

## Temporal and spatial analysis of the cloud cover of the lower level of the atmosphere in the area of Iran

Zeanab Shamohamadi<sup>1</sup>  | Dariush yarahmadi<sup>2</sup>   | Hamid Mirhashemi<sup>3</sup> 

1 -PhD student Climatology, Department of Geography, Lorestan University, Khoramabad, Iran

2 -Associate Professor Climatology, Department of Geography, Lorestan University, Khoramabad, Iran

3- Assiistant Professor Climatology, Department of Geography, Lorestan University, Khoramabad, Iran

### Article Info:

#### Article type:

Research Article

#### history:

**Received:**

2024/2/9

**Received:**

2024/3/19

**Accepted:**

2024/3/29

**Published:**

2024/8/5

#### Keywords:

temporal and spatial changes, cloud cover, regression, trend, coefficient

**A**bstract: The purpose of this research is to investigate the temporal and spatial changes of the low-level cloud cover in Iran. For this purpose, ECMWF ERA5 data with a spatial resolution of  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  was used for the period of 1963-2022. Matlab software was used for statistical and graphical operations. By fitting the linear regression model to the parametric method, the trend of low-level cloud cover in the annual atmosphere was investigated, then the characteristics of the low-level cloud cover of the Iranian atmosphere were investigated using analogs. In the analysis of spatial factors with cloud cover, the role of latitude is more dominant than the influence of other spatial factors. The results obtained from the trend analysis showed that about 99.7% of the country has a negative annual trend with a decrease of -0.003% of cloud cover per year. And only 0.2% of the country has positive rainfall and increasing cloud cover per year. The results of the analysis of the cycles, which were not evident in other studies, indicate different cycles during the statistical period, some of these cycles can be attributed to local factors, and others to the influence of macro-scale atmospheric systems and neighbors, and sometimes a combination of the two. It has caused diversity in creating different cycles of cloud cover (low level) in one place.

**Cite this article:** Shamohamadi, Z. yarahmadi, D. Mirhashemi, H (2024). Temporal and spatial analysis of the cloud cover of the lower level of the atmosphere in the area of Iran. *Climat Chenge and Climat Disasters*, 3(5), 159-184.

© The Author(s).

**Homepage:** [cccd.znu.ac.ir](http://cccd.znu.ac.ir)

**Publisher:** University of Zanjan





## تحلیل زمانی و مکانی پوشش ابر سطح پایین جو در گستره ایران زمین

زینب شامحمدی<sup>۱</sup> | داریوش یاراحمدی<sup>۲</sup> | حمید میرهاشمی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۲. دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۳. استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

### اطلاعات مقاله:

نوع مقاله: پژوهشی

تاریخ‌ها:

دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۲۰

بازنگری: ۱۴۰۲/۱۲/۲۹

پذیرش: ۱۴۰۳/۱/۱۰

انتشار: ۱۴۰۳/۵/۱۵

### واژگان کلیدی:

تغییرات زمانی و مکانی، پوشش ابر، رگرسیون، روند، همساز

**چکیده:** هدف از این تحقیق بررسی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابر سطح پایین جو در ایران است. بدین منظور از داده های ERA5 ECMWF با تفکیک مکانی ۰/۲۵\* از نرم افزار Matlab بهره گرفته شد. با برازش مدل رگرسیون خطی به روش پارامتری، روند پوشش ابری سطح پایین جو سالانه بررسی شد سپس ویژگی های پوشش ابری سطح پایین جو ایران با استفاده از همسازها بررسی شد. در بررسی تحلیل عوامل مکانی با پوشش ابری نقش عرض جغرافیایی غالبتر از تاثیر سایر عوامل مکانی است. نتایج برخاسته از تحلیل روند گویای این مطلب بود که حدود ۹۹/۷ درصد از گستره کشور دارای روند سالانه منفی با کاهش ۰/۰۰۳- درصد پوشش ابر در سال است. و تنها ۰/۲ درصد از وسعت کشور باروند مثبت و افزایشی پوشش ابر در سال همراه است. نتایج حاصل از تحلیل چرخه ها که در مطالعات دیگر مشهود نبود گویای چرخه های مختلف رطوبتی دوره آماری است که برخی از این چرخه ها را می توان به عوامل محلی و بعضی دیگر تحت تاثیر سیستم های کلان مقیاس جوی و همسایگان و گاهی ترکیب این دو سبب تنوع در ایجاد چرخه های متنوع پوشش ابر (سطح پایین) در یک مکان شده است.

**استناد:** شامحمدی، زینب. یاراحمدی، داریوش. میرهاشمی، حمید (۱۴۰۳). تحلیل زمانی و مکانی پوشش ابر سطح پایین جو در گستره ایران زمین. دگرگونی ها و مخاطرات آب و هوایی، ۳(۵)، ۱۵۹-۱۸۴.

© نویسندگان

Homepage: [cccd.znu.ac.ir](http://cccd.znu.ac.ir)

ناشر: دانشگاه زنجان



## مقدمه

هر گونه تغییر در اقلیم می تواند سرآغاز زنجیره ایی از واکنش ها باشد که اثر آن به صورت مستقیم بر فرآیندهای هیدرولوژیک ظاهر می شود (علیزاده؛ ۱۳۸۶). با جدی شدن بحث تغییر اقلیم در دنیا مطالعه پارامترها و عناصر آب و هوایی بصورت گسترده مورد توجه قرار گرفت. در این میان ابرها بعنوان یکی از مهمترین پدیده های آب و هوایی از اهمیت بالایی برخوردار هستند. ابرها هم در بیلان انرژی سطح زمین نقش دارند و هم در رأس چرخه هیدرولوژیکی قرار می گیرند (احمدی و همکاران، ۱۳۹۶). ابرها به عنوان یکی از پیچیده ترین متغیرهای سامانه اقلیم، علاوه بر تغییر در بیلان انرژی، در توزیع زمانی و مکانی بسیاری از متغیرهای اقلیمی نیز موثر هستند (غلامی و همکاران، ۱۴۰۲). همچنین اینکه ابرها تغییرپذیری زمانی و مکانی زیادی دارند و می توانند اقلیم را از طریق روابط پیچیده زیادی تحت تأثیر قرار داده و چرخه آب را درگیر سازند (اسچیفرو و روسو، ۱۹۸۳). تمام ابرها پتانسیل تغییر اقلیم را دارند و هر گونه تغییر در مقدار و پارامترهای آنها

می تواند سرآغاز زنجیره ایی از واکنش ها و تغییرات در توزیع زمانی و مکانی دیگر عناصر آب و هوایی گردد (فلاحی خوشجی و همکاران، ۱۳۹۶). در طی سال های اخیر تغییراتی در پارامترهای مختلف آب و هوایی ایران مشاهده شده است. پوشش ابرناکی یکی از پارامترهای مهم اقلیم ایران می باشد. طی سال های اخیر این پارامترها با توجه به مطالعات داخلی و خارجی دچار تغییرات شده است که در برخی از مناطق روند این تغییرات افزایشی و در برخی مناطق کاهش می باشد. از جمله مطالعات صورت پذیرفته در زمینه تغییر اقلیم بر مولفه های ابرناکی در جهان و ایران می توان به تحقیقات هوزه (۱۹۹۳) و کجنا و همکاران (۲۰۱۲)، در رابطه ابرناکی و تابش خورشیدی، کیبائو و همکاران (۲۰۱۹)، اثر ابرناکی با استفاده از داده های modis، دانسو و همکاران (۲۰۲۰)، ابرناکی و اثر آن در غرب آفریقا را نام برد. از جمله تحقیقات داخلی صورت پذیرفته می توان به پژوهش رسولی و همکاران (۱۳۹۲)، صحراییان و همکاران (۱۳۹۲)، در زمینه توزیع و تغییرات زمانی و مکانی ابرناکی

کشور طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳ روند مثبت و منفی این فاکتور اقلیمی و چرخه های مربوط به آن مورد بررسی قرار گیرد.

## ۱. داده‌ها و روش‌ها

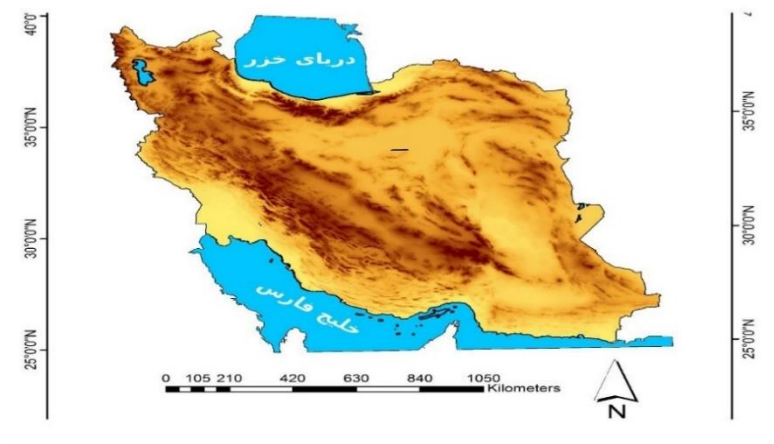
### ۱.۱. منطقه مورد مطالعه

کشور ایران با وسعت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومترمربع در نیمه جنوبی منطقه معتدل شمالی بین ۴۰ - ۲۵ درجه عرض شمالی از خط استوا و طول جغرافیایی ۶۰-۴۰ درجه شرقی از نصف النهار گرینویچ قرار دارد. حدود ۹۰ درصد از خاک کشور در محدوده فلات ایران واقع شده است (علیجانی: ۱۳۸۴). ایران کشوری است ناهموار و ارتفاع میانگین آن از تراز دریا حدود ۱۲۵۰ متر است. با این حال دامنه تغییرات ارتفاع بسیار زیاد است. از کرانه های خزر که ارتفاع آن زیر سطح دریاهای آزاد است تا چکاد دماوند با بیش از ۵۶۰۰ متر از سطح آب آزاد، ارتفاع ایران در تغییر است. تنوع ناهمواری یکی از عوامل تنوع اقلیمی در ایران است؛ به طوری که کمربندهای ارتفاعی مختلف، آب و هوای متفاوتی را تجربه می‌کنند. در این میان باید به

در ایران، حاتمی و موحدی (۱۳۹۶)، ارزیابی درصد پوشش ابری در ایران با استفاده از سنجنده مودیس، فلاحی خوشجی (۱۳۹۶)، فراوانی رخداد و شدت ابرهای باران زا ی سطح پایین جو، احمدی و همکاران (۱۳۹۷)، روند تغییرات و الگوی فضایی در کشور، رئیس پور و رزمی (۱۳۹۹)، توزیع مکانی و برآورد میانگین بلندمدت ابرناکی در مقیاس زمانی فصلی و ماهانه در محدوده جغرافیایی جو، غلامی و همکاران (۱۴۰۲)، تحلیل زمانی و مکانی ابرناکی در ایران را مورد بررسی قرار دادند. در مجموع می توان گفت اگرچه تاکنون مطالعات متعددی بر روی ابر در ایران انجام شده ولی این مطالعات صرفا به بررسی جنبه هایی از ابراز جمله اثرات ابر بر روی تابش، دما یا بارش پرداخته اند و در برخی موارد این مطالعات شامل توضیح و طبقه بندی و بیان مشخصات فیزیکی انواع ابرها و یا بررسی تغییرات زمانی- مکانی ابر بصورت کلی بوده است. در این پژوهش تلاش می شود که با استفاده از نسخه پنجم پایگاه داده ایی ECMWF ERA5 ضمن ارائه روند عمومی پوشش ابر سطح پایین جو در

دریا تا اعماق خشکی می گردد، اما در جنوب به دلیل وجود زمین های هموار رطوبت تا عمق خشکی ها نفوذ می کند. با این وجود در جنوب به دلیل پایداری دینامیک، تزریق رطوبت دریا به جو تنها سبب ایجاد شرایط شرجی می شود. در مقابل، در کرانه های شمالی فراهم بودن عوامل صعود، رطوبت تزریق شده به جو به تشکیل ابر و بارش منجر می شود. بنابراین رطوبت مهم ترین عنصر آب و هوایی ایران به شمار می رود (فلاحی خوشجی، ۱۳۹۶).

نقش ناهمواری های بزرگ یعنی رشته کوه های البرز و زاگرس اشاره کرد که به ویژه آرایش مکانی دما و بارش را تعیین می کنند. به همین دلیل که مرز نواحی آب و هوایی ایران عمدتاً از پیکربندی ناهمواری ها پیروی می کند (شکل ۱) یکی از عوامل موثر در آب و هوای ایران فاصله از منابع رطوبتی است. مقدار رطوبت جو در ایران به فاصله نقاط تا پهنه های بزرگ آب در شمال و جنوب کشور بستگی دارد. در شمال سد کوهستانی البرز مانع از گسترش رطوبت



شکل ۱ توزیع ارتفاعی نقشه ایران زمین

شده ECMWF موسوم به-ERA  
 Entrim با توان تفکیک مکانی  
 ۰/۲۵\*۰/۲۵ درجه قوسی  
 (۲۴۸۹ پیکسل) در بازه زمانی ۲۰۲۲ -  
 ۱۹۶۳ برای کشور ایران در محدوده ۴۴  
 درجه غربی تا ۶۳ درجه شرقی واز ۲۴

## ۲-۱-۱ داده ها

برای انجام پژوهش حاضر از دو گروه داده استفاده شد. گروه اول برای شناسایی تغییرات زمانی پوشش ابر سطح پایین جو از داده های باز کاوی

دیدبانی با داده های مدل های عددی بدست آمده است.

گروه دوم، داده های مدل رقومی ارتفاع DEM<sup>۱</sup> مربوط به ایران است که از پایگاه داده ایی آژانس محیط زیست اروپا با استفاده از تار نمای زیر به دست آمد:

<https://data.europa.eu/data/datasets>

### ۳-۱. روش ها

ابتدا داده های مربوط به پوشش ابرسطح پایین جو روزانه از پایگاه یاد شده در بالا استخراج شد. اطلاعات مربوط به گستره محدوده مطالعاتی و ارسی گردید. سپس ویژگی های توصیفی پوشش ابرسطح پایین جو ایران که بیانگر توزیع مکانی متوسط پوشش ابر و ضریب تغییرات آن است را برای گستره مطالعاتی براساس داده های موجود بصورت سالانه بررسی و ارائه شد.

یکی از ویژگی های قابل تأمل پوشش ابر سطح پایین جو، رابطه قوی و غالباً غیرخطی با عوامل مکانی (طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع) و ضریب تغییرات پوشش ابر (سطح پایین جو) است. روش های بی شماری برای مطالعه این رابطه وجود دارد در این پژوهش با استفاده از

درجه عرض شمالی تا ۴۰ درجه عرض شمالی بهره گرفته شد. این داده ها از تارنمای زیر به دست آمده است:

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis.datasets/era-interim>

مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جو (ECMWF) یکی دیگر از مراکز بازکاوی به شمار می آید. این مرکز نخستین بار داده های شبکه ایی جو را با تفکیک زیاد برای ۳۱ تراز جو طی یک دوره ۱۵ ساله فراهم کرد. ERA-15 دومین باز کاوی این مرکز با نام ERA-40 در ۶۰ تراز جو با بهره مندی از داده های ماهواره ایی انجام شد (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۰)، داده های ERA-40 نسبت به داده های قبلی از نظر دقت مکانی و ارتفاعی به مراتب بیشتر بود، با توجه به باز خورد داده های قبلی مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جو توانست نسل پیشرفته تری از نسخه های قبلی را منتشر نماید (دی و همکاران، ۲۰۱۱)، اخیراً مرکز پیش بینی های میان مدت اروپا (ECMWF) داده های بازکاوی جدیدی را با نام ERA5 منتشر نموده است. این داده ها از تلفیق داده های

(رزمی، ۱۴۰۱)

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (۱)$$

در این فرمول دو متغیر با  $\bar{y}$  و  $\bar{x}$  میانگین آن‌ها با  $\bar{y}$  نشان داده شده اند. مقدار این ضریب بین -۱ تا +۱ می‌باشد. هرچه ضرایب به دست آمده به اعداد مذکر نزدیک باشند نشان دهنده وجود رابطه قوی بین متغیرها می‌باشد. از کاربرد روش همبستگی در اقلیم‌شناسی، کشف ارتباط پیوند بین الگوها و سیستم‌های جوی با عناصر و پدیده‌های مکان‌های دور دست‌تر است. در نوشتار حاضر از این روش برای تحلیل روابط بین بارش و عوامل مکانی (طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع و ضریب تغییرات پوشش ابر سطح پایین جو) در ایران استفاده می‌گردد.

ضریب همبستگی اندازه همبستگی بین دو متغیر را نشان می‌دهد، اما در باره ماهیت این همبستگی اطلاعات زیادی به ما نمی‌دهد. آن چه این نمایه مشخص می‌کند وجود همبستگی بالا یا پایین و نسبی بودن آن است. اطلاعات کامل‌تر درباره‌ی همبستگی به وسیله ضریب تعیین حاصل می‌شود.

روش همبستگی خطی ساده رابطه بین بارش و ضریب تغییرات آن و متغیرهای مکانی گرفته شد. در گام بعد تغییرات رفتار سری زمانی پوشش ابر سالانه کشور مورد بررسی قرار گرفت. در این زمینه «روند» مورد بررسی قرار گرفت نقشه مربوط به روند سالیانه پوشش ابر (سطح پایین) ایران زمین را طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳ برای هر یاخته ترسیم شد تا بر این اساس روند مثبت و منفی آن و روندهای معنا دار طی دوره مطالعه در کشور مورد واکاوی قرار گیرد. در نهایت جهت استخراج چرخه‌های نهان و آشکار پوشش ابر (سطح پایین جو) کشور در هر یاخته به استخراج سیکل‌های آن با استفاده از همسازها پرداخته شد و نتایج حاصل از آن مورد تحلیل و بررسی واقع شد.

یکی از روش‌های آماری برای شناخت روابط بین متغیرها روش همبستگی است. این روش شاخص دقیقی است که با محاسبه آن می‌توان وجود رابطه یک متغیر با متغیرهای دیگر را نشان داد. برای محاسبه ضریب همبستگی از روشهای مختلفی استفاده می‌شود که رایج‌ترین آنها روش ضریب همبستگی خطی پارامتریک پیرسون است

روش حداقل مربعات است. در این روش خط طوری روی نقاط برازش می یابد که مجموع مربعات انحرافات به حداقل برسد. با جایگزین کردن متغیرهای  $X$  و  $Y$  با مقادیر بارش ( $p$ ) و زمان ( $t$ ) معادله رگرسیون ساده با کمینه مربعات خطاها طبق رابطه زیر تعریف می شود (رزمی و همکاران به نقل از عساکره، ۱۴۰۱).

$$p = a + bt + et \quad (3)$$

(۳)

در این رابطه  $t$  زمان،  $a$  عرض از مبدا  $b$  شیب خط (تغییر به ازای واحد زمان) و  $et$  خطای تصادفی مدل رگرسیونی است. شیب خط نوع و میزان رابطه را نشان می دهد. در واقع میزان تغییر در متغیر به ازای گذر زمان ( $t$ ) را برآورد می نماید. شیب مثبت،  $b > 0$  نشان دهنده رابطه مستقیم دو متغیر است. شیب منفی  $b < 0$  نشان دهنده رابطه معکوس می باشد و شیب صفر  $b = 0$  نیز نشان دهنده فقدان روند است. آذر و مؤمنی، ۱۳۸۵ برای محاسبه شیب خط ( $b$ ) و عرض از مبدا ( $a$ ) از فرمول های زیر استفاده می شود (فرگوسن تاکانه، ۱۹۸۴)

$$b =$$

با محاسبه این ضریب می توان تعیین کرد چند درصد از کل پراش  $X$  با پراش  $Y$  مشترک است. این ضریب مجذور ضریب همبستگی دو متغیر است و می توان آن را به شکل درصد نشان داد و با استفاده از رابطه زیر حاصل می شود: (عساکره، ۱۴۰۰)

$$r_{xy}^2 \times 100 \quad (2)$$

بررسی تغییرات بلندمدت (روند) این رخدادهای به وسیله روش های مختلفی مورد بررسی قرار گرفت. یکی از پرکاربردترین روش های تحلیل روند سری های زمانی، برآورد شیب خط رگرسیون است (عساکره، ۱۳۸۶). تحلیل رگرسیون، تکنیک آماری برای بررسی، تحلیل و به مدل درآوردن ارتباط بین متغیرهاست. مفاهیم اولیه مدل رگرسیونی وسیله ای جهت تشریح دو مفهوم اساسی تغییرپذیری متغیر وابسته ( $Y$ ) در اثر تغییر متغیر مستقل ( $X$ ) و پراکندگی مشاهدات در اطراف منحنی رابطه آماری مورد نظر به شمار می رود. در این راستا باید بهترین خطی که بر مختصات نقاط حاصل از دو متغیر  $X$  و  $Y$  بر یک صفحه وجود دارد، تعیین گردد. یکی از روش های برازش خط،



بسامدهای مختلف با تقریب مناسب و قابل قبولی برآورد و پیش بینی می شوند. در این راستا، مدل های فوریه از ابزارهای مفید و کارا به شمار می آید. در واقع، مؤلفه های سینوسی و کسینوسی، همسازهایی (هارمونیک) هستند که در شکل گیری رفتار سری تناوبی مؤثرند. تعداد این همسازها (مؤلفه های نوسانی) حداکثر نصف طول داده هاست؛ چرا که رفتار نوسانی حداقل از دو مؤلفه (سینوسی و کسینوسی) تشکیل شده است. در واقع، هر همساز گویای یک روند رو به بالا و یک روند رو به پایین در یک سری زمانی است. بنابراین، هر طول موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز نشان داده می شود (تارونه، ۲۰۰۳). برای به کارگیری همسازها در تبیین رفتار چرخه ای پوشش ابر می بایست سری های زمانی به بسامد تبدیل شوند. بدین منظور در ابتدا  $a_i$  و  $b_i$  که به ضرایب فوریه موسومند، به صورت زیر حاصل می شوند (تارونه و کادی اغلو، ۱، ۲۰۰۳: ۱۲۳):

$$a_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{N-1} Xt \cos\left(\frac{2n}{n} it\right) \quad i = 1, 2, \dots, \frac{N}{2} \quad (۶)$$

$$\frac{\sum (ti - \bar{t})ni = 1 (pi - \bar{p})}{\sum (ti - \bar{t})2} \quad (۴)$$

$$a = \bar{p} - b\bar{t} \quad (۵)$$

برای بررسی نوسانات (چرخه های) آشکار و نهان پوشش ابر سطح پایین جو و واکاوی آن ها در طی سالهای مختلف در طول دوره آماری کشور از تحلیل همسازها استفاده شد. تحلیل همسازها، روشی معقول و عام برای بیان آهنگ دوره ای عناصر اقلیمی نظیر بارش ماهانه و چرخه های موجود در آن سری زمانی است که بر پایه بنیادهای ریاضی بنا نهاده شده است. در این رویه، رفتار تناوبی یک سری زمانی به وسیله توابع مثلثاتی و با مؤلفه های سینوسی توصیف می شود. بدین منظور از بارش روزانه در یک دوره ۶۰ ساله بهره گرفته شد و با استفاده از سربهای فوریه، تحلیل همسازهای بارش و رفتارهای تناوبی بر روی پهنه کشور با ۲۴۸۳ پیکسل بررسی شد.

رفتارهای تناوبی به هر شکل که باشند، با استفاده از توابع سینوسی در

هریک از چرخه‌های های بارش بصورت نقشه ترسیم شد. و به استخراج چرخه های پوشش ابری طی دوره آماری مورد نظر پرداخته شد.

ویژگی های عمومی پوشش ابری سطح پایین سالانه جو

در این بخش توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات پوشش ابری سطح پایین و ارتباط آنها با عوامل جغرافیایی (طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع) و با هم در مقیاس دوره ای مورد بررسی قرار خواهد گرفت. علاوه براین تغییرات بلند مدت (روند) برخی مشخصات بارش برای پهنه کشور در بازه زمانی ۲۰۲۲-۱۹۶۳ برآورد خواهد شد.

شکل ۱ توزیع مکانی متوسط پوشش ابری سطح پایین سالانه جو (الف) و ضریب تغییرات سالانه پوشش ابری سطح پایین جو ایران (ب) را طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳ نشان می دهد. در جدول ۱ ارتباط بین پوشش ابری سطح پایین سالانه جو، ضریب تغییرات آن با طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع در ارتباط باهم ارائه شده است. میانگین مکانی پوشش ابری سطح پایین جو در نقاط مختلف کشور در طی دوره مطالعاتی بین ۰/۵ تا ۴ درصد در نوسان

$$b_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{N-1} X_t \sin\left(\frac{2n}{n} it\right) \quad i = 1, 2, \dots, \frac{N}{2} \quad (7)$$

$X_t$  متوسط بارش ماه  $t$  ام،  $n$  شمار مشاهدات است. مقدار پراش (واریانس) در هر همساز به صورت زیر محاسبه می شود:

$$(8) \quad \frac{A_i^2}{2} = (V_i)$$

از توانایی تحلیل همسازها، تعیین سهم پراش هر یک از چرخه‌هاست. توضیح این که هر همساز گویای یک رفتار تناوبی در یک سری زمانی است. بنابراین، هر طول موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز نشان داده می شود (غیور و عساکره، ۱۳۸۴).

سهم پراش هر همساز به پراش کل از رابطه زیر محاسبه می گردد (تاراونه و کادی اغلو، ۲۰۰۳):

$$V_i \% = \frac{V_i}{\sum_{i=1}^q V_i} \times 100 \quad (9)$$

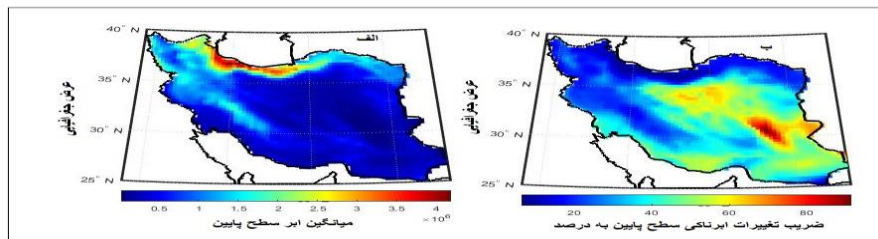
برای به کارگیری روش تحلیل همسازها در ابتدا داده‌های مربوط به پوشش ابر سطح پایین جو سالانه برای هر یاخته (۲۴۸۹) برای پهنه مطالعاتی مورد بررسی واقع شد. سپس محاسبات مربوط انجام شد. در نهایت خروجی حاصل از محاسبات مربوط به برای

داند و معتقدند این مناطق بیشتر تحت تاثیر منابع رطوبتی خلیج فارس و توده های سودانی و در برخی از ایام سال تحت تاثیر اقیانوس هند قرار دارند. میزان ضریب تغییرات پوشش ابری سطح پایین در این پهنه از کشور از کمتر از ۲۰ درصد در شمال، شمالغرب و غرب و تا حدودی در شمال شرق کشور تا ۸۰-۶۰ درصد در مرکز و شرق کشور متغیر است. که بیانگر تباین بالای پوشش ابر سطح پایین در مناطق شرقی و مرکزی کشور است. هر چه از غرب به طرف شرق ایران حرکت کنیم مقدار ابرناکی کاهش می یابد، بنابراین هرچه طول جغرافیایی افزایش میابد از مقدار ابرناکی نیوار ایران کاسته می شود این واقعیت در تحقیقات احمدی و همکاران (۱۳۹۷) و غلامی و همکاران (۱۴۰۲)، نیز تایید شده است. در تحلیل مکانی متغیرهای اقلیمی علاوه بر ضریب تغییرات پوشش ابری دو عامل طول و عرض جغرافیایی نیز موثرند. ارتباط بین این عوامل با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون حاصل شد. نتایج گویای رابطه منفی و معکوس بین پوشش سطحی ابر پایین با طول جغرافیا است. بطوری که با افزایش طول

است. با توجه به شکل ۱-الف می توان ادعان نمود که، بیشترین میانگین پوشش ابری مربوط به سواحل دریای خزر و استان های گرگان و مازندران است. به طوری که، مقدار آن به بیش از ۴ درصد در سال می رسد محدوده دوم پوشش ابری سطح پایین متعلق به شمال غرب، غرب و مناطق منطبق بر زاگرس مرتفع در کشور است. براساس شکل ۱-الف در کشور ایران روند عمومی کاهش میزان پوشش ابر سطح پایین جو از غرب به شرق و از شمال به جنوب است. این واقعیت در مطالعه فلاحی خوشحی و همکاران (۱۳۹۶)، نیز تایید شده است. همینطور قاسمی (۱۳۹۱)، بر این باورند که مرز پایینی این مناطق در امتداد رشته کوه البرز و زاگرس است این مناطق در اغلب ماه های سال تحت تاثیر بادهای غربی قرار دارند که بعلت عبور از روی دریای مدیترانه دارای توان تولید ابر هستند. با حرکت به سمت عرض های پایین از میانگین پوشش ابری پایین کاسته می شود، بنابراین کاهش میزان پوشش ابری سطح پایین در نیمه جنوبی کشور را علیجانی (۱۳۸۵)، به کاهش اثر سیستم های مرطوب غربی مرتبط می

باران زا که حاصل رطوبت جو هستند و از جانب غرب و شمال غرب وارد کشور می شوند نسبت داد. با توجه به ضریب تعیین مستخرج از این روابط، حدود ۳۷ درصد تغییرات پوشش ابر با عرض جغرافیایی (تغییرات شمال سو) توجیه می شود.

جغرافیایی از میزان از مقدار ابرناکی جو کاسته می شود. بعد از ضریب تغییرات پوشش ابری بالاترین رابطه متعلق به عرض جغرافیایی است یعنی هر چه از جنوب بسمت شمال حرکت کنیم به میزان پوشش ابری افزوده می شود. این مورد را می توان بنابر نظر غلامی و همکاران (۱۴۰۲)، به ورود سامانه های



شکل ۱: میانگین (الف) و ضریب تغییرات (ب) پوشش ابر سطح پایین جو ایران زمین طی دوره آماری

۱۹۶۳-۲۰۲۲

جدول ۱: ضرایب همبستگی پوشش ابر سطح پایین جو سالانه کشور و فراسنج های مکانی طی دوره

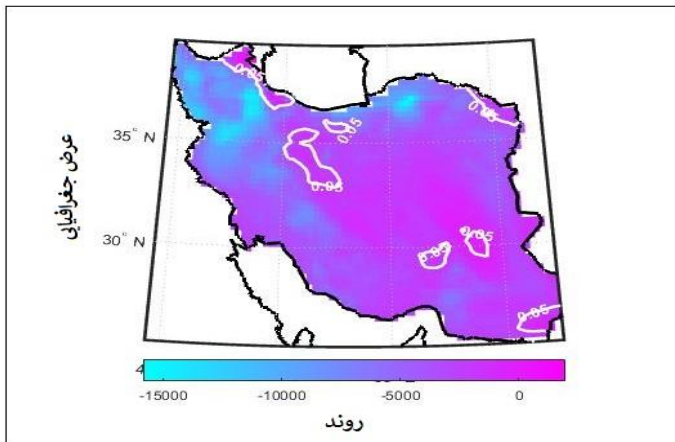
آماري ۱۹۶۳-۲۰۲۲

متغیرهای مکانی	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع	پوشش ابری سطح پایین جو	ضریب تغییرات پوشش ابر سطح پایین جو
عرض جغرافیایی	1	-0/472	0/1 97	0/608	-0/۵۰۴
طول جغرافیایی	-0/۴۷۲	1	۲۵۷ ..	-0/۴۶۸	۵۲۲
ارتفاع	0/197	-0/257	1	0/273	-0/۳۸۰
پوشش ابر سطح پایین جو	0/608	0/4687	0.2 73	1	-0/۷۹۷
ضریب تغییرات ابر سطح پایین	-0/504	0/522	- 80	-0/۷۹۷	1

است. روند کاهش معناداری پوشش ابری (سطح پایین) در این مناطق را می توان به وجود رفتارهای متنوع سامانه های جوی مختلف نسبت داد. در این زمینه بنگستان (۲۰۰۶)، وارن (۲۰۰۷)، استفن (۲۰۱۲)، جزول و همکاران (۲۰۱۶)، به مطالعه ابرناکی پرداختند نتایج نشانگر کاهش پوشش ابری در مناطق مورد مطالعه بود. در ایران نیز مطالعات احمدی و همکاران (۱۳۹۶) با یافته های موجود مطابقت دارد. دلیل این امر را بنابر نظر احمدی و همکاران (۱۳۹۶)، دلیل این امر را به گرمایش جهانی نسبت داده اند که کشور را به سمت کشوری خشک و بدون ابر با تغییرات شدید مکانی همراه می کند. جزوا و همکاران (۲۰۱۶)، تغییر پذیری پوشش ابری را به تغییر پارامترهای اصلی چون دمای روزانه نسبت داده اند. بقیه نواحی کشور طی دوره آماری مورد بررسی با ایستایی نسبی یا روند فاقد معنی آماری در مجموع بارش سالانه مواجه بوده اند.

### تحلیل روند پوشش ابر سطح پایین جو طی دوره آماری ۱۹۶۳-۲۰۲۲

شکل ۳ توزیع مکانی روند سالانه پوشش ابری سطح پایین جو ایران زمین را طی دوره آماری مورد مطالعه (۱۹۶۳-۲۰۲۲) نشان می دهد. براساس این شکل پس زمینه رنگی نشان دهنده روند بارش و خطوط همچند بیانگر ناحیه توأم با روند معنی دار است. جدول ۳ درصد مساحت تحت پوشش روند طی دوره را نمایش می دهد. با توجه به شکل ۳ و جدول ۳، حدود ۹۹/۷ درصد از گستره کشور با کاهش پوشش ابری سطح پایین (به طور متوسط حدود ۰/۰۳- در سال) مواجه بود. حدود ۰/۲ درصد از وسعت کشور با روند مثبت (به طور متوسط ۹۱۵/۹ در سال) است. از این میان و همان گونه که در جدول ۳ دیده می شود، حدود ۹۳/۱۲ درصد کشور، منطبق بر بخش هایی از نوار ساحلی غرب خزر، شمال غرب، شمال شرق، مرکز جنوب شرق کشور با روند منفی معنادار مشخص



شکل ۲: توزیع مکانی روند بارش سالانه ایران زمین طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳  
 جدول ۴: نوع و درصد مساحت تحت پوشش روند بارش ایران طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳

نوع روند	درصد پوشش	متوسط روند (درصد)	درصد مساحت از کشور با روند معنا دار
روند کاهشی	۹۹/۷	-۰/۰۰۳۹	۹۳/۱۲
روند افزایشی	۰/۲۸۱	۹۱۵/۹	۰

این همسازها، نقشه های مربوط در گروه های مختلف بر اساس چرخه ها، تاثیر سیستم های جوی، شرایط توپوگرافی، تاثیر و نقش پهنه های آبی و موقعیت جغرافیایی به تحلیل این همسازها پرداخته شد. همساز اول بدلیل اینکه که دوره بازگشتی برابر طول دوره آماری دارد و منطبق بر روند است بصورت جداگانه تحلیل شد.

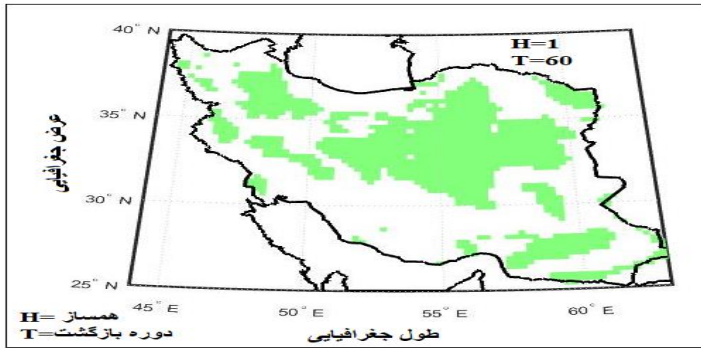
شکل ۴ توزیع مکانی چرخه های شصت ساله (همساز اول) معنادار را طی دوره آماری نشان می دهد. با توجه به اینکه

### تحلیل همساز (هارمونیک) ها

در این پژوهش جهت استخراج و تحلیل چرخه های آشکار و نهان پوشش ابر سطح پایین سری زمانی مربوط به پوشش ابر (سطح پایین) ۶۰ ساله کشور با ۲۴۸۹ پیکسل به فرکانس تبدیل، و تعداد ۳۰ همسازهای حاصل از آن مشخص گردید. با توجه به معنی داری آماری همسازها، نواحی توأم با هر همساز در نقشه های جداگانه نمایش داده شد. به منظور رعایت ایجاز

درصد) در سطح کشور است. این کاهش بعضاً به لحاظ آماری معنادار است. در این زمینه می توان به پژوهش های کایزر و کوپن (۲۰۰۲) و کروگر (۲۰۰۷) نشان دادند که مقدار ابر در اغلب مناطق چین و افریقای جنوبی دارای روند کاهشی می باشد. نتایج مشابه در ایران نیز توسط رسولی و همکاران (۱۳۹۱)، گویای کاهش روند ابرناکی در مناطق شمال شرق و مناطق جنوبی و غربی البرز است. در این زمینه در مطالعات هیون و همکاران (۲۰۲۳) و اکیا و کانایی (۲۰۰۶) روند کاهشی رطوبت نسبی و گرمایش جهانی و تاثیر آن بر کاهش منابع آب شیرین را محرک اصلی روند کاهشی پوشش ابر پایین معرفی می کنند. بنا بر نظر حلبیان و همکاران (۱۳۹۹) روزهای خیلی مرطوب در بخشهای غرب، جنوب غرب و شرق کشور، و جنوب شرق روند کاهشی را طی نموده است.

این همساز دارای یک افت و اخیز در سری زمانی مورد مطالعه است از این رو نقش بزرگتری در کل تغییرات ارائه می دهد. بنابراین سهم تغییرات این همساز به کل تغییرات، نمایه مناسبی برای بررسی نقش این همساز است. همانطور که مشاهده می شود، نوسان های پوشش ابر (سطح پایین) حاصل از همساز اول به صورت متمرکز و عموماً مختص نواحی مرکزی کشور و پس از آن در بخش های جنوب شرقی، شمال شرقی و با اندک پوششی در دامنه غربی البرز و بخشی از مناطق منطبق بر زاگرس همراه است. ساز و کار روند در نواحی بالا را می توان بر اساس نتایج حاصل از توزیع مکانی روند پوشش ابر (سطح پایین) سالانه ایران در همین پژوهش (شکل ۳) استنباط نمود که عموماً تمام مناطق منطبق بر پوشش همساز اول با استثنای نواحی منطبق بر زاگرس غربی، توأم با روند کاهشی پوشش ابر (حدود ۹۹/۷



شکل ۴: توزیع مکانی چرخه های معنادار همساز اول پوشش ابر سطح پایین جو طی دوره آماری

۱۹۶۳-۲۰۲۲

جنوب غربی - شمال شرقی چرخه ها می باشد که عموماً نیمه شمالی کشور را در بر می گیرند و بیشتر بر مسیر چرخندها و توده های هوای وارد شده به کشور (قاسمی، ۱۳۹۱) منطبق هستند. مفیدی (۱۳۸۳) علت افزایش فزونی روزهای ابر در جنوب غربی کشور را ناشی از سامانه های کمفشار سودانی و منطقه ی همگرایی دریای سرخ است نشان دادند چرا که سودانی از دو مسیر نواحی جنوب غربی و بندرلنگه وارد ایران و به سوی شمال شرق حرکت می کند و در بعضی مواقع در وضعیت خاص همدید رطوبت کافی را از طریق دریای عمان، خلیج فارس و خلیج عدن کسب و به داخل ایران می آورد و سبب ناپایداری و رشد ابر می شود. همینطور در مناطق شمال شرقی کشور بنابر نظر احمدی و همکاران (۱۳۹۷) ورود سامانه

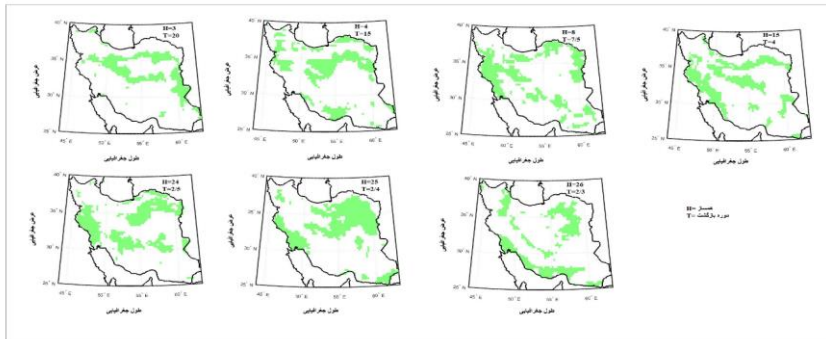
### تحلیل همسازهای گروه اول

توزیع مکانی همسازهای گروه اول شامل همسازهای ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶ (به ترتیب با دوره بازگشت های ۲/۲، ۲/۴، ۲/۵، ۴، ۷/۵، ۱۵، ۲۰ ساله) است. وجه مشترک اعضای این گروه، عمدتاً منطبق بر نواحی جنوب غربی و شمال شرقی و هم دوره بازگشت نسبتاً نزدیک به هم این همسازهاست. علاوه براین، با توجه به این که برخی پدیده های دورپیوندی نظیر نوسانات شبه دوسالانه دوره بازگشتی حدود ۲/۵-۲/۳ ساله دارند. وجود این همسازها هم با سیستم های همدید و هم با الگوی دورپیوندی نوسانات شبه دوسالانه توجیه پذیر است. همانطور که از شکل پیداست توزیع مکانی چرخه های معنا دار این همسازها اغلب گویای جهت



و تشدید ورتکس قطبی(هولتون و همکاران ۱۹۸۰)، تقویت بادهای غربی در فاز مثبت، گرمایش پوشش سپهر و ایجاد بلاکینگ های طوالانی مدت در فاز منفی آن، تغییرپذیری سال به سال دما و مقادیر ازن و همچنین میزان فعالیت امواج مقیاس سیاره ای در نیمکره زمستانی اشاره کرد(سوینبانک و همکاران ۱۹۹۸) براساس چرخه های استخراجی از همسازهای مورد مطالعه و بنابر نظر پینچ و همکاران(۲۰۱۱) QBO احتمالاً تنها زمانی قادر است که بر ابرهای تروپوسفری تاثیر بگذارد که فعالیت های خورشیدی زیاد باشد. همینطور مهرزاد و همکاران(۱۳۹۷) تعداد روزهای همراه با بارش سنگین را متعلق به فاز مثبت ضعیف QBO می دانند. بر اساس چرخه های ۲۰ ساله پوشش ابری اسمینیو و همکاران(۲۰۲۰) بارش های سنگین را نتیجه ابرهای همرفتی می دانند بنابراین وجود چرخه های ۲۰ ساله مناطق معنادار پوشش ابری سطح پایین جو را به این موارد نسبت داد.

پرفشار سبیری را عامل بیشینه ابرهای مایع در این مناطق معرفی می کنند. گاهی اجزای سیستم اقلیمی اثرات خود را بر منطقه ای دورتر از محل وقوع آن اعمال می کنند که در اصطلاح علم اقلیم شناسی به آنها مکانیسم پیوند از دور گفته می شود(گیور و عساکره، ۱۳۸۱) از نمونه های اینگونه تأثیرات دورپیوندی که تاکنون شناخته شده، میتوان به نوسان شمالگان، نوسان اطلس شمالی، نوسان انسو و نوسان مادون جولیان اشاره نمود. نوسانات شبه دو سالانه یا QBO نیز یکی از مکانیسم های پیوند از دور است که در پوشش سپهر مناطق حاره ای رخ می دهد؛ اما بر روی پوشش سپهر مناطق جنب حاره و عرض های بالاتر و به دنبال آن بر روی وردسپهر این مناطق نیز تأثیرگذار است این نوسان که با شاخص باد مداری در پوشش سپهر اندازه گیری می شود (سوینبانک و همکاران ۱۹۹۸). یک چرخه کامل این نوسان حدود ۲۷ ماه به طول می انجامد (بریجمن و الیور ، ۲۰۰۶) از جمله تأثیرات این نوسان می توان به تضعیف



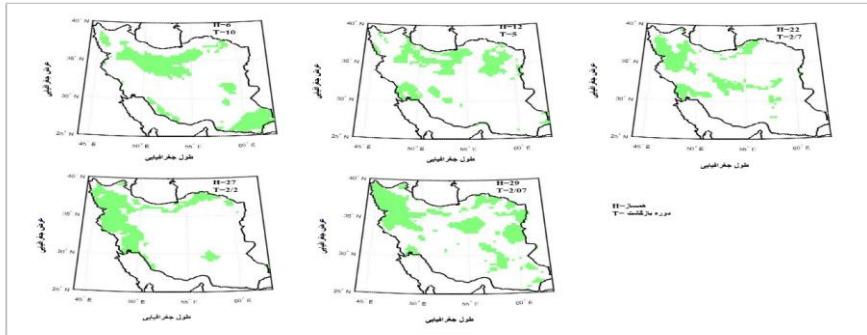
شکل ۵: توزیع مکانی چرخه های معنادار همسازهای ۲/۳، ۲/۲، ۴/۵، ۴، ۷/۵، ۱۵، ۲۰، ۲۰۲۲-۱۹۶۳ سطح پایین جو طی دوره آماری

### تحلیل همسازهای گروه دوم

توزیع مکانی همسازهای گروه دوم شامل همساز ۶، ۱۲، ۲۲، ۲۷ و ۲۹ است. وجه مشترک اعضای این گروه، متاثر شدن از منابع رطوبتی نزدیک (خزر- عمان و خلیج فارس) و منطبق بر نواحی با ارتفاع زیاد (زاگرس - البرز) و هم دوره بازگشت (۱۰، ۵، ۲/۷، ۲/۲ و ۲) نسبتاً نزدیک به هم این همسازهاست. براین اساس باندا و همکاران (۱۹۹۰) در خصوص نقش کوهستان در فرآیند ابرزایی ابراز داشته اند که ابرها در نتیجه فرایندهای همرفتی و دینامیکی در نواحی کوهستانی شکل می گیرند. بنابر نظر احمدی و همکاران (۱۳۹۷) سامانه های کلان مقیاس همدید و دوری و نزدیکی از منابع رطوبتی مهمترین عوامل

تغییرات ابرهای ایران هستند. در پژوهشی توسط علیجانی و همکاران (۱۳۹۰) دلیل این امر را علاوه بر ارتفاع به فراوانی بادهای غربی و موج های کوتاه در نیمه شمالی کشور نسبت می دهند همینطور معتقدند تعداد چرخندها در نیمه شمالی ایران بیشتر از نیمه جنوبی می باشد. بنابر پژوهش احمدی و همکاران (۱۳۹۷) به جهت اینکه رشته کوه زاگرس بر سامانه های هوای غربی ورودی به کشور اثر دینامیکی دارد و آن ها را وادار به صعود و تخلیه رطوبت می کنند، بنابراین این عوامل منجر به رشد ابر در این مناطق می شود. براین اساس دوستکامیان و همکاران (۱۳۹۳) وجود چرخه های متنوع را به دلیل قرارگیری در سایه ناهمواری معرفی می کنند. اثر ارتفاع از آن نظر حائز اهمیت است که بنابر نظر

کاوپانی (۱۳۷۲) توان چرخندهای باران زای این مناطق در ارتباط با ارتفاع تغییر می یابد و اصولاً تغییرات مکانی بارش با ناهمواری های اصلی ایران زمین هماهنگی نسبتاً خوبی را نشان می دهد.



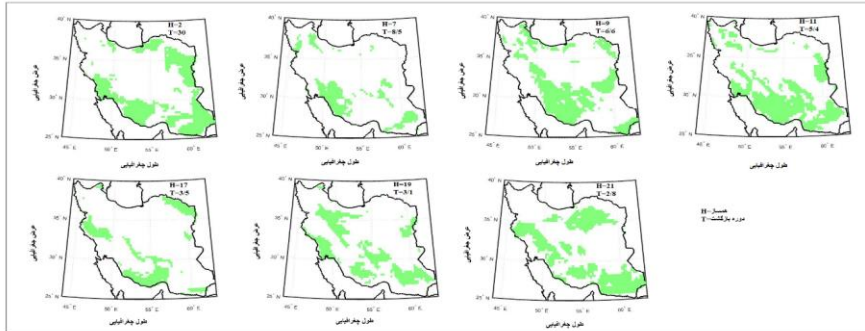
شکل ۶: توزیع مکانی چرخه های معنادار همسازهای ۱۲، ۲۲، ۲۷، ۲۹ پوشش ابری سطح پایین جو طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳

های پوشش ابری وسیع در این مناطق از کشور را علاوه بر سامانه های همدید می توان به عوامل دیگر که شامل سیستم های هوا و الگوهای پیوند از دور نسبت داد. بر این اساس سانسوگ و همکاران (۲۰۰۳) در پژوهشی اذعان نمودند که در طی فاز مثبت انسو آسمان صاف و مقدار استراکومولوس کم می شود اما میزان کومولوس در طول فاز مثبت افزایش پیدا می کند.

بنابر نظر لوئیس و همکاران (۲۰۰۹)، معتقدند که بیشترین ابرناکی در زمان فعالیت NAO و بلوکینگ اروپا رخ می دهد. همینطور وینجینگ و همکاران (۲۰۱۴)، تغییر پذیری ابر و پوشش آن

گروه سوم تحلیل همسازهای گروه سوم شکل ۷ توزیع مکانی همسازهای معنادار عمدتاً متعلق به نیمه جنوبی (نواحی جنوب غربی و جنوبی) کشور است. از جنوب به سمت شمال کشور و اغلب از غرب بسمت شرق نواحی توأم با این همسازها کاسته می شود. این همساز گویای وجود هفت چرخه ۳۰، ۸/۵، ۶/۶، ۵/۴، ۳/۵، ۳، ۲/۸ (حدود ۲/۵ تا ۸/۵ و ۳۰) ساله در این همسازهاست. الگوهای پوشش ابری (سطح پایین) این ناحیه از کشور متأثر از تعامل عوامل و فرایندهای محلی (خلیج فارس و دریای عمان) و عناصر گردشی جو با نقش آفرینی متفاوت هستند. وجود طیف

را علاوه بر شرایط جهانی در قالب سامانه های پیوند از دور به شرایط محلی و فصلی نیز نسبت می دهند.



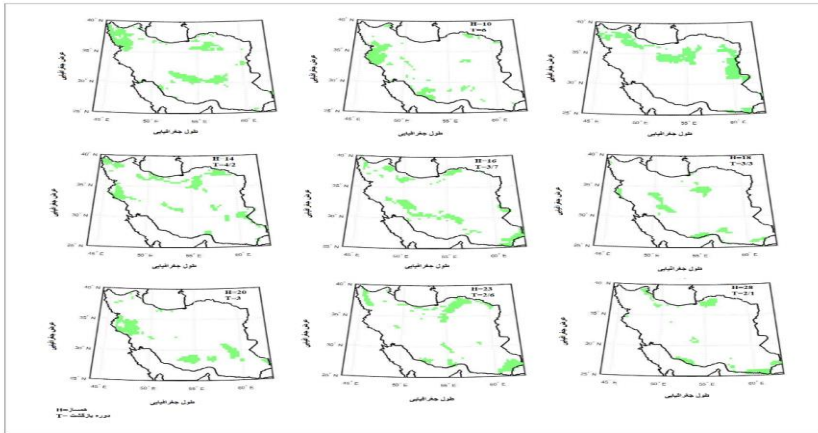
شکل ۷: توزیع مکانی چرخه های معنادار همسازهای ۲، ۷، ۹، ۱۱، ۱۷، ۱۹، ۲۱ و پوشش ابر سطح پایین جو طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳

همسازها ۳۰، ۸/۵، ۶/۶، ۵/۴، ۳/۵،

۳/۱، ۲/۸ است. سهم این همسازها در تولید پوشش ابر سطح پایین بسیار کم است و تقریباً در الگوهای مختلف در تمام نقاط کشور مشاهده می شوند. با توجه به اینکه طول سری یکی از مضارب طول دوره است و با توجه به چرخه مورد نظر که عموماً بین (۲/۸-۶/۶) می باشند می توان وجود نوسان های معنا دار کشور در همسازهای مختلف را به نوسانات مربوط به انسو نسبت داد.

#### تحلیل همسازهای گروه چهارم

شکل ۷ الگوی مکانی همسازهای نامشخص طی دوره آماری را نمایش می دهد. منظور از الگوی نامشخص الگویی است که بصورت پراکنده و کم در نقاط مختلف گستره مطالعاتی قابل تشخیص است ولی به لحاظ اقلیمی در این پژوهش قابل توجهی مشخص نیست. این همسازها شامل همساز ۲۱، ۱۹، ۱۷، ۱۱، ۹، ۷، ۲ را در برمی گیرند. دوره بازگشت مربوط به این

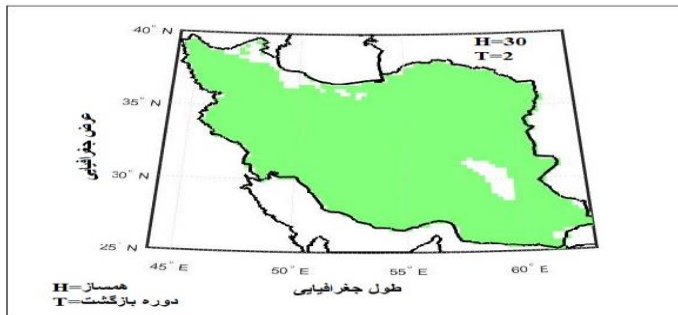


شکل ۸: توزیع مکانی چرخه‌های معنادار همسازهای ۵، ۱۰، ۱۳، ۱۶، ۱۴، ۲۰، ۱۸، ۲۳ و ۲۸ پوشش ابر سطح پایین جو طی دوره آماری ۱۹۶۳-۲۰۲۲

### تحلیل همسازگرو پنجم

توزیع مکانی همساز مربوط به گروه پنجم شامل همساز ۳۰ (با دوره بازگشت ۲ ساله) است. وجه تمایز این همساز با سایر همسازها فراگیر بودن نسبی این همساز در سراسر کشور با استثنای استان‌های گیلان و اردبیل در حاشیه غربی دریای خزر و نواحی غربی و شرقی سیستان و بلوچستان و استان فارس است. کین در سال (۲۰۰۹) وجود نوسان‌های ۲-۳ ساله را در تناوب‌های بارشی به نوسانات QBO نسبت دادند. بنابر نظر فادنا دیس و همکارانش (۲۰۱۴)، اثر نوسان شبه دوسالانه بر مسیر سیکلون‌های حاره‌ای

خلیج بنگال در دوره ی بین سا لهای ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۰، عنوان کردند که در فاز شرقی نوسان شبه دوسالانه، در فصول قبل از مونسون و بعد از مونسون، جهت حرکت سیکلون‌های تشکیل شده در این خلیج، به سمت غرب و شمال غرب منحرف می شود؛ درحالی که در فاز غربی نوسان شبه دوسالانه، جهت حرکت سیکلون‌ها، شمالی و شمال شرقی است. همچنین در این تحقیق مشاهده شد که اثر نوسان شبه دوسالانه بر سیکلون‌های خلیج بنگال، در فاز شرقی قوی تر از فاز غربی است. بنابراین وجود این چرخه دوساله را می توان به نوسانات QBO نسبت داد.



شکل ۸: توزیع مکانی چرخه معنادار همساز ۳۰ پوشش ابر سطح پایین جو طی دوره آماری ۲۰۲۲-۱۹۶۳

### نتیجه گیری

تغییرات پوشش ابری نیز منطبق بر نواحی با کمترین میزان پوشش ابری در طی دوره مورد مطالعه است این مطلب بیانگر تباین شدید پوشش ابری در طی دوره مورد مطالعه است. حدود ۹۹/۷ درصد از گستره کشور دارای روند سالانه منفی پوشش ابری در کشور است. نتایج حاصل از تحلیل چرخه ها که در مطالعات دیگر مشهود نبود گویای این مطلب بود که برخی از این چرخه ها را می توان به عوامل محلی و بعضی دیگر تحت تاثیر سیستم های کلان مقیاس جوی و همسایگان و گاهی ترکیب این دو سبب تنوع در ایجاد چرخه های متنوع در یک مکان شده است.

در این پژوهش جهت توزیع زمانی و مکانی پوشش ابری سطح پایینی جو در ایران از داده های مربوط به پوشش ابر سطح پایین جو پایگاه داده ایی ECMWF ERA5 استفاده گردید. نخست مشخصات توصیفی (میانگین و ضریب تغییرات) پوشش ابری سطح پایین جو مورد بررسی قرار گرفت و پس از آن نقش آن در ارتباط با عوامل مکانی و استخراج روند و چرخه های حاصل از همسازهای آن برای ۲۴۸۹ پیکسل در سطح کشور صورت پذیرفت. یافته های به دست آمده نشان داد که بیشینه پوشش ابری متعلق به نواحی ساحلی شمالی و غرب دریای خزر است بالاترین میزان ضریب

### ملاحظات اخلاقی

**حامی مالی:** این پژوهش هیچ کمک مالی از سازمان های تأمین مالی دریافت نکرده است.

**تعارض منافع:** طبق اظهار نویسندگان، این مقاله تعارض منافع ندارد.

**برگرفته از پایان نامه/رساله:** این مقاله برگرفته از پایان نامه/رساله نبوده است.

دانشگاه زنجان

- ذرین، آذر؛ مفیدی، عباس، وردش پذیرری فعالیت خورشیدی و اثر آن بر اقلیم زمین (مطالعه موردی: اقلیم خاورمیانه و ایران)، ۱۳۸۴، فصل نامه جغرافیایی سرزمین، علمی-پژوهشی، سال دوم، شماره ۸، زمستان، صفحات ۸۳-۱۰۴

- رزمی، رباب؛ عساکره، حسین، مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۴۰۱)، رساله دکتری، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان

- رسولی، علی اکبر؛ جهانبخش، سعید؛ قاسمی، احمد رضا، بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران، ۱۳۹۲، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۸، صفحات ۱۰۲-۸۵

- رئیس پور، کوهزاد، رزمی، رباب، ۱۳۹۹، برآورد ابرناکی در جو ایران با استفاده از فرآورده های ابر پرتو سنج طیفی تصویر برداری چند زاویه ای (MISR) - مجله تحقیقات منابع آب ایران - سال شانزدهم - شماره ۳ - پاییز ۱۳۹۹ - صفحه ۲۷۱-۲۵۷

- صحرائیان، ف.، جوانمرد، س.، باستان فرد، ب.، و ثابت قدم، س. (۱۳۹۳).

منابع

- احمدی، محمود؛ احمدی، حمزه؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ واکاوی روند تغییرات و الگوی فضایی ابرناکی سالانه و فصلی در ایران، ۱۳۹۶، مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره هفتم، شماره ۱۵، بهار ۱۳۹۷

- حاتمی بهمن بیگلو، خداکرم؛ موحدی؛ سعید، ارزیابی درصد ابرپوش در ایران با استفاده از داده های سنجنده مودیس ترازا (مطالعه موردی: سال ۲۰۰۷)، ۱۳۹۶، پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۴، زمستان ۹۶، صفحات ۶۴۳-۶۳۱

- حلبیان، امیرحسین؛ کیخسوری کیانی، محمد صادق، ارزیابی تغییرات نمایه های فرین بارش در ایران، ۱۳۹۹، فصلنامه علمی - پژوهشی برنامه ریزی فضایی (جغرافیا)، سال دهم، شماره چهارم، زمستان ۹۹، صفحات ۴۵-۲۴

- دوستکامیان؛ مهدی، عساکره؛ حسین، دارند؛ محمد، ۱۳۹۸، واکاوی تغییرات سازوکار الگوهای جوی توأم با بارشهای فراگیر ایران، رساله دوره دکتری، رشته آب و هواشناسی، گروه جغرافیا،

- مهر-آبان ۱۴۰۲، صفحه ۶۴۱-۶۲۱
- غیور، حسنعلی و حسین عساکره. - مطالعه اثر پیوند از دور بر اقلیم ایران مطالعه موردی :اثر نوسانات اطلس شمالی و نوسانات جنوبی بر تغییرات میانگین ماهانه دمای جاسک. تحقیقات جغرافیایی. ۱۳۸۱ شماره ۶۴. ص ۹۳-۱۱۳.
- فلاحی خوشجی، مصطفی؛ علیجانی، بهلول؛ حجازی زاده، زهرا؛ ناصرزاده، محمد حسین، الگوی تغییرات مکانی فراوانی رخداد و شدت ابر باران زا(سطح پایین جو) در ایران، ۱۳۹۶، مخاطرات محیط طبیعی، سال ششم، شماره ۱۳، پاییز ۱۳۹۶، صفحه ۱۴-۱
- قاسمی، احمد رضا، ۱۳۹۱، مدلسازی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابری با تاکید بر روزهای بارش در ایران، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم انسانی
- کاویانی، محمد رضاو بهلول علیجانی(۱۳۷۲)؛ مبانی آب وهواشناسی، تهران، انتشارات سمت.
- مفیدی، عباس(۱۳۸۳)؛ اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش های سیل زا با منشاء منطقه دریای سرخ در خاورمیانه، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال
- بررسی فضایی و زمانی توزیع ابر در منطقه ایران طی دوره آماری ۱۳۸۹-۱۳۶۰، آب و هوای منطقه پنجم عساکره، حسین(۱۴۰۰)، مبانی اقلیم شناسی آماری، انتشارات دانشگاه زنجان-صص ۱۸۰-۱۸۱
- عساکره، حسین، ۱۳۸۶، تغییرات زمانی مکانی بارش ایران طی دهه های اخیر، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، صص ۱۴۵-۱۶۴
- علیجانی، بهلول، مفیدی، عباس؛ جعفر پور، زین العابدین، علی اکبری بیدختی، عباسعلی، ۱۳۹۰، الگوهای گردش جوی بارش های تابستانه جنوب شرق ایران در ماه ژوئیه ۱۹۹۴، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۳، صص ۲۰۵-۲۲۷
- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۵). اقلیم شناسی سینوپتیک، چاپ دوم، تهران: انتشارات سمت
- علیزاده، امین، ۱۳۸۶، هیدرولوژی کاربردی، انتشارات امام رضا، صفحه ۸۰۷
- غلامی، آوا؛ میرموسوی، حسین؛ جلالی، مسعود؛ رئیس پور، کوهزاده، تحلیل زمانی- مکانی ابرناکی در ایران، ۱۴۰۲، نشریه آب و خاک، جلد ۳۷، شماره ۴،



- and E. Roeckner, (2006), Storm tracks and climate change. *J. Climate* 19, 3518–3543.
- Bridgman, Howard. Oliver, John. (2006). *the -Global Climate System: Patterns, Processes, and Teleconnections*. Cambridge University Press. 36p
  - Danso, D.K., Anquetin, S., Diedhiou, A., & Adamou, R. (2020). Cloudiness information services for solar energy management in west Africa. *Atmosphere*, 11(8), 857, 1-18.
  - Holton, J. R., Tan, H.-C., (1980). The influence -of the equatorial quasi-biennial oscillation onthe global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.*, 37:2200-2208.
  - Huan Liu, Ilan Koren, Orit Altaratz, and Mickaël D. Chekroun (Opposing trends of cloud coverage over land and ocean under global warming, Department of Earth and Planetary Sciences, Weizmann Institute of Science, Rehovot, 76100, Israel ۲۰۲۳
  - KANE, R.P., (2009). Periodicities, ENSO effects - and trends of some South African rainfall series: an update. *S. Afr. j.sci.* 105(5-6):199-207
  - نوزده هم، مسلسل ۷۵، ص ۷۱ تا ۹۳
  - مهرزاد؛ حسن، سلیقه؛ محمد، اکبری؛ مهري، حجازی زاده؛ زهرا، آشکارسازی فازهای تأثیرگذار شاخص نوسان شبه دوسالانه QBO بر افزایش تعداد روزهای همراه با بارش سنگین در نیمه جنوبی ایران، ۱۳۹۷، نشریه هواشناسی و علوم جو، جلد ۲، شماره ۱، بهار ۹۵، صفحات ۲۸-۱۵
  - Bollasina, M., Y. Ming, and V. Ramaswamy, (2011), Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon, *Science*, 28, 502–505
  - Houze, R. A., (1993), *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
  - Kejna, M., Przybylak, P., & Arazny, A. (2012). The influence of cloudiness and synoptic situations on the solar radiation balance in the area of KaffiØyra in the summer seasons 2010-2011. *Bulletin of Geography, Physical Geography*, 5(1), 77–95
  - Tarawneh.Q and Kadioglu, M (2003). An analysis of precipitation Climatology in Jordan. *Theor.Appl.Climatol.* 74, 123 -136
  - Bengtsson, L., K. I. Hodges,

- and Heaps, A. (1998). Middle atmosphere variability in the UK Meteorological Office Unified Model. Q.J.R. Meteorol. Soc., 124:1485-1525.
- Warren, S. G., R. Eastman, and C. J. Hahn, (2007), A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971-1996. J. Climate, 20, 717-738
  - Ke-biao, M., Zijin, Y., Zhiyuan, Z., Tongren, X., Xinyi, S., & Chunyu, G. (2019). Changes in global cloud cover based on remote sensing data from 2003 to 2012. Chinese Geographical Science, 20, 306-315.
  - Peng K. Hong a b, Hiroko Miyahara c, Yusuke Yokoyama a d e, Yukihiko Takahashi f, Mitsuteru Sato, Implications for the low latitude cloud formations from solar activity and the quasi-biennial oscillation, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Volume 73, Issues 5-6, April 2011, Pages 587-591
  - Schiffer, R.A., & Rossow, W.B. (1983). The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme, Bulletin of the American Meteorological Society, 64(7), 779-784
  - SUNGSU PARK AND CONWAY B. LEOVY Marine Low-Cloud Anomalies Associated with ENSO,2003, R N A Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, Washington, 2448-3469
  - Swinbank, R., Douglas, C. S., Lahoz, W. A., -O'neill, A.