

The analysis of synoptic patterns influencing sand and dust genesis over the West Asia region

Sehat Kashani, S.¹  | Rahnama, M.²  | Khodam, N.³  | Karami, S.⁴  | Ranjbar, A.⁵ 

1. Assistant Professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: savizsehat@yahoo.com
2. **Corresponding Author**, Assistant Professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: meh.rahnama@gmail.com
3. Ph. D, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: noushin_khoddam@ut.ac.ir
4. Assistant Professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: karamis.62@gmail.com
5. Associate professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: aranjbar@gmail.com

(Received: 3 May 2023, Accepted: 28 Jun 2023, Published online: 3 Sep 2023)

Abstract

In order to study the phenomenon of dust in the Middle East, using the reanalyzed data of ERA5 and the observation data of synoptic stations in the period 2009 to 2018, the temporal and spatial patterns of synoptics affecting the formation of dust have been analyzed. With the increase of temperature in spring, a low-pressure is formed in the southeast of Iran, which expands to its northeast in summer, and along with the penetration of a ridge in northeastern Iran, it causes to create pressure gradient and consequently an increase in wind speed. Eventually it causes dust emission. In autumn and winter, the polar jet blows stronger and expands to the south. In summer, however, it becomes weaker and the subtropical jet moves to higher latitudes. In other words, in the warm season of the year, dust storms are accompanied by a strengthening of the pressure gradient near the mean sea level and an increase in wind speed, which activates the sources and emits and transports dust. In the cold season of the year, the formation of the cold front, especially in Iraq, causes strong winds and eventually leads to the emission and transfer of dust.

Keywords: Dust, Synoptic Pattern, the West Asia region.

Cite this article: Sehat Kashani, S., Khoddam, N., Karami, S., & Ranjbar, A. (2023). The analysis of synoptic patterns influencing sand and dust genesis over the West Asia region. *Journal of the Nivar*, 47(120-121), 57-70. DOI: <https://doi.org/10.30467/nivar.2023.395763.1249>



تحلیل الگوهای همدیدی مؤثر بر شکل‌گیری گردو خاک در منطقه غرب آسیا

ساویز صحت کاشانی^۱ | مهدی رهنما^۲ | نوشین خدام^۳ | سارا کرمی^۴ | عباس رنجبر^۵

۱. استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: s-sehat@irimo.ir

۲. نویسنده مسئول، استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: m-rahnama@irimo.ir

۳. دانش‌آموخته دکتری هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: Noushin_khoddam@ut.ac.ir

۴. استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: karamis.62@gmail.com

۵. دانشیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: aranjbar@gmail.com

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۱۳، بازنگری: ۱۴۰۲/۰۳/۰۷، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۰۷، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۰۶/۱۲)

چکیده

در این مقاله، به منظور بررسی پدیده گردو خاک در خاورمیانه با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده ERA5 و داده‌های دیدبانی ایستگاه‌های همدیدی در بازه زمانی ۲۰۰۹ الی ۲۰۱۸ به تحلیل زمانی و مکانی الگوهای همدیدی مؤثر بر شکل‌گیری گردو خاک پرداخته شده است. در فصل بهار با افزایش دما، یک مرکز کم‌فشار در جنوب شرقی ایران شکل می‌گیرد که در فصل تابستان به سمت شمال شرقی خود توسعه پیدا می‌کند و همراه با استقرار یک پشته در شمال شرقی ایران سبب ایجاد شیو فشاری و در نتیجه افزایش تندی باد می‌شود و با مستعد بودن سطح، گسیل گردو خاک را به همراه خواهد داشت. در فصل پاییز و زمستان وزش جت قطبی قوی‌تر شده و حرکت آن به سمت نواحی جنوبی‌تر گسترش می‌یابد. این در حالی است که در فصل تابستان جت ضعیف‌تر شده و جت جنب‌حاره به سمت عرض‌های بالا جابه‌جا می‌شود به بیان دیگر در فصل گرم سال توفان گردو خاک با تقویت شیو فشاری در سطح زمین و افزایش تندی باد همراه است که سبب فعال شدن چشمه‌ها و گسیل و انتقال گردو خاک می‌شود. در فصل سرد سال نیز استقرار جبهه سرد، به‌ویژه روی کشور عراق، سبب وزش باد شدید شده و در نهایت منجر به گسیل و انتقال گردو خاک می‌شود.

کلمات کلیدی: گردو خاک، الگوی همدیدی، منطقه غرب آسیا.

۱. مقدمه

امنیت و سلامت کشور را مورد تهدید قرار داده است. از طرف دیگر روند افزایشی شدت، مدت و بسامد رخداد پدیده گردو خاک و همچنین به وجود آمدن تغییرات اقلیمی که سبب افزایش و تشدید این رخدادها در آینده خواهد شد، ضرورت توجه بیشتر به شناسایی چشمه‌های گردو خاک، شدت و زمان فعالیت آن‌ها را دوچندان می‌کند. بیابان‌های کشور عراق، سوریه، عربستان و بحرین را می‌توان مهم‌ترین منابع تولیدکننده گردو خاک در خاورمیانه نامید. در سال‌های اخیر، وقوع

منطقه غرب آسیا که کشور ایران نیز در این ناحیه از جهان واقع شده است، پس از صحرای بزرگ آفریقا، دارای دومین چشمه‌های بزرگ گسیل‌کننده گردو خاک در جهان است. این منطقه بخشی از کمربند گردو خاکی کره زمین است که از شمال آفریقا تا کشور چین کشیده شده است و منطقه خاورمیانه را دربرمی‌گیرد (علیزاده و همکاران، ۲۰۱۵). قرار گرفتن کشور ما در این منطقه با چنین ابعاد بزرگی از چشمه‌های گردو خاک، شرایط ویژه‌ای ایجاد نموده که جنبه‌های مختلفی از اقتصاد،

استناد: صحت، ساویز، رهنما، مهدی، خدام، نوشین، کرمی، سارا و رنجبر، عباس. (۱۴۰۲). تحلیل الگوهای همدیدی بر شکل‌گیری گردو خاک در منطقه غرب آسیا، مجله

نویار، ۴۷ (۱۲۱-۱۲۰)، ۵۷-۷۰. DOI: <https://doi.org/10.30467/nivar.2023.395763.1249>



استقرار سامانه‌های تابستانی منجر به ایجاد گردان‌های فشاری شمالی- جنوبی در این منطقه می‌گردند. شب‌هنگام با توجه به سرمایش شبانه و افزایش پایداری استاتیکی، شاهد کاهش متوسط جریان درون دره نسبت به شارش‌های روزانه خواهیم بود. وزش بادهای شدید با توجه به نیروی گردان فشار موجود، رشد لایه‌مرزی به‌خصوص در طی ساعات بعدازظهر و درگیر شدن شارش با جریان‌های ترازبالا منجر به دریافت تکانه بیشتر و افزایش سرعت شارش گشته که در ادامه توفان‌های گردوخاک شدید به مدت طولانی ۱۲۰ روز را در پی خواهد داشت (صحت کاشانی و همکاران، ۱۳۸۵). فرسایش خاک یکی از مشکلات مهم بخش کشاورزی است (مکتانینیش، ۱۹۹۰) و کاهش تابش سطحی تأثیر به‌سزایی بر روی گیاهان دارد، به‌خصوص بر گیاهانی که به تابش مستقیم نور خورشید وابسته هستند (اسچرودتر، ۲۰۱۳). تأثیرات گردوخاک بر اکوسیستم‌های اقیانوسی و قاره‌ای نیز به دلیل تولید میکروارگانیسم‌ها، (شامل باکتری‌ها، آغازیان و بعضی از قارچ‌ها مانند مخمرها) قابل مشاهده است (آکین و همکاران، ۲۰۰۴، جیکل و همکاران، ۲۰۰۵، مارتینز، ۲۰۱۱). حتی این فرضیه مطرح است که جنگل‌های بارانی به‌طور عمده توسط گردوخاک صحرا بارور می‌شود (بریستا، ۲۰۱۰) و اثرات بارورسازی آن بر اقیانوس‌ها آن‌قدر زیاد است که در اقلیم جهانی بسیار مؤثر است (مارتین، ۱۹۹۰). به‌علاوه ذرات گردوخاک نقش مهمی بر جنبه‌های مختلف دینامیک آب‌وهوا و اقلیم مانند بودجه تابشی زمین، میکروفیزیک ابرها و شیمی جو دارد. تابش‌های گرمایی ذرات گردوخاک معلق در هوا، انرژی اتمسفر را تغییر می‌دهد و بر امواج شرق‌سو، رشد چرخندهای حاره‌ای بر روی اقیانوس اطلس و جریان سو بیابان صحرا تأثیر می‌گذارد (کاریامپودی و پیرز، ۲۰۰۲، کاریامپودی و کارلسون، ۱۹۸۸). بارکان (۲۰۰۸)، با بررسی الگوهای همدیدی سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی برای دوره‌های پر گردوخاک و بدون گردوخاک در صحرای آفریقا، نشان دادند که تفاوت معنی‌داری در متغیرهای جوی بین دو نوع از سال‌های فوق وجود دارد. در سال‌های پر گردوخاک فصول پاییز، بهار و تابستان در اروپای غربی، آفریقای شمال غربی، یک جریان چرخندی قوی باعث انتقال سرمای

درگیری‌های متعدد و بی‌ثباتی در کشورهای عراق و سوریه موجب افزایش خشکسالی و خشک شدن زمین‌های کشاورزی شده است. همچنین عدم کنترل و چاره‌اندیشی معضل افزایش پدیده گردوخاک، موجب افزایش توفان‌های خاک در این مناطق و ورود این توفان‌ها به غرب و جنوب غرب ایران شده است. در شرق و جنوب شرق کشور (دشت سیستان و طبس) نیز منابع تولیدکننده ذرات گردوخاک وجود دارند که از منابع اصلی تولیدکننده گردوخاک در جهان محسوب می‌شوند. همچنین کویرهای مرکزی ایران را می‌توان از دیگر منابع تولیدکننده گردوخاک نامید (میری و همکاران، ۲۰۰۷). از آنجا که بسیاری از کانون‌های بزرگ گردوخاک که مناطق وسیعی از کشور به‌ویژه جنوب غرب را تحت تأثیر قرار می‌دهند در خارج از مرزهای ایران قرار دارند، شناسایی این کانون‌ها می‌تواند نقش بسیار مهم و مؤثری در کاهش اثرات مخرب گردوخاک بر سلامت و اقتصاد کشور ایفا نماید. پدیده گردوخاک یکی از بلاهای طبیعی به‌شمار می‌رود که هر ساله زندگی تعداد زیادی از انسان‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (میدلتون، ۲۰۱۹).

ابعاد مختلف این پدیده از نیمه دوم قرن بیستم در سطح جهان و از دهه ۷۰ به بعد در ایران به شکل گسترده‌ای مورد مطالعه قرار گرفته است. محققان به چگونگی رخداد این پدیده، متغیرهایی که در شکل‌گیری آن مؤثر بوده‌اند، تحلیل مکانی و زمانی وقوع توفان‌ها و بررسی سامانه‌های همدیدی همراه با رخداد گردوخاک پرداخته‌اند. اثرات بادهای محلی که با توجه به زمان وزش و پهنه فعالیت آن دارای ویژگی‌های متفاوتی است، در برخی مناطق به دلیل تداوم و سرعت زیاد، نمایان و فعالیت‌های ساکنین منطقه را تحت‌الشعاع قرار می‌دهد؛ نمونه بارز آن در کشور دره لوت است. شرایط زمین‌شناختی موجود در اطراف دره لوت نقش بسزایی در گسترش جریان‌های کانالیزه ایفا می‌نماید. امکان این امر از طریق برهمکنش‌های بین واداشت‌های زمین‌شناختی پیچیده و شرایط هواشناسی صورت می‌پذیرد. به‌علاوه فرارفت هوای سرد از عرض‌های شمالی و گردان فشار از عوامل تعیین‌کننده این شارش محسوب می‌گردند (صحت کاشانی و همکاران، ۲۰۰۹). در فصل تابستان

شده را نشان دهند، زیرا ساختار جو بسیار در مسیر انتقال ذرات گردو خاک دارای اهمیت است (انگلس‌تادلر و همکاران، 2009، پرز و همکاران، 2012). همچنین ماهواره‌ها و سنجنده‌های نصب‌شده روی آن‌ها، جهت بررسی برخاستن و انتشار و نشست گردو خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد. در حال حاضر تعداد سنجنده‌هایی که برای پایش گردو خاک روی ماهواره‌ها نصب هستند از 20 هم بیشتر است که اجازه می‌دهند رفتار توفان‌های خاک را فراتر از دید زمینی گسترش دهیم. در سال‌های اخیر این سنجنده‌ها به دلیل گستره مشاهده وسیعشان بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرند (پریتچارد و همکاران، 2018). شاهسونی و همکاران (1391) با استفاده از داده‌های سازمان هواشناسی کشور و داده‌های غلظت هواویز سازمان حفاظت محیط‌زیست توفان‌های خاک در دوره 50 ساله 1340 تا 1389 در کشور بررسی کردند و نتیجه گرفتند که بیشترین روزهای همراه با گردو خاک در استان کرمانشاه با تعداد 107 روز در سال 1387 رخ داده، در حالی که در استان خوزستان 102 روز و در سال 1388 واقع شده بود. ماندگارترین رخداد گردو خاک در این دوره 50 ساله در شهر اهواز و به مدت 144 ساعت (6 روز) گزارش شده بود. ذوالفقاری و هاشمی (1389) به بررسی همدیدی توفان خاک 4 روزه در تیرماه 1388 پرداخته‌اند. این توفان از جنوب غربی تا شمال شرقی ایران گسترده شده بود. حسین زاده (1376) نشان داد که عامل اصلی ایجاد توفان‌های گردو خاک منطقه سیستان بادهای 120 روزه است. همچنین جهت بادهای در توفان‌های منطقه سیستان به‌طور عمده بین 339 تا 346 درجه است که با جهت عمومی بادهای در ایستگاه زابل هماهنگی دارد (ایرانمنش و همکاران، 1384). علیزاده و همکاران (2014) بادهای 120 روزه و توفان غبار سیستان و بلوچستان را توسط WRF-Chem شبیه‌سازی کردند و به این نتیجه رسیدند که بادهای قوی نزدیک سطح زمین در انتشار گردو خاک در مسیر طولانی تأثیر بسزایی دارد. در این مقاله ابتدا به بررسی وضعیت میانگین الگوهای همدیدی در منطقه مورد مطالعه پرداخته شده، سپس با تعیین چند نمونه رخداد بحرانی شرایط شکل‌گیری توفان گردو خاک بررسی شده است.

شدید و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی در این منطقه می‌گردد ولی در شرق و مرکز صحرا و مرکز مدیترانه، جریان و اچرخندی غلبه داشته و گرمای نسبتاً بالا همراه با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی مشهود است. مگرایی و همکاران (2011)، با استفاده از پارامترهای هواشناسی و ماهواره‌ای نتیجه گرفتند که فشار هوا و رطوبت نسبی در روز وقوع گردو خاک نسبت به روز قبل از آن افزایش و میزان دید و دما کاهش می‌یابد. اندریو و همکاران (2009) تغییرات مکانی و زمانی گردو خاک در آسیای مرکزی در طول هفتادسال گذشته را بررسی کردند. نتایج نشان داد که چشمه اصلی گردو خاک عمدتاً در بیابان‌های ماسه‌ای و بیابان‌هایی که تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی است قرار دارد. این مناطق به صورت یک کمربند گردو خاک از غرب به شرق گسترده شده است و منطقه وسیعی از بیابان‌های شمالی دریای خزر، جنوب دریاچه بالکان و دریاچه آرال را شامل می‌گردد. لیو و همکاران (2013) تغییرات مکانی-زمانی گردو خاک در شمال چین را بررسی کردند و نتیجه گرفتند که گردو خاک در شمال غرب منطقه مورد مطالعه بیش‌تر از جنوب شرق است و مدت، شدت و فراوانی روزهای گردو خاکی همبستگی کوچکی با سرعت باد دارد.

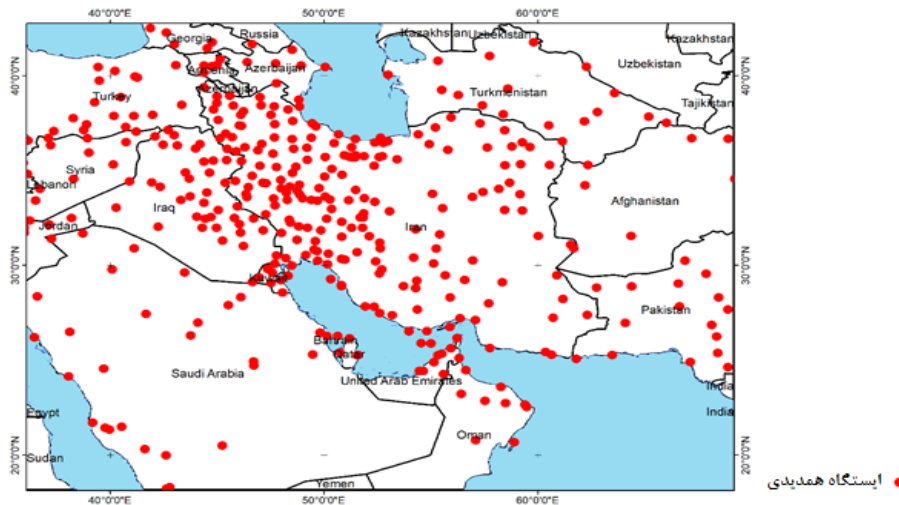
یکی از روش‌های شناسایی چشمه‌های تولیدکننده گردو خاک، ردیابی بسته هوایی است که ذرات با آن منتقل شده‌اند. به این منظور، مدل‌هایی طراحی شده‌اند که تا مسیر حرکت بسته‌هوا را در مکان و زمان شبیه‌سازی کنند. بررسی مسیر می‌تواند به هر دو صورت پیش‌رو و پس‌رو باشد که بررسی هر دو از نظر بررسی چشمه گردو خاک و چگونگی گسترش ذرات گردو خاک بسیار مفید است. مدل‌های مسیریابی معمولاً داده‌های ورودی سه‌بعدی را روی یک شبکه میدان باد با دقت فضایی و زمانی مختلف در دسترس قرار می‌دهد؛ بنابراین، عملکرد این تحلیل‌ها متفاوت از کیفیت داده‌های ورودی است (گبهارت و همکاران، 2005). خروجی این مدل‌ها بسیاری وابسته به شرایط اولیه آن است و به ارتفاع اولیه بسته‌هوا در نظر گرفته شده بستگی دارد زیرا این موضوع سرعت متوسط انتقال بسته تأثیرگذار است. این مدل‌ها مانند مدل HYSPLIT عموماً برای بیش از یک ارتفاع اجرا می‌شوند تا پتانسیل تغییرات مربوط به ارتفاع در نظر گرفته

۲. روش تحقیق

الف) داده‌های دیدبانی:

دوره‌های آماری متفاوت در ایستگاه‌های موجود و احتمال وجود برخی کاستی‌ها در داده‌های اندازه‌گیری شده به دلایل مختلف از جمله خرابی حسگرها، ممکن است در دوره‌های کوتاهی نبود داده و یا داده‌های مشکوک وجود داشته باشد. مشاهدات پدیده‌های هواشناسی به فاصله ۳ ساعت یک‌بار در طول روز و در مجموع ۸ بار در شبانه‌روز ثبت می‌شود.

در شکل ۱، توزیع مکانی ایستگاه‌های همدیدی در منطقه مورد مطالعه نشان داده می‌شود که شامل کشورهای ایران، عراق، سوریه، ترکیه، ترکمنستان، ارمنستان، گرجستان، بخشی از روسیه، ترکمنستان، افغانستان، پاکستان، عمان، امارات متحده عربی، قطر، بحرین، عربستان سعودی و اردن است. با توجه به



شکل ۱ توزیع مکانی ایستگاه‌های همدیدی مورد استفاده در این مطالعه

ب) داده‌های باز تحلیل شده

داده‌ها با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی و در ۶۰ تراز قائم از سطح زمین تا تراز ۰/۱ هکتوپاسکال در دسترس عموم قرار دارد. در این مطالعه، از سری زمانی داده‌های ERA5 برای سال‌های ۲۰۰۹ الی ۲۰۱۸ استفاده شده است.

از عوامل مؤثر بر ایجاد و انتقال پدیده گردوخاک می‌توان به الگوهای جوی و شرایط هواشناختی اشاره کرد، به طوری که در صورت وجود شرایط مساعد جوی، توفان‌های گردوخاک اغلب در زمین‌های خشک و نیمه‌خشک که رطوبت کافی برای پایداری خاک وجود ندارد رخ داده و بر اساس الگوهای فشاری حاکم بر منطقه، این توفان‌ها حرکت نموده و مناطق هم‌جوار را به‌طور مستقیم تحت تأثیر قرار می‌دهند. با مطالعه موقعیت مکانی و زمانی این الگوها بر روی نقشه‌های همدیدی سطح زمین در فصول مختلف سال می‌توان شکل‌گیری، علت و زمان شروع و خاتمه وزش بادهای تأثیرگذار بر فعال‌سازی کانون‌های خارجی گردوخاک را در نقاط مختلف کشور ارزیابی نمود. به‌منظور تحلیل همدیدی از داده‌های باز تحلیل جهانی ERA5 که در سال‌های اخیر تاکنون در دسترس است، استفاده می‌شود. این

ج) تعیین رخداد‌های گردوخاک تأثیرگذار بر کشور در ۱۰ سال (۲۰۱۸-۲۰۰۹):

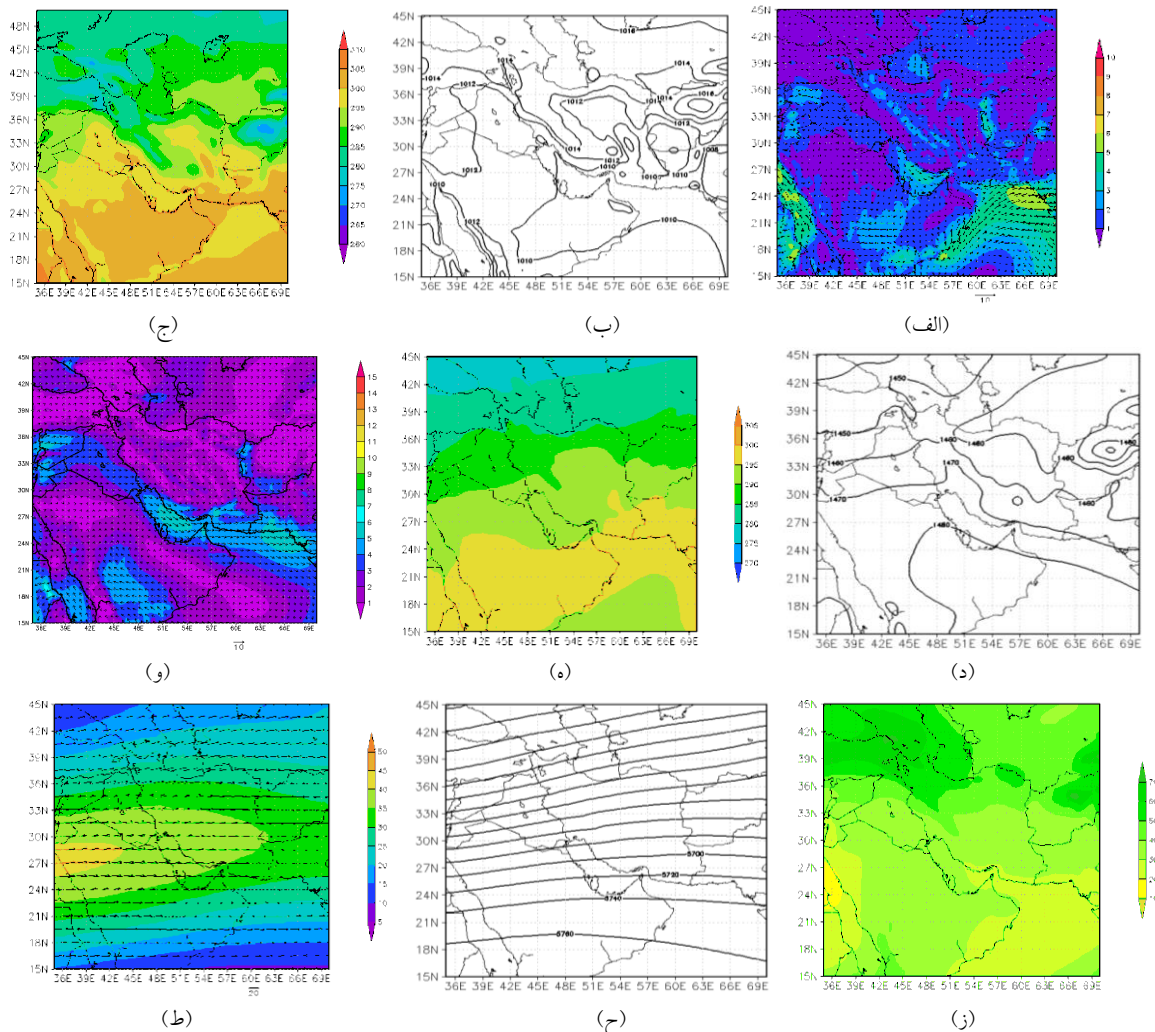
به‌منظور تعیین رخداد‌های بحرانی از داده‌های دیدبانی شده دید افقی و کدهای ثبت گزارش پدیده گردوخاک که ۱۱ کد از ۱۰۰ کد تعریف شده بر اساس دستورالعمل سازمان جهانی هواشناسی (WMO) است، استفاده شده است. برای تعیین موج‌های گردوخاکی وارد شده به مناطق مختلف کشور ابتدا در هرماه هر ایستگاهی که طی یک شبانه‌روز حداقل یک‌بار (طی ۸ بار دیدبانی عناصر جوی) گردوخاک گزارش شده باشد

به‌عنوان یک ایستگاه دارای گردوخاک در نظر گرفته شده است. در این مقاله با توجه به اهمیتی که قدرت دید به‌عنوان مهم‌ترین عامل تعیین شدت موج‌های گردوخاکی دارد، عامل اصلی در تعیین توفان‌های گردوخاک هم به‌شمار می‌رود. با این توصیف توفان گردوخاک به وضعیتی که در آن قدرت دید همراه با این پدیده به کمتر از یک و نیم کیلومتر تقلیل یابد، اطلاق می‌شود. برای کاهش احتمال خطا در تفکیک موج‌های گردوخاکی از گردوخاک‌های محلی، شرط اصلی برای قبول یک موج گرد غبار وجود حداقل ۵ ایستگاه دارای گردوخاک در نظر گرفته شد.

۳- بحث و نتایج

الف) تعیین سامانه‌های جوی مؤثر بر فعال‌سازی کانون‌های توفان گردوخاک خارجی
برای تعیین سامانه‌های جوی مؤثر بر فعال‌سازی کانون‌های گردوخاک خارجی، نخست کشورهای واقع در منطقه مورد مطالعه از نظر ویژگی‌های مربوط به میدان فشار، دما و باد در سطح زمین و وضعیت جبهه، ناوه و پشته در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار گرفته و متداول‌ترین الگوهای همدیدی مؤثر بر فعال‌سازی کانون‌های این کشورها به دست آمد. بررسی الگوهای سطح زمین در شکل ۲ الف تاج نشان داد که در فصل بهار بیشترین مقادیر سرعت باد بر روی خشکی، در مرز کشورهای ایران و افغانستان مشاهده می‌شود. استقرار یک مرکز کم‌فشار با هسته ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در جنوب شرقی ایران مطابق با یک هسته بیشینه دما با دمای ۲۷ تا ۳۲ درجه سلسیوس و یک مرکز پرفشار با هسته ۱۰۱۸ هکتوپاسکال در شرق افغانستان، روی کوه‌های هندوکش سبب شکل‌گیری گرادیان فشار در این نواحی و افزایش تندی باد می‌شود. در شرق کشور سوریه و جنوب شرقی عراق نیز دو مرکز بیشینه باد مشاهده می‌شود. در مناطق غربی، روی رشته کوه

زاگرس و همچنین نواحی شمال و شمال غربی کشور مراکز پرفشار با هسته ۱۰۱۶ هکتوپاسکال مستقر شده است که مطابق با کمینه دما در نوار شمالی کشور و نیز روی رشته کوه زاگرس (بین ۷ تا ۱۰ درجه سلسیوس) است. به‌طور کلی در این فصل در عرض‌های جنوبی دماهای بالا و در عرض‌های شمالی دماهای پایین حاکم است. همچنین الگوهای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۲ د تا و) نشان می‌دهند که در این فصل با شروع افزایش دما، شاهد شکل‌گیری مراکز کم‌ارتفاع در نیمه جنوبی ایران و غرب افغانستان هستیم. همچنین یک مرکز پر ارتفاع روی دریای عرب مستقر شده که زبانه آن به سمت عربستان کشیده شده است و در نواحی جنوبی عربستان یک هسته بیشینه دما با دمای ۲۷ درجه سلسیوس مستقر شده است. در این فصل شیو دمایی جنوب به شمال مشاهده می‌شود. یک جریان از شرق دریای مدیترانه شکل گرفته و با عبور از سوریه و عراق از مرزهای جنوب غربی وارد ایران شده و به‌صورت بادهای شمال غربی روی خلیج فارس و دریای عمان تقویت شده و تا سواحل دریای عرب در پاکستان امتداد خواهد داشت. همچنین در جنوب عربستان و دریای سرخ بادهای جنوب شرقی مشاهده می‌شود که می‌تواند سبب انتقال رطوبت به سمت عرض‌های بالاتر شود (شکل ۲ ز). با توجه به الگوی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲ ح)، در فصل بهار با توجه به شیو دمایی نصف‌النهاری (جنوب به شمال)، ارتفاع ژئوپتانسیلی در عرض‌های بالاتر به دلیل پایین بودن دمای سطح کمتر از عرض‌های پایین‌تر است (شکل ۲ ح). در این فصل جت جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال از شمال عربستان و دریای سرخ شکل گرفته و محور آن از نیمه جنوبی ایران تا غرب افغانستان امتداد دارد (شکل ۲ ط). سرعت باد در هسته این جت که در شمال عربستان مستقر شده بیش از ۴۰ متر بر ثانیه است.



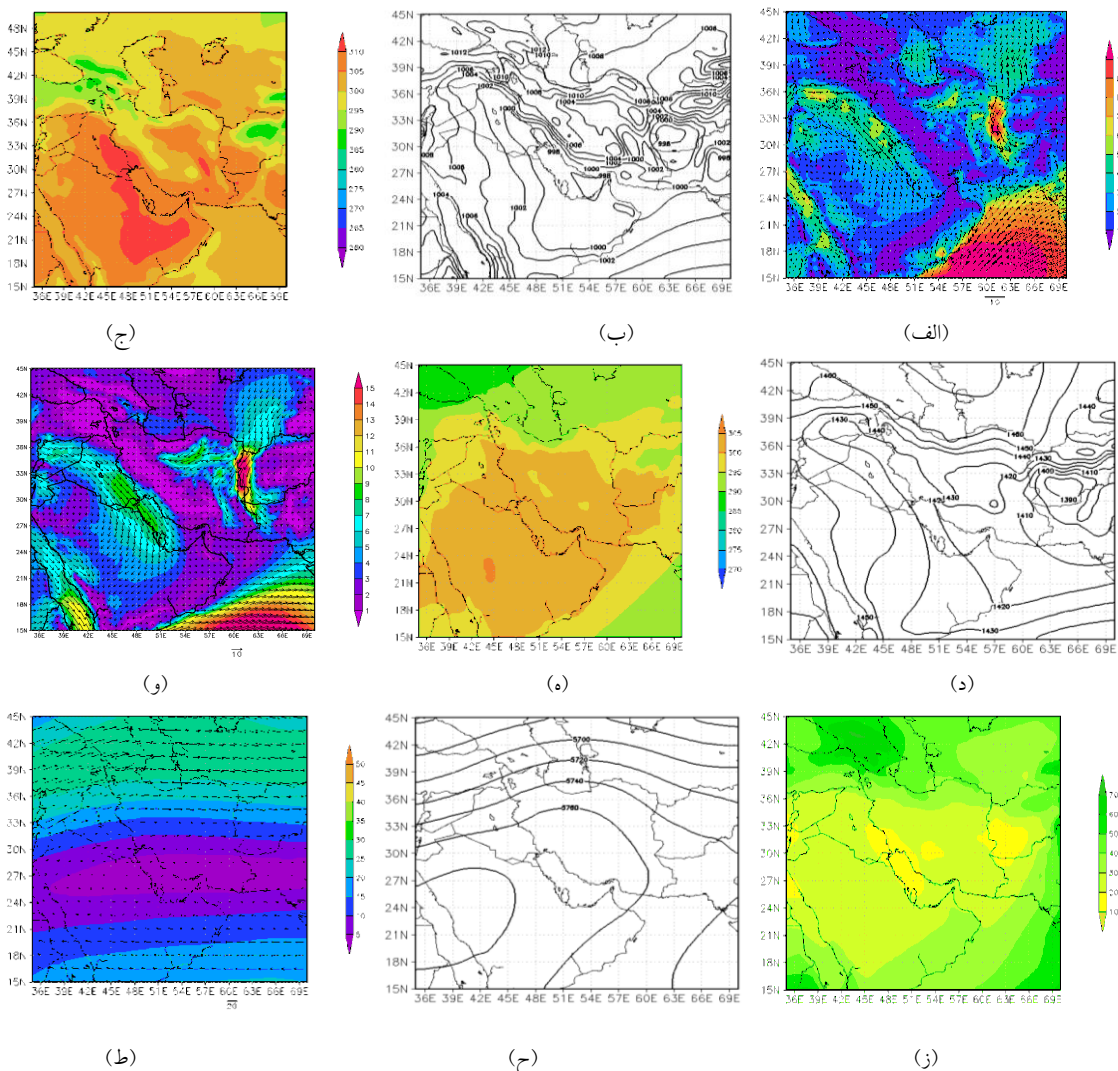
شکل ۲ میانگین الگوی الف) سرعت باد ارتفاع ۱۰ متری، ب) فشار سطح زمین (هکتوپاسکال)، ج) دمای ۲ متری (کلوین)، د) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ه) دما (کلوین) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، و) سرعت باد (متر بر ثانیه) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ز) رطوبت نسبی (%) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ح) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ط) جریان جتی (متر بر ثانیه) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در فصل بهار سال‌های ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸.

در فصل تابستان (شکل الف تا ج) در مناطق جنوبی و جنوب شرقی ایران به دلیل افزایش دمای سطح مراکز کم‌فشار گرمایی شکل می‌گیرد. زبان‌های این کم‌فشار می‌توانند به صورت ناوه وارونه به سمت غرب ایران در امتداد دامنه غربی رشته کوه زاگرس کشیده شود و در شرق عراق مستقر شود و زبان دیگر آن به سمت جنوب حرکت کرده و خلیج فارس، کشورهای عربی حاشیه جنوبی خلیج فارس و نیز عربستان را تحت تأثیر قرار دهد. همچنین، در این فصل در مناطق شمالی و شمال غربی کشور، روی رشته کوه زاگرس تا شرق دریای سیاه، مراکز پرفشار تا ۱۰۱۴ هکتوپاسکال حاکم می‌شود. در غرب و شمال غرب افغانستان، روی کوه‌های هندوکش، پرفشار با هسته ۱۰۱۲

هکتوپاسکال شکل گرفته است؛ بنابراین در فصل تابستان با توجه به شکل‌گیری مراکز کم‌فشار و پرفشار در مرزهای شرقی و نیز در غرب و جنوب غرب شاهد شیو فشاری و در نتیجه تقویت سرعت باد در این نواحی هستیم. با توجه به حرکت کمربند همگرایی درون حاره به سمت عرض‌های بالا، در مناطق جنوب شرقی ایران دما افزایش یافته و به بیش از ۳۰ درجه سلسیوس می‌رسد. همچنین در جنوب غرب کشور و شرق عراق و نیز بیابان‌های عربستان مراکز بیشینه دما روبه‌رو هستیم. دما در نوار جنوبی ایران، خلیج فارس و بخش‌های مرکزی کشور بین ۲۷ تا ۳۲ درجه تغییر می‌کند؛ اما در نوار شمالی و شمال غرب کشور کمینه دما بین ۱۷ تا ۲۲ درجه سلسیوس متغیر است. در

بادهای ۱۲۰ روزه سیستان وارد شرق و جنوب شرق ایران می‌شود، سپس با توجه به وضعیت زمین‌شناختی منطقه از جنوب شرقی وارد پاکستان می‌شود. شاخه دیگر این جریان پس از ورود از شمال شرقی ایران به سمت نواحی مرکزی ایران و دامنه‌های جنوبی البرز می‌رود. علاوه بر آن یک جریان از شرق مدیترانه شکل گرفته و با عبور از سوریه وارد عراق شده، در جنوب شرقی عراق تقویت شده و از مرزهای غربی و جنوب غربی وارد ایران می‌شود، همچنین با عبور از کویت از خلیج فارس وارد عربستان شده و به جریان دیگری از روی دریای سرخ و جنوب عربستان حاکم است می‌پیوندد. این جریان‌های نسبتاً قوی باعث فعال کردن چشمه‌های گردو خاک در مسیر حرکت خود و انتقال آن به داخل کشور می‌شوند. در این فصل، با توجه به افزایش دما در عرض‌های میانی و حرکت کمربند همگرایی درون حاره به سمت عرض‌های بالاتر، شاهد کاهش رطوبت نسبی در اکثر مناطق ایران به ویژه در شرق و جنوب غرب کشور هستیم (شکل ۳ ز) که این شرایط می‌تواند زمینه مناسبی برای فعال شدن چشمه‌های گردو خاک در این مناطق باشد. در این فصل در عرض‌های پایین، با حضور جریان قوی و مرطوب موسمی شاهد افزایش رطوبت به سمت شبه‌قاره هند هستیم. با توجه به افزایش دما و حرکت کمربند همگرایی درون حاره به سمت عرض‌های بالاتر، یک مرکز پر ارتفاع، با نام پر ارتفاع جنب حاره، در شمال افریقا شکل گرفته به تدریج به سمت عرض‌های بالاتر حرکت می‌کند و زبانه‌های آن با عبور از عربستان، تمام ایران، افغانستان و پاکستان را در برمی‌گیرد (شکل ۳ ح). در این فصل مطابق با شکل ۳ ط، با توجه به استقرار پرفشار جنب حاره در عرض‌های میانی، جت جنب حاره به سمت عرض‌های شمالی جابه‌جا می‌شود. محور جت جنب حاره آرایش کمانی به خود گرفته و از دریای مدیترانه شروع شده و با عبور از شرق ترکیه، آذربایجان به صورت جنوب غربی، روی دریای خزر غربی شده و سپس با جهت شمال غربی روی ترکمنستان مستقر می‌شود. بیشینه سرعت آن ۳۰ متر بر ثانیه است. در همین زمان به دلیلی حضور موسمی در عرض‌های پایین، جت شرقی حاره‌ای مشاهده می‌شود.

شمال شرقی افغانستان نیز هسته کمینه دما با دماهای ۷ تا ۱۲ درجه سلسیوس حاکم است، در حالی که در جنوب غربی افغانستان، در مرزهای غربی ایران، دما افزایش یافته و به حدود ۳۲ درجه سلسیوس می‌رسد که باعث شکل‌گیری شیو دمایی در این مناطق می‌شود. مطابق با شکل ۳ د، با توجه به حرکت کمربند همگرایی جنب حاره و افزایش دما در سطوح زیرین و نیز تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، در جنوب غرب افغانستان، غرب پاکستان و شرق ایران مراکز کم ارتفاع دیده می‌شوند. وجود یک مرکز پر ارتفاع نسبتاً قوی در شمال افغانستان، روی کوه‌های هندوکش و نیز ورود یک پشته از مرزهای شمال شرقی به داخل کشور سبب پیدایش شیوهای فشاری مداری و نصف‌النهاری قوی شده و موجب افزایش شدت بادهای در این نواحی می‌شوند. در غرب ایران نیز یک ناوه از روی مناطق جنوبی و خلیج فارس به سمت مرزهای غربی کشور، عراق، سوریه و شرق ترکیه کشیده شده است که در این نواحی نیز شکل‌گیری شیو فشاری و افزایش سرعت باد دور از انتظار نیست. همچنین با توجه به شکل ۳ ه، حرکت کمربند همگرایی درون حاره به سمت عرض‌های بالا، در نیمه جنوبی ایران، غرب افغانستان و پاکستان و همچنین مناطق مرکزی و بیابانی عربستان مراکز بیشینه دما با هسته بیش از ۳۰ درجه سلسیوس مشاهده می‌شود؛ اما در عرض‌های پایین‌تر و نزدیک به مناطق حاره دما کاهش یافته و به حدود ۱۸ درجه سلسیوس می‌رسد که وارونگی شیو دما در این مناطق را به همراه دارد. در فصل تابستان با توجه به افزایش دما و شکل‌گیری شیوهای فشاری در مناطق مختلف شاهد افزایش سرعت بادهای هستیم (شکل ۳ و). در عرض‌های نزدیک به مناطق حاره، جریان قوی موسمی به صورت بادهای مرطوب جنوب غربی مشاهده می‌شود که وارد نیمکره شمالی شده و به دلیل وجود نیروی کوریولیس، روی دریای عرب تغییر جهت داده و وارد شبه‌قاره هند و مناطق موسمی می‌شود. در شرق ایران، با توجه به وجود شیوهای فشاری در این مناطق، یک جریان نسبتاً قوی از روی ازبکستان و ترکمنستان شکل گرفته و با عبور از صحرای قره قوم وارد شمال شرق ایران و غرب افغانستان می‌شود. یک شاخه از جریان در غرب افغانستان تقویت شده و با سرعت زیاد با نام



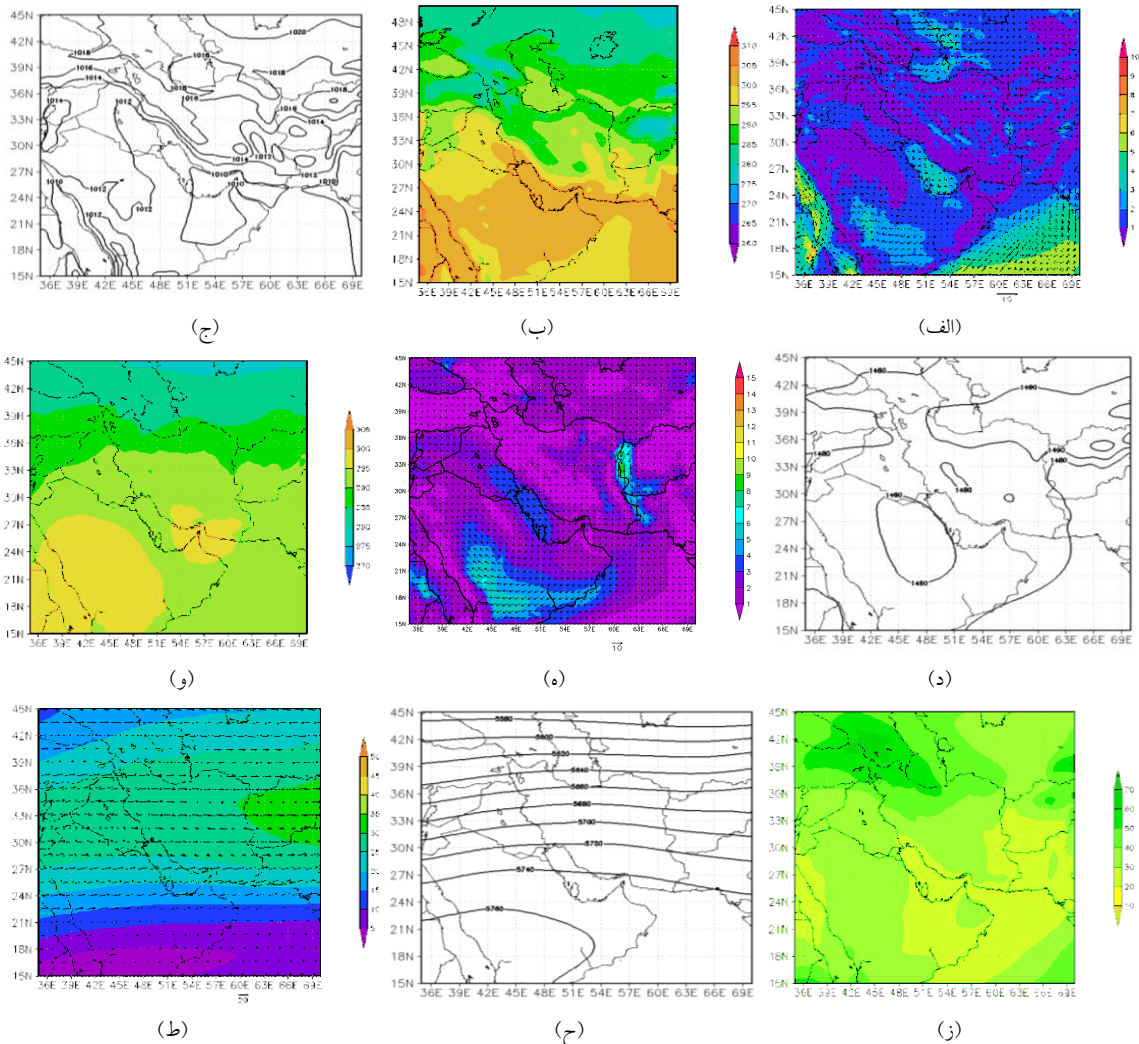
شکل ۳ میانگین الگوی (الف) سرعت باد ارتفاع ۱۰ متری، (ب) فشار سطح زمین (هکتوپاسکال)، (ج) دمای ۲ متری (کلونین)، (د) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، (ه) دما (کلونین) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، (و) سرعت باد (متر بر ثانیه) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، (ز) رطوبت نسبی (%) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، (ح) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و (ط) جریان جتی (متر بر ثانیه) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان سال‌های ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸.

خلیج فارس شکل گرفته می‌پیوندد و زبانه آن به سمت جنوب غرب ایران و شرق عراق کشیده می‌شود؛ بنابراین هماهنگی با الگوی فشاری سطح زمین و دما، افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در بیشتر مناطق به چشم می‌خورد (شکل ۴ د). یک مرکز پر ارتفاع در نواحی مرکزی عربستان مشاهده می‌شود، در حالی که در نواحی مرکزی و جنوب شرقی ایران مراکز کم ارتفاع مستقر هستند. یک همسایگی سبب ایجاد شیو فشاری در نیمه جنوبی کشور می‌شود. در این تراز در بیشتر مناطق با کاهش محسوس دما روبه‌رو هستیم (شکل ۴ ه). با نفوذ هوای سرد از عرض‌های بالاتر به داخل کشور دما کاهش

الگوهای سطح زمین در فصل پاییز (شکل ۴ الف تا ج) نشان داد که بزرگی سرعت باد نسبت به فصل تابستان در بیشتر مناطق به شدت کاهش یافته است ولی همچنان سرعت باد در مناطق شرق و جنوب شرقی ایران قابل توجه است که ناشی از استقرار یک مرکز کم فشار در جنوب غربی افغانستان و یک منطقه پرفشار در شمال شرقی افغانستان حاکم است و استمرار شیو فشاری در این نواحی را موجب شده است. با توجه به روند کاهشی دما، در بیشتر مناطق با افزایش فشار روبه‌رو هستیم (شکل ۴ ب). در جنوب شرق و جنوب ایران یک مرکز کم فشار مستقر شده که به مرکز کم فشار که روی شرق عربستان و

کشور، شرق عربستان، شرق و جنوب شرق ایران، غرب افغانستان و پاکستان رطوبت نسبی کمتر از ۳۰٪ است. همچنین مشاهده می شود پر ارتفاع جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تضعیف شده به سمت عرض های پایین جابه جا شده و در اکثر مناطق به ویژه عرض های شمالی شاهد کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی هستیم (شکل ۴ ح). در فصل پاییز با توجه به روند کاهشی دما و تضعیف پرفشار جنب حاره، جت جنب حاره مجدداً به سمت عرض های پایین حرکت کرده و بیشینه سرعت باد روی افغانستان قرار می گیرد (شکل ۴ ط). در این فصل با توجه به اتمام فصل موسمی، جت شرقی حاره ای نیز از بین می رود.

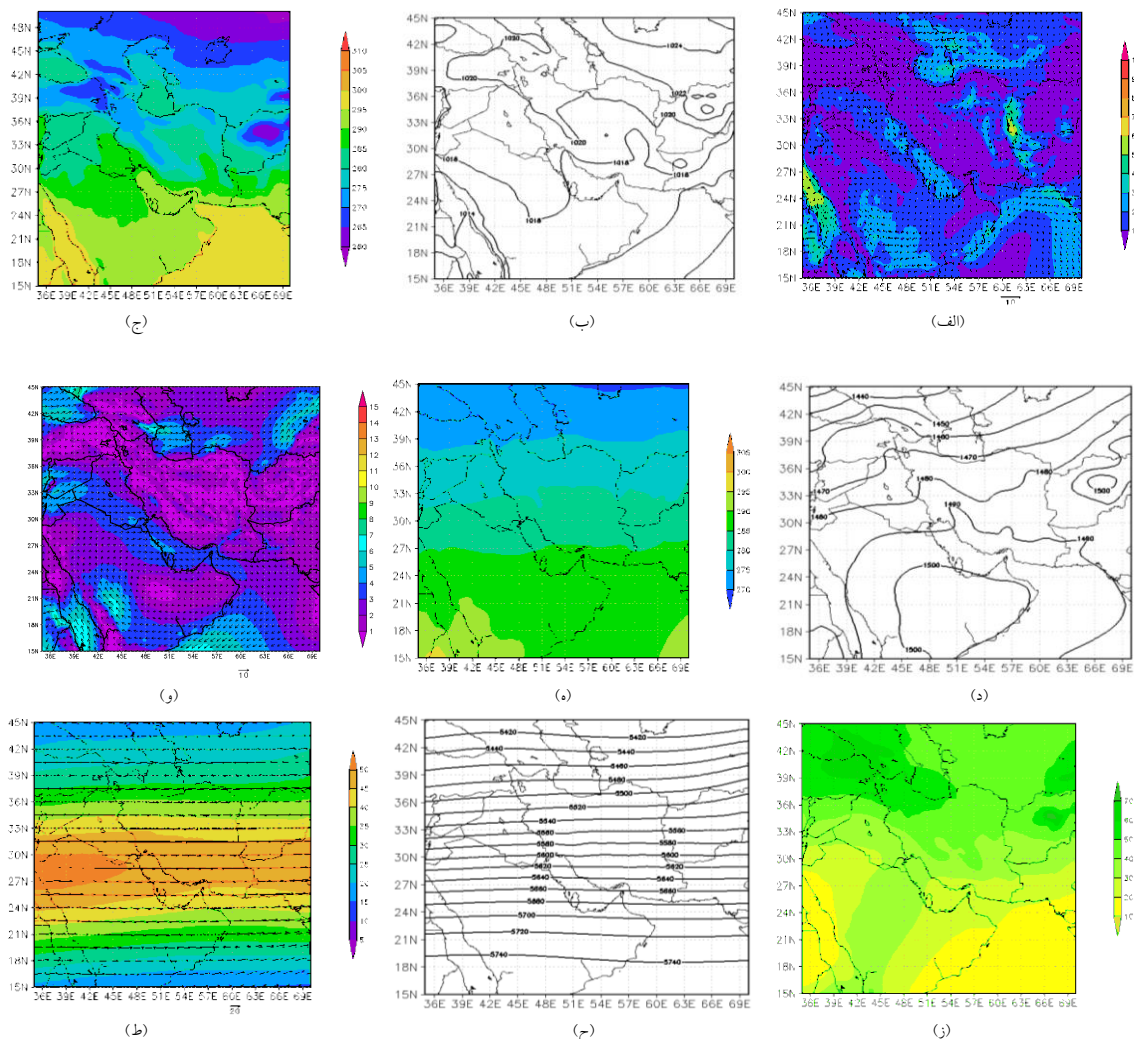
می یابد. مطابق با شکل ۴ و در فصل پاییز با توجه به روند کاهشی دما و کاهش شیوهای فشاری، از سرعت بادهای در بیشتر مناطق کاسته می شود اما همچنان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز در مرزهای شرقی ایران بیشینه سرعت باد مشاهده می شود. همچنین نواحی جنوب غرب کشور تحت تأثیر بادهای جنوب شرقی عراق و کویت است. در جنوب عربستان و دریای سرخ جریان های جنوب شرقی دیده می شود. مطابق با شکل ۴ ز، با توجه به روند کاهشی دما و تضعیف پر ارتفاع جنب حاره، جریان های مرطوب از سمت دریای سیاه شکل گرفته و از شمال غربی وارد کشور شده و در نیمه شمالی ایران تا نواحی مرکزی شاهد افزایش رطوبت نسبی هستیم؛ اما همچنان در نوار جنوبی



شکل ۴ میانگین الگوی الف) سرعت باد ارتفاع ۱۰ متری، ب) فشار سطح زمین (هکتوپاسکال)، ج) دمای ۲ متری (کلوین)، د) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ه) دما (کلوین) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، و) سرعت باد (متر بر ثانیه) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ز) رطوبت نسبی (%) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ح) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ط) جریان جتی (متر بر ثانیه) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در فصل پاییز سال های ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸.

در فصل زمستان سرعت باد ۱۰ متری در غرب ترکمنستان و مناطق شمالی دریای خزر افزایش یافته و در سایر مناطق کاهش نسبی نشان می‌دهد (شکل ۵ الف). مطابق با شکل ۵ ب، با توجه به کاهش دما در بیشتر مناطق فشار افزایش پیدا می‌کند. در غرب ایران، روی رشته کوه زاگرس و نیمه شمالی ایران فشار بیشتر از سایر مناطق است. در سواحل خلیج فارس و دریای عمان فشار کمتر از سایر مناطق به چشم می‌خورد؛ بنابراین، شیوهای فشاری در فصل زمستان نسبت به فصل تابستان کمتر دیده می‌شود. در این فصل کاهش محسوس دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در تمام نقاط مشاهده می‌شود (شکل ۵ ج). کمینه دما در نیمه شمالی کشور و رشته زاگرس با دماهای کمتر از ۲- درجه سلسیوس دیده می‌شود. در نوار جنوبی کشور و آب‌های خلیج فارس، دریای عمان و دریای عرب دما به بیش از ۲۳ درجه سلسیوس می‌رسد. مطابق با شکل ۵ د در فصل زمستان، با توجه به کاهش دما در اکثر مناطق و افزایش فشار سطح، ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال افزایش پیدا کرده است. در عرض‌های شمالی به دلیل استقرار پرفشار سبیری در سطح زمین و کم‌عمق بودن آن، در این تراز با کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی روبه‌رو هستیم. در نیمه غربی و جنوب غربی کشور نیز یک ناوه مستقر شده است که علاوه بر ایران، کشورهای عراق، کویت، سوریه و ترکیه را نیز در بر گرفته است. در فصل زمستان، مطابق با شکل ۵ ه، با ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی و استقرار پرفشار سبیری، دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کاهش یافته و از صفر درجه سلسیوس در شمال کشور به ۱۲ درجه در نواحی جنوبی می‌رسد و بیشینه دما در سواحل دریای عمان و خلیج فارس دیده می‌شود. در فصل زمستان، مطابق با شکل ۵ ب، با توجه به کاهش دما در بیشتر مناطق فشار افزایش پیدا می‌کند. در غرب ایران، روی رشته کوه زاگرس و نیمه شمالی ایران فشار بیشتر از سایر مناطق است. در سواحل خلیج فارس و دریای عمان فشار کمتر از سایر مناطق به چشم می‌خورد؛ بنابراین، شیوهای فشاری در فصل زمستان نسبت به فصل تابستان کمتر دیده می‌شود. در این فصل کاهش محسوس دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در تمام نقاط مشاهده می‌شود (شکل ۵ ج). کمینه دما در نیمه شمالی کشور و رشته زاگرس با دماهای کمتر از ۲- درجه سلسیوس دیده می‌شود. در نوار جنوبی کشور و آب‌های خلیج فارس، دریای عمان و دریای عرب دما به بیش از ۲۳ درجه سلسیوس می‌رسد. مطابق با شکل ۵ د در فصل زمستان، با توجه به کاهش دما در اکثر مناطق و افزایش فشار سطح، ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال افزایش پیدا کرده است. در عرض‌های شمالی به دلیل استقرار پرفشار سبیری در سطح زمین و کم‌عمق بودن آن، در این تراز با کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی روبه‌رو هستیم. در نیمه غربی و جنوب غربی کشور نیز یک ناوه مستقر شده است که علاوه بر ایران، کشورهای عراق، کویت، سوریه و ترکیه را نیز در بر گرفته است. در فصل زمستان، مطابق با شکل ۵ ه، با ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی و استقرار پرفشار سبیری، دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کاهش یافته و از صفر درجه سلسیوس در شمال کشور به ۱۲ درجه در نواحی جنوبی می‌رسد و بیشینه دما در سواحل دریای عمان و خلیج فارس دیده می‌شود.

عمان و خلیج فارس دیده می‌شود. در فصل زمستان هم‌زمان با استقرار پرفشار سبیری در عرض‌های شمالی، شدت بادهای در این تراز روی دریای سرخ، دریای خزر و ترکمنستان تقویت شده است (شکل ۵ و). همچنین در شرق مدیترانه جریان جنوب غربی شکل گرفته و پس از عبور از سوریه در مرزهای عراق تضعیف می‌شود. در جنوب عربستان و دریای سرخ با توجه به استقرار پرفشار در این فصل، همچنان جریان‌های جنوب شرقی حاکم هستند. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز یک جریان مرطوب از جنوب دریای سرخ شکل گرفته و به سمت شمال شرقی عربستان حرکت کرده و باعث افزایش رطوبت نسبی در مناطق جنوب غربی ایران می‌شود. همچنین ورود رطوبت از سمت شمال غربی ادامه داشته و اکثر مناطق ایران، عراق و سوریه با افزایش رطوبت نسبی روبه‌رو هستند (شکل ۵ ز). مشابه با الگوی فصل پاییز در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پرفشار جنب حاره تضعیف شده به سمت عرض‌های پایین جابه‌جا شده و در اکثر مناطق به‌ویژه عرض‌های شمالی شاهد کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی هستیم (شکل ۵ ح). جت جنب حاره نیز به سمت عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا شده و هسته آن روی شمال عربستان قرار می‌گیرد و محور آن با عبور از نیمه جنوبی ایران به غرب پاکستان می‌رسد (شکل ۵ ط). در طی فصل زمستان وزش جت قطبی قوی‌تر و حرکت آن به سمت نواحی جنوبی‌تر است تا جایی که لبه هوای سرد جبهه قطبی تا منطقه جنب حاره گسترش می‌یابد. این در حالی است که در فصل تابستان جت ضعیف‌تر شده و در عرض‌های شمالی‌تر استقرار دارد.



شکل ۵ میانگین الگوی الف) سرعت باد ارتفاع ۱۰ متری، ب) فشار سطح زمین (هکتوپاسکال)، ج) دمای ۲ متری (کلونین)، د) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ه) دما (کلونین) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، و) سرعت باد (متر بر ثانیه) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ز) رطوبت نسبی (%) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ح) ارتفاع ژئوپتانسیلی (متر) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ط) جریان جتی (متر بر ثانیه) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در فصل زمستان سال‌های ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸.

۴. نتیجه گیری

همچنین در این فصل با توجه به الگوی دما و فشار در ترازهای زیرین جو، در عرض‌های شمالی رطوبت نسبی بیشتر از عرض‌های پایین‌تر است.

در فصل تابستان با توجه به شکل‌گیری مراکز کم‌فشار و پرفشار در مرزهای شرقی و نیز در غرب و جنوب غرب شاهد شیو فشاری و در نتیجه تقویت سرعت باد در این نواحی هستیم. به طوری که بیشترین سرعت باد ۱۰ متری در فصل تابستان مشاهده می‌شود. در این فصل سرعت باد در مناطق مرکزی ایران قابل توجه است. در این فصل با توجه به حرکت کمربند همگرایی درون حاره به سمت عرض‌های بالا، در مناطق جنوب

در این مقاله، ویژگی‌های مربوط به میدان فشار، دما و باد در سطح زمین و وضعیت جبهه، ناوه و پشته در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و موقعیت جریان جتی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه مورد مطالعه بررسی شده است. در فصل بهار بیشترین مقادیر سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری بر روی خشکی، در مرز کشورهای ایران و افغانستان مشاهده می‌شود. در نواحی جنوب شرقی ایران یک مرکز کم‌فشار با توجه به گرمایش سطح و تقویت شارهای گرمایی سطح، در حال شکل‌گیری است. به طوری که در این فصل در عرض‌های جنوبی دماهای بالا و در عرض‌های شمالی دماهای پایین حاکم است.

شمال عربستان قرار می‌گیرد و محور آن با عبور از نیمه جنوبی ایران به غرب پاکستان می‌رسد. علاوه بر این وزش جت قطبی قوی‌تر و حرکت آن به سمت نواحی جنوبی‌تر است تا جایی که لبه هوای سرد جبهه قطبی تا منطقه جنب حاره گسترش می‌یابد. این در حالی است که در فصل تابستان جت ضعیف‌تر شده و در عرض‌های شمالی‌تر استقرار دارد.

۵. منابع

۱. ایرانمنش، ف.، عرب‌خداری، م.، اکرم، م. ۱۳۸۴: بررسی مناطق برداشت ذرات گردوغبار و ویژگی‌های انتشار آن‌ها در توفان‌های منطقه سیستان با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای، مجله پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره ۶۷، ۲۵-۳۳.
۲. حسین‌زاده، س. ر.، ۱۳۷۶: بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۴۷: ۱۰۳-۱۲۷.
۳. ذوالفقاری، م.، هاشمی، م. ن. ۱۳۸۹: بررسی سینوپتیکی و دینامیکی پدیده گردوغبار مورخه چهاردهم تا هفدهم تیرماه ۱۳۸۸ کشور، مجموعه مقالات دومین همایش ملی فرسایش بادی و توفان‌های گردوغبار، ۲۷ و ۲۸ بهمن‌ماه، دانشگاه یزد، ص ۲۴.
۴. شاهسونی، ع.، م. یاراحمدی، ع. مصدقی‌نیا، م. یونسیان، ن. جعفرزاده، ا. نعیم‌آبادی، م. ثالثی، ک. ندافی، ۱۳۹۱: تحلیل روند گردوغبار ورودی به ایران با تأکید بر استان خوزستان. نشریه حکیم، دوره ۱۵، شماره ۳، ۱۹۲-۲۰۲.
۵. صحت کاشانی، س.، ع. ع.، بیدختی، ع.، رنجبر، ۱۳۸۵: مطالعه عددی میدان باد در دره لوت با استفاده از شبیه‌سازی عددی در دو فصل گرم و سرد سال. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه هواشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
6. Alizadeh-Choobari, O, A Sturman, P Zawar-Reza, 2015: Global distribution of mineral dust and its impact on radiative fluxes as simulated by WRF-Chem. *Meteorology and Atmospheric Physics* 127 (6), 635-648.
7. Alizadeh-choobari, O., P., Zawar-Reza, and A., Sturman, 2014: The "wind of 120 days"

شرقی ایران دما افزایش داشته و در جنوب غرب کشور و شرق عراق و نیز بیابان‌های عربستان مراکز بیشینه دما روبه‌رو هستیم؛ بنابراین، با توجه به افزایش دما در عرض‌های میانی و حرکت کمربند همگرایی درون حاره به سمت عرض‌های بالاتر، شاهد کاهش رطوبت نسبی در اکثر مناطق ایران به‌ویژه در شرق و جنوب غرب کشور هستیم. در فصل پاییز مقادیر سرعت باد نسبت به فصل تابستان به‌شدت کاهش یافته است ولی همچنان سرعت باد در مناطق شرق و جنوب شرقی ایران قابل توجه است؛ که ناشی از استقرار یک مرکز کم‌فشار در جنوب غربی افغانستان و یک منطقه پرفشار در شمال شرقی افغانستان و استمرار شیو فشاری در این نواحی است. همچنین با نفوذ هوای سرد از عرض‌های بالاتر به داخل کشور دما کاهش می‌یابد. در این فصل با توجه به روند کاهشی دما و تضعیف پر ارتفاع جنب حاره، جریان‌های مرطوب از سمت دریای سیاه شکل گرفته و از شمال غربی وارد کشور شده و در نیمه شمالی ایران تا نواحی مرکزی شاهد افزایش رطوبت نسبی هستیم. در فصل زمستان با توجه به کاهش دما، در بیشتر مناطق فشار افزایش پیدا می‌کند. شیوهای فشاری در فصل زمستان نسبت به فصل تابستان کمتر دیده می‌شود. سرعت باد ۱۰ متری در غرب ترکمنستان و مناطق شمالی دریای خزر افزایش یافته و در سایر مناطق کاهش نسبی نشان می‌دهد، همچنین مشابه با فصل پاییز ورود رطوبت از سمت شمال غربی کشور ادامه داشته و علاوه بر آن یک جریان مرطوب از جنوب دریای سرخ شکل گرفته و به سمت شمال شرقی عربستان حرکت کرده و باعث افزایش رطوبت نسبی در مناطق جنوب غربی ایران می‌شود. در فصل بهار جریان جتی جنب حاره از شمال عربستان و دریای سرخ شکل گرفته و محور آن از نیمه جنوبی ایران تا غرب افغانستان امتداد دارد و در فصل تابستان به سمت عرض‌های شمالی جابه‌جا می‌شود. در همین زمان به دلیلی حضور موسمی در عرض‌های پایین، جت شرقی حاره‌ای مشاهده می‌شود. در فصل پاییز با توجه به روند کاهشی دما و تضعیف پرفشار جنب حاره، جت جنب حاره مجدداً به سمت عرض‌های پایین حرکت کرده و بیشینه سرعت باد روی افغانستان قرار می‌گیرد. در فصل زمستان نیز جت جنب حاره به سمت عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا شده و هسته آن روی

18. Martin, J. H., Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1–13, 1990.
19. Martínez-García, Alfredo; Rosell-Melé, Antoni; Jaccard, Samuel L; Geibert, Walter; Sigman, Daniel M; Haug, Gerald H., 2011: Accumulation rates of ODP Site 177-1090. PANGAEA, doi.org/10.1594/PANGAEA.767460.
20. McTainsh, G.H., Lynch, A.W. and Burgess, R.C., 1990: Wind erosion in eastern Australia. *Soil Research*, 28(2), pp.323-339.
21. Middleton, N., Tozer, P. and Tozer, B., 2019: Sand and dust storms: underrated natural hazards. *Disasters*, 43(2), pp.390-409.
22. Miri, A., H. Ahmadi, A. Ghanbari, A. R. Moghaddamnia, 2009: Dust Storms Impacts on Air Pollution and Public Health under Hot and Dry Climate.
23. Okin GS, Baker AR, Tegen I, Mahowald NM, Dentener FJ, Duce RA, 2011: Impacts of atmospheric nutrient deposition on marine productivity: roles of nitrogen, phosphorus, and iron. *Global Biogeochem Cycles* 25. doi:10.1029/2010GB003858048376.
24. Okin, G. S., N. Mahowald, O. A. Chadwick, and P. Artaxo, 2004: Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems, *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB2005, doi:10.1029/2003GB002145.
25. Pritchard, H., Gabrys, J. and Houston, L., 2018: Re-calibrating DIY: Testing digital participation across dust sensors, fry pans and environmental pollution. *New media & society*, 20(12), pp.4533-4552.
26. Schroedter-Homscheidt M, Oumbe A, Benedetti A, Morcrette J-J, 2013: Aerosols for concentrating solar electricity production forecasts: requirement quantification and ECMWF/MACC aerosol forecast assessment. *Bull Am Meteorol Soc* 94:903–914.
27. SehatKashani, S., M. Salehi Barough, A.A. Bidokhti, A.Ranjbar, 2009: The Numerical Study of Low Level Jets Formation in South Eastern of Iran. *International Scholarly and Scientific Research & Innovation* 4(10) 2010.
28. Thomson MC, Molesworth A, Djingarey MH, 2006: Potential of environmental models to predict meningitis epidemics in Africa. *Trop Med Int Health* 11:781–788.
8. Alonso-Perez S, Cuevas E, Querol X, Guerra JC, Perez C, 2012: African dust source regions for observed dust outbreaks over the Subtropical Eastern North Atlantic region above 25°N. *J Arid Environ* 78:100–109.
9. Barkan, J., P. Alpert, 2008: Synoptic patterns associated with dusty and non-dusty seasons in the Sahara. *Theor. Appl. Climatol.* DOI 10.1007/s00704-007-0354-9.
10. Bristow, C.S., Hudson-Edwards, K.A. and Chappell, A., 2010: Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
11. Engelstaedter S, Washington R, Mahowald N, 2009: Impact of changes in atmospheric conditions in modulating summer dust concentration at Barbados: a back-trajectory analysis. *J Geophys Res* 114, D17111.
12. Gebhart, KA., Schichtel BA, Barna MG, 2005: Directional biases in back trajectories caused by model and input data. *J AirWaste Manage Assoc* 55:1649–1662.
13. Jickells, T.D., An, Z.S., Andersen, K.K., Baker, A.R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J.J., Boyd, P.W., Duce, R.A., Hunter, K.A. and Kawahata, H., 2005: Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate science, 308(5718), pp.67-71.
14. Karyampudi, V. M., and H. F. Pierce, 2002: Synoptic-scale influence of the Saharan Air Layer on tropical cyclogenesis over the eastern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 3100-3128.
15. Karyampudi, V. M., and T. N. Carlson, 1988: Analysis and Numerical Simulations of the Saharan Air Layer and Its Effect on Easterly Wave Disturbances. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3102–3136,
16. Liu, J., Wang, B., Cane, M. A., Yim, S. Y., and Lee, J. Y., 2013: Divergent global precipitation changes induced by natural versus anthropogenic forcing. *Nature* 493, 656–659. doi: 10.1038/nature11784
17. Maghrabi, A., B.Alharbi and N.Tapper, 2011: Impact of the March 2009 dust event in Saudi Arabia on aerosol optical properties, meteorological parameters, sky temperature and emissivity. *Atmospheric Environment*, Volume 45, Issue 13, Pages 2164-2173.