



Analysis of Geopotential Altitude Trend on Iran under the Influence of Climate Change

Zahra Hejazizadeh ^a, Bohloul Alijani^b, Hossien Asakere ^c, Mokhtar Fatahian ^{d*}

^a Professor in Meteorology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

^b Professor in Meteorology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

^c Professor in Meteorology, Faculty of Humanities, Department of Geography, Zanjan University, Zanjan, Iran

^d Department in Geography, Faculty of Literature, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 31 May 2021

Revised: 19 June 2021

Accepted: 25 July 2021

Abstract

Trend variations in large-scale atmospheric systems like subtropical high pressure play a significant role in climate change. In this study, to achieve the objectives, mid-level atmospheric geopotential altitude data were employed based on the European Center Database of Atmospheric Medium-Term Forecasting. The data that have a spatial resolution of 1*1 degree of curve and are collected on a daily average. The statistical period of the research ranges from 1980 to 2018 for Iran and included 155 cells. Mann-Kendall trend test was used to explore the geopotential altitude trend on Iran. The results showed that the atmospheric geopotential altitude on Iran in June, July, and August has an increasing (positive) trend which is at the significant level of 1.96. The decreasing trend of geopotential altitude in the eastern and southeastern regions of Iran is remarkable. Moreover, in all the investigated months, Iranian atmosphere altitude in the central, western and northwestern regions had an upward trend, which is generally influenced by the high-pressure subtropical level. These changes cause abnormalities in climatic patterns of the regions. The study also showed that continuing subtropical pressure stack on top of ever-increasing trend in the region is significant.

Keywords: Geopotential Altitude, Trend Analysis, Climate Change, Iran

* Corresponding author: mukhtar.fatahian E-mail: mukhtar.fatahian@gmail.com Tel: + 0989192556845

How to cite this Article: Hejazizadeh, Z., Alijani, B., Asakere, H., & Fatahian, M. (2022). Analysis of Geopotential Altitude Trend on Iran under the Influence of Climate Change. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 11(1), 201-216.

DOI: 10.22067/geoeh.2021.70712.1068



Journal of Geography and Environmental Hazards are fully compliant with open access mandates, by publishing its articles under Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0).



Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0)

Geography and Environmental Hazards

Volume 11, Issue 1 - Number 41, Spring 2022

<https://geoeh.um.ac.ir>

<https://dx.doi.org/10.22067/geoeh.2021.70712.1068>

جغرافیا و مخاطرات محیطی، سال یازدهم، شماره چهل و یکم، بهار ۱۴۰۱، صص ۲۱۶-۲۰۱

مقاله پژوهشی

واکاوی روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر روی ایران تحت تأثیر تغییر اقلیم

زهرا حجازی زاده - استاد اقلیم شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

بهلول علیجانی - استاد اقلیم شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

حسین عساکره - استاد اقلیم شناسی، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

مختار فتاحیان^۱ - دکتری اقلیم شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۳/۱۰ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۳/۲۹ تاریخ تصویب: ۱۴۰۰/۵/۳

چکیده

تغییر روند سامانه‌های کلان مقیاس جوی همچون پرفشار جنب حاره‌ای، نقش بسزایی در تغییر اقلیم سطح زمین دارد. در این پژوهش برای نیل به این هدف، از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل جو تراز میانی (تراز ۵۰۰ ه.پ) از پایگاه داده وابسته به مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جو استفاده شده است. این داده‌ها دارای تفکیک مکانی ۱*۱ درجه قوسی و به صورت میانگین روزانه برداشت گردیده است. دوره آماری این پژوهش از سال ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۹ میلادی برای کشور ایران بوده و شامل ۱۵۵ یاخته است. جهت بررسی روند ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی ایران از آزمون روند من-کندال استفاده گردید. نتایج پژوهش نشان داد که ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر روی ایران در ماه‌های ژوئن، جولای و آگوست دارای روند افزایشی (مثبت) در سطح معنی‌داری ۱،۹۶ است. البته روند کاهشی ارتفاع ژئوپتانسیل در مناطق شرق و جنوب شرق ایران قابل تأمل است. همچنین در تمام ماه‌های مورد بررسی، ارتفاع جو ایران در مناطق مرکز، غرب و شمال غرب روند افزایشی داشته که عموماً این روند افزایشی متأثر سطح گستره پرفشار جنب حاره است. این تغییرات باعث ناهنجاری در الگوهای آب و هوایی مناطق می‌گردد.

کلیدواژه‌ها: ارتفاع ژئوپتانسیل، تحلیل روند، تغییر اقلیم، ایران.

Email: mokhtar.fatahian74@gmail.com

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۱۹۲۵۵۶۸۴۵

نحوه ارجاع به این مقاله:

حجازی زاده، زهرا؛ علیجانی، بهلول؛ عساکره، حسین؛ فتاحیان، مختار. (۱۴۰۱). واکاوی روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر

روی ایران تحت تأثیر تغییر اقلیم. جغرافیا و مخاطرات محیطی. ۱۱(۱). صص ۲۱۶-۲۰۱

<https://dx.doi.org/10.22067/geoeh.2021.70712.1068>

۱- مقدمه

تغییر اقلیم، تغییر معنی‌دار در متوسط داده‌های هواشناسی در طی یک دوره زمانی معین است که علل وقوع آن به عوامل کیهانی، زمینی و انسانی نسبت داده می‌شود (عزیزی، ۱۳۸۳). امروزه مسأله تغییر اقلیم به‌عنوان یکی از شایع‌ترین مباحث علمی مطرح شده است؛ چراکه اصولاً تغییر و حرکت، جزء وجودی سامانه‌های کلان‌مقیاس جوی است. بر این اساس کشف قانونمندی تغییر این سامانه‌ها که عمدتاً به صورت چرخه‌ای هستند، خود ابزاری است که بتوان به کمک آن اقدام به پیش‌بینی رفتارهای بعدی سامانه کرد (کاشکی، ۱۳۹۶). توجه به تغییر الگوهای زمانی - مکانی پدیده‌ها در شناخت پویایی و ابعاد اقلیم از اهمیت شایان توجهی برخوردار است (عساکره، ۱۳۹۲). از دیدگاه اقلیم‌شناسی سینوپتیک، الگوها و عناصر متفاوتی از جریان‌های بزرگ‌مقیاس جوی، اقلیم ایران را کنترل می‌کنند که از آن میان می‌توان به کمربند پرفشار جنب‌حاره‌ای اشاره کرد (علیجانی، ۱۳۸۴). پرفشار جنب‌حاره، سامانه هم‌دید پوششی (دینامیکی) بزرگی در مقیاس سیاره‌ای است که مرکز آن بر روی اقیانوس اطلس شمالی قرار دارد. این سامانه به دلیل گرمایش پوششی (دینامیکی) و ایجاد پایداری با هوایی گرم، آفتابی و خشک همراه است. این پرفشار در تراز فوقانی وردسپهر به ویژه فصل تابستان کل منطقه جنوب آسیا تا شمال آفریقا را دربر می‌گیرد (زرین، ۱۳۸۶). کمربندهای پرفشار مذکور که از دیرباز مرکز فعالیت^۱ نامیده می‌شوند، بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردش وردسپهری در این مناطق (مناطق جنب حاره) به شمار می‌روند (بری و کارلتون^۲، ۲۰۰۱). شکل‌گیری و تداوم این کمربندهای فشار و چگونگی رفتار و تغییرات آن‌ها، همچنین تأثیرگذاری بر سایر پدیده‌ها توسط بسیاری از دانشمندان جهان و ایران مورد مطالعه قرار گرفته است.

هاریس و همکاران^۳ (۱۹۶۲) تغییرات روزانه باد، فشار و دما در وردسپهر و پوشش سپهر را بر روی آזור برای هر ماه از سال در ۳۰ تراز ارتفاعی، از سطح زمین تا ۱۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار دادند. نتایج مقایسه کار این محققان با نظریه تابش (وقوع بیشینه دما در حوالی ظهر و یا چند ساعت پس از آن) نشان داد که، تغییرات روزانه دما به دلیل تغییرات در شیو ارتفاعی پوشش سپهر رخ داده است. آگی^۴ (۱۹۹۱) در تحقیقی روند فراوانی چرخندها و واچرخندهای نیمکره شمالی را مورد بررسی قرار داد و آن‌ها را با دوره‌های گرمایش و سرمایش مقایسه نمود. نتیجه کار این محقق دلالت بر این دارد که چرخنده و واچرخندها در طی دوره‌های سرمایش کاهش و در طی دوره‌های گرمایش افزایش داشته‌اند.

مراکز پرفشار جنب حاره به تناسب فصل سال و تحت تأثیر ناهمواری‌ها، تضاد گرمایشی بین خشکی و دریا، بودجه انرژی جو و... از الگو و ناپیوستگی زمانی - مکانی برخوردارند. به‌عنوان مثال در خصوص الگوی مکانی

1 Centers of Action

2 Barry and Carleton

3 Harris et al

4 Aggi

پرفشار جنب حاره، بل و بوسارات^۱ (۱۹۸۹) طی بررسی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دریافتند که بیشینه ارتفاعی مراکز پرفشار جنب حاره در فصل تابستان، روی خشکی های جنوب غرب آمریکا، شمال غرب آفریقا، جنوب ایران، فلات تبت و جنوب شرق چین قرار می گیرد. بررسی های دیویس و همکاران^۲ (۱۹۹۷) در طی سال های ۱۸۹۹ تا ۱۹۹۰ نیز نشان داد که واچرخند آزر در طول تابستان و زمستان دارای الگوهای متفاوتی می باشد؛ بدین معنا که این واچرخند در تابستان به شکل یک سلول بر روی اقیانوس اطلس مرکزی ظاهر می شود، در صورتی که الگوی زمستانه آن به صورت دو سلول، یکی بر روی جنوب شرق ایالات متحده و دیگری بر غرب مراکش ایجاد می گردد.

لو و دانگ^۳ (۲۰۰۱) در مطالعه ای وردایی سال به سال پرفشار جنب حاره تابستانه در اقیانوس آرام شمالی را با استفاده از داده های دوباره تحلیل شده و تجربیات عددی مورد بررسی قرار دادند. نتیجه بررسی فوق حاکی از ارتباط معنادار بین وردش مدارای پرفشار جنب حاره و وردش شدت همرفت جو بر روی استخر گرم است. هر چه همرفت بر روی استخر گرم شدیدتر باشد، موقعیت پرفشار شرق سوتر است و بالعکس. اخیراً دانشمندان به منظور تحلیل الگویی فضایی و نیز عوامل مؤثر بر رفتار و تقویت پرفشارهای جنب حاره ای، توجه خاصی به سازوکار مقیاس منطقه ای دارند، از این قبیل مطالعات می توان به کارهای (هاسکینز^۴، ۱۹۹۶؛ لیو و همکاران^۵، ۲۰۰۱؛ وو و همکاران^۶، ۲۰۰۴) اشاره نمود.

لیو و وو^۷ (۲۰۰۴) نیز بر این باورند که سازگاری گرمایی جو به واداشت گرمایی خارجی و تاوایی پتانسیل، عامل شکل گیری واچرخند جنب حاره می باشد. این محققان بر عامل گرمای نهان همرفتی ناشی از گردش موسمی آسیایی و اثر ارتفاعات و شدت دمای سطح خشکی های مناطق جنب حاره در تشکیل واچرخند جنوب آسیا تأکید می کنند. پرفشار جنب حاره، گردش جو و انتقال بخار آب به اطراف را تحت تأثیر قرار داده و شرایط جوی را نه تنها در نواحی مجاور و در امتداد جنب حاره، بلکه بر روی کل کره زمین متأثر می سازد. به عنوان مثال سانتوز و همکاران^۸ (۲۰۰۵) در پژوهشی دریافتند که طی فاز مثبت NOA و تقویت پرفشار آزر بر روی شبه جزیره ایبری، عموماً شرایط اقلیمی خشک می گیرد. گالانیو و همکاران^۹ (۲۰۰۶) در یک دوره ۵۴ ساله، واچرخندهای بسته عرض های جنب حاره و میانی را در سه تراز ۲۰۰، ۸۵۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار دادند. نتایج کار این محققان نشان داد که واچرخندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در طول تمامی ماه های سال بر روی اقیانوس های جنب حاره و در طی سه ماهه

1 Bell and Bosart

2 Davis et al

3 Lu and Dong

4 Hoskins

5 Liu et al

6 Wu et al

7 Liu and Wu

8 Santos et al

9 Galarneau et al

گرم سال بر روی قاره‌های این مناطق ایجاد می‌شوند. همچنین این محققین نشان دادند که واچرخندهای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در مناطق اقیانوسی و در زیر ناوه تراز بالاتر ایجاد می‌شود. این در حالی است که به نظر آن‌ها واچرخندهای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تنها در طی فصل تابستان، آن هم بر روی قاره‌های مناطق جنب حاره ایجاد می‌شوند.

امروزه به دلیل مطرح شدن گرمایش جهانی و پدیده رخداد تغییر اقلیم، واکاوی تغییرات الگوهای گردش جو با استفاده از مدل‌های اقلیمی و روش‌های آماری مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است (رابیل و همکاران^۱، ۲۰۰۵). طبق مطالعات انجام شده از اواسط دهه ۱۹۷۰ به سرعت اندازه‌های سالانه ارتفاع مناطق جنب حاره در حال افزایش بوده است. از آنجاکه هوای نزولی (STHP)^۲ باعث افزایش خشکی هوا می‌شود، گسترش آن ممکن است مناطق مرطوب را به سمت وسوی زمین‌های خشک‌تر متمایل کند. لی و همکاران^۳ (۲۰۱۱) در مطالعه‌ای به کمک داده‌های NCEP جهت مطالعه تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل پرفشار آזור در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و همچنین با استفاده از داده‌های ECMWF (ERA-40)، بارش تابستانه جنوب شرق ایالات متحده آمریکا را بین سال‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۷ مورد بررسی قرار داده‌اند. هدف آن‌ها مطالعه تغییرات پرفشار ارتفاع آזור (متأثر از گرم شدن کره زمین) و تغییرپذیری بارش تابستانه جنوب شرق آمریکا بود. بر اساس نتایج، ارتفاع پرفشار جنب حاره آזור بیشتر شده و تمایل پرفشار به سمت مناطق غربی‌تر، منجر به کاهش بارندگی و خشک شدن تابستان‌های جنوب شرق آمریکا طی چند سال اخیر شده است. پیش‌بینی‌ها نشان داد روند افزایش دمای زمین باعث تشدید پرفشار مذکور و نزدیک‌تر شدن هسته پرفشار به مناطق غربی (آمریکا) و افزایش خشکسالی‌ها در این منطقه شود. این نتایج تحقیقات قبلی را که نشان می‌دهد گسترش شمال‌سو واچرخندها به مناطق خشک جنب حاره در نیمکره شمالی با ادامه تغییرات آب و هوایی جهانی تقویت شده، تأیید می‌کند.

تغییرات در موقعیت یا شدت واچرخندهای جنب حاره، پیامدهای مهمی برای تغییرات آب و هوایی در مقیاس‌های منطقه‌ای و جهانی دارد. در بررسی سناریوهای قرن بیست و یکم در چارچوب فاز سوم و پنجم پروژه، تشدید پرارتفاع جنب حاره در هر دو نیم‌کره شمالی و جنوبی براساس الگوهای ترکیبی CMIP-3 و CMIP-5 گزارش شده است. وو و لیو^۴ (۲۰۱۷) به بررسی واکنش و تغییرات آینده در واچرخندهای جنب حاره در مقابل گرمایش جهانی با استفاده از داده‌های مدل CMIP5 تحت سناریو RCP8.5 بر روی نیمکره شمالی و جنوب پرداخته‌اند. یافته‌های این محققان بیانگر این واقعیت است که، با افزایش گرمایش دررو ناشی از بالا رفتن گرمایش جهانی در سطح اقیانوس‌ها، شدت واچرخند آזור در نیمکره شمالی بیشتر شده و گستره مداری آن افزایش یافته

1 Raible et al

2 Subtropical high pressure

3 Lee et al

4 Wu and liu

است. همچنین خروجی مدل تا سال ۲۱۰۰ شدت و گستره واپرخندهای جنب حاره نیمکره شمالی را قوی‌تر از نیمکره جنوبی پیش‌بینی کرده است.

چرچی و همکاران^۱ (۲۰۱۸) در مقاله‌ای با عنوان (پاسخ مراکز پرفشار جنب حاره به گرمایش جهانی) با کمک سناریوهای اقلیمی (cmip3_cmip5) به بررسی اثر تغییر اقلیم بر تغییرپذیری پرفشارهای جنب‌حاره‌ای از منظر شدت و گسترش این مراکز پرداختند. یافته‌ها نشان داده که تغییرات به وجود آمده در مراکز پراارتفاع جنب حاره از نظر شدت و ضعف در دو نیمکره یکنواخت نیست و متفاوت‌تر گزارش شده است. در نیمکره شمالی بر اساس خروجی سناریو (CMIP3)، تقویت پراارتفاع جنب‌حاره‌ای ناشی از گرمایش دیاباتیک سطحی بیشتر بر روی قاره‌ها و دمای پایین سطح اقیانوس‌ها است که گردش واپرخندی نزدیک به سطح زمین را تسهیل می‌کند. همچنین براساس عملکرد مدل‌های (CMIP-5) در نمایش موقعیت میانگین و شدت پراارتفاع جنب حاره در فصول مختلف سال، پراارتفاع جنب حاره در نیمکره شمالی (قوی‌تر) و در نیمکره جنوبی (ضعیف‌تر) شناخته شده‌اند. تضعیف پرفشارهای نیمکره جنوبی با توجه به شکل‌گیری ابرهای لایه پایین بر سطح دریا عمدتاً بر روی اقیانوس اطلس و اقیانوس آرام مدنظر بوده است. در مقایسه دو سناریو براساس آینده‌نگری، سناریو (CMIP-5) نتایج کمی متفاوت‌تر بوده است. با بیان اینکه پراارتفاع جنب حاره بر فراز اقیانوس آرام شمالی، اقیانوس اطلس جنوبی و اقیانوس هند در نیمکره جنوبی ضعیف‌تر خواهند شد، مراکز پراارتفاع جنب حاره در نیمکره شمالی تشدید خواهند شد. **تیویگ و همکاران^۲ (۲۰۲۰)** با استفاده از مدل اقلیمی (cmip5) به مطالعه تغییرات روند رطوبت (UTH) تروپوسفر فوقانی و همچنین با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مقادیر میزان تابش مناطق واقع در مناطق جنب حاره حاره را در دوره گرم و سرد سال موردبررسی قرار دادند. نتایج نشان داده است که، مناطق جنب حاره در تروپوسفری فوقانی در نیمکره زمستان کمربند خشکی تشکیل می‌دهند و با افزایش سالانه ۰.۱٪ غلظت CO₂، تمایل به خشک شدن در لبه قطبی این کمربند خشک نسبت به قسمت‌های بزرگ کره زمین افزوده شده است. همچنین در شبیه‌سازی‌های تاریخی این روند خشک شدن هم قابل مشاهده است. مقادیر بازتابش‌های مادون‌قرمز از تصاویر ماهواره‌ای از سال ۱۹۷۹ نشان می‌دهد، الگوی کلی فصلی، تمایل به خشک شدن در جانب سوی قطبی کمربند پرفشار جنب حاره را برای مقیاس زمان کوتاه‌تر نشان می‌دهد. خروجی مدل‌های اقلیمی گویایی این واقعیت است که پرفشار جنب حاره در هر دو نیمکره در فصل زمستان در تمام طول جغرافیایی روند گسترشی داشته است. در یکی از مطالعات اخیر (**ناتالی و همکاران^۳، (۲۰۲۱)** با استفاده از مدل‌های اقلیم جهانی (GCM) به بررسی اثر داده‌های درون‌یابی شده از مدل GCM (گرمایش سطحی) بر شدت و گستره پرفشار جنب حاره بر روی اقیانوس آرام جنوبی پرداخته‌اند. نتایج نشان می‌دهد که افزایش گرمایش سطحی، از طریق افزایش واگرایی سطح بالا، امواج راسبی را تحریک می‌کند که به عرض‌های جغرافیایی نیمکره جنوبی

1 Cherchi et al

2 Tivig et al

3 Natalie et al

گسترش می‌یابد. با گستره شمال‌سو امواج راسبی، الگوی فشار در سطح دریا تغییر می‌کند، که این امر منجر به تشدید مساحت و قدرت مرکز آنتی سیکلون جنب حاره، در اقیانوس آرام جنوبی می‌گردد.

حجازی زاده (۱۳۷۲) با بررسی نوسان‌های پرفشار جنب حاره و تأثیر آن در تغییر فصل ایران، نتیجه گرفته است که، نوسان‌های دو مؤلفه پرفشار جنب حاره و تاوه قطبی، به تغییر فصل در ایران منجر می‌شود. **قائمی و همکاران (۱۳۸۸)** با استفاده از داده‌های ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد در یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) به بررسی فضای پرفشارهای جنب حاره آسیا و آفریقا پرداختند. نتایج تحقیق ایشان نشان داد که، فقط فلات ایران در هر دو تراز میانی و فوقانی وردسپهر دارای پرفشار مستقل است. سایر مناطق از جمله فلات تبت تنها در تراز فوقانی ولی شمال غرب آفریقا و شبه‌جزیره عربستان فقط در تراز میانی وردسپهر دارای مراکز پرفشار مستقل می‌باشند. به همین ترتیب، پرفشار آزر فقط در تراز زیرین وردسپهر گسترش پیدا می‌کند. همچنین براساس نتایج به دست آمده، پرفشار جنب حاره ایران بر خلاف یافته‌های پیشین، در هیچ تراز زبانه‌ای از پرفشار آزر نیست.

مفیدی و همکاران (۱۳۸۹) در پژوهشی به بررسی ساختار گردش بزرگ‌مقیاس جو بر روی جنوب غرب آسیا در طول دوره گرم سال پرداختند. در این پژوهش ابتدا ویژگی‌های بنیادی و ماهیت گردش بزرگ‌مقیاس جو بررسی شد و سپس وردایی زمانی آن برای یک دوره ۶۱ ساله (۲۰۰۸-۱۹۴۸) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. یافته‌های این تحقیق بیانگر آن است که، با آغازگری گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا یک جریان غرب سو مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد که محل اصلی همگرایی آن چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است. شکل‌گیری و تداوم جریان مداری غرب سو، جنوب غرب آسیا را محل همگرایی و نزول مداوم هوای منشأ یافته از موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا می‌سازد. تداوم نزول بزرگ‌مقیاس هوا ضمن ایجاد شیب معکوس نصف‌النهاری دما، پیدایش یک گردش هدلی معکوس را در امتداد نصف‌النهاری بر روی جنوب غرب آسیا موجب می‌گردد. **علیجانی و همکاران (۱۳۹۸)** در مطالعه‌ای با استفاده از تحلیل فضایی به بررسی نقش گرمایش جهانی در گستره هسته پرفشار جنب حاره از نظر ارتفاع و شدت آن پرداخته‌اند. نتایج نشان داده که، ارتفاع هسته پرفشار جنب حاره (ارتفاع ۵۹۱۰ ژئوپتانسیل متر) نسبت به شرایط مشابه در دوره اول مطالعاتی یعنی قبل از شرایط گرمایش جهانی، به ارتفاع ۵۹۴۰ متر تحت تأثیر گرمایش جهانی رسیده است و شدت آن فزونی یافته است.

با توجه به موقعیت جغرافیایی کشور ایران و قرارگیری آن در معرض سامانه‌های اقلیمی حاره‌ای و برون‌حاره، اقلیم کشور در رابطه تنگاتنگی با این سامانه‌ها و جابجایی آن‌ها قرار دارد. بدین جهت در این مطالعه تلاش نموده‌ایم تا به بررسی روند تغییرات و جابجایی سامانه پرفشار جنب حاره بر روی ایران بپردازیم. شناسایی موقعیت جغرافیایی پرفشار جنب حاره و وردش‌های زمانی-مکانی آن به‌عنوان عامل اصلی مؤثر بر آب‌وهوای ایران در دوره گرم سال دارای اهمیت است.

۲- مواد و روش

در این پژوهش از پایگاه داده‌های جو بالا با تفکیک زمانی روزانه در سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۹ میلادی از تارنمایی <https://www.ecmwf.int> وابسته به مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جو است، استفاده شده است. با استفاده از قابلیت برنامه‌نویسی نرم‌افزار متلب در سطح هر یاخته که در عرض و طول مشخصی قرار گرفته، داده‌های روزانه (پیکسلی به ابعاد ۱۲۴۰*۱۵۵) هر یاخته تبدیل به داده‌های سالانه (پیکسلی به ابعاد ۱۵۵*۴۰) گردید. سپس روند را برای هر یاخته و در نهایت متوسط سطح قلمرو مراکز پرفشار جنب حاره بر روی ایران، برای هر یک از ماه‌های مورد مطالعه (ژوئن، جولای، آگوست) محاسبه شد. تراز مورد بررسی، لایه میانی جو (۵۰۰ ه.پ) می‌باشد. علت انتخاب تراز مذکور این است که تراز ۵۰۰ ه.پ به‌عنوان تراز میانی جو، نشان دهنده ویژگی سطوح بالا و پایین جو و همچنین بیانگر بیشترین هدایت سامانه‌های عرض‌های میانی و اختشاشات جوی (علیجانی، ۱۳۷۸) می‌باشد.

به‌منظور الگو درآوردن تغییرات در سری‌های زمانی ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیل به بررسی و تحلیل روند پرداخته می‌شود. در راستای بررسی روند و با هدف دست‌یابی به روند پر ارتفاع‌های جنب‌حاره‌ای، روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو مورد بررسی قرار گرفت. جهت محاسبه روند ارتفاع ژئوپتانسیل از رگرسیون خطی ساده (روش من-کندال در سطح اطمینان ۹۶٪ درصد معنی‌داری) بهره گرفته شده است. در این روش معادله برازش خط به صورت رابطه ۱ است:

$$\hat{y}_i = a + bt_i \quad (1)$$

در این رابطه \hat{y}_i مختصات خط به ازای t های مختلف است. جزء $a + bt_i$ در این معادله به‌عنوان مؤلفه قطعی موسوم است که در آن a عرض از مبدأ و b شیب خط حاصل از معادله است (عساکره، ۱۳۸۶؛ ۲۵-۳). برای محاسبه ضرایب رگرسیونی (a, b) در این پژوهش، از روش کم‌ترین مربعات خطا (LSE) بهره گرفته شده است که محاسبه شیب خط از طریق رابطه ۲ و عرض از مبدأ از رابطه ۳ انجام گرفته است.

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2)$$

و

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (3)$$

سپس آزمون معنی داری ضرایب را بر روی این فراسنج‌ها انجام دادیم. برآورد شیب خط (b) نماینده میانگین

شیب خط و انحراف استاندارد شیب خط (SE(b)) نیز بر اساس پراش مانده‌ها ($n-2$) به روش زیر قابل حصول است:

$$SE(b) = \frac{\sqrt{MSD}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}} \quad (4)$$

می‌توان آزمون فرض صفر مبتنی بر برابری ضریب شیب خط جامعه (β) با صفر را به صورت $H_0: \beta = 0$ در مقابل $H_1: \beta \neq 0$ استفاده از آماره t به شرح زیر انجام داد:

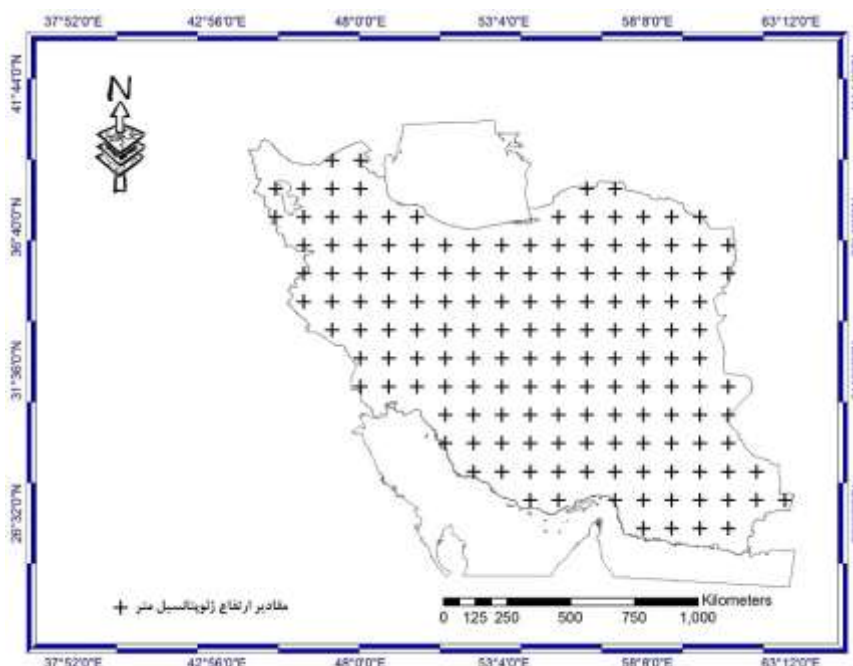
$$t_o = \frac{b}{SE(b)} \quad (5)$$

قدر مطلق t_o با $t_{(n-2, \alpha/2)}$ از جدول t با $n-2$ درجه آزادی قابل مقایسه است. در صورتی که قدر مطلق t_o بزرگ‌تر از t جدول (t_c) با $n-2$ درجه آزادی و در سطح معنی داری α باشد ($|t_o| > t_{(n-2, \alpha/2)}$)، شواهد کافی برای پذیرش فرض صفر وجود نخواهد داشت (عساکره، ۱۳۸۶).

تمام محاسبات مربوطه در محیط نرم‌افزار MATLAB صورت پذیرفت و نقشه‌های مربوط به توزیع مکانی روند پرفشار با استفاده از نرم‌افزار SURFER ترسیم گردید.

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد بررسی در این پژوهش، کشور ایران از ۲۶ تا ۳۹ درجه عرض جغرافیایی و ۴۵ تا ۶۶ درجه طول جغرافیایی می‌باشد. چون تفکیک مکانی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۱*۱ درجه قوسی انتخاب شده، این محدوده شامل ۱۵۵ یاخته است (شکل ۱).



شکل ۱- محدوده مورد بررسی با ۱۵۰ یاخته به تفکیک ۱×۱ درجه

۳- بحث و نتایج

اشکال (۱،۲،۳) چگونگی تغییرات روند ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیل متر را در سه ماه (ژوئن، جولای، آگوست) و همچنین مقادیر آماره آزمون من-کندال را در طی دوره آماری ۴۰ ساله (۱۹۸۰-۲۰۱۹) با استفاده روش فوق نشان می‌دهد. **جدول ۱**، نتایج آزمون من-کندال را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل‌ها نشان داده شده است، ارتفاع ژئوپتانسیل روند رو به افزایشی را در کل دوره بر روی ایران نشان می‌دهد. این افزایش از عرض ۳۵ به بالاتر در هر سه ماه و همچنین در کل منطقه قابل توجه است، و به سمت غرب و شمال غرب ایران روندهای افزایشی رخ داده است. حداکثر روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو در عرض‌های ۳۸ و ۳۹ درجه جغرافیایی مشهود است. همچنین بررسی تغییرات روند ارتفاع در طول جغرافیایی نشان می‌دهد که تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل، روند کاملاً متفاوتی را با عرض جغرافیایی بر روی ایران و موقعیت منطقه‌ای دارد (**شکل ۴، ۳، ۲**). بیشترین افزایش روند در طول‌های بین ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی رخ داده است، و به سمت جنوب شرق ایران روندها کاهشی بوده است. با محاسبه مقادیر روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو (**جدول ۱**)، مشخص گردید که در همه ماه‌ها (ژوئن، جولای، آگوست) آهنگ افزایشی ارتفاع جو بر روی ایران مشاهده می‌گردد. ارتفاع ژئوپتانسیل جو در ماه‌های خرداد، تیر و مرداد دارای آهنگ افزایشی (مثبت) معنی‌داری در سطح ۱/۹۶ است. بیشترین میزان آهنگ افزایشی مربوط به مردادماه با مقدار ۳/۴ و کمترین مقدار، از آن تیرماه با مقدار ۵- می‌باشد.

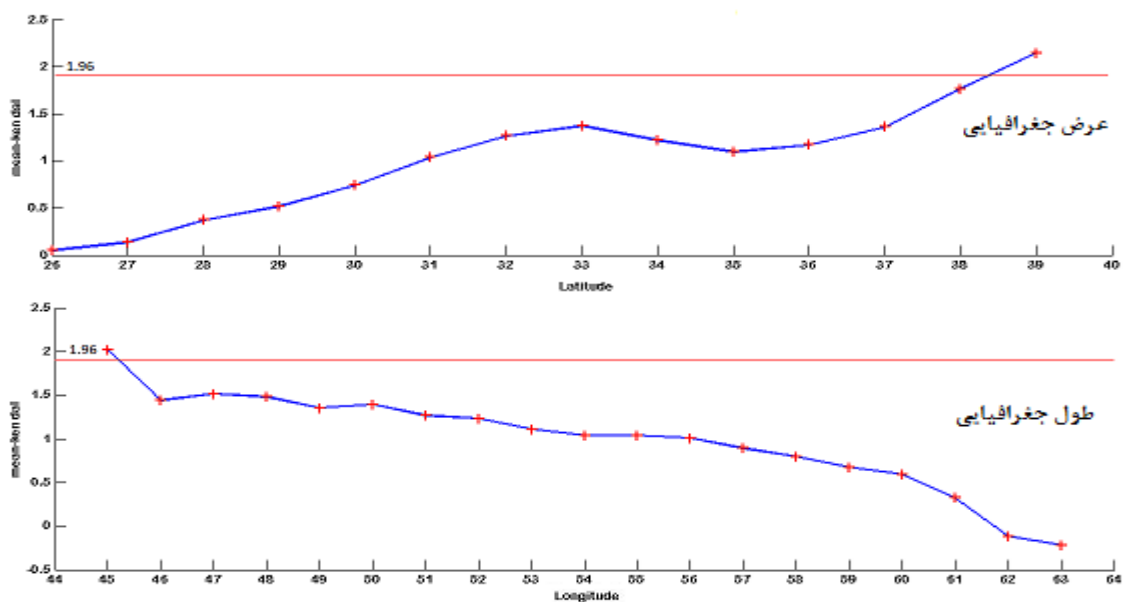
جدول ۱- نتایج آزمون من-کندال در هر سه ماه، طی دوره مورد مطالعه

مقادیر روند ارتفاع ژئوپتانسیل متر**												ماه	تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال
-۳	-۱	۰,۱	۰,۷	۰,۹	۱	۱,۳	۱,۵	۱,۷	۱,۹	۲,۱	۲,۴	ژوئن	
-۵	۰	۱	۱,۵	۱,۶	۱,۸	۲	۲,۲	۲,۵	۲,۷	۲,۹	۳	جولای	
-۱	۱	۱,۲	۱,۶	۱,۸	۲	۲,۲	۲,۴	۲,۸	۳	۳,۲	۳,۴	اگوست	

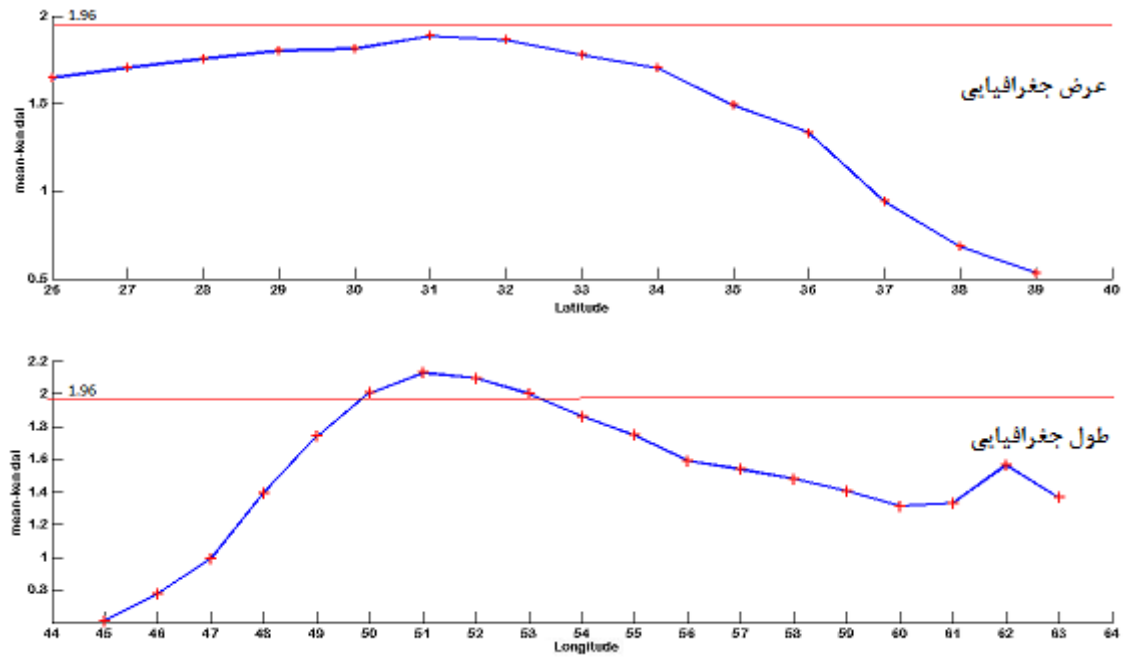
**؛ معنی داری را در سطح ۱,۹۶ درصد نشان می دهد.

ملاحظه می شود که خط روند (شکل ۲) در محدوده عرض جغرافیایی ایران از ۲۷ درجه به تدریج روند افزایشی رو گرفته است، اگرچه مقادیر روند پایین تر از سطح ۱,۹۶ معناداری نبوده است، ولی روند ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی ایران افزایشی است. به این ترتیب از عرض های ۳۷ درجه به تدریج مقادیر روند بالاتر از سطح ۱,۹۶ درصد در حال رخ دادن است. بیشترین آهنگ افزایش عرضی در روند ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی ایران در مردادماه مشاهده می گردد که میزان آن حدود ۳۰ متر در طول دوره آماری است. روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو در طول جغرافیایی کشور ایران به طرف شرق، آهنگ کاهشی را نشان داده است (شکل های ۲ تا ۴). به طور کلی، افزایش عرضی ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر روی ایران ناشی از تغییرات اقلیمی کلان مقیاس و در بعد سیاره ای است که مسلماً افزایش گرمایش جهانی و به تبع آن پیشروی سامانه پرفشار جنب حاره ای یکی از پارامترهای تأثیرگذار خواهد بود.

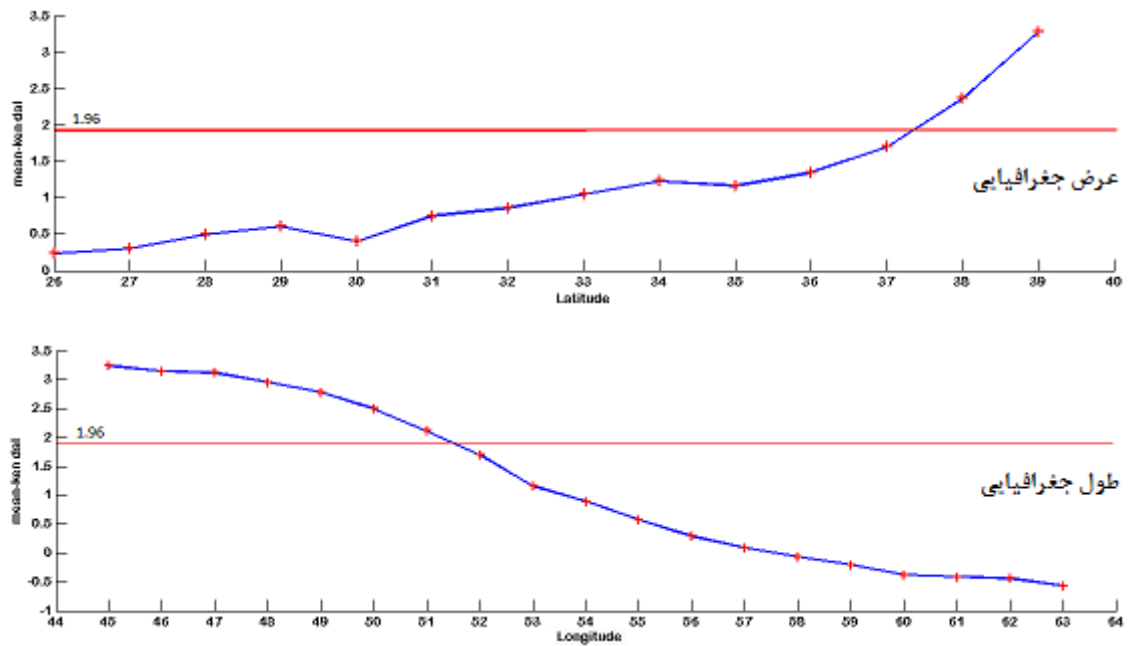
در اشکال زیر محور افقی عرض یا طول جغرافیایی، و محور عمودی مقادیر روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو (معناداری در سطح ۱,۹۶ درصد روش من-کندال) به متر است.



شکل ۲- تغییرات روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو در عرض و طول جغرافیایی بر روی ایران (ماه ژوئن)

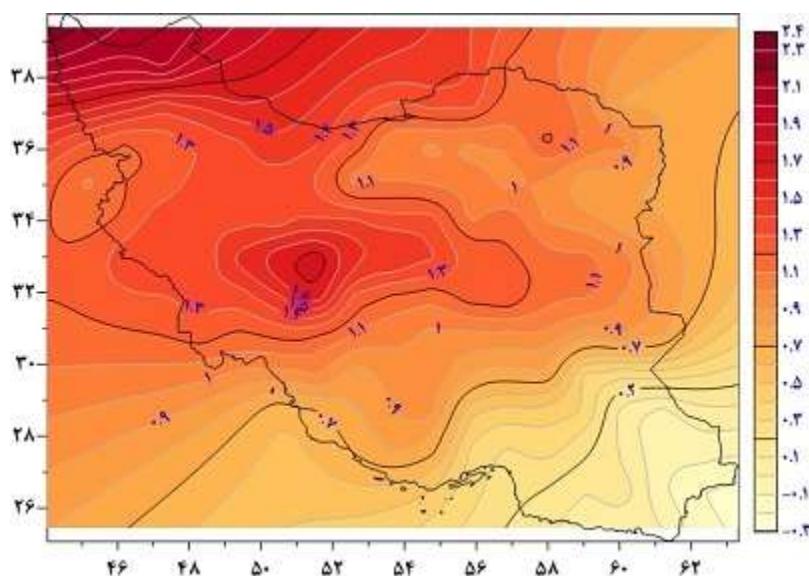


شکل ۳- تغییرات روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو در عرض و طول جغرافیایی بر روی ایران (ماه جولای)

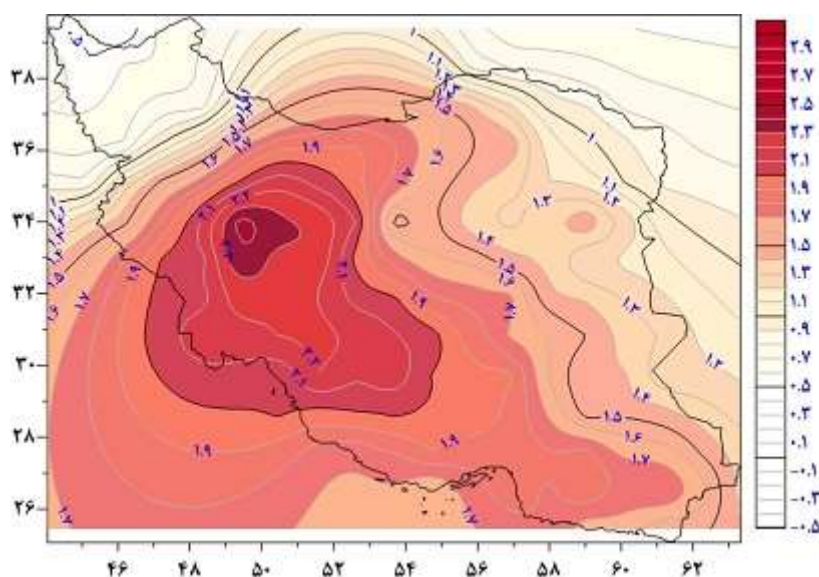


شکل ۴- تغییرات روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو در عرض و طول جغرافیایی بر روی ایران (ماه آگوست)

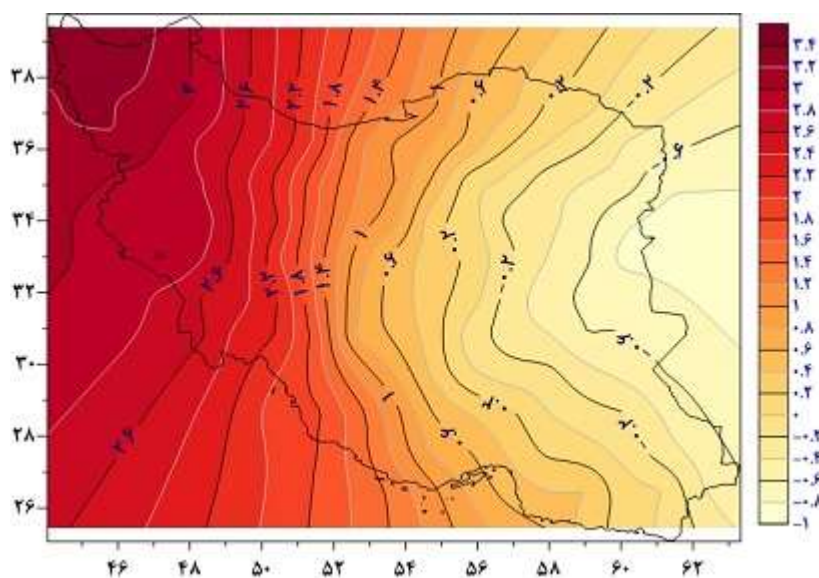
با عنایت به اینکه برای بررسی روند ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی کشور ایران، مقادیر روند بر روی نقشه تعریف شده است، همچنان نقشه مربوط به گستره مکانی پرفشار جنب حاره در ماه‌های گرم سال (ژوئن، جولای، آگوست) در دوره آماری ۴۰ ساله، ترسیم گردید (شکل ۵ تا ۷). گستره روند افزایشی ارتفاع جو مربوط به مردادماه می‌باشد، زیرا با گرم شدن هوا و پیشروی پرفشار جنب‌حاره‌ای، ارتفاع جو افزایش یافته و مقادیر بیشینه روند ارتفاع جو در این ماه در مناطق شمال غربی ایران رخ داده است (شکل ۷). عموماً این سیر افزایشی روند ارتفاعی جو طبق شکل‌های شماره (۵ و ۶) نیز در نیمه گرم سال بیشتر در مناطق غرب و شمال غرب ایران در حال رخ دادن است. به‌طور قاطع می‌توان گفت که، روند افزایشی ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر روی مناطق مذکور و کاهش مقادیر آن در مناطق شرق و جنوب شرقی کشور، می‌تواند ناشی از پیشروی پرفشار جنب حاره به عرض‌های بالاتر باشد. از سوی دیگر، ممکن است افزایش دمای کره زمین نیز گسترش پرفشار جنب حاره به عرض‌های بالاتر را افزایش داده باشد. به‌هرحال سیر روند صعودی در ارتفاع جو به‌ویژه در مناطق غرب و شمال غرب، نقش مهمی در تغییرات دما و بارش‌های نیمه شمالی کشور ایران خواهد داشت که لزوم توجه بیشتر مطالعات گسترده‌تر را می‌طلبد. تغییر مکانی هسته پرفشار جنب حاره (پیشروی آن)، الگوی پشته‌ای در مناطق غرب و شمال غرب کشور ایجاد خواهد کرد که، باعث تغییر در شدت و بسامد الگوهای گردش جوی منطقه‌ای به‌ویژه آب‌وهوای مناطق خزری خواهد شد. بایستی به این نکته اشاره کرد که با توجه به گرمایش جهانی و ذوب شدن بیشتر یخچال‌های قطبی اختلاف دمای قطب و استوا آهنگ کاهشی داشته و در نتیجه با پیشروی پرفشار جنب حاره به سمت عرض‌های شمالی‌تر شیو نصف‌النهاری فشار تغییر می‌کند. در نتیجه ناهنجاری‌های آب‌وهوایی افزایش می‌یابد.



شکل ۵- مقادیر روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر روی ایران (ماه ژوئن)



شکل ۶- مقادیر روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر روی ایران (ماه جولای)



شکل ۷- مقادیر روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو بر روی ایران (ماه آگوست)

۴- نتیجه گیری

تغییر در روند سامانه‌های کلان‌مقیاس اقلیمی همچون پرفشار جنب حاره، نقش بسزایی در تغییر اقلیم مناطق تحت سیطره خویش ایفا نموده است. در این پژوهش بررسی روند ارتفاع پرفشار جنب حاره (تراز ۵۰۰ ه.پ) پیگیری شده است. نتایج روند ارتفاع ژئوپتانسیل طی ۴۰ سال (۲۰۱۹-۱۹۸۰) نشان‌دهنده روندی افزایشی در طی دوره بود که از عرض‌های ۳۷ درجه به بعد شیب این روند شدیدتر شده است. واکاوی نقشه‌های همدید نیز نشان می‌دهد که هسته

پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ ه.پ بر روی ایران و مناطق غربی و شمال غرب گسترش بیشتری یافته است. پیامد چنین تغییراتی سبب افزایش فرونشینی و بالارفتن بی‌درروی دمای هوا در مناطق مذکور گردیده که با یافته‌های زرین و مفیدی (۱۳۹۰) کاملاً هماهنگ است. بر پایه یافته‌های پژوهش‌های قبلی (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۸) و نقشه‌های میانگین بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ، بین دو بازه زمانی، افزایش ۱۰ متری ارتفاع هسته پرفشار جنب حاره (در بازه زمانی دوم) تحت تأثیر گرمایش جهانی بر روی ایران دیده می‌شود که با نتایج بررسی‌های تحقیق حاضر تأیید می‌شود. پژوهش پیش رو با هدف شناسایی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل پرفشار جنب حاره که ایران را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد انجام گرفت. این در حالی است که در پژوهش‌های قبلی واکاوی دقیقی از، تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو در عرض و طول جغرافیایی بر روی ایران پیگیری نشده و مطالعه حاضر گویای ردیابی دقیق روند پرفشار جنب حاره بر روی ایران است.

نتایج پژوهش حاضر نشان داد که طی دوره آماری ارتفاع جو در کشور ایران در ماه‌های مرداد، تیر و خرداد، آهنگ افزایشی را در سطح معنی‌داری ۱,۹۶ را تجربه می‌نماید، که احتمالاً با گسترش پرفشار جنب حاره به عرض‌های جغرافیایی بالاتر انطباق دارد. بررسی روند پرفشار جنب حاره در این مطالعه نشان می‌دهد که شدت و فعالیت آن بر روی ایران به‌ویژه در بخش‌های غرب و شمال غرب (عرض ۳۸ درجه شمالی) فزونی یافته است. این در حالی است که حاکمیت این سامانه و تغییر موقعیت آن به سمت عرض‌های شمالی‌تر، می‌تواند به‌عنوان یک عامل مؤثر در خشکسالی‌های اخیر در کشور به نظر آید. همچنین نتایج حاکی از این است که در دوره ۴۰ ساله مورد پژوهش در تمامی ماه‌ها، گستره پرفشار جنب حاره به سمت شرق و جنوب شرق (طول ۵۲ درجه شرقی) کشور کاهش یافته و سیر نزولی داشته است که عموماً این سیر کاهش در نیمه گرم سال ناشی فعالیت مونسون‌های جنوب شرق آسیا بوده است. به‌طور کلی، افزایش گستره پرفشار جنب حاره بر روی ایران، می‌تواند ناشی از تغییرات اقلیمی کلان‌مقیاس در بعد سیاره‌ای باشد که یقیناً افزایش گرمایش جهانی یکی از پارامترهای تأثیرگذار بر آن خواهد بود. تغییرات شمال‌سو آرایش پرفشار جنب حاره (الگو پشته‌ای) و انتقال آن به عرض‌های بالاتر همراه با کاهش شیو نصف‌النهاری فشار، باعث ناهنجاری‌های اقلیمی منطقه‌ای از جمله تغییر در نوع و میزان بارش و دما خواهد شد.

کتابنامه

- حجازی‌زاده، زهرا؛ ۱۳۷۲. بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره. رساله دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس تهران، استاد راهنما؛ هوشنگ قائمی.
- زرین، آذر؛ ۱۳۸۶. تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه بر روی ایران. رساله دکتری جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس تهران، استاد راهنما؛ هوشنگ قائمی.

زرین، آذر؛ مفیدی، عباس؛ ۱۳۹۰. آیا پرفشار جنب‌حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור است؟ «بررسی یک نظریه»، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران - ۲۴ و ۲۵ شهریورماه ۱۳۹۰ - دانشگاه شهید بهشتی، صص ۱-۱۵.
<https://civilica.com/doc/336594>

عزیزی، قاسم؛ ۱۳۸۳. تغییر اقلیم. تهران، نشر قومس، صص ۱۲۳.

عساکره، حسین؛ ۱۳۸۶. کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای تبریز. تحقیقات جغرافیایی، شماره پیاپی ۸۷، صص ۲۵-۳۹.
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=86305>

عساکره، حسین؛ ۱۳۹۲. تحلیل روند موسم‌های خشک و تر در شهر زنجان. جغرافیا و توسعه، شماره ۳۱، صص ۴۹-۴۸.
<https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?ID=191047>

علیجانی، بهلول و همکاران؛ ۱۳۹۸. رفتار سنجی اثر گرمایش جهانی بر پرفشار جنب حاره. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۱، صص ۳۳-۵۰.
[10.22059/jphgr.2019.258677.1007223](https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=142689)

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷۸. بررسی سینوپتیکی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱، مجله نیوار، شماره ۴۵-۴۴، صص ۷-۲۹.
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=142689>

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۸۴. آب‌وهوای ایران. انتشارات پیام نور، صص ۲۳۰.

قائم‌ی، هوشنگ و همکاران؛ ۱۳۸۸. تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا. فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۱، صص ۲۲۴-۲۲۳.
<https://hsmmp.modares.ac.ir/article-21-8891-fa.html>

کاشکی، عبدالرضا؛ ۱۳۹۶. واکاوی روند تاوه قطبی در نیمکره شمالی تحت شرایط تغییر اقلیم. جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۲۳، صص ۱۹۷-۱۸۱.
[10.22067/GEO.V6I3.62149](https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=142689)

مفیدی، عباس و همکاران؛ ۱۳۸۹. گردش جو تابستانه در وردسپهر فوقانی بر روی جنوبغرب آسیا و وردایی زمانی آن در طی نیم‌قرن گذشته. ارزیابی علمی و شناخت تغییر اقلیم. چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، تهران، ۲۹ آذر الی ۱ دی‌ماه ۱۳۸۹، صص ۱۲.
<https://civilica.com/doc/112232>

Agee, E. M., 1991. Trends in cyclone and Anticyclone Frequency and Comparison with Periods of Warming and Cooling over the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, 4,263-2267.
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0263:TICAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0263:TICAAF>2.0.CO;2)

Barry, R. G., Carlton, M., 2001. *Synoptic and Dynamic Climatology*, Shubhi Publications London, London. <https://www.routledge.com/Synoptic-and-Dynamic-Climatology/Barry-Carleton/p/book/9780415031165>

Bell, G. D., and Boast, L. F., 1989. A 15-year climatology of northern hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers. *Mon. Wea. Rev.*, 117, pp. 10-198. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<2142:AYCONH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<2142:AYCONH>2.0.CO;2)

Cherchi, A., Ambrizzi, T., Behera, S., Carolina, A., Morioka, Y., and Zhou, T., 2018. The Response of Subtropical Highs to Climate Change. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0114-1>. Corpus ID:134011562.

Davis, R. E., Hayden, P., Gay, A., Phillips, L., and Jones, V., 1997. The North Atlantic Subtropical Anticyclone. *Journal of Climate*, Vol. 10, pp. 278-744. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<0728:TNASA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<0728:TNASA>2.0.CO;2)

- Galarneau, T., Bogart, F., and Aiyyer, R., 2006. Closed Anticyclones of Subtropical and Midlatitudes” A 54-y Climatology (1950-2003) and three case Studies” , Submitted to J. Climate, NO.55, pp.349-392. https://doi.org/10.1007/978-0-933876-68-2_16.
- Harris, M. F. G., 1962. Finger and steels. Diurnal variation of wind, pressure and temperature in the troposphere and stratosphere over the Azores”, Journal of the Atmospheric Sciences, volume 19:136-149. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1962\)019<0136:DVOWPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1962)019<0136:DVOWPA>2.0.CO;2)
- Hoskins, B., 1996. on the existence and strength of the summer subtropical anticyclones: Bernhard Hurwitz memorial lecture. Bulletin of the American Meteorological Society, 77, 1287-1292. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253408>
- Lee, S. K., Enfield, D. B., and Wang, C., 2011. Future impact of differential Interbasin Ocean warming on Atlantic hurly-canés. J. Climate, 24, 1264–1275. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3883.1>
- Liu, Y. M, Wu, G. X., Liu, H., and Liu, P., 2001. Condensation heating of Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. Climate Dynamics, 17,327-338. <http://dx.doi.org/10.1007/s003820000117>
- Liu, Y., and Wu, X, 2004, Progress in the study on the formation of the Summertime Subtropical Anticyclone, Advances in Atmospheric Sciences 21,pp. 320-343. [10.1007/BF02915562](https://doi.org/10.1007/BF02915562)
- Lu, R., and Dong, B., 2001. Westward extension of North Pacific subtropical high in summer. Journal of the Meteorological Society of Japan, 79, 1229-1241. <https://doi.org/10.2151/jmsj.79.1229>
- Natalie, A. F., J. B., Erik, T. S., and David, M. S., 2021. The Influence of South Pacific Convergence Zone Heating on the South Pacific Subtropical Anticyclone. Journal of Climate, Volume 34, Issue 10, p.3787-3798. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0509.1>
- Raible, C.C., Stocker, T.F., Yoshimori, M., Renold, M., Beyerle, U., Casty C. L. J., 2005. Northern Hemispheric Trends of Pressure Indices and Atmospheric Circulation Patterns in Observations, Reconstructions, and Coupled GCM Simulations. Journal of Climate, Vol. 19, No.18, PP. 3968° 3982. <https://doi.org/10.1175/JCLI3511.1>
- Santos, J. A., Corte-Real, J., and Leite, M., 2005. Weather Regimes and Their Connection to the Winter Rainfall in Portugal, International Journal of Climatology, Vol.25, pp. 33-50. <https://doi.org/10.1002/joc.1101>
- Tivig, M., Verena, G., Viju. O. J., and Stefan, A. B., 2020. Trends in Upper-Tropospheric Humidity: Expansion of the Subtropical Dry Zones? Journal of Climate, 33 (6). pp. 2149-2161. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0046.1>
- Wu, B., Zhou, T., and Liu, T., 2017. Responses of the summertime Subtropical Anticyclones to Global Warming, Climate Dyn., 49, 6465-6479. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0529.1>
- Wu, G. X., Liu, Y., and Liu, P., 2004. Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone. East Asian Monsoon (World Scientific Series on Meteorology of East Asia), Chang, C. P., Ed., World Scientific Publishing Company, 560. https://doi.org/10.1142/9789812701411_0014