

توزیع ازون وردسپهری در منطقه جنوب غرب آسیا و عوامل مؤثر بر آن

مهسا دامن‌افشان^{۱*}، عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۲، امید علیزاده^۳ و میکائیل اسپرنگر^۴

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ استاد گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ دانشیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴ استاد، گروه دینامیک جو، مؤسسه علوم جوی و اقلیمی دانشگاه ای‌تی‌اچ زوریخ، زوریخ، سوئیس

(دریافت: ۱۴۰۱/۰۳/۰۸، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۰۹)

چکیده

در این پژوهش توزیع ازون وردسپهری، که گازی آلاینده و گلخانه‌ای در جو است، در لایه‌های مختلف وردسپهر روی منطقه جنوب غرب آسیا بررسی شده است. این مطالعه برای دوره پنج ساله ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۶ با استفاده از داده‌های CAMSRA حاصل سومین پروژه ECMWF در حوزه شیمی جو انجام شده است. نتایج میانگین ماهانه غلظت ازون وردسپهری در منطقه و سری زمانی آن در سه ناحیه روی ایران (شمال غرب ایران، تهران و جنوب شرق ایران) نشان دادند بیشینه ازون در لایه‌های مختلف وردسپهر با چشمه‌های متفاوت، در فصل تابستان رخ می‌دهد. این بیشینه در لایه‌های زیرین (سطح زمین تا ۷۰۰ هکتوپاسکال) بیشتر منشأ انسان‌زاد دارد و در لایه‌های میانی و زیرین، حاصل نفوذ هوای پوشن‌سپهری به وردسپهر است.

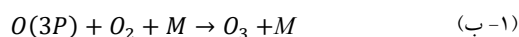
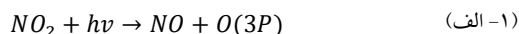
فرونشست هوا در دو منطقه شرق مدیترانه و شرق خزر و افغانستان و همچنین وقوع پدیده‌های تاشدگی وردایست یا انتقال هوای پوشن‌سپهر به وردسپهر در دو منطقه مذکور که ریشه در مونسون هند در طول تابستان دارد، علت اصلی غلظت زیاد ازون در لایه‌های میانی جو منطقه است. همچنین مطالعات آماری رخداد بی‌هنجاری ازون نشان داد دوره‌های افزایش غلظت ازون در منطقه جنوب شرق ایران به کرات رخ می‌دهد. این موضوع می‌تواند ناشی از تغییر در عوامل انتقال ازون پوشن‌سپهری در منطقه باشد؛ مانند تغییر در گردش مونسون هند و واچرخند تبت.

واژه‌های کلیدی: ازون وردسپهری، ازون پوشن‌سپهری، تاشدگی وردایست، جنوب غرب آسیا

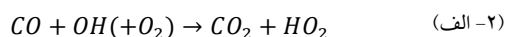
۱ مقدمه

بعد از کشف ازون در سال ۱۸۳۹ توسط استنچر و ادعای وی مبنی بر وجود ازون در جو (استنچر، ۱۹۴۳) تلاش برای اندازه‌گیری ازون و بررسی نحوه توزیع آن شروع شد. حدود نود درصد ازون موجود در جو که سپری در برابر تابش فرابنفش خورشیدی برای کره زمین محسوب می‌شود، در پوشش سپهر است. ده درصد باقیمانده که در وردسپهر است، سه نقش متفاوت و مهم ایفا می‌کند: (۱) طبق گزارش‌های هیئت بین‌دولتی تغییر اقلیم (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)، سومین گاز گلخانه‌ای است؛ (۲) واداشت تابشی ازون وردسپهری عدم قطعیت زیادی دارد؛ زیرا به دلیل طول عمر نه‌چندان بلند، توزیع همگنی در جو زمین ندارد؛ (۳) آگاهی از چگونگی توزیع و روند تغییرات آن در گذشته دشوار است. ازون سطحی نیز که آلاینده ثانویه است، برای بوم‌سازگان، گیاهان و سلامت انسان مضر است. چشمه‌های ازون وردسپهری را می‌توان از یک دیدگاه به دو دسته طبیعی و مصنوعی (شکل ۱) و از دیدگاه دیگر به دو دسته حاصل از انتقال پوشش سپهری و تولید فوتوشیمیایی تقسیم کرد.

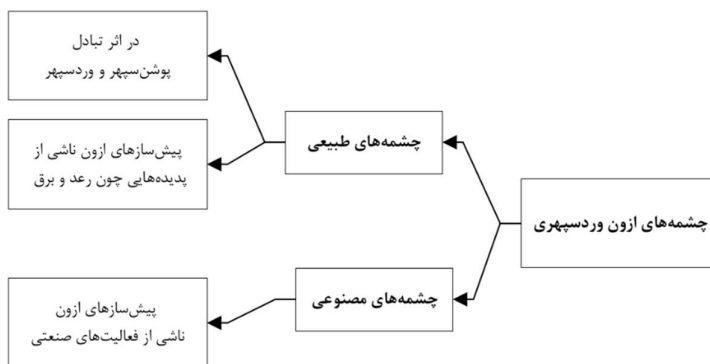
واکنش‌های تولید و نابودی ازون در جو ایستا مطابق معادلات (۱) است. تجزیه فوتوشیمیایی یا نورکافت (Photodissociation) دی‌اکسید ازت، که یک گاز پیش‌ساز است، با تابش خورشید موجب ایجاد اکسیژن فعال می‌شود و ترکیب آن با مولکول اکسیژن به تشکیل ازون منجر می‌شود. سپس ازون در واکنش شیمیایی با اکسید ازت نابود و این چرخه در وردسپهر تکرار می‌شود. در معادله (۱-الف) منظور از O(3P) اتم اکسیژن در حالت الکترونی پایه است و در معادله (۱-ب)، M نشان‌دهنده واکنش‌دهنده سوم است (مانکس و همکاران، ۲۰۱۵).



آلاینده‌های انسان‌زاد مانند مونوکسید کربن (CO)، اکسیدهای نیتروژن (NO_x) و ترکیبات آلی فرار (Volatile Organic Compounds, VOCs) در واکنش‌های شیمیایی تولید فوتوشیمیایی ازون نقش دارند. VOCs ترکیباتی شیمیایی هستند که در ساختارشان اتم کربن وجود دارد و به راحتی در دمای اتاق با تبخیر یا تصعید در هوای اطراف منتشر می‌شوند. دی‌اکسید نیتروژن (NO_2) مهم‌ترین اکسید نیتروژن است که بیشتر با فعالیت‌های انسانی ناشی از سوزاندن سوخت‌های فسیلی تولید می‌شود. البته، NO_2 به صورت طبیعی در هنگام آذرخش و در آتشفشان‌ها هم تولید می‌شود. این پیش‌سازها با OH وارد واکنش می‌شوند و HO_2 تولید شده با NO واکنش شیمیایی انجام می‌دهد و NO_2 تولید می‌کند. به علت نورکافت سریع NO_2 ، اکسیژن تک‌اتمی (معادله ۱-الف) و سپس طبق معادله (۱-ب) ازون تولید می‌شود. به این ترتیب پیش‌سازهای ازون باعث افزایش تولید فوتوشیمیایی ازون می‌شوند (مانکس و همکاران، ۲۰۱۵).



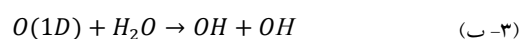
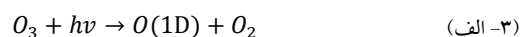
ظرفیت اکسایش جو بیشتر با رادیکال‌های OH کنترل می‌شود. طبق معادله (۳-الف) نورکافت ازون یک اکسیژن تک‌اتمی در حالت برانگیخته الکترونی یعنی O(1D) تولید می‌کند و سپس OH تولید شده در معادله (۳-ب) در جو مانند جارویی آلاینده‌های هیدروکربن‌دار را مانند معادله (۲-ب) پاک می‌کند؛ بنابراین ازون نقش مهمی در ظرفیت اکسایش جو دارد (مانکس و همکاران، ۲۰۱۵).



شکل ۱. چشمه‌های گوناگون ازون وردسپهری.

دنیلسن (۱۹۵۸) که وردایست را از دیدگاه دینامیکی تعریف کردند، کارهای متعددی درباره وجود ارتباط مستقیم توزیع تاوایی پتانسیلی (PV) و ازون وردسپهری انجام شد (دنیلسن، ۱۹۶۸).

با پیشرفت سنجنده‌های ازون، دانشمندان در دهه هفتاد به نقش تولید فوتوشیمیایی ازون نیز پی بردند. فیشمن و همکاران (۱۹۷۹) به این نتیجه رسیدند که سهم تولید فوتوشیمیایی ازون در وردسپهر در حد مقدار انتقال آن از پوشش سپهر به وردسپهر است. البته، قبلاً در سال ۱۹۴۷ آلودگی شدید مه‌دود لس‌آنجلس مورد توجه قرار گرفته و هاگان-اسمیت (۱۹۵۲)، سازوکار تولید ازون به صورت فوتوشیمیایی را معرفی کرده بود. با صنعتی شدن جوامع و انتشار زیاد پیش‌سازهای ازون، نقش تولید فوتوشیمیایی ازون نسبت به قبل بسیار پررنگ‌تر شده است، ولی همچنان انتقال ازون پوشش سپهری به وردسپهر، چه در قالب کارهای دینامیکی و چه در زمینه آلودگی هوا مورد توجه است. با توجه به تاریخچه مختصر ذکر شده برای یافتن منشأ ازون وردسپهری، اکنون در نقطه‌ای از زمان هستیم که می‌دانیم بسته به شرایط هواشناختی و انسان‌زاد در یک زمان و مکان معین، چشمه‌های مختلف می‌توانند در مقدار ازون وردسپهری دخیل باشند. همچنین ازون با داشتن طول عمر حدود سه هفته‌ای در جو آزاد، توانایی



با اندازه‌گیری‌های اولیه نیم‌رخ ازون با بالن در ترازهای بالا (رگنر و رگنر، ۱۹۳۴) و یافتن چشمه ازون در پوشش سپهر، دانشمندان منشأ ازون وردسپهری را نیز در پوشش سپهر می‌جستند (رگنر، ۱۹۴۱). پاتزولد (۱۹۵۵) با روش‌های نظریه شار پایین‌سوی، ازون وردسپهری را از پوشش سپهر محاسبه کرد. رگنر (۱۹۵۷) برای اولین بار با اندازه‌گیری پیوسته نیم‌رخ قائم ازون در چهار نقطه از سطح زمین تا ارتفاع ۱۲ متری در اوت ۱۹۵۳، شار پایین‌سوی نزدیک سطح را محاسبه کرد. نتایج وی در آن زمان از این جنبه که با نتایج محاسبات نظری شار پایین‌سوی پوشش سپهری از نظر بزرگی هم‌مقیاس بود، موفقیت آمیز و باارزش بود. البته، مقدار شار محاسبه شده نزدیک سطح در آن پژوهش بزرگ‌تر از مقدار شاری بود که پاتزولد (۱۹۵۵) برای پوشش سپهر محاسبه کرده بود. وی از بزرگ‌تر بودن مقدار شار سطحی نسبت به شار پوشش سپهری، وجود منشأ دیگری از ازون را در این نقطه در کنار منشأ پوشش سپهری حدس زد و تأکید کرد برای چنین نتیجه‌ای، اندازه‌گیری در یک نقطه و در یک زمان کوتاه کافی نیست. جانگ (۱۹۶۲) در یک بررسی جامع‌تر، منشأ ازون پوشش سپهری را در کل کره به‌دست آورد. در این دهه بعد از رید و

انتقال را حتی در مقیاس کره‌ای دارد.

یکی از مناطقی که غلظت زیاد ازون در آن با پیشرفت سنجنده‌ها و مدل‌ها شناسایی شد، منطقه شرق دریای مدیترانه است. مقادیر زیاد ازون در این منطقه در تابستان در کل ستون وردسپهری، ابتدا با شبیه‌سازی مدل انتقال شیمی جوّ حدس زده شد. این مقادیر زیاد ازون تابستانی، باعث افزایش واداشت تابشی نیز می‌شد. در بررسی دلایل این افزایش، شرایط جوّی سطوح پایین و بالا و عوامل انسان‌زاد مؤثر شناخته شدند. برای اولین بار للیولد و همکاران (۲۰۰۲) آلودگی هوای منطقه شرق مدیترانه، از جمله غلظت زیاد ازون در تابستان را متأثر از انتقال آلودگی اروپا در سطوح پایین وردسپهر، انتقال بلندبرد از آسیا و آمریکای شمالی در سطوح وردسپهر میانی و به‌طور عمده متأثر از مونسون آسیا در وردسپهر زیرین و پوشش سپهر پایینی یافتند. این سه نوع انتقال، با جریانات همدیدی ناشی از اختلاف فشار شدید مداری بین پرفشار آزرز و کم‌فشار مونسون آسیا و واچرخند تبتی در وردسپهر زیرین کنترل می‌شوند. اسپرنگر و همکاران (۲۰۰۳) توزیع جامع جهانی تاشدگی وردایست را بررسی و برای اولین بار، منطقه شرق مدیترانه و خاور میانه را منطقه‌ای به‌شدت مستعد رخداد تاشدگی وردایست در تابستان معرفی کردند. آنها در این مطالعه تاشدگی وردایست کم‌عمق را بیشتر در منطقه جنب‌حاره در زمستان یافتند که میانگین بیشینه و کمینه چرخه سالانه آن به ترتیب در زمستان و تابستان بود. در کنار این توزیع، یک بیشینه نیز در تاشدگی‌های کم‌عمق و میانه در تابستان، در شمال واچرخند تبت، ترکیه و افغانستان شناسایی شد. این نتایج با یافته‌های مطالعه اسپرنگر و ورنلی (۲۰۰۳) درباره توزیع برهم‌کنش پوشش سپهر- وردسپهر در یک دوره پانزده ساله مطابقت دارد که یک بیشینه برهم‌کنش پوشش سپهر- وردسپهر را در این منطقه شناسایی کرده بودند. به این ترتیب، تأثیر مونسون هند و واچرخند مونسون سطوح

بالا بر سامانه‌های هواشناختی منطقه شرق مدیترانه (تقریباً غرب ایران) و خاورمیانه و حتی آلودگی‌های این مناطق، توجه پژوهشگران را به خود جلب کرد. به نظر می‌رسد منطقه ایران نیز تحت تأثیر این سازوکارها قرار می‌گیرد. به دلیل اهمیت ازون وردسپهری، توزیع زمانی و مکانی آن حائز اهمیت است. هدف از پژوهش حاضر، به‌دست آوردن توزیع ازون وردسپهری در لایه‌های مختلف وردسپهر و تا حد امکان، یافتن چشمه‌های آن در منطقه ایران است. برای این منظور داده‌های مناسبی لازم است. علاوه بر داده‌های ماهواره‌ای مانند Aura که پوشش‌دهی کامل فضایی دارد، می‌توان همانند دیگر کمیت‌های هواشناختی، از داده‌های بازتحلیل مانند ERA-Interim مربوط به مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا، (ECMWF European Centre for Medium-Range Weather) یا داده‌های (MERRA2 Modern-Era Retrospective analysis for Research and National Applications) مربوط به NASA (Aeronautics and Space Administration)، ازون موجود در سطوح میانی و زیرین جوّ به دقت شبیه‌سازی نشده است، ولی برای مطالعات پوشش سپهری یا وردسپهر زیرین و پوشش سپهر زیرین (Upper Troposphere - Lower Stratosphere, UTLS) مناسب است؛ بنابراین باید از داده‌هایی استفاده کرد که دقت لازم را برای بررسی وردسپهر میانی و پایین داشته باشد. در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل CAMS (Copernicus Atmosphere Monitoring Service) استفاده شده است. در ادامه، به توضیح این داده‌ها، روش و نتایج کار پرداخته می‌شود.

۲ داده‌ها و روش کار

مرکز ECMWF برای داده‌های بازتحلیل ترکیبات جوّی به ترتیب سه پروژه GMES (Global Monitoring for

مدل و گوارد داده‌ها در آن تقریباً یکسان است (در سال‌های قبل یا بعد، تغییراتی در گوارد داده‌ها و برخی از ساختارهای مدل صورت گرفته که باعث شده است پیوستگی خوبی در داده‌ها وجود نداشته باشد (اینس و همکاران، ۲۰۱۹).

در این پژوهش ابتدا میانگین ماهانه دوره ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۶ برای غلظت ازون در ترازهای ۳۰۰، ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و ازون سطحی و همچنین NO_2 به‌عنوان پیش‌ساز ازون در تولید فوتوشیمیایی آن رسم می‌شود. برای بررسی انتقال پوشن‌سپهری ازون، پدیده‌های ناشدگی وردایست و انتقال پوشن‌سپهر به وردسپهر (Stratosphere -to- Troposphere Transport, STT) بررسی می‌شود. در این پژوهش برای محاسبه ناشدگی وردایست از روش اسپرنگر و همکاران (۲۰۰۳) و برای محاسبه STT از روش ورنلی و برکویی (۲۰۰۲) استفاده شده است. ورنلی و برکویی (۲۰۰۲) با مدل لاگرانژی ورنلی و دیویس (۱۹۹۷)، STT و انتقال وردسپهر به پوشن‌سپهر (Troposphere -to- Stratosphere Transport, TST) را استخراج کردند. مدل یادشده مدلی لاگرانژی است که در آن ابتدا تعدادی نقاط آغازین در نظر گرفته می‌شود سپس با درون‌یابی سرعت در زمان و مکان این نقاط به‌صورت لاگرانژی فرارفت داده می‌شوند. کمیت‌های مختلف نیز می‌توانند در نقاط جدید با درون‌یابی محاسبه شوند؛ یعنی از یک مجموعه نقاط منظم شروع و در طول زمان به مسیرهای مختلف پراکنده شوند. برای استخراج STT مطابق شکل ۲، اگر بسته هوایی که در پوشن‌سپهر قرار دارد در مسیرش از ۲PVU، که به‌عنوان وردایست در نظر گرفته شده‌است، بگذرد و وارد وردسپهر شود، یک رویداد STT رخ داده است. گفتنی است یک واحد PVU برابر $10^{-6} \text{ m}^3/\text{K}(\text{kgs})$ است. از آنجاکه امکان برگشت سریع بسته هوا به پوشن‌سپهر وجود دارد، شرط زمان مانده τ (time residence) را هم

(Monitoring) MACC، (Environment and Security CAMS و Atmospheric Composition and Climate) داشته است که شروع اولین پروژه از سال ۲۰۰۵ بود و دو پروژه دیگر پس از آن اجرا شده‌اند (اینس و همکاران، ۲۰۱۹). از آنجاکه در این مدل‌ها از داده‌های ماهواره‌ای برای ترکیبات جو استفاده شده است، همه داده‌های این پروژه از سال ۲۰۰۳ شروع شده‌اند؛ یعنی سالی که داده‌های ماهواره‌ای مانند ناسا و اسا در دسترس بوده است. آخرین سری داده‌های این پروژه‌ها داده‌های CAMSRA (Copernicus Atmosphere Monitoring Service) reanalysis) مربوط به پروژه CAMS است. این داده‌ها برخلاف داده‌های قبلی که از مدل جفت‌شده سامانه یکپارچه پیش‌بینی (Integrated Forecasting System, MOZART) Model for Ozone and Related chemical Tracers) حاصل می‌شدند، با مدل ادغام‌شده سامانه IFS با طرح‌واره CB05 (Carbon Bond 2005 chemistry scheme) کار می‌کند و نام آن IFSCB05 است. تفکیک افقی این داده‌ها ۰/۷ درجه (در حدود ۸۰ کیلومتر) و در ۶۰ تراز قائم است. این داده‌ها به‌صورت سه‌ساعته از سال ۲۰۰۳ تا اکنون و از سال ۲۰۱۷ در دسترس عموم است. تحقیقاتی که درباره کیفیت این داده‌ها شده است، همگی گویای این مطلب هستند که این داده‌ها برای مطالعات اقلیمی مناسب نیستند، ولی برای آشکارسازی تغییرات درون‌سالانه مناسبند. از طرف دیگر، این داده‌ها کیفیت بسیار عالی ندارند، ولی در حال حاضر بهترین داده‌های موجود برای مطالعه شیمی جو هستند به‌ویژه برای منطقه ایران و جنوب غرب آسیا که در آن ایستگاه‌های ازون‌سنج بسیار اندک است یا پیوستگی در داده‌های ایستگاه‌ها وجود ندارد.

دوره مطالعه این پژوهش از سال ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۶ است. انتخاب این دوره به دلیل همسان بودن برخی از ویژگی‌ها و شبیه‌سازی‌های مدل است؛ یعنی در این دوره اجرای

هوا با اصلاح تعریف لایه مرزی برای درک بیشتر غلظت ازون سطحی است.

در قسمت بعدی برای بررسی دقیق‌تر تغییرات غلظت ازون، سری زمانی آن در برخی از مناطق نیز بررسی می‌شود. در این بخش داده‌های شش‌ساعته در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین درون‌یابی و بعد از میانگین‌گیری در سه منطقه منتخب شمال غرب ایران (منطقه‌ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتر)، جنوب شرق ایران (منطقه‌ای به مرکز ۲۸/۵ درجه شمالی و ۶۰ درجه شرقی به شعاع ۳۰۰ کیلومتر) و تهران (منطقه‌ای به مرکز ۳۷/۷۵ درجه شمالی و ۵۱/۲۵ درجه شرقی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر)، سری زمانی آنها با فاصله زمانی شش‌ساعته از سال ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۶ رسم و بررسی می‌شود.

برای به‌دست‌آوردن دوره‌های بیشینه و کمینه غلظت ازون از کمیت آماری نمره معیار (Standard score یا z-score) استفاده می‌شود. نمره معیار که مضربی از انحراف معیار است و مقدار آن نشان می‌دهد یک مقدار مشاهده شده چقدر بیشتر یا کمتر از میانگین مقدار مشاهده شده است، با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma} \quad (۴)$$

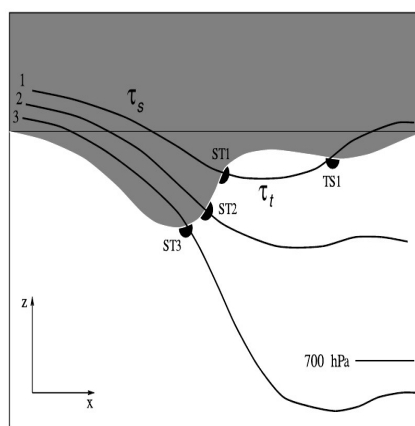
که x مقدار مشاهده شده، μ مقدار میانگین، σ انحراف معیار و z نمره معیار است. با استفاده از همین داده‌های سری زمانی شش‌ساعته موجود، ابتدا میانگین متحرک ده‌روزه گرفته می‌شود سپس دوره‌هایی که قدر مطلق نمره معیار اختلاف مقدار واقعی و میانگین متحرک ده‌روزه آنها در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بیشتر از ۱/۵ است، بی‌هنجاری مقدار ازون وردسپهری لحاظ می‌شوند.

$$X' = X - \bar{X}^{10} \quad (۵-الف)$$

$$z = \frac{X' - \mu_{X'}}{\sigma_{X'}} \quad (۵-ب)$$

در معادله (۵-الف) اگر X مقدار مشاهداتی فرض شود، \bar{X}^{10} میانگین متحرک ده‌روزه مقدار مشاهداتی است که

در نظرمی گیرند. با این شرط برای اینکه عبور یک بسته هوا از ۲PVU به عنوان STT فرض شود، باید قبل از عبور از ۲PVU به مدت τ در پوشش سپهر و همچنین به همین مدت پس از عبور در وردسپهر مانده باشد. زمان τ در پژوهش‌های مختلف ۲۴، ۴۸ و ۹۶ ساعت در نظر گرفته شده است. مقایسه این τ های مختلف نتایج متفاوتی را در توزیع و شدت STT نشان داده است. در این پژوهش ۴۸ ساعت زمان معقول فرض شده است.



شکل ۲. طرح‌واره شناسایی انتقال پوشش سپهر به وردسپهر (STT) با خطوط مسیر (ورنلی و برکویی، ۲۰۰۲).

در روش اسپرنگر برای به‌دست‌آوردن تاشدگی وردایست به هنگام حرکت از بالا به پایین، هرگاه بیش از دو بار به ۲PVU (وردایست دینامیکی) برسد، تاشدگی وردایست لحاظ می‌شود. از آنجا که تاوایی پتانسیلی بزرگ‌تر از PVU ۲ در وردسپهر به دلایلی مانند واداشت گرمایشی هم امکان‌پذیر است، برای حذف این موارد، شرط بخار آب کمتر از $q = 0.1 \text{ g/kg}$ برای هوای خشک پوشش سپهری در آن منطقه در نظر گرفته می‌شود. همچنین شرلاک و همکاران (۲۰۱۴) در توسعه این روش دو ویژگی اضافه کردند که یکی تمایز دقیق‌تر بین وردسپهر و پوشش سپهر با استفاده از یک الگوریتم برجسب‌گذاری سه‌بعدی و دیگری تعریف تغییر یافته از رویدادهای تبادل عمیق قائم

محاسبات نمره معیار برای اختلاف بین این دو مقدار یعنی X' صورت می‌گیرد (معادله ۵-ب).

۳ تحلیل نتایج

۳-۱ میانگین ماهانه

غلظت ازون سطحی (مناطق رنگی) و غلظت NO_2 سطحی (پربندها) در منطقه مورد مطالعه در شکل ۳ نشان داده شده است. با توجه به شکل، توزیع NO_2 برخلاف ازون در مناطق خاصی متمرکز است. NO_2 گازی است که در مناطق شهری و صنعتی گسیل می‌شود. غلظت زیاد NO_2 در تهران و دیگر کلان‌شهرها مانند مشهد و اصفهان (شکل ۳)، بیشتر ناشی از حمل‌ونقل است. همچنین در خلیج فارس و دریای عمان، به علت استخراج گاز و نفت و وجود فرودگاه‌های بزرگ، غلظت زیاد NO_2 به صورت متمرکز در محل گسیل آلاینده‌ها دیده می‌شود. این گاز به دلیل طول عمر کوتاه خود (حدود ۸ ساعت) فرصت انتقال و پخش زیاد را ندارد و در محل گسیل خود مشاهده می‌شود، ولی ازون به دلیل طول عمر بیشتر توانایی انتقال دارد و در مقایسه با NO_2 نیز توزیع گسترده‌تری دارد. همچنین مشاهده می‌شود غلظت ازون در ماه‌های گرم سال یعنی ژوئن، ژوئیه و اوت (JJA) بیشتر است و با شروع فصل پاییز به تدریج کاهش می‌یابد. غلظت ازون در زمستان نیز به کمینه مقدار خود می‌رسد و دوباره با شروع فصل بهار به آرامی شروع به افزایش می‌کند.

چرخه فصلی متفاوتی برای غلظت NO_2 در شکل ۳ دیده می‌شود به گونه‌ای که در ماه‌های گرم از غلظت NO_2 در نقاط پیشین‌اش کاسته می‌شود. در واقع، در ماه‌های گرم سال به دلیل تابش بیشتر خورشید، این گاز طی واکنش‌های فوتوشیمیایی، که در بخش مقدمه توضیح داده شد (معادله ۱)، به ازون تبدیل می‌شود؛ در نتیجه کاهش آن با افزایش غلظت ازون همراه است. برعکس در ماه‌های سرد سال به علت تابش کمتر خورشید، تولید

فوتوشیمیایی ازون کاهش می‌یابد و انباشت NO_2 وجود دارد. البته، این چرخه فصلی متفاوت ازون و NO_2 در منطقه خلیج فارس و دریای عمان مشاهده نمی‌شود که دلیل آن می‌تواند ثابت نبودن مقدار انتشار NO_2 ناشی از استخراج نفت و گاز و سایر فعالیت‌های انسانی در ماه‌ها و سال‌های مختلف باشد. نقشه توزیع غلظت ازون در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال شکل ۴ نیز همین چرخه را با بیشینه غلظت ازون در فصل تابستان نشان می‌دهد که می‌توان آن را ناشی از انتشار آلاینده‌ها و تولید فوتوشیمیایی ازون دانست. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، غلظت ازون بیشتری نسبت به ازون سطحی وجود دارد و علت آن می‌تواند نابودی ازون سطحی در شب‌هنگام در مناطق شهری طی واکنش ۱-ج باشد. این فرایند باعث کم شدن میانگین روزانه غلظت ازون در نزدیکی سطح زمین می‌شود. چنین واکنشی به دلیل زیاد نبودن مقدار NO_2 در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال رخ نمی‌دهد. توضیحات بیشتر این مسئله در بخش سری زمانی آمده است.

باید توجه داشت که در نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴)، در مناطق مرتفع‌تر مانند تهران، غلظت بیشتری از ازون نسبت به مناطق کم‌ارتفاع‌تر مانند منطقه خلیج فارس و دریای عمان وجود دارد. غلظت ازون در تهران در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال به قدری زیاد است که در برخی از ماه‌ها، منطقه تهران کاملاً با غلظت زیادی از ازون مجزا شده است. جابه‌جایی‌هایی نیز در این منطقه مجزا شده در برخی از ماه‌ها وجود دارد؛ برای مثال در منطقه پیشینه ازون تهران از ماه مه و ژوئن به ماه ژوئیه و اوت یک جابه‌جایی غربی وجود دارد که احتمالاً به دلیل جابه‌جایی الگوی بادهای سطحی است به طوری که در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های مه و ژوئن، بادهای غربی و در ماه‌های ژوئیه و اوت بادهای شرقی غالب است.

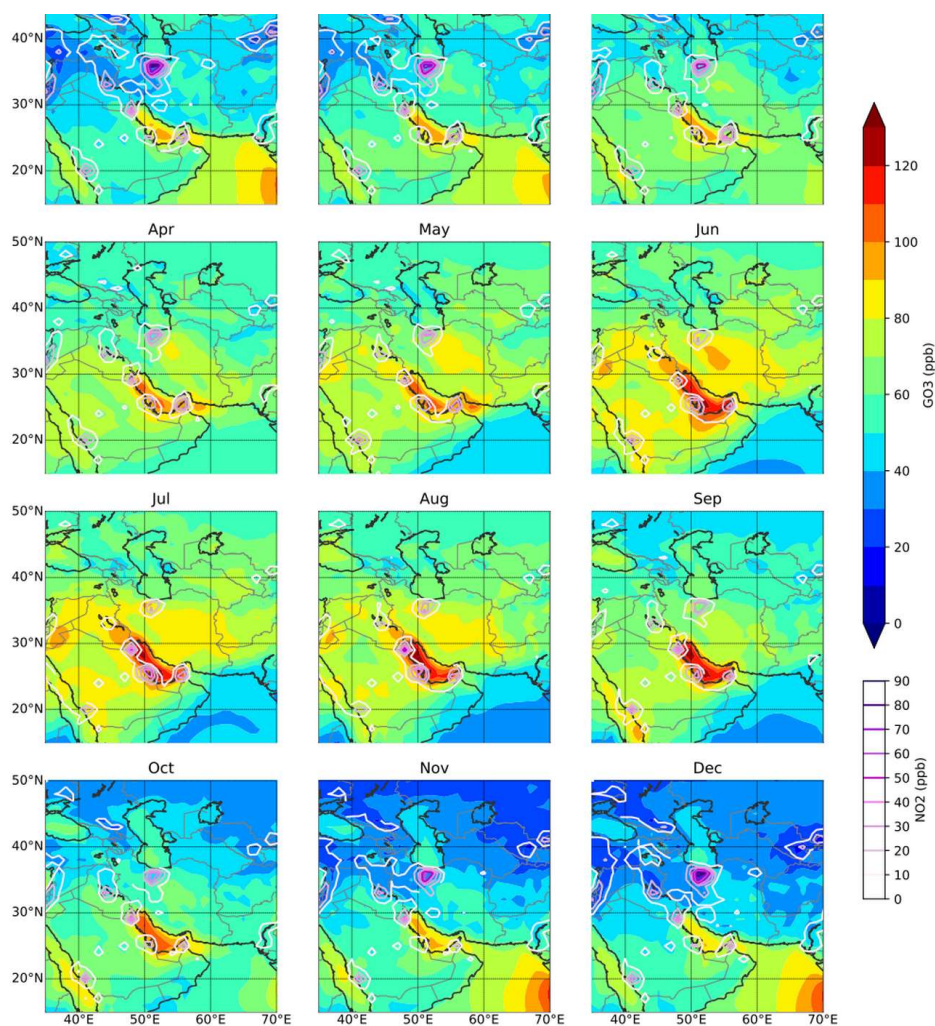
در نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای غلظت ازون، همان چرخه سالانه با بیشینه ازون در تابستان و کمینه آن

حوضچه‌های ازون منطبق است.

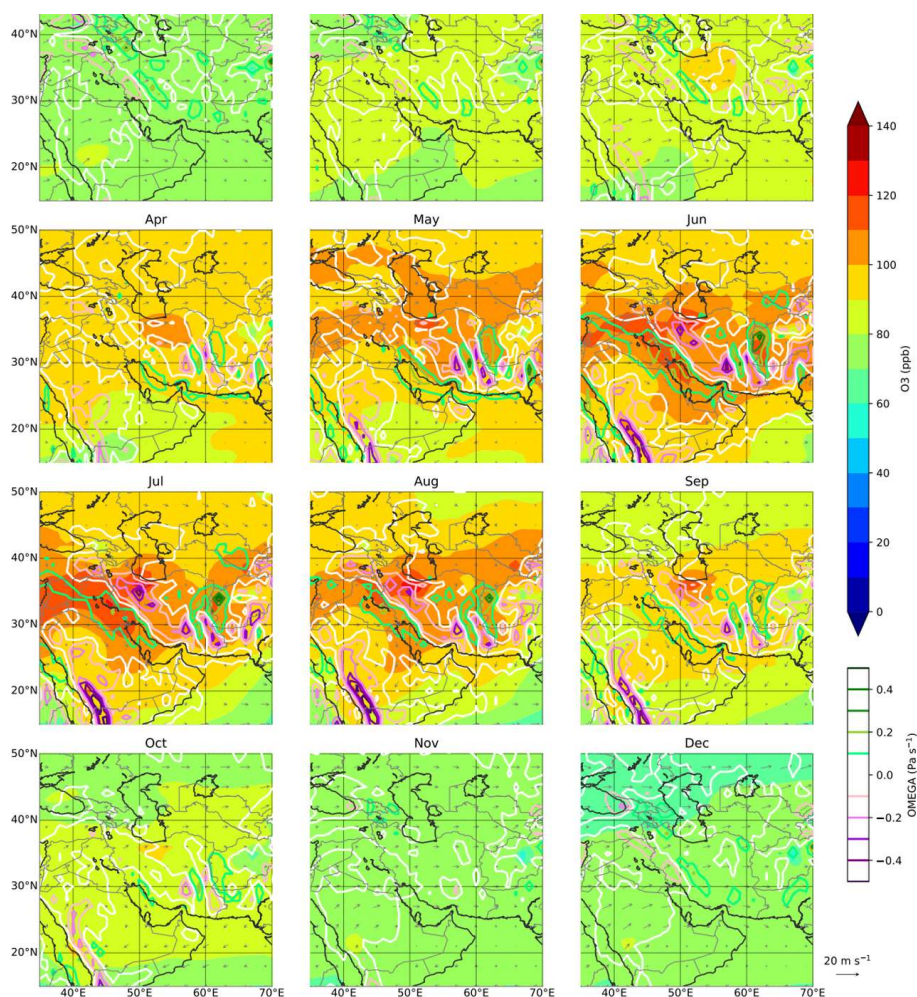
۲-۳ سازوکار فرونشست هوا در تابستان

میانگین غلظت ازون در سه ماه تابستان در مقیاسی بزرگ‌تر در شکل ۶، در دو منطقه فرونشست و غلظت زیاد ازون، به ترتیب در شرق و غرب ایران به وضوح مشاهده می‌شود. البته، غلظت زیاد ازون در منطقه غرب ایران نسبت به شرق آن در عرض‌های بالاتر قرار دارد و تا

در پاییز دیده می‌شود (شکل ۵). البته، الگوی فضایی توزیع غلظت ازون در این لایه، با وجود بیشینه بودن ازون در ماه‌های گرم سال، متفاوت از الگوی توزیع آن در لایه نزدیک سطح زمین است. این توزیع در مقیاسی بزرگ‌تر نشان می‌دهد در فصل تابستان یعنی در سه ماه ژوئن، ژوئیه و اوت دو منطقه بزرگ حوضچه‌ای ازون (ozone ponds) در شرق و غرب ایران وجود دارد که احتمالاً از یک سامانه بزرگ مقیاس هواشناسی تبعیت می‌کند. با توجه به پربندهای شکل ۵ مشاهده می‌شود فرونشست هوا بر این



شکل ۳. میانگین ماهانه غلظت ازون (قسمت‌های رنگی) و NO_2 (پربندها) نزدیک سطح زمین در ماه‌های مختلف سال در دوره ۲۰۱۶-۲۰۱۲.



شکل ۴. همانند شکل ۳ ولی ازون در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال.

تأثیر سطوح بالا به‌عنوان چشمه ازون برای سطوح پایین‌تر بیشتر به‌نظر می‌رسد. حرکت‌های فرونشستی این دو منطقه را خلاصه‌وار می‌توان ناشی از تأثیرات عوارض سطح زمین منطقه، شاخه نزولی یاخته هادلی و واکر و نزول بی‌دررو گرمایشی روی سطوح هم‌دمای پتانسیلی دانست. هرکدام از این عوامل بر دیگری مؤثر هستند، ولی مؤثرترین عامل، نزول بی‌دررو روی سطوح هم‌دمای پتانسیلی است که عوارض سطح زمین تسریع‌کننده آن است. در ادامه، عوامل نزول در منطقه بیشتر توضیح داده می‌شود. منطقه شرق دریای مدیترانه تقریباً در تقاطع دو گردش

میانه دریای مدیترانه کشیده شده است. غلظت زیاد ازون منطقه شرق ایران روی افغانستان، شرق دریای خزر و اندکی روی پاکستان قرار دارد. نقشه سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال میانگین غلظت ازون طی سه ماه تابستان نشان می‌دهد صعود هوا در منطقه مونسون و فرونشست آن در دو منطقه دیگر، هوای ازون‌دار پوشش سپهری را به این دو منطقه می‌آورد که باعث افزایش ازون در میانه جو و حتی سطوح پایین‌تر می‌شود (شکل ۷). از آنجاکه در نقشه میانگین سه ماه JJA، سرعت قائم سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال هماهنگی بیشتری با نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال دارد،

همرفتی در مقیاس بزرگ قرار دارد که به فرونشست منتهی می‌شوند و عبارت‌اند از: یاخته‌های هادلی و واکر. این فرایند که به کاهش عمق لایه آمیختگی منجر می‌شود، از پراکندگی مؤثر آلاینده‌ها نزدیک سطح جلوگیری می‌کند. دایان و همکاران (۲۰۱۷) با میانگین‌های بلندمدت داده‌های NCEP/NCAR برای دوره ۲۰۱۶-۱۹۴۸، بخشی از شاخه نزولی گردش بسته یاخته هادلی مونسون آفریقا و گردش بسته یاخته واکر مونسون آسیایی را در منطقه جنوب شرق آسیا شناسایی کردند. تحقیقات دیگری هم نشان داده‌اند که فرونشست در این منطقه به دلیل شاخه‌های نزولی هادلی و واکر نیست، بلکه به گونه‌ای دیگر با مونسون آسیایی ایجاد و کنترل می‌شود. در شبیه‌سازی آرمانی مونسون آسیایی (گیل، ۱۹۸۰) در پاسخ به یک بی‌هنجاری گرمایشی در منطقه حاره، برای به تعادل رساندن جو، یک موج کلون شرق‌رونده و متقارن استوایی گسیل و یک موج راسبی غرب‌رونده القا می‌شود. رادول و هاسکینز (۱۹۹۶) با شبیه‌سازی‌های آرمانی با مدل هاسکینز و رادول (۱۹۹۵)، مونسون آسیایی را شبیه‌سازی کردند و نشان دادند برای حالتی که گرمایش شکل تقارن استوایی ندارد؛ یعنی وقتی که گرمایش بادرو و مونسون در عرض‌های شمالی‌تر روی خلیج بنگال باشد، به تضعیف درخور توجه حالت متقارن موج کلون منجر می‌شود و موج راسبی نیز تقارن استوایی خود را ازدست می‌دهد که در نیمکره شمالی این موج راسبی به شدت افزایش می‌یابد. همچنین در صورتی که بادهای زمینه غربی و شرقی شدید باشد، دامنه موج راسبی ضعیف و در صورتی که بادهای زمینه صفر یا ضعیف شرقی باشد، دامنه موج راسبی شدید است. این شرایط ذکر شده در تابستان مونسون هند برقرار است؛ یعنی وقتی همرفت به سمت شمال‌تر گسترش می‌یابد و همین‌طور منبع گرمایش به منطقه‌ای با جریان تقریباً صفر نزدیک‌تر می‌شود، دامنه موج راسبی به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد. هنگامی که همرفت در اواخر

ژوئن روی شمال غربی‌ترین مکان دامنه مونسون هند قرار دارد، انتظار می‌رود پاسخ موج راسبی بیشترین مقدار سالانه خود را در خاورمیانه در جنوب جت سطوح بالای غربی جنب‌حاره به‌دست‌آورد (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۳). وجود این ساختار گرمایی (دمای بالقوه زیاد) که از منطقه همرفتی تا وردسپر بالا با شیب غربی کشیده شده است، باعث ایجاد گرادیان مداری شرقی-غربی دمای بالقوه (پتانسیلی) می‌شود. از طرفی، در این مناطق احتمالاً به دلیل شاخه نزولی یاخته هادلی، شیب نصف‌النهاری دمای بالقوه وجود دارد؛ بنابراین این شیب‌ها به دو دلیل و در دو جهت حاصل می‌شوند. وجود چنین شیب‌های تند سطوح هم‌آنتروپی موجب ایجاد مناطق فرونشست می‌شود؛ زیرا حتی یک حرکت افقی کوچک، با یک جابه‌جایی قائم بزرگ همراه است به‌طوری‌که اگر جهت باد در راستای این شیب‌ها باشد، جریان در امتداد این شیب‌ها سر می‌خورد و نزول می‌کند؛ برای مثال مؤلفه نصف‌النهاری قطب‌سوی و اچرخند سطوح بالای تبت در برخورد با شیب نصف‌النهاری دمای بالقوه یا در برخورد بادهای غربی با شیب مداری دمای بالقوه به پایین سر می‌خورد. جناح شرقی مراکز و اچرخندهای میانی جو که حاصل مناطق مرتفع شمال غربی آفریقا و کوه‌های زاگرس هستند، با فرارفت جنوب‌سو باعث افزایش فرونشست در میانه جو (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) در امتداد هم‌آنتروپی‌ها می‌شود؛ بنابراین عوارض سطح زمین سبب تمرکز و محلی‌سازی ناحیه فرونشست ناشی از همرفت مونسون می‌شود. رادول و هاسکینز (۱۹۹۶) در شبیه‌سازی‌های خود با حذف مناطق کوهستانی فوق که به کاهش فرونشست در سمت شرق آنها منجر شد، به اهمیت عوارض سطح زمین اشاره کرده‌اند. به‌طور خلاصه می‌توان گفت گرمایش سطحی بالابر روی زمین‌های مرتفع، بیشتر در شمال غرب آفریقا، مرکز مناطق غربی عربستان سعودی و کوه‌های زاگرس در طول تابستان، موج‌های درخور توجهی در سطوح پایین و

شکل ۷ نشان می‌دهد همپخان الگوی صعود هوا در منطقه مونسون و کوهستانی و فرونشست هوا در دو منطقه شرق مدیترانه و منطقه ایران و افغانستان حفظ شده است. به علت همرفت عمیق، صعود هوا در منطقه مونسون هند شدید است، ولی صعود هوا روی رشته کوه زاگرس بسیار کمتر می‌شود و تنها بخشی از مناطق مرتفع ترکیه را دربرمی‌گیرد. وجود هوای ازون دار موجی شکل در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، با تشکیل منطقه‌ای با پشته ازون روی شمال مناطق همرفتی مونسون هند، منطقه‌ای با ناوه ازون روی افغانستان، منطقه‌ای با پشته ازون در مرکز شمال ایران و در نهایت، با یک ناوه ازون در شرق مدیترانه و تمام شدن این شکل موجی غلظت ازون دیده می‌شود. این وضعیت مؤید تأثیر مونسون و موج راسبی غرب سوی القا- شده بر انتقال ازون پوشن سپهری به میانه جو و حتی سطوح پایین تر این دو منطقه است. در این شکل و اچرخند تبت سطوح بالا نیز مشاهده می‌شود که از جنوب با جت شرقی جنب‌حاره و از شمال با جت غربی عرض‌های میانی محدود شده است. مرکز این و اچرخند یا بر فراز فلات ایران یا بر فراز فلات تبت قرار دارد یا دو و اچرخند تقریباً جداگانه به مرکز این فلات‌ها تشکیل می‌شود. در میانگین گیری (شکل ۸)، الگوی میانگین این و اچرخند در طول این دوره مشاهده می‌شود. علاوه بر این، حالت‌های متفاوتی مانند دو و اچرخند با مرکزیت دو فلات تبت و ایران، در زمانی محدودتر، دیده می‌شود. گستردگی فضایی، قدرت و مکان این و اچرخند در چندین مقیاس زمانی متفاوت است (برای نمونه لیو و همکاران، ۲۰۰۷؛ ژنگ و همکاران، ۲۰۰۲ و باشا و همکاران، ۲۰۲۰) که بی‌ارتباط با فعالیت مونسون هند نیست. البته، درک دقیق این ارتباط در حال بررسی است؛ برای مثال برای این و اچرخند، نوسان شبه‌دوهفته‌ای به‌دست آمده است (اورتگا و همکاران، ۲۰۱۷ و وی و همکاران، ۲۰۱۹). به‌نظر- می‌رسد وجود دو منطقه بیشینه STT و فراوانی رخداد

میانه جو در سطوح هم‌آنتروپی ایجاد می‌کند و باعث حرکات صعودی و تشکیل مراکز و اچرخند سطوح میانه جو می‌شود. از طرف دیگر، گرمایش سطحی موجب افزایش جریانات شمالی و در نتیجه، فرونشست قوی تر در قسمت شرق این و اچرخندها روی شرق مدیترانه، شرق خزر و افغانستان می‌شود. همچنین رشته کوه عظیمی که از ترکیه به ایران امتداد دارد، جریانات شمالی ترازهای پایین را مسدود و به گرم شدن بیشتر در سوی خشک آن (طرف بادپناه کوه) کمک می‌کند و این گونه، نقش مهمی در شکل‌گیری ناوه فارس در جنوب محور رشته کوه ایفا می‌کند. به این ترتیب، وجود رشته کوه‌ها در منطقه، با اثر مستقیم یا غیرمستقیم، باعث تقویت فرونشست و جریانات شمالی در شرق و اچرخندهای میانی جو منطقه می‌شود. پرداختن به جزئیات بیشتر این فرایندها خارج از بحث مقاله است. برای توضیحات بیشتر به مقاله‌های رادول و هاسکینز (۱۹۹۶، ۲۰۰۱)، لیو و همکاران (۲۰۰۷)، زایتچیک و همکاران (۲۰۰۷)، تیرلس و همکاران (۲۰۱۳) و تیرلس و لیلولد (۲۰۱۳) مراجعه شود.

همان‌طور که در شکل ۶ دیده می‌شود، در ادامه فلات تبت، در منطقه رشته کوه هندوکش و سپس رشته کوه زاگرس، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال حرکات صعودی وجود دارد. دلایل این صعود هوا را می‌توان وجود این رشته کوه‌ها و صعود دینامیکی (فرازش کوهساری) و وجود کم‌فشار گرمایی در مرکز ایران و ناوه خلیج فارس دانست که در ادامه همان مونسون هند است. تقریباً در همین مناطق از غلظت ازون تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کاسته شده است. البته، هوای با غلظت زیاد ازون، کم و بیش به بخش‌های مجاور این منطقه صعودی آورده می‌شود؛ با وجود این، به‌نظر می‌رسد این رشته کوه‌ها و حرکات صعودی باعث جدا شدن و ناپیوستگی بین دو منطقه بیشینه ازون و بیشینه فرونشست هوا می‌شود.

نقشه سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال میانگین سه ماه تابستان در

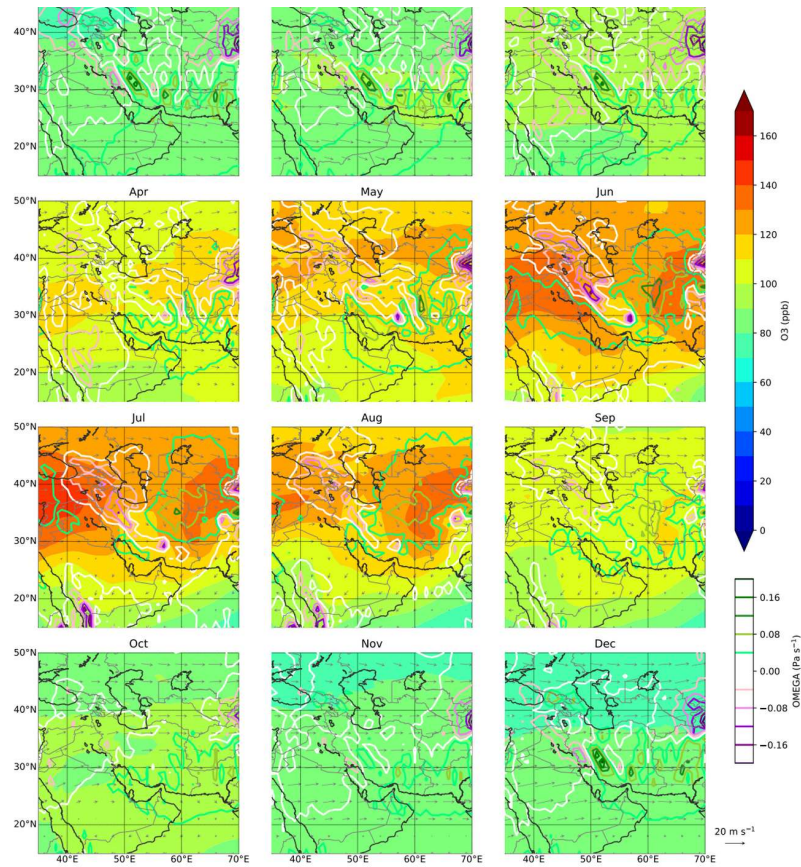
همکاران (۲۰۰۳) و شرلاک و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند در فصل تابستان هم‌زمان با شکل‌گیری و اچرخند مونسون هند، دو کانون بی‌هنجاری مثبت تاشدگی وردایست روی ایران-افغانستان و شرق مدیترانه وجود دارد. مطالعه موردی برهانی و همکاران (۱۳۹۶) همچنین نشان داد دو ناحیه اصلی تاشدگی وردایست در غرب دو هسته جریان جتی و در ناحیه کژفشاری قرار دارد. همچنین برهانی و احمدی گیوی (۱۳۹۷) با مقایسه ماه‌های ژانویه دو سال با بیشترین و کمترین فراوانی تاشدگی وردایست در زمستان متوجه شدند بیشترین تاشدگی وردایست با تقویت جت عرض‌های میانی و افزایش گرادیان نصف‌النهاری فشار هوای نزدیک سطح زمین همراه است. ایشان با مقایسه ماه‌های ژوئن دو سال با بیشترین و کمترین فراوانی تاشدگی وردایست در تابستان نشان دادند بیشترین تاشدگی وردایست با افزایش گرادیان فشار هوا در سطوح بالا و ساختار موجی‌شکل در الگوی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همراه است. همچنین آنها با بررسی فعالیت موج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و مقایسه محل تشکیل مراکز واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج و موقعیت تاشدگی نتیجه گرفتند در منطقه جنوب غرب آسیا، تاشدگی‌ها در زمستان بیشتر با ناپایداری‌های دینامیکی همراه است، درحالی‌که در تابستان، تحت تأثیر سازوکارهای ترمودینامیکی است.

با توجه به نکات ذکرشده می‌توان گفت علی‌رغم اینکه STT رخ داده در این دو منطقه، که معمولاً تاشدگی وردایست کم‌عمق مسبب آن است، به لایه‌های زیرین وردسپهر نمی‌رسد، حاکم بودن حرکات نزولی در سراسر ستون جوّی این منطقه در طول تابستان در ادامه رخدادهای STT باعث نفوذ ازون هوای پوشن سپهری به لایه‌های میانی و زیرین وردسپهر این دو منطقه می‌شود.

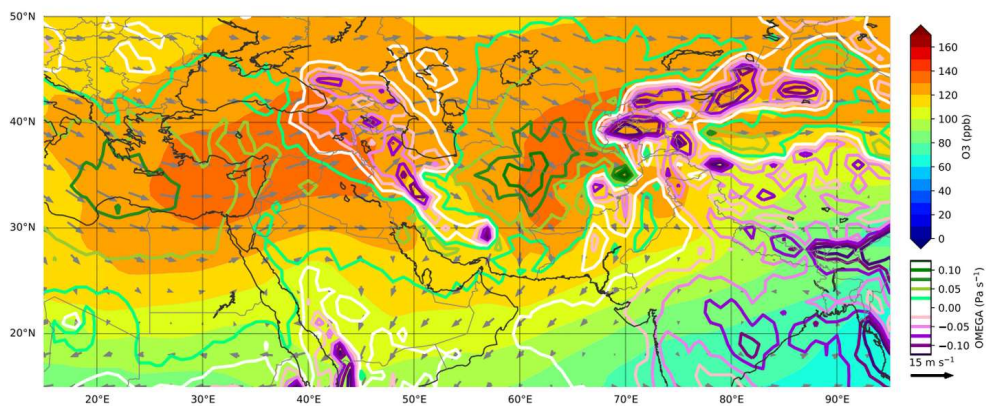
تاشدگی وردایست در تابستان به‌خصوص در ماه ژوئیه بی‌ارتباط با مکان و شدت این و اچرخندها نباشد.

در شکل ۸ برخی از ویژگی‌های دینامیکی منطقه و چرخه سالانه آنها همانند شکل‌های ۳ تا ۵ دیده می‌شود. علاوه‌بر میانگین ماهانه فرونشست هوا که در منطقه به‌صورت مشخصه‌ای پایدار در تابستان باعث پدید آمدن حوضچه‌های ازون در این دو منطقه می‌شود، پدیده‌های گذرای دینامیکی نیز باعث این افزایش شده است. همان‌طورکه در شکل مشاهده می‌شود، این منطقه در سه ماه مذکور بیشترین فراوانی رخداد تاشدگی وردایست را دارد. وردایست در DJF (دسامبر، ژانویه و فوریه) در ارتفاع‌های پایین‌تر است و در تابستان بیشترین ارتفاع را دارد. در پاییز کمترین و در تابستان بیشترین فراوانی تاشدگی وردایست وجود دارد. در تابستان معمولاً در وردایستی تاشدگی رخ می‌دهد که تقریباً در تراز فشاری ۲۰۰ هکتوپاسکال واقع است. همچنین مشاهده می‌شود تاشدگی وردایست در ماه‌های غیر JJA در عرض‌های پایین‌تر رخ می‌دهد. جابه‌جایی مکانی این رخداد از ماه مه به ژوئن هم‌زمان با شروع مونسون هند به‌خوبی مشاهده می‌شود. نکته شایان توجه در این شکل، وجود STT زیاد در ماه‌های JJA در همان منطقه تاشدگی وردایست و حوضچه‌های ازون تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. البته، چون مناطقی که غلظت ازون در آنها زیاد است، با جابه‌جا می‌شوند، انتظار انطباق مکانی کامل حوضچه‌های ازون با تاشدگی وردایست و STT وجود ندارد و مقداری جابه‌جایی کاملاً معقول است.

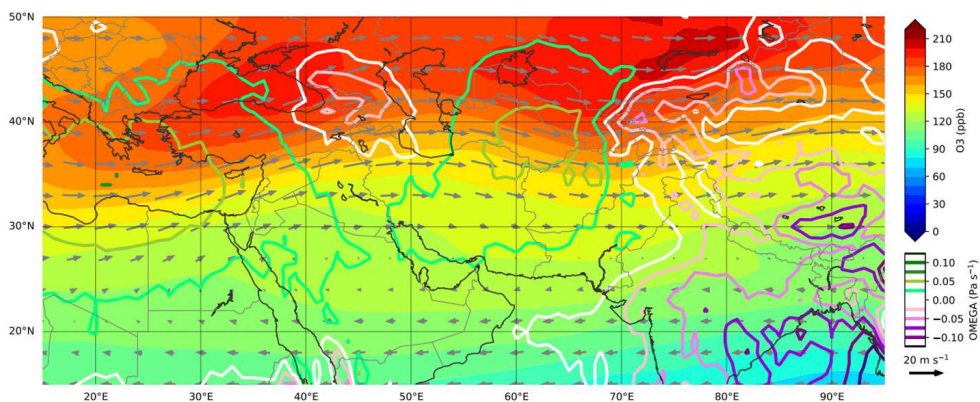
تاشدگی وردایست روی ایران-افغانستان و شرق مدیترانه در تابستان بیشتر از نوع متوسط و ضعیف است؛ یعنی هوای پوشن سپهری به ارتفاعات پایین و نزدیک لایه مرزی نمی‌رسد. برهانی و همکاران (۱۳۹۶، ۲۰۲۲) نیز در بررسی تاشدگی منطقه جنوب غرب آسیا با الگوریتم اسپرنگر و



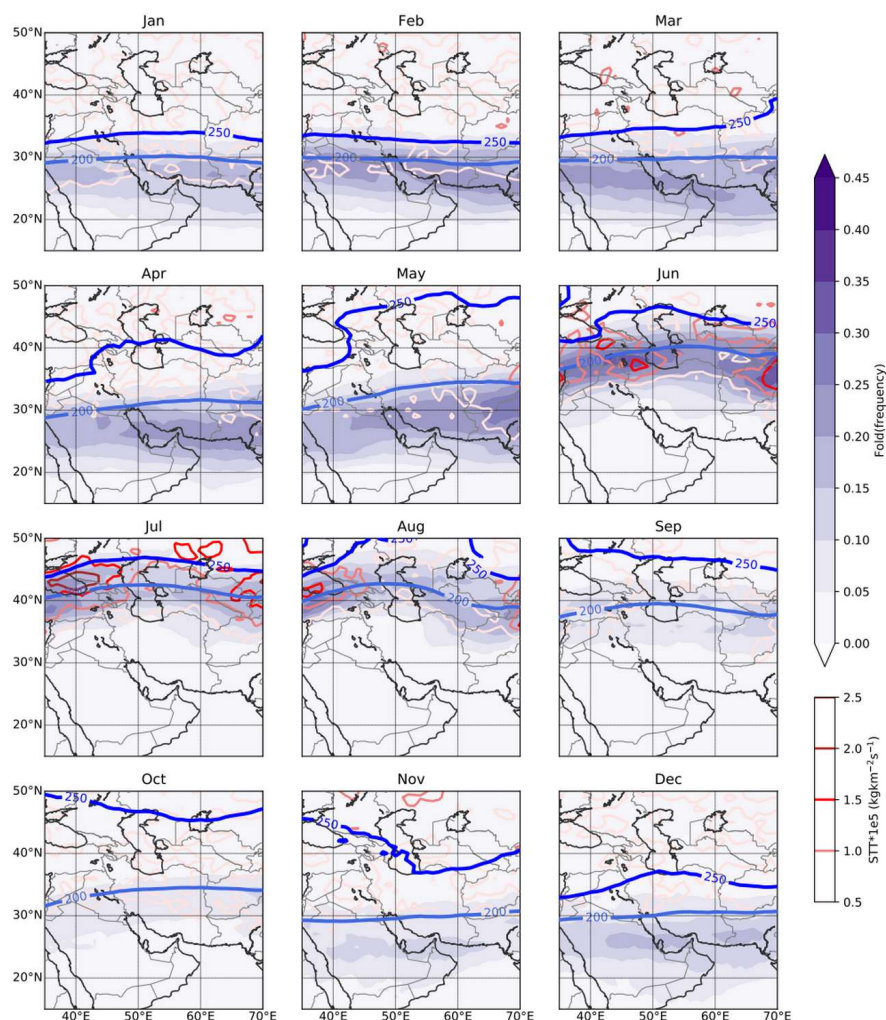
شکل ۵. میانگین ماهانه غلظت ازون (قسمت‌های رنگی) و امگا (پریندها) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های مختلف سال در دوره ۲۰۱۶-۲۰۱۲.



شکل ۶. میانگین فصلی تابستان (ژوئن، ژوئیه و اوت) غلظت ازون (مناطق رنگی)، سرعت قائم فشاری یا امگا (پریندها) و سرعت باد افقی (پیکان‌ها) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی دوره ۲۰۱۶-۲۰۱۲.



شکل ۷. همانند شکل ۶ ولی برای سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال.



شکل ۸. میانگین ماهانه ارتفاع وردایست (خطوط آبی)، غلظت انتقال جرم از پوشش سپهر به وردسپهر (خطوط قرمز) و فراوانی رخداد تاشدگی وردایست (رنگ‌های بنفش).

۳-۳ سری زمانی

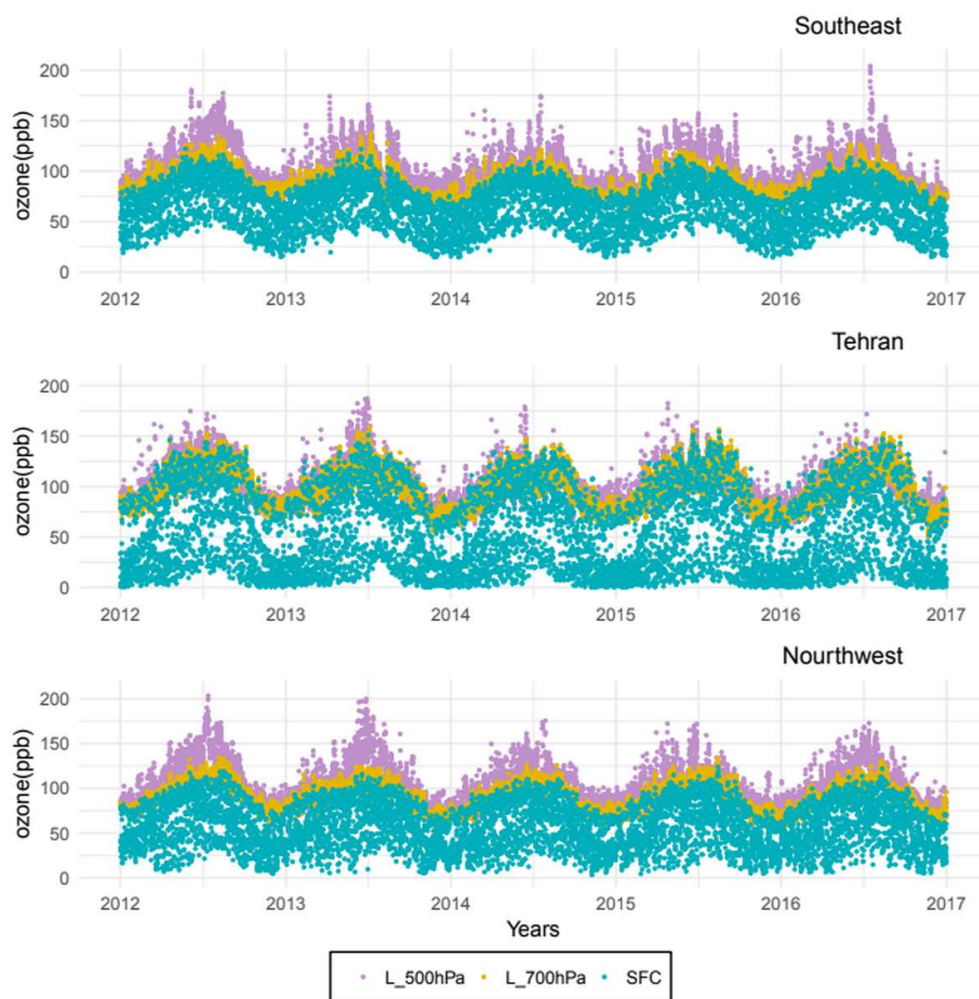
در این بخش برای بررسی دقیق تر تغییرات اوزون در سطوح مختلف جو به بررسی تغییرات زمانی غلظت اوزون در سه لایه از جو در سه منطقه از ایران پرداخته شده است.

سری زمانی غلظت اوزون سطحی و ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در سه منطقه مشخص شده در بخش ۲، در شکل ۹ آورده شده است. غلظت اوزون در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و اوزون سطحی در هر سه منطقه چرخه سالانه تقریباً یکسانی را نشان می دهد، به طوری که کمینه اوزون در زمستان و بیشینه آن در تابستان یا اواخر بهار است. شکل ۹ نشان می دهد غلظت اوزون سطحی در هر سه منطقه، تغییرپذیری شبانه روزی بیشتری نسبت به ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال دارد. اوزون سطحی به شدت به تولید ناشی از فرایند فوتوشیمیایی وابسته است (معادلات ۱)؛ به همین دلیل غلظت آن در طول روز زیاد و در طول شب کم است. نکته شایان توجه در اوزون سطحی تهران آن است که این اختلاف غلظت اوزون در هنگام روز و شب بسیار بیشتر از دو منطقه دیگر است (شکل ۹). این اختلاف به حدی است که در نمودار سری زمانی، باعث ایجاد فضای خالی بین غلظت های زیاد روز و غلظت های کم شب در سراسر سال شده است. طبق معادلات (۲) در طول روز به علت وجود VOCها و تولید NO_2 ، تولید اوزون بیشتر است و برعکس در طول شب، به علت زیاد بودن غلظت NO_2 ، از بین رفتن اوزون طبق معادله (۱-ج) بیشتر است. تولید اوزون در طول روز و از بین رفتن آن در طول شب باعث افزایش بیش از پیش دامنه تغییرات اوزون سطحی در طول شبانه روز می شود. در بیشتر شب های زمستان و اواخر پاییز، غلظت اوزون در منطقه تهران و گاهی در منطقه شمال غرب ایران به صفر می رسد. این در حالی است که در جنوب شرق ایران، به دلیل نبود آلاینده های صنعتی و شهری، غلظت اوزون هیچ گاه به این حد کمینه (صفر) نمی رسد. در شکل ۳ مشاهده می شود

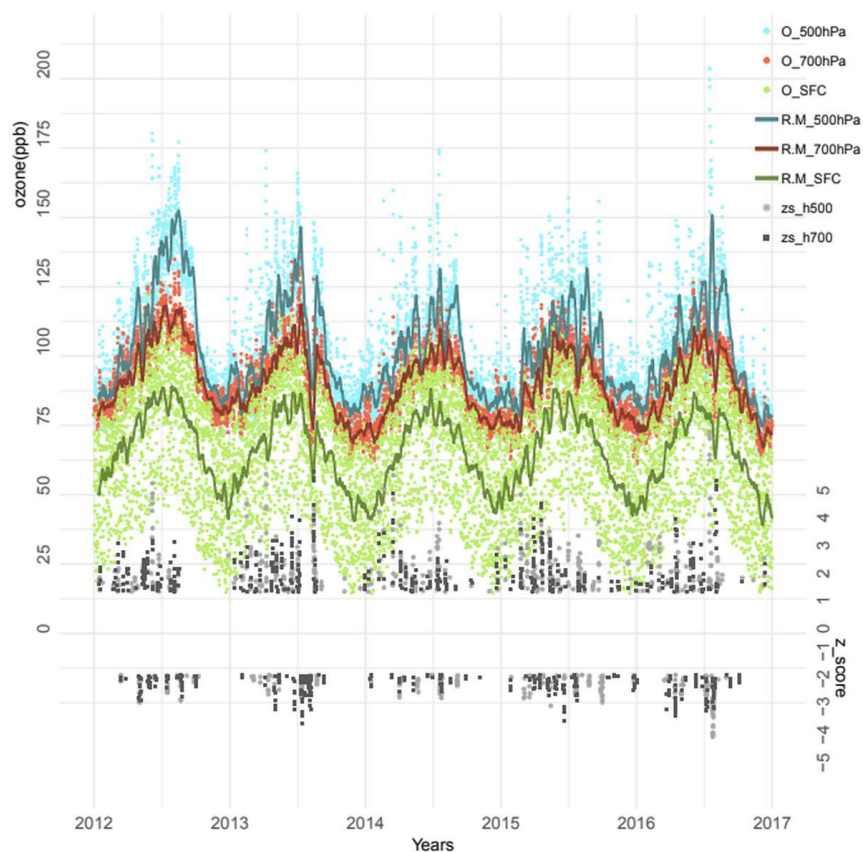
این منطقه برخلاف منطقه تهران یا شمال غرب ایران بری از NO_2 است. غلظت اوزون سطحی در منطقه تهران، برخلاف دو منطقه دیگر، از ۱۲۵ ppb در اکثر روزهای تابستان فراتر رفته است که دلیل آن، افزایش تولید فوتوشیمیایی اوزون در هنگام وجود نور خورشید و آلاینده های VOCs و NO_x است. در بخش قبل مشاهده شد مقدار اوزون سطحی نسبت به مقدار آن در تراز فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال در تهران کمتر است که علت آن می تواند وجود دامنه بزرگ تغییرات شبانه روزی در مقادیر اوزون نزدیک سطح باشد. در میانگین گیری شبانه روزی به علت از بین رفتن اوزون در طول شب، اوزون نزدیک سطح مقدار کمتری نسبت به اوزون تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دارد. با استفاده از روش توضیح داده شده در بخش ۲، دوره های بی هنجار اوزون استخراج شده است که در ادامه، به بررسی این دوره ها پرداخته می شود. در شکل ۱۰ که مربوط به منطقه جنوب شرق ایران است (دو منطقه دیگر آورده نشده است)، مشاهده می شود بعد از میانگین گیری متحرک ده روزه، خطوط کاملاً هموار نشده اند و در کنار نوسانات فصلی، زیگزاگ هایی نیز در آن دیده می شود که بیانگر تغییرات شدید زمانی غلظت اوزون است. در این نمودار، منحنی های غلظت اوزون در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان از هم دور و در بقیه سال نزدیک به هم هستند؛ یعنی تفاوت غلظت اوزون در تابستان در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ بیشتر و در دیگر فصول کمتر است. در توضیح ساده تر روش انتخاب شده برای استخراج زمان های بی هنجار می توان گفت که زمان های بی هنجار، زمان هایی هستند که قدر مطلق نمره معیار اختلاف نقاط با منحنی های متناظرشان بیشتر است؛ مانند زمان هایی که اختلاف بین غلظت اوزون تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و میانگین متحرک آن بیشتر است. برای به دست آوردن دوره هایی که تغییرات اوزون وردسپهری تنها مربوط به تغییرات اوزون سطحی نباشد، زمان هایی انتخاب شده است که نمره معیار

کاهش ازون، بیشتر است. همچنین مقدار افزایش ازون در رویدادهای افزایش ازون بیشتر است. در دو منطقه تهران و شمال غرب ایران در فصول بهار و تابستان، طول دوره این رویدادها حداکثر یک‌ونیم روز است، ولی شایان توجه است که در جنوب شرق ایران، طول دوره‌ها نسبت به دو منطقه دیگر نزدیک سه برابر است. در تابستان این منطقه، مدت زمان این دوره‌ها به پنج روز نیز رسیده است و حتی نمره معیارها در این مکان و زمان بزرگ‌تر است.

در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، بزرگ‌تر از ۱/۵ باشد. در شکل ۱۱ که این دوره‌های بی‌هنجار به نمایش گذاشته شده است، مشاهده می‌شود که کمترین رویدادها برای هر سه منطقه مربوط به فصل پاییز است و به‌طور چشمگیری تعداد رویدادها در بهار و تابستان در هر سه منطقه زیاد است. همچنین تعداد رویدادها با نمره معیار مثبت بیشتر است و قدر مطلق نمره معیار مثبت نسبت به منفی عدد بزرگ‌تری دارد. این موضوع نشان می‌دهد تعداد رویدادهای افزایش ازون نسبت به رویدادهای



شکل ۹. سری زمانی شش‌ساعته غلظت ازون سطحی (نقاط فیروزه‌ای)، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (نقاط نارنجی) و ۷۰۰ هکتوپاسکال (نقاط بنفش) به ترتیب از بالا به پایین مربوط به منطقه جنوب شرق، تهران و شمال غرب. محور افقی، زمان و محور قائم، غلظت ازون برحسب ppb است.

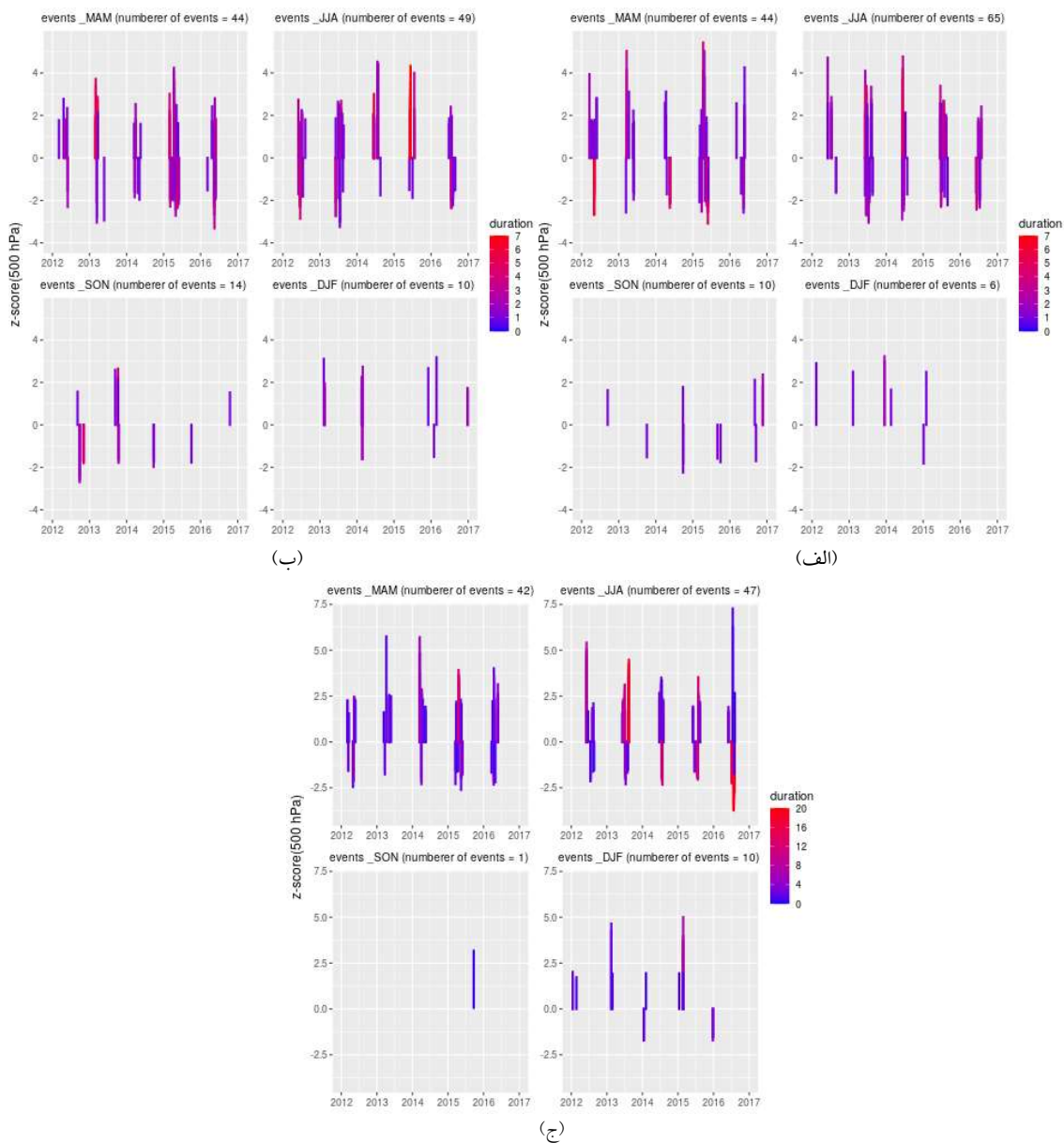


شکل ۱۰. سری زمانی غلظت و نمره معیار ازون، نقاط آبی، قرمز و سبز به ترتیب غلظت ازون تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و ازون سطحی را نشان می‌دهند. خطوط آبی، قرمز و سبز نیز میانگین متحرک ده‌روزه غلظت ازون به ترتیب در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و ازون سطحی است. محور قائم سمت چپ نمودار، غلظت ازون و محور قائم سمت راست نمودار، نمره معیار غلظت ازون مربوط به تراز ۷۰۰ (مربع‌های سیاه) و تراز ۵۰۰ (ستاره‌های طوسی) است.

وردسپهر زیرین و میانی، باعث افزایش ازون در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و حتی سطوح نزدیک به زمین در منطقه جنوب شرق ایران می‌شود.

به این ترتیب، علاوه بر بیشینه بودن میانگین ازون در طول تابستان در منطقه جنوب شرق ایران، فراوانی رخداد بی‌هنجاری غلظت ازون نیز در این منطقه در طول تابستان زیاد است. فراوانی زیاد این رخدادها می‌تواند به دلیل تغییرات درون‌سالانه مونسون هند، و اچرخند تبتی و شرایط همدیدی منطقه برای انتقال بیشینه ازون از دو منطقه شرق مدیترانه یا منطقه شرق دریای خزر تا افغانستان باشد.

نتایج این بخش نشان می‌دهد در طول تابستان رویدادهایی رخ می‌دهد که باعث افزایش ناگهانی ازون در نیمه پایینی وردسپهر می‌شود. از آنجاکه منطقه جنوب شرق ایران منطقه‌ای صنعتی نیست و از شکل ۳ مشخص شد که چشمه خاصی از NO_x ندارد، می‌توان نتیجه گرفت این رویدادها ناشی از انتقال ازون است. همچنین طبق شکل ۸، رویدادهای تاشدگی وردایست و انتقال پوشن‌سپهری زیادی در شمال شرق ایران و غرب ایران وجود دارد؛ بنابراین می‌توان گفت رخداد این پدیده‌های دینامیکی و به دنبال آن، جهت مناسب باد برای انتقال ازون وارد شده به



شکل ۱۱. فراوانی رخداد بی‌هنجاری ازون برای فصول مختلف سال (بالای هر نمودار) برای سه منطقه (الف) تهران (ب) شمال غرب ایران (ج) جنوب شرق ایران. محور افقی معرف زمان و محور قائم نمره معیار در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. طول دوره هر رخداد با رنگ میله‌ها نشان داده شده است. هر واحد طول دوره شش ساعت است.

۴ نتیجه‌گیری

هکتوپاسکال و پایین‌تر) چرخه سالانه‌ای دارد که بیشینه آن در تابستان و کمینه آن در زمستان است. بررسی‌های سری زمانی در سه منطقه با ویژگی‌های مختلف نیز یک چرخه سالانه را نشان داد که بیشینه ازون معمولاً در تابستان و

در این پژوهش بررسی میانگین ماهانه ازون در دوره مورد مطالعه (۲۰۱۶-۲۰۱۲) نشان داد ازون وردسپهری در لایه‌های مختلف میانه پایین وردسپهر (تراز ۵۰۰

آسیا در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵: مجله ژئوفیزیک

ایران، ۱۲(۲)، ۱۴۶-۱۲۷.

- Basha, G., Ratnam, M. V., and Kishore, P., 2020, Asian summer monsoon anticyclone: trends and variability: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(11), 6789-6801.
- Borhani, R., Ahmadi-Givi, F., Ghader, S., and Mohebalhojeh, A. R., 2022, A climatological-dynamical analysis of tropopause folds over Southwest Asia in the period of 1989–2018: *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 98, 101300.
- Danielsen, E. F., 1968, Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity: *Journal of Atmospheric Sciences*, 25(3), 502-518.
- Dayan, U., Ricaud, P., Zbinden, R., and Dulac, F., 2017, Atmospheric pollution over the eastern Mediterranean during summer—a review: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(21), 13233-13263.
- Fishman, J., Solomon, S., and Crutzen, P. J., 1979, Observational and theoretical evidence in support of a significant in-situ photochemical source of tropospheric ozone: *Tellus*, 31(5), 432-446.
- Gill, A. E., 1980, Some simple solutions for heat-induced tropical circulation: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449), 447-462.
- Haagen-Smit, A. J., 1952, Chemistry and physiology of Los Angeles smog: *Industrial & Engineering Chemistry*, 44(6), 1342-1346.
- Hoskins, B. J., and Rodwell, M. J., 1995, A model of the Asian summer monsoon. Part I: The global scale: *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(9), 1329-1340.
- Inness, A., Ades, M., Agustí-Panareda, A., Barré, J., Benedictow, A., Blechschmidt, A. M., Dominguez, J. J., Engelen, R., Eskes, H., Flemming, J., and Huijnen, V., 2019, The CAMS reanalysis of atmospheric composition: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(6), 3515-3556.
- Junge, C. E., 1962, Global ozone budget and exchange between stratosphere and troposphere: *Tellus*, 14(4), 363-377.
- Lelieveld, J., Berresheim, H., Borrmann, S., Crutzen, P. J., Dentener, F. J., Fischer, H., Feichter, J., Flatau, P. J., Heland, J., Holzinger, R., and Kormann, R., 2002, Global air pollution crossroads over the Mediterranean: *Science*, 298(5594), 794-799.
- Liu, Y., Hoskins, B., and Blackburn, M., 2007,

کمینه آن در زمستان رخ می‌دهد. علاوه‌براین، رخداد‌های بی‌هنجار ازون یا بیشینه و کمینه‌های نسبی نیز در تابستان بیشترین فراوانی را دارند که در این بین، منطقه جنوب شرق ایران بیشترین و طولانی‌ترین رویداد‌های بی‌هنجاری ازون را داشت. این میانگین بیشینه و فراوانی زیاد رخداد بی‌هنجاری غلظت ازون در طول تابستان از حاکم بودن حرکات فرونشستی در منطقه و رخداد‌های STT تأثیر می‌پذیرد.

بررسی‌ها نشان داد که منشأ ازون وردسپهری علاوه‌براینکه سطحی یا حاصل عوامل انسانی است، ناشی از سطوح فوقانی و دینامیکی (انتقال از پوشش سپهر به وردسپهر) نیز هست. به‌طور خلاصه می‌توان نتیجه گرفت شرایط هواشناختی و عوامل انسان‌زاد، هم‌زمان، در فصل تابستان باعث افزایش غلظت ازون در منطقه ایران می‌شود.

تشکر و قدردانی

نگارندگان کمال تشکر را از معاونت محترم علم و فناوری ریاست جمهوری برای حمایت مالی در انجام دادن این پژوهش دارند. همچنین نگارنده اول از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به جهت فراهم کردن فرصت مطالعاتی شش‌ماهه در مؤسسه علوم جوّی و اقلیمی (Institute for Atmospheric and Climate Science, IAC) دانشگاه ETH Zürich در زوریخ سوئیس سپاسگزاری می‌کند.

منابع

- برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س.، محب‌الحجه، ع. ر.، ۱۳۹۶، مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا: مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۴(۳)، ۶۲۴-۶۰۷.
- برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۷، تحلیل آماری-دینامیکی تاشدگی‌های وردایست منطقه جنوب غرب

- Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia: *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II, 85, 1-19.
- Monks, P. S., Archibald, A. T., Colette, A., Cooper, O., Coyle, M., Derwent, R., Fowler, D., Granier, C., Law, K. S., Mills, G. E., and Stevenson, D. S., 2015, Tropospheric ozone and its precursors from the urban to the global scale from air quality to short-lived climate forcer: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(15), 8889-8973.
- Ortega, S., Webster, P. J., Toma, V., and Chang, H. R., 2017, Quasi-biweekly oscillations of the South Asian monsoon and its co-evolution in the upper and lower troposphere: *Climate Dynamics*, 49(9), 3159-3174.
- Paetzold, H. K., 1955, New experimental and theoretical investigations on the atmospheric ozone layer: *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 7, 128-140.
- Reed, R. J., and Danielsen, E. F., 1958, Fronts in the vicinity of the tropopause: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Ser. A, Meteorologie und Geophysik, 11(1), 1-17.
- Regener, E., and Regener, V. H., 1934, Aufnahmen des ultravioletten Sonnenspektrums in der Stratosphäre und die vertikale Ozonverteilung: *Physikalische Zeitschrift*, 35, 788-793.
- Regener, V. H., 1957, The vertical flux of atmospheric ozone: *Journal of Geophysical Research*, 62(2), 221-228.
- Regener, E., 1941, Ozonschicht Und Atmosphärische Turbulenz: *Reichsamt f. Wetterdienst (Luftwaffe)*.
- Rodwell, M. J., and Hoskins, B. J., 1996, Monsoons and the dynamics of deserts: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(534), 1385-1404.
- Rodwell, M. J., and Hoskins, B. J., 2001, Subtropical anticyclones and summer monsoons: *Journal of Climate*, 14(15), 3192-3211.
- Schönbein, CF. 1843, On the Odour Accompanying Electricity, and on the Probability of Its Dependence on the Presence of a New Substance; by CF Schönbein, Professor of Chemistry, Bâle, Communicated in a Letter to Michael Faraday, Esq., DCL, FRS, &C: *Abstracts of the Papers Printed in the Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 4, 226-226.
- Škerlak, B., Sprenger, M., and Wernli, H., 2014, A global climatology of stratosphere-troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(2), 913-937.
- Sprenger, M., Croci Maspoli, M., and Wernli, H., 2003, Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D12).
- Sprenger, M., and Wernli, H., 2003, A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA15 time period (1979–1993): *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D12).
- Tyrlis, E., and Lelieveld, J., 2013, Climatology and dynamics of the summer Etesian winds over the eastern Mediterranean: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(11), 3374-3396.
- Tyrlis, E., Lelieveld, J., and Steil, B., 2013, The summer circulation over the eastern Mediterranean and the Middle East: influence of the South Asian monsoon: *Climate Dynamics*, 40(5), 1103-1123.
- Wei, W., Zhang, R., Yang, S., Li, W., and Wen, M., 2019, Quasi-biweekly oscillation of the South Asian high and its role in connecting the Indian and East Asian summer rainfalls: *Geophysical Research Letters*, 46(24), 14742-14750.
- Wernli, H., and Bourqui, M., 2002, A Lagrangian “1-year climatology” of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D2), ACL-13.
- Wernli, H., and Davies, H. C., 1997, A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones, I: The method and some applications: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, 467-489.
- Zaitchik, B. F., Evans, J. P., and Smith, R. B., 2007, Regional impact of an elevated heat source: The Zagros Plateau of Iran: *Journal of Climate*, 20(16), 4133-4146.
- Zhang, Q., Wu, G., and Qian, Y., 2002, The bimodality of the 100hPa South Asia High and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer: *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II, 80(4), 733-744.

Distribution of tropospheric ozone over southwest Asia

Mahsa Damanafshan^{1*}, Abbas Ali Aliakbari Bidokhti², Omid Alizadeh³ and Michael Sprenger⁴

¹Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

⁴Senior Scientist, Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zurich, Zurich, Switzerland

(Received: 29 May 2022, Accepted: 01 October 2022)

Summary

In this study, the distribution of tropospheric ozone as an air pollutant and an important greenhouse gas has been investigated in various layers of the troposphere over Southwest Asia. This research has been conducted for a 5-year period (2012-2016) using the Copernicus Atmosphere Monitoring Service Reanalysis (CAMSRA) dataset, the result of the third European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) project on atmospheric composition reanalysis. The analysis of the monthly mean concentration of tropospheric ozone over Southwest Asia and its time series (6-hourly data for the 5-year period) over three areas in northwestern and southeastern Iran, and Tehran show that the concentration of ozone has an annual cycle, with the maximum in summer. The maximum ozone in different layers of the troposphere (at the surface, and 700 and 500 hPa) occurs during summer. The maximum concentration in the lower layers (up to 700 hPa) is mostly caused by anthropogenic sources, while in the middle to upper troposphere, it is the result of the injection of stratospheric air into the troposphere. The high concentration of NO₂ in highly populated metropolitan areas, such as Tehran and industrial areas in the Persian Gulf and the Gulf of Oman, contributes to the photochemical production of ozone. In these areas, the concentration of ozone is higher during the daytime and summer compared to the nighttime and winter. This is due to the increase in the photochemical production of ozone when the incoming solar radiation is high. Moreover, there are two hot spots of ozone concentration at 500 hPa over two regions: the eastern Mediterranean region and the east of the Caspian Sea toward Afghanistan. Large-scale subsidence and the occurrence of the tropopause fold and/or the stratosphere to troposphere transport (STT) in these two regions, linked to the Indian summer monsoon, are the main causes of the occurrence of high concentrations of ozone in the middle troposphere. The monsoon diabatic heating can induce Gill-type Rossby waves that propagate westward and cause descent via the interaction with the midlatitude westerlies. The topography of the region, e.g., the Zagros Mountains, is also effective in increasing this descent. In general, every horizontal airflow that encounters steep isentropic slopes at the upper and middle troposphere is forced to descend. We were able to detect a wave-like pattern in ozone concentration at the 300 hPa level, which can be linked to a corresponding pattern of vertical velocities in the region. Furthermore, the statistical analysis indicates that high ozone concentration events frequently occur in southeastern Iran. This could be due to transient variations in the monsoon circulation over India, the Tibetan anticyclone, and the mid-level anticyclone, all of which also affect the transport of the stratospheric ozone in the region.

Keywords: Tropospheric ozone, tropopause fold, stratospheric ozone, Southwest Asia

*Corresponding author:

damanafshanm@ut.ac.ir