

واکاوی روند تاوه قطبی در نیمکره شمالی تحت شرایط تغییر اقلیم

عبدالرضا کاشکی^۱ - استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۸ تاریخ تصویب: ۱۳۹۶/۳/۳

چکیده

تغییر روند سامانه‌های کلان مقیاس اقلیمی همچون تاوه قطبی، نقش بسزایی در تغییر اقلیم سطح زمین دارد. در این پژوهش برای نیل به این هدف، از داده‌های دوباره واکاوی شده ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو از مرکز ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا استفاده شده است. این داده‌ها دارای تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی و به صورت میانگین روزانه برداشت گردیده است. دوره آماری این پژوهش از سال ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۷ میلادی برای نیمکره شمالی بوده و شامل 36×144 یاخته است. برای مقایسه میانگین‌ها، از آزمون تی-تست برای دو گروه وابسته و جهت بررسی روند تاوه قطبی از آزمون روند کندال تاو استفاده گردید. نتایج پژوهش نشان داد که تاوه قطبی در ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و اسفندماه، دارای روند کاهشی (منفی) در سطح معنی‌داری $0/01$ است. البته علل کاهش سطح تاوه قطبی در نیمه سرد سال و به‌ویژه در بهمن‌ماه و اسفندماه نیز قابل تأمل است. همچنین در تمام ماه‌های مورد بررسی، سطح تاوه قطبی کاهش یافته و سیر نزولی داشته که عموماً این سیر کاهشی، در نیمه گرم سال بیشتر از نیمه سرد سال است. این تغییرات باعث ناهنجاری در الگوهای آب‌وهوایی مناطق می‌گردد.

کلیدواژه‌ها: تاوه قطبی، تحلیل روند، تغییر اقلیم، نیمکره شمالی.

۱. مقدمه

مسئله تغییر اقلیم که امروزه به عنوان یکی از شایع‌ترین مباحث علمی و حتی سیاسی-اجتماعی مطرح است، در واقع مسئله تازه‌ای نیست، چراکه اصولاً تغییر و حرکت، جزء وجودی سامانه‌های کلان‌مقیاس اقلیمی است. کشف قانونمندی تغییر این سامانه‌ها که عمدتاً به صورت چرخه‌ای هستند، خود ابزاری می‌گردد تا بتوان به کمک آن اقدام به پیش‌بینی رفتارهای بعدی سامانه کرد. تاوهی قطبی سامانه چرخندی بزرگ مقیاسی است که در وردسپهر میانی و

بالایی در مناطق قطبی شمال و جنوب قرار دارد. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته، بررسی‌های مشاهداتی و مدل‌سازی-ها، حاکی از وجود چرخه‌های نوسان تاوه قطبی است. سازوکارهای مؤثر بر وجود چرخه‌های نوسان تاوه قطبی به دو دسته داخلی و خارجی تقسیم می‌شوند. سازوکار داخلی، شامل بررسی چرخه‌های نوسان تاوه قطبی با اعمال واداشت-های گرمایی و موجی، مستقل از زمان که منجر به شناسایی اثر پوش سپهر^۱ بر وردسپهر^۲ می‌شود. سازوکار خارجی، شامل بررسی چرخه‌های نوسان تاوه قطبی با اعمال واداشت‌های گرمایی و موجی وابسته به زمان که منجر به شناسایی اثر وردسپهر بر پوش سپهر می‌شود (میررکنی و محب‌الحجه، ۱۳۹۰: ۲۱۳). وجود چرخه‌ها، به عوامل متعددی از قبیل تابش خورشیدی (سالبی و کالانگان^۳، ۲۰۰۴: ۳۶)؛ فعالیت آتشفشانی (آنجل^۴، ۱۹۹۷: ۹۸۰)؛ تغییرات شیمیایی پوش سپهر (واق^۵، ۱۹۹۳: ۵۳۵) و یا ماهیت دینامیک درونی پوش سپهر (روننگ و واف^۶، ۲۰۰۴: ۱۱۷۵) بستگی دارد. این نکته قابل توجه است که موقعیت جغرافیایی این سامانه در هر سال مقداری تغییر می‌کند ولی به‌طور بهنجار، دارای مرکزیت ثابت و خاصی است که استقرار آن طولانی‌مدت است. جابجایی این سامانه نسبت به موقعیت نرمال آن، نه‌تنها تغییراتی در انتقال مرکز پرفشار جنب‌حاره ایجاد می‌کند، بلکه تغییرات اقلیمی عرض‌های میانه و در نهایت تغییرات اقلیمی کره‌زمین را باعث می‌شود. پربندی که در اطراف عرض ۵۰ درجه جغرافیایی در هر ماه از سال قرار دارد به عنوان شاخص شدت تاوه قطبی در نظر گرفته می‌شود که جابجایی شمالی‌تر آن، سبب انتقال پرفشار جنب‌حاره به عرض-های بالاتر و انتقال پربند مشخصه تاوه قطبی به عرض‌های پایین‌تر، معرف گسترش و توسعه این سامانه و عقب‌نشینی پرفشار جنب‌حاره به عرض‌های جنوبی‌تر است (حجازی‌زاده، ۱۳۷۶: ۲۰).

در دهه‌های اخیر مطالعات گسترده و سازمان یافته بی‌شماری در مورد شناسایی و درک برخی از خصوصیات دینامیکی - همدیدی در جو میانی از جمله تاوه قطبی و تغییرات روند آن انجام شده است (مارخام^۷، ۱۹۸۵: ۷۳؛ آنجل، ۱۹۹۲: ۲۵ و ۱۹۹۸: ۸۹؛ دیویس و بنکوویچ^۸، ۱۹۹۲: ۶۵ و ۱۹۹۴: ۱۶؛ فرانفلد و دیویس^۹، ۲۰۰۰: ۵۳۷ و ۲۰۰۲: ۲۵؛ برنت و مک‌نیکل^{۱۰}، ۱۹۹۴). برخی از اندیشمندان تغییرات روند تاوه را مربوط به دمای اقیانوس‌ها (لویتس و همکاران^{۱۱}، ۲۰۰۰: ۲۲۵)، فشار جو در سطح دریا و دمای سطح هوا (مینوب^{۱۲}، ۱۹۹۹: ۸۵۶) و یا نوسان جنوبی^{۱۳} و نوسان

- 1 Stratosphere
- 2 Troposphere
- 3 Salby and Callaghan
- 4 Angell
- 5 Waugh
- 6 Rong and Waugh
- 7 Markham
- 8 Davis and Benkovic
- 9 Frauenfeld and Davis
- 10 Burnett and McNicoll
- 11 Levitus et al
- 12 Minobe
- 13 El Niño-Southern Oscillation (ENSO)

شمالگان^۱ (میلر و همکاران^۲، ۱۹۹۴:۲۴؛ تامپسون و والز^۳، ۲۰۰۱:۱۰۲۱) می‌دانند. فرانتلد و همکاران^۴ (۲۰۰۳:۷)، بر این باورند که گسترش تاوه قطبی در دهه ۱۹۷۰ و عقب‌نشینی بعدازآن در عرض‌های پایین‌تر، قوی‌تر و در عرض‌های بالاتر، ضعیف‌تر شده است. به‌ویژه بر روی خشکی‌های شمال آمریکا، آسیا و اروپا. این روند، در وردیست بالایی نسبت به وردیست پایینی، قوت بیشتری دارد. رونگ و واق^۵ (۲۰۰۴:۱۱۷۴)، با بررسی تغییرپذیری درونی پوش سپهر به کمک مدل تک لایه‌ای آب کم عمق با واداشت موجی مستقل از زمان روشن ساختند که، دینامیک درونی پوش سپهر در ایجاد تغییرپذیری آن مؤثر است. بنابراین رخداد چرخه‌های نوسان تاوه قطبی که عامل اساسی در تغییرپذیری درونی پوش سپهر است، بدون انتشار قائم امواج راسبی هم باید امکان‌پذیر باشد. ورونا^۶ (۲۰۰۵:۸۶)، روند بلند مدت تاوه قطبی را در ارتباط با الگوهای پیوند از دور مانند نوسان شمالگان (AO) می‌داند که با ماه‌های آذر، دی، بهمن و فروردین همبستگی بالایی دارد و تغییرات دمای جهانی در نتیجه تغییر الگوهای گردش کلان مقیاس، نقش مهمی در روند بلند مدت تاوه قطبی دارد. اسکات و پولوانی^۷ (۲۰۰۸:۲۳۷۵)، بر این باورند که حل معادلات مدل آب کم عمق روی کره، به شناسایی ساختار نصف‌النهاری چرخه‌های نوسان تاوه قطبی کمک شایانی می‌کند. علاوه بر این، افزایش تفکیک در مدل‌های عددی، به منظور آشکارسازی همه عوامل مؤثر بر دینامیک چرخه‌های نوسان تاوه قطبی صورت می‌گیرد. چوی و همکاران^۸ (۲۰۰۹:۲)، روند بلندمدت تاوه قطبی را با ناهنجاری دما، پوشش برف و نوسان شمالگان در ارتباط می‌دانند. دهه ۱۹۹۰ و ۲۰۰۰ را نسبت به دهه ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰، دهه عقب‌نشینی پریند معرف تاوه قطبی در اسفندماه از روی آمریکای شمالی و اروپا و در تیرماه از روی شرق آسیا می‌نامند. حجازی‌زاده (۱۳۷۴)، با مطالعه پرفشار جنب-حاره‌ای و تاوایی قطبی در طی ۱۵ سال به مطالعه بارندگی‌های ایران و رابطه آن با این دو مؤلفه فشاری پرداخت و نشان داد که این مؤلفه‌ها تأثیر بسزایی در تغییر فصل و روند کاهشی/افزایشی بارش ایران دارند. مرادی (۱۳۷۹)، نشان داد اگر پریند معرف تاوه قطبی در عرض‌های جنوبی‌تر استقرار یابد، دمای هوا در مناطق مختلف کشور کاهش می‌یابد و هرگاه به عرض‌های جنوبی‌تر کشیده شود، بارش در کشور فراگیر بوده و از شدت بیشتری برخوردار است. استقرار مرکز اصلی تاوه در نیمکره غربی و نسبتاً دور از نقطه شمالگان، با افزایش دمای هوا و بالعکس، استقرار مرکز تاوه در نیمکره شرقی، کاهش دمای هوا در کشور را به دنبال دارد. علی‌دادی (۱۳۸۹:۴)، روزهای بارشی-برفی ایران را مربوط به پیشروی شمال‌سوی پشته جنب‌حاره‌ای به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و در نتیجه خارج شدن تاوه قطبی از حالت بهنجار خود می‌داند و معتقد است کشیده شدن تاوه قطبی به عرض‌های پایین‌تر منجر به عمیق شدن

1 Arctic Oscillation

2 Miller et al

3 Thompson and Wallace

4 Frauenfeld et al

5 Wrona

6 Scott and Polvani

7 Choi et al

ناوه مستقر در شرق مدیترانه شده است. میر رکنی و محب الحجه (۱۳۹۰: ۲۲۲)، معتقدند که گرایش باد مداری، واداشت کوهساری^۱، واگرایی شار تکانه افقی^۲ و گشتاور کوریولیس^۳ سهم اصلی در تعیین تحول زمانی چرخه‌های نوسان تاوه قطبی دارند و چرخه‌های نوسان تاوه قطبی را می‌توان حاصل تغییرات ناهم فاز سه جمله واداشت کوهساری، واگرایی شار تکانه افقی و گشتاور کوریولیس دانست.

از آنجاکه شدت و گسترش یا تحدید و تضعیف و تغییر شکل تاوه قطبی، تعیین‌کننده شرایط اقلیمی در عرض-های میانه، خاورمیانه و در نهایت مسبب تغییرات اقلیمی کل کره زمین محسوب می‌گردد، شناخت روند تاوه قطبی به عنوان یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های گردش عمومی جو، مبنای پژوهش حاضر قرار گرفته است.

۲. منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد بررسی در این پژوهش، نیمکره شمالی از ۰ تا ۹۰ درجه عرض جغرافیایی و ۰ تا ۳۶۰ درجه طول جغرافیایی می‌باشد. چون تفکیک مکانی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۲/۵ ۲/۵ درجه قوسی است، این محدوده شامل ۱۴۴*۳۶ یاخته است.

۳. مواد و روش‌ها

در این پژوهش، از پایگاه داده‌های جو بالا با تفکیک زمانی روزانه در سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۷ میلادی از تارنمای www.cdc.noaa.gov که وابسته به مرکز ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا است، استفاده شده است. با استفاده از قابلیت برنامه نویسی نرم افزار گرادس^۴ سطح هر یاخته که در درون پربند معرف تاوه قرار گرفته محاسبه و سپس با جمع مساحت یاخته‌های درون تاوه در نهایت متوسط سطح قلمرو تاوه قطبی نیمکره شمالی در دوره آماری برای هر ماه به کیلومتر مربع محاسبه شد. تراز مورد بررسی، لایه میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) می‌باشد. علت انتخاب این تراز به عنوان تراز میانی جو این است که نشان دهنده ویژگی‌های سطوح بالا و پایین جو و همچنین بیانگر بیشترین هدایت سامانه‌های عرض‌های میانه و اغتشاشات جوی می‌باشد (آهرنز^۵، ۱۹۹۹ و علیجانی، ۱۳۷۸: ۷).

جهت بررسی روند مساحت تاوه قطبی از آزمون ضریب همبستگی کندال^۶ تاوه^۶ در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد و برای بررسی تغییرات سطح تاوه، از آزمون تی- تست برای دو گروه وابسته^۷ در نرم افزار SPSS استفاده

1 Topography

2 Divergence of horizontal momentum

3 Coriolis torque

4 GRADS

5 Ahrens

6 Kendall tau test

7 Paired-Samples Test

شده است. یکی از متداولترین روش‌های همبستگی رتبه‌ای استفاده از ضریب همبستگی کندال است. این ضریب را با حرف یونانی τ نمایش می‌دهند. ضریب همبستگی کندال به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$\tau = \frac{2S}{N(N-1)} \quad \text{رابطه (۱):}$$

که در آن، N تعداد کل داده‌هاست و S مجموع ضرائب همبستگی جفت و جور شده اعضاء دو جامعه مورد نظر است. برای محاسبه S در دنباله به ترتیب قرار گرفتن هر جفت از رتبه‌ها توجه می‌کنیم اگر یک جفت رتبه در هر دو دنباله نسبت به جفت دیگر تغییر همسو داشته باشد (هر دو اضافه و یا هر دو کم شده باشند) به آن جفت رتبه عدد $+1$ را نسبت می‌دهیم و اگر تغییر آنها همسو نباشد به آن جفت عدد -1 را نسبت می‌دهیم (مهدوی و طاهرخانی، ۱۳۸۳: ۱۶۶). در ضمن یاد آوری می‌گردد که دنباله اول، سری زمانی دوره مورد مطالعه (۱۹۴۸-۲۰۰۷) و دنباله دوم مساحت تاوه قطبی در هر ماه در دوره آماری است. آزمون تی- تست از جمله آزمون‌های پارامتریک آماری برای مقایسه میانگین و واریانس دو گروه وابسته در یک منطقه استفاده می‌گردد. برای این منظور طول دوره آماری به دو دوره ۳۰ ساله تقسیم گردید (دوره اول از سال ۱۹۴۸ تا ۱۹۷۷ و دوره دوم از سال ۱۹۷۸ تا ۲۰۰۷ میلادی). برای استفاده از آزمون تی- تست بایستی داده‌ها دارای شرایطی مخصوص باشند، بعنوان مثال داده‌ها بایستی بصورت فاصله‌ای و دو گروه داده مستقل از هم و از همه مهمتر داده‌ها بایستی نرمال باشند، اگر داده‌ها نرمال نباشند بایستی از آزمون‌های ناپارامتریک استفاده کرد (مهدوی و طاهرخانی، ۱۳۸۳: ۳۶۷). برای آزمون نرمال بودن داده‌ها از آزمون‌های کلموگروف^۱ و شاپیرو^۲ و ویلکاکسون^۲ استفاده گردید. نتایج آزمون‌های نرمال بودن داده‌ها در جدول ۱ آمده است، همه داده‌ها نرمال هستند زیرا مقدار آماره معنی داری آنها در سطح معنی داری ۹۵ درصد بالاتر از ۰/۰۵ است.

جدول ۱. آماره‌های آزمون نرمال بودن داده‌ها

ماه آزمون	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
کلموگروف ^۱ اسمیرنوف ^۱	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۱۹۶	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰
شاپیرو ^۲ ویلکاکسون ^۲	۰/۱۴۸	۰/۳۲۴	۰/۲۶۷	۰/۴۵۷	۰/۵۹۶	۰/۱۱۲	۰/۲۴۱	۰/۴۷۴	۰/۹۳۶	۰/۸۷۹	۰/۸۷۹	۰/۴۱۶

در نهایت پربند مشخصه تاوه قطبی در هر ماه بر حسب ژئوپتانسیل متر برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف گردید تا مبنای سنجش مساحت تاوه قطبی به تفکیک ماهانه قرار گیرد (جدول ۲).

1 Kolmogorov-Smirnov

2 Shapiro-Wilk

جدول ۲. پربند مشخصه تاوه قطبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های مختلف سال (چوبی و همکاران، ۲۰۰۹، ۶ و حجازی‌زاده، ۱۳۷۲، ۵).

ماه آماره	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
پربند مشخصه	۵۵۸۰	۵۶۴۰	۵۷۰۰	۵۷۰۰	۵۷۶۰	۵۶۴۰	۵۵۸۰	۵۵۲۰	۵۴۶۰	۵۴۶۰	۵۴۶۰	۵۵۲۰

۴. بحث و نتایج

با محاسبه آزمون روند کندال تاو در SPSS، مشخص گردید که در همه ماه‌ها آهنگ کاهشی در گستره تاوه قطبی مشاهده می‌گردد. تاوه قطبی در ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و اسفندماه دارای آهنگ کاهشی (منفی) معنی‌داری در سطح ۰/۰۱ است. بیشترین میزان آهنگ کاهش مربوط به مردادماه با مقدار ۰-/۳۴۱- و کمترین مقدار، از آن آذرماه با مقدار ۰-/۰۸۱- می‌باشد. ملاحظه می‌شود که در مرداد و شهریورماه، ضریب معنی‌داری صفر هستند (جدول ۳).

جدول ۳. روند مساحت تاوه قطبی در طی دوره آماری

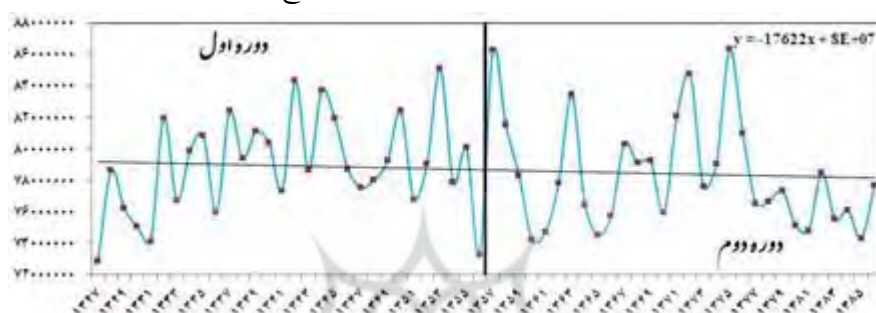
ماه آماره	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
میزان روند	-۰/۰۸۱	-۰/۲۴۲**	-۰/۲۵۲**	-۰/۲۳۳**	-۰/۳۴۱**	-۰/۳۱۳**	-۰/۱۰۰	-۰/۱۵۹	-۰/۰۸۱	-۰/۱۲۱	-۰/۱۶۹	-۰/۲۵۱**
معنی‌داری ضریب	۰/۳۲	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۹	۰	۰	۱۳۴/۰	۰/۰۷۲	۰/۳۵۲	۰/۱۷۲	۰/۰۵۶	۰/۰۰۵

** همبستگی در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

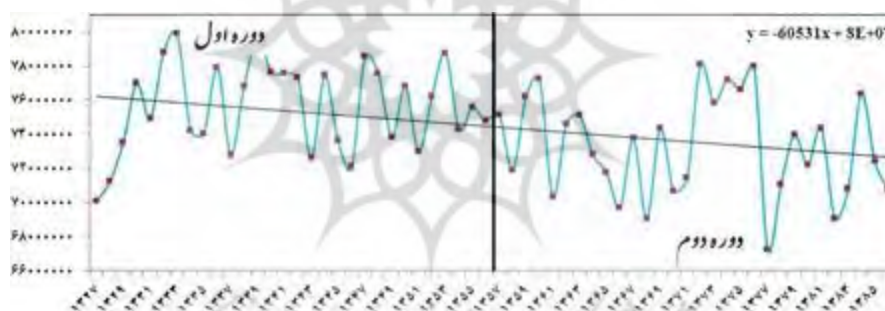
همچنین نتایج حاصل از تحلیل روند (شکل‌های ۱ تا ۱۲) نشان می‌دهد که در تمام طول دوره آماری (۶۰ سال)، تاوه قطبی آهنگ کاهشی داشته ولی این میزان در سه ماهه تابستان شدیدتر بوده است. همین شرایط در دو ماهه پایانی بهار نیز حاکم است اما شدت کاهش، کمتر از تابستان می‌باشد. نکته مهم اینجاست که اگر چه تاوه قطبی سامانه کلان مقیاس نیمه سرد سال است اما ملاحظه می‌شود که در فصول سرد نیز گستره تاوه قطبی آهنگ کاهشی را نشان می‌دهد (بهمن و اسفندماه). در این روابط ضریب X میزان شیب را می‌رساند که مقادیر آن برای همه ماه‌ها منفی

است، بدین معنی که تاوه قطبی آهنگ کاهشی را تجربه می‌کند. بیشترین آهنگ کاهش در گستره تاوه قطبی در مرداد مشاهده می‌گردد که میزان آن حدود ۹۳۰۰۰ کیلومتر مربع در یک سال است. آهنگ کاهش در نیمه دوم دوره آماری و در دوره تابستان شدت بیشتری دارد. به طور کلی، کاهش گستره تاوه قطبی ناشی از تغییرات اقلیمی کلان‌مقیاس و در بعد سیاره‌ای است که مسلماً افزایش گرمایش جهانی و به تبع آن پیشروی سامانه پرفشار جنب حاره‌ای یکی از پارامترهای تأثیرگذار خواهد بود.

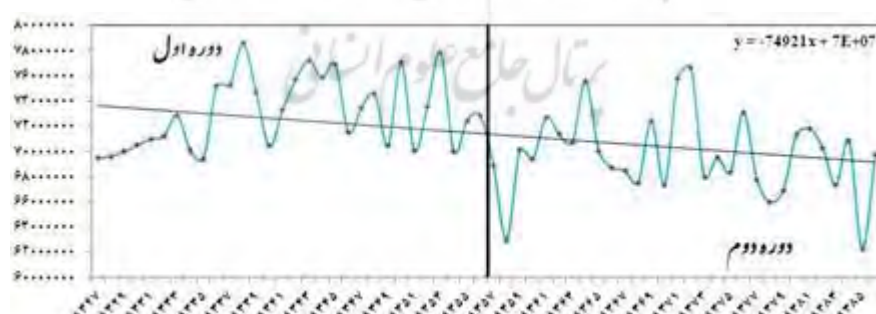
در این نمودارها، محور افقی، سال و محور عمودی، مساحت به کیلومتر مربع است.



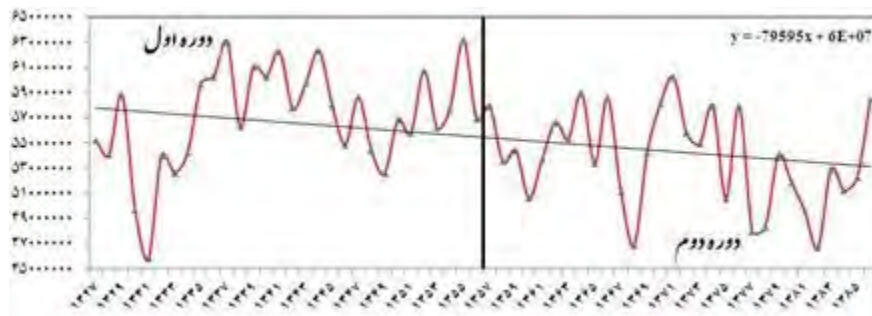
شکل ۱. روند تاوه قطبی در فروردین‌ماه



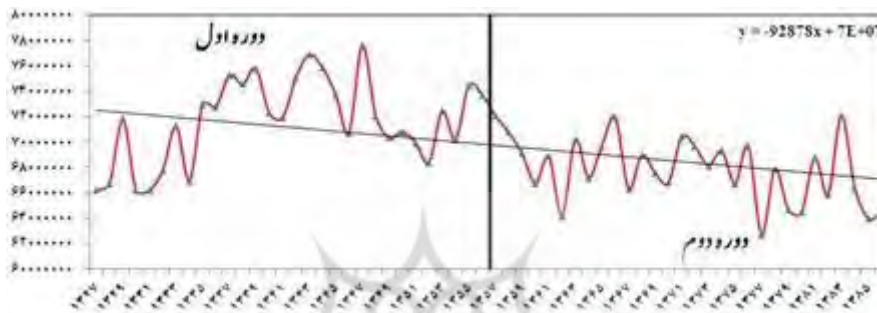
شکل ۲. روند تاوه قطبی در اردیبهشت‌ماه



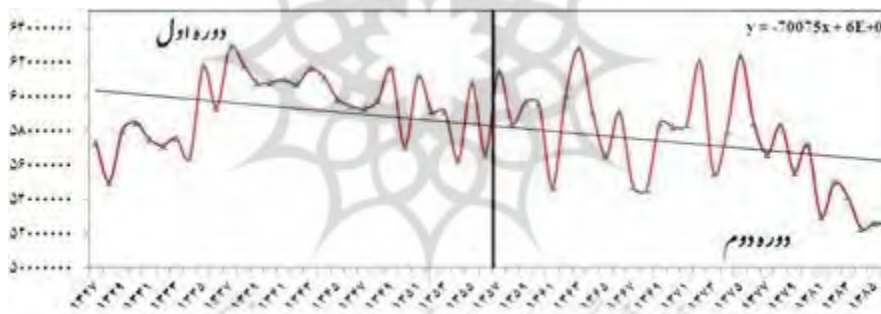
شکل ۳. روند تاوه قطبی در خردادماه



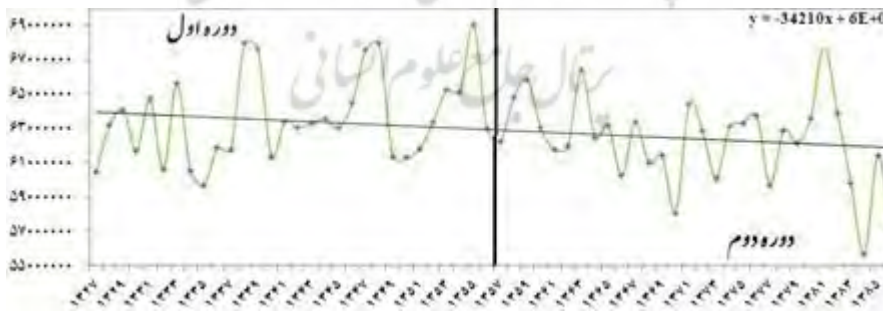
شکل ۴. روند تاوه قطبی در تیرماه



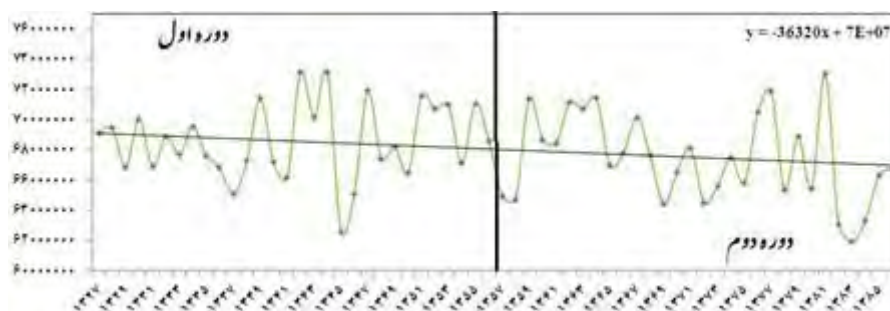
شکل ۵. روند تاوه قطبی در مردادماه



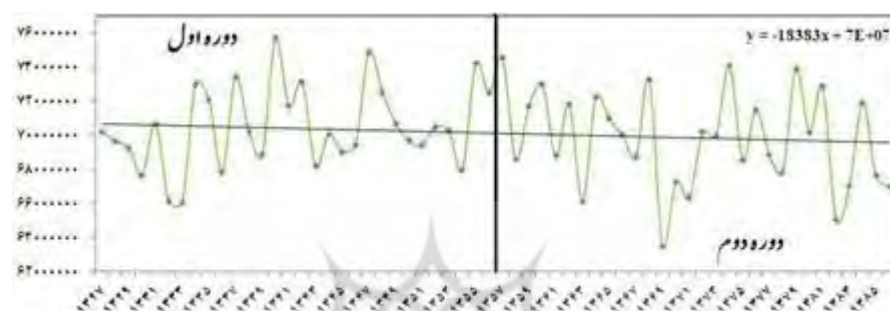
شکل ۶. روند تاوه قطبی در شهریورماه



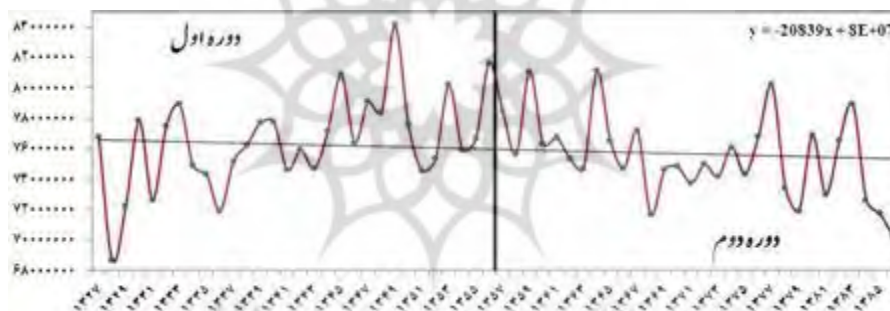
شکل ۷. روند تاوه قطبی در مهرماه



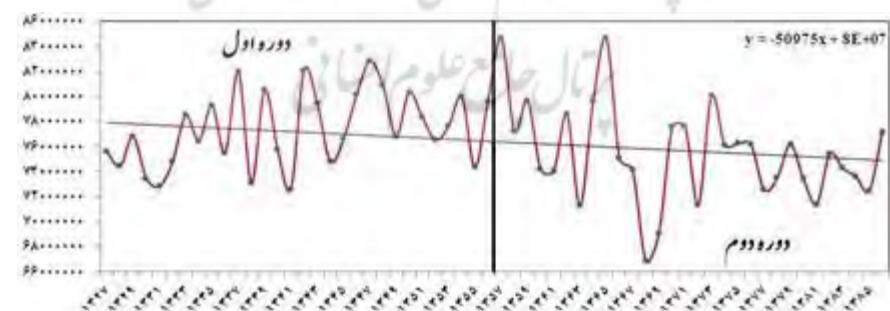
شکل ۸. روند تاوه قطبی در آبان ماه



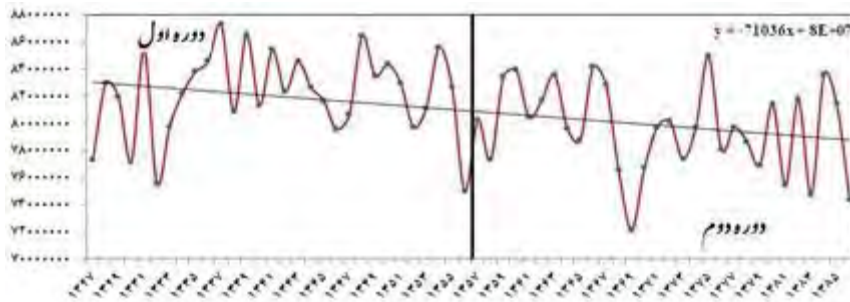
شکل ۹. روند تاوه قطبی در آذرماه



شکل ۱۰. روند تاوه قطبی در دی ماه



شکل ۱۱. روند تاوه قطبی در بهمن ماه



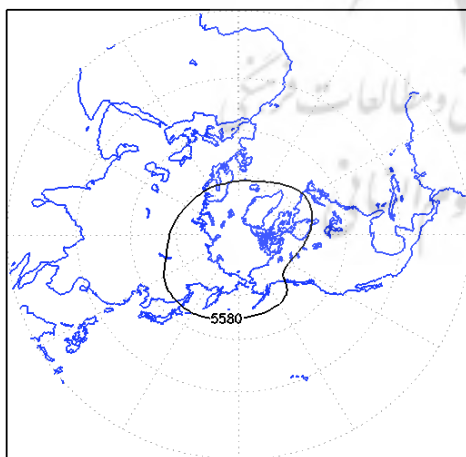
شکل ۱۲. روند تاوه قطبی در اسفندماه

همانطور که در مبحث روش‌شناسی اشاره گردید جهت بررسی تغییر اقلیم از طریق مقایسه میانگین‌های گستره تاوه قطبی از آزمون تی-تست برای دو گروه وابسته استفاده شد، برای نیل به این هدف، طول دوره آماری به دو دوره ۳۰ ساله تقسیم شد و متوسط سطح تاوه در دوره دوم ۱۹۷۸-۲۰۰۷ با دوره سی ساله اول (۱۹۴۸-۱۹۷۷) مقایسه گردید. نتیجه آماره‌های مربوط به هر دوره، محاسبه و در جدول (۴) نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که اختلاف میانگین گستره تاوه برای تمام ماه‌ها، منفی است و این مقدار نشان دهنده کاهش گستره تاوه در دوره سی ساله دوم نسبت به دوره اول است. بیشترین میزان کاهش در گستره تاوه قطبی مربوط به مردادماه با $\frac{3}{8}$ میلیون کیلومترمربع (یعنی تقریباً بیش از دو برابر مساحت ایران) و کمترین مقدار، مربوط به فروردین ماه با ۶۱۷ هزار کیلومترمربع است.

جدول ۴. آماره‌های آزمون مقایسه میانگین سطح تاوه در دوره دوم نسبت به دوره اول (Paired-Samples TTest)

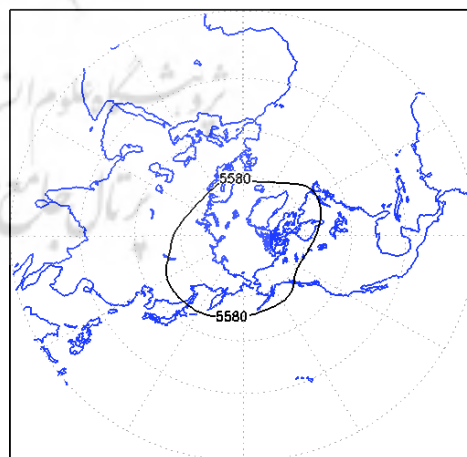
درجه معنای داری	درجه آزادی	مقادیر محاسبه شده توسط T	خطای استاندارد میانگین	انحراف معیار	اختلاف میانگین	آماره‌ها ماه‌ها
۰/۴۶۵	۲۹	۰/۷۴	۸۳۴۷۲۸/۱	۴۵۷۱۹۹۴/۲	-۶۱۷۵۰۰	فروردین
۰/۰۰۷	۲۹	۲/۹	۸۱۱۲۵۶/۷	۴۴۴۳۴۳۶/۱	-۲۳۵۱۰۰۰	اردیبهشت
۰	۲۹	۴/۰۴	۸۱۶۱۰۷/۲	۴۴۷۰۰۰۳/۱	-۳۳۰۱۰۰۰	خرداد
۰/۰۰۲	۲۹	۳/۳۸	۹۷۷۹۶۲/۹	۵۳۵۶۵۲۳/۵	-۳۳۰۷۰۰۰	تیر
۰	۲۹	۴/۷	۸۲۲۹۹۴/۵	۴۵۰۷۷۲۶/۶	-۳۸۴۲۰۰۰	مرداد
۰/۰۰۸	۲۹	۲/۸۳	۷۱۰۹۸۶/۹	۳۸۹۴۲۳۵/۶	-۲۰۱۲۰۰۰	شهریور
۰/۰۶۹	۲۹	۱/۸۹	۷۰۹۹۶۳/۴	۳۸۸۱۶۲۹/۵	-۱۳۴۳۰۰۰	مهر
۰/۱۲۲	۲۹	۱/۵۹	۷۴۱۱۰۶/۹	۴۰۵۹۲۰۹/۷	-۱۱۸۰۰۰۰	آبان
۰/۳۴۱	۲۹	۰/۹۷	۷۴۵۷۸۹/۴	۴۰۸۴۸۵۷	-۷۲۲۶۰۰	آذر
۰/۲۳۱	۲۹	۱/۲۲	۸۴۸۴۸۸/۲	۴۶۴۷۳۶۱/۴	-۱۰۳۷۰۰۰	دی
۰/۰۵۴	۲۹	۲/۰۱	۹۶۲۰۴۴/۱	۵۲۶۹۳۳۲/۳	-۱۹۲۸۰۰۰	بهمن
۰/۰۰۵	۲۹	۳/۰۲	۸۳۶۲۳۴/۹	۴۵۸۰۲۴۷/۴	-۲۵۲۳۰۰۰	اسفند

با عنایت به اینکه برای تاوه قطبی در هر ماه، پربند معرف جداگانه تعریف شده است (جدول ۲)، نقشه مربوط به گستره مکانی آن در ماه‌های مختلف سال در دو دوره متوسط ۳۰ ساله، ترسیم گردید (شکل ۱۳ تا ۳۶). کمترین گستره تاوه قطبی مربوط به تیرماه می‌باشد، زیرا با گرم شدن هوا و پیشروی پرفشار جنب حاره‌ای تاوه قطبی عقب‌نشینی می‌نماید و بیشترین گستره آن در دی ماه وجود دارد، بدلیل اینکه هوا سردتر شده و پرفشار جنب حاره‌ای پسروی کرده است. کاهش گستره تاوه قطبی در ۳۰ سال دوم، برای تمام ماه‌ها قابل مشاهده است. عموماً این سیر کاهشی، در نیمه گرم سال بیشتر از نیمه سرد سال است. بطور قاطع می‌توان گفت که، عقب‌نشینی تاوه به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و کاهش گستره آن می‌تواند ناشی از پیشروی پرفشار جنب حاره به عرض‌های بالاتر باشد. از سویی دیگر، ممکن است افزایش دمای کره زمین نیز گسترش تاوه قطبی به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر را کاهش داده باشد. به هر حال این سیر کاهشی، نقش مهمی در تغییرات دما و بارش نیمکره شمالی و به‌ویژه ایران خواهد داشت که لزوم توجه بیشتر و مطالعات گسترده‌تر را می‌طلبد. تغییر شکل تاوه در دوره دوم با اول متفاوت است بویژه الگوی پیچانه‌ای تاوه و تقویت یا تضعیف (پیشروی و عقب‌نشینی) الگوهای ناوه‌ای و پشته‌ای در برخی مناطق نیمکره شمالی باعث تغییر در شدت و بسامد الگوهای گردش جوی منطقه‌ای خواهد گردید. بایستی به این نکته اشاره کرد که با توجه به گرمایش جهانی و ذوب بیشتر یخچال‌های قطبی اختلاف دمای قطب و استوا آهنگ کاهشی داشته در نتیجه شیو نصف‌النهاری فشار هم تضعیف می‌گردد. در نتیجه تضعیف شیو نصف‌النهاری فشار، تاوه قطبی نیز ضعیف شده و از حالت مداری خارج و الگوی نامتقارن و ناوه‌ای و پشته‌ای پیدا می‌کند. با پیدایش این الگو، ناهنجاری‌های آب‌وهوایی افزایش می‌یابد.



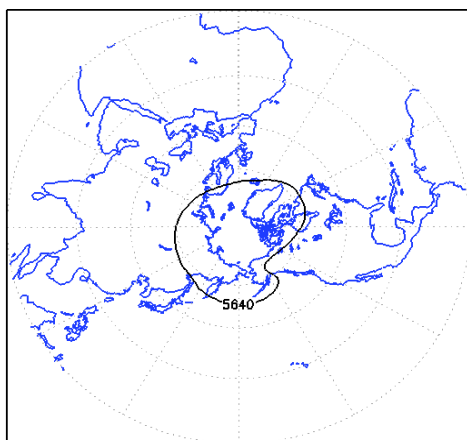
شکل ۱۴. متوسط گستره تاوه در فروردین

دوره دوم



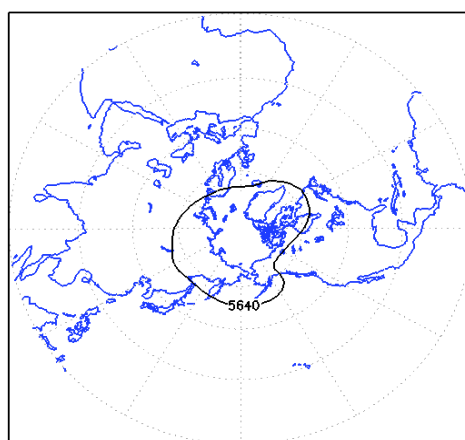
شکل ۱۳. متوسط گستره تاوه در فروردین

دوره اول



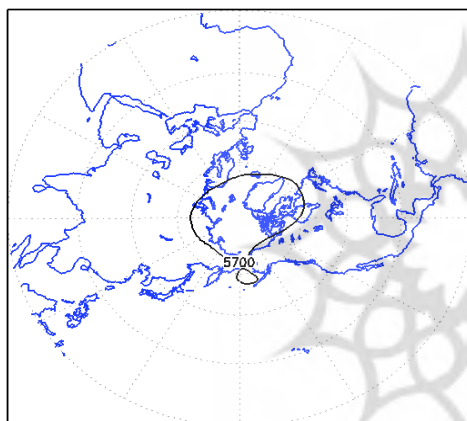
شکل ۱۶. متوسط گستره تاوه در اردبیهشت

دوره دوم



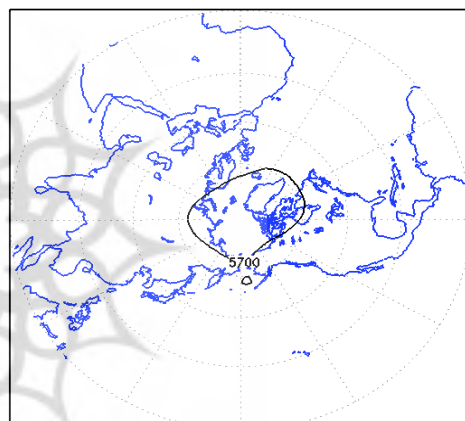
شکل ۱۵. متوسط گستره تاوه در اردبیهشت

دوره اول



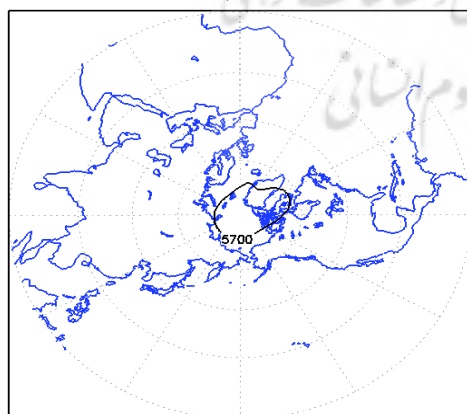
شکل ۱۸. متوسط گستره تاوه در خردادماه دوره

دوم



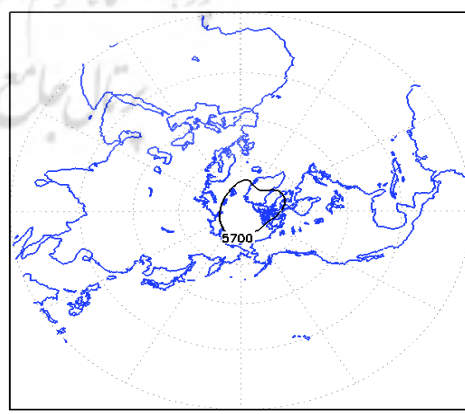
شکل ۱۷. متوسط گستره در تاوه خردادماه

دوره اول



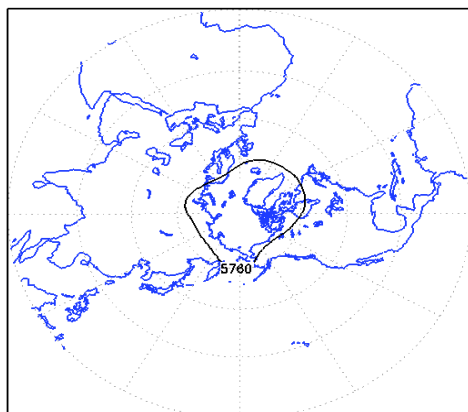
شکل ۲۰. متوسط گستره تاوه در تیرماه دوره

دوم



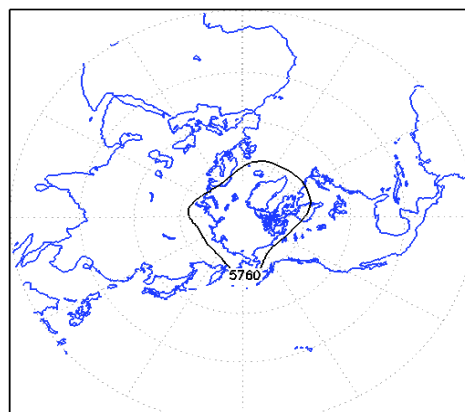
شکل ۱۹. متوسط گستره تاوه در تیرماه دوره

اول



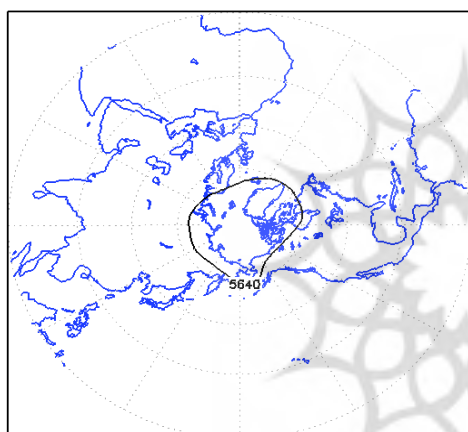
شکل ۲۲. متوسط گستره تاوه در مردادماه دوره

دوم



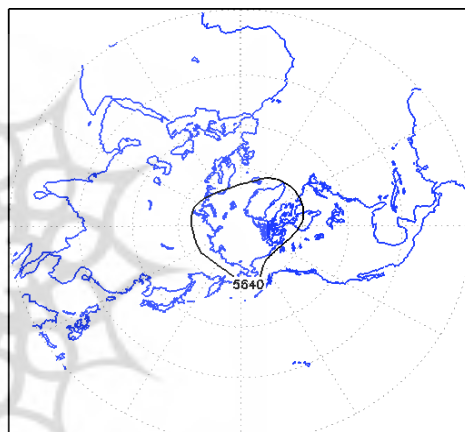
شکل ۲۱. متوسط گستره تاوه در مردادماه دوره

اول



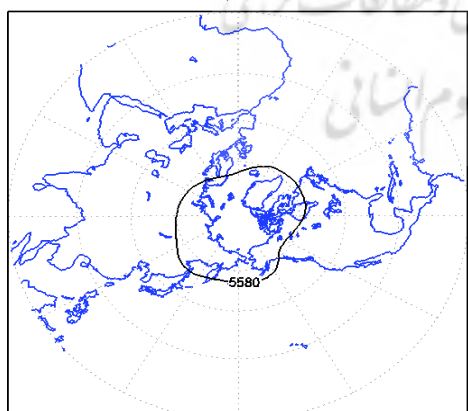
شکل ۲۴. متوسط گستره تاوه در شهریور دوره

دوم



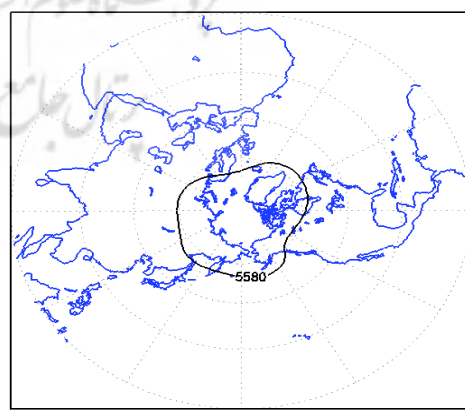
شکل ۲۳. متوسط گستره تاوه در شهریور دوره

اول



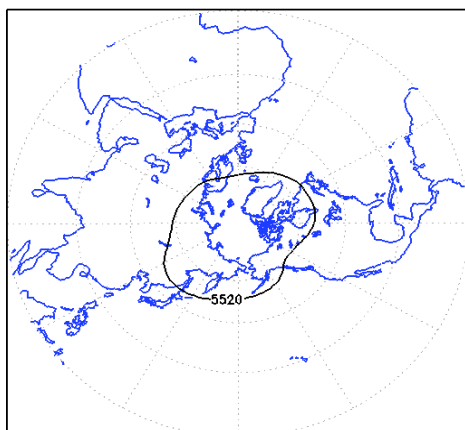
شکل ۲۶. متوسط گستره تاوه در مهرماه دوره

دوم



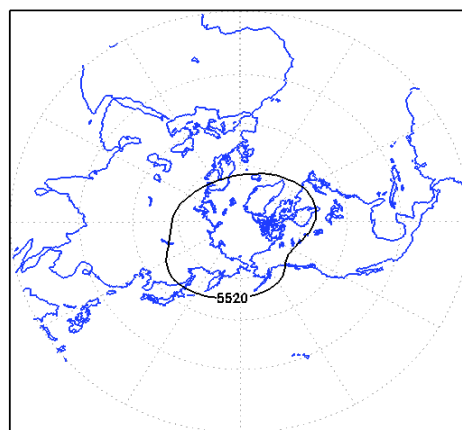
شکل ۲۵. متوسط گستره تاوه در مهرماه دوره

اول



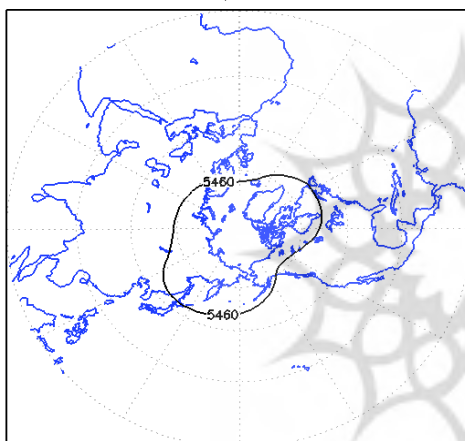
شکل ۲۸. متوسط گستره تاوه در آبان‌ماه دوره

دوم



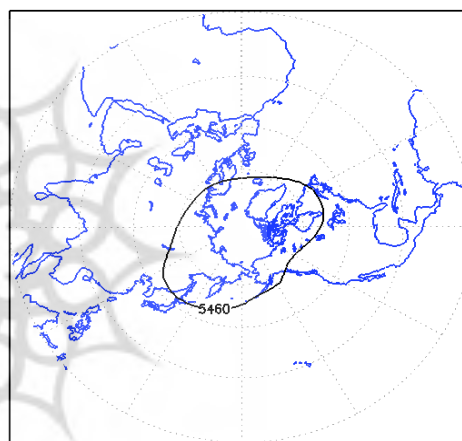
شکل ۲۷. متوسط گستره تاوه در آبان‌ماه دوره

اول



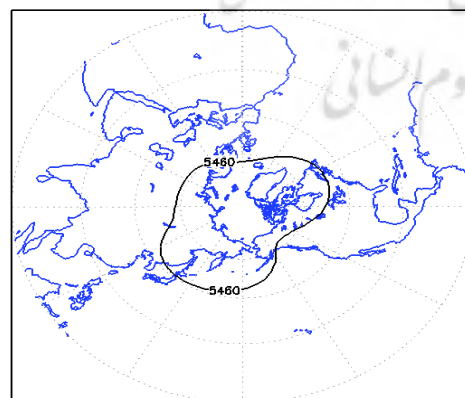
شکل ۳۰. متوسط گستره تاوه در آذرماه دوره

دوم



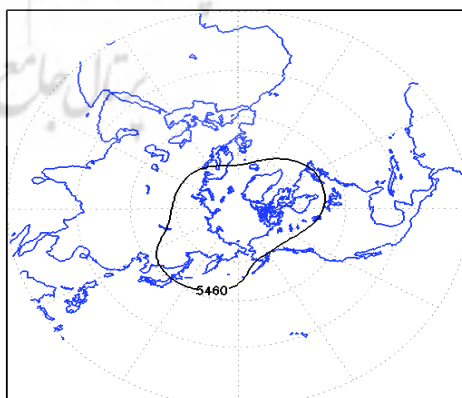
شکل ۲۹. متوسط گستره تاوه در آذرماه دوره

اول



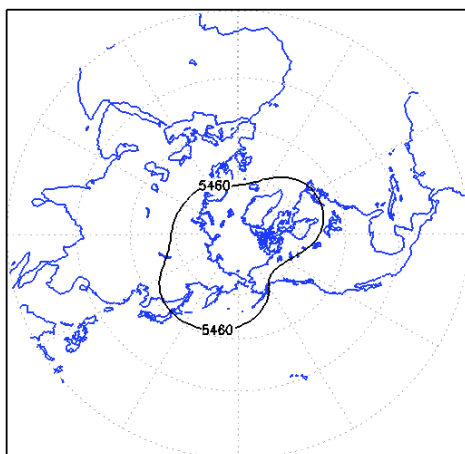
شکل ۳۲. متوسط گستره تاوه در دی‌ماه دوره

دوم

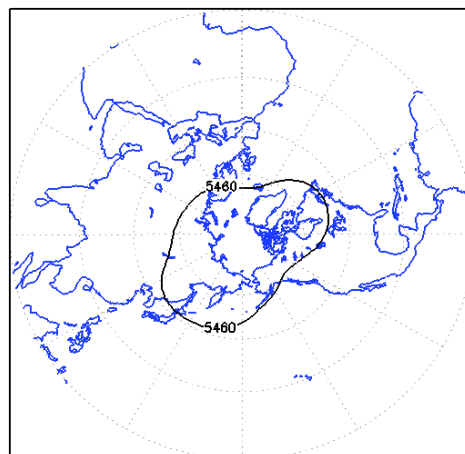


شکل ۳۱. متوسط گستره تاوه در دی‌ماه دوره

اول



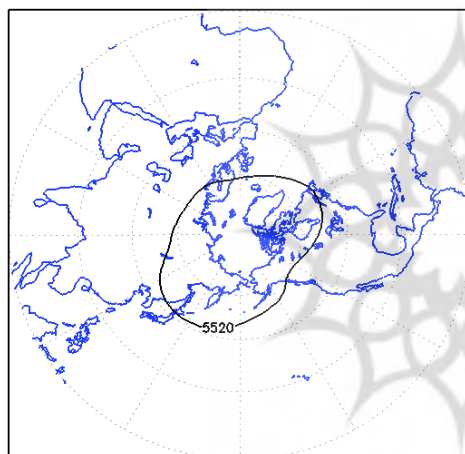
شکل ۳۴. متوسط گستره تاوه در بهمن ماه دوره



شکل ۳۳. متوسط گستره تاوه در بهمن ماه دوره

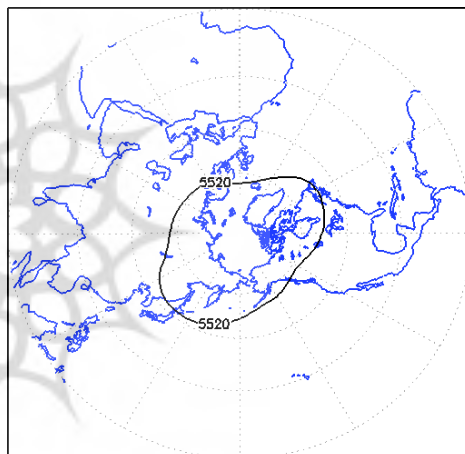
دوم

اول



شکل ۳۶. متوسط گستره تاوه در اسفندماه

دوره دوم



شکل ۳۵. متوسط گستره تاوه در اسفندماه

دوره اول

۵. نتیجه گیری

تغییرات اقلیمی ناشی از گرمایش زمین با سرعتی فزاینده ابردستگاه اقلیم را دچار آشفتگی نموده است. در این میان، تغییر در روند سامانه‌های کلان مقیاسی همچون تاوه قطبی، نقش بسزایی در تغییر اقلیم مناطق تحت سیطره خویش ایفا نموده است.

نکته قوت این پژوهش در آن است که اولاً از دوره آماری طولانی‌تر و ثانیاً سطح تاوه به صورت رقومی در نرم افزار محاسبه شده است، در حالی که در اغلب مطالعات به‌ویژه مطالعات داخلی این موارد به چشم نمی‌خورد. نتایج پژوهش حاضر نشان داد که ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و اسفند گستره تاوه قطبی آهنگ کاهشی

را در سطح معنی داری ۰/۰۱ تجربه می‌نماید، که احتمالاً با گسترش پرفشار جنب‌حاره‌ای به عرض‌های جغرافیایی بالاتر انطباق دارد. همچنین نتایج حاکی از آن است که در هر دو دوره ۳۰ ساله مورد پژوهش و در تمامی ماه‌ها، گستره تاوه قطبی کاهش یافته و سیر نزولی داشته است که عموماً این سیر کاهشی در نیمه گرم سال بیشتر از نیمه سرد سال است. به طور کلی، کاهش گستره تاوه قطبی می‌تواند ناشی از تغییرات اقلیمی کلان‌مقیاس و در بعد سیاره‌ای باشد که مسلماً افزایش گرمایش جهانی یکی از پارامترهای تأثیرگذار خواهد بود. تغییر شکل تاوه قطبی (الگوهای ناوهای و پشته‌ای) و خارج شدن آن از حالت مداری به نصف النهاری در اثر کاهش شیو نصف النهاری فشار باعث ناهنجاری‌های اقلیمی منطقه‌ای از جمله تغییر در نوع و میزان بارش و دما خواهد گردید.

کتابنامه

- حجازی‌زاده، زهرا؛ ۱۳۷۶. بررسی سینوپتیکی نرمال پرفشار جنب حاره. مجله رشد آموزش جغرافیا. شماره ۴۵. ۲۰-۲۵.
- علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷۸. بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱. مجله نیوار. شماره ۴۵-۴۴. ۲۹-۷.
- علی‌دادی، معصومه؛ ۱۳۸۹. تاوه قطبی و نقش آن در تعیین نوع و مقدار بارش در غرب میانی ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی. دانشگاه تهران.
- مرادی، حمیدرضا و محمد خیراندیش؛ ۱۳۷۹. تاوه قطبی و تطبیق الگوهای سینوپتیکی با شرایط ترسالی و خشکسالی در کشور. اولین کنفرانس ملی بررسی راهکارهای مقابله با کم آبی و خشکسالی. کرمان. دانشگاه باهنر کرمان.
- مهدوی، مسعود و طاهرخانی، مهدی؛ ۱۳۸۳. کاربرد آمار در جغرافیا. انتشارات قومس. صفحه ۳۶۷.
- میر رکنی، سید مجید و محب الحججه، علیرضا؛ ۱۳۹۰. تحلیل چرخه‌های نوسان تاوه قطبی در یک مدل آب کم عمق برای پوش سپهر با استفاده از فرایفت‌های اوپلری. مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۷. شماره ۲. صفحه ۲۲۳-۲۱۱.
- Ahrens, C.D., (1999). *Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment*. Pacific Grove, USA: Brooks/ Cole-Thomson Learning.
- Angell, J. K. (1998). Contraction of the 300 mbar north circumpolar vortex during 1963° 1997 and its movement into the Eastern Hemisphere, *J. Geophysics. Res.*, 103, 25,887-893.
- Angell, J. K. (1992). Relation between 300-mb north polar vortex and equatorial SST, QBO, and sunspot number and the record contraction of the vortex in 1988° 89, *J. Climatology.*, 5, 22° 29.
- Angell, J. K. (1997). Stratospheric warming due to Agung, El Chi chon, and Pinatubo taking into account the quasi-biennial oscillation, *J. Geophysics. Res.*, 102, 979° 985.

- Burnett, A. W., and A. R. McNicoll, (2000). Inter annual variations in the Southern Hemisphere winter circumpolar vortex: Relationships with the semiannual oscillation, *J. Climatology*, 13, 991° 999.
- Choi, G, Robinson, D. A, and Kwon, Won-Tae. (2009). Recent changes in the northern hemisphere circumpolar vortex. Association of American Geographers, Las Vegas, USA.
- Davis, R. E., and S. R. Benkovic, (1994). Spatial and temporal variations of the January circumpolar vortex over the Northern Hemisphere. *Int. J. Climatology*, 14, 415° 428.
- Davis, R. E., and S. R. Benkovic. (1992). Climatological variations in the Northern Hemisphere circumpolar vortex in January. *Theor. Appl. Climatology*, 46, 63° 74.
- Frauenfeld, O. W. and Davis, R. E. (2003). Northern Hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. *Journal Geophysical Research*, VOL. 108, NO. D14, 7-13.
- Frauenfeld, O. W. and R. E. Davis. (2000). The influence of El Niño-Southern Oscillation events on the Northern Hemisphere 500 hpa circumpolar vortex. *Geophysics. Res. Letter.*, 27, 537° 540.
- Frauenfeld, O. W., and R. E. Davis. (2002). Mid latitude circulation patterns associated with decadal and inter annual Pacific Ocean variability. *Geophysics. Res. Letter.*, 29(24), 2221.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens. (2000). Warming of the world ocean. *Science*, 287, 2225° 2229.
- Markham, C. G. (1985). A quick and direct method of estimating mean monthly global temperatures from 500 Mb data. *Prof. Geography*, 37, 72° 74.
- Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, and J. M. Oberhuber. (1994). The 1976° 77 climate shift of the Pacific Ocean. *Oceanography*, 7, 21° 26.
- Minobe, S. (1999). Resonance in bidecadal and pent decadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophysics. Res. Letter.*, 26, 855° 858.
- Rong, P. P. and Waugh, D. W. (2004). Vacillations in a shallow water model of the stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 61, 1174° 1185.
- Salby, M. and Callaghan, P. (2004) Evidence of the Solar Cycle in the General Circulation of the Stratosphere. *J. Climate*, 17, 34° 46.
- Scott, R. K. and Polvani, L. M. (2008) Internal variability of the stratospheric polar vortex. Part II: Time-dependent forcing, *J. Atmos. Sci.*, 65, 2375° 2388.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace. (2001). Annular modes in the extra tropical circulation. part II, Trends, *J. Climatology*, 13, 1018° 1036.
- Waugh, D. W. (1993). Subtropical stratospheric mixing linked to disturbances in the polar vortices. *Nature*, 365, 535° 537.
- Wrona, K. M. (2005). Long-Term change and variability in northern hemisphere circumpolar vortex. A Thesis, B.S. Northern Illinois University, The Department of Geography and Anthropology, May 2005, 1-104.