حاشیه و خط پشته) در ۷۲٪ روزهای سال حاکم بر منطقه بودند. همچنین آزمون روندیابی من-کندال کاهش فراوانی سامانههای کمارتفاع و همچنین افزایش فراوانی سامانههای پرارتفاع را به طور معنیداری نشان داد. گلمحمدیان و پیشوایی (۱۳۹۲) اثر شاخص چرخندگی روزانه را روی دما و بارش در منطقه خراسان در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی ارزیابی کردند. نتایج نشان داد که میانگین ماهانه شاخص چرخندگی در نیمه سرد سال دارای بیشترین مقدار است که نشان دهنده فراوانی سامانه های چرخندگی می باشد. در مقیاس سالانه فراوانی الگوی پشته بیشتر از الگوی ناوه است. در اغلب موارد وجود سامانه کم ارتفاع در منطقه همزمان با رخداد بارش و دمای پایین در منطقه دیده میشود. با توجه به بررسیهای انجام شده در ایران، جایگاه مطالعه‌های در مقیاس زمانی روزانه، در سطوح مختلف فشاری و در ایستگاههای پراکنده در سطح کشور خالی میباشد.

با توجه به در دسترس بودن آمار بلند مدت میدانهای هواشناسی و نقشه‌های همدیدی روزانه فشار از طریق پایگاههای جمع آوری اطلاعات اقلیمی، زمینه برای طبقه بندی گردشهای جوی در ایران در مقیاس روزانه با توجه به انواع الگوهای فشاری حاکم بر هر منطقه و فراوانی و توزیع زمانی و مکانی آنها فراهم میباشد. این مقاله به چنین بررسی در منطقه شمالغرب ایران اختصاص دارد. بر اساس وضعیت اقلیمشناسی همدیدی منطقه انتظار داریم که در نیمه سرد سال امواج کژ فشار غربی از روی منطقه عبور کند و در نیمه گرم سال نیز کمربند پرارتفاع جنب حاره به این ناحیه جغرافیایی رسیده و آن را تحت پوشش خود قرار دهد. براین اساس، دو سطح فشاری ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برای این منظور کافی به نظر رسیدند. پس از بررسی الگوی تغییرات دما و بارش در سه ایستگاه واقع در شمالغرب ایران شامل تبریز، ارومیه و اردبیل، مشاهده شد که این ایستگاهها از روند تغییرات مشابهی در دما و بارش برخوردار هستند. همچنین با توجه به اینکه ایجاد و بررسی شاخص چرخندگی در مقیاس بزرگ

جدول ۱: منبع دادهها، سطوح استاندارد انتخابی و دوره آماری.

website	http://www.esrl.noaa.gov/psd/
Source	NCEP/NCAR Reanalysis I
Type of Map	Daily mean 500mb Daily mean 700mb
Period	1961-2010



شکل ۱: نقشه میانگین روزانه ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف) و سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال (ب) تاریخ اول ژانویه ۱۹۸۰ میلادی تهیه شده توسط نرمافزار گرادز.

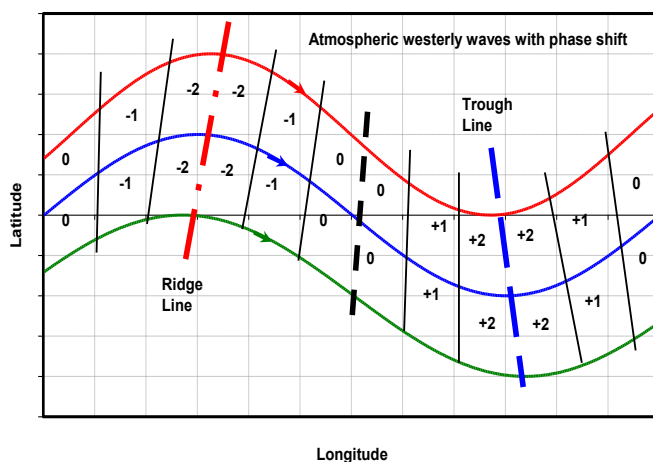
باشد ولی به هر حال منطقه تحت تأثیر پشته باشد (حاشیه پشته: RE) به آن عدد ۱- تعلق میگیرد. برای موقعیتهای بین ناوه و پشته بطوریکه انحنای کنتوری ناچیز باشد (زین ارتفاعی: COL) که عدد صفر آورده میشود. الگوی ناشناخته نیز در کنار الگوی زین قرار میگیرند. لذا پنج نوع مختلف گردش جوی مطابق جدول ۲ تشخیص داده میشوند.

دامنه تغییرات این شاخص بین ۲- تا ۲+ است. عدد مثبت بیانگر وجود الگوی ناوه (سامانه کم ارتفاع) و عدد منفی بیانگر الگوی پشته (سامانه پرارتفاع) در منطقه است. در مشاهدات نقشه های همدیدی غالباً خطوط ناوه و پشته بر نصفالنهارها انطباق ندارند و لذا امواج غربی ممکن است که دارای فازهای مختلفی باشند. در شکل ۲ طرحواره امواج

جدول ۲: انواع الگوی گردش جوی در نقشه جو بالا برای محاسبه شاخص چرخندگی روزانه (DCI) با معیار انحنای پربند ارتفاعی.

نشانه	نوع الگو	اعداد تشخیص داده شده	امتیاز DCI
RL	خط پشته	-۲ تا -۱/۵	-۲
RE	حاشیه پشته	-۱/۴ تا -۰/۵	-۱
COL	ارتفاع ضعیف	+۰/۴ تا -۰/۴	صفر
TE	حاشیه ناوه	+۱/۴ تا +۰/۵	+۱
TL	خط ناوه	+۱/۵ تا +۲	+۲

صورتی که ناوه جلوتر یا عقبتر از منطقه باشد ولی به هر حال منطقه تحت تأثیر ناوه باشد (حاشیه ناوه: TE) به آن عدد ۱+ اختصاص داده میشود. اگر در منطقه الگوی پشته داشته باشیم و خط پشته از منطقه عبور کند (خط پشته: RL) به آن عدد ۲- و در صورتی که پشته جلوتر یا عقبتر از منطقه



شکل ۲: طرحواره امواج غربی جوی در منطقه معتدله.

شیب روند غیرپارامتری

بزرگی شیب روند با استفاده از روش تیل (۱۹۵۰) و سن (۱۹۶۸) بنقل از زو و همکاران (۲۰۰۳) به صورت معادله ۴ تقریب زده میشود.

$$b = \text{Median}[(x_i - x_j)/(i - j)], \forall j < i \quad (4)$$

که در آن $1 \leq j < i \leq n$ و b تقریب غیرپارامتری شیب روند است که اگر مثبت باشد به معنی روند بالاسو است و شدت آن را میزان بزرگی b تعیین میکند. برای زوجهای ترکیبی (X_j, X_i) هر چقدر که از نظر زمانی به هم نزدیکتر باشند، وزن بزرگتری را ایجاد میکنند. از آنجا که b میانه همه زوجهای ترکیبی در سری زمانی X است، لذا در برابر مقادیر حدی در مشاهدات (یعنی زمانی که i و j از هم بیشتر فاصله داشته باشند که در نتیجه دارای وزن کمتری هستند) از خود مقاومت نشان میدهد.

نتایج و بحث

نتایج به دست آمده در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بسیار مشابه و مؤید هم میباشند و میزان همبستگی پیرسون بین شاخصهای چرخندگی در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برابر ۰/۷۹ است که نشان دهنده هماهنگی گردشهای دو سطح در ۶۲ درصد موارد در منطقه مورد بررسی میباشد.

نتایج تولید شاخص چرخندگی روزانه

بیش از ۱۸۰۰۰ = ۳۶۵ × ۵۰ نقشه به طور چشمی برای تعیین شاخصها بررسی شد. به این ترتیب سری زمانی DCI برآید و سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، هر کدام با ۱۸۲۶۲ نمونه، در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی ساخته شد. میانگین DCI در مقیاس سالانه، نیمه سرد (اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه، فوریه، مارس) و نیمه گرم سال (آوریل، می، ژوئن، ژولای، آگوست، سپتامبر) در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی برای دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برابر ۰/۲۴-، ۰/۰۵- و ۰/۴۲-، ۰/۷۰-، ۰/۱۸- و ۱/۳۳- میباشد (جدول ۳).

غربی در منطقه معتدله به همراه اعداد اختصاص یافته برای شاخص DCI نشان داده شده است. پوشش مکانی DCI بر اساس طول موج (برای مثال حدود ۴۰۰۰ کیلومتر) دستکم تا شعاع ۳۰۰ کیلومتر از نقطه مرکزی (مساحت ۲۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع) معتبر است (طباطبائیان، ۱۳۹۷).

روند ناپارامتری من-کندال

بطور معمول برای ارزیابی معنیداری روندها در دادههای سری زمانی (X) هواشناسی و هیدرولوژی که ممکن است دارای توزیع نرمال نبوده، از آزمون ناپارامتری من-کندال استفاده میشود. من (۱۹۴۵) و کندال (۱۹۷۵) بنقل از زو و همکاران (۲۰۰۳) نشان دادند که هر چه تعداد مشاهدات بیشتر باشد ($n > 10$)، آنگاه توزیع آماره S (معادله ۱) به سمت نرمال میل میکند.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{k=i+1}^n \text{sgn}(x_k - x_i) \quad (1)$$

معادله ۲ واریانس S را بیان میسازد.

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} - \sum_{j=1}^m \frac{t_j(t_j-1)(2t_j+5)}{18} \quad (2)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{(S-1)}{\sqrt{V(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{(S+1)}{\sqrt{V(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (3)$$

که در آن sgn علامت اختلاف دو مشاهده، n تعداد مشاهدات در سری زمانی X و t_j تعداد گره در گروه j ام است و m تعداد گروههای گره است. معنیداری روند میتواند توسط متغیر استاندارد Z (معادله ۳) در مقایسه با متغیر نرمال استاندارد Z_c در سطح معنیداری $(\alpha(Z_{1-\alpha/2}))$ آزمون گردد. به طور مثال در صورت انتخاب α معادل ۰/۰۵، آنگاه $Z_{0.975}$ در آزمون دوطرفه (یکطرفه) برابر ۱/۶۴۵ (۱/۹۶) خواهد بود. فرض صفر H_0 مبنی بر عدم وجود روند رد میشود اگر $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$ باشد. مقدار مثبت آماره S آشکار کننده روند بالاسو و مقدار منفی آن بیان کننده روند پائینسو میباشد.

جدول ۳: میانگین DCI در مقیاس سالانه (Annual)، نیمه سرد سال (CHY) و نیمه گرم سال (WHY) در اطراف تبریز در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی

Year	Tabriz DCI ₅₀₀			Tabriz DCI ₇₀₀		
	Annual	CHY	WHY	Annual	CHY	WHY
1961	-0.02	0.16	-0.18	-0.62	-0.05	-0.85
1962	-0.28	-0.06	-0.34	-0.59	-0.55	-0.73
1963	-0.01	-0.19	-0.09	-0.65	-0.30	-0.97
---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---
2008	-0.04	-0.02	-0.26	-0.70	-0.18	-1.33
2009	0.08	0.19	0.10	-0.86	-0.19	-1.20
2010	-0.57	-0.08	-0.83	-0.64	-0.14	-1.12
Average	-0.24	-0.05	-0.42	-0.70	-0.18	-1.33

جدول ۴: میانگین اقلیمی داده‌های DCI برای کل روزهای سال در اطراف تبریز در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (مثال: مقدار ۰/۰۸- در اول ژانویه برابر میانگین ۵۰ نمونه اول ژانویه در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی است).

Day	Tabriz DCI ₅₀₀											
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	-0.08	-0.02	0.20	-0.06	0.24	-0.10	-0.28	-0.84	-0.94	-0.34	-0.06	0.06
2	-0.28	0.04	0.28	-0.24	0.02	-0.34	-0.30	-0.90	-0.98	-0.32	-0.06	0.14
3	-0.10	0.04	-0.10	-0.10	0.16	-0.24	-0.54	-0.94	-0.94	-0.16	0.04	-0.04
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
29	0.02	...	0.00	0.20	-0.08	-0.38	-0.98	-0.60	-0.42	0.06	-0.04	-0.22
30	-0.02	...	-0.02	0.30	-0.10	-0.26	-1.06	-0.64	-0.40	0.10	-0.02	-0.02
31	-0.14	...	0.26	...	-0.02	...	-0.84	-0.72	...	0.20	...	0.10
AVG	0.00	-0.02	0.05	0.03	-0.01	-0.16	-0.83	-0.97	-0.57	-0.25	-0.05	-0.04

بیشتر شده و مقدار شاخص منفی ترو تعداد سامانه های دینامیکی نیز کمتر میگردد. در تابستان حاکمیت مطلق سیستم پراترفاع جنب حاره وجود دارد و منطقه شاهد سامانه های حرارتی و فصلی در سطح زمین خواهد. فصل پاییز به عنوان تغییر فصل اقلیم شناسی همدیدی در نظر گرفته میشود که در آن به تدریج اثر پراترفاع جنب حاره بر روی منطقه ضعیف میگردد و سامانه های دینامیکی کم فشار فراوانی بیشتر پیدا میکنند. در این فصل مقدار میانگین شاخص چرخندگی به مقادیر مثبت ترمیل میکنند. در فصل زمستان اثر سامانه های دینامیکی کم فشار بیشتر و تعداد آنها از سامانه های پراترفاع بیشتر است. میانگین شاخص چرخندگی در فصل زمستان نسبت به سایر فصلها

این مقادیر نشان میدهد که حاکمیت سامانه های پراترفاع (خط پشته و حاشیه پشته) بر منطقه در نیمه سرد و گرم سال غلبه دارد. در نیمه گرم سال سامانه پراترفاع حاکمیت مطلق دارد و بندرت نشانی از سامانه کم ارتفاع دیده میشود. در نیمه سرد سال نیز سامانه های پراترفاع بیشتر از سامانه های کم ارتفاع (خط ناوه و حاشیه ناوه) حاکمیت دارند. چنانچه داده های DCI بصورت روزانه در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی میانگین گیری شوند، آنگاه جدولهای ۴ و ۵ نتایج را برای ۳۶۵ روز سال در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان میدهد. برای یکسانسازی تاریخ، روز ۲۹ فوریه در سالهای کبیسه حذف شده است. هر چه به تابستان نزدیک میشویم سامانه های پراترفاع

جدول ۵: میانگین اقلیمی داده‌های DCI برای کل روزهای سال در اطراف تبریز در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال.

Tabriz DCI 700												
Day	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1	0.04	-0.12	0.18	-0.02	0.22	-0.08	-0.16	-0.76	-0.90	-0.74	-0.28	0.12
2	-0.24	0.04	0.12	-0.08	0.02	-0.26	-0.12	-0.38	-0.88	-0.66	-0.20	0.08
3	-0.16	-0.14	0.02	0.02	0.22	-0.30	-0.24	-0.64	-0.76	-0.58	-0.38	-0.16
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
29	0.08	...	0.10	0.22	0.18	-0.04	-0.52	-0.76	-0.82	-0.44	0.16	-0.22
30	0.00	...	0.04	0.14	-0.06	-0.10	-0.54	-0.74	-0.72	-0.16	0.00	0.02
31	-0.22	...	0.18	...	-0.22	...	-0.68	-0.82	...	-0.12	...	0.14
AVG	0.02	0.01	0.11	0.08	-0.02	-0.09	-0.48	-0.78	-0.76	-0.66	-0.20	-0.02

جدول ۶: مقادیر میانگین ماهانه شاخص چرخندگی برای اطراف تبریز در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال.

Tabriz DCI 500												
DCI	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1961	0.48	0.32	0.35	0.20	0.10	-0.43	-0.55	-0.55	0.17	-0.19	0.07	-0.23
1962	0.10	-0.04	-0.06	0.50	-0.16	-0.07	-1.19	-0.87	-0.20	-0.35	-0.43	-0.55
1963	-0.03	-0.14	0.35	0.37	0.06	0.07	-0.48	-0.26	-0.27	-0.19	0.17	0.26
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
2008	0.52	-0.14	-0.19	0.13	0.65	0.40	-0.94	-1.23	-0.53	-0.06	0.67	0.26
2009	0.16	-0.29	0.35	0.43	0.16	0.17	-0.10	-0.35	0.30	-0.39	0.57	-0.10
2010	-0.32	-0.39	0.16	-0.03	0.03	-0.67	-1.16	-1.71	-1.43	-0.32	-0.47	-0.48
Average	0.00	-0.02	0.05	0.03	-0.01	-0.16	-0.83	-0.97	-0.57	-0.25	-0.05	-0.04

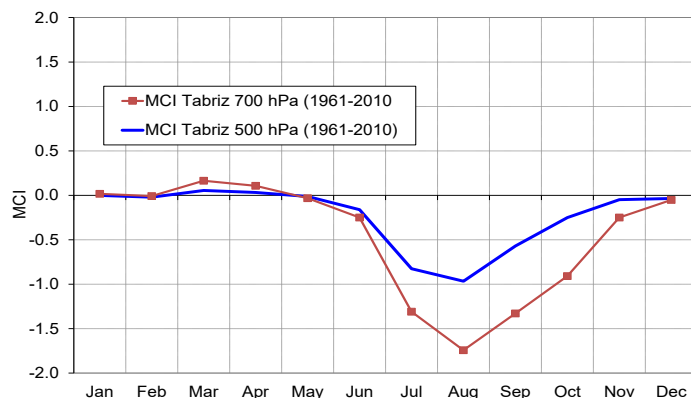
جدول ۷: مقادیر میانگین ماهانه شاخص چرخندگی برای اطراف تبریز در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال.

Tabriz DCI 700												
DCI	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1961	0.58	0.43	0.58	0.27	0.35	-0.23	0.61	0.00	0.63	-0.13	0.10	0.13
1962	0.19	-0.14	-0.03	0.43	-0.19	-0.27	-1.19	-1.32	-0.90	-0.87	-0.83	-0.52
1963	-0.06	-0.25	0.23	0.67	0.65	0.10	0.84	0.84	-0.07	-0.26	0.13	0.26
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
2008	0.26	-0.18	-0.45	-0.37	0.16	-0.47	-0.84	-1.35	-1.10	-0.94	-0.40	0.00
2009	-0.06	-0.61	-0.06	0.13	-0.77	-0.50	-0.23	-0.94	-0.23	-1.65	-0.07	-0.52
2010	-0.87	-0.36	-0.10	-0.13	-0.39	-0.50	-0.74	-1.55	-1.73	-1.13	-1.40	-0.97
Average	0.02	0.01	0.11	0.08	-0.02	-0.09	-0.48	-0.78	-0.76	-0.66	-0.20	-0.02

استنباط می شود که پربند ۵۰۰ میلیار بدلیل اختلافات فصل گرم و سرد خیلی بهتر از پربند ۷۰۰ میلی بار وضعیت اقلیم شناسی سینوپتیک منطقه را هویدا میکند.

شکل ۳ هم تغییرات اقلیمی ماهانه DCI را در سطوح

مقدار بیشتری را به خود اختصاص میدهد. در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز نتایج مشابهی به دست آمد. برای ارزیابی تغییرات شاخص چرخندگی مقیاس ماهانه، از شاخص های تولید شده برای هر ماه سال در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی میانگین گیری شد (جدولهای ۶ و ۷).



شکل ۳: تغییرات ماهانه DCI میانگینگیری شده در دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ میلادی.

جدول ۸: فراوانی انواع گردش جوی: خط ناوه (TL)، حاشیه ناوه (TE)، حالت نامشخص یا زین ارتفاعی (COL)، حاشیه پشته (RE)، و خط پشته (RL)، حسب روز بر سال برای اطراف تبریز در دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ میلادی.

(T: مجموع روزهای همراه با سامانه کم ارتفاع در سال؛ R: مجموع روزهای همراه با سامانه پر ارتفاع در سال)

Year	Tabriz DCI 500							Tabriz DCI 700						
	TL	TE	COL	RE	RL	T	R	TL	TE	COL	RE	RL	T	R
1961	21	73	164	90	17	94	107	29	140	119	57	20	169	77
1962	17	71	117	112	48	88	160	8	51	140	92	74	59	166
1963	18	88	145	101	13	106	114	23	142	118	71	11	165	82
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
2008	36	94	118	55	63	130	118	5	51	151	84	75	56	159
2009	25	113	121	77	29	138	106	8	67	111	107	72	75	179
2010	17	48	100	111	89	65	200	6	36	88	121	114	42	235
Average	20	81	106	106	52	102	157	18	87	112	90	59	104	149

۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد (مقادیر در جدول ۶ و ۷ ذکر شده است). در ماههای می تا سپتامبر میزان این شاخص منفی تر از سایر ماهها است و میتوان گفت که در نیمه گرم سال فراوانی سامانه های پر ارتفاع نسبت به کم فشار بیشتر است. در جاهایی شدت تغییر فصل یا تغییر الگوی اقلیم شناسی همدیدی بیشتر است که منحنی دارای شیب حداکثر باشد. بنابراین در اول می (۱۱ اردیبهشت) و آخر می (۱۰ خرداد) تغییر الگو صورت میگیرد و الگوی تابستانه بر منطقه حاکم میشود. همچنین در اول اکتبر (۹ مهر) تا آخر اکتبر (۱۰ آبان) نیز تغییر فصل اقلیم شناسی همدیدی رخ میدهد و منطقه از الگوی تابستانه خارج میشود.

نتایج فراوانی انواع گردش جوی فراوانی الگوهای ارتفاعی انواع گردش جوی سطح ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در اطراف تبریز در دوره

۱۹۶۱-۲۰۱۰ میلادی در جدول ۸ نشان داده شده است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه با در نظر گیری میانگین دوره های در ۵۲ (۱۰۶) روز از سال تحت تأثیر خط پشته (حاشیه پشته) است در حالیکه تنها در ۲۰ (۸۱) روز از سال تحت تأثیر خط ناوه (حاشیه ناوه) است. در ۱۰۶ روز از سال نیز حاکمیت زین ارتفاعی تقریباً بدون انحنای پر بند ارتفاعی (و یا بندرت حالت نامشخص) میباشد. فراوانی سامانه های پر ارتفاع برابر (۴۳٪) روز از سال در مقابل فراوانی سامانه های کم ارتفاع برابر ۱۰۲ (۲۷٪) روز از سال است. و از اینجا روشن میشود که وضعیت اقلیم شناسی همدیدی حاکم گرایش به الگوی پشته یا سامانه پر ارتفاع دارد و بنظر میرسد که از دلایل اقلیم خشک و نیمه خشک منطقه حکایت دارد.

میزان همبستگی بین فراوانی کل سامانه های کم ارتفاع و پر ارتفاع در سطح ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

نتایج فراوانی انواع گردش جوی فراوانی الگوهای ارتفاعی انواع گردش جوی سطح ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در اطراف تبریز در دوره

جدول ۹: فراوانی پنج نوع گردش جوی در نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه آذربایجان شرقی در مقیاس زمانی سالانه، نیمه سرد سال و نیمه گرم سال در دهه های ۱۹۶۰-۱۹۵۱ تا ۲۰۱۰-۲۰۰۱ میلادی.

Tabriz DCI ₅₀₀								
Period	Time scale	TL	TE	COL	RE	RL	T	R
1961-1970	Total Year	28	89	126	96	27	117	123
1971-1980	Total Year	21	86	89	116	53	107	169
1981-1990	Total Year	16	85	88	120	55	102	175
1991-2000	Total Year	14	77	93	116	65	91	181
2001-2010	Total Year	22	71	131	80	62	92	142
1961-1970	Cold Half Year	15	46	65	48	9	61	57
1971-1980	Cold Half Year	14	50	47	58	12	64	71
1981-1990	Cold Half Year	11	49	44	63	16	60	78
1991-2000	Cold Half Year	10	45	50	61	16	55	77
2001-2010	Cold Half Year	13	41	72	43	12	55	55
1961-1970	Warm Half Year	13	40	64	49	18	52	67
1971-1980	Warm Half Year	8	38	42	55	40	47	95
1981-1990	Warm Half Year	6	37	43	59	40	42	98
1991-2000	Warm Half Year	5	31	43	56	49	36	104
2001-2010	Warm Half Year	8	30	60	35	51	38	85

نتایج آزمون من-کندال

این آزمون روندیابی روی داده های DCI در مقیاسهای فصلی، دو نیمه گرم و سرد سال، و سالانه (مراجعه به جدول ۳ که بدون مقیاس فصلی است) هر کدام با ۶۳ نمونه انجام شده است که نتایج حاصل از آن در جدول ۱۰ آورده شده است که در تمام موارد دارای روند پائین سو هستند. مقدار Z در این آزمون از معادله ۳ محاسبه گردید که در آن مقادیر آماره S و $v(s)$ از جدولهای خروجی از نرم افزار xlstat استخراج شدهاند. همچنین مقدار شیب نیز از همین جدول به دست آمد. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی در مقیاس میانگینگیری نیمه سرد سال مقدار Z من-کندال برابر ۲/۹۱- محاسبه گردید. قدر مطلق آن از مقدار ۱/۶۴۵ (مقدار $Z_{0,975}$ در سطح معنی داری ۰/۵۰ در آزمون دوطرفه) بزرگتر است و p-value پائین سوی آن برابر ۰/۰۰۲ میباشد. در نتیجه فرض صفر (مبنی بر عدم وجود روند پائین سو) رد میشود و لذا داده های DCI در این حالت دارای روند پائین سو با شیب ۰/۰۱۳- هستند. بنابراین در نیمه سرد سال طی دوره با گذشت زمان، گرایش به ظهور سامانه های پرارتفاع (خط پشته و حاشیه پشته) بیشتر شده و در

به ترتیب برابر ۰/۵۰ و ۰/۵۴ میباشد. میزان همبستگی بین شاخص های چرخندگی (میانگین متحرک ۳ روزه) در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برابر ۰/۷۹ میباشد که نشان دهنده هماهنگی شاخص سازی در این منطقه است. در جدول ۹ فراوانی سامانه های فشاری در مقیاس سالانه، نیمه سرد و گرم سال در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در دهه های مختلف آورده شده است.

در مقیاس سالانه میانگین فراوانی سامانه های کم ارتفاع (پرارتفاع) در دهه ۱۹۶۱-۱۹۷۰ میلادی از ۱۱۷ (۱۲۳) روز در سال به ۹۲ (۱۴۲) روز در سال در دهه ۲۰۰۱-۲۰۱۰ میلادی رسیده است و در نتیجه کاهش فراوانی سامانه های کم ارتفاع (افزایش فراوانی سامانه های پرارتفاع) را نشان میدهد. از طرف دیگر در نیمه سرد سال میانگین فراوانی سامانه های کم ارتفاع (پرارتفاع) در دهه ۱۹۶۱-۱۹۷۰ میلادی از ۶۱ (۵۷) روز در سال به ۵۵ (۵۵) روز در سال در دهه ۲۰۰۱-۲۰۱۰ میلادی رسیده است که مجدداً کاهش فراوانی سامانه های کم ارتفاع (افزایش فراوانی سامانه های پرارتفاع) را نشان میدهد. چنین نتایجی برای نیمه گرم سال نیز معتبر است. لذا مناسب است که آزمون روندیابی انجام پذیرد.

جدول ۱۰: نتایج آزمون من-کندال دوطرفه روی داده‌های DCI در اطراف تبریز بازا هر مقیاس میانگینگیری (با ۵۰ نمونه) در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی.

Average Scale	Z		Downward P-Value		Sen's Slope	
	500 mb	700 mb	500 mb	700 mb	500 mb	700 mb
Level Pressure						
Winter	-2.18	-3.18	0.015	0.001	-0.008	-0.012
Spring	-3.46	-4.22	0.000	0.000	-0.010	-0.017
Summer	-3.92	-4.55	0.000	0.000	-0.010	-0.034
Autumn	-2.59	-2.97	0.005	0.001	-0.009	-0.018
CHY	-2.91	-3.66	0.002	0.000	-0.009	-0.013
WHY	-4.56	-4.95	0.000	0.000	-0.010	-0.030
Annual	-4.21	-5.15	0.000	0.000	-0.010	-0.023

های کم ارتفاع و زین (TL, TE, COL) دارای روند پائین سو (معنی دار در سطح ۰/۰۵) بوده و شیب آنها نیز کم است در حالیکه فراوانی سامانه های پراارتفاع (RL, RE) دارای روند بالاسوی معنیدار (در سطح ۰/۰۱) با شیب نسبی هستند. لذا در نیمه سرد سال که منطقه تحت تأثیر امواج غربی منطقه معتدله است دارای تغییرات نسبی معتبر در فراوانیهای الگوی گردش جوی میباشد و کاهش فراوانی الگوی T (با شیب ۰/۱۹-) بازا افزایش فراوانی الگوی R (با شیب ۰/۸۵) رخ میدهد.

ج- در نیمه گرم سال روند فراوانیهای سامانه های ارتفاعی به غیر از الگوی خط پشته (RL) در سطح ۰/۰۱ معنیدار است. به بیان دیگر در نیمه گرم سال که منطقه تحت تأثیر کمربند پراارتفاع جنب گرمسیری است، فراوانی روزهای همراه با الگوی R(T) دارای روند افزایشی (کاهش) با شیب ۱/۱۶ (با شیب ۰/۵۰-) بوده است و بنابراین استنباط میشود که مدت حضور کمربند پراارتفاع جنبگرمسیری بر منطقه بیشتر شده است.

شکلهای ۴ و ۵ تغییرات فراوانی سالانه پراارتفاع الگوی پشته (R) و کم ارتفاع الگوی ناوه (T) را در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان میدهد. شیب خطوط برازش داده شده برفراوانی سامانه های پراارتفاع و کم ارتفاع برای دو سطح مورد بررسی در دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ میلادی به ترتیب ۰/۶۹ و ۰/۶۲- و ۲/۵۷ و ۱/۸۳- است که بیانگر روند افزایشی حضور الگوی پشته و کاهش الگوی ناوه بر روی منطقه مورد مطالعه میباشد.

نمودار پراکنش شاخص چرخندگی ماهانه در سطح

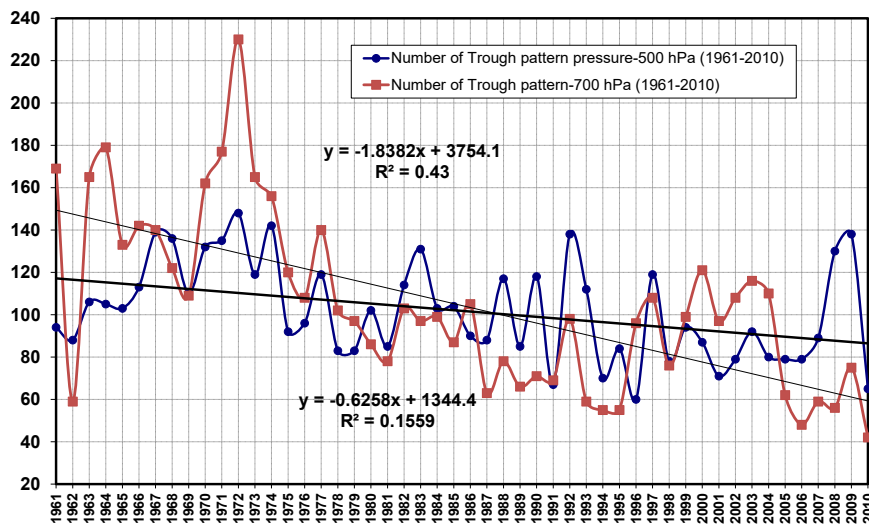
مقابل گرایش به ظهور سامانه های کم ارتفاع (خط ناوه و حاشیه ناوه) کمتر شده است.

در نیمه گرم سال افزایش ظهور پراارتفاع جنب گرمسیری در مقابل کاهش حالات نادر کم ارتفاع رخ مینماید (با شیب ۰/۳۰-). در مقیاس فصلی، روند پائین سو در تمام فصلهای سال بخوبی در سطح معنی داری ۰/۰۱ هویدا است. با توجه به شیب ناپارامتری، میزان شیب روند (حدود ۰/۱۷-) نیز در بهار و پائیز زیاد است. در مقیاس سالانه روند پائین سو در سطح معنیداری ۰/۰۱ با شیب ۰/۲۳- معتبر است که نتایج پیشین را تأیید میکند. نتایج آزمون من-کندال روی داده های فراوانی انواع گردش جوی (جدول ۸) در جدول ۱۱ نشان داده شده اند. نتایج به دست آمده برای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال عبارتند از: الف- در میانگین گیری سالانه در سطح معنی داری ۰/۰۵، فراوانی سامانه های کم ارتفاع (TL, TE) دارای روند معتبر پائین سو و فراوانی سامانه های پراارتفاع (RL) دارای روند معتبر بالاسو هستند. بعلاوه فراوانی الگوهای زین نیز پائین سوی معنی دار است. لذا استنباط میشود که کاهش فراوانیهای الگوی کم ارتفاع (الگوی زین) بازا افزایش فراوانی های الگوی پراارتفاع رقم میخورد. به بیان دیگر فراوانی الگوی T(R) بطور کامل کاهش (افزایش) در سطح ۰/۰۱ معنیدار و دارای شیب ۰/۷۳- (۲/۱۳) میباشد. به نظر میرسد که مقدار شیب نسبتاً شدید بوده و بخوبی آشکار کننده سیگنال تغییر رخداد انواع الگوی گردش جوی باشد.

ب- در نیمه سرد سال روند کاهش فراوانیهای سامانه

جدول ۱۱: نتایج آزمون من-کنندال دوطرفه روی داده‌های فراوانی انواع گردش جوی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در اطراف تبریز بازه هر مقیاس زمانی در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی.

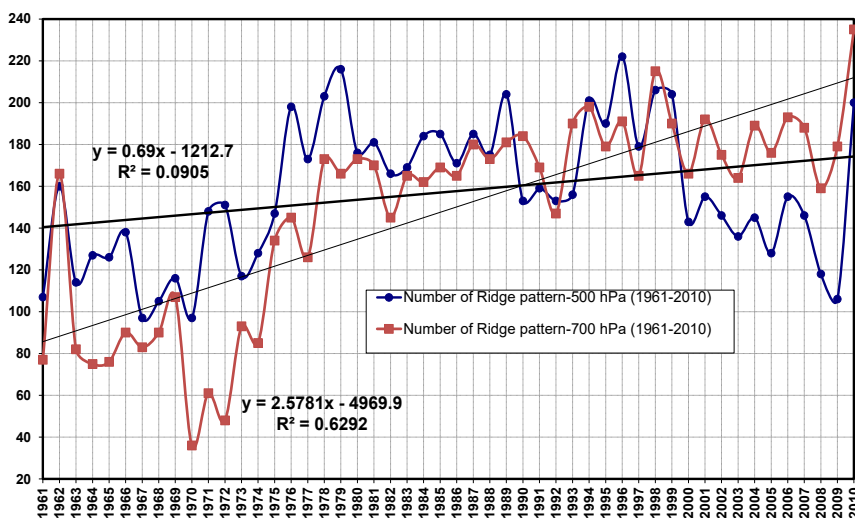
Tabriz DCI ₅₀₀						
Time scale	Circulation Type	Z	Downward P-Value	Upward P-Value	Sen's Slope	n
Total Year	TL	-2.97	0.001		-0.40	50
Total Year	TE	-0.83	0.204		-0.20	50
Total Year	COL	-2.98	0.001		-1.39	50
Total Year	RE	2.13		0.016	0.76	50
Total Year	RL	4.74		0.000	1.28	50
Total Year	T	-2.23	0.013		-0.73	50
Total Year	R	4.30		0.000	2.13	50
Cold Half Year	TL	-2.39	0.008		-0.20	50
Cold Half Year	TE	-0.14	0.444		0.00	50
Cold Half Year	COL	-3.43	0.000		-0.12	50
Cold Half Year	RE	3.00		0.001	0.58	50
Cold Half Year	RL	3.69		0.260	0.26	50
Cold Half Year	T	-0.86	0.166		-0.19	50
Cold Half Year	R	3.57		0.000	0.85	50
Warm Half Year	TL	-4.04	0.000		-0.21	50
Warm Half Year	TE	-1.39	0.068		-0.24	50
Warm Half Year	COL	-3.49	0.000		-0.78	50
Warm Half Year	RE	0.58		0.280	0.13	50
Warm Half Year	RL	4.57		0.000	1.07	50
Warm Half Year	T	-2.66	0.004		-0.50	50
Warm Half Year	R	4.29		0.000	1.16	50



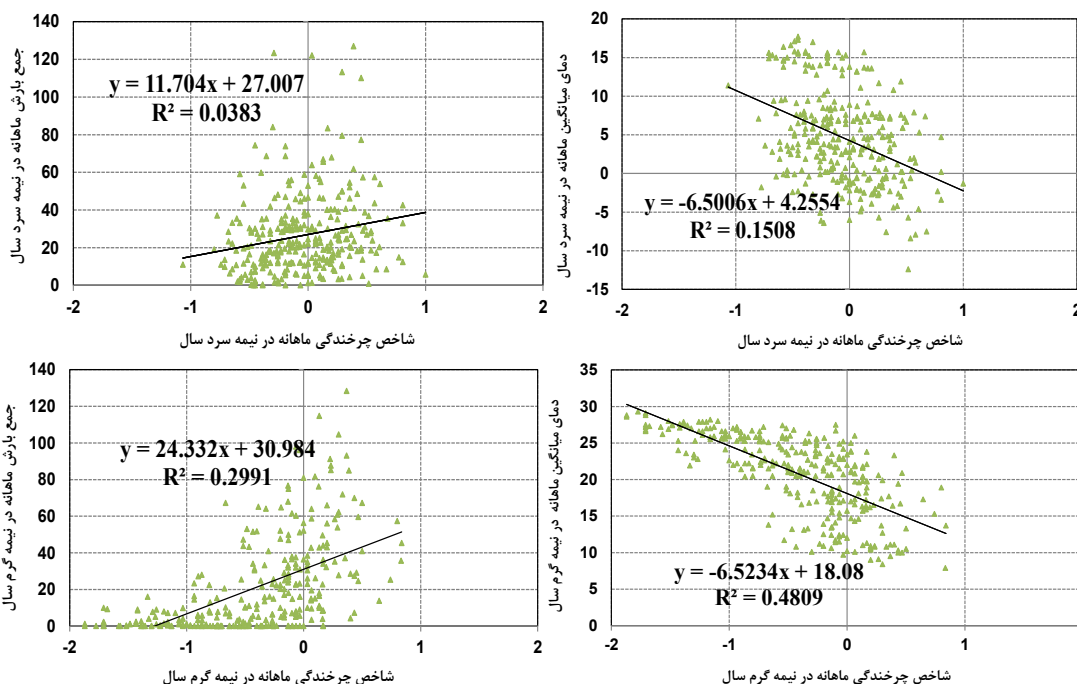
شکل ۴: تغییرات فراوانی سالانه الگوی ناوه (T) و خط روند در اطراف تبریز در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی.

شاخص چرخندگی ماهانه است. به این مفهوم که هر چه مقادیر شاخص به سمت اعداد مثبت پیش می‌روند (سامانه کم فشار) بارش افزایش پیدا می‌کند. در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز نتایج مشابه به دست آمد که در

۵۰۰ هکتوپاسکال و کل بارش ماهانه نیز در شکل ۶ آمده است. شیب معادله رگرسیونی در این حالت در نیمه سرد (گرم) سال برابر ۱۱/۷ (۲۴/۳۳) می‌باشد و بیانگر افزایش مقدار بارش همزمان با مثبتتر شدن میانگین



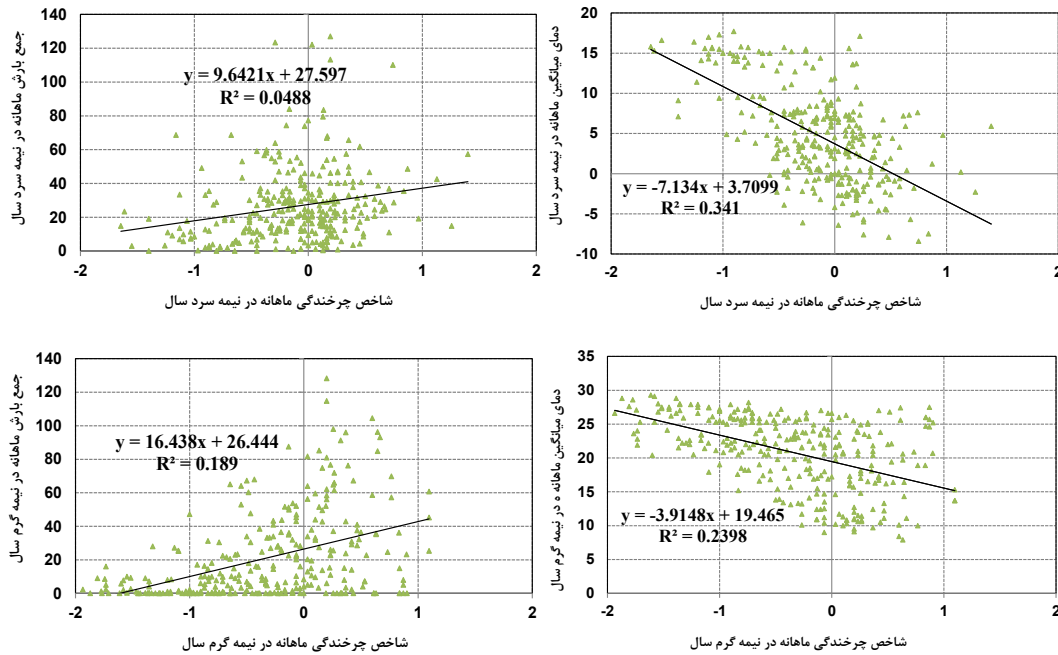
شکل ۵: تغییرات فراوانی سالانه الگوی پشته (R) و خط روند در اطراف تبریز در دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ میلادی.



شکل ۶: نمودار پراکندگی نقاط شاخص چرخندگی ماهانه (MCI) یا جمع بارش ماهانه (MPT) و میانگین دمای ماهانه (MMT) در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تبریز با تعداد ۳۰۰ نمونه در نیمه سرد (شکل‌های بالا) و گرم سال (شکل‌های پایین) در دوره ۱۹۶۱-۲۰۱۰ میلادی.

افزایش میانگین دما همزمان با منفی‌تر شدن میانگین شاخص چرخندگی ماهانه است. به این ترتیب انتظار داریم که با افزایش حضور سامانه پرارتفاع در منطقه میانگین دما نیز افزایش پیدا کند. ضریب تعیین (R^2) در نیمه گرم سال با مقدار $0/48$ نشان می‌دهد فراوانی سامانه

شکل ۷ آورده شده است. نمودار پراکنش شاخص چرخندگی ماهانه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و میانگین دمای ماهانه نیز در شکل ۶ نشان داده شده‌اند. شیب خط برازش داده شده در نیمه سرد (گرم) سال برابر $6/5$ ($-6/52$) می‌باشد و بیانگر



شکل ۷: نمودار پراکندگی نقاط شاخص چرخندگی ماهانه (MCI) با جمع بارش ماهانه (MPT) و میانگین دمای ماهانه (MMT) در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال برای تبریز با تعداد ۳۰۰ نمونه در نیمه سرد (شکل‌های بالا) و گرم سال (شکل‌های پایین) در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی.

(DCI) استفاده شده است. در این بررسی روشی مشابه طبقه بندی لمب، گراسوتر و نیدزویدز (۲۰۰۹) مورد استفاده قرار گرفته است. بر اساس نقشه‌های میانگین روزانه سطوح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال ترسیم شده توسط نرم‌افزار GrADS با استفاده از داده‌های تحلیل مجدد NCEP در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی و شاخص DCI تولید شده، پنج نوع گردش جوی شامل خط ناوه، حاشیه ناوه، الگوی ناشناخته، حاشیه پشته و خط پشته شناخته شدند.

سپس با استفاده از این شاخص فراوانی هر یک از سامانه‌های ارتفاعی عبوری از روی منطقه مورد نظر در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال تعیین شد. نتایج نشان داد که فراوانی الگوی خط پشته در مقیاس سالانه بیشتر از الگوی خط ناوه بوده است. همچنین تعداد روزهایی که منطقه در حاشیه پشته قرار میگیرد نیز بیشتر از حاشیه ناوه است. در مجموع فراوانی روزهای همراه با سامانه پرارتفاع معادل الگوی پشته بیشتر از سامانه کم‌ارتفاع معادل الگوی ناوه می‌باشد. در مقیاس

های فشاری یکی از علل عمده افزایش دما در منطقه است. در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز نتایج مشابه به دست آمد که در شکل ۷ آورده شده است. نکته جالب توجه در شکل‌های ۴ و ۵ و ۶ نقش کم رنگ شاخصهای چرخندگی ماهانه در تحولات بارش در نیمه سرد سال در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی نسبت به نیمه گرم سال در همین سطح می‌باشد. این در حالی است که تأثیر آن بر دما در نیمه سرد سال بیشتر از نیمه گرم سال در همان سطح می‌باشد. همین شرایط در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال هم قابل مشاهده است.

جمع‌بندی

در چند دهه گذشته، طبقه بندی‌ها برای درک فرآیندهای جوی در مقیاس همدیدی و مطالعه رابطه بین گردش جوی و تغییرات اقلیمی سطح زمین، مورد توجه قرار گرفته‌اند. در این مقاله با هدف شناخت هرچه بهتر الگوهای غالب ارتفاعی جو میانی در مقیاس روزانه در شمالغربی ایران با استفاده از شاخص چرخندگی روزانه

درونسالی، در نیمه گرم سال تعداد سامانه‌های کم ارتفاع بسیار کمتر از سامانه‌های پرارتفاع می‌باشد. لذا الگوی پشته حاکمیت مطلق دارد که معرف ظهور کمربند پرارتفاع جنبگرمسیری بر روی منطقه است و در نتیجه تبریز در نیمه گرم سال دارای اقلیم نسبتاً گرم و خشک است. بررسی روند تغییرات در حضور الگوهای گردش بیانگر کاهش تعداد روزهای بارانی در دوره مورد مطالعه است. نتایج به دست آمده مشابه کار لورنزو و همکاران (۲۰۱۱) است که تغییرات فراوانی انواع گردش های فعلی و آینده را در شبه جزیره آبیرو را به منظور مطالعه سناریوهای پیش بینی برای یافتن تغییرات همدیدی این منطقه در قرن ۲۱ بررسی کردند. نتایج به دست آمده نشان‌دهنده کاهش معنیدار الگوهای چرخندی، غربی و جنوب غربی در ماههای بهار و تابستان و نیز مشاهده روند افزایشی و اچرخند با شروع فصل پاییز می‌باشد.

نتایج آزمون روندیابی من-کندال در مقیاس سالانه، کاهش فراوانی سامانه های کم ارتفاع (الگوی ناوه) و افزایش فراوانی سامانه های پرارتفاع (الگوی پشته) را در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۱ میلادی بطور معنیداری نشان می‌دهد که بیانگر سیگنال تغییر اقلیم گردش جوی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. چنین روندی در هر دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و در مقیاس نیمه سرد و گرم سال قابل رویت است. به بیان دیگر روند کاهش الگوی ناوه (T) همزمان با روند افزایشی الگوی پشته (R) در این منطقه دیده می‌شود. از آنجا که شدت روند در فصلهای بهار و پاییز بیشتر از تابستان و زمستان است لذا استنباط می‌شود که روزهای انتهایی بهار و ابتدای پاییز به الگوی تابستانی ملحق شده و دوره حاکمیت کمربند پرارتفاع جنبگرمسیری افزایش یافته است. در دو سطح فشاری ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال با افزایش ضریب چرخندی (مقادیر مثبت و سامانه کم ارتفاع) در یک منطقه، کاهش دما و افزایش بارش رخ می‌دهد. این نتایج مشابه تحقیق الکنای و همکاران (۲۰۱۴) است که از روش طبقه بندی وضع هوای لمب برای آنالیز خصوصیات انواع گردش جوی روزانه در عربستان استفاده کردند. کانوی و

جونز (۱۹۹۶) شبیه سازی بارش را برای فصلهای سال انجام دادند و سپس با استفاده از بازتولید بارش روزانه، دورههای خشک و تر را بررسی کردند و نتیجه گرفتند که انواع چرخندی دارای احتمال بیشتری برای وقوع بارش هستند. همچنین آلپرت و همکاران (۲۰۰۴) در پژوهشی با عنوان یک طبقه بندی برای سامانه‌های همدیدی در مقیاس روزانه، با روندیابی اطلاعات مربوط به سامانه‌های همدیدی در مقیاس سالانه دریافتند که فراوانی سامانه‌های خشک که از دریای سرخ سرچشمه میگیرند در دهه ۱۹۶۰ از ۵۰ روز به ۱۰۰ روز در سال افزایش یافته است. این موضوع بیان کننده روند کاهش بارش در مدیترانه شرقی است. نتایج پژوهش حاضر نیز حاکی از روند کاهش الگوی ناوه (T) و روند افزایشی الگوی پشته (R) می‌باشد. هرچند نتایج به دست آمده در این تحقیق قابلیت شاخص چرخندی را در تشخیص الگوهای مختلف گردش جوی نشان می‌دهد اما مشاهده ارتباط ضعیف آن با بارش در مقیاس ماهانه نیازمند بررسی بیشتر می‌باشد.

مراجع

۱. طباطبائی، ع؛ پیشوایی، م. ر؛ محمودی، پ. ۱۳۹۷، ایجاد شاخص های ماهانه چرخندی بر اساس گردش جوی منطقه ای در جنوب ایران، مجله پژوهشهای اقلیمشناسی، سال نهم، شماره ۳۵، پاییز ۹۷، صفحه ۴۰-۱۹.
۲. علیجانی، ب. ۱۳۸۵، اقلیمشناسی سینوپتیک، چاپ دوم، تهران: سازمان سمت، ۲۵۷ صفحه.
۳. فتاحی، ا. رضیئی، ط. ۱۳۹۳، الگوهای گردش جوی روزانه بر روی ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۳، صفحه ۷۴-۴۷.
۴. گلمحمدیان، ح.، پیشوایی، م. ر. ۱۳۹۱، تولید شاخص چرخندی روزانه و ارزیابی فراوانی سامانه‌های فشاری در استان فارس، مجموعه مقالات پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۸-۲۶ اردیبهشت ماه ۱۳۹۱، بخش هواشناسی، ۱۵۸-۱۵۴.
۵. گلمحمدیان، ح.، پیشوایی، م. ر. ۱۳۹۳، ایجاد شاخص چرخندی روزانه و اثر آن روی دما و بارش در منطقه خراسان در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی دانشگاه خوارزمی، سال سیزدهم، شماره ۲۹، تابستان ۹۲، صفحه ۲۳۴-۲۱۵.
6. Ahmed M.El Kenawy, Matthew F. McCabe, Georgiy L. Stenchikov and Jerry Raj. (2014). Multi-decadal classification of synoptic weather types, observed trends and links to rainfall characteristics over Saudi Arabia. ENVIRONMENTAL SCIENCE. Published: 15 September 2014 doi: 10.3389/fenvs.2014.00037.
7. Alpert, P., Osetitsky, I., Ziv, B., and Shafir, H., (2004). "Semi-objective classification for daily

- synoptic systems: Application to the eastern Mediterranean climate change". *Int. J. Climatol.* 24: 1001-1011.
8. Conway, D., and Jones, P. D., (1996). "The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling". *Journal of hydrology* 212-213(1998)348 – 361.
 9. Holton, J. R. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Fourth edition, 553 pp.
 10. Lamb, H. H. 1972. *British Isles Weather types and a register of daily sequence of circulation patterns 1861-1971*. *Geophysical Memoir*, vol.116, HMSO, London, 85pp.
 11. Maria N. Lorenzo, Alexandre M. Ramos, Juan J. Taboada, Luis Gimeno. (2011). Changes in Present and Future Circulation Types Frequency in Northwest Iberian Peninsula. *PLoS ONE* 6(1): e16201. doi:10.1371/journal.pone.0016201.
 12. Niedźwiedz, T. 1993. Changes of atmospheric circulation (using the P, S, C, M indices) in the winter season and their influence on air temperature in Cracow. *Early Meteorological instrumental Records in Europe-Methods and Results*, Cracow, no. 95, pp 107-113.
 13. Niedźwiedz, T. 2000. Variability of the Atmospheric Circulation above Central Europe in the light of Selected Indices. *Prace Geograficzne*, 107. pp. 379-389.
 14. Niedzwiedz, T., Twardoz, R., Walanus, A. 2009. Long-term variability of precipitation series in east central Europe in relation to circulation patterns. *Journal of Theoretical and Applied Climatology*, vol. 98, No. 3-4, pp. 256-268.
 15. Pishvaei, M. R. 2002. Study of Precipitation Characteristics in Southern Slovakia during last century, XIVth Czech-Slovakia Bioclimatology Conference at Lednice na Moravě. 2-4 Sep. 2002, Czech Republic, ISBN 80-85813-99-8, pp 561-569.
 16. Sturman, A. P., and Soons, J. M., (1984). "Precipitation intensity and variability at Chilton valley, near Cass, Southern Alps". *Journal of Hydrology (N.Z.)*, Vol. 23, No. 1, pp 10-20.
 17. Twardosz, R. (1999). "Precipitation variability and tendency in Kraków for the period 1850-1997 related to circulation patterns". *Acta Geophysica Polonica.*, Vol. 47, No1, pp. 111-133.

Exploring daily cyclonicity index variation over northwest of Iran during the period of 1961-2010 and changes in precipitation and temperature

Armin Nikkhah, Amir-Hussain Meshkatee*, Gholamali Kamali

Department of Earth Sciences, Faculty of Basic Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Shohadayeh Hesarak Blvd., Simon Bulivar Blvd., Tehran, Iran.

*Corresponding Author Email: ameshkatee@yahoo.com

Received: 02 September 2018, accepted: 06 December 2018

ABSTRACT

Cyclonicity index is a measure that can be used to assess the effect of a cyclonic or anticyclonic system in a region according to the governing synoptic circulation of atmosphere. Five different types of atmospheric circulation, including trough edge, trough line, unknown pattern, ridge edge and ridge line, may be identified by the index. The spatial coverage of cyclonicity index is about 300 kilometers radius from the central point and covering the area around 280,000 square kilometers. Accordingly, a study was designed to explore the cyclonicity index relationship with two important climatic parameters, i.e., precipitation and temperature in northwestern part of the country. The study was carried out on two 500 and 700hPa using the geopotential height data. The average frequency of trough edge, trough line, unknown pattern, ridge edge and ridge line at the 500hPa level were, respectively, 81, 20, 106, 106 and 52 days per year. They were 87, 18, 112, 90 and 59 for 700hPa level, respectively. Strong correlations were observed between cyclonic systems at both studied levels that may be interpreted as the predominant role of transient weather systems on the precipitation of the study region. The same was true for temperature fall observed at the time and after precipitation. Pearson correlation coefficients between cyclonicity indices at two levels were 0.79. Mann-Kendall test showed a significant reduction in the frequency of cyclonic systems and an increase in the frequency of anti-cyclonic systems over the study region that it may be interpreted as longer dry periods in the study region.

Keywords: Daily cyclonicity index, Northwest of Iran, Cyclonic system, Anti-Cyclonic System.

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Nikkhah, A.; Meshkatee, AH.; Kamali, GH., (2018). Exploring daily cyclonicity index variation over northwest of Iran during the period of 1961-2010 and changes in precipitation and temperature. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 1(3): 272-286.

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

