

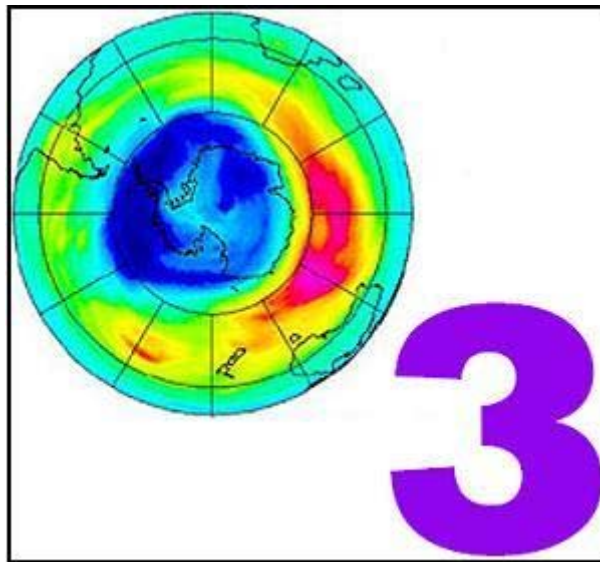


گزارش علمی شماره: ۸۴
موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

اوزون جوی

گروه فیزیک فضا
بخش اوزون و آلودگی هوا

مجید مزرعه فراهانی - زهرا شرعی پور
احمد زندنیا پور - نسیم علوی - فاطمه مالکی فرد



بهمن ۱۳۸۵

بِسْمِ اللَّهِ

الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

فهرست

عنوان	صفحه
پیشگفتار.....	۴
فصل اول: فرایندهای تولید و تجزیه اوزون	۵
۱-۱- مقدمه.....	۵
۲-۱- تولید و تجزیه اوزون.....	۶
۳-۱- منابع تجزیه لایه اوزون.....	۱۱
فصل دوم: تغییرات مقدار اوزون کلی و کمیت های مؤثر	۱۲
۱-۲- تغییرات مقدار اوزون با طول، عرض و ارتفاع جغرافیایی.....	۱۲
۲-۲- تغییرات میانگین جهانی.....	۱۳
۳-۲- نیمرخ قائم اوزون.....	۱۴
۴-۲- عامل افزایش اوزون در عرض های میانی و قطبی.....	۱۶
۵-۲- روند تغییرات بلندمدت اوزون آرام سپهری (ارتفاع با لا).....	۱۹
۶-۲- تغییرات فصلی اوزون.....	۲۱
۷-۲- تابش فرابنفش خورشیدی.....	۲۲
فصل سوم: تابش فرابنفش (UV) و اثرات زیست محیطی آن	۲۴
۱-۳- چگونگی روند تغییرات بلندمدت تابش فرابنفش خورشیدی رسیده به سطح زمین.....	۲۴
۲-۳- اثرات زیست محیطی تجزیه لایه اوزون.....	۲۶
۳-۳- اثرات اقلیمی.....	۲۹
۳-۳-۱- اوزون و تغییر اقلیم.....	۳۰
۴-۳- نقش پدیده های هواشناسی روی اوزون.....	۳۴
فصل چهارم: حفره اوزون	۳۶
۱-۴- اهمیت جهانی نازک شدن لایه اوزون.....	۳۶
۲-۴- کاهش لایه اوزون در اثر فعالیت بشر.....	۳۶
۳-۴- کاهش لایه اوزون در قطب جنوب (حفره اوزون).....	۳۸
۴-۴- کاهش لایه اوزون در عرض های جغرافیایی دیگر.....	۳۹
۵-۴- تأثیر قدرت باد آرام سپهر بالایی در افزایش گازهای تجزیه کننده اوزون.....	۴۱
۶-۴- حفره اوزون حاصل از انفجارات آتشفشانی.....	۴۲
۷-۴- حفره اوزون قطب جنوب.....	۴۵
۸-۴- حفره های کوچک اوزون (MINI OZONE HOLE).....	۴۸
۹-۴- تاوه یا ورتکس (VORTEX) قطبی.....	۴۹

۵۰ ۴-۹-۱- عامل کاهش سرعت جت شبانه قطبی
۵۱ ۴-۹-۲- تفاوت انتقال بهاری در نیم کره شمالی و نیم کره جنوبی
۵۱ ۴-۹-۳- تبادل آرام سپهر - ورد سپهر
۵۲ ۴-۹-۴- نوسان شمالگان (Arctic Oscillation)
۵۴ منابع

پیشگفتار

آلودگی هوا و تغییر اقلیم (گرم شدن کره زمین) دو مبحث داغ مطرح در مراکز تحقیقاتی آب و هوایی و همچنین در حکم دو مشکل حاد مطرح در سطوح مختلف اجتماعی در تقریباً همه کشورهای جهان است. در این بین گاز اوزون که در گذشته نه چندان دور از آن به نام گاز نادر یا کمیاب یاد می‌شد، به دلیل نقش محوری در هر دو مسئله آلودگی هوا و تغییر اقلیم از اهمیت کم نظیری برخوردار گردیده است. این گاز در نواحی نزدیک سطح زمین به مثابه آلاینده و در سطوح فوقانی جو در حکم تسویه کننده پرتوهای مخرب تابش خورشیدی ایفای نقش می‌کند.

اوزون یکی از عناصر مهم جو است که مقدار آن اگرچه در حوالی کره زمین ناچیز است ولی در ارتفاعات فوقانی جو (تقریباً در ۲۳ کیلومتری سطح زمین) به غلظت قابل توجهی می‌رسد. لایه اوزون جو بالا مانند سپری محافظ، مانع از رسیدن پرتوهای مخرب و زیان‌آور فرابنفش به سطح زمین می‌شود. آلاینده‌های بشری باعث تجزیه اوزون آرام‌سپهری^۱ می‌شوند بنابراین تابش دریافتی پرتو فرابنفش توسط زمین افزایش می‌یابد که اثرات مخربی بر زندگی انسان‌ها و جانوران و محصولات کشاورزی دارد. همچنین تحقیقات سال‌های اخیر نشان می‌دهد که مقدار اوزون کلی جو می‌تواند دارای تغییرات معنی‌دار روزانه باشد که این تغییرات علاوه بر علت‌های فتوشیمیایی ممکن است علل دینامیکی نیز داشته باشد. تغییرات اوزون می‌تواند باعث نوسان‌های شدید پرتو فرابنفش^۲ خورشیدی ورودی در سطح زمین شود که در ایران به دلیل موقعیت جغرافیایی خاص و بالا بودن تراز انرژی خورشیدی ورودی، می‌تواند صدمات زیست‌محیطی جبران‌ناپذیر و تغییرات اقلیمی را به دنبال داشته باشد. از این‌رو از اواخر دهه ۱۹۷۰ فعالیت در زمینه اندازه‌گیری اوزون در ایران آغاز شد. به این مناسبت مانند دیگر زمینه‌های نو، دانشگاه‌ها در این امر پیش‌قدم شدند و با تأسیس بخش اوزون و آلودگی هوا در موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران نسبت به اندازه‌گیری و بررسی اوزون و آلاینده‌ها اقدام شد. این گزارش در پاسخ به نیاز شدید مراکز تحقیقاتی، مسئولین اجرایی و تصمیم‌گیری، و افراد جامعه به مرجعی هر چند مختصر در آشنا سازی و معرفی اوزون و نقش آن در زندگی روزمره از دیدگاه‌های متفاوت آماده شد و مطمئناً به دلیل طبیعت یک گزارش علمی نمی‌تواند مرجعی کامل و پاسخگوی همه پرسش‌های و سوالات مطرح در این زمینه باشد.

در گزارش حاضر فصل اول را به تعریف و چگونگی تولید یا ایجاد اوزون اختصاص داده‌ایم و در ادامه چگونگی تجزیه یا از بین رفتن آن را بررسی کرده‌ایم. فصل دوم به تغییرات میزان اوزون کلی در جو و عوامل دخیل در مقدار آن پرداخته است. به دلیل نقش بارز تابش فرا بنفش (UV) در ایجاد و تجزیه اوزون، در فصل سوم، این تابش و فرایندهای مرتبط با این نوع امواج تابشی توضیح داده می‌شود. در پایان به دلیل اهمیت حفره اوزون و نقش این حفره بر تغییرات اقلیمی روی داده، فصل چهارم را با تعریف و توضیح این پدیده و عوامل تأثیر گذار بر آن به پایان می‌رسانیم.

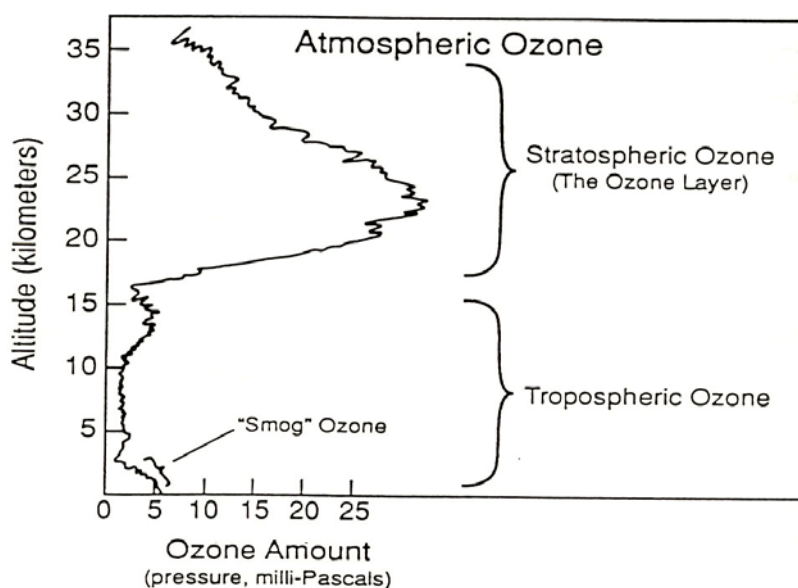
- 1.Stratosphere
- 2.Ultra-violet

فصل اول

فرایندهای تولید و تجزیه اوزون

۱-۱ - مقدمه

هوای مجاور سطح زمین از گازهای مختلفی تشکیل شده است که کره زمین را احاطه کرده و با نیروی گرانش زمین به صورت شناور نگهداری می‌شوند. ترکیبات موجود در هوای خشک به استثنای اوزون، بخار آب و کربن دی‌اکسید تا ارتفاع تقریبی ۸۰ کیلومتری از سطح دریا تقریباً ثابت می‌مانند. یکی از این ترکیبات، گاز اوزون است. اوزون یکی از اجزای مهم جو است که مقدار آن گرچه در حوالی سطح زمین ناچیز است (۰/۰۴ part per million, ppm)، ولی در ارتفاعات فوقانی جو (تقریباً در ۲۳ کیلومتری سطح زمین) به غلظت قابل توجهی می‌رسد (حدود ۱۰ ppm) شکل ۱-۱.

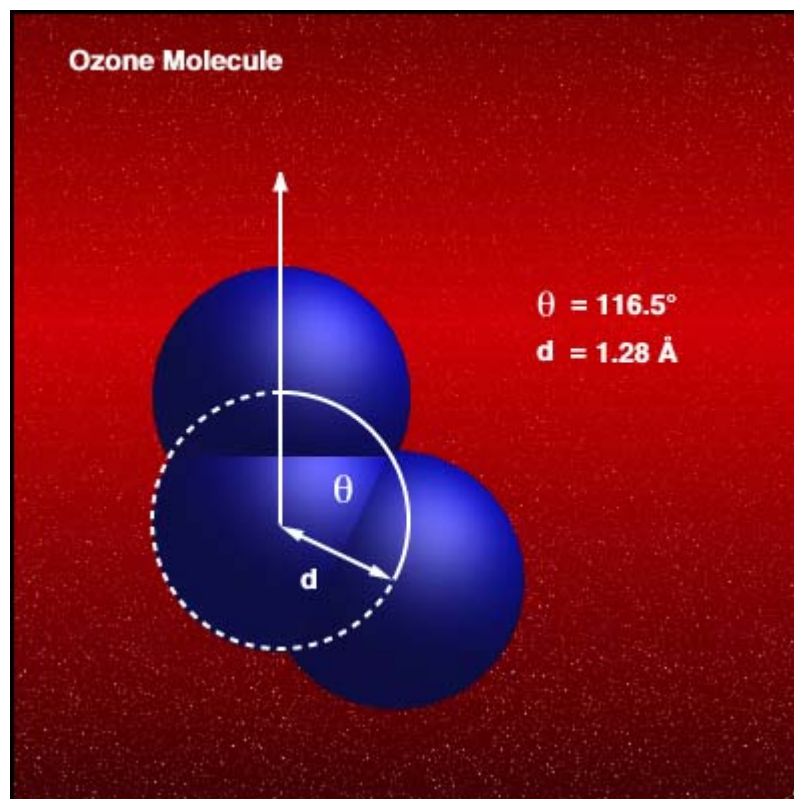


شکل ۱-۱: نمودار توزیع عمودی اوزن در جو (WMO/UNEP-1994)

بیشترین میزان اوزون جوی (در حدود ۹۰ درصد) در آرام‌سپهر^۱ و بقیه (۱۰ درصد) در لایه وردسپهر^۱ است. اوزون ساختار قائم دما را با جذب پرتوهای کوتاه فرابنفش خورشید تغییر می‌دهد و زمین را از اثرات مخرب این تابش‌ها محفوظ می‌دارد.

1. Stratospher

اوزون را شون بین (C. F.Schonbein) در ۱۸۳۹ کشف کرد اما از ۱۸۵۰ حضور آن در جو در حکم گاز نادر مورد توجه قرار گرفت. اندازه‌گیری‌های سطحی از این گاز در ۱۸۶۰ آغاز شد که بر اساس آن می‌توان به افزایش ناگهانی مقدار آن در نزدیکی سطح زمین در قرن گذشته پی برد. در اوایل قرن بیستم به وجود لایه اوزون در آرام‌سپهر پی برده شد و آزمایش‌های نشان دادند که این لایه به مقدار زیادی تابش خورشیدی را در طیف فرابنفش جذب می‌کند. اولین تحقیقات در این زمینه را دابسون به انجام رساند. او در ۱۹۲۰ اولین دستگاه را برای اندازه‌گیری اوزون کلی ساخت. به افتخار او واحد اندازه‌گیری اوزون Dobson انتخاب شد. یک واحد دابسون (DU) برابر با مقدار اوزون موجود در یک لایه به ضخامت ۰/۰۱ میلی متر و سطح مقطع واحد در فشار یک اتمسفر و دمای صفر درجه می‌باشد.



شکل ۱-۲ موقعیت فضایی مولکول اوزون (NASA Graphic)

۲-۱ - تولید و تجزیه اوزون

اوزون نامی است که به مولکول سه‌اتمی اکسیژن (O_3) داده‌اند. شکل ۱-۲ موقعیت فضایی مولکول اوزون را نشان می‌دهد. عامل بسیار مهم در تولید اوزون جذب پرتو فرابنفش توسط مولکول اکسیژن در آرام‌سپهر است، شکل‌های ۱-۳ و ۱-۴ چگونگی این فرایند را نشان می‌دهند. در واقع لایه محافظ اوزون تابعی از دو

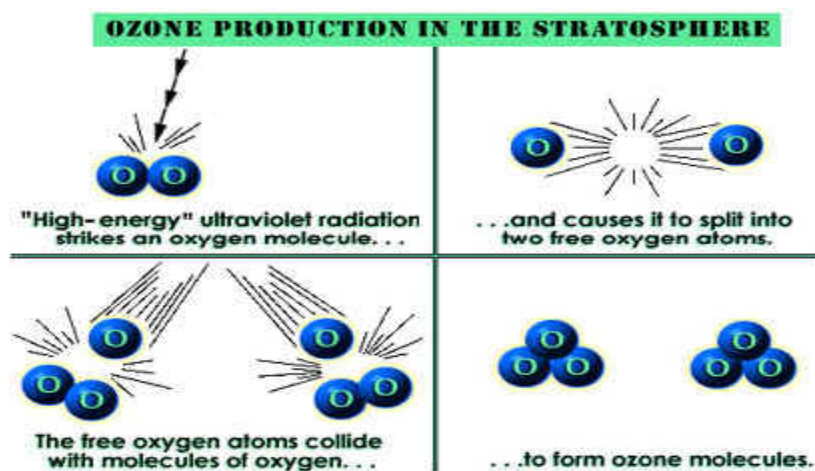
فرایند است، یکی فرایند تولید و دیگری فرایند تجزیه مولکول اوزون. ابتدا یک مولکول اکسیژن طبق واکنش (۱-۱) در اثر جذب پرتو فرابنفش با طول موجی کوچکتر از ۲۴۲ نانومتر به اکسیژن اتمی تبدیل می‌شود.



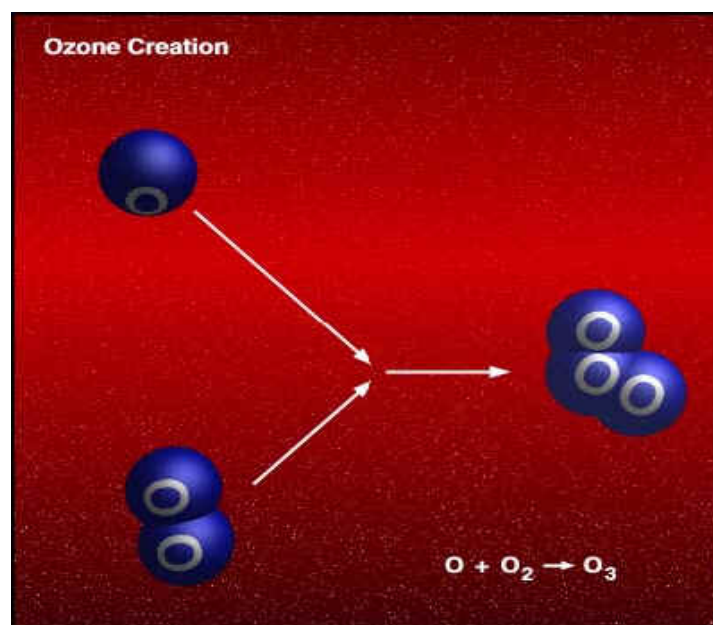
hv معرف انرژی الکترومغناطیسی، h ثابت پلانک و ν بسامد موج تابشی است. آن‌گاه مطابق واکنش (۲-۱) اکسیژن اتمی در مجاورت یک مولکول یا اتم دیگر که در حقیقت در نقش کاتالیزور عمل می‌کند (مثلاً یک مولکول ازت) با اکسیژن مولکولی ترکیب می‌شود و اوزون تولید می‌کند.



M هر نوع اتم یا مولکول است که بروز واکنش بالا را تحریک می‌کند.



شکل ۱-۳ تولید اوزون در آرام‌سپهر

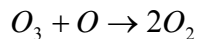


شکل ۱-۴ تولید مولکول اوزون (NASA Goddard DAAC)

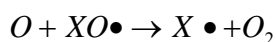
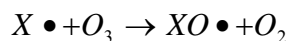
از طرف دیگر، چون مولکول اوزون نسبت به مولکول‌های معمولی اکسیژن (O_2) از پایداری کمتری برخوردار است، در اثر جذب پرتو فرابنفش کمتر از ۱۱۴۰ آنگستروم به اتم و مولکول اکسیژن تجزیه می‌شود.



و یا



این فعل و انفعالات در اثر تابش پرتو فرابنفش با طول موج کوچک‌تر از ۱۱۴۰ آنگستروم صورت می‌گیرد و در نتیجه، جلوی رسیدن این تابش خطرناک به زمین گرفته می‌شود. از سوی دیگر به هنگام تجزیه اوزون، مقداری انرژی به صورت انرژی حرارتی آزاد و جذب آرام‌سپهر می‌شود که این عامل دمای آرام‌سپهر را افزایش می‌دهد. این نظریه را ابتدا سیدنی چاپمن (۱۹۳۰) پیشنهاد کرد و تا ۴۰ سال برای چرخه اوزون آرام‌سپهری پذیرفته شده بود ولی تحقیقات در دو دهه گذشته نشان داد که اجزای تشکیل دهنده خیلی کوچک، در از بین بردن اوزون آرام‌سپهری از طریق چرخه‌های واکنش کاتالیزوری، نقش اساسی بازی می‌کنند. برای مثال، واکنش‌های زیر نقش تجزیه‌کننده لایه اوزون را بازی می‌کنند.



در این مجموعه واکنش $X \bullet$ و $XO \bullet$ رادیکال‌هایی‌اند که در نقش کاتالیزور، تبدیل اوزون به اکسیژن را عملی می‌سازند. مهم‌ترین کاتالیزورها، اکسیدهای نیتروژن، NO , NO_2 ($X = NO$) هستند که به‌دلیل گسیل N_2O از زمین در جو حضور دارند. گسیل اکسید نیتروژن به مقدار زیاد از فرایندهای میکروبیولوژیکی در خاک‌ها و کودها ناشی می‌شود. N_2O در وردسپهر کاملاً غیر فعال است و طول عمری بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ سال دارد. ولی در آرام‌سپهر در اثر چندین فرایند مثل اتم‌های اکسیژن برانگیخته که بر اثر تابش فرابنفش ایجاد شده اند شکسته می‌شود.

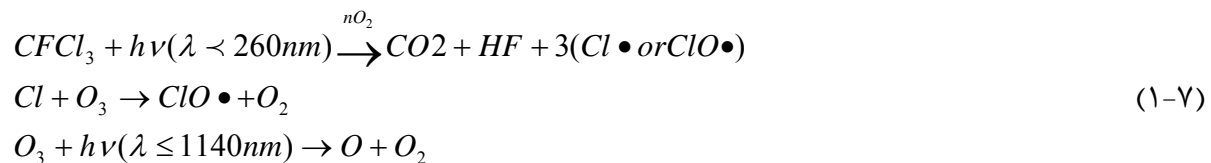


NO همچنین به‌طور مستقیم با پاسبانند سوخت هواپیماها، انفجارهای هسته‌ای یا بمباران پروتونی خورشید، وارد آرام‌سپهر می‌شود. با این حال، تولید NO از راه این فرایندها، خیلی کمتر از تولید آن در وردسپهر بر اثر فعالیت میکروبی خاک، سوختن سوخت‌های فسیلی و آذرخش است ولی اکسایش NO به‌صورت محلول HNO_3 از انتقال آن به آرام‌سپهر به‌شدت جلوگیری می‌کند. زنجیره طبیعی دوم، با $HO_2 \bullet$ و $HO \bullet$ صورت می‌پذیرد. در آرام‌سپهر این گونه رادیکال‌ها اساساً ناشی از واکنش بخار آب و دیگر مواد با اتم‌های اکسیژن برانگیخته است.



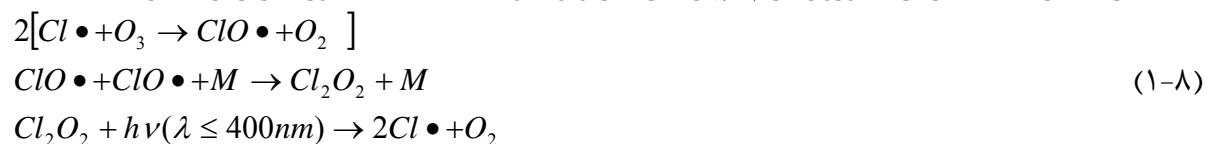
علی رغم مقدار خیلی کم بخار آب در آرامسپهر، این گونه رادیکال‌ها به قدر کافی تولید می‌شوند تا اهمیت شیمیایی قابل توجهی داشته باشند.

چرخه کاتالیزوری دیگر برای تجزیه اوزون در آرامسپهر در بردارنده ترکیبات کلروفلورکربن (CFC) است که ریچارد استولارسکی و رالف سیکرون (۱۹۷۴) آن را پیشنهاد کرده‌اند. CFC ها در وردسپهر با واکنش با رادیکال هیدروکسیل یا دیگر اجزای اکساینده شکسته نمی‌شوند. اهمیت خاص آنها برای لایه اوزون آرامسپهری به دلیل گازهای بسیار پایدار CF_2Cl_2 و $CFCl_3$ است. در طی چندین سال این گازها از منبع کسپیل خود در سطح زمین به آرامسپهر وارد شده‌اند. در ارتفاع حدود ۲۰-۲۵ کیلومتری، تابش خورشیدی موجود برای تجزیه آنها به اندازه کافی پُرانرژی است. به موجب آن اتم‌های کلر و مولکول‌های کلر مونوکسید آزاد می‌شوند که به مراتب قوی‌تر از NO , NO_2 نقش تجزیه‌گر بازی می‌کنند. واکنش‌های مربوطه به صورت زیر است.



که $Cl \bullet$ و $ClO \bullet$ ، جانشین $X \bullet$ و $XO \bullet$ در روابط (۱-۴) هستند. کلر با فوران‌های آتشفشانی و از راه انتقال وردسپهر به آرامسپهر و کلرید متیل (CH_3Cl)، در نتیجه فرایند فتو سنتز در جلبک‌های دریایی وارد وردسپهر می‌شود. ظرفیت طبیعی کلر آرامسپهر در نتیجه این منابع حدود (Part Per Billion volume) 0.16 ppbv قسمت در میلیارد است. در حال حاضر مقدار ذخیره شده CFC ها و دیگر ترکیبات آلی صنعتی کلر حدود 3 ppbv است (۵ برابر مقدار طبیعی آن).

حلقه تجزیه کلریدی دیگر برای اوزون آرامسپهری را ماریو و مولینا (۱۹۷۴) به صورت زیر ارائه کردند.



یک محدودیت طبیعی برای کاهش اوزون آرامسپهری وجود دارد که با واکنش‌های بین کاتالیزورها اعمال می‌شود.



و منجر به محصولاتی می‌شود که اوزون را تجزیه نمی‌کنند. در این روش دو از بین‌برنده اوزون همدیگر را خنثی می‌کنند. منابع رادیکال‌های واکنشی موقتی‌اند، چون از تجزیه نوری مولکول‌ها نتیجه می‌شوند.



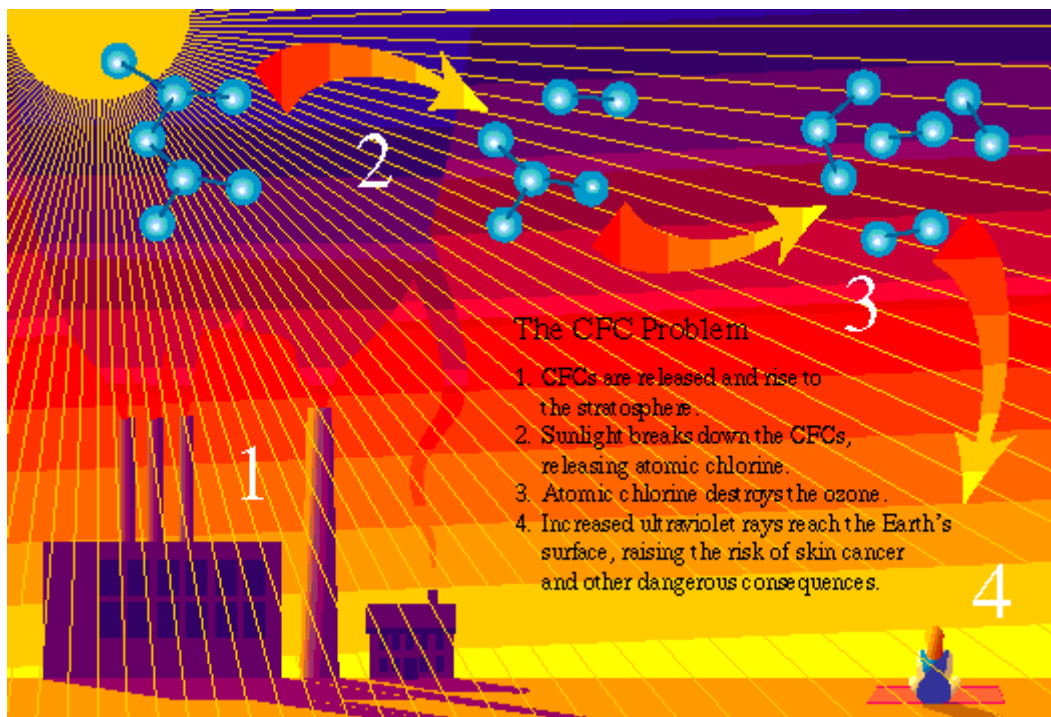
نتایج الگوهای رایانه‌ای این واکنش‌ها نشان می‌دهد که افزایش مداوم $CFCl_3$ و CF_2Cl_2 و CFC های دیگر منجر به کاهش اساسی در غلظت اوزون در آرام‌سپهر و در زیر ارتفاع ۲۵ کیلومتری می‌شود.

گازهای CFC



گازهای CFC را به‌اجمال نشان

شکل ۵-۱ چگونگی تجزیه لایه اوزون توسط می‌دهد.



U. S. Food and Drug Administration Graphic

شکل ۵-۱ برهم‌کنش اوزون با CFC ها

۱-۳- منابع تجزیه لایه اوزون

شکل ۱-۶ منابع تجزیه لایه اوزون را نشان می‌دهد. در این نمودار سهم منابع متفاوت مقایسه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بالاترین سهم مربوط به عامل محصولات پاک‌کننده حلال و مقدار آن حدود ۱/۳۶٪ است. همچنین سهم مواد به‌کار رفته در یخچال‌های خانگی و صنعتی و تهویه هوا نیز حدود ۶/۲۹٪ است.



شکل ۱-۶ سهم منابع متفاوت در تجزیه لایه اوزون

فصل دوم

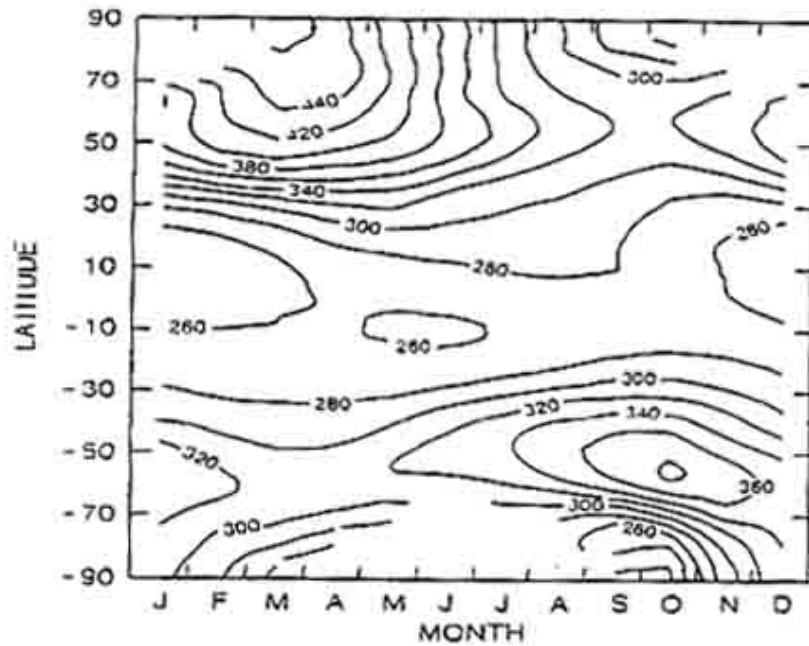
تغییرات مقدار اوزون کلی و کمیت‌های مؤثر

چگالی اوزون تابعی چندمتغیره است. متغیرهای اساسی که تعیین‌کننده میزان اوزون‌اند عبارت‌اند از طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع، فصل سال و تابش فرابنفش خورشیدی که در زیر به نقش هر یک از این متغیرها می‌پردازیم.

۲-۱- تغییرات مقدار اوزون با طول، عرض و ارتفاع جغرافیایی

از اندازه‌گیری‌های اوزون جوی که در نقاط مختلف دنیا و در فصل‌های متفاوت صورت گرفته است تغییرات مقدار اوزون از روزی به روز دیگر و از محلی به محل دیگر اثبات شده است. البته این تغییرات با شرایط متغیر جوی در ارتباط‌اند.

شکل ۲-۱ نمودار تغییرات اوزون را با توجه به عرض جغرافیایی نشان می‌دهد. از آنجایی که برای تولید اوزون نیاز به پرتو خورشیدی با انرژی زیاد است، لذا بیشترین مقدار اوزون در منطقه استوایی تولید می‌شود ولی شاید جای تعجب باشد که اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهند که مقدار اوزون کلی از استوا به طرف قطب زیاد می‌شود به طوری که در منطقه استوایی مقدار آن بین ۲۰۰ تا ۲۵۰ واحد دابسون است، در حالی که در نزدیکی قطب مقدار اوزون کلی به ۴۰۰ تا ۵۰۰ واحد دابسون می‌رسد. این به دلیل آن است که طول عمر اوزون در آرام‌سپهر به چند ماه می‌رسد و در نتیجه اوزون تولید شده در منطقه استوایی با جریان‌های آرام‌سپهری به طرف قطب‌ها منتقل می‌شود. بنابراین در نیم‌کره شمالی در حدود ۶۰ درجه و در نیم‌کره جنوبی در عرض ۵۵ درجه به حداکثر می‌رسد از آن به بعد تا قطب‌ها، مقدار اوزون کلی تقریباً ثابت می‌ماند. علاوه بر این تغییرات، تغییرات حرارتی و طول جغرافیایی نیز وجود دارد که تغییرات درجه حرارت باعث تغییرات روزانه و سالانه اوزون کلی می‌شود و تغییرات مقدار اوزون با طول جغرافیایی باعث می‌شود که بیشترین مقدار اوزون در تمام فصل‌های سال روی شرق امریکای شمالی، آسیای شرقی و آسیای مرکزی مشاهده شود.



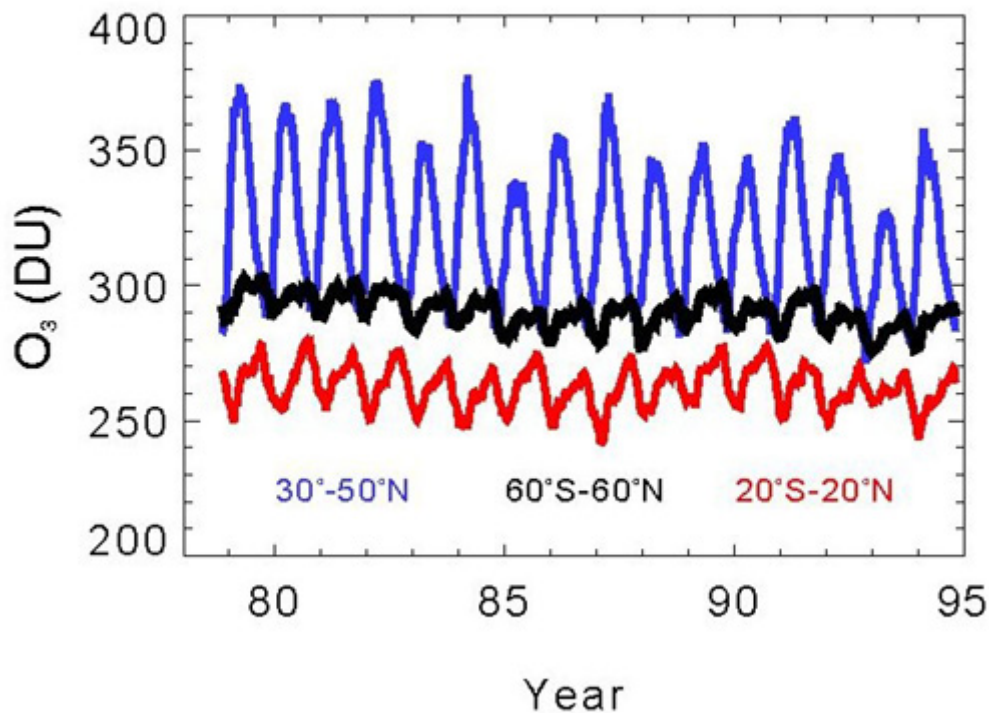
شکل ۲-۱ نمودار تغییرات فصلی اوزون کلی با عرض جغرافیایی بر حسب واحد دابسون

۲-۲- تغییرات میانگین جهانی

در سال ۱۹۶۴ تحقیقی در مورد نوسان‌ها شبه دوسالانه دما و اوزون کلی صورت گرفته است (Angel and Korshover, 1964). نتایج به دست آمده این تحقیق نشان داده که در عرض‌های معتدله و قطبی هر دو نیم‌کره، نوسان‌های شبه دوسالانه‌ای برای میانگین ماهانه دما و اوزون کلی مشاهده شده و در عین حال بیشترین وضوح نوسان‌ها در نیم‌کره جنوبی وجود داشته است. همچنین تغییرات شبه دوسالانه اوزون کلی از نظر فازی مشابه تغییرات شبه دو سالانه دما در ارتفاع ۵۰ mb بوده است. در شکل ۲-۲ این تغییرات دوسالانه را می‌توان به وضوح مشاهده کرد.

با مقایسه بلندمدت اوزون کلی برای میانگین مناطق عرض‌های حاره‌ای، عرض‌های میانی و جهانی می‌توان دامنه تغییرپذیری آنها را مقایسه کرد. شکل ۲-۲ این مقایسه را برای سال‌های ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۴ با استفاده از داده‌های TOMS نشان می‌دهد. مطابق شکل ۲-۲ دامنه تغییرات نمودار میانگین جهانی (میانگین ۶۰ درجه جنوبی تا ۶۰ درجه شمالی) کمتر از دو نمودار دیگر (عرض‌های میانی شمالی و حاره‌ای) است. همچنین تغییرپذیری میانگین مناطق حاره‌ای کمتر از میانگین عرض‌های میانی شمالی است.

TOMS Column Ozone

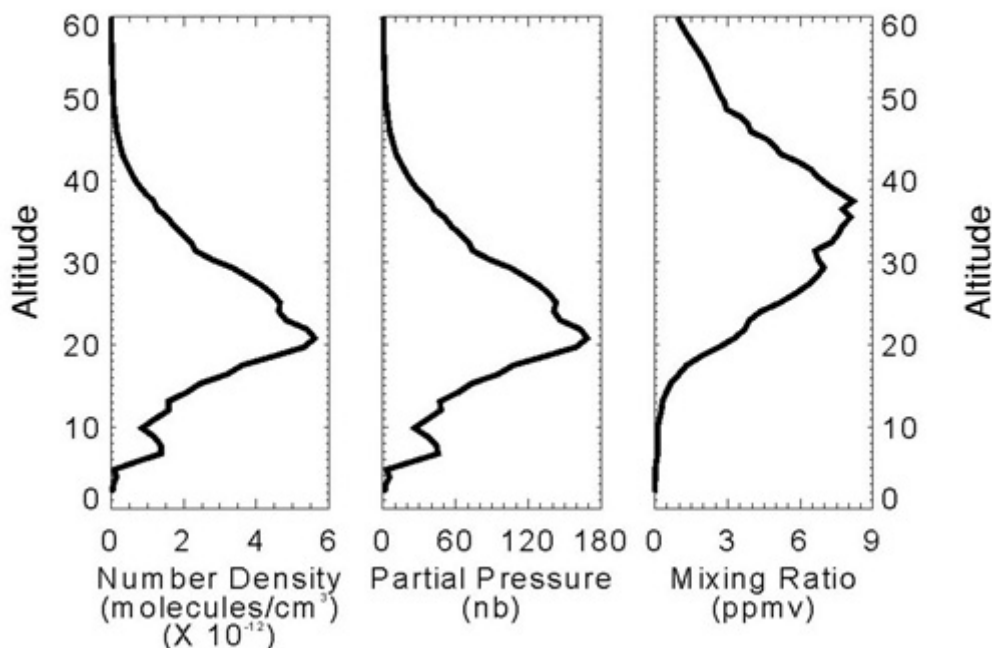


شکل ۲-۲ مقایسه بلندمدت داده‌های اوزون کلی TOMS سال‌های ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۴ برای برای میانگین مناطق عرض‌های حاره‌ای، عرض‌های میانی و جهانی (سایت ccpo).

۲-۳- نیم‌رخ قائم اوزون

پارامترهای متداول برای اندازه‌گیری اوزون جو عبارت‌اند از نسبت آمیختگی برحسب (ppmv)، چگالی برحسب ($\text{molecules}/\text{cm}^3$)، فشار جزئی برحسب (nb)، اوزون کلی برحسب (DU). شکل ۲-۳ نیم‌رخ قائم اوزون برای سه واحد مختلف برحسب (ppmv), (nano-bar, nb), ($\text{molecules}/\text{cm}^3$) با استفاده از داده‌های SAGE II را نشان می‌دهد. این اندازه‌گیری‌ها در عرض ۴۰ درجه جنوبی در ماه سپتامبر سال ۱۹۹۴ (اواخر زمستان نیم‌کره جنوبی) صورت گرفته است. در مورد عوامل ایجاد قله اوزون و کاهش اوزون در بالا و پایین این قله می‌توان گفت مقدار اوزون در هر ارتفاع توأوزون بین سه فرایند ایجاد، تجزیه و انتقال اوزون است. ایجاد اوزون اساساً در آرام‌سپهر که در آن تابش فرابنفش مورد نیاز وجود دارد روی می‌دهد، بنابراین غلظت زیاد مولکول‌های اوزون در آن مشاهده می‌شود. در زیر ارتفاع قله اوزون، تابش فرابنفش کمتری برای شکستن مولکول‌های اکسیژن وجود دارد و در ارتفاعات بالای قله اوزون با وجود بودن تابش فرابنفش مورد نیاز، جو رقیق شده و مقدار اکسیژن قابل دسترس برای تولید اوزون به سرعت کاهش می‌یابد.

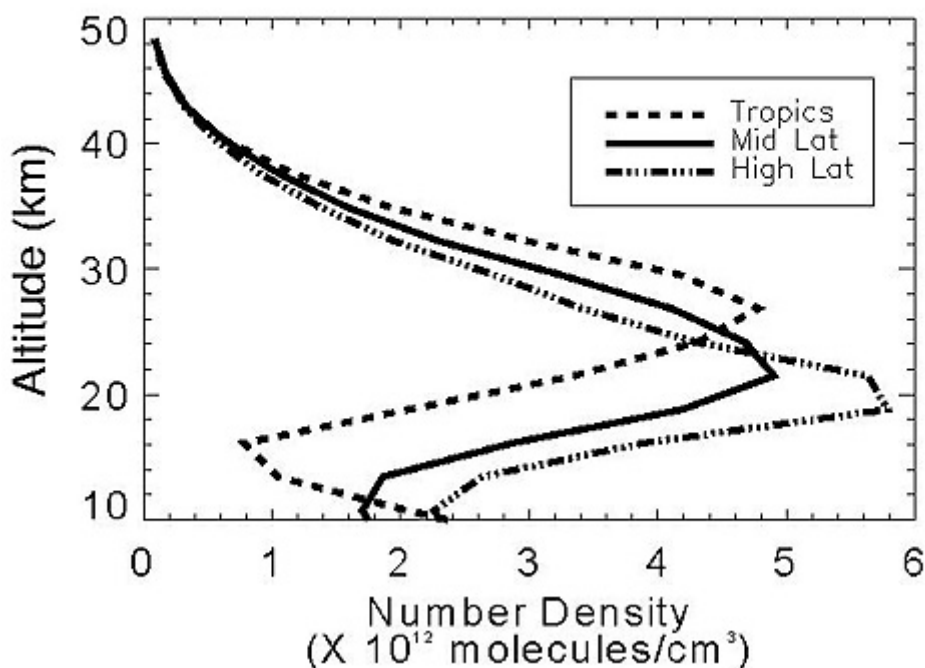
SAGE O₃ Profile 940911 (40°S, 105°E)



شکل ۲-۳ نیم‌رخ قائم اوزون با استفاده از داده‌های SAGE II.

نیم‌رخ قائم اوزون برای عرض‌های جغرافیایی مختلف، متفاوت است. شکل ۲-۴ میانگین نیم‌رخ قائم اوزون را برای عرض‌های حاره‌ای، عرض‌های میانی و عرض‌های بالا (قطبی) و برای ماه سپتامبر سال ۱۹۹۴ براساس داده‌های SAGE II نشان می‌دهد. مطابق شکل ۲-۴ ارتفاع قله برای مناطق حاره‌ای بالاتر از دو منطقه دیگر و برای مناطق عرض‌های بالا، پایین‌تر از دو منطقه دیگر است. از مقایسه چگالی قله سه منحنی می‌توان گفت مقدار چگالی قله اوزون در عرض‌های بالا بزرگ‌تر از دو منطقه دیگر و در عرض‌های حاره‌ای کمتر از دو منطقه دیگر است. اختلاف یاد شده مربوط به الگوی گردش نیم‌کره‌ای بین استوا و قطب یعنی گردش برآور-دابسون است. حرکات صعودی در مناطق حاره‌ای باعث افزایش ارتفاع قله و کاهش مقدار چگالی در این مناطق و حرکات نزولی در عرض‌های جغرافیایی بالا باعث کاهش ارتفاع قله و افزایش مقدار چگالی در این مناطق شده است.

SAGE II O₃ Profiles September 1994



شکل ۲-۴ میانگین نیمرخ قائم اوزون برای عرض‌های حاره‌ای، عرض‌های میانی و عرض‌های بالا (قطبی) و برای ماه سپتامبر سال ۱۹۹۴ بر اساس داده‌های SAGE II (سایت ccpo).

۲-۴ - عامل افزایش اوزون در عرض‌های میانی و قطبی

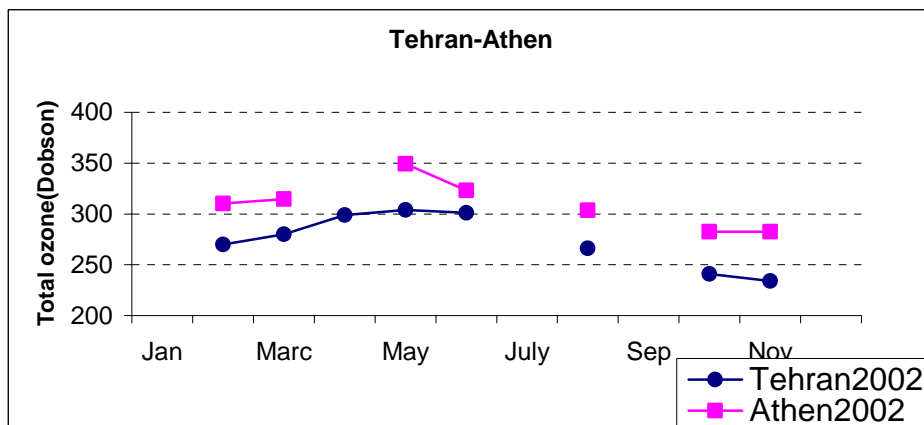
گردش‌های آرام جوی که اوزون را از منابع تولید آن در مناطق حاره‌ای به سمت عرض‌های جغرافیایی میانی و قطبی منتقل می‌کند، گردش براور-دابسون نامیده می‌شود. این گردش، حاصل حرکات موجی آرام‌سپهری مناطق برون حاره‌ای و شامل سه بخش اصلی است. بخش اول، حرکات صعودی هوا از اردسپهر به آرام‌سپهر در مناطق حاره‌ای، بخش دوم، انتقال هوای آرام‌سپهری از مناطق حاره‌ای به مناطق قطبی و بخش سوم، حرکات نزولی هوا در آرام‌سپهر عرض‌های میانی و قطبی است. حرکات قائم هوا در آرام‌سپهر پایینی مناطق حاره‌ای، کاملاً آرام و در حد ۲۰-۳۰ متر در روز صورت می‌گیرد و کلاً آرام‌سپهر از پایداری بالایی برخوردار است. عامل اول برای افزایش اوزون کلی در عرض‌های میانی و قطبی، انتقال هوای آرام‌سپهری در گردش براور-دابسون از استوا به قطب و نزول آن در عرض‌های میانی و قطبی است. عامل دوم، طول عمر بالای مولکول‌های اوزون در آرام‌سپهر پایینی عرض‌های برون حاره‌ای است. کاهش اتم‌های آزاد اکسیژن که برای نابودی اوزون مورد نیاز است باعث طول عمر بالای مولکول‌های اوزون در این مناطق می‌شود. برای مشابهت بین مقادیر اوزون دو ایستگاه عوامل متعددی مؤثرند که مهمترین آنها عبارت‌اند از نزدیک بودن عرض جغرافیایی و مشابهت موقعیت جغرافیایی و آب و هوایی آنها. برای این منظور، این مقایسه با برخی از ایستگاه‌ها برای سال‌های ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳ صورت گرفت. داده‌های مورد استفاده، از داده‌های اوزون

ارسالی از مرکز اوزون کانادا تهیه شد. جدول ۱-۲ مشخصات ایستگاه‌های مورد مقایسه و ضریب همبستگی مورد نظر را نشان می‌دهد.

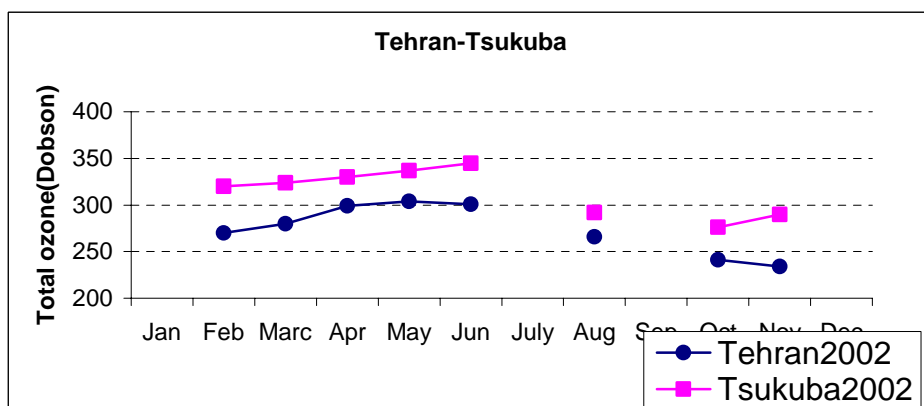
. جدول (۱-۲) مقایسه اوزون اندازه گیری شده در ایستگاه‌های متفاوت

کد ایستگاه	کشور	نام ایستگاه	ضریب همبستگی	عرض جغرافیا یی	طول جغرافیا یی	ارتفاع
106	امریکا	Nashville	$R_{2002} = 0.82$	36.2	-86	182
106	امریکا	Nashville	$R_{2003} = 0.82$	36.2	-86	182
341	امریکا	Hanford	$R_{2002} = 0.80$	36.3	-119	73
341	امریکا	Hanford	$R_{2003} = 0.84$	36.3	-119	73
213	اسپانیا	El-Arenosilo	$R_{2002} = 0.89$	37	-6.7	41
213	اسپانیا	El-Arenosilo	$R_{2003} = 0.85$	37	-6.7	41
293	یونان	Athen	$R_{2002} = 0.95$	37.9	23	110
014	ژاپن	Tsokuba	$R_{2002} = 0.92$	36	140	31
014	ژاپن	Tsokuba	$R_{2003} = 0.86$	36	140	31

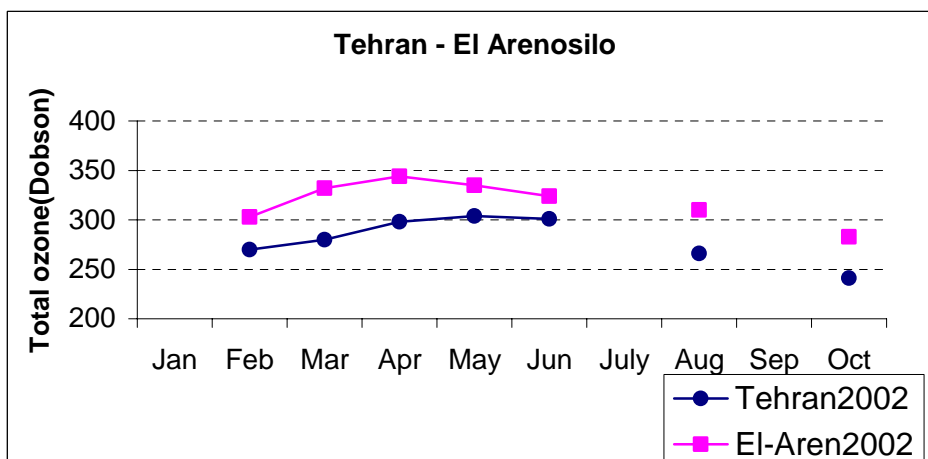
مقایسه مورد نظر برای میانگین ماهانه صورت گرفت. نتایج بررسی‌ها نشان داد که بیشترین ضریب همبستگی با داده‌های اوزون ایستگاه تهران به ترتیب مربوط به ایستگاه‌های Athen ، Tsokuba و El-Arenosilo است. بنابراین روند تغییرات داده‌های میانگین ماهانه اوزون ایستگاه تهران بالاترین مشابهت را با ایستگاه‌های یاد شده در مقایسه با سایر ایستگاه‌ها داشته است. شکل‌های ۲-۵ تا ۲-۷ این مقایسه را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۵- مقایسه مقادیر اوزون تهران با آتن (یونان)



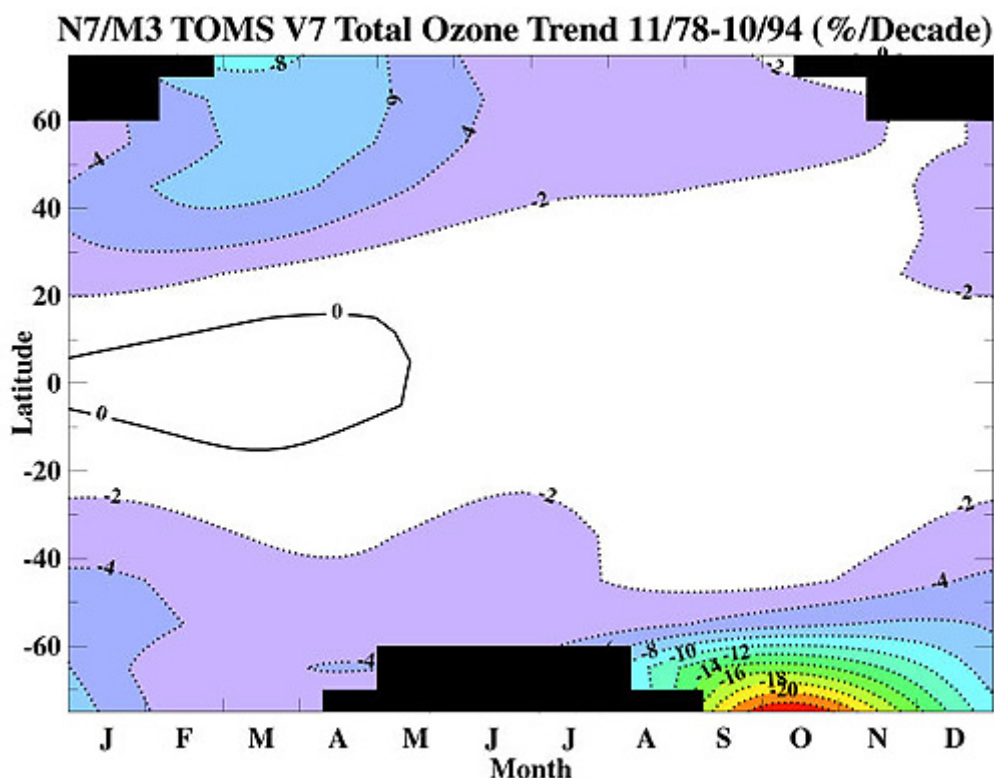
شکل ۲-۶- مقایسه مقادیر اوزون تهران با سوکوبا (ژاپن)



شکل ۲-۷- مقایسه مقادیر اوزون تهران با ال آرنوسیلو (اسپانیا)

۲-۵- روند تغییرات بلندمدت اوزون آرام‌سپهری (ارتفاع بالا)

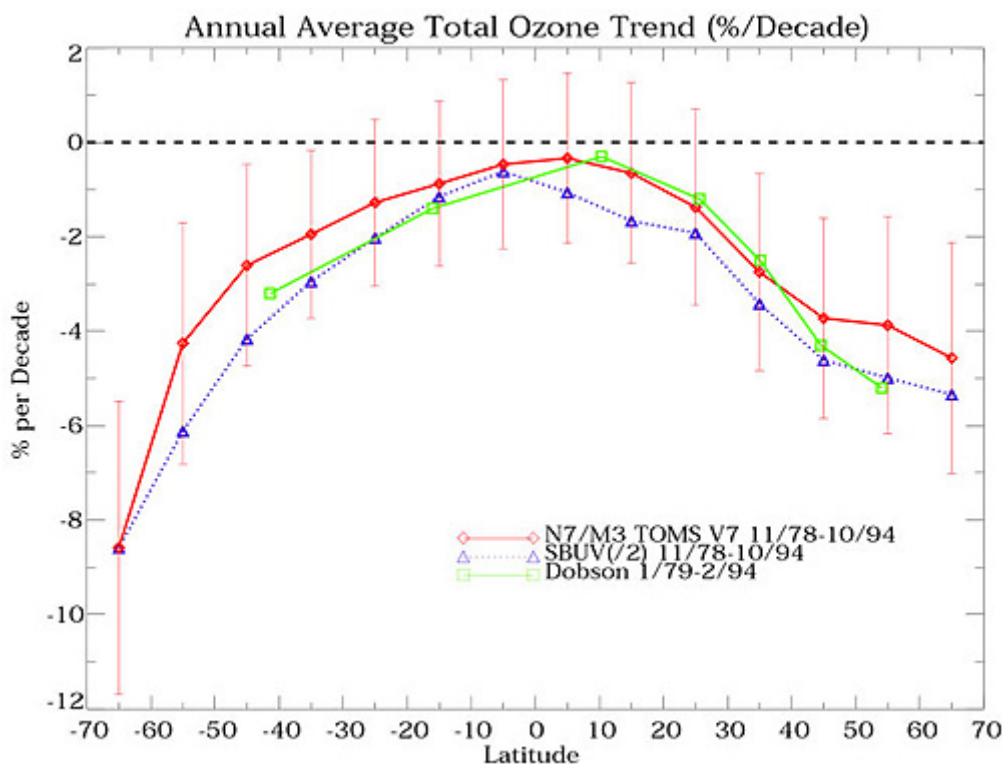
یکی از اهداف تحقیقات اوزون آرام‌سپهری، به‌دست آوردن روند بلندمدت اوزون است. روند تغییرات بلندمدت اوزون کلی تابعی از عرض جغرافیایی و فصل است. شکل ۸-۲ روند تغییرات بلندمدت اوزون کلی را با استفاده از داده‌های هفتمین نسخه TOMS (Meteor3 and Nimbus 7 instruments) برای دوره نوامبر ۱۹۷۸ تا اکتبر ۱۹۹۴ نشان می‌دهد (Mc Peters et al., 1996).



شکل ۸-۲ روند تغییرات بلندمدت اوزون کلی را با استفاده از داده‌های هفتمین نسخه TOMS (Meteor3 and Nimbus 7 instruments) برای دوره نوامبر ۱۹۷۸ تا اکتبر ۱۹۹۴ نشان می‌دهد (Mc Peters et al., 1996).

مناطق که مقادیر روند تغییرات آنها بیش از 0.2% در هر دهه است رنگی شده‌اند. مناطق سیاه‌رنگ مربوط به شب قطبی‌اند که برایشان اندازه‌گیری صورت نگرفته است و مناطق سفیدرنگ از نظر آماری معنی‌دار نبوده‌اند. مطابق شکل ۸-۲ بزرگ‌ترین روند تغییرات در فصل‌های زمستان و بهار هر نیم‌کره رخ می‌دهد. روند تغییرات در عرض‌های میانی نیم‌کره شمالی، تغییرپذیری فصلی بزرگی دارند و در عرض 40° درجه شمالی روند تغییرات از 0.6% در هر دهه در اوایل مارس تا کمتر از 0.2% در هر دهه در اواخر تابستان و پاییز تغییر می‌کند. برای عرض‌های بالای نیم‌کره شمالی بیشینه کاهش اوزون مقادیری بیش از 0.8% در هر دهه در طول زمستان برآورد شده است. در جنوب عرض 40° درجه نیم‌کره جنوبی در کل فصل‌ها کاهش کلی وجود دارد به‌طوری‌که در عرض‌های بالای نیم‌کره جنوبی کاهشی بیش از 0.22% در هر دهه در طول اکتبر (فصل بهار

نیم کره جنوبی) مشاهده می شود. این کاهش شدید مربوط به حفره اوزون قطب جنوب است. در سرتاسر مناطق حاره‌ای، روند تغییرات تقریباً نزدیک صفر است.

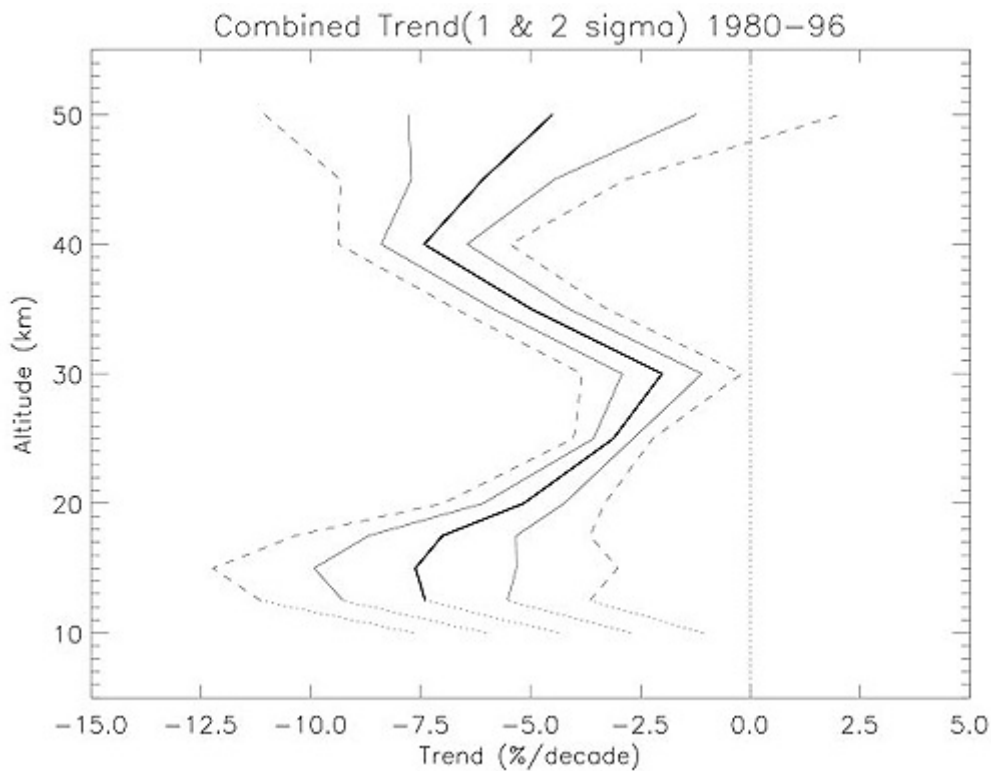


شکل ۹-۲ میانگین سالانه روند تغییرات اوزون کلی (سایت ccpo).

شکل ۹-۲ میانگین سالانه روند تغییرات اوزون کلی را نشان می دهد. داده های TOMS و SBUV و دابسون برای سال های ۱۹۷۸ تا ۱۹۹۴ مقایسه شده است. همان طور که مشاهده می شود نتایج کلی سه سامانه با هم هماهنگ اند. روند تغییرات در استوا کمتر از ۰.۱٪، در ۴۵ درجه شمالی ۰.۴٪ تا ۰.۵٪، در ۴۵ درجه جنوبی ۰.۳٪ تا ۰.۴٪ و در ۶۰ درجه جنوبی ۰.۸٪ در هر دهه است.

روند تغییرات نیم رخ قائم اوزون، تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است. شکل ۱۰-۲ مقادیر برآورد شده روند تغییرات اوزون در کل ارتفاعات آرام سپهر را نشان می دهد. این روند تغییرات در عرض های میانی نیم کره شمالی ترکیبی از برآوردهای SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) و SBUV (Solar Backscatter uv) و ابزارهای زمینی برای سال های ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۶ است. علت استفاده از ترکیب این ابزارها، کاربرد هر یک از آنها در بخشی از ارتفاعات و عرض های جغرافیایی است. برای نمونه ابزارآلات SBUV برای اندازه گیری های زیر ارتفاع ۲۵ کیلومتری طراحی نشده اند و همچنین برای عرض های جغرافیایی بالاتر از ۶۵ درجه مناسب نیستند. در شکل ۱۰-۲ خطوط توپر باریک نشان دهنده روند برآورد شده در سطح 1σ (احتمال ۶۸٪ وجود دارد که روند تغییرات واقعی داخل خطوط توپر باشد) و خطوط خط چین نشان دهنده روند برآورد شده در سطح 2σ (احتمال ۹۵٪ وجود دارد که روند تغییرات واقعی داخل خطوط خط چین باشد) است. مطابق شکل ۱۰-۲ بیشینه مقدار روند تغییرات (بیشترین کاهش

اوزون) در ارتفاع ۴۰ کیلومتری بوده و مقدار آن حدود ۷/۵٪- در هر دهه است (سایت ccpo). بالای این ارتفاع روند تغییرات کاهش می‌یابد و در ارتفاع ۵۰ کیلومتری به کمتر از ۵٪- در هر دهه می‌رسد. کمینه روند تغییرات (کمترین کاهش اوزون) نزدیک ارتفاع ۳۰ کیلومتری بوده و مقدار آن حدود ۲/۵٪- در هر دهه است. روند تغییرات دوباره از ارتفاع ۳۰ کیلومتری تا ۱۵ کیلومتری افزایش می‌یابد تا این‌که بیشینه دوم در ارتفاع ۱۵ کیلومتری به حدود ۷/۵٪- در هر دهه می‌رسد و در وردسپهر کاهش پیدا می‌کند.



شکل ۱۰-۲ برآورد روند تغییرات نیم‌رخ اوزون برحسب درصد بر هر دهه برای دوره زمانی ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۶ در سطح عدم قطعیت ۱σ و 2σ (سایت ccpo).

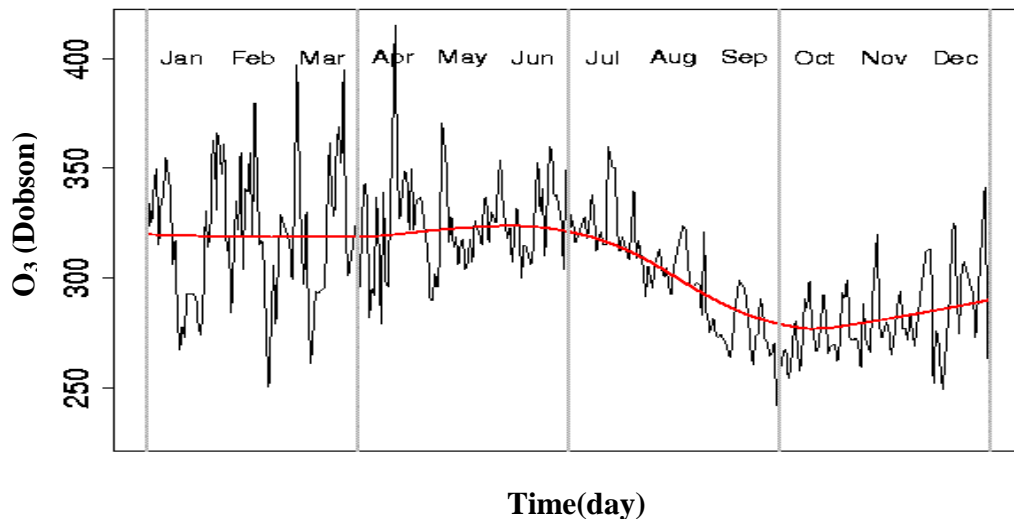
۲-۶ - تغییرات فصلی اوزون

تغییرات فصلی اوزون در حوالی خط استوا کم است. و هرچه به طرف عرض‌های بالاتر برویم دامنه تغییرات فصلی زیادتر می‌شود تا در قطب به بیشترین مقدار خود می‌رسد. اوزون کلی در یک دوره فصلی از یک کمینه در پاییز تا یک بیشینه در بهار (به جز روی جنوبگان^۱) تغییر می‌کند و فقط در عرض‌های بین صفر تا حدود ۲۰ درجه مقدار کمینه در فصل زمستان روی می‌دهد. برای فصول تابستان و پاییز و زمستان نقاطی که در عرض‌های جغرافیایی حدود ۶۰ درجه هستند، بیشترین مقدار اوزون را دارا اند و فقط برای فصل بهار مقدار بیشینه در قطب قرار دارد. تغییرات فصلی اوزون در نیم‌کره جنوبی نیز تا حد زیادی مانند نیم‌کره

¹ Antarctic

شمالی است. مقدار اوزون در همه فصل‌های سال در حدود عرض جغرافیایی ۵۵ درجه به مقدار بیشینه می‌رسد.

برای نمونه شکل ۱۱-۲ تغییرات سالانه اوزون کلی سال ۱۹۹۷ در آروسای سوئیس را نشان می‌دهد که در بردارنده تغییرات فصلی و تغییرات روز به روز است. مطابق شکل ۱ مقادیر بالا در فصل بهار و مقادیر پایین در فصل پاییز رخ داده است. معمولاً تغییرات فصلی به موجب گردش‌های کلی آرام‌سپهری و تغییرات روز به روز مربوط به شرایط هواشناسی است (تارنمای مؤسسه علوم جوی و اقلیمی IAC).



شکل ۱۱-۲ تغییرات سالانه اوزون کلی جو برای سال ۱۹۹۷ در آروسای سوئیس. (سایت IAC)

۷-۲ - تابش فرابنفش خورشیدی

اوزون پرتوهای خورشید را در طول موج‌های فراسرخ مرئی و فرابنفش جذب می‌کند ولی جذب پرتو در طیف فرابنفش بسیار شدید است. به‌طور کلی جذب پرتو با اوزون در سه باند متفاوت صورت می‌گیرد که عبارت‌اند از باند هارتلی (Hartly) باند هایگنس (Huggins) و باند چاپویس (Chappuis) معمولاً پرتو فرابنفش را به سه گروه به‌ترتیب زیر تقسیم می‌کنند:

UV-A	$\lambda < 315\text{nm}$
UV-B	$280 < \lambda < 315\text{nm}$
UV-C	$\lambda < 280\text{nm}$

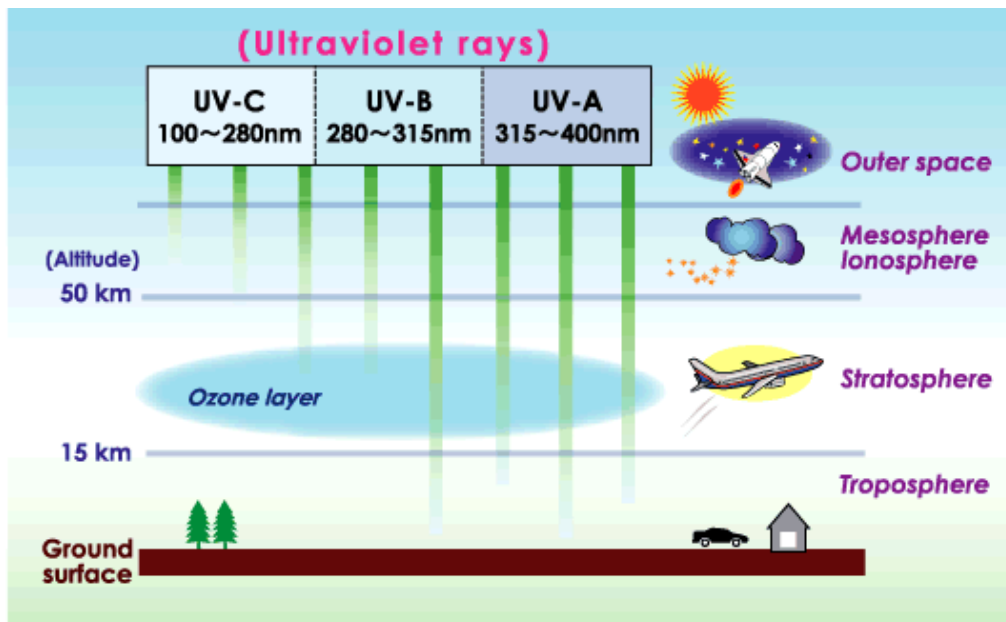
پرتو غیرمرئی و خطرناک UV-A مانند پرتوهای مرئی، بدون آن‌که با جو زمینی تغییر پیدا کند به سطح زمین می‌رسد ولی برخلاف آن پرتو خطرناک UV-C دارای انرژی بسیار زیاد است و برای انسان و حیوان و نبات مضر است که با مولکول‌های اکسیژن و لایه اوزون در باند هارتلی کاملاً جذب می‌شود.

بیشترین مقدار پرتو نسبتاً خطرناک UV-B با لایه اوزون در جو جذب می‌شود و فقط قسمت کمی از این پرتو به سطح زمین می‌رسد. از آنجا که اوزون تنها گاز جذب کننده پرتو UV-B در جو است در نتیجه مقدار پرتو UV-B که به سطح زمین می‌رسد، بستگی به مقدار اوزون کلی جو دارد. هر چه میزان اوزون کلی بیشتر باشد، مقدار پرتو UV-B که به سطح زمین می‌رسد کاهش پیدا می‌کند و برعکس هر چه میزان اوزون کلی کمتر باشد مقدار پرتو UV-B که به سطح زمین می‌رسد بیشتر خواهد بود. در نتیجه مقدار اوزون موجود در جو نه تنها از نقطه نظر اقلیم‌شناسی بلکه از لحاظ زیست‌محیطی نیز دارای اهمیت بسزایی است و هر نوع کاهش آن می‌تواند خطرات جدی را برای سلامتی مردم و جانوران و گیاهان در بر داشته باشد.

فصل سوم

تابش فرابنفش و اثرات زیست‌محیطی آن

تابش UV-A به‌طور جزئی تحت تأثیر اوزون قرار می‌گیرد. بنابراین بیشتر آن به سطح زمین می‌رسد و باعث تیره شدن پوست، فرسودن آن و بیماری‌های چشمی می‌شود. تابش UV-B شدیداً تحت تأثیر اوزون قرار می‌گیرد. با کاهش اوزون آرام‌سپهری تابش UV-B بیشتری به سطح زمین می‌رسد که می‌تواند باعث آفتاب سوختگی، انواع بیماری‌های پوستی از قبیل سرطان پوست شود. تابش UV-C بسیار شدیداً تحت تأثیر اوزون قرار می‌گیرد. بنابراین تابش UV-C که به سطح زمین می‌رسد نسبتاً کم است. بنابراین اوزون در خصوص تابش UV-B حائز اهمیت است و نبود آن بر تابش UV-B رسیده به سطح زمین مؤثر است. روابط یاد شده در شکل ۳-۱ به اجمال نشان داده شده است.



Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies Japan

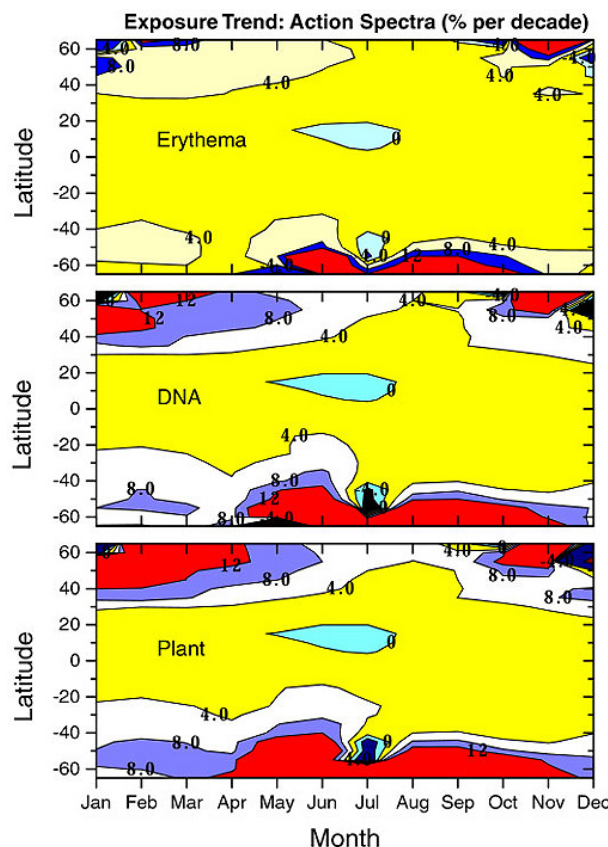
شکل ۳-۱ نیم‌رخ قائم تابش فرابنفش ، طول موج و منابع

۳-۱- چگونگی روند تغییرات بلندمدت تابش فرابنفش خورشیدی رسیده به سطح زمین

طول موج‌های کوتاه تابش خورشیدی در مقایسه با طول موج‌های بلند، دارای انرژی بیشتری بوده و بنابراین اثرات آنها بر فعالیت‌های زیستی بیشتر است و آسیب‌رسانی بیشتری بر حیات موجودات زنده دارند. تابش

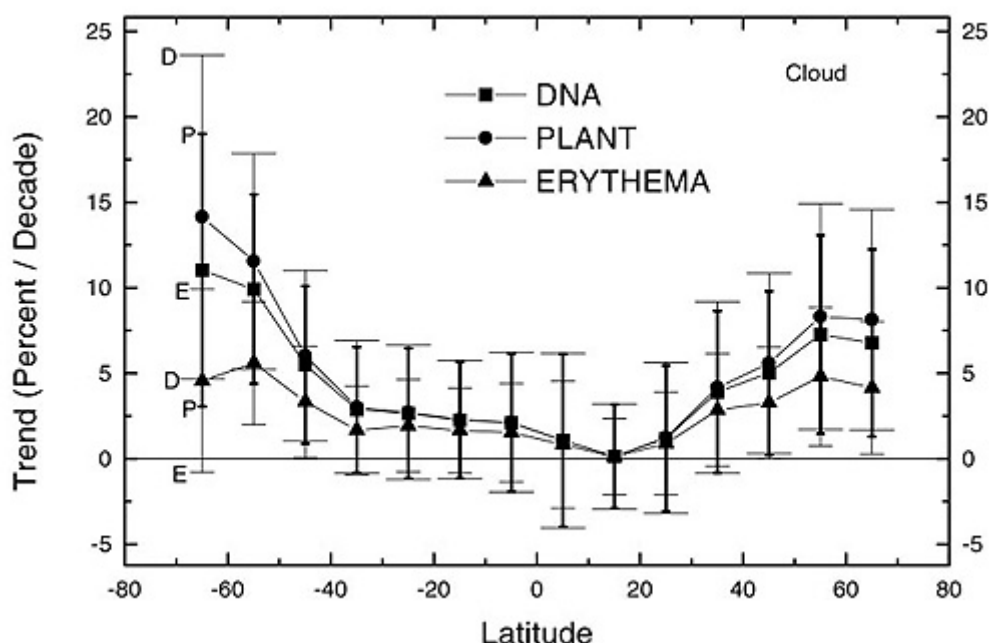
UV-B بیشترین آسیب‌رسانی را به erythema ، گیاهان و DNA مولکولی دارد. برای اندازه‌گیری میزان آسیب‌رسانی بیولوژیکی توسط پرتو بالای تابش فرابنفش خورشیدی، طیف فعال نرمال را به کار می‌برند. طیف فعال نشان دهنده فعالیت نسبی تابش در هر بازه طول موج فرابنفش نسبت به تحریک یک پاسخ زیست‌شناختی معین از قبیل erythema ، تغییر رشد گیاهان یا تغییر DNA مولکولی است. برای نمونه طیف فعال برای erythema در UV-B حدود ۱ و در UV-A حدود صفر است.

تحقیقی در سال ۱۹۹۶ در مورد ارتباط کاهش بلندمدت اوزون و افزایش بلندمدت تابش فرابنفش صورت گرفته است (Herman et al., 1996). طبق نتایج به دست آمده از این تحقیق، کاهش بلندمدت اوزون جهانی طی سال‌های ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۲ منجر به افزایش تطابقی تابش فرابنفش در بازه طول موج ۳۰۰ nm-۳۴۰ شده است. شکل ۲-۳ این افزایش بلندمدت پرتوگیری تابش فرابنفش برای erythema ، DNA و گیاهان را بر حسب درصد بر هر دهه نشان می‌دهد. روند تغییرات بلندمدت تابع فصل و عرض جغرافیایی است. بزرگترین پرتوگیری تابش فرابنفش برای کل سه پدیده در عرض‌های جغرافیایی بالا و کمترین آن در مناطق حاره‌ای افزایش می‌یابد. بیشترین افزایش پرتوگیری تابش فرابنفش در عرض‌های میانی حدود ۱۲-۴٪ بر هر دهه برای گیاهان و DNA و مقدار کمتری برای erythema است.



شکل ۲-۳ روند تغییرات بلندمدت پرتوگیری فرابنفش بر حسب درصد بر هر دهه (Herman et al., 1996).

میانگین سالانه روند تغییرات بلندمدت پرتوگیری فرابنفش در شکل ۳-۳ نشان داده شده است.



شکل ۳-۳ میانگین سالانه روند تغییرات پرتوگیری فرابنفش (سایت ccpo).

در شکل ۳-۳ روند تغییرات در عرض‌های میانی و بالای هر دو نیم کره در سطح 2σ برای گیاهان و DNA معنی‌دار است. مطابق یکی از نتایج مهم تحقیقات Herman و همکارانش، با وجود این که ابرها می‌توانند بر تابش فرابنفش سطحی شدیداً تأثیر داشته باشند، تأثیر آنها بر تغییر روند بلندمدت کمتر است. به بیانی دیگر ابرها در تغییرپذیری بلندمدت تابش فرابنفش سهمی ندارند.

در سال ۲۰۰۰ تحقیقی در مورد تأثیر اوزون کلی بر تابش UV-B موجود در سطح زمین در فصل بهار-تابستان (ماه‌های مه تا اوت) طی دوره ۱۹۶۳-۱۹۹۷ به‌انجام رسیده است (Krzyscin, 2000). این تحقیق برای شش ایستگاه متفاوت اروپایی از قبیل Arosa و Belsk صورت گرفته است. نتایج تحقیق نشان داده که روند بلندمدت ماهانه میانگین و کمینه اوزون کلی مشابه بوده است. همچنین تغییرات دهه‌ای اوزون کلی، منبع اصلی روند تابش UV در ایستگاه Belsk بوده است

۳-۲- اثرات زیست‌محیطی تجزیه لایه اوزون

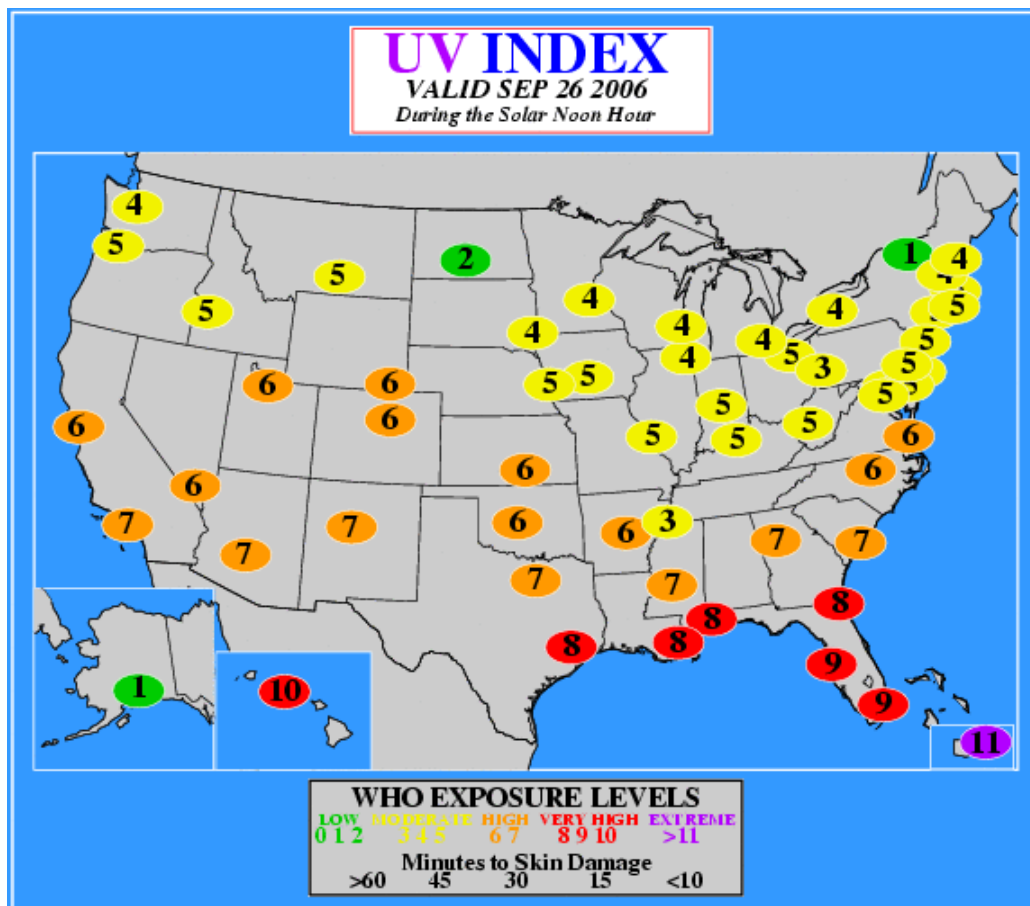
تابش فرابنفش با دز مناسب اثرات سودمندی برای حیات روی زمین دارد. این پرتو میکروبی‌کشی قوی است و در پوست تولید ویتامین D می‌کند. ولی شدت‌های بالای تابش فرابنفش برای همه انواع حیات زیان‌آور است. کاهش غلظت اوزون آرام‌سپهری اجازه می‌دهد تابش فرابنفش بیشتری به سطح زمین برسد. بیشترین نگرانی از اثرات زیست‌محیطی کاهش لایه اوزون روی افزایش تشعشع فرابنفش و اثر آن روی انسان است. اثرات بالقوه‌ای که شامل افزایش آفتاب سوختگی زودرس در سفیدپوستان و وقوع واکنش‌های حساسیتی

زیادتر با اثرات شیمیایی تماس نور فرابنفش روی پوست است. هر چند این‌ها در مقایسه با مسائل جدی‌تری مثل سرطان پوست و کوری نسبتاً جزئی‌اند.

جدول ۳-۱ طبقه‌بندی شاخص فرابنفش را نشان می‌دهد (سایت **the ozone hole**). بررسی نمونه اگر شاخص فرابنفش ۷ تا ۹ باشد، زمان آفتاب سوختگی حدود ۲۰ دقیقه است و اگر بیش از ۹ باشد UV-B رسیده به سطح زمین بسیار شدید، و زمان آفتاب سوختگی کمتر از ۱۵ دقیقه است. شکل ۳-۴ نمونه‌ای از نقشه‌های پیش‌بینی که در آنها طبقه‌بندی فرابنفش در امریکا صورت گرفته را نشان می‌دهد. مطابق شکل ۳-۴ جنوب شرقی امریکا منطقه تابش فرابنفش بیشتری را نشان می‌دهد. در کشورما، ایران، متأسفانه اندازه‌گیری تابش فرابنفش برای مناطق متفاوت صورت نگرفته است و نمی‌توان چنین نقشه‌ای برای آن ترسیم کرد.

جدول ۳-۱ طبقه‌بندی شاخص فرابنفش (سایت **the ozone hole**)

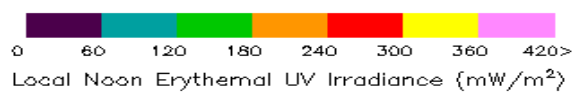
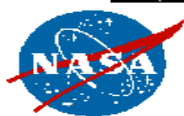
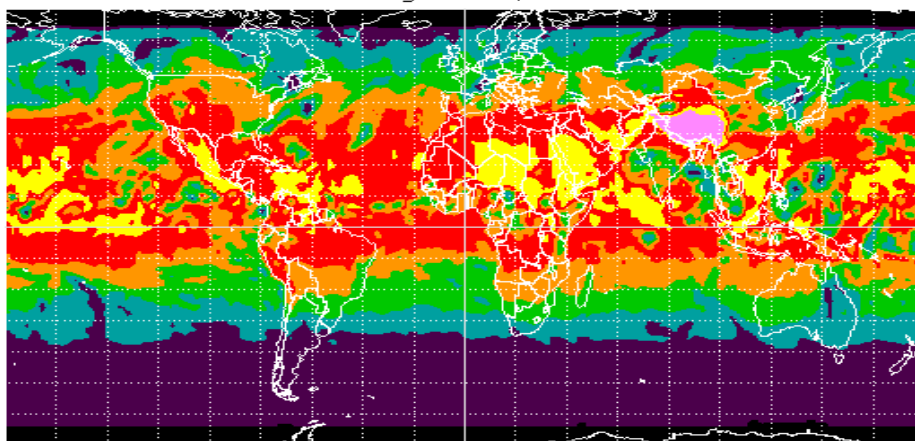
مقادیر شاخص فرابنفش	طبقه بندی پر توده‌ی
۰-۲	حداقل
۳-۴	کم
۵-۶	متوسط
۷-۹	زیاد
۱۰ ⁺	بسیار زیاد



شکل ۳-۴ میزان تابش فرابنفش بر اساس شاخص فرابنفش (سایت theozonehole)

نقشه‌های جهانی تابش فرابنفش توزیع این پرتو را در مناطق گوناگون جهان نشان می‌دهد. در شکل‌های ۵-۳ و ۳-۶ نقشه‌های جهانی فرابنفش ماهواره‌ای TOMS برای ماه‌های ژانویه و اوت مقایسه شده‌اند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تابش فرابنفش در ماه ژانویه در شمال، شمال غرب و مرکز ایران در بازه $0-60 (mw/m^2)$ و در جنوب و جنوب شرقی آن در بازه $60-120 (mw/m^2)$ قرار دارد. در حالی که تابش فرابنفش در ماه اوت در شمال، شمال غرب و مرکز ایران در بازه $240-300 (mw/m^2)$ و در جنوب و جنوب شرقی ایران در بازه $300-360 (mw/m^2)$ قرار دارد.

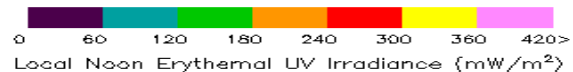
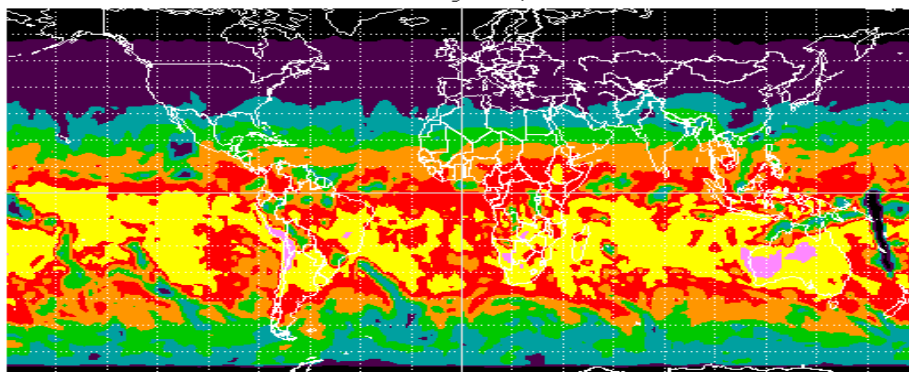
Earth Probe TOMS Version 8 Local Noon Erythemal UV Irradiance on August 01, 2005



Goddard Space Flight Center

شکل ۳-۵ توزیع تابش فرابنفش با استفاده از داده‌های ماهواره TOMS برای ماه اوت (سایت TOMS)

Earth Probe TOMS Version 8 Local Noon Erythemal UV Irradiance on January 01, 2004



Goddard Space Flight Center

شکل ۳-۶ توزیع تابش فرابنفش با استفاده از داده‌های ماهواره TOMS برای ماه ژانویه (سایت TOMS)

۳-۳- اثرات اقلیمی

اهمیت اقلیمی لایه اوزون به دلیل نقش آن در بودجه انرژی زمین است، چرا که از طریق توانایی جذب پرتو ورودی، تاثیر مستقیم روی دمای آرام‌سپهر دارد. جذب تابش موج کوتاه در آرام‌سپهر مقدار انرژی را که به جو پایین می‌رسد کاهش می‌دهد. اما بخشی از انرژی موج کوتاه جذب شده به داخل وردسپهر، به صورت

تابش فروسرخ^۱ صورت می‌گیرد. کاهش مقدار اوزون آرام‌سپهری مقدار پرتو فرابنفش جذب شده در جو فوقانی را کاهش می‌دهد که این امر در آرام‌سپهر تولید سرما می‌کند. مقدار تابش جذب نشده، به سطح زمین می‌رسد و باعث بالارفتن دما در وردسپهر می‌شود. دمای پایین‌تر آرام‌سپهر باعث می‌شود تابش فروسرخ کمتری به وردسپهر گسیل کند و دمای جو پایین نیز سقوط کند. چون اثر سردکنندگی کاهش انرژی فروسرخ، بزرگ‌تر از اثر گرم‌کنندگی تابش موج کوتاه اضافی است، نتیجه نهایی، کاهش دما در سطح زمین است. تجزیه اوزون به‌طور یکنواخت در سرتاسر لایه اوزون اتفاق نمی‌افتد و در نتیجه ارتفاع غلظت حداکثر می‌تواند تغییر کند. اشنایدر^۲ و مسی‌رف^۳ (۱۹۷۶) بیان کردند، کاهش ارتفاع حداکثر اوزون، منجر به گرمایش سطح زمین می‌شود، در حالی که افزایش آن اثر متضاد دارد و منجر به سرمای‌ش خواهد شد. بنابراین هر برآورد از تاثیر تجزیه اوزون روی اقلیم نه تنها باید تغییرات اوزون کلی آرام‌سپهری را در نظر بگیرد، بلکه تغییرات در ارتفاع حداکثر غلظت را هم باید شامل شود. تجزیه اوزون کلی آرام‌سپهری سبب سرمای‌ش می‌شود، در عین حال این سرمای‌ش ممکن است با افزایش ارتفاع حداکثر غلظت تشدید شود یا با کاهش در ارتفاع کند شود.

۳-۳-۱ - اوزون و تغییر اقلیم

بر اساس تحقیقات دانشمندان، تغییرات اقلیمی بر اوزون و همچنین تغییرات اوزون بر اقلیم مؤثر است. به بیانی دیگر، دما، رطوبت نسبی، باد و حضور سایر مواد شیمیایی جوی بر تولید اوزون و برعکس حضور اوزون بر اجزای تشکیل‌دهنده جوی مؤثر است.

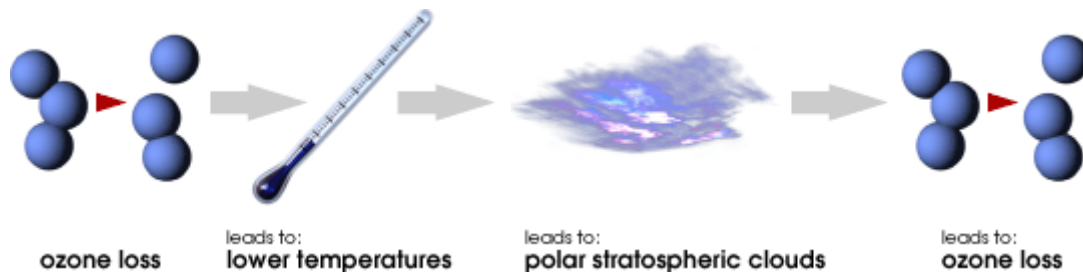
دانشمندان در ۱۹۷۰ به تجزیه لایه اوزون توسط مواد شیمیایی ناشی از فعالیت‌های انسانی پی‌بردند. برهم‌کنش‌های اوزون و اقلیم از ۱۹۷۰ تا به حال موضوع مورد بحث دانشمندان بوده است. بحث مورد نظر در ۱۹۸۵ هنگامی که دانشمندان جوی وجود حفره اوزونی را در آرام‌سپهر، واقع در سطح فوقانی جنوبگان کشف کردند، شدت گرفت.

بر طبق توافقات به عمل آمده توسط کشورها در اجلاس کیوتو مبنی بر کاهش تولیدات شیمیایی مخرب اوزون از قبیل گازهای CFC و هالوژن‌ها، دانشمندان پیش‌بینی کردند که لایه اوزون تا سال ۲۰۵۰ به مقادیر اوزون سال ۱۹۸۰ بازسازی شود. اما اخیراً برخی دانشمندان جوی به این نتیجه رسیده‌اند که ممکن است زمان پیش‌بینی شده پایان بازسازی لایه اوزون تغییر کند. دانشمندان اثرات اقلیمی را عاملی برای تأخیر بازسازی لایه اوزون عنوان کرده‌اند. بر اساس نتایج به‌دست آمده، بازسازی لایه اوزون ممکن است تا سال ۲۰۶۰ یا ۲۰۷۰ نیز کامل نشود.

اثرات اوزون بر اقلیم شامل تغییرات دمایی است. افزایش اوزون آرام‌سپهری باعث افزایش گرمای آرام‌سپهر می‌شود. اوزون در آرام‌سپهر از دو طریق تولید گرما می‌کند، جذب تابش فرابنفش خورشیدی و جذب تابش

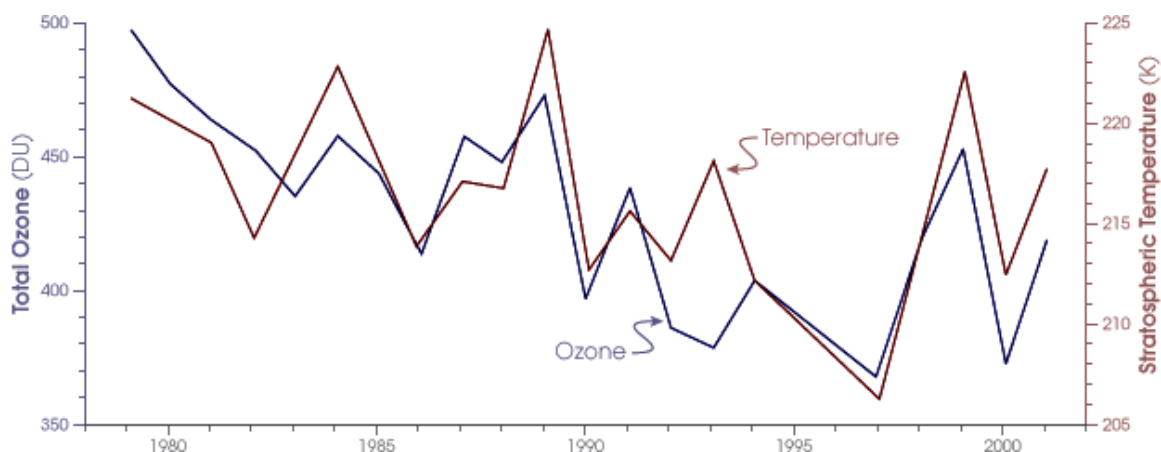
1. Infrared
1. Schnider
2. Mesirov

فروسرخ بالا آمده از وردسپهر. در نتیجه کاهش اوزون در آرامسپهر باعث کاهش دما می‌شود. طبق نتایج مشاهداتی به عمل آمده، آرامسپهر میانی تا بالایی (۳۰ تا ۵۰ کیلومتری زمین) طی دهه‌های اخیر حدود ۱ تا ۶ درجه سلسیوس سردتر شده است. این سرمایش آرامسپهری همزمان با افزایش مقادیر گازهای گلخانه‌ای در وردسپهر بوده است. بنابراین ارتباط زنجیره‌ای این دو پدیده مورد بررسی قرار گرفته است. به عقیده محققان، شیمی و اقلیم، تأثیر قوی بر یکدیگر دارند. در مورد علت سرمایش آرامسپهر در اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای تحقیقاتی به عمل آمده است. در تحقیقات مورد نظر تأثیر سرمایش آرامسپهری بر سرعت کاهش اوزون بررسی شده است. این موضوع یک چرخه بازخور ایجاد می‌کند. افزایش تجزیه اوزون در آرامسپهر باعث سرمایش آرامسپهر می‌شود و سرمایش آرامسپهر نیز خود باعث کاهش شدیدتر اوزون می‌شود. شکل ۷-۳ این فیدبک را نشان می‌دهد.



شکل ۷-۳ بازخور اوزون و دما (سایت theozonhole)

عمیق‌ترین کاهش‌های اوزون در شمالگان و جنوبگان در اثر شرایط ویژه‌ای که در زمستان و اوایل بهار رخ می‌دهد، به وجود می‌آید. با شروع فصل زمستان، تاوهای (vortex) از بادهای قوی اطراف قطب تشکیل می‌شود و آرامسپهر قطبی را از سایر مناطق مجزا می‌کند. هنگامی که دما تا حدود ۷۸- درجه سلسیوس افت می‌کند، ابرهایی از اختلاط یخ، اسیدنیتریک و اسیدسولفوریک تشکیل می‌شود. واکنش‌های شیمیایی روی سطح کریستالی یخ در ابرها باعث کاهش اوزون می‌شود و حفره اوزون پدید می‌آید. در بهار با افزایش دما، ابرهای یخی مورد نظر تبخیر می‌شوند و لایه اوزون شروع به بازسازی می‌کند. نمودار شکل ۸-۳ تغییرات اوزون کلی و دمای آرامسپهری را در شمالگان از سال ۱۹۷۹ نشان می‌دهد. تغییرات مقادیر اوزون با دما، ارتباط زنجیرواری دارد، دمای سردتر باعث افزایش ابرهای آرامسپهری قطبی می‌شود و مقدار اوزون را کاهش می‌دهد.



شکل ۸-۳ تغییرات اوزون کلی و دمای آرام‌سپهری در شمالگان (سایت theozonehole)

عوامل متعددی ممکن است باعث سرمایش آرام‌سپهری در طی دهه‌های اخیر شده باشد. چون حضور اوزون گرما تولید می‌کند، یکی از عوامل مورد نظر، کاهش اوزون در آرام‌سپهر است. در خصوص عامل دیگر می‌توان گفت مقادیر زیاد گازهای گلخانه‌ای در وردسپهر، گرمایی را که به‌طور طبیعی باعث گرمایش آرام‌سپهر می‌شود، حفظ می‌کند. از نظر دانشمندان، گرمایش وردسپهر و پتانسیل تأثیرگذار آن بر گردش‌های آرام‌سپهری موضوع قابل توجهی است.

کمبود داده‌ها یکی از مشکلات در این زمینه است. مشاهدات فقط به تعدادی از مکان‌ها در آرام‌سپهر محدود می‌شوند. فقط برای ۲۰ سال پوشش کامل جهانی از داده‌های ماهواره موجود است. عدم قطعیت مربوط به واداشته‌های اقلیمی اوزون در اثر کمبود اندازه‌گیری‌های دقیق تغییرات اوزون با ارتفاع است. به‌ویژه در وردایست شناخت کافی حاصل نشده است. سامانه اقلیمی نسبت به تغییرات وردایست بسیار حساس است. نیاز به نیم‌رخ‌های دقیق دما و اوزون در ارتفاعات متفاوت اطراف کره زمین ضروری است.

در حالی که اکثر مدل‌های مقیاس جهانی با یکدیگر و با مشاهدات در مورد بازسازی آینده لایه اوزون توافق دارند، بیشتر مدل‌های مقیاس منطقه‌ای با یکدیگر در توافق نیستند. اثر سرمایش ناشی از کاهش اوزون به‌دست آمده از مدل‌های جوی در توافق خوبی با روندهای سرمایشی مشاهداتی فصل زمستان در جنوبگان‌اند اما چنین توافقی در شمالگان به‌دست نیامده است.

توپوگرافی پیچیده عرض‌های بالای نیم‌کره شمالی، با توزیع توده‌های هوای خشکی و اقیانوس، باعث می‌شود که جو شمالگان در مقایسه با جنوبگان دارای دینامیک پیچیده‌تر و تغییرپذیرتر باشد. جنوبگان سردتر از شمالگان است. بادهای قطب جنوب، تاوه نسبتاً پایداری را برای مدت زمان طولانی تشکیل می‌دهند و این تاوه باعث می‌شود هوای داخل آن بسیار سرد باشد. به گفته محققان در قطب جنوب توده‌های هوا درست روی قطب قرار می‌گیرند و سردتر می‌شوند. پایداری مورد نظر باعث می‌شود تا جنوبگان به نوعی قابل پیش‌بینی‌تر از شمالگان باشد. کوه‌های ساحلی در جنوب شرق آلاسکا نمودی‌اند از زمین‌های ناهموار عرض‌های جغرافیایی بالای نیم‌کره شمالی. وجود کوه‌های بلند و مغایرت بین توده‌های هوای خشکی و اقیانوس در نیم‌کره شمالی، هوای بالای شمالگان را آشفته می‌کند و مانع تشکیل الگوی گردش پایداری می‌شود. نبودن یک تاوه قطبی پایدار در قطب شمال مانع ایجاد دماهای خیلی سرد و کاهش شدید اوزون

مشابه قطب جنوب می‌شود. علی‌رغم این موضوع، کاهش‌های عظیم اوزونی در قطب شمال هم طی چند سال گذشته رخ داده است.

اگرچه کاهش‌های برجسته اوزون مشابه آنچه که در جنوبگان در ۱۹۸۰ رخ داده، در شمالگان مشاهده نشده است اما کاهش‌های اوزونی بسیار بزرگ در شمالگان هم روی داده است که برای نمونه می‌توان به وضعیت سال ۱۹۹۰ اشاره کرد.

شیمی اوزون نسبت به تغییر دما بسیار حساس است. چون دمای هوا در آرام‌سپهر شمالگان اغلب چند درجه با آستانه تشکیل ابرهای آرام‌سپهری قطبی فاصله دارد، سرمایه‌های بیشتر آرام‌سپهر می‌تواند باعث تشکیل این ابرها شود و کاهش‌های شدید اوزون را ایجاد کند.

در شمالگان با سرمایه آرام‌سپهری، اختلاف دمایی بین آرام‌سپهر و وردسپهر افزایش می‌یابد. اختلاف دما باعث افزایش سرعت باد می‌شود، بنابراین سرعت باد آرام‌سپهری افزایش می‌یابد. (در صورتی که جنوبگان تحت تأثیر افزایش گازهای گلخانه‌ای قرار نمی‌گیرد، چون سردتر است و بادهای گردش قطبی در جنوبگان قبل از این اثر شدید است).

هر دو نتایج مشاهداتی و مدل‌ها نشان داده است که افزایش سرعت باد نه تنها در ارتفاعات بالا بلکه در نزدیک سطح زمین هم رخ می‌دهد. این مسأله تأثیر مهمی بر اقلیم دارد. تغییرات اوزون و سرعت باد آرام‌سپهری جریان انرژی را در ارتفاعات زیرین تحت تأثیر قرار می‌دهد و این تأثیر تا سطح زمین ادامه دارد. برهم‌کنش بین اقلیم و اوزون به‌طور طبیعی نه تنها در آرام‌سپهر بلکه در وردسپهر نیز رخ می‌دهد. اوزون در وردسپهر در اثر فعالیت‌های فوتوشیمیایی تشکیل می‌شود. شرکت‌کننده‌های شیمیایی تولید اوزون سطحی شامل دو گروه از ترکیبات اند: NO_x و ترکیبات آلی فرار (VOC). به‌طور کلی افزایش دما، سرعت آهنگ واکنش‌های شیمیایی را افزایش می‌دهد. دانشمندان همبستگی قوی را بین مقادیر زیاد اوزون سطحی و روزهای گرم یافته‌اند. انتظار می‌رود به ازای دماهای بالاتر، تعداد روزهایی با مقادیر بالای اوزون سطحی و مضر برای تنفس ریه‌ها افزایش یابد. با وجود این، مقادیر اوزون سطحی همیشه با افزایش دما افزایش نمی‌یابد مانند هنگامی که غلظت گازهای VOC و NO_x کم باشد.

اثرات تغییر اقلیم بطور غیرمستقیم هم باعث تغییر اوزون سطحی می‌شود. برای نمونه، فعالیت میکروبی خاک تولید NO_x می‌کند. همچنین فعالیت میکروبی خاک ممکن است با افزایش دما، افزایش یابد، که این خود منجر به افزایش گسیل NO_x شده و موجب افزایش مقادیر اوزون سطحی می‌شود.

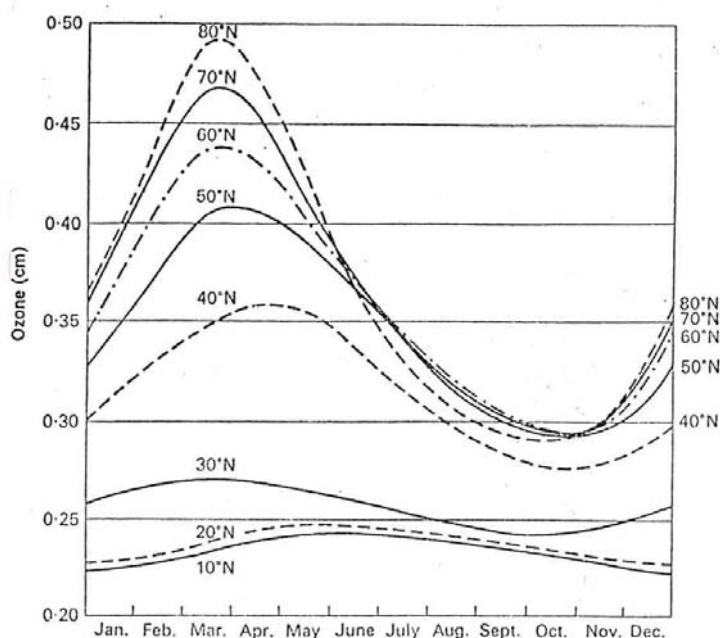
یکی دیگر از اثرات غیرمستقیم تغییر اقلیم بر اوزون سطحی ممکن است استفاده بیشتر از دستگاه‌های تهویه هوا در تابستان در اثر افزایش دمای هوا باشد. که این امر می‌تواند باعث افزایش برق مصرفی شود. تقاضای بیشتر برق باعث افزایش تولید برق نیروگاه‌های برق می‌شود و اکثر نیروگاه‌های برق NO_x گسیل می‌کنند. بنابراین افزایش دما در نهایت، باعث افزایش تولید NO_x و در نتیجه افزایش اوزون سطحی می‌شود.

جو گرم‌تر، بخار آب بیشتری را در خود نگاه می‌دارد و بخار آب بیشتر، پتانسیل برای تولید اوزون سطحی را افزایش می‌دهد.

به‌طور کلی، درک برهم‌کنش‌های بین اوزون و تغییر اقلیم و پیش‌بینی پیامدهای تغییر اقلیم نیازمند قدرت محاسباتی بالا، مشاهدات قابل اطمینان و توانایی‌های تشخیصی زیاد است.

۳-۴- نقش پدیده‌های هواشناسی بر اوزون

مطالعات نشان داده است که سامانه‌های فشاری در تغییرات روزانه اوزون کلی نقش بسزایی دارند سامانه‌های کم‌فشار، مقدار اوزون کلی را افزایش می‌دهند و سامانه‌های پرفشار باعث کاهش آن می‌شوند. ناوه‌ها^۱ و پشته‌ها^۲ نیز در وردسپهر سبب تغییرات شدید ولی کوتاه مدت اوزون کلی در عرض‌های جغرافیایی میانه‌اند. همچنین ارتفاع وردایست^۳ و پدیده جت استریم، همبستگی زیادی با تغییرات اوزون کلی دارند. با افزایش ارتفاع وردایست، در مقدار اوزون دیده می‌شود و با کاهش آن، مقدار اوزون کلی افزایش می‌یابد، شکل ۳-۹.



شکل ۳-۹ تغییرات سالانه مقدار کلی اوزون به ازای هر ۱۰ درجه عرض جغرافیایی (نیم‌کره شمالی)

در سال ۲۰۰۵ تحقیقی در مورد اوزون کلی و ارتفاع وردایست در عرض‌های میانی در شهر آتن یونان صورت گرفته است (Vlamakis, 2005). نتایج این مطالعه نشان داده که الگوی سینوپتیکی اوزون کلی، بسیار متغیر بوده و تغییرپذیری کوتاه مدت اوزون کلی مشاهداتی، تا اندازه‌ای مربوط به افت و خیزهای ارتفاع وردایست است. علاوه بر این، رابطه بلندمدت بین تغییرپذیری ارتفاع وردایست و اوزون کلی نشان داده است که معمولاً آهنگ کاهش اوزون کلی در اثر افزایش ارتفاع وردایست در تابستان $1/51 \text{ (DU) km}^{-1}$ - و در زمستان $1/2 \text{ (DU) km}^{-1}$ - است. همچنین تحلیل همبستگی خطی میانگین ماهانه اوزون کلی و ارتفاع

¹ Trough

² Ridge

³ Tropopause

وردایست روشن ساخته است که کاهش بلندمدت اوزون کلی حدود (DU) 0.99 ± 0.54 - در هر دهه و افزایش ارتفاع وردایست حدود 30 ± 167 m در هر دهه است.

در سال ۱۹۹۸ بررسی همبستگی ارتفاع وردایست و اوزون کلی حاصل از تغییرات بلندمدت در ایستگاه Hohenpeissenberg واقع در اروپای مرکزی (Steinbrecht et al, 1998) نشان داده است که اوزون کلی مستقل از فصل، به ازای افزایش هر کیلومتر ارتفاع وردایست، (DU) ۱۶ کاهش می‌یابد. در طی ۳۰ سال گذشته در ایستگاه مورد نظر، ارتفاع وردایست به مقدار 70 ± 150 m در هر دهه افزایش یافته است. با فرض همبستگی اوزون کلی و ارتفاع وردایست یاد شده، چنین افزایش ارتفاع وردایست در هر دهه می‌تواند ۲۵٪ از کاهش اوزون کلی مشاهداتی (DU) ۱۰- در هر دهه را توجیه کند. همچنین همبستگی بین ارتفاع وردایست و گرمایش وردسپهری مشاهداتی برقرار بوده است.

در تحقیقی که در سال ۲۰۰۱ در Payerne سوئیس به انجام رسیده است (Weiss et al, 2001)، عوامل دینامیکی و شیمیایی در نیم‌رخ اوزون برای دوره بلندمدت ۱۹۶۷-۲۰۰۰ بررسی شده است. بر اساس نتایج به دست آمده، در فصل‌های زمستان-بهار شاخص‌های (NAO-AO) نوسان اطلس شمالی-نوسان شمالگان، همبستگی منفی با اوزون آرام‌سپهر پایینی دارند. همچنین در فصل‌های تابستان تا اوایل زمستان همبستگی مثبتی بین شاخص‌های (NAO-AO) نوسان اطلس شمالی-نوسان شمالگان و اوزون آرام‌سپهر میانی (۲۳ تا ۳۰ کیلومتری) برقرار بوده است. نتایج تحقیق روشن ساخته است که در آرام‌سپهر پایینی (۱۰ تا ۱۵ کیلومتری) روند اوزون بر اثر عوامل دینامیکی ایجاد می‌شود.

در سال ۱۹۹۱ تحقیقی در مورد تغییرپذیری اوزون کلی در مورد امواج باروکلینیکی صورت گرفته است (Mote et al, 1991). در این تحقیق، همبستگی قوی بین آنومالی‌های تاوایی پتانسیلی (pv) ناشی از امواج باروکلینیکی وردایست و اوزون برقرار بوده است. با توجه به این‌که داده‌های اوزون کلی برخلاف تاوایی پتانسیلی (pv) با استفاده از ماهواره به‌طور معمول در دسترس‌اند، می‌توان از آنها در برآورد توزیع تاوایی پتانسیلی تلاطم‌های باروکلینیکی در مناطقی که کمبود داده‌ای وجود دارد، مثل توفان‌های اقیانوسی، استفاده کرد. نتایج به‌دست آمده روشن ساخت که می‌توان از داده‌های TOMS برای تهیه اطلاعات آماری دامنه و فاز امواج باروکلینیکی استفاده کرد.

فصل چهارم

حفره اوزون

۴-۱ - اهمیت جهانی نازک شدن لایه اوزون

چون پرتوهای فرابنفش بسیار پر انرژی‌اند، فرایند فتوشیمیایی تبدیل اکسیژن به اوزون صورت می‌گیرد، در نتیجه بخش عمده‌ای از پرتوهای فرابنفش به مصرف می‌رسد و مقداری هم اوزون تولید می‌شود. لایه اوزون موجود در جو بالا، مانند یک سپر محافظ مانع رسیدن پرتوهای مخرب و زیان آور فرابنفش به سطح زمین می‌شود. با این عمل نه تنها زندگی انسان، حیوان و گیاه را از خطرات پرتوهای فرابنفش محفوظ می‌دارد، بلکه از تبدیل اکسیژن هوای سطح زمین به اوزون هم که زیان آور است جلوگیری می‌کند. هرگونه کاهش در غلظت اوزون و یا تجزیه لایه اوزون، مانند شکافی در این سنگر دفاعی است که امکان نفوذ عامل مخرب یعنی پرتوهای فرابنفش به زمین را فراهم می‌کند. مقدار اوزون در جو بالا ثابت نیست به طوری که تغییرات روزانه آن به حدود ۳۰ درصد و تغییرات سالانه‌اش حدود ۱۰ درصد بالغ می‌شود.

نظر به اهمیت جهانی نازک شدن لایه اوزون، سی و یک کشور جهان در سال ۱۹۸۷ با توجه به برنامه محیطی سازمان ملل در مونترال، معاهده‌ای را برای حفاظت از لایه اوزون امضا کردند، در ۱۹۸۹ نیز در هلسینکی ۵۰ کشور دیگر دنیا از جمله ایران توافق‌نامه مشابهی را در این زمینه امضا کردند که تاکنون نتایج ثمربخشی را در حفاظت از لایه اوزون در پی داشته است.

۴-۲ - کاهش لایه اوزون در اثر فعالیت بشر

در ۱۹۷۱، دانشمندی بریتانیایی به نام جیمز لاولاک (James Lovelock) به کمک دستگاه کرماتوگرافی گازی که خود ساخته بود اندازه‌گیری گازهای جوی را در ایرلند عملی ساخت و متوجه وجود گازهایی مثل تری کلرو فلورو متان (CCl_3F) شد که تا آن موقع به وجود آن در جو پی برده نشده بود. او سپس دستگاه خود را روی یک کشتی نصب کرد و از انگلستان به امریکای جنوبی و سپس به قاره جنوبگان رفت، ولی در هر نمونه هوا که در طول این مسافرت گرفت و اندازه‌گیری کرد گاز CCl_3F وجود داشت. این گاز که نام تجاری آن CFC-11 است در همه نقاط نیم کره شمالی و جنوبی وجود داشت. ترکیبات کلروفلورو کربن (CFC) در طبیعت وجود ندارند ولی بدلیل آن که با گازهای دیگر میل ترکیبی نداشته و به آسانی از حالت مایع به گاز در درجه حرارت‌های معمولی تبدیل می‌شوند به وسیله انسان تولید و مورد مصرف قرار گرفته‌اند. در ۱۹۹۰ مهم‌ترین CFC ها عبارت بودند از:

CFC-11 و CFC-12(CCL₂F₂) و CFC-13(CCL₂FCCLF₂) این گازها معمولاً در قوطی‌های اسپری و در تولید ابر (برای استفاده در تشک و صندلی ماشین) و همچنین در یخچال‌ها و برای پاک کردن وسایل الکترونیکی و غیره مورد استفاده قرار می‌گیرند. استفاده زیاد تجارتي از این گازها باعث شده است که مصرف CFC ها در سطح جهانی از ۱۹۵۰ به بعد روز به روز افزایش یابد. به طوری که تولید آنها در سطح جهانی هر ۵ سال دوبرابر می‌شد و در ۱۹۷۴ تولید آن به یک میلیون تن رسید. همه این گازهای CFC تولید شده به تدریج وارد جو می‌شدند، گرچه ترکیبات CFC ها هیچگونه میل ترکیبی با گازهای دیگر جو ندارند ولی در ۱۹۷۳ دانشمندی امریکایی به نام رولند (F. S. Rowland) علاقمند شد که بداند سرنوشت نهایی این ترکیبات در جو چگونه است. او به کمک همکارش مولینا (Irvine Molina) مطالعه در این خصوص را آغاز کرد. مطالعات این دانشمندان نشان داد که پرتوهای UV-A و UV-B روی ترکیبات CFC اثری ندارد ولی این گازها پرتو UV-C خورشیدی را جذب می‌کنند. بدین ترتیب در نزدیکی سطح زمین ترکیبات CFC هیچگونه تغییری پیدا نمی‌کنند ولی پس از آن که از وردسپهر می‌گذرند و وارد استراتوسفر می‌شوند و از لایه اوزون عبور می‌کنند تحت تاثیر پرتو UV-C قرار می‌گیرند و تجزیه می‌شوند.



اتم کلری که بدین ترتیب تولید می‌شود، با گاز اوزون میل ترکیبی شدیدی دارد.



اکسید کلر ClO با اتم اکسیژن که در این ارتفاع وجود دارد طبق فرمول زیر ترکیب می‌شود.



در نتیجه یک مولکول اوزون تجزیه می‌شود ولی اکسید کلر دوباره به اتم کلر تبدیل می‌شود که می‌تواند یک مولکول دیگر اوزون را تجزیه کند مگر آن که با گاز دیگری غیر از اوزون ترکیب شود. برای مثال:



و یا اکسید کلر با گاز دیگری ترکیب شود.

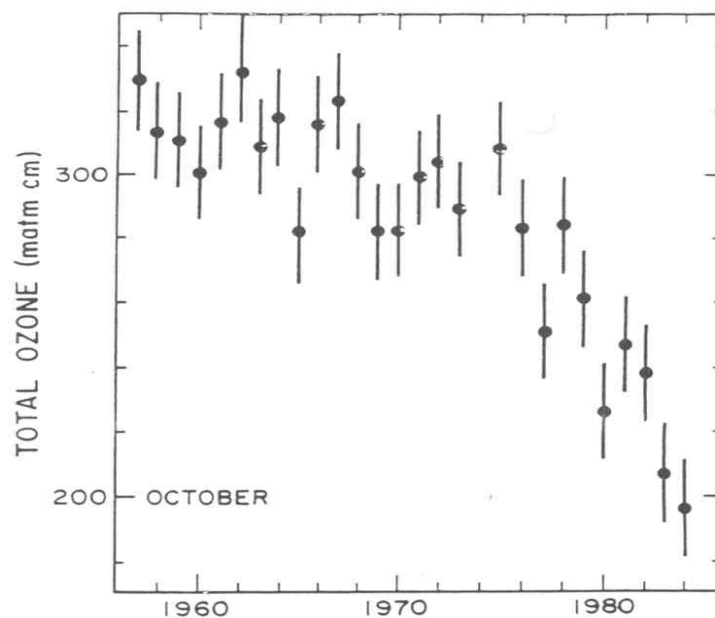


بدین ترتیب، رولند و مولینا روشن ساختند که وجود ترکیبات CFC در جو در نهایت باعث کاهش مقدار اوزون جو می‌شود.

این کشف آنها باعث شد که جایزه نوبل شیمی سال ۱۹۹۵ به آنها و دانشمندی هلندی به نام کروتزن (Crutzen) که او نیز در زمینه اوزون تحقیقات زیادی را به انجام رسانده بود، تعلق گیرد.

۴-۳- کاهش لایه اوزون در قطب جنوب (حفره اوزون)

بیشترین تغییرات لایه اوزون در سال‌های اخیر در منطقه قطب جنوب در قاره جنوبگان به وقوع پیوسته است. اولین بار دانشمندان ژاپنی با تحلیل داده‌های اوزون منطقه قطبی پی به وجود حفره اوزون بردند. مطالعات ایستگاه اندازه‌گیری اوزون هالی بی (Halley Bay) واقع در قاره جنوبگان که دانشمند انگلیسی فارمن و همکارانش (Farman et al, 1985) آن را به‌انجام رساندند نیز این کشف دانشمندان ژاپنی را تأیید کرد. نتایج مطالعات فارمن و همکارانش در شکل ۴-۱ نشان داده شده است. در این شکل مقدار متوسط ماهیانه اوزون کلی در ایستگاه Halley bay ($76^{\circ}\text{S}, 27^{\circ}\text{E}$) برای ماه اکتبر از سال ۱۹۵۷ تا ۱۹۸۴ نشان داده شده است.



شکل ۴-۱ متوسط ماهیانه اوزون کلی اندازه‌گیری شده در هالی بی، قطب جنوب برای ماه‌های اکتبر ۱۹۵۷ تا ۱۹۸۴.

(فارمن و دیگران، ۱۹۸۵)

همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود در ۱۹۶۰، مقدار متوسط اوزون کلی در ماه اکتبر بین ۳۰۰ تا ۳۲۰ واحد دابسون بوده است. در حالی که پس از آن، مقدار متوسط اوزون کلی در ماه اکتبر به‌طور مرتب کاهش یافته است.

(لازم به تذکر است که در ۱۹۸۷ مقدار اوزون کلی در ماه اکتبر به ۱۱۰ واحد دابسون رسیده است که کمترین مقدار اندازه‌گیری شده را نشان می‌دهد.) این کاهش شدید لایه اوزون در ماه اکتبر بوسیله دانشمند ژاپنی چوباجی (Chubachi) برای ایستگاه سویوا (Syowa) که در قاره جنوبگان واقع است نخستین بار وجود حفره اوزون را نشان می‌داد.

اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای اوزون به‌کمک Toms در ۱۹۷۹ کاهش لایه اوزون را در منطقه قطب جنوب تأیید کرد و نشان داد که در سال ۱۹۸۳ مقدار اوزون کلی ۱۸۰ واحد دابسون و در سال ۱۹۸۷ و ۱۹۸۹ به ۱۱۰ واحد دابسون رسیده است.

(البته لازم به تذکر است که این کاهش شدید لایه اوزون فقط در ناحیه قطب جنوب بوده است در حالی که در عرض‌های جغرافیایی ۶۰ درجه جنوبی مقدار اوزون کلی از ۴۵۰ تا ۵۰۰ واحد دابسون در ۱۹۷۹ به ۴۰۰ تا ۴۵۰ واحد دابسون در ۱۹۸۹ رسیده است.)

دلیل این کاهش تقریباً ۸۰ درصدی (از ۳۰۰ به ۱۱۰) متوسط لایه اوزون در ماه اکتبر در قطب جنوب چیست؟ مطالعات دانشمند امریکائی سوزان سولمن و همکارانش (S. Solomen et al, 1986) در ۱۹۸۶ نشان می‌دهد که این کاهش در منطقه قطب جنوب بدلیل وجود ابرهای آرام‌سپهری قطبی یا PSCs است. ابرهای آرام‌سپهری قطبی (Polar stratospheric clouds) در ارتفاعات ۱۵ تا ۲۵ کیلومتری در اثر وجود درجه حرارت‌های خیلی پایین ($80^{\circ}C -$) در منطقه قطب جنوب بوجود می‌آیند. سطح این ابرها در نقش یک کاتالیزاتور برای فعل و انفعالات شیمیایی زیر عمل می‌کند:



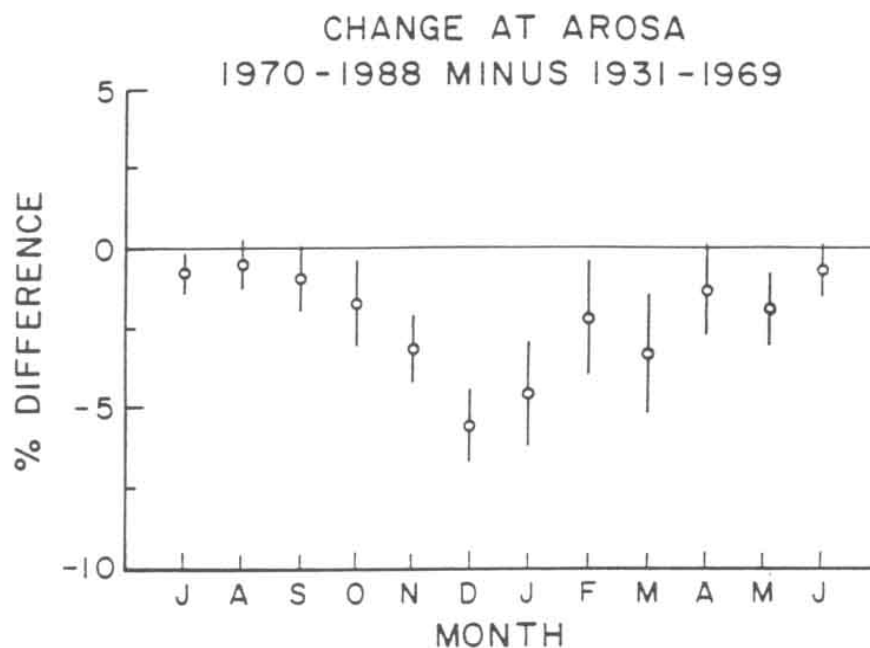
وقتی که شب و تاریکی قطب جنوب به پایان می‌رسد و پرتوهای خورشید به این ابرها می‌تابد Cl_2 و HOCl تجزیه و اتم کلر تولید می‌شود. بدین ترتیب، فعل و انفعال (۲-۴) برقرار و اوزون نابود می‌شود. این کاهش لایه اوزون تا زمانی که ابرهای قطبی آرام‌سپهری وجود دارند ادامه خواهد داشت و بعد از آن که این ابرها بخار شده و از بین بروند لایه اوزون نیز دیگر کاهش نخواهد یافت.

۴-۴ - کاهش لایه اوزون در عرض‌های جغرافیایی دیگر

از آن‌جا که طولانی‌ترین دوره اندازه‌گیری اوزون کلی در شهر آروزا Arosa واقع در کوه‌های آلپ در سوئیس صورت گرفته است و این اندازه‌گیری‌ها از ۱۹۳۱ تا به حال هر روز با دستگاه دابسون در ایستگاه به‌عمل آمده است، لذا رولند و همکارش هاریس در ۱۹۸۶ تغییرات لایه اوزون را در این ایستگاه مورد بررسی

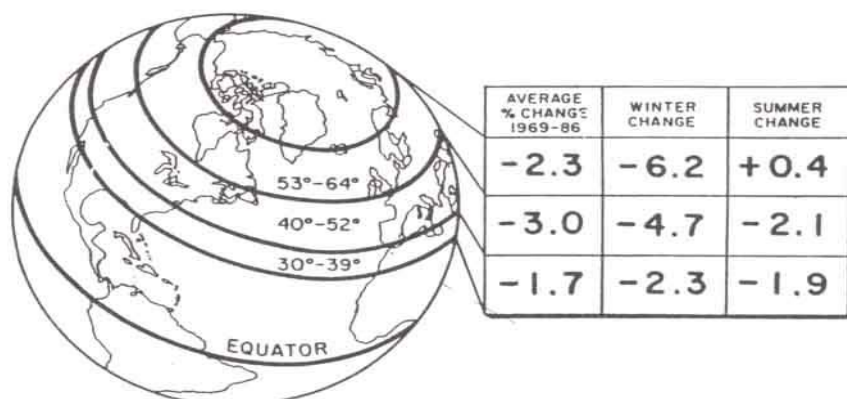
قرار دادند. آنها ابتدا اندازه‌گیری‌ها را به دو دوره تقسیم کردند. دوره اول از ۱۹۳۱ تا ۱۹۶۹ و دوره دوم از ۱۹۷۰ تا ۱۹۸۶. متوسط ماهیانه اوزون کلی برای هر دو دوره محاسبه و سپس با یکدیگر مقایسه شده است. نتایج این مقایسه در شکل (۲-۴) نشان داده شده است.

همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، کاهش لایه اوزون در ماه‌های ژوئیه، اوت و سپتامبر ناچیز است در حالی که در ماه‌های زمستانی از نوامبر تا مارس، مقدار اوزون از ۱۹۷۰ به بعد کاهش نسبتاً زیادی را نسبت به سال‌های ۱۹۳۱ تا ۱۹۶۹ نشان می‌دهد. مطالعات بعدی که از سوی آژانس NASA و به‌کمک داده‌های ماهواره‌ای اوزون صورت گرفت نشان می‌دهد که تغییرات تابستانی اوزون در همه ایستگاه‌ها نسبت به تغییرات زمستانی آنها کمتر است. شکل ۳-۴ نتیجه این بررسی‌ها را برای نیم‌کره شمالی نشان می‌دهد.



شکل ۲-۴ تفاوت میانگین ماهیانه ازن کلی سال‌های ۱۹۳۱-۱۹۶۹ از ۱۹۷۰-۱۹۸۸ در آروزای سویس.

DECLINE IN THE OZONE SHIELD



شکل ۳-۴ تغییرات متوسط اوزون کلی از ۱۹۶۹ تا ۱۹۸۶ برای عرض‌های جغرافیایی متفاوت در نیم‌کره شمالی. زمستان چهار ماه دسامبر تا مارس و تابستان متوسط سه ماه ژوئن تا اوت است.

همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، بیشترین کاهش در ماه‌های زمستانی در عرض‌های جغرافیایی بین ۵۳ تا ۶۴ درجه صورت می‌گیرد. در عرض‌های جغرافیایی ۳۰-۳۹ درجه که قسمت شمال ایران را در بر می‌گیرد کاهش لایه اوزون به ۲/۳ درصد می‌رسد. مطالعات بعدی نشان می‌دهد که برای عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی، کاهش لایه اوزون به ۳ درصد می‌رسد. با توجه به این‌که ایران کشوریست کوهستانی، اثرات کاهش لایه اوزون در آن بسیار شدیدتر از کشورهای است که بیشتر در سطح دریا واقع شده‌اند.

۴-۵- تأثیر قدرت باد آرام‌سپهر بالایی در افزایش گازهای تجزیه‌کننده اوزون

اکسیدهای نیتروژن یا گازهای NO_x به‌طور کلی به گازهای تجزیه‌کننده اوزون معروف‌اند. طبق گزارش‌های جدید، سرعت باد در سطح فوقانی مناطق شمالگان تأثیر زیادی بر مقادیر اوزون آرام‌سپهر بالایی دارد. در مارس ۲۰۰۶ بادهای قوی باعث پایین آمدن گازهای تجزیه‌کننده NO_x از میان‌سپهر به سمت آرام‌سپهر شدند. افزایش گازهای NO_x آرام‌سپهر بالایی سال ۲۰۰۶ در مناطق شمالگان، شمال امریکای شمالی و شمال اروپا مشاهده شده است.

به گفته محققان، گازهای تجزیه‌کننده اوزون، NO_x ها از طریق جذب تابش فرابنفش خورشیدی باعث گرم شدن آرام‌سپهر می‌شوند و تغییراتی جوی را به وجود می‌آورند که در نهایت باعث ایجاد پیامدهای اقلیمی غیرقابل پیش‌بینی می‌شوند.

در فوریه ۲۰۰۶ سرعت بادهای تاوه قطبی آرام‌سپهر بالایی که یک سامانه کم‌فشار بزرگ زمستانی محصور کننده هوا برفراز مناطق شمالگان است به قدری افزایش یافته که بیشترین مقدار را در میان داده‌های ثبت

شده قبلی داشته است. تنها زمانی که مقادیر فوق‌العاده بالای گازهای اکسید نیتروژن در آرام‌سپهر بالایی مشاهده شده زمستان ۲۰۰۳-۲۰۰۴ بوده است. این رخداد با توفان‌های بزرگ خورشیدی یا بمباران جو با ذرات پرانرژی همزمان بوده که کاهش ۶۰٪ مولکول‌های اوزون را در پی داشته است.

در حالت کلی اگر توفان‌های خورشیدی وجود داشته باشد، بادهای شدید می‌توانند منجر به تولید مقادیر زیاد NO_x در آرام‌سپهر شوند اما جای تعجب اینجاست که حرکت به سمت پایین NO_x در آرام‌سپهر، به‌هنگام آرامش فعالیت خورشیدی رخ داده است.

آرام‌سپهر بالایی در چند کیلومتری بالای حفره اوزون آرام‌سپهر پایینی که با گازهای کلر و برم با منشأ فعالیت‌های انسانی ایجاد شده قرار دارد. چون در حالت کلی اوزون کمتری در آرام‌سپهر بالایی نسبت به آرام‌سپهر پایینی وجود دارد، افزایش NO_x در آرام‌سپهر بالایی تأثیر کمی بر سلامتی در سطح زمین دارد. به‌نظر می‌رسد که افزایش گازهای NO_x در بالای آرام‌سپهر که در اثر تابش خورشید یا ذرات پرانرژی حاصل می‌شود، نقش مهمی در کنترل دمای جو میانی زمین داشته باشد. اگر پیامدهای تغییر اقلیم با منشأ فعالیت انسانی همان‌طور که دانشمندان پیش‌بینی می‌کنند منجر به تغییر در قدرت تاوه قطبی شود، احتمالاً تغییراتی در مقادیر NO_x که در آرام‌سپهر به سمت پایین حرکت می‌کنند وجود خواهد داشت. در صورت وقوع این رخداد، وجود مقادیر بالای NO_x در آرام‌سپهر، ممکن است به‌جای استثنا، به قانون تبدیل شود. قابل ذکر است که جو بخشی از سامانه‌ای ترکیبی است و آنچه که بر لایه‌ای از جو مؤثر باشد روی سایر لایه‌ها نیز مؤثر خواهد بود. بنابراین فقط زمانی می‌توان تأثیر پیامد فعالیت‌های انسانی را پیش‌بینی کرد که کل سامانه و نه فقط بخش‌هایی از آن مطالعه شود.

۴-۶- حفره اوزون حاصل از فوران‌های آتشفشانی

از ۱۹۸۰، حفره اوزون فصلی در اثر کاهش شدید اوزون در مناطق قاره جنوبگان مشاهده شده است. اگرچه دانشمندان هنوز کاهش شدید سالانه‌ای از لایه اوزون را در جو شمالگان، مشابه آنچه که در جنوبگان رخ می‌دهد مشاهده نکرده‌اند، وجود حفره اوزون نیم‌کره شمالی می‌تواند حائز اهمیت باشد. از آن جا که نسبت به محدوده قطب جنوب جمعیت بیشتری از مردم در مناطق شمالگان زندگی می‌کنند، این پدیده می‌تواند سلامت آن افراد را به خطر اندازد.

به گفته محققان مرکز تحقیقات فضایی ناسا فوران‌های آتشفشانی تأثیرات مهمی بر حفره لایه اوزون دارند. به گفته آنان، حفره اوزون حاصل از فوران‌های آتشفشانی احتمالاً در طی ۳۰ سال آینده در مناطق شمالگان رخ خواهد داد.

اگر یک دوره شدید فعالیت آتشفشانی همزمان با زمستان‌های سرد شمالگان رخ دهد، حفره اوزون بهاری در شمالگان ممکن است طی چند سال متوالی مشابه آنچه که در جنوبگان از سال ۱۹۸۰ مشاهده می‌شود روی دهد. زمستان در آرام‌سپهر شمالگان بر خلاف جنوبگان که شدیداً سرد است، بسیار متغیر است. مشاهدات هوایی ناسا نشان می‌دهد که کاهش شدید اوزون شمالگان فقط در زمستان‌های بسیار سرد رخ می‌دهد.

فوران‌های آتشفشانی بزرگ، ترکیبات حاوی گوگرد را در جو زمین پخش می‌کند. این ترکیبات ابرهای حاوی اسیدسولفوریک را مشابه ابرهای آرام‌سپهری قطبی حاوی اسیدنیتریک و آب تشکیل می‌دهند. ابرهای حاوی اسیدنیتریک و آب در جو بالا در طی شرایط بسیار سرد تشکیل می‌شوند و نقش مهمی در تجزیه لایه اوزون در قطب شمال و جنوب ایفا می‌کنند. به گفته محققان، به دنبال فوران‌های آتشفشانی، قدرت تجزیه لایه اوزون در اثر هر دو عامل ابرهای اسیدسولفوریک آتشفشانی و ابرهای آرام‌سپهری قطبی افزایش می‌یابد. همچنین هواویزهای آتشفشانی می‌توانند در دماهای بالاتر از دمایی که برای تشکیل ابرهای آرام‌سپهری قطبی (شکل الف - ۴-۴) لازم است، باعث تجزیه لایه اوزون شوند و این موضوع نواحی تجزیه لایه اوزون را گسترش خواهد داد. مطابق نتایج به دست آمده، تقریباً یک سوم از تخلیه اوزون کلی می‌تواند در نتیجه اثرات هواویز آتشفشانی در ارتفاعات زیر ۱۷ کیلومتری ایجاد شود.

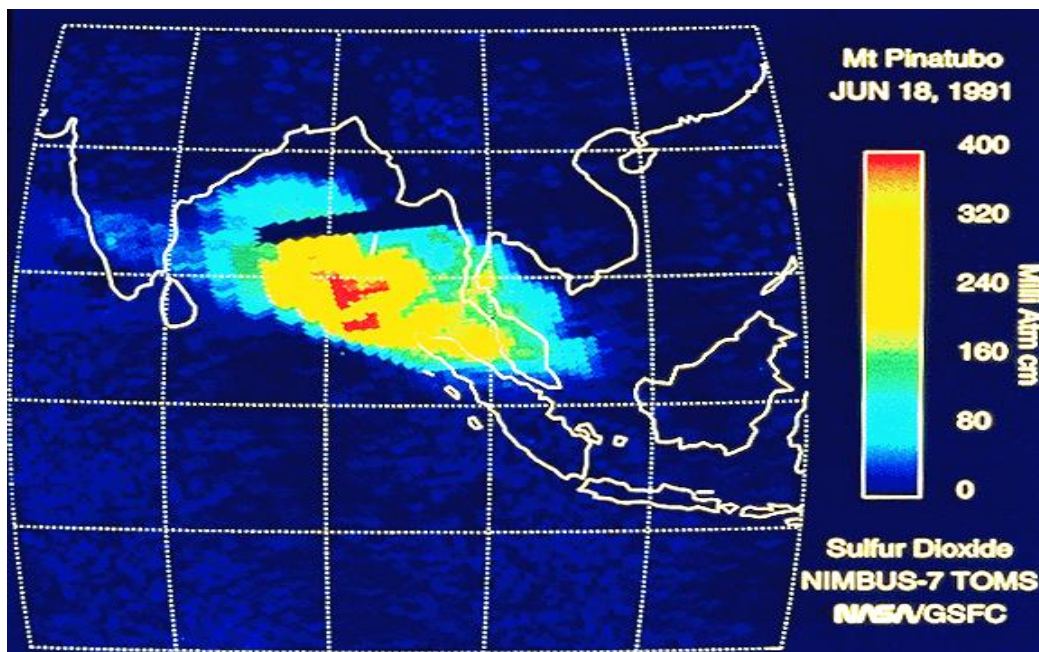
گسیل‌های آتشفشانی می‌توانند در سراسر جهان پخش شوند. شبیه‌سازی رایانه‌ای فوران آتشفشانی پیناتوبو نشان داده که پلوم آتشفشانی در پایین‌ترین بخش آرام‌سپهر در طی چند ماه پس از انفجار تا قطب شمال پخش شده است.

ابرهای آتشفشانی شمالگان در ارتفاعی حدود ۱۵ تا ۲۵ کیلومتری می‌توانند کاهش اوزون بهاری را در شمالگان تا حدود ۷۰٪ افزایش دهند. ترکیب هواویزهای آتشفشانی ضخیم در ارتفاعات پایین‌تر و ابرهای آرام‌سپهری قطبی در ارتفاعات بالاتر، ممکن است تا اندازه زیادی باعث افزایش پتانسیل تجزیه لایه اوزون در قطب شمال شوند.

هر دو فوران‌های آتشفشانی ال چیچون (El chichon) در ۱۹۸۲ و پیناتوبو (Pinatubo) در ۱۹۹۱ سرشار از گوگرد بوده‌اند و باعث تشکیل ابرهای آتشفشانی (شکل ب - ۴-۴) شده‌اند که تا چند سال در آرام‌سپهر باقی مانده‌اند. فوران‌های آتشفشانی پیناتوبو مطابق مشاهدات فضایی ناسا باعث گسترش وسیع ناحیه کاهش اوزون در شمالگان شده است. هر دو فوران آتشفشانی یاد شده دارای تأثیر یکسان نبوده‌اند ولی عمق حفره اوزون در جنوبگان زیاد بوده است. شبیه‌سازی‌های رایانه‌ای نشان می‌دهد که رشد اولیه و سریع حفره اوزون جنوبگان در اوایل ۱۹۸۰ ممکن است تحت تأثیر تعدادی از فوران‌های آتشفشانی بزرگ واقع شده باشد.



شکل الف- ۴-۴ ابرهای آرام سپهری قطبی



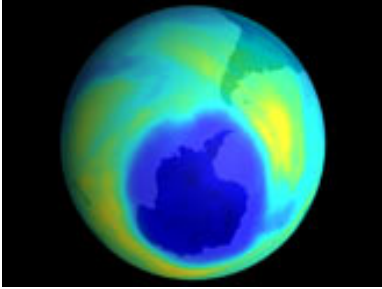
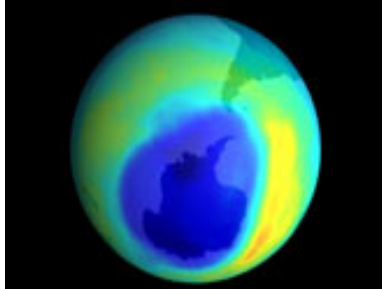
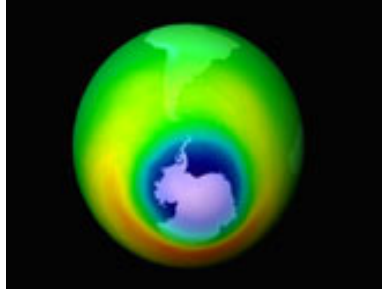
Mount Pinatubo Sulfur Dioxide Cloud (NASA TOMS)
شکل ب- ۴-۴ ابرهای دی اکسید گوگرد (سایت the ozone hole)

به گفته محققان، زمستان سال ۱۹۹۳ شمالگان یکی از سردترین زمستان‌های ثبت شده نبوده در حالی که یکی از شدیدترین کاهش‌های اوزون در آن مشاهده شده است. این رویداد به علت تشکیل ابرهای گوگردی پیناتوبو در ارتفاعات پایین تر که ابرهای آرام سپهری قطبی نمی‌توانند تشکیل شوند بوده که تجزیه اضافی اوزون را تسهیل کرده است.

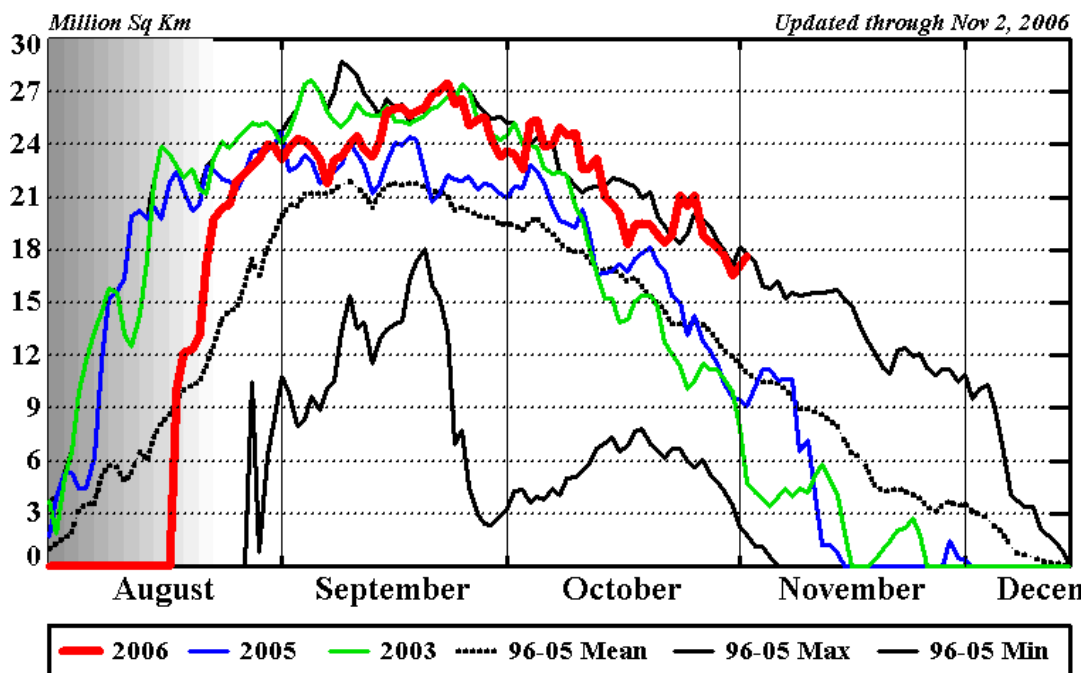
سرانجام به طور کلی ترکیب تغییرات اقلیمی با اثرات متعاقب فوران‌های آتشفشانی بزرگ، سهم عمده‌ای در کاهش اوزون در هر دو قطب شمال و جنوب خواهد داشت. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که بازسازی لایه اوزون پیچیده‌تر از آن است که انتظار می‌رود.

۴-۷- حفره اوزون قطب جنوب

شکل‌های ۴-۵ تا ۴-۷ حفره اوزون قطب جنوب را در سال‌های ۱۹۹۹، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۱ مورد مقایسه قرار می‌دهد. در این تصاویر، رنگ آبی تیره بیانگر کاهش شدید اوزون است. مطابق شکل‌های ۴-۵ تا ۴-۷ حفره اوزون قطب جنوب در سپتامبر ۲۰۰۰، نسبت به میانگین ماه اکتبر ۱۹۹۹ رشد بیشتری داشته، بر وسعت آن افزوده شده و به مقدار ۱۸/۳ میلیون کیلومتر مربع رسیده است تا جایی که این حفره به مناطق امریکای جنوبی هم گسترده شده است و در سپتامبر ۲۰۰۱ حفره اوزون تقریباً به همان اندازه سال گذشته بوده است. عامل طبیعی دیگر برای کاهش لایه اوزون که طی چندین سال بحث برانگیز بوده است، فوران‌های آتشفشانی است. کلر در اثر فوران‌های آتشفشانی از وردسپهر به آرام‌سپهر منتقل می‌شود و نازک شدن لایه اوزون را در پی دارد. تحقیقات ماهواره‌ای جو بالا این مسئله را تأیید کرده‌اند. علاوه بر حفره اوزون قطب جنوب، حفره‌های کوچک اوزون (mini hole) نیز کشف شده‌اند که بیانگر مقادیر کم اوزون هستند. این حفره‌ها بر اثر سامانه‌های هواشناسی بزرگ‌مقیاس بوجود می‌آیند. برای نمونه، در ۱۷ سپتامبر ۱۹۹۹ این حفره‌ها بین نیوزلند و قطب جنوب مشاهده شده‌اند و طی چند روز بعد به سمت شرق حرکت کرده‌اند.

		
شکل ۴-۷ حفره اوزون قطب جنوب در ۱۷ سپتامبر ۲۰۰۱	شکل ۴-۶ حفره اوزون قطب جنوب در ۳ سپتامبر ۲۰۰۰	شکل ۴-۵ حفره اوزون قطب جنوب برای میانگین ماه اکتبر ۱۹۹۹

2006 Southern Hemisphere Ozone Hole Area
 NOAA SBUV/2
 Current Year Compared Against Past 10 Years

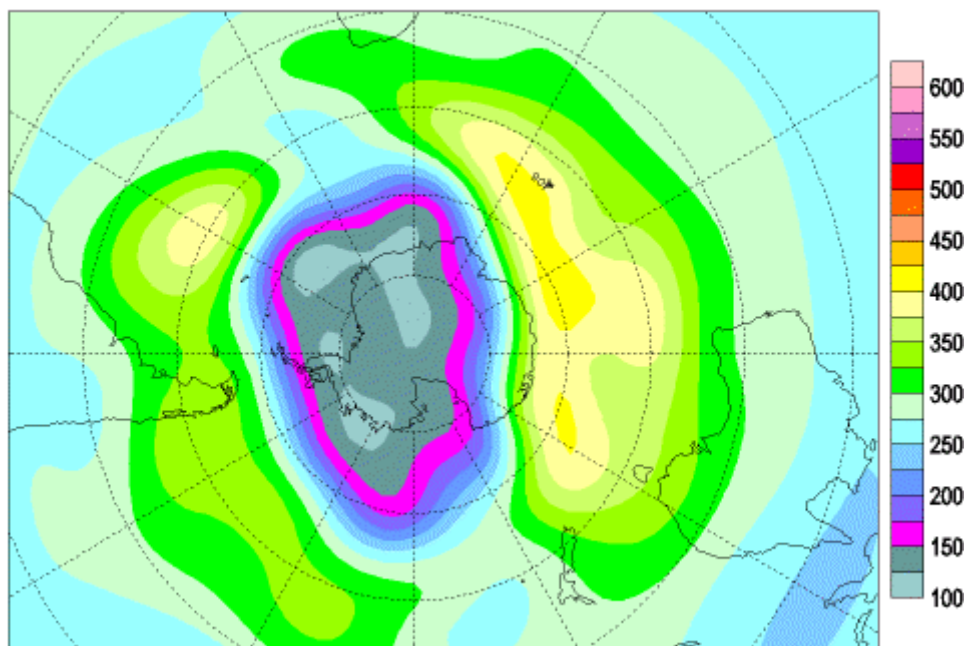


شکل ۴-۸ مقایسه حفره های اوزون در سال های ۲۰۰۳-۵-۶ و میانگین ۱۹۹۶-۲۰۰۵ (سایت cpc)

در شکل ۴-۸ حفره قطب جنوب از نظر مساحت مورد بررسی قرار گرفته و مقایسه ای بین سال های ۲۰۰۳، ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و میانگین بلندمدت ۱۹۹۶-۲۰۰۵ صورت گرفته است. در سپتامبر ۲۰۰۶ بزرگ ترین حفره قطب جنوب که قابل مقایسه با سپتامبر سال ۲۰۰۰ بوده رخ داده است. مطابق بررسی های NASA، وسعت حفره قطب جنوب در ۲۵ سپتامبر ۲۰۰۶ به مقدار ۲۹/۵ میلیون کیلومتر مربع رسیده که قابل مقایسه با ثبت قبلی در سپتامبر سال ۲۰۰۰ است و مقدار آن ۲۹/۴ میلیون کیلومتر مربع رسیده است. شکل های ۴-۹ و ۴-۱۰ حفره قطب جنوب را به ترتیب در ۲۵ سپتامبر ۲۰۰۶ و در ۳ سپتامبر ۲۰۰۰ نشان می دهد.

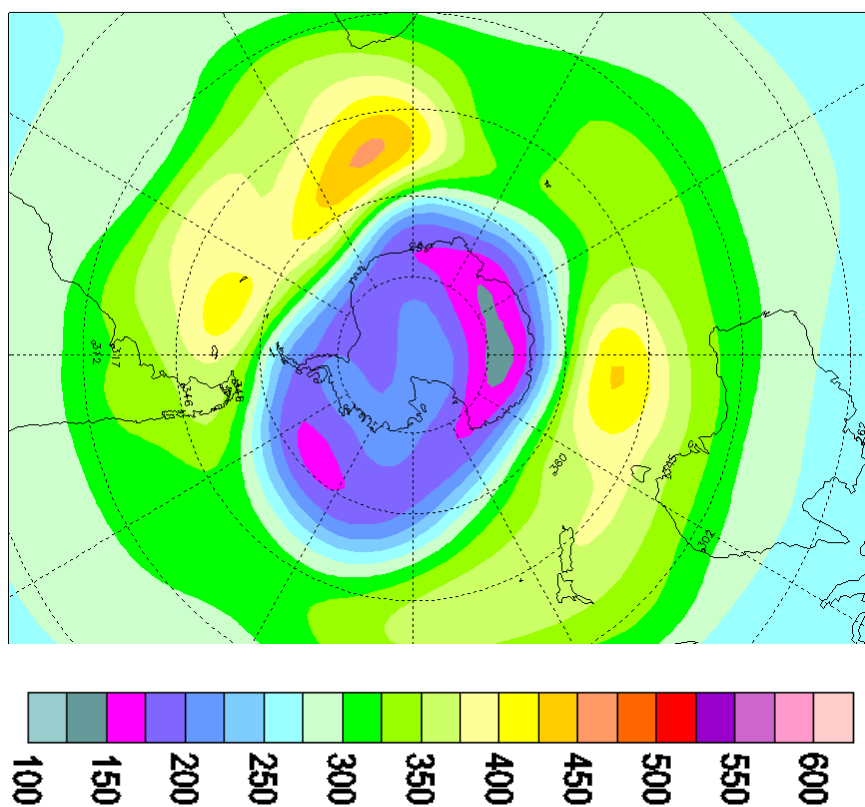
شکل ۴-۱۱ عمق حفره قطب جنوب را برای سال های ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۶ بر حسب واحد دابسون نشان می دهد. این نمودار در تاریخ ۲ اکتبر ۲۰۰۶ تهیه شده است. همان طور که مشاهده می شود، اغلب کمینه اوزون در فاصله بین ۱۵ سپتامبر تا ۱۵ اکتبر رخ داده است. همچنین در مقایسه سال های بررسی شده، سال ۱۹۹۸ کمترین کمینه را در اوایل اکتبر دارد.

Total ozone (DU) / Ozone total (UD), 2006/09/25



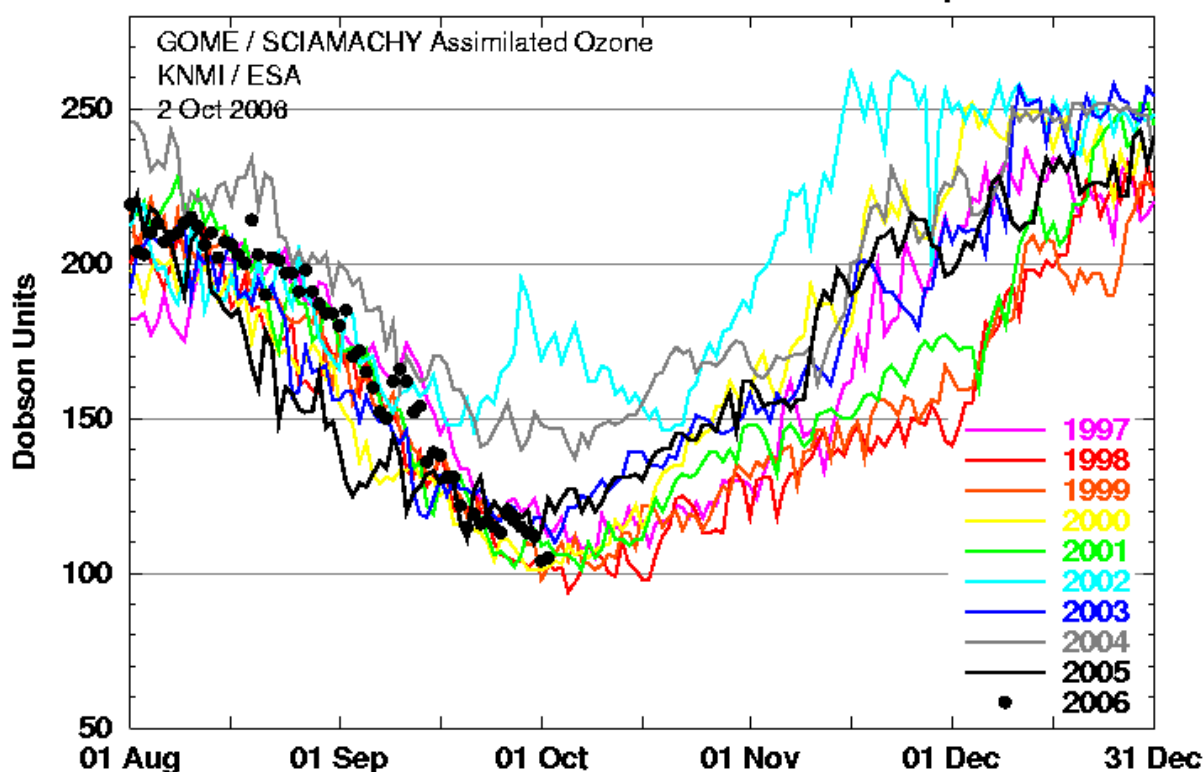
شکل ۹-۴ حفره قطب جنوب در ۲۵ سپتامبر ۲۰۰۶ (سایت theozonehole)

Total ozone (DU) / Ozone total (UD), 2000/09/03



شکل ۱۰-۴ حفره قطب جنوب در ۳ سپتامبر ۲۰۰۰ (سایت theozonehole)

Minimum Ozone Column in the Southern Hemisphere

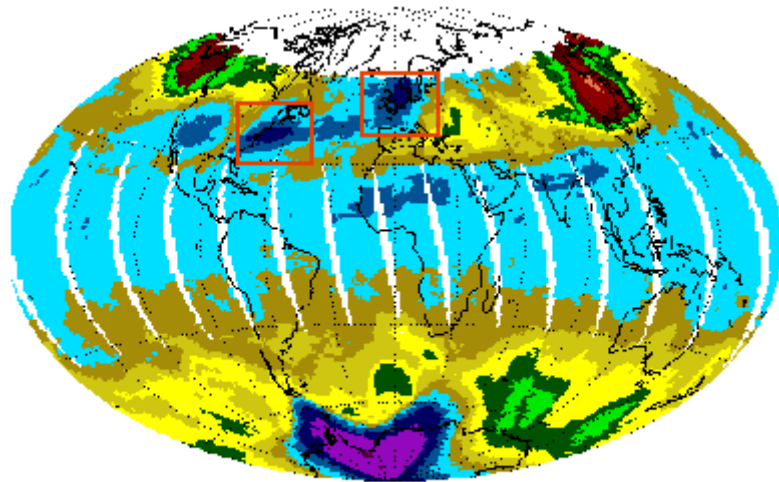


شکل ۴-۱۱ عمق حفره قطب جنوب در سال‌های ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۶ (سایت theozonehole)

۴-۸- حفره‌های کوچک اوزون (MINI OZONE HOLE)

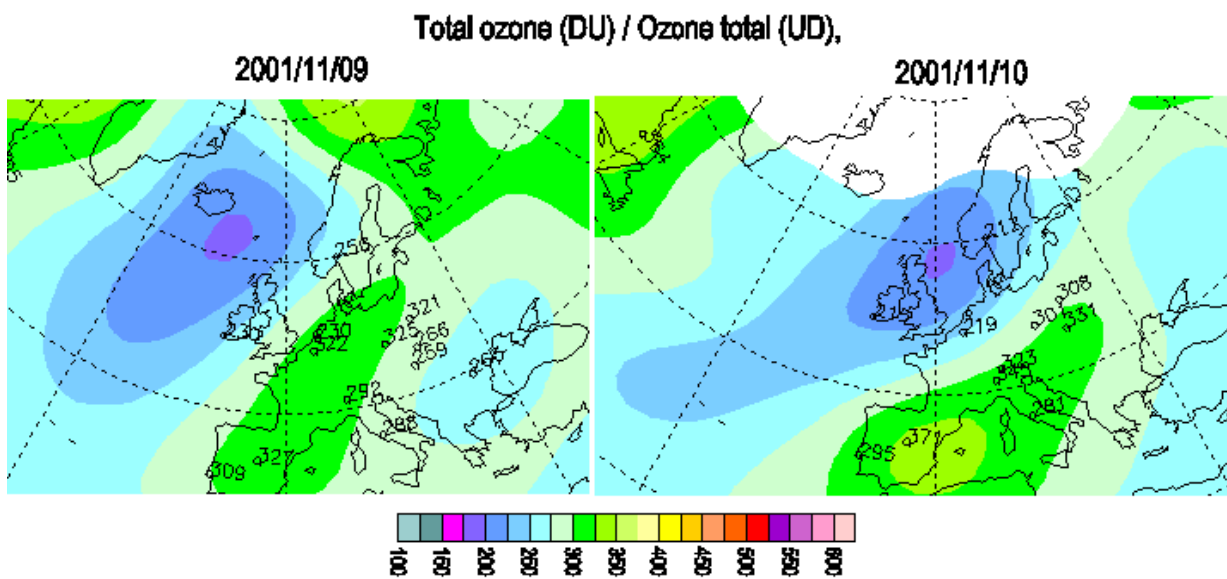
حفره‌های کوچک اوزون، مناطقی با مقیاس سینوپتیکی هستند که کاهش شدید اوزون را به صورت گذرا نشان می‌دهند. این حفره‌ها دارای چرخه رشد و زوال اند و بنا بر تحقیقات صورت گرفته، اغلب در اثر الگوهای هواشناسی و ردسپهر بالایی رخ می‌دهند. نمونه‌هایی از حفره‌های کوچک اوزون در سال‌های ۱۹۹۶، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۱ رخ داده است. شکل ۴-۱۲ حفره‌های کوچک اوزون که در ۲۶ نوامبر ۱۹۹۹ در اروپا تشکیل شده است را نشان می‌دهد. در این تاریخ، کاهش اوزون در انگلیس، هلند و اسکانندیناوی مشاهده شده و مقدار اوزون در دریای شمال بین اسکاتلند و نروژ به ۱۶۵ DU رسیده است. شکل ۴-۱۳ موقعیت حفره کوچک اوزون را در اطلس شمالی و اروپا در روزهای نهم و دهم نوامبر ۲۰۰۱ نشان می‌دهد.

تحقیقی در سال ۱۹۹۸ در مورد اقلیم‌شناسی حفره‌های کوچک اوزون در نیم‌کره شمالی صورت گرفته است (James, 1998). نتایج به دست آمده از تغییرات بلندمدت نشان داده که فعالیت حفره‌های کوچک اوزون همبستگی فضایی نزدیکی با مناطق مسیر توفان‌های نیم‌کره شمالی (Storm Track) دارد. طبق نتایج این تحقیق، اغلب رخداد حفره‌های کوچک اوزون در بخش اروپایی اقیانوس اطلس شمالی دارای تکرار بیشتری نسبت به بخش آمریکایی اقیانوس آرام شمالی است. همچنین تعداد رخدادها حفره کوچک اوزون در زمستان بیشتر از سایر فصول و قله آن در ماه فوریه است.



Ozone Hole formation

شکل ۱۲-۴ حفره‌های کوچک اوزون که در ۲۶ نوامبر ۱۹۹۹ در اروپا تشکیل شده است (سایت theozonehole)



شکل ۱۳-۴ موقعیت حفره کوچک اوزون در اطلس شمالی و اروپا در روزهای نهم و دهم نوامبر ۲۰۰۱ (سایت theozonehole)

۴-۹- تاوه یا ورتکس (VORTEX) قطبی

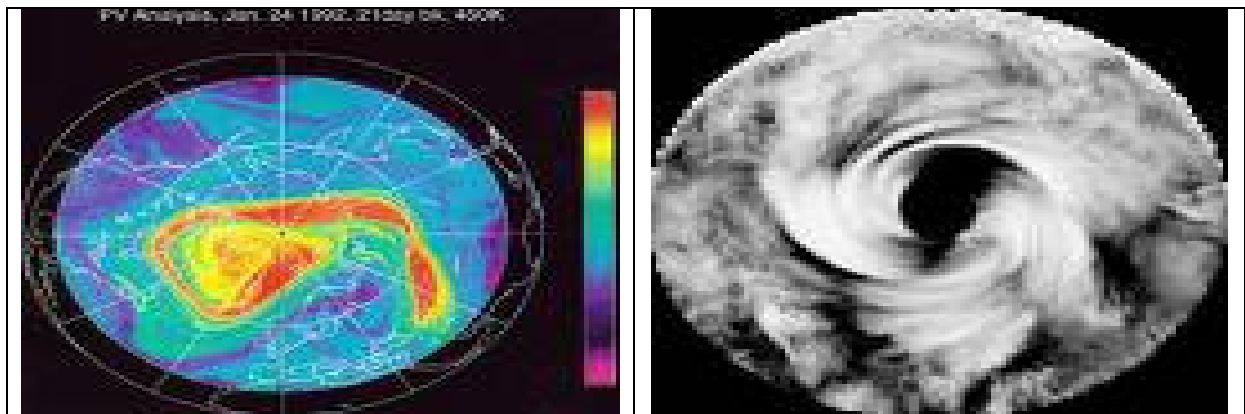
تاوه قطبی چرخند بزرگ‌مقیاسی است که نزدیک قطب‌های زمین در ورودسپهر میانی، بالای و آرام‌سپهر تشکیل می‌شود. تاوه قطبی در بالای هسته سرد هوای قطبی شکل می‌گیرد و پرفشارهای قطبی سطح زمین و بخشی از جبهه قطبی را احاطه می‌کند. تاوه قطبی در زمستان و هنگامی که شیب دما بالاست قوی می‌شود

و در تابستان ضعیف می‌شود و ممکن است ناپدید شود. تاوه قطبی جنوبگان بارزتر و دائمی‌تر از تاوه قطبی شمالگان است. یکی از عوامل مهم تضعیف تاوه قطبی شمالگان، جریان توده‌های هوای خشکی در امتداد امواج راسبی عرض‌های بالای نیم‌کره شمالی است.

در زمستان قطبی یا شب قطبی، بادهای آرام‌سپهری از غرب به شرق می‌وزند. تاوه قطبی شمالگان مربوط به جت شبانه قطبی است. جت شبانه قطبی نیم‌کره شمالی از آرام‌سپهر میانی تا آرام‌سپهر بالایی گسترده شده و هسته جت در ارتفاع حدود ۳۲ کیلومتری قرار گرفته است. در تابستان نیم‌کره شمالی تاوه قطبی از بین رفته و بادهای آرام‌سپهری ضعیف می‌شوند و جهتشان تغییر می‌کند (شرقی می‌شوند). در تابستان یا روز قطبی حضور اوزون باعث جذب انرژی خورشیدی و گرم شدن منطقه می‌شود و گرادیان دما تغییر می‌کند و جهت باد شرقی می‌شود.

تاوه قطبی شمالگان اغلب با دومرکز امتداد می‌یابد، یکی جزایر بفرین (Baffin) در کانادا و دیگری شمال شرق سبیری.

فعالیت‌های شیمیایی مربوط به ابرهای آرام‌سپهری قطبی تاوه قطبی جنوبگان موجب تجزیه شدید اوزون می‌شود. چون ابرهای یاد شده در دماهای کمتر از -80 درجه سلسیوس تشکیل می‌شوند، بنابراین در منطقه شمالگان که گرم‌تر است، حفره اوزونی مشابه حفره اوزون جنوبگان تشکیل نمی‌شود. معمولاً تاوه قطبی جنوبگان از ماه اوت تا نوامبر وجود دارد. شکل ۱۴-۴ نمونه‌ای از تاوه قطبی را نشان می‌دهد.



شکل ۱۴-۴ نمونه‌ای از یک تاوه قطبی (سایت GSFC)

۴-۹-۱- عامل کاهش سرعت جت شبانه قطبی

هنگامی که یک موج سیاره‌ای ایستا به آرام‌سپهر گسترده می‌شود، ممنوم شرقی آن کاهش یافته و همچنین سرعت جت استریم زمستانی غربی را کاهش می‌دهد و حتی می‌تواند آنرا جابجا کند. این جابجایی می‌تواند باعث جابجایی تاوه قطبی شود. کاهش ممنوم شرقی در آرام‌سپهر قطبی و کاهش سرعت جت شبانه قطبی، شکست موج (wave breaking) نام دارد. این پدیده باعث گرمایش ناگهانی آرام‌سپهری

می‌شود. در غیاب امواج آرام‌سپهری و گردش براور-دابسون ناشی از آن، منطقه قطبی در اواسط زمستان بسیار سردتر خواهد بود.

۴-۹-۲- تفاوت انتقال بهاری در نیم کره شمالی و نیم کره جنوبی

در فصل بهار شیب دمای نصف‌النهاری و باد، ضعیف می‌شود و گردش هوا شامل حرکات صعودی در مناطق حاره‌ای و حرکات نزولی نسبتاً قوی در سرتاسر آرام‌سپهر عرض‌های برون حاره‌ای است. در بهار نیم کره جنوبی (ماه سپتامبر) دماهای قطبی سردتر و بادهای مداری شدیدتر از بهار نیم کره شمالی (ماه مارس) است. این اختلاف ناشی از وجود امواج سیاره‌ای ضعیف‌تر در طی زمستان و اوایل بهار در نیم کره جنوبی در مقایسه با آن در نیم کره شمالی است. در نتیجه از بین رفتن (break up) تاوه قطبی نیم کره جنوبی تا اواخر بهار نیم کره جنوبی (ماه نوامبر) به تأخیر می‌افتد.

۴-۹-۳- تبادل آرام‌سپهر - وردسپهر

انتقال اوزون و سایر گازهای جوی از راه وردایست صورت می‌گیرد. منظور از تبادل آرام‌سپهر - وردسپهر (STE) معمولاً توزیع اوزون جوی، بویژه کاهش اوزون آرام‌سپهر پایینی و افزایش اوزون وردسپهری است. تبادل آرام‌سپهر - وردسپهر، همچنین بر توزیع گسیل ناشی از هواپیماها، ساختار قائم هواویزها و گازهای گلخانه‌ای تأثیر دارد. این تبادل به حرکات هوا به داخل آرام‌سپهر و خروج هوا از آرام‌سپهر تقسیم می‌شود. تبادل آرام‌سپهر - وردسپهر از راه‌های متفاوت از قبیل بلاکینگ و اچرخندی (blocking anticyclones)، بریدگی چرخندی (cutoff low) و کشیدگی وردایست (tropopause folding) صورت می‌گیرد. و اچرخندهای بزرگ در وردسپهر ممکن است برای چند هفته در منطقه‌ای ساکن باشند. حضور سامانه بلاکینگ و اچرخندی باعث کاهش اوزون کلی در منطقه می‌شود که به دو طریق صورت می‌گیرد. در روش اول، جریان و اچرخندی اطراف پرفشار، هوای عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر را به طرف قطب منتقل می‌کند. توده هوای مناطق حاره‌ای و جنب حاره‌ای دارای اوزون کلی کمتری نسبت به توده هوای قطبی است. بنابراین هوای دارای اوزون کمتر، جانشین هوای دارای اوزون بیشتر می‌شود. در روش دوم، دماهای گرم‌تر مربوط به بلاکینگ پرفشار، باعث خم شدن سطح هم‌دمای پتانسیل به سمت بالا می‌شوند که این خود باعث خم شدن وردایست به سمت بالا می‌شود. از آن جا که چگالی اوزون در وردسپهر کمتر از آرام‌سپهر است، بنابراین افزایش مقیاس قائم وردسپهر باعث کاهش چگالی ستون اوزون می‌شود. بنابراین بلاکینگ پرفشاری توسط انتقال هوای وردسپهری به سمت قطب و خم شدن وردایست به سمت بالا می‌تواند زمان فرایند رخداد تبادل آرام‌سپهر - وردسپهر را افزایش دهد.

سامانه‌های بریدگی چرخندی، چرخندهای سطوح بالا هستند که از جریان اصلی جت استریم وردسپهری بالا بریده می‌شوند. سامانه‌های مورد نظر معمولاً با الگوهای بلاکینگ مرتبط‌اند. اکثر سامانه‌های بریدگی چرخندی در طی ماه‌های تابستان تشکیل می‌شوند و می‌توانند تا چند روز باقی بمانند. با ایجاد سامانه

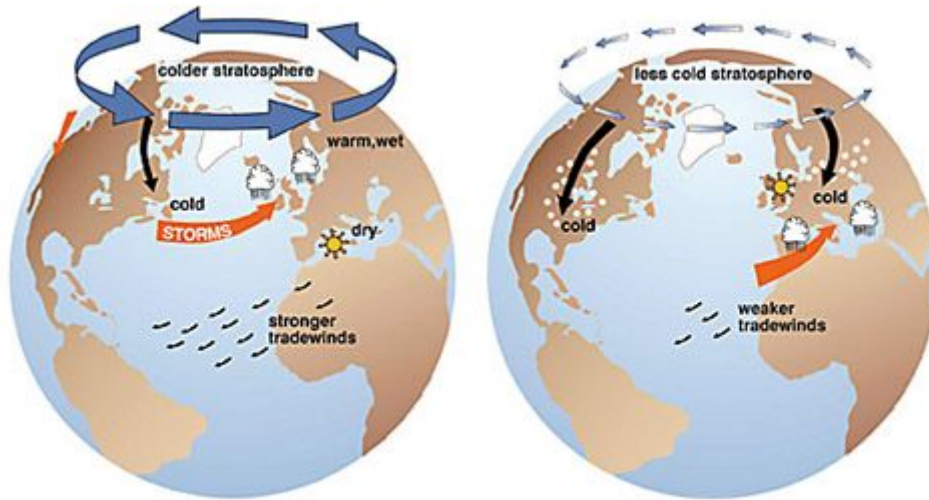
بریدگی چرخندی، هوایی با ویژگی‌های هوای قطبی در منطقه محبوس می‌شود که این هوا شامل هوای سرد با تاوایی پتانسیلی بالا است. سامانه بریدگی چرخندی سازوکاری برای انتقال افقی هوا دارد و پتانسیل آن برای تبادل آرام‌سپهر- وردسپهر حائز اهمیت است. همچنین سامانه بریدگی چرخندی توانایی برای ایجاد همرفت بزرگ مقیاس دارد. از طریق حرکات بالارو (updraft) همرفتی، هوای وردسپهری می‌تواند از میان وردایست انتقال یابد. این عمل سرانجام می‌تواند باعث فرسایش وردایست شده و منطقه‌ای با اختلاط قائم هوای آرام‌سپهری و وردسپهری ایجاد کند. سپس وردایست ممکن است در ارتفاعی بالای لایه آمیخته بازسازی شود. بنابراین اوزون آرام‌سپهری در ارتفاع زیرین تسخیر می‌شود.

کشیدگی وردایست سازوکار دیگری از تبادل آرام‌سپهر- وردسپهر است که معمولاً در هسته جت استریم‌ها روی می‌دهد. این پدیده معمولاً در عرض‌های جغرافیایی میانی قابل توجه می‌شود. این کشیدگی معمولاً جنب غربی سامانه‌های بریدگی کم‌فشار رخ می‌دهند. در جریان این رویداد، هوای تمیز، خشک و غنی از اوزون با تاوایی پتانسیلی بالای آرام‌سپهری به سمت پایین یعنی سطوح وردسپهر منتقل می‌شوند. مشاهدات اطراف پدیده نشان می‌دهد که هوای وردسپهری نیز به صورت گردشی به سمت بالا فرارفت می‌یابد. این هوای وردسپهری شامل مقادیر بالای بخار آب، کربن مونوکسید و هواویز با تاوایی پتانسیلی پایین است. در ۱۹۸۵ تحقیقی در مورد فرایند نفوذ اوزون آرام‌سپهری به وردسپهر در ژاپن صورت گرفته است (Muramatsu et al, 1985). بر طبق نتایج به دست آمده از این تحقیق، تبادل آرام‌سپهر- وردسپهر نقش مهمی در توزیع اوزون و زمان اقامت اوزون در آرام‌سپهر و وردسپهر دارد. همچنین در زمستان، انتقال اوزون در شمال ژاپن رخ می‌دهد. این انتقال از آرام‌سپهر به وردسپهر در اثر کشیدگی وردایست مربوط به جت استریم جبهه قطبی است.

در سال ۲۰۰۵ تحقیقی در مورد اختلاط اوزون آرام‌سپهری به وردسپهر میانی و وردسپهر پایینی در Hawaii صورت گرفته است (Cooper et al, 2005). بنابر نتایج این تحقیق، اختلاط مورد نظر که در ماه فوریه روی داده در اثر نفوذ هوای آرام‌سپهری عرض‌های میانی به مناطق حاره‌ای نیم‌کره شمالی مربوط به جت جنب حاره‌ای اقیانوس آرام است. افزایش اوزون به طور آشکار در اوزون وردسپهری در مقایسه با داده‌های ثبت شده بلندمدت مشاهده شده است. این اختلاط از حرکات همرفتی ناشی از فرارفت نسبی هوای سرد عرض‌های میانی به مناطق حاره‌ای به وجود آمده است.

۴-۹-۴- نوسان شمالگان (Arctic Oscillation)

منظور از نوسان شمالگان وجود الگوهای فشاری جوی مخالف در عرض‌های جغرافیایی میانی و بالایی است. در فاز مثبت نوسان شمالگان، آرام‌سپهر شمالگان بسیار سرد و تاوه قطبی قوی تر است. در فاز مثبت نوسان شمالگان در عرض‌های میانی پرفشار و در عرض‌های بالایی کم‌فشار تشکیل می‌شود و در مدیترانه و امریکا، هوا گرم و خشک تر و در اسکاندیناوی هوا مرطوب‌تر از حد معمول می‌شود شکل ۱۵-۴.



تأثیر فاز مثبت AO

تأثیر فاز منفی AO

شکل ۱۵-۴ تاوه قطبی القا شده با نوسان شمالگان (سایت nsdic)

در سال ۲۰۰۵ تحقیقی در مؤسسه فیزیک فضای سوئد (کیرونا) در مورد ارتباط اوزون کلی با نوسان شمالگان صورت گرفته است (Nikulin, 2005). نتایج تحقیق نشان داده که در زمستان، شاخص نوسان شمالگان (AO) از نظر فازی مخالف مقادیر اوزون کلی است. به بیانی دیگر، فاز مثبت نوسان شمالگان مطابق با کاهش مقادیر اوزون کلی در عرض‌های میانی است.

Angell, J. K., and J. Korshover, 1964, Quasi-Biennial Variations in Temperature, Total Ozone, and Tropopause Height, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21, 479–492 .

Cooper, O. R., et al. (2005), Direct transport of midlatitude stratospheric ozone into the lower troposphere and marine boundary layer of the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D23310, doi:10.1029/2005JD005783.

Graedel, T. E., J. Crutzen Paul, 1993, *Atmospheric Change*.

Herman, J. R., P. K. Bhartia, J. Ziemke, Z. Ahmad, and D. Larko. UV-B increases (1979–1992) from decreases in total ozone, *Geophysical Research Letters*, 23, 2117–2120, 1996.

Horvath, M., L., Bilitzky and J., Huttne, 1985, *OZONE*.

James, P. M., 1998, A climatology of ozone mini-holes over the Northern hemisphere, *Int. J. of Climatol.* 18, 1287-1303.

Krzyscin, J.W., 2000, Total ozone influence on the surface UV-B radiation in the late spring-summer 1963-1997: An analysis of multiple timescales, *J. Geophys. Res.*, 105, Issue D4, p. 4993-5000 .

Mote, P. W., J. R., Holton, J. M., Wallace, 1991, Variability in total ozone associated with baroclinic waves, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 1900–1903 .

Muramatsu, H., Y. Makino, M. Hirota, T. Sasaki, ., 1985, Intrusion process of stratospheric ozone into the troposphere over Japan, In *International Council of Scientific Unions Handbook for MAP*, Vol. 18 4 p (SEE N86-27719 18-46).

Nikulin, G., 2005, Impact of Rossby waves on ozone distribution and dynamics of stratosphere and troposphere, IRF scientific report 285, Swedish Institute of Space Physics Kiruna.

Stephen, J. Reid, 2000, *Ozone and Climate Change*, National Oceanic and Atmospheric Administration Colorado, USA.

Vlamakis, A., 2005, Tropopause and total ozone at mid-latitudes, *International Journal of Remote Sensing*, 26, 3605 – 3612.

Wai, C. M. and F. S. Rowland, “The Stereochemistry of Energetic Chlorine Atom Exchange in Alkyl Halides,” *J. Phys. Chem.*, 74, 434-438 (1970).

Weiss, A. K., J. Staehelin, C. Appenzeller, and N. R. P. Harris (2001), Chemical and dynamical contributions to ozone profile trends of the Payerne (Switzerland) balloon soundings, *J. Geophys. Res.*, 106(D19), 22,685–22,694.

http://code916.gsfc.nasa.gov/Public/Analysis/aircraft/tote/vote_f6.gif

http://nsidc.org/arcticmet/patterns/arctic_oscillation.html

<http://toms.gsfc.nasa.gov/>

http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozone/oz_class.htm

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/sbu2to/ozone_hole.sht

<http://www.gsfc.nasa.gov>

<http://www.iac.ethz.ch/en/research/chemie/tpeter/totozon.html>

<http://www.nasa.gov/centers/goddard/home/index.html>

<http://www.theozonehole.com/index.htm>