



Golestan University



Journal of the Climate Change Research

Scientific Journal of Golestan University
Vol. 5, No. 19, Autumn 2024



Review and Analysis of Annual Cloudiness Cycles in Iran (1991-2021)

Ava Gholami^{1*}, Masoud Jalali², Seyed Hossein Mir Mousavi³,
Kohzad Raispour⁴

¹ Ph.D. student in Hydrology and Meteorology, Zanjan University, Zanjan, Iran, email: gholami.ava@gmail.com

² Assistant Professor, Department of Geography, Zanjan University, Zanjan, Iran, email: mjalali@znu.ac.ir

³ Associate Professor, Department of Geography, Zanjan University, Zanjan, Iran, Email: hossein.mirmousavi@znu.ac.ir

⁴ Assistant Professor, Department of Geography, Zanjan University, Zanjan, Iran, Email: Raispour@znu.ac.ir

Article Info

Article type:
Research Full Paper

Article history:
Received: 2024-2-12
Accepted: 2024-7-10

Keywords:
Cloudiness
Cycle
Iran
return period
trend

ABSTRACT

Clouds, as one of the most complex and influential climate variables of climate system, are effective in temporal and spatial distribution of many climatic variables. On the other hand, since clouds have many spatiotemporal changes, therefore, investigating their behavior is very important. Therefore, the aim of the current research is to investigate and analyze the annual cloudiness cycles in Iran and reveal the obvious and hidden behaviors of its time series. For this purpose, daily cloudiness data obtained from the National Meteorological Organization during a period of 31 years for 30 stations were used. Then, the trend of the data studied by Sen Slope Estimator's nonparametric test at the 95% confidence level. The results of data trend analysis and their significance value indicate significant downward changes in 16 stations and significant upward changes in 3 stations and no significant trend was observed in other stations. In order to analyze the harmonics and extracting significant cycles, Spectral Analysis Method was used and the diagrams of periodogram at the 95% confidence level were drawn. The results show that stations including a significant cycle have the highest frequency and are mostly in the south, center, east and northeast of Iran and multi-cycle stations with less frequency are in the north, northwest and southwest regions of the country. Also, by calculating the variance contribution of each cycle, the largest variance contribution for the 14th harmonic and the highest return periods for cycles of 2-5 years with a probability of occurrence of 32% and cycles of more than 10 years with a probability of occurrence of 6% were obtained.

Cite this article: Mansourmoghaddam, M., Naghipur, N., Rezaei, M., Rousta, I. (2024). Quantifying the Zayandeh Rud River drying effects on land surface temperature and adjacent vegetation cover changes over the past 33 years using satellite images. Journal of the Climate Change Research, 5 (19), 1-18.



©The author(s)

Publisher: Golestan University

Doi: 10.30488/CCR.2024.442999.1201



بررسی و تحلیل چرخه‌های ابرناکی سالانه در ایران (۱۹۹۱-۲۰۲۱)

آوا غلامی^{۱*}، مسعود جلالی^۲، سیدحسین میر موسوی^۳، کوهزاد رئیس‌پور^۴

^۱ دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، رایانامه: gholami.ava@gmail.com

^۲ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، رایانامه: mjalali@znu.ac.ir

^۳ دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، رایانامه: hossein.mirmousavi@znu.ac.ir

^۴ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، رایانامه: raispour@znu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

ابرها به عنوان یکی از پیچیده‌ترین و تأثیرگذارترین متغیرهای سیستم آب و هوا، علاوه بر تغییر در بیلان انرژی، در توزیع زمانی و مکانی بسیاری از متغیرهای اقلیمی مؤثر هستند. از سوی دیگر از آنجا که ابرها دارای تغییرات زمانی و مکانی بسیاری هستند، لذا بررسی رفتار آنها بسیار حائز اهمیت می‌باشد. از این رو هدف از پژوهش حاضر، بررسی و تحلیل چرخه‌های ابرناکی سالانه در ایران و آشکارسازی رفتارهای آشکار و نهان سری زمانی آن است. بدین منظور از داده‌های روزانه متغیر ابر برگرفته از سازمان هواشناسی کشور طی یک دوره ۳۱ ساله برای تعداد ۳۰ ایستگاه استفاده شد. جهت بررسی روند داده‌ها، آزمون ناپارامتری تخمین‌گر شیب سن در سطح اطمینان ۹۵ درصد به کار گرفته شد. نتایج تحلیل روند داده‌ها و مقدار معناداری آنها حاکی از تغییرات معنادار کاهشی در ۱۶ ایستگاه و تغییرات معنادار افزایشی در ۳ ایستگاه است و در سایر ایستگاه‌ها هیچ روند معناداری مشاهده نشد. به منظور تحلیل همسازها و استخراج چرخه‌های معنادار از روش تحلیل طیفی بهره گرفته شد و نمودارهای دوره‌نگار با فاصله اطمینان ۹۵ درصد ترسیم شدند. نتایج نشان داد ایستگاه‌های شامل یک چرخه معنادار دارای بالاترین فراوانی و بیشتر در مناطق جنوب، مرکز، شرق و شمالشرق بوده است و ایستگاه‌های چند چرخه‌ای با فراوانی کمتر در مناطق شمال، شمالغرب و جنوبغرب کشور مشاهده شد. همچنین با محاسبه سهم واریانس هر چرخه بیشترین سهم واریانس برای همساز چهاردهم و بیشترین دوره‌های بازگشت برای دوره‌های ۵-۲ ساله با احتمال رخداد ۳۲ درصد و کمترین آنها مربوط به دوره‌های بیش از ۱۰ ساله با احتمال رخداد ۶ درصد بدست آمد.

نوع مقاله:

مقاله کامل علمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۴/۲۰

واژه‌های کلیدی:

ابرناکی

ایران

چرخه

دوره بازگشت

روند

استناد: غلامی، آوا؛ جلالی، مسعود؛ میرموسوی، سیدحسین؛ رئیس‌پور، کوهزاد. (۱۴۰۳). بررسی و تحلیل چرخه‌های ابرناکی

سالانه در ایران (۱۹۹۱-۲۰۲۱). نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی، ۵ (۱۹)، ۱۸-۱.



مقدمه

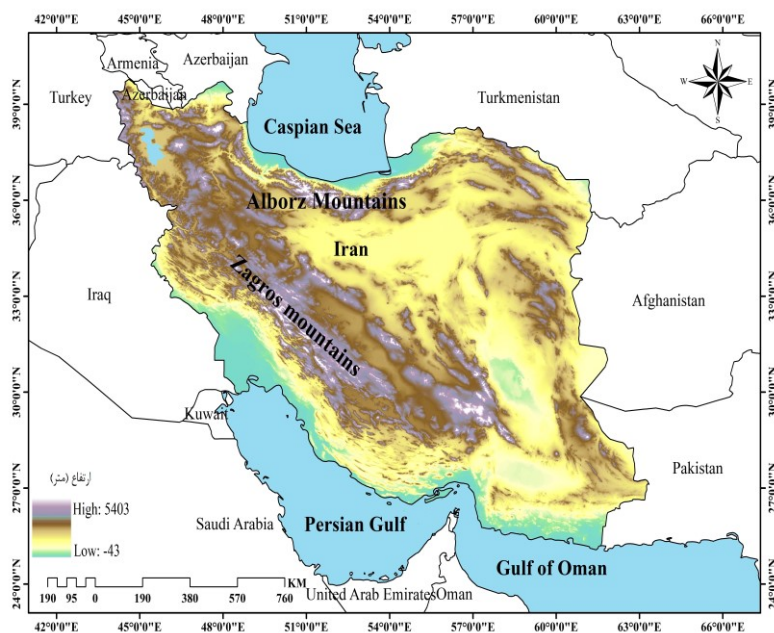
ابرها از مهم‌ترین متغیرهای آب و هوایی تاثیرگذار بر سامانه‌های اقلیمی کره زمین قلمداد می‌شوند که هم در بیلان انرژی سطح زمین نقش دارند و هم در راس چرخه هیدرولوژیکی قرار می‌گیرند (نصیری و همکاران، ۲۰۰۳: ۴۷۲) و با پوشش حدود ۷۰ درصد از سطح زمین به عنوان بخشی اصلی از چرخه انرژی و آب زمین به شمار می‌روند (Stubenrauch et al., 2013:1031). آنها به عنوان یکی از پیچیده‌ترین متغیرهای اقلیمی (Schiffer and Rossow, 1983:779) و به عنوان تعدیل‌کننده‌های اولیه بیلان انرژی زمین (Datseris et al., 2022:1) تاثیرات متعددی بر وضعیت جو دارند که در طیف گسترده‌ای از مقیاس‌های فضایی-زمانی رخ می‌دهند (Johansson et al., 2015:11557) و می‌توانند اقلیم را از طریق روابط پیچیده زیادی متاثر سازند بطوری که هر گونه تغییر در متغیرهای آن می‌تواند سرآغاز زنجیره‌ای از واکنش‌ها در دیگر متغیرهای اقلیمی گردد (Ahmadi et al., 2020:2). لذا این پیچیدگی رفتار در مقیاس مکانی و زمانی لزوم بکارگیری روش‌های کارآمد جهت مطالعه الگوهای اقلیمی را فراهم می‌آورد؛ بنابراین با توجه به ضرورت انجام پژوهش در این زمینه مطالعات متعددی توسط محققین در جهان انجام گرفته است که این مطالعات را می‌توان در دو گروه دسته‌بندی کرد: گروه اول مطالعاتی که بر پایه داده‌های زمینی و بررسی‌های آماری انجام گرفته است: از جمله در تحقیقی که توسط کاکس و همکاران (۲۰۱۵) انجام شده تاثیرات ابر بر میزان دما و رطوبت در قطب شمال مورد بررسی قرار گرفته و نتایج بیانگر آن است که اثر تابشی ابر با افزایش دما و رطوبت مطلق کاهش نمی‌یابد بلکه تقریباً برای دمای مشخصه قطب شمال ثابت است. در پژوهشی که کامپوزانو و همکاران (۲۰۱۶) در حوزه ابر و بارش انجام دادند به بررسی ابرهای باران‌زا پرداختند که نتایج حاکی از مناسب بودن مدل‌های آماری جهت مطالعه فصلی بارش است. همچنین مطالعات دیگری نیز از این قبیل توسط لی و همکاران (۲۰۱۹)، بارتوشک و همکاران

(۲۰۲۰)، کجنا و همکاران (۲۰۲۱)، سیگا پلوتا (۲۰۲۲)، ژو و همکاران (۲۰۲۳) انجام شده است. گروه دوم تحقیقاتی که عمدتاً بر اساس دانش سنجش از دور و داده‌های ماهواره‌ای صورت گرفته است: یان و همکاران (۲۰۱۶) با مطالعه ساختار عمودی ابرها و ارتباط آن با بارش و اثرات تشعشعی ابر بر روی فلات تبت به این نتیجه رسیدند که در مرتفع‌ترین قسمت‌ها از ضخامت ابرها و به دنبال آن از مقدار بارش‌ها نیز کاسته شده است. ژانگ و همکاران (۲۰۲۰) با بررسی ارتباط بین میزان وارونگی دما و مقدار ضخامت ابرها متوجه شدند که با افزایش ضخامت ابرها بر مقدار وارونگی دما نیز افزوده می‌شود. کوکولیز و همکاران (۲۰۲۰)، الظیف و همکاران (۲۰۲۱)، فونتولاکیس و همکاران (۲۰۲۱)، بودال و همکاران (۲۰۲۲)، هسیائو و همکاران (۲۰۲۲) نیز هر کدام به بررسی جنبه‌های دیگری از ابرناکی پرداخته‌اند؛ تمرکز در این مطالعات بیشتر بر روی مباحثی همچون فیزیک و دینامیک ابر، تاثیر ذرات آئروسول‌ها بر روی مقدار پوشش ابری و تاثیرات پوشش ابری بر میزان تشعشعات خورشیدی بوده است. در این زمینه، علاوه بر مطالعات بین‌المللی، می‌توان به مطالعات داخلی نیز اشاره نمود: برای مثال، موسوی‌بایگی و اشرف (۱۳۹۰) به بررسی ارتباط ابرناکی و میزان تابش خورشیدی برای پهنه‌بندی نواحی پرتابش ایران پرداخته‌اند، یا، رسولی و همکاران (۱۳۹۲) با بررسی ویژگی‌های مهم ابرناکی با میزان بارش به این نتیجه رسیدند که این ویژگی‌ها می‌تواند حدود نیمی از تغییرات بارش در کشور را پیش‌بینی کند. صحراییان و همکاران (۱۳۹۴)، احمدی و همکاران (۱۳۹۷، ۱۳۹۹)، قاسمی‌فر و همکاران (۱۳۹۷)، رئیس‌پور و رزمی (۱۳۹۹) و غلامی و همکاران (۱۴۰۲) نیز در مطالعات خود به بررسی و توزیع زمانی و مکانی ابرناکی در کشور پرداخته‌اند. علاوه بر این موارد، بررسی و مطالعه چرخه‌های معنادار برای متغیرهایی همچون بارش و دما انجام گرفته است که از جمله آنها می‌توان به مطالعات عساکره و یوسفی (۱۳۹۴) سلیقه و همکاران (۱۳۹۴)، قائمی و همکاران (۱۳۹۵)، علیجانی و همکاران (۱۳۹۵)، خسروی و

همکاران (۱۳۹۷) و احمدی و همکاران (۱۳۹۸) اشاره کرد. گرچه مطالعات پرشمار و در تنوعی از روش‌ها بر روی ابر و ویژگی‌های آن در جهان و ایران انجام شده است اما تاکنون بررسی و تحلیل چرخه‌های ابرناکی سالانه و ویژگی‌های آماری آن در ایران مورد توجه واقع نشده است. بر همین اساس جهت دستیابی به هدف پژوهش، تحلیل طیفی به کار گرفته شد تا با تحلیل چرخه‌ها و دوره‌های بازگشت آنها الگوهای نهان سری‌های زمانی ابرناکی، شناسایی شود و شناخت کاملی از چرخه‌های ابرناکی و نموهای آن طی دوره آماری ۱۹۹۱-۲۰۲۱ صورت پذیرد.

منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش منطقه مورد مطالعه، کل گستره جو ایران است. کشور ایران با وسعت ۱,۶۴۸,۱۹۵ کیلومتر مربع به لحاظ مکانی بین ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۴ تا ۶۳ درجه طول شرقی واقع شده



شکل ۱: نقشه مدل رقومی ارتفاعی ایران

جدول ۱: مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	میانگین ابرناکی (اکتا)	ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	میانگین ابرناکی (اکتا)
آبادان	۴۸° ۲۱'	۳۰° ۳۸'	۶/۶	۱/۶۷	ارومیه	۴۵° ۰۶'	۳۷° ۶۶'	۱۳۲۸	۲/۷۵
اردبیل	۴۸° ۳۳'	۳۸° ۲۲'	۱۳۳۵/۲	۳/۷۳	رامسر	۵۰° ۶۸'	۳۶° ۹۰'	-۲۰	۴/۶۹
بایلسر	۵۳° ۶۵'	۳۶° ۷۲'	-۲۱	۴/۰۳	رشت	۴۹° ۶۲'	۳۷° ۳۲'	-۸/۶	۴/۷۱
بیرجند	۵۹° ۲۸'	۳۲° ۸۹'	۱۴۹۱	۱/۷۳	سبزوار	۵۷° ۶۴'	۳۶° ۲۰'	۹۶۲	۲/۲
بجنورد	۵۷° ۳۰'	۳۷° ۴۹'	۱۰۶۵	۲/۸۲	سنندج	۴۷° ۰۱'	۳۲° ۲۵'	۱۳۷۳/۴	۲/۳۸
بوشهر	۵۰° ۸۲'	۲۸° ۹۶'	۹	۱/۶۶	سرخس	۶۱° ۱۴'	۳۶° ۵۳'	۲۷۸	۲/۳۷
چابهار	۶۰° ۶۵'	۲۵° ۲۸'	۸	۱/۵۸	سراوان	۶۲° ۳۱'	۲۷° ۳۹'	۱۱۸۲	۱/۱۶
اصفهان	۵۱° ۸۶'	۳۲° ۷۴'	۱۵۵۱/۹	۱/۹۷	سمنان	۵۳° ۴۲'	۳۵° ۵۸'	۱۱۲۷	۲/۱۷
فسا	۵۳° ۷۲'	۲۸° ۹۰'	۱۲۶۸	۱/۷۴	شهرکرد	۵۰° ۸۳'	۳۲° ۲۹'	۲۰۴۸/۹	۱/۹۷
فردوس	۵۸° ۱۸'	۳۴° ۰۳'	۱۲۹۳	۱/۹۳	سیرجان	۵۵° ۶۸'	۲۹° ۴۶'	۱۷۳۹/۴	۱/۶۵
گرگان	۵۴° ۴۱'	۳۶° ۹۱'	-۱۲	۳/۹۵	تبریز	۴۶° ۲۴'	۳۸° ۱۲'	۱۳۶۱	۳/۱۲
کرمانشاه	۴۷° ۱۵'	۳۴° ۳۵'	۱۳۱۸/۵	۲/۳۳	مهرآباد	۵۱° ۳۰'	۳۵° ۶۹'	۱۱۹۱	۲/۷۵
خرم‌آباد	۴۸° ۲۸'	۳۳° ۴۴'	۱۱۴۷/۸	۲/۲	یاسوج	۵۱° ۵۵'	۳۰° ۶۹'	۱۸۱۶/۳	۱/۹۸
کیش	۵۳° ۹۸'	۲۶° ۵۲'	۳۰	۱/۴۴	زابل	۶۱° ۵۴'	۳۱° ۰۸'	۴۸۹/۲	۱/۲۳
مشهد	۵۹° ۶۳'	۳۶° ۲۳'	۹۹۹/۲	۲/۷	زنجان	۴۸° ۵۲'	۳۶° ۶۶'	۱۶۵۹/۴	۲/۷۵

داده‌ها و روش‌ها

داده‌ها: در پژوهش حاضر به منظور استخراج و تحلیل چرخه‌های سالانه ابرناکی در ایران از آمار مربوط به متغیر ابرناکی برای یک دوره ۳۱ ساله طی بازه زمانی روزانه (۲۰۲۱-۱۹۹۱) مربوط به ایستگاه‌های هواشناسی منتخب استفاده گردید. گرچه تعداد ایستگاه‌های هواشناسی پرشماری در ایران به صورت روزانه به دیده‌بانی ابر و ویژگی‌های آن می‌پردازند ولی با توجه به طول دوره آماری و عدم خلا در میان داده‌ها، از میان آنها تعداد ۳۰ ایستگاه که از توزیع جغرافیایی مناسبی برخوردار و دارای شرایط مناسب بوده‌اند انتخاب گردید (جدول ۱).

در داده‌های ایستگاهی، مقدار ابرناکی برآوردی از اکتا^۱ (۰ تا ۸) می‌باشد که هر اکتا به لحاظ درصد معادل ۱۲/۵ درصد از ۱۰۰ درصد ابرناکی است (WMO, 2008:328). بنابراین در این تحقیق نیز از مقادیر اکتای ابر ایستگاه‌های انتخابی استفاده گردید. از آنجا که پیش‌بینی پدیده‌های طبیعی با عدم قطعیت همراه است (Latif, 2011:3) و پایه و اساس آمار توصیفی و استنباطی، عدم قطعیت است

(Wilks, 2019:5) و از سوی دیگر عدم قطعیت، حقیقتی در بکارگیری مدل‌های آماری (عساکره، ۱۳۸۸:۱) و شکل‌دهنده سیاست‌های اقلیمی است (Mehta et al., 2019:1529). بنابراین در این تحقیق سعی شده به منظور بیان عدم قطعیت‌ها با اطمینان بیشتر آماری، سری‌های زمانی مشاهدات سالانه ایستگاه‌های مورد پژوهش آزمون گردد.

روش‌ها

به منظور بررسی نحوه توزیع داده‌ها از روش ناپارامتری کولموگروف-اسمیرنوف^۲ در سطح اطمینان ۹۵ درصد استفاده شد. فرض صفر این آزمون دال بر نرمال بودن داده‌ها و فرض یک بیانگر غیرنرمال بودن آنهاست. این روش بر روی داده‌های مورد مطالعه از رابطه ۱ محاسبه گردید:

$$D_n = \text{Max}|f_e - f_o| \quad (1)$$

که در آن f_o فراوانی نسبی مشاهده شده و f_e فراوانی نسبی تجمعی مورد انتظار است (انصاری قوجقار و همکاران، ۱۳۹۹:۲۸۴۴).

2. Kolmogorov-Smirnov

1. Octa

در رابطه‌های ۴ و ۵، q تعداد همسازها است (عساکره و یوسفی‌زاده، ۱۳۹۴:۵۶).

- پس از آن، واریانس هر یک از فرکانس‌ها از رابطه ۶ محاسبه گردید (عساکره و حسینجانی، ۱۳۹۶:۲۹):

$$I(f_i) = \frac{n}{2} (a_i^2 + b_i^2) \quad (۶)$$

نتایج روابط ۴-۶ در جدول ۳ بیان شده است.

سپس نمودارهای دوره‌نگار^۳ با فاصله اطمینان ۹۵ درصد ترسیم گردیدند. این نمودارها بیانگر رابطه توان و بسامد هستند (دانشمند و محمودی، ۱۳۹۵:۳۲) که در آنها محور افقی پایین، نشان‌دهنده احتمال (فرکانس) برای هر یک از همسازها، محور افقی بالا، بیانگر دوره بازگشت و محور عمودی، مقدار واریانس هر کدام از چرخه‌ها را نمایش می‌دهد. احتمال (فرکانس)، شانس وقوع هر یک از چرخه‌های معنادار را در طول دوره آماری نشان می‌دهد و دوره بازگشت به مدت زمانی اشاره دارد که در آن یک پدیده اقلیمی در حالت‌های خاصی نمود پیدا می‌کند (احمدی و همکاران، ۱۳۹۸:۲۲۹). در دوره‌نگار خطوط شکسته مستطیلی شکل، بیانگر چرخه‌ها (همسازها) و خطچین، مرز معناداری چرخه‌ها در سطح ۹۵ درصد اطمینان می‌باشد. چرخه‌هایی که طیف (واریانس) آنها خارج از محدوده معناداری باشد به عنوان چرخه‌های معنادار تلقی می‌شوند (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۵:۲۲۱).

- در گام بعدی، آزمون معناداری طیف انجام گرفت. برای آزمون ابتدا یک فاصله اطمینان (عموما ۹۵ درصد) مشخص می‌شود، هر کدام از طیف‌ها (فرکانس‌ها)ی سری زمانی خارج از فاصله اطمینان باشد آن چرخه‌ها معنادار خواهند بود. بدین منظور از آزمون خی دو استفاده می‌شود. درجه آزادی این آزمون از رابطه ۷ به دست می‌آید:

$$df = \frac{2n-q}{2} \quad (۷)$$

سپس روند داده‌ها و مقدار معناداری آنها با آزمون ناپارامتری تخمین‌گر شیب سن^۱ برای توزیع غیرنرمال سری‌های زمانی ابرناکی در سطح اطمینان ۹۵ درصد انجام گرفت که روابط آن به قرار زیر است:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad (۲)$$

(۳)

$$Q = \begin{cases} Q \left[\frac{n+1}{2} \right] \rightarrow \text{if } n \text{ is odd} \\ \frac{Q[n/2] + Q[(n+2)/2]}{2} \rightarrow \text{if } n \text{ is even} \end{cases}$$

که در آن، x_j و x_k مقادیر داده‌ها در زمان‌های j و k ($j > k$) را نشان می‌دهد (Silva et al., 2015:1210). نتایج روابط ۲-۳ در جدول شماره ۲ ذکر شده است. در مرحله بعد جهت بررسی رفتار سری زمانی ایستگاه‌های مورد مطالعه و نوسانات مربوط به آنها تکنیک تحلیل طیفی به کار گرفته شد. در این روش با محاسبه مقدار احتمال و واریانس مقادیر، چرخه‌های معنادار ابرناکی و دوره‌های بازگشت آنها استخراج شد. چرخه‌ها (نوسان‌های) یک گروه زمانی از داده‌ها را می‌توان به وسیله روش تحلیل طیفی استخراج کرد و نشان داد که چرخه‌ها با چه دوره بازگشتی و یا با چه احتمالی بیشترین نقش را دارند (خسروی و همکاران، ۱۳۹۷:۳).

- گام اول در برآورد تکنیک تحلیل طیفی تبدیل سری زمانی از قلمرو زمانی به قلمرو فرکانسی (تبدیل‌های فوریه^۲) است:

(۴)

$$a_i = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^q x_i \cos \frac{2\pi f_i t}{n} \rightarrow \text{if } n \text{ is odd} \rightarrow q = \frac{n-1}{2} \quad (۵)$$

$$b_i = \frac{2}{n} \sum_{i=1}^q x_i \sin \frac{2\pi f_i t}{n} \rightarrow \text{if } n \text{ is even} \rightarrow q = \frac{n}{2}$$

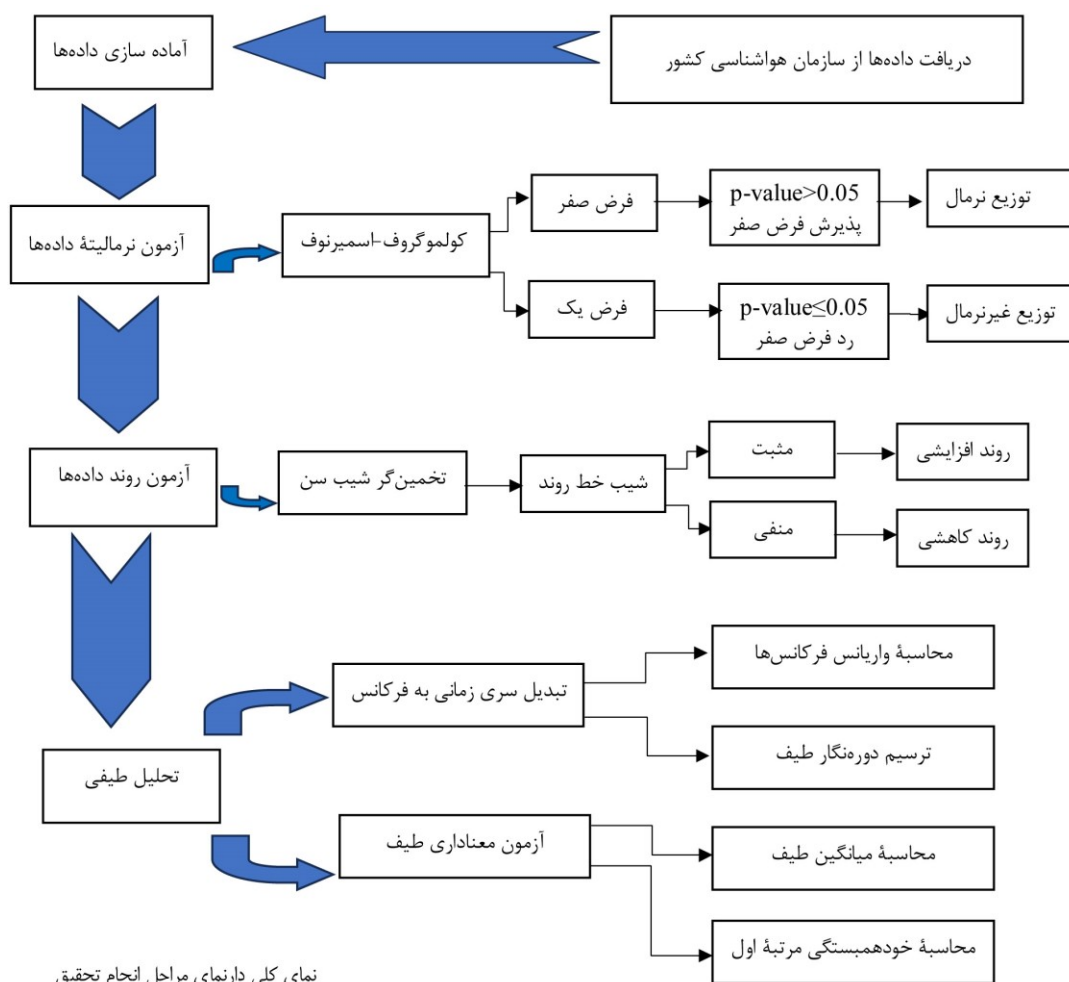
با این درجه آزادی و با یک سطح اطمینان ۹۵ درصد با استفاده از مقادیر جدول خی دو، سطح معناداری با استفاده از رابطه ۸ محاسبه می‌شود:

$$sig\hat{I}(f) = \frac{x^z}{df} \times \hat{I}(f) \quad (8)$$

برای چرخه‌هایی که در آنها مقدار واریانس

باشد، $I(f) > \hat{I}(f)$ باشد، چرخه، معنادار خواهد بود (میرموسوی و تاران، ۱۴۰۰:۲۴۹).

با ترسیم برآورد هر طیف $I(f_i)$ مقدار فرض صفر و فاصله اطمینان مربوطه می‌توان دریافت که طیف در سطح اعتماد مورد نظر و در بسامد مربوط معنادار است یا خیر (رمضانی‌پور، ۱۳۹۵:۶۵).



نمای کلی دارنمای مراحل انجام تحقیق

در نهایت، خودهمبستگی مرتبۀ اول^۱ برای سری زمانی مشاهدات، محاسبه شد. برای بیان اینکه نوسانات در چه بسامدی بیشترین نمود را دارند و کدام یک از همسازها بیشترین سهم واریانس را داشته‌اند، تابع خودهمبستگی مرتبۀ اول برای سری زمانی داده‌ها پیشنهاد شده است (Mitchell et al., 1966:58). اگر خودهمبستگی مرتبه از لحاظ آماری تفاوت معناداری

با صفر نداشته باشد، باید سری بدون روند (نوفه^۲ سفید) در نظر گرفته شود (عساکره، ۱۳۸۸:۴۲). چنانچه خودهمبستگی بزرگتر از صفر باشد، آنگاه طیف یک فرایند نوفه قرمز خواهد بود و اگر خودهمبستگی کوچکتر از صفر باشد، طیف به صورت یک نوفه آبی است (ستوده، ۱۳۹۳:۷۷).

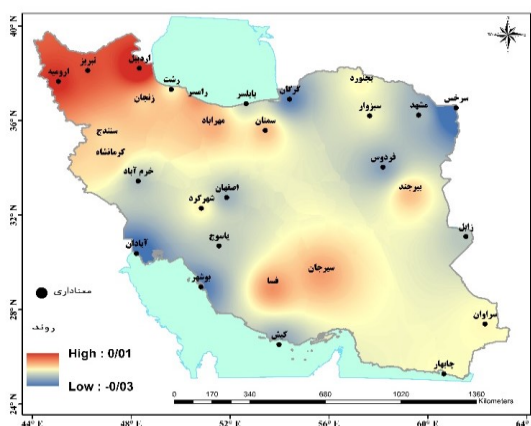
نتایج و بحث

آزمون داده‌ها و تعیین روند در مقیاس سالانه: در پژوهش حاضر ابتدا به منظور بررسی رفتار سری زمانی داده‌ها با توجه به نوع آنها (گسسته)، آزمون ناپارامتری کولموگروف-اسمیرنوف بر روی مقادیر ابرناکی ایستگاه‌های مورد مطالعه انجام گرفت. نتایج (جدول ۲) نشان داد تمامی ایستگاه‌ها مطابق آزمون کولموگروف-اسمیرنوف فاقد توزیع نرمال هستند و از این رو جهت آشکارسازی روند داده‌ها از روش ناپارامتری تخمین گر شیب سن استفاده گردید. نتایج بکارگیری روش تخمین گر شیب سن حاکی از روند کاهشی معنادار در ۱۶ ایستگاه و روند افزایشی معنادار

در ۳ ایستگاه است، در سایر ایستگاه‌ها روند معناداری مشاهده نگردید (شکل ۲). نتایج حاصل از مطالعات مشابهی که توسط (احمدی و همکاران، ۱۳۹۷:۲۳۷؛ رئیس‌پور و رزمی، ۱۳۹۹:۲۵۷) بر روی ابرناکی ایران انجام گرفت، به خوبی نتایج حاصل از این تحقیق را تایید می‌نماید. ایستگاه‌های اردبیل (۰/۰۱)، ارومیه (۰/۰۵) و تبریز (۰/۰۲) روندی هر چند جزئی اما افزایشی معناداری را طی دوره مورد مطالعه تجربه کرده‌اند. این امر علاوه بر تاثیرپذیری از عوامل محلی و همرفتی، می‌تواند به دلیل منطبق بودن این نواحی بر مسیر اصلی سامانه‌های همدیدی باشد.

جدول ۲: نتایج آماری آزمون کولموگروف-اسمیرنوف (KS) و روند ابرناکی سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه (سطح اطمینان ۹۵٪) (___ : غیرنرمال)

ایستگاه	آزمون KS	P-Value (Ks)	تخمین گر شیب سن	P-Value (Sen)	ایستگاه	آزمون KS	P-Value (Ks)	تخمین گر شیب سن	P-Value (Sen)
آبادان	---	۰	روند کاهشی	۰	ارومیه	---	۰	روند افزایشی	۰
اردبیل	---	۰	روند افزایشی	۰/۵۴	رامسر	---	۰	فاقد روند	۰/۵۴
بابلسر	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۳	رشت	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۳
بیرجند	---	۰	فاقد روند	۰/۰۳	سبزوار	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۳
بجنورد	---	۰	فاقد روند	۰/۱۶	سنندج	---	۰	فاقد روند	۰/۱۶
بوشهر	---	۰	روند کاهشی	۰	سرخس	---	۰	روند کاهشی	۰
چابهار	---	۰	فاقد روند	۰/۰۶	سراوان	---	۰	فاقد روند	۰/۰۶
اصفهان	---	۰	روند کاهشی	۰	سمنان	---	۰	روند کاهشی	۰
فسا	---	۰	فاقد روند	۰/۵۸	شهرکرد	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۱
فردوس	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۰۲	سیرجان	---	۰	فاقد روند	۰/۴۳
گرگان	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۰۱	تبریز	---	۰	روند افزایشی	۰
کرمانشاه	---	۰	فاقد روند	۰/۳۵	مهرآباد	---	۰	فاقد روند	۰/۴۸
خرم‌آباد	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۰۱	یاسوج	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۰۱
کیش	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۰۱	زابل	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۰۲
مشهد	---	۰	روند کاهشی	۰/۰۰۲	زنجان	---	۰	فاقد روند	۰/۱۳



محلی هستند؛ بدین صورت که از یک‌طرف در دوره گرم سال با آغاز فعالیت پرفشار جنب‌حاره‌ای و با شکل‌گیری جو پایدار در ایران، در سطح زمین با شکل‌گیری مرکز پرفشار و گسترش زبانه‌های آن تا شمال دریای خزر باعث تغییر جهت جریان هوا از شمال به جنوب دریای خزر می‌شود و از طرفی دیگر به دلیل موقعیت خاص منطقه و وجود کوهستان البرز به واسطه صعود اوروگرافیکی باعث انتشار رطوبت به پیرامون و تشکیل ابر می‌گردند (راشدی و همکاران، ۱۴۰۱:۲۳۵). سپس بیشترین مقدار واریانس مربوط به ایستگاه‌های واقع در غرب و شمال‌غرب کشور همچون اردبیل، ارومیه، تبریز، زنجان، کرمانشاه و خرم‌آباد بوده است؛ این مناطق علاوه بر تنوع ارتفاعی و عرض جغرافیایی و دوری و نزدیکی به منابع رطوبتی (حنفی، ۱۴۰۱:۱۴۸) بیشتر متاثر از عوامل بیرونی و سامانه‌های سینوپتیکی بویژه سامانه‌های مدیترانه‌ای (عساکره و همکاران، ۱۴۰۰:۱۰۱) هستند. ایستگاه‌های واقع در جنوب، جنوب‌غرب، شرق، جنوب‌شرق و شمال‌شرق کشور کمترین مقدار نوسانات را داشته‌اند.

سپس به منظور نمایش تغییرات طیف و نمایش چرخه‌های معنادار، نمودار دوره‌نگار هر یک از ایستگاه‌ها (شکل ۳) ترسیم گردید؛ با توجه به نمودارها مشاهده می‌گردد که با وجود غالب بودن چرخه‌های کوتاه‌مدت، گاهی چرخه‌های میان‌مدت و بلندمدت نیز به چشم می‌خورد از جمله ایستگاه رامسر علاوه بر یک چرخه کوتاه‌مدت ۲ ساله دارای یک چرخه ۱۰ ساله نیز می‌باشد و یا در شمال‌غرب ایستگاه‌های اردبیل، ارومیه و مهرآباد تهران با وجود چرخه‌های کوتاه‌مدت دارای یک چرخه بلندمدت برابر با طول دوره آماری مورد بررسی هستند؛ در واقع این ایستگاه‌ها با دوره بازگشت‌های طولانی، احتمال وقوع چرخه‌های معنادار در آنها بسیار اندک است. از طرفی در این ایستگاه‌ها اولین چرخه معنادار، همساز اول بوده است؛ این بدان معناست که این ایستگاه‌ها دوره بازگشتی برابر با طول دوره آماری دارند. معناداری همساز اول حاکی از وجود روند در داده‌هاست (سلیقه و همکاران، ۱۳۹۴:۲۵۸)

تحلیل طیفی: به منظور بررسی رفتارهای پنهان و آشکار سری زمانی، با اعمال روش تحلیل طیفی، چرخه‌های معنادار سالانه استخراج و به تحلیل آن‌ها پرداخته شد. نتایج (جدول ۳) نشان داد پرتکرارترین چرخه در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه چرخه ۱۴ بوده که به تعداد ۱۱ بار تکرار شده و دارای دوره بازگشتی معادل ۲/۲ سال است؛ بنابراین چون این مقادیر حول میانگین نمود پیدا می‌کنند پس احتمال دارد هر ۲/۲ سال، میانگین ابرناکی سالانه در بیشتر مناطق کشور اتفاق بیفتد. بعد از آن، پرتکرارترین چرخه، چرخه‌های ۱۲ و ۶ بوده که به ترتیب دارای دوره بازگشتی معادل ۲/۵ و ۵ ساله هستند. به لحاظ مقدار واریانس هر یک از چرخه‌ها، ایستگاه‌های سرخس و سبزووار (۰/۶) دارای بالاترین میزان تغییرپذیری بوده‌اند. به نظر می‌رسد عواملی از قبیل ارتفاع پایین ایستگاه سرخس نسبت به نواحی پیرامونی (۲۷۸ متر از سطح دریا)، همجواری آن با ارتفاعات قابل ملاحظه کپه‌داغ، تاثیرپذیری آن از توده‌های آب و هوایی سیبری و مجاورت آن با صحرای ترکمنستان از دلایل تغییرات بالای ایستگاه سرخس در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه باشد. ایستگاه سبزووار نیز علیرغم استقرار آن در عرض جغرافیایی بالا بدلیل واقع شدن آن در زیر منطقه واگرایی سطح بالا و گسترش پرفشار سیبری و ایجاد جریان بر روی دریای خزر و انتقال رطوبت به منطقه (زمانی و همکاران، ۱۳۹۱:۹) دارای بیشترین مقدار تغییرات بوده است. همچنین ایستگاه سبزووار تنها ایستگاهی است که در بین تمام ایستگاه‌های مورد مطالعه در همساز دوم معنادار بوده است و دارای دوره بازگشتی معادل ۱۵/۵ ساله است؛ که این امر می‌تواند در نتیجه دخالت شرایط محیطی و عوامل محلی در این منطقه (عساکره و همکاران، ۱۳۹۳:۲۵) باشد. بعد از این نواحی، مناطق واقع در شمال کشور از جمله ایستگاه‌های رشت، رامسر، بابل و گرگان (۰/۵) دارای بیشترین مقدار واریانس بوده‌اند؛ چرا که ابرهای خزری که بیشینه آنها در فصول تابستان و پاییز می‌باشند و تحت شرایط محیطی مختص سواحل شمالی کشور شکل می‌گیرند هم متاثر از عوامل بیرونی و هم تحت تاثیر عوامل

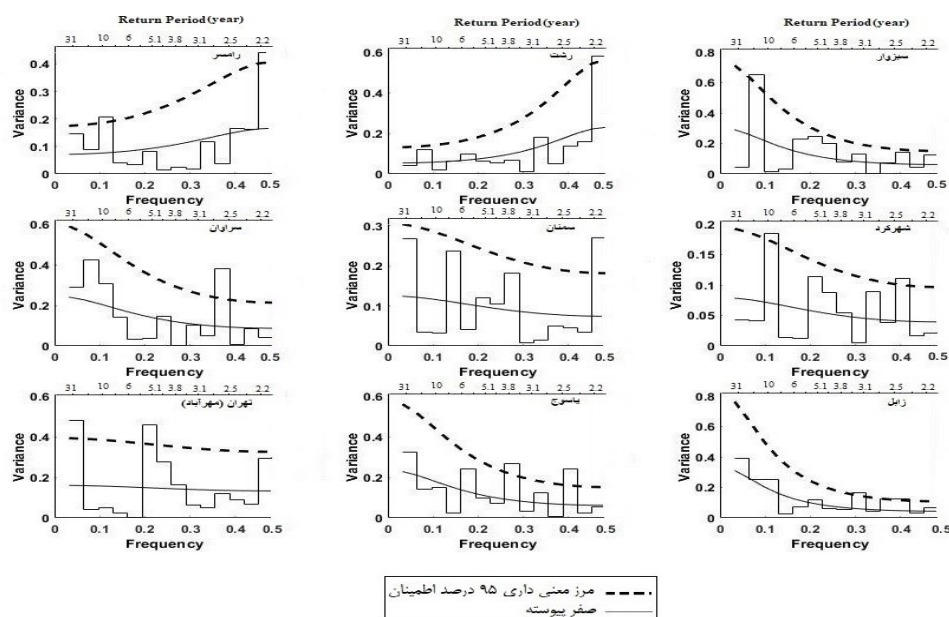
جدول ۳: مشخصات آماری چرخه‌های ابرناکی سالانه ایستگاه‌های مطالعاتی طی دوره آماری ۲۰۲۱-۱۹۹۱ (سطح اطمینان ۹۵٪)

نام ایستگاه	شماره چرخه معنادار	احتمال	دوره بازگشت	واریانس
آبادان	۸	۰/۲۵۸۱	۳/۸	۰/۲۲۴۹
	۱۰	۰/۳۲۲۶	۳/۱	۰/۱۴۵۶
	۱۲	۰/۳۸۷۱	۲/۵	۰/۲۱۲۳
اردبیل	۱	۰/۰۳۲۳	۳۰/۹	۰/۴۷۴۱
	۸	۰/۲۵۸۱	۳/۸	۰/۴۲۵۷
	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۵۴۹۶
بابلسر	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۵۸۴۰
بیرجند	۰	۰	۰	۰
بجنورد	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۳۸۸۵
بوشهر	۱۱	۰/۳۵۴۸	۲/۸	۰/۱۸۳۰
چابهار	۱۱	۰/۳۵۴۸	۲/۸	۰/۲۵۴۴
اصفهان	۰	۰	۰	۰
فسا	۱۲	۰/۳۸۷۱	۲/۵	۰/۱۴۱۶
فردوس	۶	۰/۱۹۳۵	۵/۱	۰/۳۳۰۹
گرگان	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۴۳۴۶
کرمانشاه	۶	۰/۱۹۳۵	۵/۱	۰/۴۴۱۱
	۷	۰/۲۲۵۸	۴/۴	۰/۳۳۴۰
	۶	۰/۱۹۳۵	۵/۱	۰/۴۱۰۸
خرم آباد	۷	۰/۲۲۵۸	۴/۴	۰/۳۱۵۹
کیش	۰	۰	۰	۰
مشهد	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۲۰۵۴
ارومیه	۱	۰/۰۳۲۳	۳۰/۹	۰/۳۲۱۱
	۷	۰/۲۲۵۸	۴/۴	۰/۳۸۰۷
	۳	۰/۰۹۶۸	۱۰/۳	۰/۲۰۷۵
رامسر	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۴۴۲۸
	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۵۷۹۸
رشت	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۵۷۹۸
سبزوار	۲	۰/۰۶۴۵	۱۵/۵	۰/۶۵۴۳
سنندج	۰	۰	۰	۰
سرخس	۵	۰/۱۶۱۳	۶/۱	۰/۷۷۹۸
	۶	۰/۱۹۳۵	۵/۱	۰/۶۵۶۲
	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۲۷۲۹
سراوان	۱۱	۰/۳۵۴۸	۲/۸	۰/۳۸۰۷
سمنان	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۲۶۸۷
شهرکرد	۳	۰/۰۹۶۸	۱۰/۳	۰/۱۸۴۵
	۱۲	۰/۳۸۷۱	۲/۵	۰/۱۱۰۹
سیرجان	۰	۰	۰	۰
تبریز	۷	۰/۲۲۵۸	۴/۴	۰/۳۱۵۸
	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۲۹۶۷
	۱	۰/۰۳۲۳	۳۰/۹	۰/۴۸۱۳
تهران (مهرآباد)	۶	۰/۱۹۳۵	۵/۱	۰/۴۵۹۳
	۸	۰/۲۵۸۱	۳/۸	۰/۲۶۶۳
ياسوج	۱۲	۰/۳۸۷۱	۲/۵	۰/۲۴۳۲
	۹	۰/۲۹۰۳	۳/۴	۰/۱۶۲۶
زابل	۱۲	۰/۳۸۷۱	۲/۵	۰/۱۲۳۸
	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۵۰۰۴
زنجان	۱۴	۰/۴۵۱۶	۲/۲	۰/۵۰۰۴

بلندمدت است. در بیشتر ایستگاه‌ها چرخه‌های کوتاه‌مدت ۵-۲ ساله قابل توجه است که احتمال دارد این چرخه‌ها با چرخه‌های شاخص‌هایی مانند شاخص نوسان اطلس شمالی (NAO)، شاخص نوسان قطبی (AO) و شاخص انسو (ENSO) (شاهبایی کوتنایی و همکاران، ۱۳۹۷:۴۰۷) در ارتباط باشد. چنانچه رضایی و قویدل‌رحیمی (۱۳۹۵) نیز تغییرات ابرناکی زمستانه ایران را در نتیجه اثر الگوهای نوسان اطلس شمالی و مدیترانه دانسته‌اند. اما آنچه که به وضوح آشکار است غالب بودن دوره‌های بازگشت دوسالانه است؛ از آنجایی که دورپیوندها روابط احتمالاتی دارند و این دوره بازگشت‌ها در دورپیوندها هم وجود دارند پس احتمال دارد با دوره بازگشت‌های دوسالانه ابرناکی در منطقه مورد مطالعه تقارن داشته باشند.

در مجموع چرخه‌های ۵-۲ ساله با احتمال رخداد ۳۲ درصد و چرخه‌های بالای ۱۰ سال با احتمال ۶ درصد اتفاق می‌افتند. در نهایت در ایستگاه‌هایی همچون بیرجند، اصفهان، کیش، سنندج و سیرجان نیز واریانس طیف‌ها در تمام همسازها به صورت نسبتاً برابر توزیع شده است و لذا هیچ گونه چرخه معناداری در این ایستگاه‌ها مشاهده نگردید.

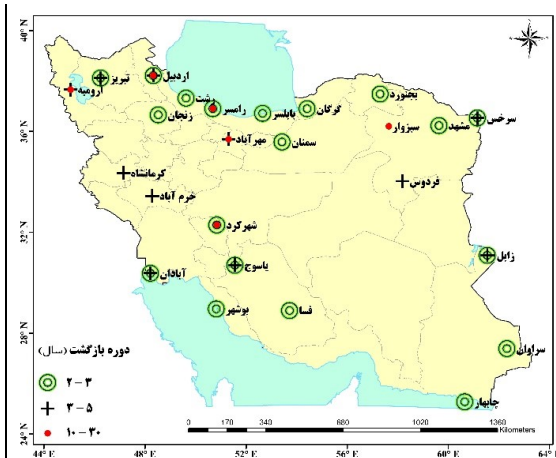
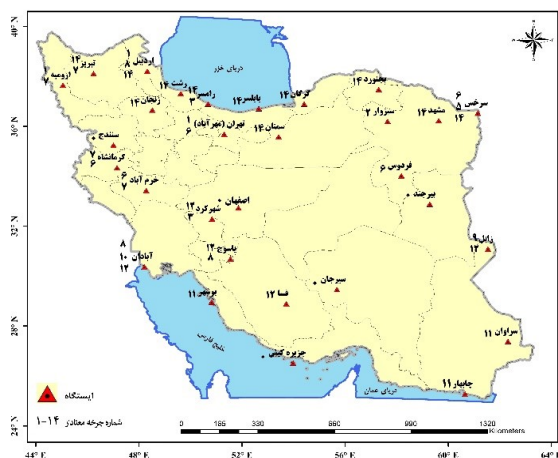
در نتیجه در هر سه ایستگاه چرخه‌های ابرناکی، معنادار بوده و تصادفی نمی‌باشند. از آنجایی که نوسان رفتاری است که حداقل یک چرخه در سری زمانی ایجاد می‌کند (عساکره، ۱۳۹۶:۷۴) لذا ایستگاه‌هایی همچون اردبیل، ارومیه و مهرآباد تهران که دارای بیشترین تعداد چرخه‌ها بوده‌اند بنابراین نوسانات بیشتری را در طول سری زمانی مورد مطالعه تجربه کرده‌اند. از طرفی همساز چهاردهم با چرخه‌ای ۲ ساله بیشترین مقدار فرکانس را نسبت به سایر همسازها دارد. این چرخه که دارای دوره بازگشتی معادل ۲/۲ سال است بدان معناست که احتمال دارد هر ۲/۲ سال، میانگین ابرناکی سالانه در بیشتر مناطق کشور اتفاق بیفتد. همچنین فراوانی همساز چهاردهم و بعد از آن همساز دوازدهم در بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه قابل توجه است؛ این همسازها که دارای دوره بازگشتی ۳-۲ ساله هستند و همچنین همساز ششم با دوره بازگشتی ۵ ساله نشان می‌دهند که در بخش‌های زیادی از کشور چرخه‌های ابرناکی با فراوانی بیشتری تکرار می‌شوند. به طور کلی می‌توان گفت که طیف وسیعی از چرخه‌های معنادار با دوره‌های بازگشت مختلف بر ابرناکی ایران حاکم است چنان‌که احتمال وقوع چرخه‌های کوتاه‌مدت بسیار بیشتر از چرخه‌های



شکل ۳: دوره‌نگار طیف و مرز معناداری آن برای میانگین ابرناکی سالانه چند نمونه از ایستگاه‌های ینوپتیک مورد مطالعه (۱۹۹۱-۲۰۲۱)

معنادار آنها (شکل ۴) بررسی شد که طی آن ایستگاه‌های دارای یک چرخه معنادار دارای بالاترین فراوانی و بیشتر در مناطق جنوب، مرکز، شرق و شمال شرق کشور دیده می‌شود و ایستگاه‌های چندچرخه‌ای با فراوانی کمتر در مناطق شمال، شمال غرب و جنوب غرب کشور پراکنده‌اند. از آنجایی که چرخه‌ها بیانگر نوسانات هستند (عساکره، ۱۳۹۶: ۷۵) و از آنجایی که مناطق جنوبی و شرقی کشور برخلاف مناطق شمالی و غربی تاثیرپذیری کمتری از سامانه‌های بیرونی سینوپتیکی دارند لذا تعداد و تنوع چرخه‌ها نیز در این مناطق کمتر است؛ در واقع می‌توان گفت در مناطق شمالی و غربی کشور، عواملی از قبیل وجود رطوبت بالا، سامانه‌های عرض‌های شمالی و جریان بادهای غربی (شجاعی مقدم و همکاران، ۱۳۹۷: ۲۴۸)، همجواری با منابع رطوبتی (خزر و مدیترانه) و عوامل محلی از قبیل ناهمواری‌های قابل ملاحظه (البرز و زاگرس) به همراه پوشش گیاهی این نواحی، بر تعداد و تنوع چرخه‌ها افزوده است. در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، تعداد ۵ ایستگاه شامل ایستگاه‌های بیرجند، اصفهان، جزیره کیش، سنندج و سیرجان فاقد هرگونه چرخه معنادار و ایستگاه‌های آبادان، اردبیل و سرخس هر کدام با ۳ چرخه معنادار، بیشترین چرخه معنادار را در سطح اطمینان ۹۵ درصد به خود اختصاص داده‌اند. از سویی دیگر چرخه ۱۴ به عنوان پرتکرارترین چرخه معنادار به صورت نواری از شمال غرب تا شمال شرق و سپس چرخه ۱۲ از جنوب غرب تا جنوب شرق و چرخه ۶ از غرب تا شرق کشور گسترده شده است.

پس از بررسی نمودارهای دوره‌نگار، خودهمبستگی مرتبه اول برای سری زمانی مورد بررسی، محاسبه گردید. در واقع برای بیان اینکه هر همساز دارای چه دوره بازگشتی است و در چه فرکانس و واریانس بیشتری سهم را دارد به بررسی همسازهای معنادار پرداخته شد. از آنجایی که در نوبه سفید هیچ همساز معناداری وجود ندارد لذا نوسانات موجود در این نوبه معنادار نمی‌باشند و به عبارتی بیانگر تصادفی بودن آن است. بر این اساس ایستگاه‌های فاقد چرخه معنادار یعنی ایستگاه‌های بیرجند، اصفهان، کیش، سنندج و سیرجان در ردیف ایستگاه‌های با نوبه سفید قرار می‌گیرند. در نوبه قرمز چون نوسانات در بازه زمانی طولانی صورت می‌گیرند پس این نوع نوبه در فرکانس (بسامد)های کم رخ داده و دارای دوره بازگشتی بلندمدت می‌باشد و برعکس، نوبه آبی در فرکانس (بسامد)های بالا اتفاق می‌افتد و دارای دوره بازگشتی کوتاه مدت است؛ بنابراین می‌توان گفت که در تمام ایستگاه‌های مورد مطالعه (بجز ایستگاه‌هایی که فاقد چرخه معنادار بودند) هم نوبه‌های آبی و هم نوبه‌های قرمز وجود دارند و از آنجایی که سهم واریانس به طور قابل ملاحظه‌ای در آنها زیاد است پس در بیشتر آنها گرایش به سمت نوبه‌های قرمز بیشتر است. همچنین ایستگاه‌هایی که در همساز اول معنادارند چون همساز اول به تنهایی سهم بزرگی از واریانس را توجیه می‌کند لذا با قطعیت بیشتری می‌توان این ایستگاه‌ها را در ردیف ایستگاه‌های با نوبه قرمز قرار داد. به لحاظ توزیع فضایی، پراکندگی ایستگاه‌ها به لحاظ تعداد چرخه‌های



شکل ۴: چرخه‌های معنادار ایستگاه‌های سینوپتیکی مورد مطالعه (۲۰۲۱-۱۹۹۱)

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر با هدف بررسی و تحلیل چرخه‌های ابرناکی در ایران به منظور درک تغییرات این پدیده در طی سه دهه اخیر انجام گرفت. نتایج نشان داد که بطور کلی میزان ابرناکی در ایران از روند کاهشی معناداری برخوردار است به نحوی که بیش از نیمی از ایستگاه‌های مورد مطالعه از چنین روندی برخوردار بودند. از نظر پراکنش جغرافیایی به استثنای منطقه شمال غرب ایران که سه ایستگاه تبریز، ارومیه و اردبیل دارای روند افزایشی معناداری بودند سایر ایستگاه‌ها در نقاط مختلف کشور دارای روند کاهشی هستند. در این زمینه نتایج حاصل از این پژوهش همسو با پژوهش‌های احمدی و همکاران (۱۳۹۷) و رسولی و همکاران (۱۳۹۲) می‌باشد. بررسی دلایل علمی چنین تغییراتی، به دلیل تنوع جغرافیایی ایران از یک طرف و دخالت عوامل متعدد در پدیده ابرناکی از طرف دیگر، به ندرت انجام شده است. در این راستا برخی از پژوهشگران نظیر غلامی و همکاران (۱۴۰۲) معتقدند که در تغییرات روند ابرناکی در ایران نقش توده‌های هوا نظیر توده‌های هوای کم‌فشار غربی و موسمی بسیار پررنگ است. نتایج پژوهش‌های براتی و همکاران (۱۳۹۶) نیز نشان داد که روند تغییرات ابرناکی می‌تواند ناشی از اثرات گرمایش جهانی مخصوصاً بالا رفتن دمای شبانه باشد. قاسمی‌فر و همکاران (۱۳۹۷) نیز وجود تغییرات در روند ابرناکی را به عواملی همچون عرض جغرافیایی، پوشش گیاهی و سامانه‌های کم‌فشار موسمی نسبت داده‌اند. بنابراین می‌توان چنین استنباط نمود که موضوع ابرناکی و روند تغییرات آن به دلیل تاثیرگذاری عوامل متعدد در آن، بسیار پیچیده و چند وجهی است و لازم است مناطق مختلف ایران متناسب با ویژگی‌های جغرافیایی و محیطی مربوط به خود بصورت دقیق مورد مطالعه قرار گیرد تا دلایل اصلی تاثیرگذار بر تغییرات ابرناکی در آن شناسایی شود. در پژوهش حاضر به منظور پاسخ به این سوال که آیا روند تغییرات ابرناکی در ایران از الگوهای بزرگ‌مقیاس جوی تبعیت می‌کند و یا بخشی از این تغییرات ناشی از رفتار خود پدیده در چرخه‌های

زمانی قابل تکرار است، نسبت به تحلیل رفتار سری‌های زمانی ابرناکی از نظر الگوهای پنهان در آن از طریق بررسی سری‌های همساز اقدام گردید و بر اساس آن مشخص گردید در سری‌های زمانی مورد بررسی چرخه‌های ۳-۲، ۵-۳، ۱۰-۵ ساله و چرخه‌های بالاتر از ۱۰ سال در سطح اطمینان ۹۵ درصد برقرار است. چرخه‌های ۲ ساله دارای بالاترین فراوانی چرخه‌های معنادار بودند و می‌توان این چرخه‌ها را نوساناتی معنادار تلقی کرد. از میان تعداد ۳۰ ایستگاه مورد مطالعه، ۲۵ ایستگاه دارای تغییرات معنادار و تعداد ۵ ایستگاه فاقد چرخه معنادار بودند. به لحاظ توزیع فضایی، بیشترین فراوانی چرخه‌های معنادار در قسمت‌های شمال، غرب، شمال غرب و جنوب غرب کشور هستند. بنابراین می‌توان چنین استنباط نمود که علاوه بر تاثیرپذیری این نواحی از الگوهای بزرگ‌مقیاس، عوامل محلی و شرایط منطقه‌ای نیز در این امر می‌توانند موثر باشند. به عنوان نمونه تغییرات در میزان گرد و غبار و ذرات معلق در هوا در مناطق غربی و جنوب غربی ایران می‌تواند میزان ابرناکی را تحت تاثیر قرار دهد. در این راستا آندرا و همکاران (۲۰۰۴) رابطه بین ذرات معلق در هوا و ابرناکی و بارش را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که غلظت بالای ذرات معلق در هوا می‌تواند موجب کاهش ابرناکی و نهایتاً کم شدن بارش شود. یا وجود روند کاهش معنادار در ابرناکی برخی از ایستگاه‌های شمالی ایران نظیر رشت می‌تواند ناشی از افزایش تغییرات کاربری زمین و تخریب جنگل‌ها باشد. چنانکه نتایج تحقیقات بونان (۲۰۰۸) نشان داد که جنگل‌ها از طریق تبخیر و تعرق نقش مهمی در چرخه آب دارند و مقادیر قابل توجهی از رطوبت را در جو آزاد می‌کنند. جنگل‌زدایی این منبع رطوبت را کاهش داده و منجر به هوای خشک‌تر گردیده و تشکیل ابرهای بالقوه، کمتر می‌شود، به ویژه برای ابرهای سطح پایین که به منابع محلی رطوبت متکی هستند.

بطور کلی نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد که روند ابرناکی در بخش وسیعی از کشور دارای روند

تغییرات ابرناکی در ایران می‌توان به بررسی نقش عوامل متعدد محلی و منطقه‌ای بر اساس نواحی مختلف جغرافیایی نسبت داد. پیشنهاد می‌گردد پژوهشگران به این موضوع به عنوان یک چالش مهم توجه ویژه‌ای نمایند.

کاهش معناداری است و نتایج حاصل از تحلیل طیفی وجود چرخه‌های معنادار را در توالی‌های زمانی مختلف تایید کرد. بنابراین مشخص گردید در کنار عوامل جهانی و سیستم‌های جوی موثر در اقلیم ایران، وجود نقش عوامل محلی و جغرافیایی نیز بایستی مورد توجه قرار گیرد. مهم‌ترین خلاء پژوهشی را در زمینه

منابع

۱. احمدی، محمود؛ احمدی، حمزه؛ داداشی رودباری، عباسعلی. (۱۳۹۷). واکاوی روند تغییرات فضایی ابرناکی سالانه و فصلی در ایران، مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۷، ش ۱۵، ۲۳۷-۲۵۴.
۲. احمدی، امید؛ علمداری، پریسا؛ ثروتی، مسلم؛ خوش‌زمان، تورج؛ شاهبایی کوتنایی، علی. (۱۳۹۸). بررسی و تحلیل دوره‌های بازگشت دما و بارش با استفاده از تحلیل طیفی و تاثیر آن بر مدیریت اراضی (مطالعه موردی: خدا آفرین آذربایجان شرقی)، علوم آب و خاک، سال ۲۳، ش ۱، ۲۲۳-۲۳۴.
۳. احمدی، محمود؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ نصیری خوزانی، بهناز؛ اکبری ازیرانی، طیبه. (۱۳۹۹). وردایی فصلی ابرهای مایع در گستره ایران مبتنی بر داده‌های سنجنده MODIS ماهواره TERRA، اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، دوره ۲۹، ش ۱۱۳، ۷-۱۹.
۴. انصاری قوجقار، محمد؛ پورغلام آمیجی، مسعود؛ عراقی‌نژاد، شهاب. (۱۳۹۹). بررسی رابطه بین خشکسالی و روند فراوانی طوفان‌های گردوغبار در غرب و جنوب‌غرب کشور، تحقیقات آب و خاک ایران، دوره ۵۱، ش ۱۱، ۲۸۵۲-۲۸۴۰.
۵. براتی، غلامرضا؛ احمدی، محمود؛ میرزایی، ابراهیم؛ پژوه، فرشاد. (۱۳۹۶). تحلیل روابط ابرناکی شبانه و رخداد شب‌های گرم در ایران مرکزی، جغرافیا و پایداری محیط، ش ۲۳، ۱۱-۱.
۶. حنفی، علی. (۱۴۰۱). مطالعه ویژگی‌های اقلیمی شمال غرب کشور بر مبنای تحلیل‌های آماری چندمتغیره، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال ۱۳، ش ۵۰، ۱۳۵-۱۵۰.
۷. خسروی، یونس؛ بلیانی، سعید؛ بیات، علی. (۱۳۹۷). واکاوی زمانی بارش سالانه شهر شیراز با استفاده از تحلیل گروه‌های زمانی، منابع آب، سال ۱۱، ۱-۱۴.
۸. دانشمند، حجت‌اله؛ محمودی، پیمان. (۱۳۹۵). تحلیل طیفی خشکسالی‌های ایران. ژئوفیزیک ایران، ش ۴، ۲۸-۴۷.
۹. راشدی، شهناز؛ جهانبخش اصل، سعید؛ خورشیددوست، علی‌محمد؛ محمدی، غلام‌حسن. (۱۴۰۱). پژوهشی بر ابرهای خزری، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۴، ش ۲، ۲۲۷-۲۴۲.
۱۰. رضایی، محمد؛ قویدل رحیمی، یوسف. (۱۳۹۵). واکاوی اثر الگوهای پیوند از دور نوسان اطلس شمالی و مدیترانه بر تغییرات ابرناکی زمستانه ایران، پژوهش‌های دانش زمین، سال ۷، ش ۲۵، ۱-۱۵.
۱۱. رسولی، علی‌اکبر؛ جهانبخش، سعید؛ قاسمی، احمدرضا. (۱۳۹۲). بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران، تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، ش ۳، ۸۷-۱۰۴.
۱۲. رئیس‌پور، کوهزاد؛ رزمی، رباب. (۱۳۹۹). برآورد ابرناکی در جو ایران با استفاده از فرآورده‌های ابر پرتوسنج طیفی تصویربرداری چندزاویه‌ای (MISR)، تحقیقات منابع آب ایران، سال ۱۶، ش ۳، ۲۵۷-۲۷۱.
۱۳. رضانی‌پور، مهرداد. (۱۳۹۸). آشکارسازی و مقایسه چرخه‌های بارندگی و دبی حوضه‌های ناورود و قلعه رودخان، جغرافیای طبیعی، سال ۱۲، ش ۴۶، ۶۱-۷۳.
۱۴. زمانی، صادق؛ انتظاری، علیرضا؛ عرفانی رحمت‌نیا، عاطفه. (۱۳۹۱). شناسایی الگوهای جوی موثر بر وقوع حداکثر بارش‌های روزانه در مناطق خشک (مطالعه موردی: شهرستان سبزوار)، دومین کنفرانس برنامه‌ریزی و مدیریت محیط زیست، ۱-۱۰.
۱۵. ساری‌صراف، بهروز؛ رستم‌زاده، هاشم؛ دارند، محمد؛ اسکندری، امید. (۱۴۰۰). تحلیل فضایی روند تابش موج بلند خروجی زمین در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۳، ش ۴، ۵۷۳-۵۹۵.

۱۶. ستوده، فاطمه. (۱۳۹۳). تحلیل و مدل‌سازی آماری میانگین دمای سالانه ایستگاه گرگان (۱۹۵۶-۲۰۰۵)، نیوار، ش ۸۷، ۷۳-۸۳.
۱۷. سلیقه، محمد؛ عساکره، حسین؛ ناصرزاده، محمدحسین؛ بلیانی، یدالله. (۱۳۹۴). تحلیل روند و چرخه‌های سری زمانی بارش سالانه حوضه‌های آبریز حله و مند، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال ۱۵، ش ۳۷، ۲۴۵-۲۷۲.
۱۸. شاهبایی کوتابی، علی؛ فرومدی، مجید؛ احمدی، امید. (۱۳۹۷). تحلیل و مقایسه دمای کمینه، بیشینه و بارش استان مازندران (مطالعه موردی: ایستگاه‌های همدید رامسر و بابلسر)، علوم آب و خاک، سال ۲۲، ش ۳، ۳۹۵-۴۰۹.
۱۹. شجاعی مقدم، رحمت‌اله؛ کریمپور، مصطفی؛ نصیری، بهروز؛ طهماسبی‌پور، ناصر. (۱۳۹۷). بررسی و تحلیل چرخه‌ها و الگوی خودهمبستگی فضایی بارش‌های ماهانه ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال ۱۸، ش ۵۱، ۲۳۵-۲۵۱.
۲۰. عساکره، حسین. (۱۳۸۸). تحلیل طیفی سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز، تحقیقات جغرافیایی، ش ۹۴، ۳۳-۵۰.
۲۱. عساکره، حسین. (۱۳۸۸). الگوسازی ARIMA برای میانگین سالانه دمای شهر تبریز، تحقیقات جغرافیایی، ش ۹۲، ۱-۲۲.
۲۲. عساکره، حسین؛ موحدی، سعید؛ سبزی‌پور، علی‌اکبر؛ مسعودیان، ابوالفضل؛ مریانجی، زهره. (۱۳۹۳). اقلیم‌شناسی بارش ایران با استفاده از تحلیل همسازها، تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، ش ۴، ۱۵-۲۶.
۲۳. عساکره، حسین؛ یوسفی‌زاده، رحیم. (۱۳۹۴). بررسی روند و رفتار بارشی شهر شاهرود با استفاده از مدل‌های آماری و تحلیل طیفی، جغرافیا (برنامه‌ریزی منطقه‌ای)، سال ۵، ش ۳، ۵۱-۶۶.
۲۴. عساکره، حسین؛ حسینجانی، لیلا. (۱۳۹۶). واکاوی چرخه‌های دمایی و بارشی سالانه همدید ایستگاه همدید بندر انزلی، اندیشه جغرافیایی، سال ۹، ش ۱۷، ۲۲-۳۸.
۲۵. عساکره، حسین. (۱۳۹۶). مبانی پژوهش در آب و هواشناسی، انتشارات دانشگاه زنجان.
۲۶. عساکره، حسین؛ مسعودیان، ابوالفضل؛ ترکارانی، فاطمه. (۱۴۰۰). تفکیک نقش عوامل درونی و بیرونی در وردایی دهه‌ای بارش سالانه ایران زمین طی چهار دهه اخیر (۱۳۵۵-۱۳۹۴)، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، دوره ۵۳، ش ۱، ۹۱-۱۰۷.
۲۷. علیپور، یوسف؛ بیات، ناصر؛ اصانلو، علی. (۱۴۰۱). آشکارسازی و تحلیل روند دمای ایران در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، دوره ۳۱، ش ۱۲۱، ۱۹۱-۲۰۳.
۲۸. علیجانی، بهلول؛ بیات، علی؛ دوستکامیان، مهدی؛ بلیانی، یدالله. (۱۳۹۵). تحلیل طیفی سری‌های زمانی بارش سالانه ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۰، ش ۵۷، ۲۱۷-۲۳۶.
۲۹. غلامی، آوا؛ میرموسوی، حسین؛ جلالی، مسعود؛ رئیس‌پور، کوهزاد. (۱۴۰۲). تحلیل زمانی-مکانی ابرناکی در ایران، آب و خاک، جلد ۳۷، ش ۴، ۶۲۱-۶۴۱.
۳۰. قاسمی‌فر، الهام؛ فرج‌زاده، منوچهر؛ قویدل رحیمی، یوسف؛ علی‌اکبری بیدختی، عباسعلی. (۱۳۹۷). بررسی تغییرات فضایی زمانی ابرناکی بر پایه ویژگی‌های جغرافیایی و داده‌های سنسور از دور در ایران، فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۴، ش ۱، ۱۰۳-۱۲۶.
۳۱. قائمی، هوشنگ؛ عساکره، حسین؛ رضایی، شیمیا. (۱۳۹۵). تحلیل طیفی میانگین سالانه کم‌فشار دریای سرخ طی دوره ۱۳۳۰-۱۳۸۹، اندیشه جغرافیایی، سال ۸، ش ۱۵، ۱۳۹-۱۵۰.
۳۲. صحرايیان، فاطمه؛ جوانمرد، سهیلا؛ باستان‌فرد، بهاره؛ ثابت‌قدم، سمانه. (۱۳۹۴). بررسی توزیع مکانی و زمانی میزان ابرناکی در منطقه ایران طی دوره آماری (۱۹۸۱-۲۰۱۰)، پنجمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم، تهران، ۱-۱۲.
۳۳. مسعودیان، ابوالفضل. (۱۴۰۱). پایگاه داده شبکه‌ای بارش ایران (اسفزاری نسخه ۳)، جغرافیا و توسعه، ش ۶۹، ۱۱۲-۱۲۷.
۳۴. موسوی بایگی، محمد؛ اشرف، بتول. (۱۳۹۰). شناسایی مناطق با کمترین میزان ابرناکی به منظور پهنه‌بندی نواحی پرتابش کشور، آب و خاک، جلد ۲۵، ش ۳، ۶۶۵-۶۷۵.
۳۵. میرموسوی، حسین؛ تازان، زهرا. (۱۴۰۰). بررسی و تحلیل ارتباط نوسانات گردوغبار با نوسانات دما و بارش غرب و جنوب‌غرب ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۵، ش ۷۷، ۲۴۵-۲۵۹.
۳۶. نصیری، دانش؛ برنا، رضا؛ ظهوریان پردل، منیژه. (۱۴۰۳). آشکارسازی ارتباط ساختار میکروفیزیکی ابرناکی در بارش‌های استان خوزستان با استفاده از

- warming Arctic, Nature Communications, 1-8.
46. Datsieris, G., Blanco, J., Hadas, O., Bony, S., Caballero, R., Kaspi, Y., & Stevens, B. (2022). Minimal recipes for global cloudiness, Geophysical Research Letters, 49, 1-11.
47. Fountoulakis, I., Kosmopoulos, P., Papachristopoulou, K., Raptis, I. P., Mamouri, R.E., Nisantzi, A., Gkikas, A., Witthuhn, J., Bley, S., Moustaka, A., Buehl, J., Seifert, P., Hadjimitsis, D. G., Kontoes, C., Kazadzis, S. (2021). Effects of Aerosols and Clouds on the Levels of Surface Solar Radiation and Solar Energy in Cyprus, Remote sensing, 1-26.
48. Hsiao, W. T., Hwang, Y. T., Chen, Y. J., Kang, S. M. (2022). The Role of Clouds in Shaping Tropical Pacific Response Pattern to Extratropical Thermal Forcing, Geophysical Research Letters, 49, 1-10.
49. Johansson, E., Devasthale, A., L'Ecuyer, T., Ekman, A. M. L., and Tjernström, M. (2015). The vertical structure of cloud radiative heating over the Indian subcontinent during summer monsoon, Atmos. Chem. Phys., 15, 11557-11570.
50. Kejna, M., Uscka-Kowalkowska, J., Kejna, P. (2021). The influence of cloudiness and atmospheric circulation on radiation balance and its components, Theoretical and Applied Climatology, 144, 823-838.
51. Kukulies, J., Chen, D., Wang, M. (2020). Temporal and spatial variations of convection, clouds and precipitation over the Tibetan Plateau from recent satellite observations. Part II: Precipitation climatology derived from global precipitation measurement mission, International Journal of Climatology, 40, 4858-4575.
52. Latif, M. (2011). Uncertainty in climate change projections, Journal of Geochemical Exploration, 110, 1-7.
53. Li, Z., Wang, Y., Guo, J., Zhao, C., Cribb, M. C., Dong, X., Fan, J., Gong, D., Huang, J., Jiang, M., Jiang, Y., Lee, S. S., Li, H., Li, J., Liu, J., Qian, Y., Rosenfeld, D., Shan, S., Sun, Y., Wang, H., Xin, J., Yan, X., Yang, X., Yang, X., MODIS ابر سنجنده، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال ۲۴، ش ۷۲، ۴۸۶-۴۷۱.
۳۷. نظافت، آرزو؛ مریدی، علی؛ گرجی‌زاده، علی؛ یوسفی، حسین. (۱۴۰۰). ارزیابی عملکرد محصولات شبکه‌بندی بارش با در نظر گرفتن شرایط اقلیمی و توپوگرافی در ایران، تحقیقات منابع آب ایران، سال ۱۷، ش ۲، ۶۲-۸۱.
38. Ahmadi, M., Dadashi Roudbari, A., Akbari Azirani, T., and Nasiri Khuzani, B. (2020). Seasonal and annual segregation of liquid water and ice clouds in Iran and their relation to geographic components and precipitation, Theoretical and Applied Climatology, Springer, 1-20.
39. Aldhaif, A.M., Lopez, D.H., Dadashazar, H., Painemal, D., Peters, A.J., and Sorooshian, A. (2021). An Aerosol Climatology and Implications for Clouds at a Remote Marine Site: Case Study Over Bermuda, Journal of Geophysical research: Atmospheres, 126, 1-24.
40. Andreae, M.O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A.A., Frank, G.P., and Longo, K.M. (2004). Smoking rain clouds over the Amazon, Science, 303, 1337-1342.
41. Bartoszek, K., Matuszko, D., Soroka, J. (2020). Relationships between cloudiness, aerosol optical thickness, and sunshine duration in Poland, Atmospheric research, 245:105097, 1-13.
42. Bonan, G. B. (2008). Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests, Science, 320(5882), 1444-1449.
43. Boudala, F. S., Milbrandt, J. A., Isaac, G. A. (2022). Evaluation of CanESM Cloudiness, Cloud Type and Cloud Radiative Forcing Climatologies Using the CALIPSO-GOCCP and CERES Datasets, Remote sensing, 14:3668, 1-32.
44. Campozano, L., Célleri, R., Trachte, K., Bendix, J., Samaniego, E. (2016). Rainfall and Cloud Dynamics in the Andes: A Southern Ecuador Case Study, Advances in Meteorology, 1-16.
45. Cox, C. J., Walden, V. P., Rowe, P. M., Shupe, M. D. (2015). Humidity trends imply increased sensitivity to clouds in a

- H., Di Girolamo, L., Getzewich, B., Guignard, A., Heidinger, A., Maddux, B. C., Menzel, W. P., Minnis, P., Pearl, C., Platnick, S., Poulsen, C., Riedi, J., Sun-Mack, S., Walther, A., Winker, D., Zeng, S., and Zhao, G. (2013). Assessment of Global Cloud Datasets from Satellites: Project and Database Initiated by the GEWEX Radiation Panel, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(7), 1031-1049.
59. Szyga-Pluta, K. (2022). Cloudiness and cloud genera variability at the turn of the 21st century in Poznań (Poland), Vol. 126. No. 1, 109-125.
60. Wilks, D.S. (2019). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Publisher Elsevier. 4th Edition, 1-649.
61. World Meteorological Organization (WMO). (2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, No. 8, 1-681.
62. Yan, Y., Liu, Y., and Lu, J. (2016). Cloud vertical structure, precipitation, and cloud radiative effects over Tibetan Plateau and its neighboring regions, *Journal of Geophysical research: Atmospheres*, 121, 5864-5877.
63. Zhang, J., Zheng, Y., Li, Z., and Xia, X. (2020). A 17-year climatology of temperature inversions above clouds over the ARM SGP site: the roles of cloud radiative effects, *Atmospheric research*, Vol. 237, 1-29.
64. Zhou, W., Ruby Leung, L., Siler, N., and Lu, J. (2023). Future precipitation increases constrained by climatological pattern of cloud effect, *Nature communications*, 14:6363, 1-9.
- Zhang, F., Zheng, Y. (2019). East Asian Study of Tropospheric Aerosols and their Impact on Regional Clouds, Precipitation, and Climate (EAST-AIR CPC), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 13, 13026-13054.
54. Mehta, L., Adam, H.N., Srivastava, S. (2019). Unpacking uncertainty and climate change from 'above' and 'below', *Regional Environment Change*, 19, 1529-1532.
55. Mitchell, J.M., Chairman, Jr., Dzerdzeevskii, B., Flohn, H., Hofmeyr, W. L., Lamb, H. H., Rao, K. N., Wallen, C. C. (1966). *Climatic change*, Technical Note No. 79, Report of Working Group of Commission for Climatology; WMO No. 195 TP 100: Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, 1-79.
56. Schiffer, R.A., and Rossow, W.B. (1983). *The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme*, Vol 64, No 7, 779-784.
57. Silva, R.M., Santos, C. A. G., Moreira, M., Corte-Real, J., Silva, V.C.L., and Medeiros, I.C. (2015). Rainfall and river flow trends using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in the Cobres River basin, *Natural Hazards: Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards*, Springer; International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, vol. 77(2), 1205-1221.
58. Stubenrauch, C.J., Rossow, W.B., Kinne, S., Ackerman, S., Cesana, G., Chepfer,

