



جمهوری اسلامی ایران
وزارت علوم، تحقیقات و فناوری
دانشگاه پیام نور

شیمی جو و تغییرات آن

دکتر عباسعلی آروین
عضو هیأت علمی دانشگاه پیام نور

فهرست مطالب

۶	فصل اول
۶	ویژگی های شیمیایی اتمسفر
۷	۱-۱- مقدمه
۸	۱-۲- تکامل اتمسفر
۱۰	۱-۲-۱- جو نخست
۱۰	۱-۲-۲- جو دوم
۱۱	۱-۲-۳- جو سوم
۱۱	۱-۳- ساختار اتمسفر
۱۲	۱-۳-۱- لایه های اتمسفر
۱۴	۱-۳-۲- لایه تروپوسفر
۱۵	۱-۳-۲-۲- ترکیبات هوا در تروپوسفر
۱۶	۱-۳-۳- استراتوسفر
۱۷	۱-۳-۴- مزوسفر (میان سپهر)
۱۷	۱-۳-۵- یونوسفر (گرم سپهر)
۱۹	۱-۳-۶- ترموسفر
۲۲	۱-۳-۹- هوموسفر و هتروسفر
۲۳	۱-۴- چگالی و جرم
۲۴	۱-۵- تشکیل عناصر
۲۵	۱-۶- اجزاء تشکیل دهنده اتمسفر
۲۶	۱-۶-۱- اکسیژن
۲۷	۱-۶-۱-۱- خواص فیزیکی و شیمیایی عنصر اکسیژن:
۲۷	۱-۶-۱-۲- واکنشهای اکسیژن در اتمسفر
۲۸	۱-۶-۲- آزون

۳۱ اثرات زیست‌شناختی تخریب اُزون
۳۲ علت تخریب لایه اُزون
۳۴ کلروفلوروکربن‌ها: (SCFC)
۳۵ هالونها
۳۵ متیل بروماید
۳۶ ۷-نیتروزن
۳۶ ۱-۷-اکسیدهای نیتروزن
۳۷ ۲-۷-واکنش‌های نیتروزن در اتمسفر
۳۸ ۳-۷-اکسیدهای نیتروزن در اتمسفر
۳۹ ۴-۷-آثار اکسیدهای نیتروزن
۴۰ ۸-۱-مونواکسید کربن
۴۱ ۱-۸-آثار مونواکسید کربن بر سلامت انسانها
۴۱ ۲-۸-سرنوشت مونواکسید کربن در اتمسفر
۴۲ ۱۰-۱-دی‌اکسید کربن
۴۲ ۱۱-۱-دی‌اکسید سولفور
۴۳ ۱-۱۱-دی‌اکسید گوگرد در اتمسفر
۴۵ ۲-۱۱-واکنش‌های دی‌اکسید گوگرد در اتمسفر
۴۵ ۳-۱۱-اثر دی‌اکسید گوگرد بر محیط زیست و انسان
۴۶ ۱۲-۱-آب در اتمسفر
۴۷ ۱۳-۱-اثر گلخانه‌های
۴۸ ۱۴-۱-ذرات در اتمسفر
۴۹ ۱۵-۱-باران اسیدی
۵۰ ۱-۱۵-اثر بارش‌های اسیدی
۵۱ ۱۶-۱-هسته‌های رادیواکتیو در اتمسفر

۵۱ ۱۷-۱- مه دود
۵۳ ۱۷-۱- آثار مه دود
۵۴ ۱۸-۱- سرب در اتمسفر
۵۵ ۱۹-۱- جیوه
۵۵ ۱۹-۱- فرم فلزی جیوه :
۵۵ ۱۹-۲- فرم آلی جیوه :
۵۶ ۲۰-۱- دی اکسینها
۵۷ ۲۱-۱- واقعیتهایی درباره اتمسفر محدودمان
۵۷ ۲۲-۱- نیمه عمر
۵۸ ۲۲-۱- کربن ۱۴؛ کلید تشخیص دقیق عمر
۶۰ ۲۲-۲- چگونگی تولید کربن ۱۴
۶۰ ۲۲-۳- منابع ورود کربن ۱۴ به جو زمین
۶۰ ۲۲-۴- تعیین سن
۶۳ ۲۳-۱- رعد و برق به عنوان یک واکنش الکتروشیمیایی در جو
۶۶ فصل دوم
۶۶ آلوده گی هوای شهری مرتبط با عوامل جوی و تغییرات آزون
۶۷ ۲-۱- مقدمه
۶۹ ۲-۲- تغییرات آزون
۷۰ ۲-۲-۱- آزون سطحی
۷۱ ۲-۲-۱- اثرات زیست محیطی ناشی از افزایش غلظت آزون سطحی
۷۱ ۲-۳- تغییرات میزان آزون سطحی
۷۴ ۲-۳-۱- تغییرات ساعتی مقادیر آزون در طول شبانه روز
۷۶ ۲-۴- تأثیر مستقیم عوامل جوی بر تغییرات آزون
۸۱ ۲-۵- اثر جمعی عوامل جوی بر تغییرات آزون

- ۶-۲- تحلیل سلامتی انسان در ارتباط با تراکم اُزون..... ۸۵
- ۱-۷-۲- سری زمانی تغییرات اُزون..... ۹۱
- ۲-۷-۲- الگوی گردشی مربوط به روزهای با مقادیر حداقل اُزون ۹۱
- ۳-۷-۲- الگوی گردشی مربوط به روزهای با مقادیر حداکثر اُزون ۹۳
- ۳-۷-۲- الگوی گردشی مربوط به روزهایی که مقدار اُزون بیشترین تکرار را دارد..... ۹۵
- ۴-۷-۲- تحلیل آماری الگوهای همدید و مقادیر اُزون کلی ۹۷
- ۸-۲- جمع بندی و نتیجه گیری ۱۰۰
- ۹-۲- ارتباط الگوهای پیوند از دور با میزان اُزون کلی در اصفهان ۱۰۳
- ۱-۹-۲- بررسی اثر شاخص SOI بر روی تغییرات اُزون کلی ۱۰۶
- ۲-۹-۲- اثر سایر شاخص های ENSO بر روی تغییرات اُزون کلی ۱۰۹
- ۳-۹-۲- اثر شاخص NAO و AO بر روی تغییرات اُزون کلی..... ۱۱۰
- ۴-۹-۲- ارتباط شاخص وزش باد با تغییرات اُزون کلی..... ۱۱۲
- ۱۰-۲- جمع بندی و نتیجه گیری ۱۱۳

فصل اول

ویژگی‌های شیمیایی اتمسفر

۱-۱- مقدمه

واژه اتمسفر از ترکیب دو واژه یونانی atmos (بخار) و sphaira (کره) مشتق شده است. و به لایه نازک هوایی که کره زمین را در بر گرفته اطلاق می گردد. هواکره در کنار سنگ کره و آب کره و زیست کره جزء اصلی اکوسیستم کره زمین است که در تعامل با دیگر اجزاء کره زمین، تشکیل و ادامه حیات موجودات زنده را گی دارد.

جرم تقریبی اتمسفر معادل $5/6 \times 10^{14}$ تن است و تقریباً یک میلیونیم جرم کره زمین است. گذار اتمسفر زمین به فضای کیهانی به تدریج انجام می شود بطوریکه می توان ادعا داشت اتمسفر مرز مشخصی ندارد و بتدریج در فضای بین سیاره ای گم می شود. آثار گازهای اتمسفر تا ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری آشکار است و لذا می توان مرز قراردادی اتمسفر را در ارتفاع ۳۰۰۰ متری قلمداد کرد. زیرا غلظت مواد تشکیل دهنده اتمسفر در ارتفاع یاد شده به حد مواد بین سیاره ای می رسند.

وجود جو در سیاره زمین به دو عامل بسیار مهم نیروی جاذبه و دمای سیاره بستگی دارد. سیاراتی که در زمان پیدایش منظومه شمسی بزرگ و حجیم بودند، نیروی جاذبه بیشتری داشتند و گازهای پیرامون خود را حفظ کردند. ولی اجرام کوچک و کم حجمی مانند تیر (عطارد) و ماه گازهای پیرامون خود را در مرحله اولیه پیدایش از دست دادند. آنها پس از مدتی سرد شدند و به شکل جامد درآمدند. همه ذرات با یک سرعت خاص می توانند بر نیروی جاذبه سیارات غلبه کنند و از آنها بگریزند. این سرعت در سیارات مختلف متفاوت است. برای مثال در کره زمین سرعتی معادل $11/2$ کیلومتر در ثانیه برای گریز از پیرامون زمین نیاز است.

سرعت یک ذره گاز به چگالی آن و دمای اطرافش بستگی دارد. هیدروژن و هلیم بسیار سبک هستند بنابراین نخستین گازهایی اند که از محیط یک سیاره می گریزند. برخلاف آنها دی اکسید کربن و آرگون که گازهای سنگینی هستند پس از سایر گازها از اطراف سیارات دور می شوند. به همین دلیل بود که ماه و تیر جو خود را سالیان پیش از دست دادند.

مطالعات نشان داده است که سیاراتی مانند زهره، زمین، مشتری، زحل، اورانوس و نپتون جو ضخیمی دارند. تیر نزدیکترین سیاره به خورشید است و دمای بسیار زیادی دارد. بنابراین جو بسیار رقیقی دارد. به نوعی که می توان گفت جو ندارد. جو سیاره زهره بسیار ضخیم است و غالباً از دی اکسیدکربن تشکیل

شده است و فشار جو در این سیاره صد برابر فشار جو زمین است. فشار جو در مریخ کمتر از ۰/۰۱ فشار جو زمین است.

۱-۲- تکامل اتمسفر

ترکیب کنونی اتمسفر زمین حاصل تکامل پیچیده و طولانی است. از زمانهای بسیار دور تا کنون اتمسفر زمین تحولات گوناگونی را پشت سر گذاشته و بتدریج تکامل یافته تا بشکل امروزی در آمده است. در جدول ۱-۱ این تحول طولانی از دورترین دوران های زمین شناسی تا کنون بر حسب تغییرات فشار اتمسفری سطح و تغییرات در جرم اجزای تشکیل دهنده اتمسفر نشان داده شده است. در این جدول به روشنی افزایش برخی اجزاء و روند افزایشی اکسیژن و نیز نوسانات بسیار در مقدار بخار آب موجود در اتمسفر مشاهده می شود. این تغییرات در جرم اجزای تشکیل دهنده زمین و نیز فشار هوا بوده است. لذا این تغییرات بسمت افزایش نسبت اکسیژن و نوسانات شدید در مقدار بخار آب جو بوده است. همچنین مشاهده می شود که دمای اتمسفر در هوای سطحی زمین بر حسب افزایش و کاهش برخی اجزاء دستخوش تحولی نسبتاً چشمگیر شده و بطور کلی در جهت کاهش دما بوده است.

جدول ۱-۱ چگونگی تکامل ترکیب اتمسفر زمین براساس برانزده‌ترین برنامه کامپیوتری (لا وود* ۱۹۸۶)

دمای سطح زمین (K) T _{surf} (کلوین)	دمای مؤثر** (K) T _{eff} (کلوین)	جرم اجزای تشکیل دهنده اتمسفر							فشار سطح دریا	زمان (به بیلیون سال)
		H ₂ O (۱۰ ^{۲۱} g)	Ar (۱۰ ^{۱۹} g)	NH _۳ (۱۰ ^{۱۷} g)	CH _۴ (۱۰ ^{۲۱} g)	CO _۲ (۱۰ ^{۲۱} g)	O _۲ (۱۰ ^{۲۱} g)	N _۲ (۱۰ ^{۲۱} g)		
۳۰۵	۲۱۲۷	۴/۱۸	۰/۰۴	۰/۷۴	۳/۳۷	۲۳/۲ =	۰	۰/۷۵	۲/۲۵	۴/۲۵
۳۱۴	۲۱۸	۷/۶۸	۰/۱۶	۱/۷۶	۵/۱۴	۱۳/۴ =	۰	۰/۵۶	۱/۳۷	۴/۱۰۰
۳۱۷	۲۱۹	۹/۶۷	۰/۳۴	۲/۲۳	۶/۰۰	۸/۲۸	۰	۰/۳۲	۱/۳۹	۳/۷۵
۳۱۵	۲۱۹	۸/۲۷	۰/۵۷	۲/۲۹	۵/۹۳	۵/۲۷	۰	۰/۳۱	۱/۳۲	۳/۵۰
۳۱۰	۲۲۰	۵/۷۵	۰/۸۶	۲/۱۵	۳/۳۹	۳/۵۴	۰	۰/۵۲	۱/۲۲	۳/۲۵
۳۰۴	۲۲۱	۳/۷۷	۱/۱۸	۱/۹۰	۴/۵۶	۲/۴۸	۰	۰/۸۷	۱/۱۰	۳/۱۰۰
۲۹۹	۲۲۴	۲/۶۱	۱/۵۴	۱/۶۲	۳/۵۲	۱/۸۱	۰	۱/۳۱	۰/۹۷	۲/۷۵
۲۹۷	۲۳۰	۲/۳۰	۱/۹۳	۱/۴۶	۲/۲۲	۱/۳۷	۰	۱/۵۷	۰/۳۷	۲/۵۰
۲۹۴	۲۳۸	۱/۸۶	۲/۳۵	۱/۰۹	۰/۹۳	۱/۰۳	۰	۲/۱۴	۰/۶۲	۲/۲۵
۲۸۱	۲۵۰	۰/۷۷	۲/۷۹	۰	۰	۰/۶۴۶	۰/۰۶	۳/۷۶	۰/۷۵	۲/۱۰۰
۲۷۹	۲۵۱	۰/۶۹	۳/۲۵	۰	۰	۰/۳۶۵	۰/۰۶	۳/۸۱	۰/۷۶	۱/۷۵
۲۷۹	۲۵۲	۰/۶۹	۳/۷۲	۰	۰	۰/۲۱۵	۰/۰۸	۳/۸۴	۰/۷۷	۱/۵۰
۲۸۰	۲۵۳	۰/۷۱	۴/۲۱	۰	۰	۰/۱۱۷	۰/۰۸	۳/۸۷	۰/۷۷	۱/۲۵
۲۸۰	۲۵۴	۴/۷۲	۴/۷۰	۰	۰	۰/۰۴۹	۰/۰۹	۳/۸۹	۰/۷۸	۱/۱۰۰
۲۸۱	۲۵۵	۰/۷۹	۵/۲۱	۰	۰	۰/۰۲۴	۰/۱۰	۳/۹۰	۰/۷۸	۰/۷۵
۲۸۳	۲۵۶	۰/۹۰	۵/۷۲	۰	۰	۰/۰۲۴	۰/۱۰	۳/۹۱	۰/۷۹	۰/۵۰
۲۸۵	۲۵۶	۱/۰۲	۵/۹۳	۰	۰	۰/۰۲۴	۰/۴۳	۳/۹۱	۰/۸۵	۰/۴۰
۲۸۶	۲۵۶	۱/۱۰	۶/۱۴	۰	۰	۰/۰۲۴	۰/۶۹	۳/۹۲	۰/۹۰	۰/۳۰
۲۸۸	۲۵۵	۱/۱۶	۶/۳۵	۰	۰	۰/۰۲۴	۰/۸۶	۳/۹۲	۰/۹۴	۰/۲۰
۲۸۸	۲۵۵	۱/۲۱	۶/۵۵	۰	۰	۰/۰۲۴	۱/۰۳	۳/۹۲	۰/۹۷	۰/۱۰
۲۸۸	۲۵۵	۱/۲۷	۶/۷۶	۰	۰	۰/۰۲۴	۱/۲۱	۳/۹۲	۱/۰۰	۰

* Lock wood

** دمای مؤثر دمایی است فرضی، که احساس آن به وسیله ترکیب متفاوت از رطوبت نسبی و سرعت باد، به وجود می‌آید و با دمای پایه در شرایط ۱۰۰ درصد رطوبت نسبی و سرعت باد معادل ۰/۱۵ متر در ثانیه مقایسه می‌شود. دمای مؤثر در تکنیک و معماری کاربرد فراوان دارد.

در این جدول مشاهده می‌شود که گاز نیتروژن N₂ از حداقل میزان خود در ۴/۲۵ میلیارد سال قبل به حدکثر میزان خود در زمان کنونی رسیده است. همچنین اکسیژن که مقدار آن تا دو میلیارد سال قبل صفر بوده افزایش قابل توجهی داشته و بر عکس گاز CO₂ یا دی اکسید کربن کاهش قابل توجهی را تجربه کرده است. گازهایی مانند CH₄ یا متان و NH₃ یا آمونیاک از دو میلیارد سال به این سو از بین رفته و اثری از آن در جو کره زمین نیست. آرگون نیز با افزایش قابل توجهی همراه بوده است.

۱-۲-۱- جو نخست

جو نخست زمین حدود ۴,۵۷ میلیارد سال پیش شکل گرفت که شامل گازهای هیدروژن و هلیم بود. که پس از مدتی به دلیل سبک بودن، بر گرانش زمین غلبه کردند و به فضا گریختند. جو دوم حدود ۳,۵ یا ۲,۷ میلیارد سال پیش شکل گرفت و شامل گازهایی مانند بخار آب، دی‌اکسید کربن و آمونیاک بود. با فعالیت باکتری‌ها و انجام فرایند فتوسنتز و عوامل دیگر، اکسیژن در جو آزاد شد و موجب شکل‌گیری جو سوم شد. در این زمان، ابردوران پیرازیستی شکل گرفت که طی آن جانوران با تنفس اکسیژن، زندگی‌های جانوری را تشکیل دادند.

منظومه شمسی و کره زمین حدود ۴,۶ میلیارد سال پیش و جو زمین حدود ۴,۵۷ میلیارد سال پیش شکل گرفتند. نخستین جو زمین را به احتمال زیاد هیدروژن (H_2) و هلیم (He) تشکیل می‌دادند. زیرا این دو گازهای اصلی تشکیل دهنده گرد و غبار بودند که به دور از خورشید، سیارات را تشکیل می‌دادند. در آن زمان، زمین و جو آن بسیار داغ بودند. مولکول‌های هیدروژن و هلیم به ویژه در دمای زیاد سریع حرکت می‌کردند. سرعت حرکت این مولکول‌ها آن قدر زیاد بود که سرانجام بر گرانش زمین غلبه کردند و به فضا گریختند.

۱-۲-۲- جو دوم

جو دوم حدود ۳,۵ یا ۲,۷ میلیارد سال پیش شکل گرفت. پیدایش جو دوم احتمالاً با فعالیت‌های آتشفشانی مرتبط بوده است. آتشفشان‌ها با انتشار بخار آب (H_2O)، دی‌اکسید کربن (CO_2) و آمونیاک (NH_3) جو دوم را پدید آوردند. هم‌چنین، گازهایی مانند نیتروژن و مونوکسید کربن در جو دوم وجود داشتند. اکسیژن توسط باکتری‌های ساده و تابش پرتوهای فرابنفش (دارای طول موج کوتاه) بر بخار آب در جو دوم پدید آمد. به طوری که پرتوهای فرابنفش با انرژی بسیار خود بخار آب را شکستند و آن را به هیدروژن و اکسیژن تبدیل کردند که هیدروژن از جو گریخت و اکسیژن در جو باقی ماند. پس از آن، عمل فتوسنتز آغاز به فعالیت کرد. موجودات زنده مانند سیانوباکترها (جلبک‌های سبزآبی)، کربن دی‌اکسید و آب را دریافت کردند و آن‌ها را در فتوسنتز به کار بردند و کربوهیدرات (مواد قندی) تولید کردند و موجب آزادسازی اکسیژن شدند. کشف سیانوباکترها در سنگ‌های آهک ۳,۵ میلیارد ساله نشان می‌دهد که سیانوباکترها در آن زمان وجود داشته‌اند.

۱-۲-۳- جو سوم

جو سوم حدود ۴۰۰ میلیون سال پیش پدید آمد. بسیاری از مولکول‌های کربن دی‌اکسید (CO₂) در اقیانوس‌ها حل شدند و باکتری‌های ساده‌ای پدید آمدند که اکسیژن تولید کردند. در همین زمان، مولکول‌های آمونیاک توسط تابش خورشید شکسته شدند و نیتروژن و هیدروژن‌های آن‌ها از هم جدا شد و هیدروژن‌ها به دلیل سبک بودن خود از جو به فضا گریختند. در این زمان، ابردوران پیرازیستی (ابدورانی که جانوران در زمین فراوان شدند) شکل گرفت که طی آن جانوران با تنفس اکسیژن انواع مختلف زندگی جانوری را آغاز کردند. جو زمین زمانی تکامل یافت که دارای اکسیژن شد. این مولکول سپس خود موجب پیدایش لایه اوزون شد؛ لایه‌ای که از زندگی بر روی زمین محافظت می‌کند و از ورود پرتوهای مضر فرابنفش به سطح زمین جلوگیری می‌کند.

برای جو نمی توان حدی مشخص قائل شد زیرا از غلظت گازهای تشکیل دهنده هر چه از سطح زمین دور می شویم، کاسته می شود. تا جایی که ذرات و اتمهای گاز به فاصله های بسیار زیاد از هم قرار می گیرند. بر مبنای تجربه می توان گفت که تا ارتفاع ۱۰۰۰ کیلومتری نیز آثار وجود گاز مشاهده شده است. علاوه بر گازهای موجود در جدول فوق مقدار زیادی بخار آب نیز در جو وجود دارد و همچنین گازهایی مانند هیدروژن و گازهای رادیواکتیویته مانند رادن (Radon) در جو دیده شده است. همچنین همیشه ذرات دیگری مانند گرد و خاک و دود کارخانجات و نمکهای مختلفه را می توان در هوا یافت.

۱-۳- ساختار اتمسفر

ساختار اتمسفر را از دیدگاه‌های مختلف می‌توان مورد بررسی قرار داد. یکی از دیدگاه‌ها تغییرات دما نسبت به افزایش ارتفاع است که بدان لایه‌بندی حرارتی می‌گویند. بدین مفهوم که در برخی لایه‌ها با افزایش ارتفاع، دما افزایش و در برخی لایه‌ها با افزایش ارتفاع، دما کاهش می‌یابد. دیدگاه دیگر از نظر اجزاء تشکیل دهنده جو است. بدین شکل که با افزایش ارتفاع نوع گازهای موجود در جو تغییر می‌کند بر این اساس گازهای با چگالی بیشتر در ارتفاعات پایینی و گازهای سبک تر در ارتفاعات بالاتر قرار دارند. دیدگاه سوم پدیده یونیزاسیون گازهای مختلف توسط تشعشعات خورشیدی است که بر حسب تغییر ارتفاع (افزایش ارتفاع) به اشکال مختلف پدیده یونیزاسیون رخ می‌دهد. آگاهی ما در مورد اتمسفر زمین مربوط به کاوش‌های مستقیم و غیر مستقیمی است که از اوایل قرن ۱۶ تا به امروز ادامه داشته است. در این میان پرتاب بالون، راکت، رادار، هواپیما و ماهواره کمک بسیار زیادی به شناخت اتمسفر کرده است.

۱-۳-۱- لایه های اتمسفر

اتمسفر زمین بر حسب چگونگی روند تغییرات دما، اختلاف چگالی، تغییرات فشار، تداخل گازها و بالاخره ویژگی های الکتریکی به لایه های متفاوتی به شرح زیر تقسیم بندی می شوند:

الف: تروپوسفر^۱

ب: استراتوسفر^۲

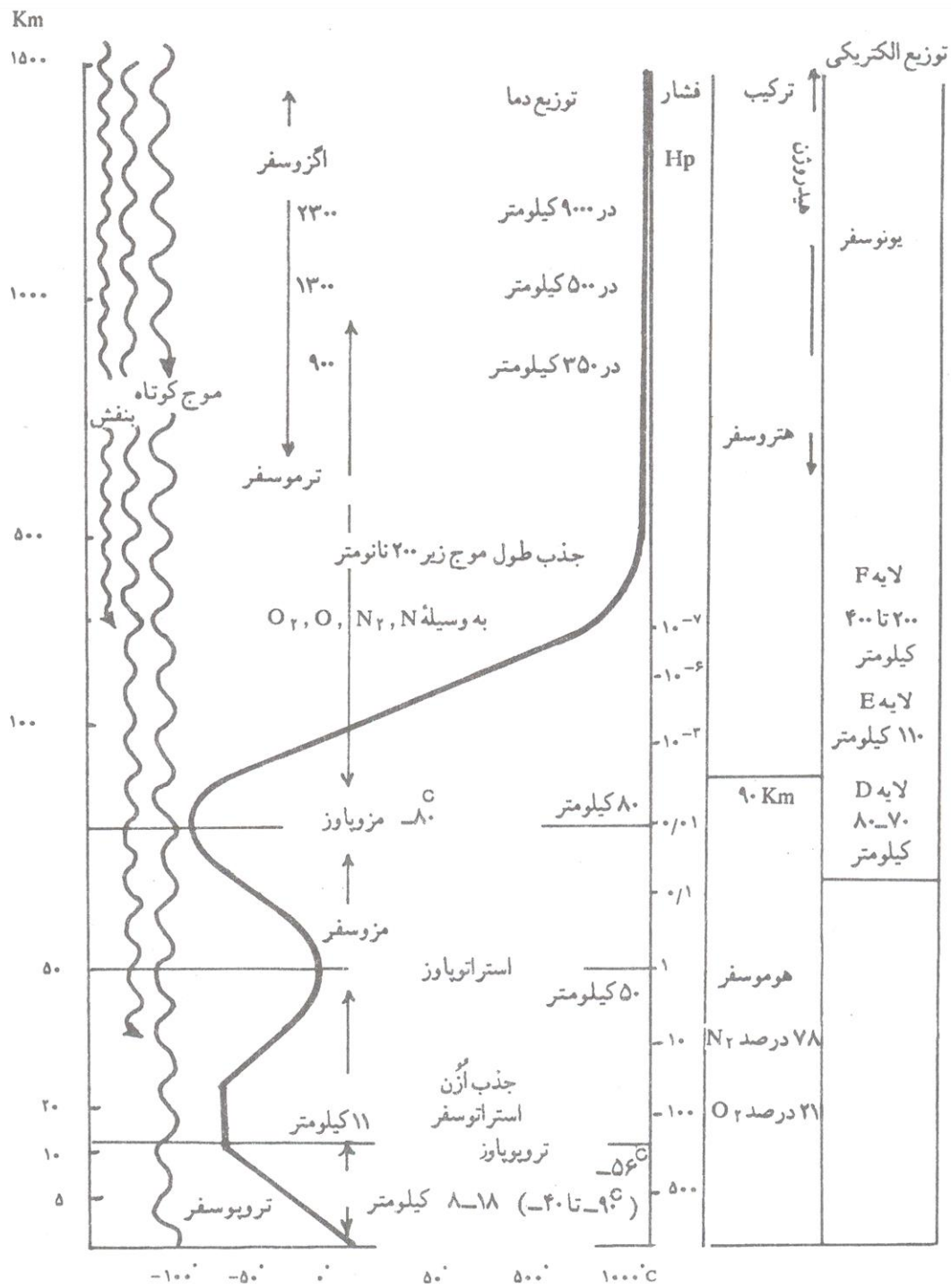
ج: مزوسفر^۳

د: یونوسفر^۴

ه: اگزوسفر^۵

مرز بین لایه های فوق با پسوند پاوز مشخص می شود مثلا مرز بین تروپوسفر با استراتوسفر را تروپوپاوز می نامند. در شکل شماره ۱-۱ ساختار اتمسفر و نحوه توزیع لایه های مختلف نشان داده شده است.

1 . Troposphere
2 . Stratosphere
3 . Mesosphere
4 . Ionosphere
5 . Exosphere



شکل ۱-۱: لایه بندی ساختار اتمسفر (کاوایانی و علیجانی ۱۳۷۹)

۱-۳-۲- لایه تروپوسفر

پایین ترین لایه جو که در بر دارنده بیشترین جرم هوا نیز است تروپوسفر نام دارد. چون تروپوسفر شدیداً در معرض انرژی تابشی خورشید قرار می گیرد، هوای مجاور سطح زمین تحت تأثیر فرایندهای فیزیکی همرفت، فرارفت، تبخیر و میعان واقع می شود. از این رو لایه مزبور را ورد سپهر به معنی کره متغییر نیز می نامند. برای مثال هوای مجاور سطح زمین را زیست سپهر می نامند در این ناحیه، حرکت نسبی هوا بسیار کم و جزئی است. گازهایی نظیر آمونیاک، متان، و رادون که به مقدار بسیار جزئی و کم در جو ردیابی می شوند در این لایه تأثیر بسیار مهمی دارند. این لایه شدیداً تحت تأثیر گازهایی نظیر اکسیژن و دی اکسید کربن که اساساً بر اثر فتوسنتز گیاهی ایجاد می شوند و انواع اکسیدهای اکسیژن و فعل و انفعالات باکتری زا قرار می گیرد. (قائمی ۱۳۷۵ : ۱۶۲). لایه تروپوسفر تا ارتفاع تقریباً ۱۱ کیلومتری از سطح زمین متغییر (۷-۱۸ کیلومتر) است. ضخامت این لایه در قطب حداقل و در استوا به حداکثر میزان خود می رسد. این لایه پایین ترین لایه اتمسفر است که وجه تمایز آن با سایر طبقات، تجمع کل بخار آب در این لایه است. به همین دلیل بسیاری از پدیده های جوی که با رطوبت ارتباط دارند مثل ابر، باران، برف، مه و رعد و برق و دیگر پدیده های جوی در این لایه رخ می دهند (زارع و همکاران ۱۳۸۷ :).

از دیگر ویژگی های این لایه کاهش دما با افزایش ارتفاع است که بدان لپس ریت اطلاق می گردد. البته با توجه به وجود رطوبت در این لایه، لپس ریت دما در این لایه کاملاً با شرایط رطوبتی بخصوص در سطح پایینی جو پیوند می خورد. تا سقف تروپوسفر که تروپوپاуз نامیده می شود کاهش دما با ارتفاع همچنان ادامه دارد (زارع و همکاران ۱۳۸۷ :).

دمای هوا در سطح زمین ۱۵ درجه سانتی گراد و در ارتفاع ۱۰ کیلومتر ۴۹٫۹- درجه سانتی گراد است. فشار در سطح زمین ۱۰۱۳ بار و در ارتفاع ۱۰ کیلومتر ۲۶۵ بار است. با افزایش ارتفاع، چگالی کاهش می یابد و در نتیجه تروپوسفر چگال ترین لایه جو است. ابرهایی مانند کومولوس و استراتوس در این لایه قرار دارند. در این لایه، مولکول های ازون تروپوسفری وجود دارند که آلاینده هستند. مولکول های ازون موجود در تروپوسفر می توانند به راحتی با بافت های زیستی واکنش داده و آن ها را از بین ببرند. این مولکول ها موجب احساس سوزش در شش های انسان می شوند. پژوهشگران دانش پزشکی دریافته اند که تنفس ازون بیش از چند ماه تا چند سال، یکی از عوامل برگشتناپذیری است که به شش های پستانداران آسیب می رساند. مولکول های ازون به ویژه برای کودکان، سالمندان و بزرگسالان خطرناک است. هر چه از سطح زمین بالاتر می رویم هوا سردتر می شود، زیرا از تعداد مولکول های هوا کاسته می شود. در لایه تروپوسفر

معمولا دما نسبت به ارتفاع کاهش می‌یابد. کاهش دما نسبت به ارتفاع را لپیس ریت گویند. بطور متوسط کاهش درجه حرارت نسبت به ارتفاع در طبقات پایین جو، $6/5$ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است که آنرا گرادیان قائم دما با لپیس ریت گویند.

۱-۳-۲- ترکیبات هوا در تروپوسفر

ازت، اکسیژن، ازن، گاز کربنیک، هیدروژن و گازهای نادر ترکیبات هوا در تروپوسفر را تشکیل می‌دهند که در جدول زیر درصد آن بدون آلودگی، وزن مولکولی و ثابت گاز را در تروپوسفر نشان می‌دهد. گاز ازت اصولاً بصورت مولکولی است. تجزیه مولکولهای ازت مشکل است و تا ارتفاع 500 کیلومتری غلظت ازت اتمی (N) خیلی کم است. ترکیبات ازت دار مانند دی اکسید ازت NO_2 که در اثر آتشفشان، آتش سوزی، دود کارخانجات و نظایر اینها وارد جو می‌شود که در اثر تجزیه و ترکیب با اکسیژن آزون تولید کند.

گاز اکسیژن توسط اشعه‌های فرابنفش خورشیدی تجزیه می‌شود. غلظت اکسیژن مولکولی با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد، در حالی که اکسیژن اتمی (O) نسبت به ارتفاع افزایش می‌یابد. به همین ترتیب میزان مولکول اکسیژن در تروپوسفر از سایر لایه‌های جوی بیشتر است، در ارتفاع 130 کیلومتری دو سوم اکسیژن موجود در آن ارتفاع بصورت اتمی است و در ارتفاع 500 کیلومتری مقادیر ناچیزی از اکسیژن مولکولی باقی مانده است. اکسیژن اتمی منبع تولید ازن است.

مقدار گاز کربنیک در حالت طبیعی در تروپوسفر $0,03$ درصد است، ولی امروزه به دلیل گسترش صنایع مقادیر آن رو به افزایش است. گاز کربنیک تابش خورشیدی را جذب کرده و تجزیه می‌شود. طول موج اشعه‌ای که باعث تجزیه گاز کربنیک می‌شود زیر $0,169$ میکرون بوده و این گستره موجی توسط اکسیژن (O_2) نیز جذب می‌شود و از تجزیه گاز کربنیک محافظت می‌کند. بدین ترتیب در ارتفاع 90 کیلومتری عمل فتوشیمیایی بر روی گاز کربنیک کم است. گاز کربنیک در تعادل حرارتی زمین و جو نقش بسیار مهمی دارد و تابشهای خروجی را در طول موج معین جذب و از کاهش حرارت جلوگیری می‌کند. این گاز جز آلوده کننده‌های جو به شمار می‌رود و بر اثر آشفته‌گیهای جوی آمیخته می‌شود. منابع تولید آن تنفس انسان، حیوان، احتراق، آتشفشان و صنایع است.

یکی دیگر از گازهای موجود در تروپوسفر اُزون است. آمیزش اکسیژن اتمی و اکسیژن مولکولی در حضور یک ذره سوم موجب تولید اُزون در تروپوسفر می‌شود.

۱-۳-۳- استراتوسفر

در بالای تروپوپاوز لایه استراتوسفر قرار دارد که ضخامت متوسط آن حدود ۲۳ کیلومتر است. این لایه در مرز ۵۰ کیلومتری از سطح زمین است. نام دیگر استراتوسفر پوش سپهر است در سه کیلومتر اول لایه استراتوسفر، با افزایش ارتفاع دما ثابت می‌ماند و تغییری نمی‌کند که به ورد ایست مشهور است. اما در قسمت‌های بالاتر با افزایش ارتفاع دما نیز افزایش می‌یابد. افزایش دما همراه با افزایش ارتفاع در این لایه به جذب شدید انرژی فرابنفش توسط اُزون نسبت می‌دهند. نکته جالب توجه در این لایه، تغییرات فصلی دما توأم با تغییرات جریان‌های هوا (وزش باد) است. گرچه این لایه فاقد بخار آب است و در نتیجه فعل و انفعالات جوی را باعث نمی‌شود، اما تغییرات دما در این لایه را می‌توان ناشی از تغییرات زاویه تابش خورشید دانست (قائمی ۱۳۷۵: ۱۶۹). به سبب ایجاد اختلاف دما بین مناطق حاره‌ای و قطبی در زمستان، جریان‌های شدید غربی با سرعتی بیش از ۱۳۰ کیلومتر در ساعت در ارتفاع ۳۵ کیلومتری به صورت نواری موجی شکل دور تا دور منطقه را که محل تجمع هوای زمستانی است احاطه می‌کند. در تابستان این جریان‌های غربی بالعکس می‌گردد و تبدیل به جریان‌های شرقی با سرعتی بیش از ۷۰ کیلومتر در ساعت می‌شود. این جریان‌ها به صورت نوار موجی شکل باریکی دورتادور منطقه قطبی که مرکز تجمع توده هوای گرم قطبی است در می‌آید. علت این تغییر جهت، تغییر مکان هوای گرم و سرد است (قائمی ۱۳۷۵: ۱۷۰). در لایه استراتوسفر بندرت ابر تشکیل می‌گردد و تنها در شرایط ویژه‌ای ابرهای کوهستانی بنام ابرهای مرواریدی تشکیل می‌شود. از ویژگی اصلی این لایه وجود لایه اُزون در آن است که موجب جذب تشعشعات UV خورشیدی شده و به این ترتیب منجر به افزایش دما در این لایه می‌شود. یکی دیگر از ویژگی‌های استراتوسفر میزان نسبتاً زیاد گاز اوزون (O_3) به ویژه در اطراف لایه استراتوپوز است که ضخامتی حدود ۱۶ تا ۳۰ کیلومتر دارد. این لایه از نظر جلوگیری از اثرات مرگبار تابش‌های شدید ماوراء بنفش بسیار موثر است.

۱-۳-۴- مزوسفر (میان سپهر)

در بالای استراتوپاوز (پوش ایست) لایه مزوسفر قرار دارد. این لایه در حدود ۳۰ کیلومتر ضخامت دارد. دمای هوا در مزوسفر نسبت به افزایش ارتفاع در هر کیلومتر ۳ درجه کاهش می یابد بطوری دما در ارتفاع ۸۰ کیلومتری به ۸۵- تا ۹۰- درجه سلسیوس کاهش می یابد. اختلاط قائم هوا به کاهش نسبتاً شدید دما بر اثر ارتفاع در این لایه می انجامد و لذا این لایه سردترین لایه جو است. این لایه منتقل کننده انرژی جو است و بین دو لایه جذب کننده قوی قرار دارد. لایه بالای این لایه همراه با فعل و انفعالات شکسته و یونیزه شدن اکسیژن و ازت همراه است که توسط پرتوهایی با طول موج خیلی کوتاه انجام می شود و لایه زیرین پوش سپهر است که محل تمرکز آزون می باشد و با جذب پرتو فرابنفش و آزاد نمودن انرژی گرمایی همراه است. همچنین در این لایه سرعت باد زیاد است و تا ۷۲۰ کیلومتر در ساعت می رسد (فرهادی و همکاران ۱۳۸۷ :). لایه مزوسفر در مقایسه با لایه تروپوسفر بسیار تمیزتر و خالی از آلودگی های جوی است. ذرات و مواد خارجی در این لایه مشاهده نمی شوند ولی پدیده بسیار جالب و نادر در این لایه، تشکیل ابرهای ناکتی لوسنت است که کف آن در ارتفاع حدود ۷۰ تا ۹۰ کیلومتری از سطح زمین قرار دارد و هنگامی که خورشید در حدود ۵ تا ۶ درجه زیر افق است بخوبی دیده می شود. اگر چه این ابرها شبیه ابرهای سیروس یا کریستالهای یخی هستند ولی به نظر نمی رسد که ترکیبات آنها از قطرات بخار آب یا کریستال های یخ تشکیل شده باشد. مرز این لایه تا ارتفاع ۸۰ کیلومتری سطح زمین می رسد. فشار هوا در بخش های بالایی مزوسفر یک میلیونیم فشار هوا در سطح دریا است. مزوپاوز^۶ مرز میان این لایه و لایه فوقانی آن یعنی یونوسفر است. مزوپوز در ارتفاع ۸۰ تا ۸۵ کیلومتری به وسیله حداقل دما ۹۰°- سانتی گراد و وارونگی پس از آن مشخص می شود.

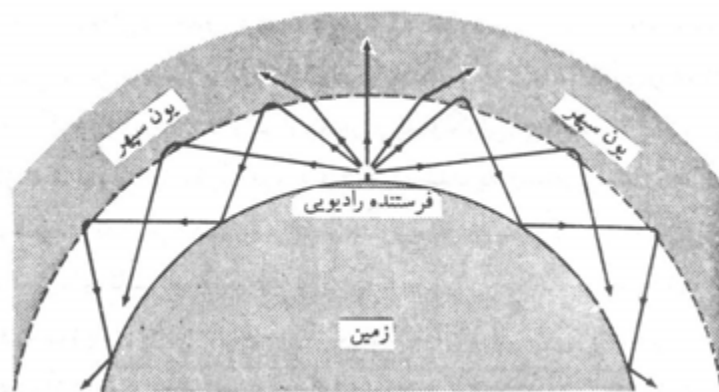
۱-۳-۵- یونوسفر (گرم سپهر)

اگر چه تغییراتی اندک در برخی ترکیبات جو مانند آزون، آئروسول ها و بخار آب ایجاد می شود لیکن مقدار واقعی ترکیبات اصلی گازهای جو معمولاً تا ارتفاع ۸۰ الی ۹۰ کیلومتری ثابت باقی می ماند. اما از بالای سطح گرم سپهر که فقط ۲ میلیونیم مجموع گازهای جو را تشکیل می دهند، مقدار نسبی نوع گازها با ارتفاع ثابت نیست و شدیداً تغییر می کند که به نام لایه ناهمگن سپهر نامیده می شود (قائمی ۱۳۷۵: ۱۷۸). از بالای مرز مزوسفر تا ارتفاع ۱۰۰۰ کیلومتری اتمسفر، بار الکتریکی شدیدی حاکم است که

^۶. Mesopause

زاییده وجود یونها و الکترون های آزاد است. در حقیقت تابش های پرانرژی فوق بنفش، پرتو ایکس و تابش های ذره ای باعث یونیزاسیون مولکول ها و اتمها می شوند. شدت یونیزاسیون در تمام ارتفاعات یکسان نیست بنابراین لایه های متفاوت از نظر شدت و نوع مولکول ها و اتمهای یونیزه شده در اتمسفر بوجود می آید. از این رو چهار لایه D و E و F1 و F2 در این لایه شکل می گیرد. لایه های D تا ارتفاع ۷۰ تا ۸۰ کیلومتر، لایه E تا ارتفاع ۱۱۰ کیلومتر و لایه F1 و F2 تا ارتفاعات ۲۰۰ تا ۴۰۰ کیلومتری تشکیل می شوند این لایه ها در انعکاس امواج رادیویی در سطح زمین نقش اساسی دارند. همچنین موجب جذب امواج با طول موج زیر ۲۰۰ نانومتر می گردند.

لایه های E و F1 تقریباً منظم و در میزان های حداکثر خود از نظر یون و چگالی، الکترون ها دارای تغییرات منظم روزانه یا فصلی و چرخه لک های خورشیدی می باشند. لایه F2 در ارتباط با کشنده های خورشیدی، قمری و اثر میدان مغناطیسی زمین واکنش های غیر طبیعی بسیاری را نشان می دهند. جابجایی های کوتاه مدت از پراکندگی و تمرکز در این لایه دقیقاً وابسته به طوفان های مغناطیسی ای است که به نام طوفان های یونسفری نامیده می شوند.



شکل شماره ۱-۲- انعکاس امواج رادیویی در لایه یون سپهر

اعتقاد دانشمندان در مورد علل توفان های یونی که در طول روز یا شب برای مدت چندین ساعت یا چندین روز طول می کشد بر این است که جریانات ذرات باردار منتشر شده از خورشید تشدید می شود. این ذرات بسرعت به سوی قطب مغناطیستی زمین کشیده می شود و گازهای جو را یونیزه می کند و

پدیده بسیار جالب و دیدنی شفق قطبی را در نواحی قطب شمال و جنوب بوجود می آورد (قائمی ۱۳۷۵ : ۱۸۵).



شکل ۱-۳- منظری از شفق قطبی در نواحی قطب شمال

۱-۳-۶- ترموسفر

ترموسفر بالاترین لایه جو زمین است که میان مزوسفر و اگزوسفر قرار دارد. این لایه از ارتفاع ۹۰ کیلومتری آغاز شده و تا ارتفاع ۵۰۰ الی ۱۰۰۰ کیلومتری ادامه می یابد. با افزایش ارتفاع در ترموسفر، دما در بخش های پایینی این لایه به شدت افزایش می یابد اما در بخش های بالایی دما نسبتاً ثابت می ماند. فعالیت های خورشیدی دما در این لایه را به شدت تحت تأثیر قرار می دهد. دمای ترموسفر معمولاً در طول روز ۲۰۰ درجه سانتی گراد بیشتر از شب است و زمان هایی که خورشید بسیار فعال است، دما در این لایه از ۵۰۰ درجه سانتی گراد به ۲,۰۰۰ درجه سانتی گراد افزایش می یابد. چگالی در ترموسفر بسیار کم است و برخی بر این باورند که فضای بیرونی از بخش های پایینی ترموسفر آغاز می گردد، اما این لایه بخشی از جو زمین به شمار می آید. شاتل های فضایی و ایستگاه های فضایی بین المللی در این لایه قرار دارند. در بخش های پایینی این لایه اکسیژن اتمی (O)، نیتروژن اتمی (N) و هلیم (He) اجزای اصلی هوا هستند. بخش عمده ای از پرتو ایکس و فرابنفش در این لایه جذب می شوند. یونوسفر زمین متشکل از ذرات یونیزه

شده در جو است و با ترموسفر که از نظر الکتریکی خنثی است، هم‌پوشانی دارد. ذرات باردار یونوسفر با اتم‌ها و مولکول‌های ترموسفر برخورد می‌کنند و انرژی اضافی تولید می‌کنند. این انرژی اضافی توسط فوتون‌ها به شکل نور ساطع می‌شود و شفق‌های قطبی را رخ می‌دهد. شفق‌های قطبی عمدتاً در ترموسفر رخ می‌دهند. ترموپاز مرز میان ترموسفر و اگزوسفر است.

۱-۳-۷- اگزوسفر

شرایط موجود در یونوسفر در این لایه نیز حاکم است. در این لایه گازها همچنان قابلیت هدایت الکتریکی خود را حفظ می‌کنند. چگالی هوا به اندازه‌ای کم است که ذرات و اتم‌ها به ندرت به همدیگر برخورد می‌کنند. سرعت ذرات در این لایه بسیار زیاد و در مواردی که به $11/2$ کیلومتر در ثانیه برسد، از حوزه جاذبه زمین خارج شده و در اعماق فضا رها می‌شوند. بنابراین اگزوسفر لایه گذر جو به فضای کیهانی است (کاوینانی و علیجانی ۱۳۷۹ : ۵۰). اگزوسفر بالاترین لایه جو زمین است که جو پس از آن پایان می‌پذیرد و خلأ آغاز می‌گردد. هوا در این لایه بسیار رقیق است و تفاوت چندانی با خلأ ندارد. اجزای اصلی این لایه هیدروژن و هلیوم هستند که تراکم کمی دارند.

اگزوسفر مرز میان جو و فضای بیرونی به‌شمار می‌رود و از ارتفاع حدود ۵۰۰ کیلومتر آغاز شده و تا ۱۰,۰۰۰ کیلومتر ادامه می‌یابد. اتم‌ها و مولکول‌های هوا در این لایه به‌طور مداوم به فضا می‌گریزند و راه می‌یابند. این لایه شامل حرکات ذرات به درون و بیرون مغناطیس‌سپهر (مگنتوسفر) و باد خورشیدی است. به‌دلیل رقیق‌بودن بسیار هوا در اگزوسفر، گرمای زیادی در هوا به اشیا منتقل نمی‌شود، حتی اگر هوا بسیار گرم باشد.

در ارتفاع بیش از ۳۰۰ کیلومتری از زمین و در ورای یونوسفر، ناحیه‌ایی که جاذبه زمین نیروی چندانی ندارد. در اینجا اتم‌های اکسیژن (O_2) و هلیوم (He) اتمسفر رقیقی را تشکیل می‌دهند. هلیوم (He) خنثی و اتم‌های هیدروژن (H_2) که دارای جرم اتمی پایینی هستند می‌توانند فرار کنند. هیدروژن با تجزیه بخار آب (H_2O) و متان (HC_4) از نزدیکی مزوپاوز جایگزین می‌شود. در حالی که هلیوم به روش عمل پرتوهای کیهانی در ازت و از تجزیه عناصر پرتوزا در پوسته سطحی زمین به طور آرام ولی مداوم تولید می‌شوند.

۱-۳-۸-ماگنتوسفر

ماگنتوسفر فضای پیرامون یک جسم فضایی است که توسط میدان مغناطیسی جسم کنترل می‌شود. ماگنتوسفر منطقه تعامل میان میدان مغناطیسی طبیعی سیاره و باد خورشیدی است. در این منطقه بسیاری از ذرات دارای بار الکتریکی نزدیک سیاره وجود دارند. بخش‌های اصلی ماگنتوسفر زمین، باد خورشیدی و میدان مغناطیسی هستند. میدان مغناطیسی زمین تا ۳۶,۰۰۰ مایل به درون فضا می‌رسد. ماگنتوسفر این میدان مغناطیسی را پوشش داده است و از بسیاری از ذرات خورشید مانند باد خورشیدی که می‌تواند به زمین آسیب برساند، جلوگیری می‌کند. اما برخی از بادهای خورشیدی از ماگنتوسفر هم می‌گذرند و شفق‌های قطبی می‌سازند.

ماگنتوسفر زمین علاوه بر مزایای پنهان خود خطراتی نیز دارد که یکی از این خطرات توفان‌های مغناطیسی هستند. هنگامی که بادهای نیرومند خورشیدی با ماگنتوسفر برخورد می‌کنند، می‌توانند به مدارهای الکتریکی آسیب بزنند و موجب قطع برق و خاموشی بشوند. خورشید و سیارات دیگر ماگنتوسفر دارند، اما ماگنتوسفر زمین نیرومندترین ماگنتوسفر در میان سیارات سنگی است. ماگنتوسفر از زمین در برابر باد خورشیدی محافظت می‌کند

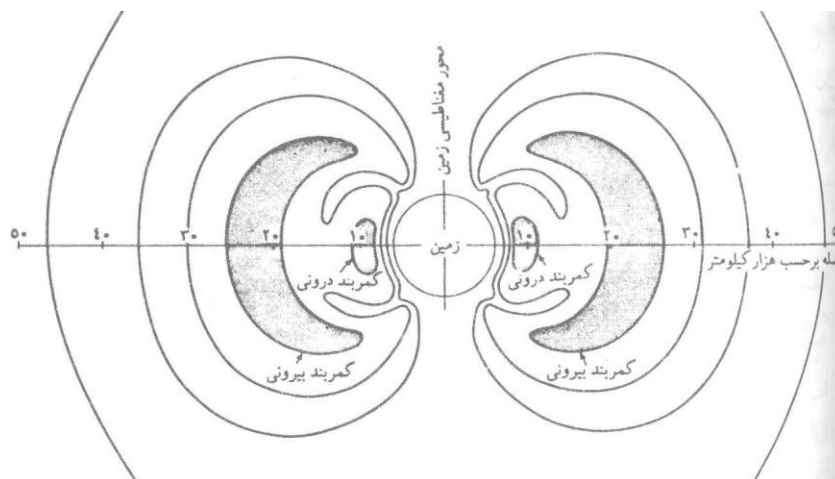
۱-۳-۸-۱-ماگنتوسفر و باد خورشیدی

پیوسته از سطح خورشید جریانی متشکل از ذرات باردار به شکل پروتون و الکترون با سرعت زیاد به فضا گسیل می‌شوند که به آن باد خورشیدی می‌گویند (کاوایانی و علیجانی ۱۳۷۹ : ۵۰). کشیده شدن این ذرات بسمت قطبین توسط حوزه مغناطیستی زمین باعث بوجود آمدن کمربند تابشی می‌گردد که به نام کاشف آن کمربند تابشی وان آلن شناخته می‌شود. این سپر مانع نفوذ تشعشعات مرگبار خورشیدی بسمت زمین می‌گردد.

کمربند تابشی وان آلن از دو لایه هلالی شکل ساخته شده و دارای ذرات باردار انرژی (پلازما) است و پیرامون زمین قرار دارد و میدان مغناطیسی زمین را در جای خود نگه می‌دارد. کمربند وان آلن از ارتفاع هزار کیلومتر آغاز شده و تا ارتفاع شصت هزار کیلومتر گسترش می‌یابد.

این کمربند دارای دو منطقه درونی و بیرونی است. منطقه درونی در ارتفاع ۳۰۰۰ کیلومتر بالاتر از سطح زمین و منطقه بیرونی آن که بیشترین چگالی را دارد، در فاصله ۱۵۰۰۰ تا ۲۰۰۰۰ کیلومتر بالاتر از سطح زمین واقع شده است. منطقه درونی دارای پروتون‌های پرانرژی است که بیش از ۳۰ میلیون الکترون‌ولت

انرژی دارند. منطقه بیرونی دارای ذرات بارداری هستند که از جو و خورشید (برای نمونه، یون‌های هلیم که از باد خورشیدی سرچشمه گرفته‌اند) منشأ گرفته‌اند. این منطقه دارای پرتون‌های کم‌انرژی و الکترون‌های پراانرژی است که انرژی آن تا چند صد میلیون الکترون‌ولت می‌رسد.



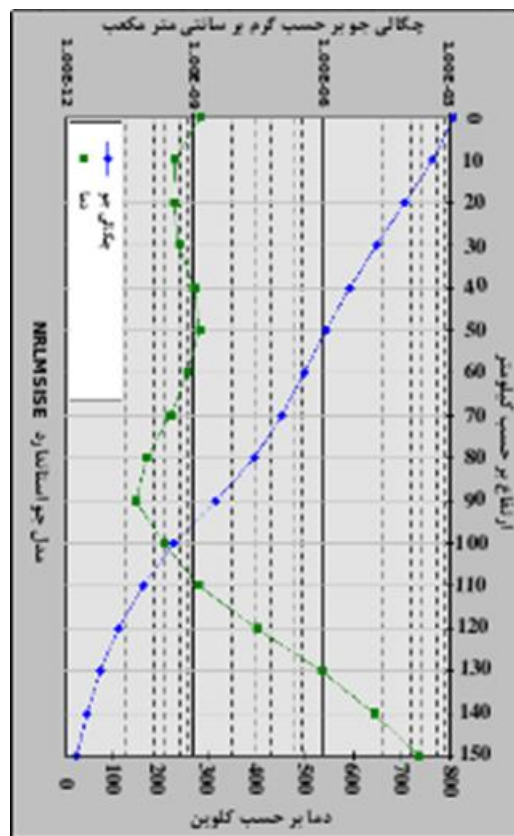
شکل ۱-۴: کمربند تابشی وان الن

۱-۳-۹- هوموسفر و هتروسفر

جو را با استفاده از ترکیبات تشکیل‌دهنده آن می‌توان به دو منطقه گسترده به نام‌های هتروسفر و هوموسفر طبقه‌بندی کرد. ترکیب گازها در این دو لایه توسط گرانش و باتوجه به جرم اتمی نسبی (وزن اتمی) خود پراکنده شده‌اند. بنابراین، سبک‌ترین عناصر (هیدروژن و هلیم) در بخش‌های بیرونی یا هتروسفر و عناصر سنگین‌تر (نیتروژن و اکسیژن) در بخش‌های درونی یا هتروسفر قرار می‌گیرند. هوموسفر از سطح زمین تا ارتفاع ۸۰ کیلومتری است و نسبت گازها در این منطقه ثابت است. کم‌اینکه تغییرات در نسبت‌های گاز، تغییر در شرایط جوی و اقلیمی را در پی دارد. مانند تغییر در نسبت دی‌اکسید کربن در سالهای اخیر که تغییرات اقلیمی را در سراسر دنیا به همراه داشته است. هتروسفر بخش بیرونی این طبقه‌بندی است که از ۸۰ کیلومتری سطح زمین را تا انتهای جو زمین که گازها در آن به ترکیب بین سیاره‌ای می‌رسند ادامه دارد. بر خلاف هوموسفر نسبت گازها در این لایه دارای تغییرات قابل توجهی است و بادهای خورشیدی این نسبت را به شدت تغییر می‌دهند.

۱-۴- چگالی و جرم

چگالی هوا به معنی جرم گازهای جو بر حجم آنها است. چگالی هوای خشک در صفر درجه سانتی‌گراد در سطح دریا با فشار استاندارد ۱/۲۹ گرم در هر لیتر است. چگالی هوا در سطح دریا با دمای ۱۵ درجه سانتی‌گراد ۱/۲۷۵ کیلوگرم بر متر مکعب است که جو استاندارد بین‌المللی نام دارد. در دستگاه بین‌المللی یکاها (سیستم متریک) چگالی بر حسب کیلوگرم بر متر مکعب اندازه‌گیری می‌شود. چگالی هوا به دما، فشار و بخار آب موجود در هوا بستگی دارد. مولکول‌های تشکیل‌دهنده جو به سرعت در حال حرکت‌اند و با یکدیگر و اشیاء دیگر برخورد می‌کنند. هرچه دما افزایش یابد، سرعت حرکت این مولکول‌ها افزایش و چگالی هوا کاهش می‌یابد. با افزایش فشار هوا، چگالی هوا نیز افزایش می‌یابد. هرچه ارتفاع از سطح زمین افزایش می‌یابد، فشار کاهش می‌یابد. در نتیجه چگالی نیز کاهش می‌یابد.



شکل شماره ۱-۵: تغییرات چگالی در ارتباط با دمای هوا

هوا در سطح دریا سنگین تر است، چون مولکول‌های هوا به یکدیگر نزدیک‌اند و توسط وزن هوای بالای خود فشرده شده‌اند. با افزایش ارتفاع، فاصله مولکول‌های هوا از یکدیگر جدا شده و هوا سبک‌تر می‌شود. توده هوا به حجم بزرگی از هوا می‌گویند که دما و رطوبت آن در سطح افقی برای صدها یا هزاران کیلومتر یکسان باشد. توده هوا معمولاً به چهار بخش قطبی (سرد)، قطب شمال (بسیار سرد)، استوایی (گرم و بسیار مرطوب) و گرمسیری (گرم) طبقه‌بندی می‌شود.

۱-۵- تشکیل عناصر

ساختمان هسته عناصر بصورت توده‌ای از نوترون‌ها و پروتون‌ها است که موجب ارائه نظریه‌هایی برای توضیح منشأ فراوانی نسبی عناصر گردیده است. بر اساس این نظریه‌ها، هسته‌های سبک با فرایندهای هسته‌ای گرمایی و بقیه هسته‌ها با فرایندهای نوترون‌گیری پی در پی و از فروپاشی بتای منفی بوجود می‌آیند. برای شرح توزیع عناصر، محققین چند مرحله را ارائه کرده‌اند که مرحله نخستین با هیدروژن که ماده اولیه سازنده ستارگان است شروع می‌شود:

۱- سوختن هیدروژن: هیدروژن در چند مرحله نوترون‌گیری پی در پی می‌سوزد و هلیوم ${}^3\text{He}$ تولید می‌شود. در دمای‌های 10^7 درجه سلسیوس و چگالی حدود 100 g/cm^3 هسته‌های ${}^3\text{He}$ به یکدیگر پیوسته و ${}^4\text{He}$ و مقادیری نیتروژن ${}^{14}\text{N}$ بوجود می‌آید.

۲- سوختن هلیوم: واکنش‌های تصادم سه پیکره در دمای حدود 10^8 درجه سلسیوس و چگالی حدود 10^5 g/cm^3 موجب تولید کربن ${}^{12}\text{C}$ با ${}^4\text{He}$ و ${}^{16}\text{O}$ می‌شود. در این مرحله از تکامل هر ستاره هیدروژن ${}^2\text{H}$ به ${}^4\text{He}$ و ${}^{12}\text{C}$ به ${}^{16}\text{O}$ تبدیل شده و تجمعی از ${}^{14}\text{N}$ بوجود خواهد آمد.

۳- سوختن کربن و اکسیژن: با انقباض ستاره طی واکنش‌هایی که به سوختن کربن و اکسیژن معروف است، عناصری مانند: نئون ${}^{20}\text{Ne}$ ، سدیم ${}^{23}\text{Na}$ و منیزیم ${}^{24}\text{Mg}$ از هسته‌های ${}^{12}\text{C}$ و عناصر دیگری مانند: سیلیسیوم ${}^{28}\text{Si}$ ، فسفر ${}^{31}\text{P}$ ، گوگرد ${}^{32}\text{S}$ و گوگرد ${}^{34}\text{S}$ و احتمالاً مقداری کلر Cl و آرگون Ar از هسته‌های ${}^{16}\text{O}$ تولید می‌شود.

۴- سوختن سیلیسیوم: در این مرحله فراوان‌ترین هسته‌های واقع بین عدد اتمی ۲۸ و ۵۷ که به عناصر گروه آهن معروفند تولید می‌شوند. سایر عناصر سنگین با گرفتن نوترون‌های آزاد ایجاد می‌شوند. تشکیل

هسته های لیتیوم Li و بریلیوم (Be) و بور (B) به احتمال زیاد ناشی از فروپاشی هسته های سبک و فروان کربن و اکسیژن است.

۱-۶- اجزاء تشکیل دهنده اتمسفر

اگر گازهای اتمسفر در شرایط سرمای زیاد به اندازه کافی خشک شوند، ۹۹/۹۹ درصد حجمی آن از گازهای نیتروژن، اکسیژن، آرگون و دی اکسید کربن تشکیل شده است و به همین دلیل این گازها را گازهای اصلی می نامند. به این ترتیب تنها ۰/۰۱ درصد حجمی اتمسفر از عناصری مانند نئون، هیدروژن، هلیوم، کریپتون، گزنئون، آمونیاک، اُزون، ید و رادون تشکیل شده اند.

علاوه بر اجزای مذکور، هوا ممکن است حاوی ۵-۰/۱ درصد حجمی آب باشد. مقدار عادی آب در اتمسفر ۱-۳ درصد است. تحت اثر قوانین گازها و جاذبه، چگالی اتمسفر با افزایش ارتفاع بشدت کاهش می یابد. بیش از ۹۹٪ کل جرم اتمسفر در فاصله ۳۰ کیلومتری از سطح زمین یافت می شود. جرم کل اتمسفر در حدود $۵/۱۴ \times ۱۰^{۱۵}$ تن برآورد می شود. این عدد هر چند بزرگ است ولی فقط حدود یک میلیونیم جرم کل کره زمین را تشکیل می دهد. درصد گازهای اصلی و فرعی اتمسفر خشک در جدول شماره ۱-۳ خلاصه شده است.

جدول شماره ۱-۳ درصد حجمی اجزاء اتمسفر

جزء	درصد	جزء	درصد
نیتروژن	۷۸/۰۸	کریپتون	$۱/۱ \times ۱۰^{-۴}$
اکسیژن	۲۰/۹۵	گزنئون	$۸/۷ \times ۱۰^{-۶}$
آرگون	۰/۹۳	هیدروژن	۵×۱۰^{-۵}
گاز کربنیک	۰/۰۳۱	متان	۲×۱۰^{-۴}
نئون	$۱/۸ \times ۱۰^{-۳}$	ازون (تابستان)	۷×۱۰^{-۶}
هلیوم	$۵/۲ \times ۱۰^{-۴}$	ازون (زمستان)	۲×۱۰^{-۶}

۱-۶-۱- اکسیژن

اکسیژن در شرایط عادی گازی بی رنگ و بی بو و بی مزه است. نقطه جوش نرمال آن $C 182/9^{\circ}$ - و نقطه ذوب آن $C 218/4^{\circ}$ - درجه سلسیوس است. رنگ اکسیژن مایع و جامد، آبی روشن است. وزن مخصوص اکسیژن در شرایط متعارف $1/429$ گرم بر لیتر است. در شرایط معمولی تقریباً 31 میلی لیتر گاز اکسیژن در یک لیتر آب حل می شود و این مقدار برای ادامه حیات ماهیها و گیاهان آبی کافی است.

اکسیژن آزاد $32/2$ درصد وزنی و 21 درصد حجمی از جو را تشکیل می دهد. اکسیژن با تشکیل $49/2$ درصد وزنی از پوسته از زمین، آب و اتمسفر، فروان ترین عنصر است. اکسیژن یکی از اجزاء سازنده مواد گیاهی و حیوانی است. برای مثال بدن انسان بیشتر از 60 درصد اکسیژن دارد. اکسیژن دارای سه ایزوتوپ طبیعی ^{16}O با فراوانی $99/759$ درصد، ^{18}O با فراوانی $0/204$ درصد و ^{17}O با فراوانی $0/037$ درصد است ایزوتوپ های ^{14}O ، ^{19}O و ^{20}O مصنوعی، ناپایدار و رادیواکتیواند. (اکسیژن دارای 10 ایزوتوپ رادیواکتیو میباشد که همه نیمه عمری کمتر از سه دقیقه دارند) اکسیژن دارای دو شکل اکسیژن موالکولی (O_2) و اُزون (O_3) است.

ترکیبات

رادیکالهای اکسیژن مانند کلراتها ، پرکلراتها ، کروماتها ، دی کروماتها ، پرمنگناتها ، نیتراتها ، اکسید کننده های قوی می باشند. خیلی از فلزات مانند آهن با اتم اکسژن پیوند برقرار می کنند: اکسید آهن (Fe_2O_3)، با عمل تخلیه الکترواستاتیکی در حضور ازن (O_3) مولکول اکسیژن O_2 شکل می گیرد. مولکول اکسیژن دو تائی نیز شناخته شده که جزء کمی از اکسیژن مایع را تشکیل می دهد. اپوکسیدها و اترها موادی هستند که در آن اتم اکسیژن قسمتی از یک حلقه سه اتمی هستند. به خاطر وجود الکترونگانتیویتی ، اکسیژن تقریباً با تمام عناصر دیگر شیمیایی تشکیل می دهد (که این مطلب منشاء تعریف اصلی اکسید شدن می باشد). تنها عناصری که تحت عمل اکسیداسیون قرار نمی گیرند، گازهای اصیل هستند. یکی از معروفترین این اکسیدها، اکسید هیدروژن یا آب است. سایر اکسیدهای معروف دیگر ترکیبات کربن و اکسیژن هستند، مانند دی اکسید کربن (CO_2) ، الکلها ($R-OH$) ، آلدئیدها ($R-CHO$) و کربوکسیلیک اسیدها ($R-COOH$).

۱-۱-۶-۱- خواص فیزیکی و شیمیایی عنصر اکسیژن:

عدد اتمی: ۸ جرم اتمی: ۱۵/۹۹۹ نقطه ذوب: ۲۲۶/۱۵- درجه سانتیگراد
نقطه جوش: ۱۸۲/۸- درجه سانتیگراد شعاع اتمی: ۰/۶ آنگسترم ظرفیت: ۲
رنگ: بی رنگ حالت استاندارد: گاز نام گروه: ۱۶ انرژی یونیزاسیون: ۱۳/۶۱۸ KJ/mol
شعاع یونی: ۱/۴ آنگسترم الکترونگاتیوی: ۳/۴۴
چگالی: ۱/۴۲۹ گرمای فروپاشی: ۰/۲۲۲۵ KJ/mol دوره تناوبی: ۲
درجه اشتعال: در حالت گازی غیر قابل اشتعال

۱-۱-۶-۲- واکنش های اکسیژن در اتمسفر

اکسیژن موجود در تروپوسفر نقش بسیار مهمی در فرایندهای شیمیایی سطح زمین بازی می کند.
اکسیژن موجود در اتمسفر در واکنش های انرژی زا مانند سوختن سوخته های فسیلی شرکت دارد:

متان یا CH_4



همچنین در بعضی فرایندها اکسیژن مصرف می شود:



اکسیژن از راه فتوسنتز گیاهی به اتمسفر باز می گردد:



بنظر می رسد همه اکسیژن مولکولی که اینک در اتمسفر موجود است حاصل فعالیت ارگانیسم های فتوسنتز کننده باشند. این امر نشان دهنده اهمیت ارگانیسم های فتوسنتز کننده در تعادل اکسیژن اتمسفر است.

در اتمسفر فوقانی به دلیل رقیق بودن بسیار زیاد ماده و به دلیل آثار ناشی از تابشهای یونیزه کننده ، اکسیژن به چند شکل یافت می شود که با حالت های پایدار این ماده در ارتفاعات پایین تر بطور کلی متفاوت

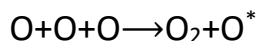
است. اتمسفر فوقانی به جز اکسیژن مولکولی O_2 دارای اتمهای اکسیژن O ، مولکولی برانگیخته اکسیژن O_2^* و اُزون O_3 است.

پایداری اکسیژن اتمی در اتمسفر فوقانی به این دلیل است که در این بخش از اتمسفر ماده آنچنان رقیق است که برخوردهای سه جانبه لازم برای واکنش شیمیایی اکسیژن اتمی بندرت رخ می‌دهد. اکسیژن اتمی در نتیجه انجام یک واکنش فتوشیمیایی ایجاد می‌شود

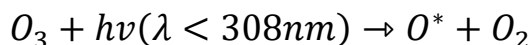


در واقع در ارتفاعات بسیار بالا اکسیژن مولکولی O_2 بدلیل تفکیک فتوشیمیایی آن وجود ندارد. در ارتفاعات بالاتر از ۸۰ کیلومتری، وزن مولکولی متوسط هوا کمتر از ۲۸/۹۷ گرم بر مول (وزن مولکولی هوا در سطح دریا) است. علت این امر غلظت فراوان اکسیژن اتمی به دست آمده از تفکیک فتوشیمیایی O_2 است. در نتیجه این وضع، اتمسفر به یک منطقه تحتانی با وزن مولکولی یکنواخت و منطقه فوقانی غیر یکنواخت تقسیم شده است. در ارتفاعات بالاتر از حدود ۴۰۰ کیلومتری، کمتر از ۱۰ درصد از اکسیژن به شکل O_2 است.

اکسیژن برانگیخته O^* حاصل انجام واکنش های پر انرژی مانند:



و یا فتولیز اُزون در طول موجهای کمتر از ۳۰۸nm است:



اتم اکسیژن برانگیخته، نور مرئی با طول موجهای ۶۳۶nm، ۶۳۰nm و ۵۵۸nm منتشر می‌کند.

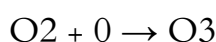
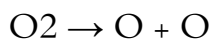
شکل کلی تبدیلات اکسیژن به اُزون و بلعکس را میتوان به صورت زیر نوشت.



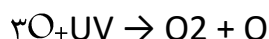
۱-۶-۲- اُزون

اُزون کلمه ای یونانی به معنای بو و بالاخص بوی تند است. مولکول اُزون گازی است با فرمول شیمیایی O_3 و به مقدار خیلی کم در اتمسفر وجود دارد. این گاز به همراه نئون، هیدروژن، هلیوم، کریپتون، گزنئون، امونیاک، ید و رادون تنها یک ۰/۱ درصد حجم اتمسفر را تشکیل می‌دهد(کاوپانی و علیجانی : ۱۳۷۹).

اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهند که حداکثر مقدار اُزون در حدود ۲۵ کیلومتری است و توزیع آن بطور عمومی یکسان نیست. از ارتفاع مذکور ، هر چه به طرف بالا و یا پایین برویم از مقدار آن کاسته می‌شود، بطوری که در حدود ۷۰ کیلومتری به کمترین مقدار خود می‌رسد. در اثر تجزیه اکسیژن ، گاز کربنیک و دی اکسید ازت بوسیله تابش فرابنفش خورشیدی و در طول موج معین ، اکسیژن اتمی تولید می‌شود.



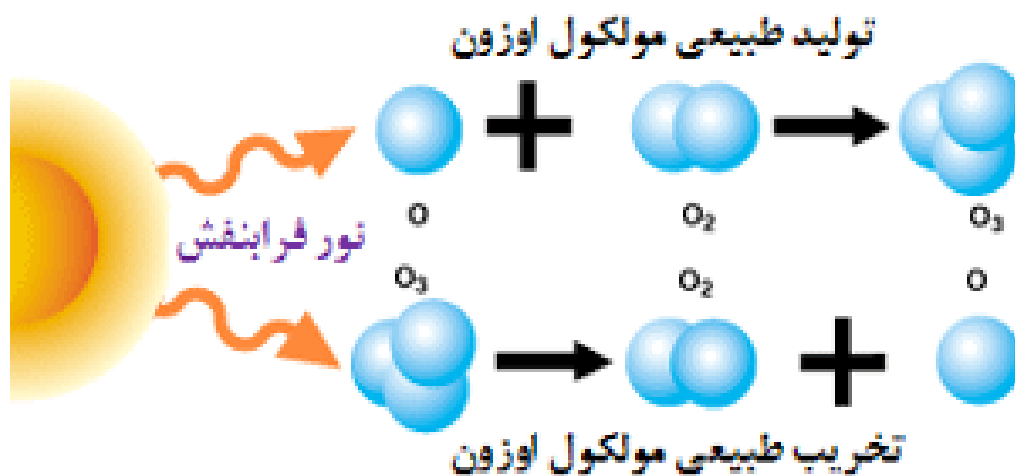
واکنشهای فوق در ارتفاع ۲۵ کیلومتری بهتر و بیشتر انجام می‌پذیرد. به دلیل اینکه چگالی هوا چنان است که مقدار زیادی اکسیژن اتمی وجود دارد ازن از نظر زیستی نقش مهمی بازی می‌کند، چون ازن تابش فرابنفش خورشیدی را جذب کرده، تجزیه می‌شود و از رسیدن بیش از حد تابش فرابنفش به زمین جلوگیری می‌کند.



اگر مقدار ازن از ۱۰ - ۶ درصد تجاوز کند، فرابنفش بیشتری را جذب می‌کند و این باعث ایجاد عارضه کاهش ویتامین D در بدن جانداران (ایجاد بیماری راشیتیس) است. اُزون در اثر تخلیه الکتریکی آرام O_2 با غلظت حداکثر ۱۰٪ تولید می‌شود که بطور محسوسی آبی رنگ و دیامغناطیس است. اُزون خالص مایعی برنگ آبی تند و منفجر شونده است. بر اثر نور فوق بنفش بر O_2 در اتمسفر فوقانی (استراتوسفر) به مقدار جزئی O_3 تولید می‌گردد که در ارتفاع ۲۵ کیلومتر غلظت آن به حداکثر می‌رسد. لایه اُزون از ارتفاع حدود ۱۶ تا ارتفاع ۵۰ کیلومتری پراکنده است. این لایه در حفاظت زمین در مقابل پرتو فوق بنفش اهمیت حیاتی دارد.



در این واکنش M ترکیب شیمیایی دیگری مانند ملکولهای N_2 یا O_2 است که مازاد انرژی آزاد شده واکنش را جذب می‌کند و به مولکول اُزون امکان پایداری می‌دهد.



شکل ۱-۶: شکل شماتیک تشکیل و تخریب طبیعی اوزون

تنها ۱۰ درصد از کل ازن اتمسفر در تروپوسفر بوده و ۹۰ درصد بقیه در استراتوسفر می‌باشد و در آنجا به صورت طبیعی به وسیله واکنش اشعه ماورای بنفش با اکسیژن تشکیل می‌شود. فعالیت‌های انسانی، غلظت موادی همچون اکسیدهای نیتروژن، اکسیدهای هیدروژن، کلریدها و برومیدها را به میزان زیادی در اتمسفر افزایش داده است. این مواد به وسیله چرخه‌های شیمیایی، اوزون را با سرعت بیشتری نسبت به میزان تولید آن از بین می‌برند

غلظت اوزون در استراتوسفر می‌تواند تا ۱۰ ppm برسد. اوزون انوار فرابنفش با طول موج ۲۲۰-۳۳۰ نانومتر را به شدت جذب می‌کند. اگر این پرتوها توسط اوزون جذب نشوند، جانداران زمینی به آسیب‌های جدی دچار می‌شوند جذب تابش‌های الکترومغناطیستی توسط اوزون عامل پیدایش دمای ماگزیمم اتمسفر در ارتفاع حدود ۵۰ کیلومتری در مرز بین استراتوسفر و مزوسفر است. لذا جذب اوزون دو پیامد مهم در پی دارد دارد: الف: حفظ جانداران و ب: افزایش دمای جو در استراتوسفر تا ۵۰+ درجه

ساختار اکسیژن در اتمسفر منجر به تشکیل لایه اوزون در استراتوسفر گردیده. اوزون همچنین به مقدار خیلی کم در تروپوسفر در اثر واکنش بین نور خورشید و ترکیبات آلی فرار (SCOV) و همین طور ترکیبات نیتروژن دار (ONx) تولید می‌شود که میتواند به محصولات درختان آسیب برساند و برای انسان زیان آور باشد.

اوزون استراتوسفری تشعشعات مضر و زیان آور خورشید را گرفته و مانع رسیدن به سطح زمین میشود. اشعه ماوراء بنفش به سه دسته طبقه بندی میشود:

(۱) AVU، طول موج بین ۳۲۰ تا ۴۰۰ نانومتر

(۲) BVU، طول موج بین ۲۸۰ تا ۳۲۰ نانومتر

(۳) CVU، طول موج بین ۲۰۰ تا ۲۸۰ نانومتر

که نوع CVU آن پر انرژی و فوق العاده زیان آور است و توسط ازون استراتوسفری کاملاً جذب می‌شود. اما نوع BVU انرژی کمتری دارد و توسط ازون جذب می‌شود. نوع AVU که انرژی بسیار کمی دارد تا حدودی به زمین می‌رسد.

عوامل موثر بر شدت تابش اشعه فرابنفش خورشید.

(۱) عرض جغرافیایی: شدت اشعه ماوراء بنفش و بطور کلی نور خورشید از استوا به سمت قطب‌ها کاهش می‌یابد.

(۲) فصل: شدت و انرژی پرتوهای خورشیدی که به زمین می‌رسند در فصل زمستان کمتر از تابستان است.

(۳) ساعات روز: شدت تابش اشعه های خورشید به زمین در حوالی ظهر بیشتر از سایر ساعات روز است.

(۴) ارتفاع: در ارتفاعات کوهستانی که هوا رقیق‌تر است اشعه ماوراء بیشتری به سطح زمین می‌رسد.

(۵) پوشش ابر: پوشش ابری مانع رسیدن اشعه ماوراء بنفش به زمین می‌شود.

(۶) باران: وضعیت هوای بارانی عبور VU را کاهش می‌دهد.

(۷) آلودگی هوا: آلودگی هوا می‌تواند میزان تابش VU را کاهش دهد.

(۸) پوشش زمین: تابش VU از اکثر سطوح منعکس می‌شود. برف بیشترین انعکاس را دارد (۸۵ درصد) ،

شن خشک و بتن (۱۲ درصد)، آب (۵ درصد)

البته اشعه منعکس شده به اندازه تابش مستقیم برای انسان‌ها ، گیاهان و سایر جانداران خطرناک می‌باشد.

۱-۲-۶-۱- اثرات زیست‌شناختی تخریب‌آزون

در سالهای اخیر افزایش غلظت آلاینده‌های اتمسفر سبب کاهش غلظت‌آزون و در نتیجه افزایش ورود نور فرابنفش به سطح زمین شده است. پیش‌بینی می‌شود که ۱٪ کاهش در مقدار‌آزون سبب افزایش ۲٪ درصد در شدت پرتو فرابنفش در سطح زمین گردد. نگرانی اصلی در خصوص تهی شدن جو از گاز‌آزون است که موجب وارد آمدن زیان و خسارات فراوان بر محیط زیست می‌شود. تماس با پرتوهای فرابنفش موجب آفتاب‌سوختگی و قهوه‌ای شدن پوست می‌شود و تماس زیاد با آن می‌تواند به سرطان پوست

منتهی گردد. همچنین ممکن است اثرات زیانباری بر سیستم ایمنی بدن انسان و رشد پاره ای از گیاهان و حیوانات داشته باشد. اثرهای زیان آور اصلی جذب نور خورشید در حدود 300nm رخ می دهد. اُزون سطح زمین یک آلوده کننده است. مقدار اُزون در حدود $0.1-0.3\text{ppm}$ در جو شهری پس از ۱۵ دقیقه تا ۲ ساعت موجب تحریک تنفسی همراه با حالت خفگی، سرفه و خستگی شدید می گردد. اُزون به میزان $0.2-0.5\text{ppm}$ سبب کاهش بینایی چشم در شب می شود.

۱-۶-۲- علت تخریب لایه اُزون

غالب آلاینده های موجود در تروپوسفر، یا در سطح مواد آلاینده دیگر جذب می گردند یا با آنها واکنش داده می شوند و سرانجام با باران شسته می شوند اما هیدروکربن های هالوژن دار، آلاینده هایی هستند که واکنش پذیری چندانی ندارند و از میان نمی روند بنابراین با هوای موجود در استراتوسفر آمیخته می شود.

۱) انتشارات حاصل از احتراق در هواپیماهای مافوق صوت پرواز کننده در لایه استراتوسفر

۲) اکسید نیتروژن منتشر شده از کودهای شیمیایی از ته

۳) اکسید های حاصل از آزمایش سلاح های هسته ای

۴) کلروفلوروکربن های مورد استفاده در اسپری ها (CFCs)

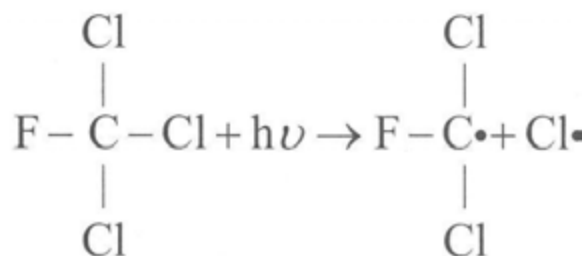
۵) سیستم های سرد کننده و فرآیندهای صنعتی

۶) هالوژن ها و حلال های صنعتی

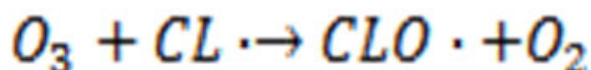
۷) تترا کلرید کربن (CCl_4)

۸) دی اکسید سولفور (SO_2)

کلروفلوروکربن ها (CFCs) مواد شیمیایی عمده ای هستند که در سرد کننده ها و وسایل نقلیه بکار می روند. CFC در استراتوسفر بر اثر تابش فرابنفش شکسته شده اجزائی با الکترون های جفت نشده تشکیل می شود. متداول ترین جزء واکنش پذیر تولید شده اتم کلر (Cl^*) است.



اتم کلر در استراتوسفر با اُزون ترکیب و موجب تخریب آن می گردد.

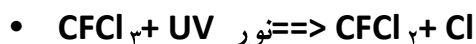


به ازای هر اتم کلر هزاران مولکول اُزون تخریب می گردد.

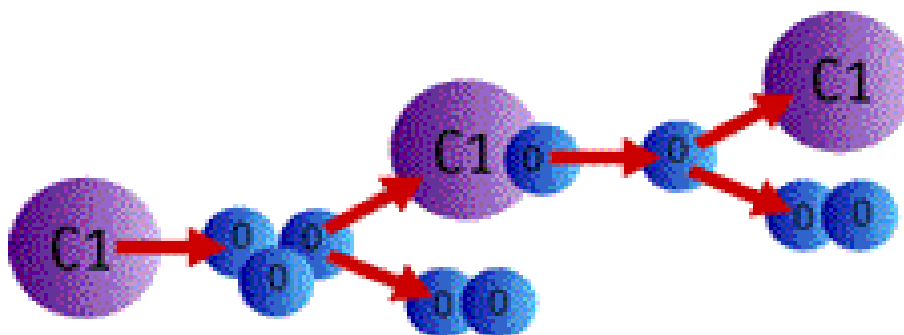
نتیجه کلی این واکنش ها تخریب لایه اُزون است. سرانجام این اتم کلر با یک مولکول آب واکنش داده می شود و HCl تشکیل می شود. اندازه گیری ها نشان می دهد که غلظت اُزون روبه کاهش است. در نزدیکی قطبهای شمال و جنوب کاهش غلظت اُزون بین ۱-۲/۵ درصد در سال است. انجام اقدامات محافظت از لایه اُزون منجر به ترمیم لایه اُزون در سالهای اخیر شده است.

زمانی که امواج نور فرابنفش (UV) با مولکولهای CFC کلرفلوئورکربن CFCl_3 در لایه های بالایی اتمسفر با هم برخورد می کنند، پیوند کربن - کلر شکسته شده و یک اتم کلر تولید می شود. این اتم کلر آزاد با مولکول اوزون O_3 اتمسفر واکنش داده و آن را از هم جدا می کند؛ بنابراین لایه اوزون تخریب می شود.

از هم گسیختن مولکول اوزون در جو زمین باعث تشکیل یک مولکول معمولی اکسیژن O_2 و یک مولکول مونوکسید کلر (ClO) می شود. اتم اکسیژن آزاد باقی مانده از شکستن مولکول سه اتمی اوزون، باعث تفکیک اتمهای مولکول مونوکسید کلر می شود. اتم کلر آزاد شده از این تفکیک مولکولی، باعث تکرار فرایند تخریب بیش تر مولکولهای اوزون و شکستن پیوند بین اتم های اکسیژن می شود. تنها یک مولکول CFC می تواند ۱۰۰ هزار مولکول اُزون را به تنهایی نابود کند. روابط شیمیایی فرایند تخریب اُزون به شکل زیر است:



- $\text{Cl} + \text{O}_3 \rightleftharpoons \text{ClO} + \text{O}_2$
- $\text{ClO} + \text{O} \rightleftharpoons \text{Cl} + \text{O}_2$
- اتم کلر آزاد به مولکول اوزون دیگری حمله می کند:
- $\text{Cl} + \text{O}_3 \rightleftharpoons \text{ClO} + \text{O}_2$
- $\text{ClO} + \text{O} \rightleftharpoons \text{Cl} + \text{O}_2$
- ... و باز هم
- $\text{Cl} + \text{O}_3 \rightleftharpoons \text{ClO} + \text{O}_2$
- $\text{ClO} + \text{O} \rightleftharpoons \text{Cl} + \text{O}_2$



شکل ۱-۷: فرایند تخریب اوزون

۱-۲-۲-۶-۱ - کلروفلوروکربن ها: (SCFC)

این گروه آلاینده شامل پنج گروه زیر میباشند.

۱) CFC_{۱۱} ، تری کلرومتانو فلورو متان (CFC_{۱۱})

۲) CFC_{۱۲} ، دی کلرو دی فلورومتان (CFC_{۱۲})

۳) CFC_{۱۱۳} ، تری کلرو تری فلورو اتان (CFC_{۱۱۳})

۴) CFC_{۱۱۴} ، دی کلروتترافلورو اتان (CFC_{۱۱۴})

۵) CFC_{۱۱۵} ، منو کلرو پنتا فلورو اتان (CFC_{۱۱۵})

۸۰ درصد تخریب کلی ازون استراتوسفری مربوط به انتشار این گازها است وقتی اشعه ماوراء بنفش به مولکول های CFC برخورد میکند باعث آزاد شدن اتم کلر میشود.
بعنوان مثال:



اتم کلر با مولکول ازون ترکیب میشود و یکی از اتمهای آن را جدا میکند و باعث تخریب ازون و تبدیل آن به اکسیژن میشود.

۱-۶-۲-۲-۲-هالون ها

مواد شیمیایی هالوژنه‌ای که سوراخ کردن یا صدمه زدن به لایه ی ازن به آنها نسبت داده شده اغلب از ترکیب عناصری چون کلر، فلور، برم، ید و گازهای اتان و متان تشکیل می‌شوند. شماری از این عناصر به جای Hهای موجود در فرمول مولکول متان و اتان می‌نشینند و به نام مواد شیمیایی هالوژنه یا هالوژن‌ها و یا مواد شیمیایی CFC شهرت دارند که مکانیزم آنها مشابه CFC میباشد.

مثال



بعبارتی هالوژن‌ها ترکیبات آلی تماماً هیدروژنه ، با عامل هیدروژن ، نظیر CH Br و CCl3 و CH3 و... هستند. از انجایی که در حال حاضر ، هالون‌ها تنها در مقادیر اندک تولید می‌شوند، نقش آنها در از بین بردن لایه ازن در مقایسه با ترکیبات CFC از اهمیت کمتری برخوردار است. مع الوصف در صورت افزایش انتشار هالون ها به ویژه هالون-۱۲۱۱ و هالون-۱۳۰۱ این امر ممکن است تغییر کند. مکانیزم اصلی تجزیه به شکل تجزیه نوری توسط تشعشعات امواج UV با طول موجهای ۱۹۰ الی ۲۲۰ نانومتر می‌باشد. این نوع تجزیه مولکول‌ها ، منجر به تشکیل اتم‌های کلر یا برم می‌گردد که به عنوان یک کاتالیست طی یک سری فعل و انفعالات شیمیایی لایه ازن را از بین می‌برند.

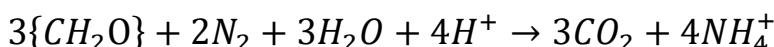
۱-۶-۲-۲-۳-متیل بروماید

متیل بروماید که مورد استفاده در بخش کشاورزی است یک ماده شیمیایی بی رنگ و بی بو بوده که برای انسان و لایه ی اُوزن بسیار خطر ناک است. طبق گزارشات PENU برم موجود در متیل بروماید، ۵۰ برابر مخرب تر از CL موجود در CFC ها برای اُزون میباشد.

در حال حاضر برای حفظ لایه اُزون بیشتر بر ضرورت حذف متیل بروماید در بخش صنعت و کشاورزی تاکید دارد و قدرت تخریب آن برابر ۰.۷٪ می باشد و یکی از آفت کش های قوی بوده که ۰.۸٪ آن در کشورهای توسعه یافته مصرف می گردد.

۱-۷-نیتروژن

نیتروژن حدود ۰.۷۸٪ حجم اتمسفر را تشکیل می دهد. اگر چه N_2 تقریباً ۴ برابر بیشتر از O_2 است ولی از نظر شیمیایی برای اکثر موجودات زنده کمتر در دسترس قرار دارد. تقریباً هر گیاه و حیوانی می تواند O_2 را مصرف کند ولی تعداد نسبتاً کمی از این موجودات قادرند نیتروژن را بصورت مستقیم مصرف کنند. نیتروژن عنصر متشکله تمام پروتئین های گیاهی و حیوانی است. سلولهای موجودات زنده نمی توانند برای سنتز پروتئینها، نیتروژن موجود در هوا را جذب کنند اما نیتروژن هوا با چند فرایند تثبیت کننده نیتروژن بصورت طبیعی به مواد مرکبی که مورد استفاده گیاهان است تبدیل می شود. از این رو نیتروژن توسط فرایند شیمیایی تثبیت شده و به مواد مرکبی که مورد استفاده گیاه است تثبیت می گردد. در زمان وقوع رعد و برق، مقداری از نیتروژن به اکسید نیتروژن تبدیل می گردد. اکسید نیتروژن پس از یکسری واکنش ها که شامل اضافه شدن اکسیژن و آب است اسید نیتریک را بوجود می آورد و در خاک به انواع نیتراتها تبدیل می گردد که مورد استفاده گیاه است. فرایند دیگر، فرایند میکروبی است که واکنش کلی آن بصورت زیر است:



که در واقع یک فرایند پیچیده است که جزئیات آن شناخته نشده است. فرایند تثبیت بیولوژیکی نیتروژن یک فرایند بیوشیمیایی کلیدی در محیط زیست است که وجود آن برای رشد گیاهان ضروری است.

۱-۷-۱-اکسیدهای نیتروژن

هشت نوع اکسید نیتروژن^۷ شناخته شده است که مهمترین آنها نیتریک اکسید معروف به مونواکسید نیتروژن (NO)، نیتروژن دی اکسید (NO_2)، دی نیتروژن مونواکسید (N_2O)، دی نیتروژن تری اکسید (N_2O_3)، دی نیتروژن تترا اکسید (N_2O_4)، دی نیتروژن پنتا اکسید (N_2O_5)، نیتروسیلازید (N_4O) و تری نیترامید ($N(NO_2)_3$) است. بیشترین اکسید نیتروژنی که در اتمسفر منتشر می شود

⁷. Nitrogen oxide

بصورت NO است که گازی بی رنگ و واکنش پذیر است. در فرایند احتراق مقداری از نیتروژن با اکسیژن ترکیب و NO₂ تولید می شود.

دو گاز مهمی که در معادلات آلودگی هوا مهم‌اند عبارتند از: اکسید نیتریک (NO) و دی‌اکسید نیتروژن، دی‌اکسید نیتروژن که از هوا سنگینتر و در آب محلول است، در آب تشکیل اسید نیتریک و یا اسید نیترو و یا اکسید نیتریک (NO) می‌دهد. اسید نیتریک و اسید نیترو در اثر بارندگی به سطح زمین سقوط کرده یا با آمونیاک موجود در اتمسفر (NH₃) ترکیب شده آمونیم نترات (NH₄NO₃) بوجود می‌آورد.

NO₂ یکی از اجزای غذایی گیاهان را تشکیل می‌دهد. NO₂ که در دامنه تشعشع فوق‌بنفش جاذب خوب انرژی به شمار می‌رود، در تولید آلاینده‌های ثانوی هوا از قبیل اوزون O₃ نقش مهمی دارد. مقدار NO آزاد شده در اتمسفر به مراتب بیش از مقدار NO₂ آزاد شده است. NO در فرآیندهای احتراقی با دمای زیاد و در اثر ترکیب نیتروژن و اکسیژن بوجود می‌آید.

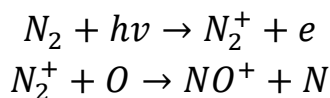
۱-۷-۲- واکنش های نیتروژن در اتمسفر

با توجه به مقدار زیاد نیتروژن (۷۸٪) در جو زمین، منبع پایان ناپذیری از این عنصر اساسی وجود دارد. دو راه برای فرایند تثبیت نیتروژن وجود دارد؛ علاوه بر فرایند تثبیت از طریق فرایندهای طبیعی مقدار اندکی (حدود ۹ درصد) نیز توسط احتراق تثبیت می گردد

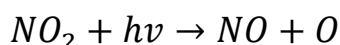
بر خلاف اکسیژن که در مناطق فوقانی تروپوسفر تقریباً به طور کامل به اتمهای منفرد تفکیک می شود. نیتروژن مولکولی به دلیل پیوند قوی بین دو اتم نیتروژن به سادگی توسط تابشهای فرابنفش تفکیک نمی شود. به هر حال در ارتفاعات بیش از یکصد کیلومتر، تولید نیتروژن اتمی به کمک واکنش های فتوشیمیایی امکانپذیر است.



در یک ناحیه از یونوسفر که لایه E نام دارد، NO⁺ یکی از فراوان ترین یونها است واکنش های زیر به تولید نیتروژن منتهی می گردند



اکسیدهای آلاینده نیتروژن به ویژه NO_2 از جمله ترکیبات کلیدی دخیل در آلودگی هوا و تشکیل مه-دود در جو شهری هستند. مثلاً NO_2 به سادگی از راه فتوشیمیایی به NO و اتم اکسیژن تفکیک می شود:



این واکنش مهمترین فرایند اولیه فتوشیمیایی در تشکیل مه-دود است.

۱-۷-۳- اکسیدهای نیتروژن در اتمسفر

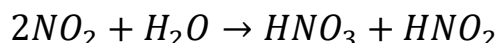
در فرایند احتراق مقداری از نیتروژن با اکسیژن ترکیب و NO تولید می شود.



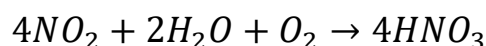
سرعت انجام این واکنش با افزایش دما به شدت افزایش می یابد. مخلوطی از ۳٪ اکسیژن و ۷۵٪ نیتروژن یعنی آنچه که در محفظه احتراق موتورهای احتراق داخلی وجود دارد در دمای ۱۳۱۵ درجه سلسیوس در مدت ۲۳ دقیقه، ۵۰۰ PPM گاز NO تولید می کند. در حالی که اگر دما به ۱۹۸۰ درجه افزایش یابد این غلظت در ۰/۱۱۷ ثانیه اتفاق می افتد. گاز NO در اتمسفر با اکسیژن ترکیب شده و گاز قهوه ای رنگ NO_2 را تولید می کند



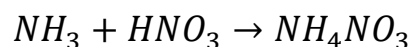
NO_2 بدبو و قهوه ای رنگ است. اگر NO_2 واکنش فتوشیمیایی نداشته باشد می تواند با بخار آب موجود در هوا ترکیب شده، اسید نیتریک و اسید نیترو تولید کند.



علاوه بر این دی اکسید نیتروژن و اکسیژن، اسید نیتریک تولید می کنند.



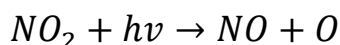
این اسیدها به نوبه خود با آمونیاک یا ذرات فلزی موجود در هوا ترکیب می شوند و نمکهای نیترات و نیتريت بوجود می آورند.



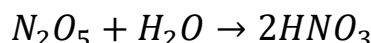
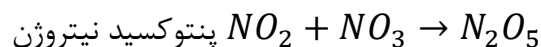
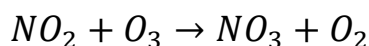
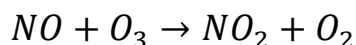
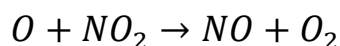
این اسیدها یا نمک ها نقش آئروسول ها را در اتمسفر بازی می کنند. علت عمده تیرگی هوا در اتمسفرهای شهری یا صنعتی وجود دی اکسید نیتروژن است. معمولاً طول عمر دی اکسید نیتروژن در اتمسفر ۳ روزه است.

گازهای NO و NO₂ به فرمول کلی NO_x نشان داده می شوند. ۹۷٪ این گازها بطور طبیعی از منابعی مانند رعد و برق و فرایندهای بیولوژیکی تولید می شوند و فقط ۳٪ نتیجه فعالیت انسانی است که از احتراق سوخت های فسیلی حاصل می شود. لیکن به دلیل افزایش غلظت های NO_x در یک منطقه خاص آثار جدی و مخربی بر کیفیت هوا دارد. عمده ترکیبات NO_x حاصل فعالیت های از طریق احتراق سوخت های فسیلی به جو وارد می شود. در جهان سالانه حدود ۸۶ میلیون تن اکسیدهای نیتروژن از این منابع به اتمسفر وارد می شود.

دی اکسید نیتروژن یک ترکیب مهم و بسیار فعال است. در اثر تابشهایی با طول موجهای کمتر از ۳۹۸nm پدیده تفکیک نوری^۸ رخ می دهد.



نتیجه این واکنش تولید اتمهای اکسیژن است که باعث وقوع واکنش های دیگری می شود:



اغلب اکسیدهای نیتروژن نهایتاً در اتمسفر تبدیل به HNO₃ شده و به صورت نزولات آسمانی از اتمسفر خارج می شوند.

۱-۷-۴- آثار اکسیدهای نیتروژن

اکسید نیتریک (NO) از لحاظ شیمیایی فعالیت و سمیت کمتری نسبت به NO₂ دارد. این ترکیب مانند مونواکسید کربن و نیتريت به هموگلوبین می چسبد و بازده انتقال اکسیژن به قلب را کاهش می دهد. به هر حال در اتمسفر الوده، غلظت اکسید نیتریک در اتمسفر کمتر از مونواکسید کربن است و اثر آن بر هموگلوبین نیز بسیار کمتر است.

⁸ . photodissociation

تماس زیاد با NO_2 می تواند برای سلامتی انسان بسیار زیانبار باشد. بنابراین هنگام کار با این گاز در آزمایشگاه باید به زیان آن توجه داشت. آثار دی اکسید نیتروژن بر سلامت انسان متناسب با میزان تماس است. تماس به مدت چند دقیقه تا یک ساعت با گاز NO_2 با غلظت $50-100 \text{ PPM}$ موجب بروز التهاب در بافت‌های ریه می‌شود که شش تا هشت هفته طول درمان دارد. قرار گرفتن در معرض گاز با غلظت $150-200 \text{ PPM}$ باعث بروز یک بیماری ریوی^۹ می‌شود که در خلال ۳-۵ هفته پس از تماس، بیمار می‌میرد. بیماری ((کارگران سیلو^{۱۰})) که بر اثر استنشاق NO_2 حاصل از تخمیر غلات انبار شده بروز می‌کند، مثال بارزی از سمیت دی اکسید نیتروژن است. تماس گیاهان با فاز NO_2 در آزمایشگاه موجب لکه‌دار شدن برگ‌ها و تخریب بافت‌های گیاه می‌شود. قرار گرفتن در معرض 10 PPM از NO باعث ایجاد کاهش سرعت فتوسنتز می‌شود.

اکسیدهای نیتروژن سبب بروز رنگ پریدگی در رنگ‌های به کار رفته در بعضی منسوجات شده است. بسیاری از آسیب‌هایی که تأثیر NO_x بر مصالح ساختمانی وارد می‌آید ناشی از نیترات‌های ثانویه و نیتریک اسید است.

منبع اکسیدای ازت، اگزوز اتومبیل‌ها، مزارع و کشتزارها به خصوص کشتزارهای برنج، کودهای ازته، صاعقه، آتش فشان‌ها، گازهای خروجی از هواپیماهای مافوق صوت (TCSH) و مادون صوت شامل اکسیدهای نیتروژن (ON_x) بخار آب، هیدروکربن‌های سوخته، مونو اکسید کربن، دی اکسید کربن و دی اکسید سولفور میباشد. از اوایل سال ۱۹۷۱، عملکرد تخریبی اکسیدهای ازت بر روی لایه اُزون در استراتوسفر و افزایش غلظت اُزون در تروپوسفر مورد توجه قرار گرفت. در اثر سوختن ۱۷۶ میلیون سوخت هواپیما در سال ۱۹۹۰ حدود ۵۵۰ میلیون تن CO_2 و ۲۲۰ میلیون تن بخار آب، ۳/۵ میلیون تن اکسیدهای نیتروژن، ۰/۱۸ میلیون تن SO_x تولید گردید.

۱-۸- مونواکسید کربن

مونواکسید کربن گازی بیرنگ و بی بو است و غلظت آن در اتمسفر $0/1 \text{ PPM}$ است. لیکن غلظت آن در خانه توسط احتراق ناقص سوخته‌های کربن دار مانند چوب، نفت یا گاز به شدت افزایش می‌یابد. منابع طبیعی انتشار مونواکسید کربن (CO) شامل تجزیه کلروفیل گیاهان و ارگانسیم‌های دریایی و تجزیه مواد

^۹ . bronchiolitis fibrosa oblitterans

^{۱۰} . sili-filler's disease

گیاهی دیگر است. غلظت مونواکسید کربن در ترافیک های سنگین به شدت افزایش می یابد و به گستره ۱۰ تا ۲۰ و حتی ۱۰۰PPM هم می رسد.

۱-۸-۱- آثار مونواکسید کربن بر سلامت انسانها

خطر اصلی استنشاق کربن مونواکسید این است که مونواکسید کربن در هموگلوبین خون جای اکسیژن را می گیرد و کربوکسی هموگلوبین تولید می کند.



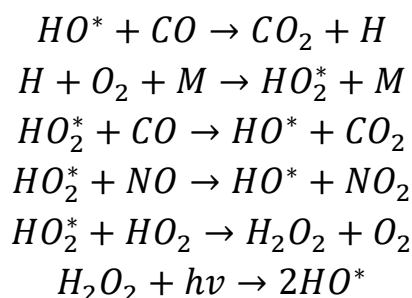
ثابت تعادل این واکنش حدود ۲۱۰ است. نتیجه این واکنش کاهش ظرفیت خون برای حمل اکسیژن است. اگر فرد در هوای عاری از CO قرار بگیرد مقدار COHb کاهش می یابد.

اولین نشانه مسمومیت کاهش هوشیاری است. احتمالاً همین امر عامل وقوع بسیاری از سوانح رانندگی است. تنفس مقدار بیشتر گاز سبب کاهش عملکرد سیستم اعصاب مرکزی، تغییر عملکردهای قلبی و ریوی، خواب آلودگی، انجماد، قطع تنفس و بالاخره مرگ خواهد شد.

میانگین مقدار CO در مناطق شلوغ شهرهای بزرگ به ۷PPM می رسد. کارگران صنعتی هر روز در معرض CO با غلظت ۵۰PPM قرار دارند. غلظت این گاز در خیابانهای پر رفت و آمد تا ۱۰۰PPM می رسد و در تونلها مقدار آن حتی از این هم بیشتر می شود.

۱-۸-۲- سرنوشت مونواکسید کربن در اتمسفر

زمان توقف CO در اتمسفر ۱۱۰-۳۶ روز است. ترکیباتی که احتمالاً CO را به CO₂ اکسید می کنند شامل رادیکالهای HO* و H₂O*، اکسیژن اتمی و آزون به شرح واکنشهای زیر است.



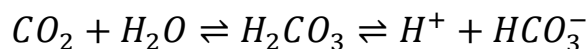
مقداری از مونواکسید کربن، توسط میکروارگانیسم‌های خاک از اتمسفر خارج می‌شود. چنانچه هوای دارای CO 120PPM به مدت سه ساعت در تماس با $2/8$ کیلو گرم خاک قرار گیرد، کاملاً از این گاز عادی می‌گردد. جمعاً 16 نوع قارچ مصرف کننده CO در خاک شناخته شده است.

۱۰-۱- دی اکسید کربن

دی اکسید کربن 0.0314% حجم اتمسفر را تشکیل می‌دهد و هم محصول طبیعی تنفس و هم ماده واکنش دهنده برای فرایند فتوسنتز است. CO_2 به خودی خود ماده الاینده نیست ولی افزایش مقدار آن در جو زیان آور است.

بین سالهای 1900 و 1970 غلظت جهانی CO_2 از 296PPM به 318PPM رسیده است یعنی $7/4\%$ درصد افزایش داشته است. این مقدار در سال 1985 به 340PPM بوده و پیش بینی می‌شود اگر با همین روند ادامه یابد در سال 2020 غلظت آن به 640PPM برسد.

افزایش CO_2 در هوا دو اثر تعیین کننده دارد؛ یکی زیاد شدن دمای اتمسفر و دیگری زیاد شدن قدرت اسیدی اقیانوس ها است. واکنش دی اکسید کربن با آب، کربنیک اسید H_2CO_3 تولید می‌کند و این موجب اسیدی شدن آبهای سطحی می‌شود.



مقدار CO_2 زیادی لازم است تا بر قدرت اسیدی یک اقیانوس اثر داشته باشد. اما مصرف کننده عمده CO_2 در اقیانوس ها فیتوپلانکتونها (گیاهان کوچک دریایی) هستند که طی فرایند فتوسنتز در اقیانوس ها، غلظت CO_2 را کاهش می‌دهند.

مقدار CO_2 در اتمسفر کم است و لذا در واکنش های فتوشیمیایی چندان فعال نیست ولی در اتمسفر فوقانی واکنش فتوشیمیایی آن با نور فوق بنفش انجام داده می‌شود.



۱۱-۱- دی اکسید سولفور

اکسید گوگرد گاز بی رنگ، غیرآتش زا و بی بو است که در سطح کره زمین در تراکمهای پایین وجود دارد. هنگامی که غلظت آن بین $1-3\text{ppm}$ در اتمسفر باشد بر حس چشایی اثر خواهد گذاشت و در مقادیر بالاتر از 3ppm بوی بدی به همراه خواهد داشت.

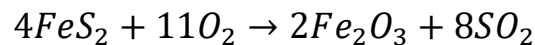
SO₂ وقتی در اتمسفر منتشر شود در جریان واکنش های پیچیده به صورت ذرات معلق سولفات SO₄ در می آید. برخی از سوخته های فسیلی مانند زغال سنگ و مواد نفتی سنگین (نفت کوره و گازوییل) حاوی مقادیر زیادی گوگرد می باشند که این گوگرد در اثر احتراق به شکل گاز دی اکسید گوگرد در فضا پخش می شود. خودروهای دیزلی با وجود سهم اندک در ترافیک عامل انتشار تقریباً تمامی دی اکسید گوگرد از منابع متحرک می باشند.

۱-۱۱-۱- دی اکسید گوگرد در اتمسفر

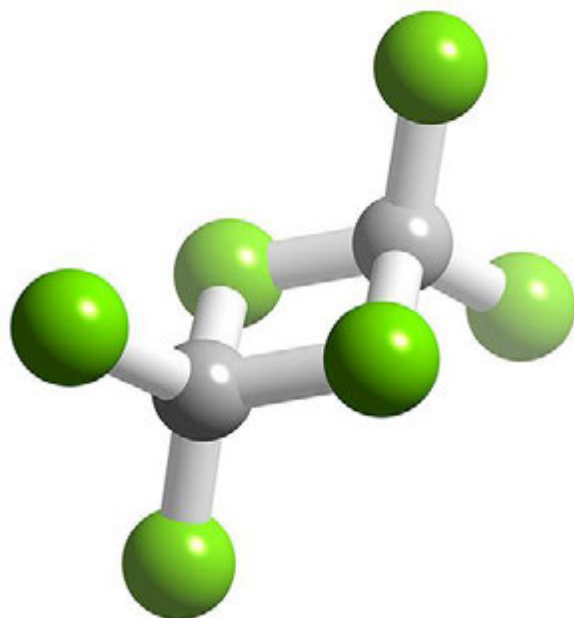
دی اکسید گوگرد در اثر سوختن مواد گوگرد دارد در هوا بدست می آید:



SO₂ بطور طبیعی توسط آتشفشان ها و اکسایش گازهای گوگرددار حاصل از تجزیه گیاهان وارد اتمسفر می شود. که در قسمت بالای جو و دور از مراکز جمعیت انتشار می یابد. اما بیشتر SO₂ ناشی از فعالیت انسانی، از نیروگاه های تولید برق حرارتی (به مخصوص نیروگاه هایی که از ذغال سنگ برای سوخت استفاده می کنند)، کارخانجات ذوب فلز، تهیه اسید سلفوریک و تولید حرارت جهت گرمزایی منازل منابع انتشار انسانی گاز گوگرد در اتمسفر هستند. میزان گوگرد در ذغال سنگ بین ۱ تا ۵ درصد است که بصورت عنصری (S)، پیریت آهن (FeS₂) و به صورت کووالانسی با اتم های کربن و هیدروژن وجود دارد. در هنگام سوختن ذغال سنگ یا نفت، گوگرد موجود به صورت SO₂ آزاد، و وارد اتمسفر می گردد



یک نیروگاه ۱۰۰ مگاواتی تولید برق که از ذغال سنگ یا نفت شامل ۵ درصد گوگرد بهد عنوان سوخت استفاده می کند، روزانه ۶۰۰ تن SO₂ تولید می کند. از سال ۱۹۸۰ تا کنون سالانه بیش از ۲۳ میلیون تن SO₂ به اتمسفر وارد شده است.



شکل ۹-۱: پیوند اشتراکی یا پیوند کووالانسی

در ترکیب یونی، اتم‌ها با از دست دادن یا گرفتن الکترون، مدار بیرونی خود را پر می‌کنند. اما در پیوند اشتراکی (کووالانسی) اتم‌ها می‌توانند با به اشتراک گذاشتن الکترون‌ها مدار خویش را پر کنند و به هشتایی پایدار گاز نجیب قبل از خودشان برسند. پیوند کووالانسی در اثر نیروی جاذبه الکتریکی به وجود می‌آید. مثلاً: هنگامی که دو اتم هیدروژن به هم نزدیک می‌شوند، جاذبه الکتریکی بین آنها ایجاد می‌شود و دو اتم با به اشتراک گذاشتن یک الکترون کنار هم می‌مانند. فاصله بین اتم‌های متصل به هم را طول پیوند می‌گویند. هر چه طول پیوند کمتر باشد، انرژی آن بیشتر است. انرژی پیوند، انرژی لازم برای غلبه بر نیروی جاذبه بین اتم‌هاست و واحد آن کیلوژول برمول (kJ/mol) است. نقطه ذوب و جوش ترکیب‌هایی که پیوند کووالانسی دارند خیلی پایین‌تر از ترکیبات یونی است. این ترکیب‌ها نارسانای برق هستند. پیوند کووالانسی اغلب بین دو اتم نافلز است. مثلاً: دو اتم کربن با چهار اتم هیدروژن یک پیوند کووالانسی را به وجود می‌آورند که به اتیلن معروف است. به مولکول‌هایی که با پیوند کووالانسی به وجود می‌آیند ترکیب مولکولی یا جامد مولکولی می‌گویند.

۱-۱۱-۲- واکنش های دی اکسید گوگرد در اتمسفر

واکنش های شیمیایی گوگرد دی اکسید در اتمسفر مبحث پیچیده ای است. چون بسیاری از عوامل از قبیل؛ دما، رطوبت، شدت نور، نقل و انتقال اتمسفری و خصوصیات سطحی ذرات پراکنده نقش مهمی در واکنش های دی اکسید گوگرد در اتمسفر دارند.

بعضی از واکنش های دی اکسید گوگرد در اتمسفر عبارتند از:

۱- واکنش فتوشیمیایی:



۲- واکنش های فتوشیمیایی و شیمیایی با حضور اکسیدهای نیتروژن و هیدروکربن ها

۳- فرایندهای شیمیایی در داخل قطره های آب

۴- واکنش روی سطح ذرات جامد موجود در اتمسفر

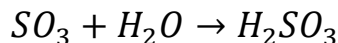
اما یکی از مهمترین واکنش های دی اکسید گوگرد در اتمسفر، اکسایش توسط نور خورشید در حضور آب است:



با حل شدن SO_3 در آب، اسید سولفوریک تولید می شود.



اما ممکن است اسید ضعیف سولفوریک نیز بدست آید:



وجود آلاینده های دیگر مانند هیدروکربنها و اکسیدهای نیتروژن سرعت اکسایش SO_2 را افزایش می دهد.

۱-۱۱-۳- اثر دی اکسید گوگرد بر محیط زیست و انسان

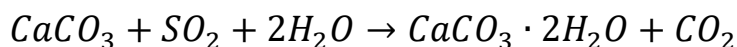
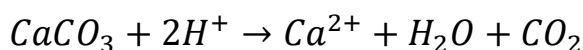
غلظت زیاد دی اکسید گوگرد در اتمسفر برای گیاهان زیان آور است. تماس شدید و کوتاه مدت با مقایر زیاد گاز، باعث از بین رفتن بافتهای برگ می گردد. به ویژه لبه های برگ و فواصل رگبرگها دچار آسیب می شود. تماس مزمن گیاهان با SO_2 موجب سفید یا زرد شدن قسمت های سبز برگ می گردد. افزایش

رطوبت نسبی شدت آثار نامطلوب SO₂ بر گیاه را افزایش می دهد. بیشترین آسیب توسط SO₂ بر گیاه، در هنگام ساعات روشن روز که روزنه های گیاهی باز هستند عارض می شود.

همچنی تماس طولانی گیاهان با SO₂ موجب تخریب و افتادن شاخه و برگ گیاه می شود و ضمناً مقدار کلروفیل را نیز کاهش می دهد.

تحقیقات نشان داده است که تماس طولانی با SO₂ باعث کاهش مقدار محصول گندم و جو می شود و تماس طولانی با مقادیر اندک SO₂ برای محصولات کشاورزی زیانبارتر از تماس کوتاه مدت با مقادیر زیاد آن است.

دی اکسید گوگرد موجب خوردگی فلزات شده و سنگهای ساختمانی بویژه سنگ مرمر و سنگ آهک را خراب می کند. سنگ آهک . مرمر هر دو شکلهایی از کلسیم کربنات هستند که به آسانی با H⁺ ، SO₂ و H₂O واکنش می دهند.



دی اکسید گوگرد بر دستگاه تنفس تأثیر می گذارد و باعث بروز التهاب و دشواری تنفس می شود. استنشاق هوای آلوده به SO₂ ، ترشح اخلاط سینه را افزایش می دهد. حضور SO₂ در حد ۵۰۰PPM سبب مرگ انسان می شود. ولی شواهد نشان می دهد که غلظت SO₂ در حد ۵PPM به حیوانات آزمایشگاهی آسیبی نمی رساند.

۱-۱۲- آب در اتمسفر

مقدار بخار آب بویژه در قسمتهای تحتانی اتمسفر متغیر است. اگر چه مقدار متوسط ۱-۳ درصد حجمی اتمسفر است اما در بعضی مناطق به بیش از ۵ درصد حجم اتمسفر هم می رسد. آب تشعشعات زیر قرمز را بیشتر از دی اکسید کربن جذب می کند و تأثیر بزرگی در تعادل حرارتی کره زمین دارد. ابرها از بخار آب تشکیل شده اند از طریق انعکاس ورود نور خورشید را به سطح زمین می کاهند و در کاهش دمای سطح زمین مؤثر هستند در صورتی که در شبها موجب افزایش دمای زمین می گردند.

بخار آب در تشکیل رادیکالهای هیدروکسیل و هیدروپراکسیل دخالت دارد و به شکل قطره ها، در شیمی اتمسفر اهمیت بسیار دارد. تأثیر زیانبار برخی از الاینده های هوا مستلزم حضور آب است که این آب منشأ اتمسفری دارد.

هنگامی که ذرات یخ در اتمسفر به قطره مایع تبدیل می شوند یا وقتی که قطره ها تبخیر گردند گرمای پیرامون خود را می گیرند. انجام این فرایند در جهت عکس منجر به آزاد شدن گرما در محیط می شود. این اتفاق می تواند کیلومترها دورتر از محل جذب گرما انجام شود و یکی از راههای مهم انتقال انرژی در اتمسفر محسوب می گردد. این فرایند علت انتقال انرژی توسط رعد و برق، تندباد و گردباد است.

۱-۱۳- اثر گلخانه‌ای

دی اکسید کربن و بعضی گازهای دیگر اتمسفر مانند بخار آب در جو عملکردی مشابه شیشه یا پلاستیک هایی را دارند که برای پوشش گلخانه ها استفاده می شود. به این صورت که امواج کوتاه خورشیدی را از خود عبور می دهند ولی مانع خروج امواج بلند طیف مادون قرمز زمینی می شوند. لذا به این نوع گازها گازهای گلخانه ای اطلاق می شود. در نتیجه انرژی جذب شده توسط سطح زمین که بصورت امواج گرمایی دوباره به جو پس داده می شود توسط این گازها مجدداً به زمین باز می گردد و در نتیجه گرمای زمین حفظ می شود. از این رو به این پدیده، اثر گلخانه ای جو زمین اطلاق می شود. در نگاه نخست پدیده گلخانه امر ضروری برای ادامه حیات موجودات زنده بر روی کره زمین است. اگر این پدیده عمل نمی کرد و گرمای جذب شده در سطح زمین دوباره توسط جو به سطح زمین باز نمی گشت، دمای زمین در شبها به ۲۸- درجه سلسیوس می رسید که در این صورت حیات بسیاری از موجودات زنده را غیر ممکن می نمود. در صورتی که به برکت وجود گازهای گلخانه در جو، متوسط دمای کره زمین ۱۵+ درجه سلسیوس است. در واقع گازهای گلخانه‌ای مانند لحاف یا لباس بدن انسان عمل می کنند که مانع خروج گرمای تولید شده زمین می شوند. لذا اثر گلخانه‌ای جو امری مفید برای کره زمین است. آنچه موجب نگرانی دانشمندان در مورد اثر گلخانه ای جو شده است این است که اثر گلخانه ای جو زمین بعلت افزایش ورود گازهای گلخانه ای به جو تشدید شده است. بدین مفهوم که با افزایش غلظت گازهای گلخانه ای در هوا میانگین دمای سطح زمین از ۱۵ درجه سلسیوس تجاوز کرده است که همین امر پیامدهای اکولوژیکی وسیعی را در سطح کره زمین موجب شده است. مهمترین گازهای گلخانه ای جو N_2 ، O_3 و Ar هستند که امواج مادون قرمز را جذب و دوباره به سطح زمین گسیل می دارند. آب حدود دو سوم و CO_2 حدود یک چهارم این اثر را موجب می گردند و لذا بعنوان مهمترین گازهای گلخانه ای محسوب می گردند.

۱-۱۴- ذرات در اتمسفر

ذرات از اجزای معمولی و مهم اتمسفر، به ویژه تروپوسفر هستند. ذرات کلوئیدهای موجود در اتمسفر، آئروسول^{۱۱} نامیده می شوند. یک آئروسول مجموعه از ذره های ریز اعم از ذره های جامد یا قطره های ریز مایع است که در هوا پراکنده شده اند.

برای ذره های ریز موجود در هوا نامهای متداولی چون (گردو غبار) و (دوده) برای ذره های جامد و (شبلم) و (مه) برای قطره های مایع مطرح است. اغلب آئروسول های دارای منشأ طبیعی قطری کمتر از ۰/۲ میکرون دارند. این ذرات را اتکین^{۱۲} می نامند. ذرات اتکین در طبیعت از اسپری های دریایی، دودها، غبارها و تبخیر مواد آلی گیاهی و سایر ذراتی که در اتمسفر هستند و منشأ طبیعی دارند بوجود می آیند. ذرات اتمسفر با انعکاس نور به ایجاد تعادل حرارتی جو زمین کمک می کنند. شاید مهمترین کار ذرات در اتمسفر عملکرد آنها بعنوان هسته تشکیل کریستال های یخ و قطره های آب است. این ذرات بنام هستک های تراکم بارش نام می گیرند. امروزه برای ایجاد بارندگی مصنوعی در شرایطی که اتمسفر در حالت فوق اشباع از بخار قرار دارد، ذرات متراکم کننده افزوده می شود. در گذشته برای تولید این گونه بارانها از یخ خشک استفاده می شد. اکنون این عمل به کمک یدور نقره که تعداد زیادی از ذرات بسیار ریز ایجاد می کند انجام می شود.

ذرات در بسیاری از واکنش های شیمیایی اتمسفر دخالت دارند. برای مثال ذرات کوچک اکسیدهای فلزی و کربن در واکنش های اکسایش نقش کاتالیزور دارند. همچنین ذرات در واکنش های اکسایش به کمک نور شرکت می کنند.

افزایش ذرات موجود در اتمسفر نقش نقش سرد کننده گی بر روی دمای کره زمین دارد بطوری که در زمان بروز فعالیت های آتشفشانها در مقیاس وسیع در قرن ۱۶ دمای کره زمین بطور قابل توجهی کاهش یافت و یک عصر یخبندان کوچک رخ داد. افزایش مقدار ذرات موجود در اتمسفر عاملی در کاهش جذب نور خورشید توسط برگ گیاهان خواهد بود و لذا موجب کاهش راندمان گیاهان و محصول خواهد شد. همچنین ذرات معلق بعنوان یک آلاینده محیط شهری محسوب می شوند و در ایستگاههای آلوده سنجی با نام PM10 ثبت می گردد.

¹¹ . aerosol

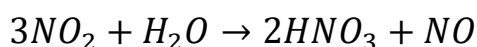
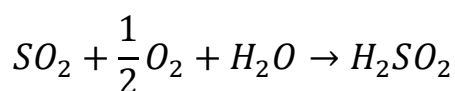
¹² . Aitkin

۱-۱۵- باران اسیدی

آب مقطر در ابتدا pH برابر با ۷ دارد ولی با انحلال CO₂ در آب مقدار pH کاهش یافته و آب حالت اسیدی بخود می گیرد که در آب باران نیز اتفاق می افتد:



pH آب باران در حالت طبیعی بین ۵/۵-۶/۵ است که برای انحلال مواد ضروری برای گیاهان لازم است. چون آب باران با این pH قادر به انحلال مواد ضروری برای گیاهان و سایر جانداران است. بارانی که PH آن کمتر از مقدار معمول باشد باران اسیدی نام دارد. کاهش pH به دلیل عوامل آلاینده بوده و می تواند مقدار آن به ۵ و ۴ و حتی ۲ نیز برسد. علت تشکیل باران های اسیدی، ورود اکسیدهای گوگرد و نیتروژن به اتمسفر است. این اکسیدها در اتمسفر به اسید سولفوریک و اسید نیتریک تبدیل می گردند.



قبل از سال ۱۹۳۰ مسأله بارش های اسیدی وجود نداشته است. در سال ۱۰۵۰ این پدیده در برخی مناطق ظاهر شد. جدول ۱-۳ کاتیون ها و آنیون های عمده موجود در نمونه ای از بارش اسیدی را نشان می دهد. غلظت بالاتر یونهای سولفات بیانگر این مطلب است که اسید سولفوریک جزء عمده بارش های اسیدی است. اسید نیتریک سهمی کوچکتر و اسید کلریدریک در مرتبه سوم اهمیت قرار دارند.

جدول شماره ۱-۵ غلظت کاتیون ها و آنیون های در نمونه ای از بارش اسیدی

کاتیون ها		آنیون ها	
غلظت (۱۰ ^۶ کی والان در لیتر)	یون	غلظت (۱۰ ^۶ کی والان در لیتر)	یون
۵۶	H ⁺	۵۱	SO _۴ ^{-۲}
۱۰	NH _۴ ⁺	۲۱	SO _۳ ⁻
۷	Ca ^{۲+}	۱۲	Cl ⁻
۵	Na ⁺		

		Mg ²⁺	۳
		K ⁺	۲

۱-۱۵-۱- اثر بارشهای اسیدی

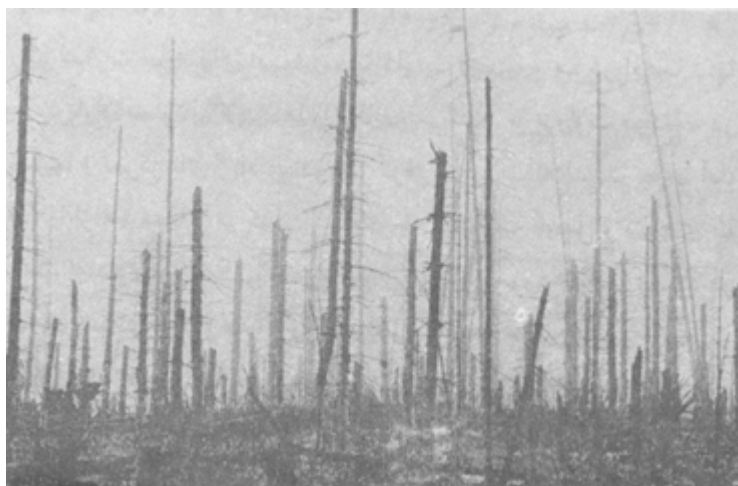
اثرات بارش های اسیدی به دو صورت الف: مستقیم و ب: اثر جانبی است.

۱- اثرات مستقیم: بارش های اسیدی بر روی ساختمان ها، مجسمه ها و ابنیه تاریخی اثر گذاشته و سالیانه خسارات سنگین ایجاد می کند. همچنین بارش های اسیدی می تواند اثرات نامطلوبی بر روی پوشش های گیاهی و جنگلی گذاشته، باعث تخریب و نابودی آنها گردد.

بارش های اسیدی به مرور زمان pH دریاچه ها و رودخانه ها را کاهش می دهد و اثرات مخربی بر روی اکوسیستم آنها دارد و بندرت می تواند به تخریب محیط زیست بیانجامد.

۲- اثرات جانبی: اثر مهم بارش های اسیدی، افزایش حلالیت بعضی از فلزات و ترکیبات است که می توان؛ جیوه، منیزیم، روی، نیکل، سرب، کادمیوم و الومینیم را نام برد.

وسعت مسئله باران های اسیدی با توجه به حوضچه ها، دریاچه های مرده (بدون ماهی) جنگل های مرده یا در حال مرگ و بناهای در حال ویرانی درک می شود. امروزه بسیاری از دریاچه در کشورهای آمریکا، کانادا و اروپای غربی به دریاچه های مرده تبدیل شده اند. در همین کشورها وسعت بسیاری از جنگلها کاهش یافته و در حال نابودی هستند.



شکل ۱-۸: اثر بارش اسیدی بر جنگل در لهستان

۱-۱۶- هسته‌های رادیواکتیو در اتمسفر

یکی از منابع مهم ورود رادیونوکلوئیدها به اتمسفر، گاز بی اثر رادون است که محصول فروپاشی رادیوم می باشد. رادون به صورت یکی از دو ایزوتوپ ^{222}Rn و ^{220}Rn به اتمسفر وارد می شود. هر دوی این ایزوتوپ ها (ایزوتوپ‌های رادون) انتشار دهنده اشعه آلفا α هستند و به ترتیب نیمه عمر $3/8$ روز و $54/5$ ثانیه دارند. و هر دو این ایزوتوپ ها در پایان عمر به ایزوتوپ‌های پایدار سرب تبدیل می گردند. اشعه کیهانی بر هسته‌های موجود در اتمسفر اثر گذاشته و رادیونوکلوئیدهای مانند ^{17}Be ، ^{10}Be ، ^{14}C ، ^{39}Cl ، ^3H ، ^{22}Na ، ^{32}P ، ^{33}P تولید می کند.

بر اثر سوخت سوخته‌های فسیلی مقداری هسته های رادیواکتیو وارد اتمسفر می شود. نیروگاههایی که از با سوخت ذغال سنگ استفاده می کنند در صورتی که فاقد دستگاههای کنترل خاکستر باشند می توانند مقدار زیادی رادیونوکلوئید به اتمسفر وارد می کنند.

ایزوتوپ های رادیواکتیو گاز بی اثر کریپتون ^{85}Kr از فعالیت راکتورهای هسته ای در اتمسفر منتشر می شوند. این رادیونوکلوئید دارای نیمه عمر $10/3$ سال است. سایر رادیونوکلوئیدهای حاصل از فعالیت راکتورها از نظر شیمیایی فعال هستند و می توان آنها را به کمک واکنش های شیمیایی از مواد خروجی جدا کرد. انفجار سلاح های هسته‌ای سهم عمده‌ای در ورود مواد رادیواکتیو به جو دارد. این مواد رادیواکتیو تا مسافت‌های بسیار دور پخش شده و سرانجام همراه باران به سطح زمین باز می گردند.

۱-۱۷- مه دود

در سال ۱۹۱۱ دکتر هارولد دووکس^{۱۳} به مخلوطی سمی دود، مه، هوا و دیگر مواد شیمیایی دیگر را که باعث مرگ ۱۱۵۰ نفر شد مه دود نامید که باعث فاجعه آلودگی هوای لندن شد بطور کلی دو نوع مه دود مشخص شده است؛ یک نوع آن از لحاظ شیمیایی کاهنده است و عمدتاً از سوختن ذغال سنگ و نفت حاصل می شود و شامل دی اکسید گوگرد مخلوط با دوده، خاکستر، دود و مواد مرکب آلی است که تا حدی اکسید شده اند. این نوع مه دود را نوع لندنی یا صنعتی نامیدند. نوع دوم مه دود که از لحاظ شیمیایی اکسید کننده است. نوع متداول در شهرهایی است که در آنجا مواد خروجی حاصل از احتراق ماشینهای درونسوز به مقدار زیاد در اتمسفر متمرکز می شوند. این نوع مه دود را مه دود فتوشیمیایی می

¹³ . Dr. Harold de. Voeux

نامند. علت این است که نور خورشید در شروع فرایند شیمیایی آن حائز اهمیت و نقش اساسی دارد. این مه دود فاقد دی اکسید گوگرد است اما حاوی مقدار زیادی اکسیدهای نیتروژن است. همچنین حاوی اُزون، اولفینهای اُزون دار شده، ترکیبات آلی پراکسید و انواع هیدروکربنها است.

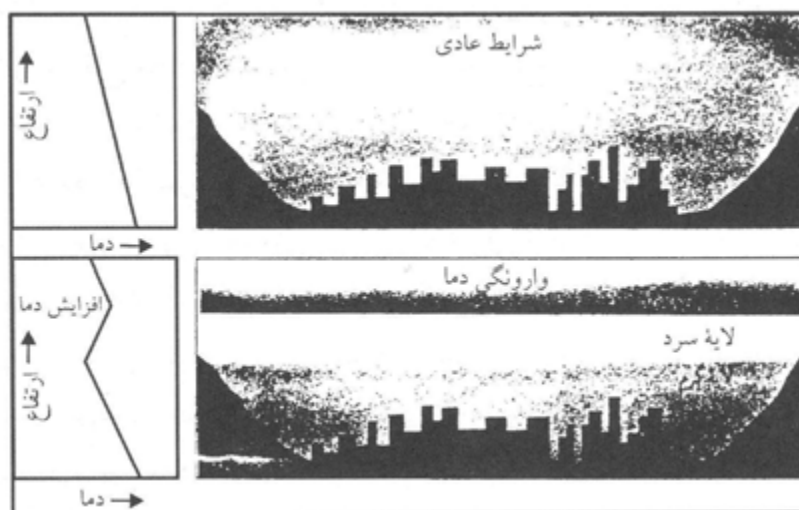
برای تشکیل مه دود شرایط جغرافیایی و هواشناختی به شرح زیر باید بوجود آید:

۱- تولید مقادیر زیاد مواد آلاینده در یک منطقه خاص

۲- محل آلودگی توسط کوههای مرتفع احاطه شده باشد.

۳- برقراری وارونگی دمایی

وارونگی گرمایی موقعی رخ می دهد که لایه هوای گرم بر روی لایه هوای سرد قرار گیرد. وارونگی گرمایی ترتیب غیر عادی دما برای توده هایی از هواست. در شرایط عادی معمولاً هوای گرم در پایین و نزدیک به زمین است و هوای گرم که دانسیته کمتری دارد به سمت بالا حرکت کرده و غالب مواد آلاینده را به تروپوسفر منتقل می کند و در انجا بر اثر حرکات افقی هوا این مواد پراکنده می شوند. در وارونگی دمایی هوای گرم در بالا و هوای سرد که دانسیته بیشتری دارد در نزدیک سطح زمین قرار دارد. (زارع و همکاران ۱۳۸۷: ۲۵) این ممکن است در بادی امر منطقی بنظر آید گو اینکه شما نیز در اطاق وقتی بهر علت بر روی چهار پایه و یا نردبان برای بست لامپ قرار می گیرید ملاحظه می کنید که هوای بالای اطاق گرم تر است. ولی در جو شرایط بر عکس است. در کره زمین بعلا اینکه منبع گرمای زمین تشعشع جذب شده از خورشید توسط سطح زمین است لذا در شرایط معمول هرچه از سطح زمین دور می شودیم و به ارتفاعات بالاتر می رویم هوا سردتر می شود که به این شرایط، شرایط نرمال یا استاندارد جو اطلاق می گردد. میزان کاهش دما در هوایی که نه خیلی مرطوب و نه خیلی خشک است با ازاء هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع ۰/۶۵ درجه سلسیوس یعنی در هر هزارمتر افزایش ارتفاع ۶/۵ درجه سلسیوس با افزایش ارتفاع دمای هوا کم می شود. حال اگر عکس این حالت رخ دهد یعنی با افزایش ارتفاع دما افزایش یابد بدان وارونگی دمایی می گویند که بندرت در جو اتفاق می افتد. در صورت بروز وارونگی دمایی هوا بصورت راکد آلاینده ها را در مجاورت سطح زمین نگه داشته و موجب تجمع آنها در یک نقطه خاص بخصوص سطح شهرهای آلوده می شود. وضعیت هوا بصورت عادی و وارونگی گرمایی در شکل شماره ۱-۱۰ نشان داده شده است.



شکل ۱-۱۰: نموداری از وارونگی گرمایی در شهر. هوای گرم روی توده هوای آلوده سرد کاملاً مانند یک سرپوش عمل می‌کند. این سرپوش هوای آلوده را بر بالای شهر آنقدر نگه می‌دارد تا شرایط جوی تغییر کند. خط سمت چپ نمودار دمای نسبی هوا را نسبت به ارتفاع نشان می‌دهد.

۱-۱۷-۱- آثار مه دود

آثار مه دود به طور عمده در زمینه های زیر ظاهر می شود:

- ۱- سلامت و آسایش انسان: التهاب چشم، بروز سرفه، خس خس سینه، انقباض ریه ها و التهاب مخاطهای تنفسی
 - ۲- اثر بر مواد و مصالح ساختمانی: اثر آزون بر مواد لاستیکی (ترکیدگی آن) شکستن ذنجیره پلیمری لاستیک طبیعی از طریق اکسیده شدن توسط آزون
 - ۳- اثر بر اتمسفر: ذرات آئروسول میدان دید را کاهش می دهند توسط پلیمره شدن تولید می گردند
 - ۴- اثر بر گیاهان: کاهش محصولات کشاورزی و غذایی
- آزون یکی از اجزاء مه دود است که برای انسان زیان آور است. پراکسی استیل نیتراتها و آلدئیدها که معمولاً در مه دود یافت می شوند موجب التهاب چشم می شوند. همچنین مه دود می تواند باعث بروز سرفه، خس خس سینه، انقباض ریه ها و التهاب مخاطهای تنفسی گردد.
- بعضی از اجزاء مه دود بر مواد و مصالح اثر نامطلوب دارد. اشیای لاستیکی، نفوذپذیری زیادی در مقابل آزون دارند و چنانچه در معرض آن قرار گیرند دچار ترکیدگی می شوند. آزون لاستیک طبیعی و مواد

مشابه آن از طریق اکسید کردن و شکستن پیوندهای دو گانه موجود در زنجیده پلیمری آنها مورد حمله قرار می دهد. ذرات آئروسول که میدان دید را کاهش می دهند به وسیله پلیمر شدن مولکولهای کوچکتر تولید می شوند و در جریان واکنشهای اولیه تولید مه دود به وجود می آیند. یکی از آثار مه دود کاهش محصولات کشاورزی و غذایی است. علت این امر وجود سه اکسید کننده مهم یعنی آزون، اکسیدهای نیتروژن و PAN^{۱۴} که بالاترین سمیت را برای گیاهان دارد است.

۱-۱۸- سرب در اتمسفر

سرب از جمله فلزاتی است که موارد استعمال بسیار دارد. سرب چه به صورت غبار و چه به صورت نمک های مختلف، از طریق دودکش کارخانه های مختلف وارد هوا می گردد. با همه این احوال خطرناکترین و وسیعترین مرکز پخش این ماده سمی از محیط زیست، اتومبیل است. در بنزین ترکیبات تترا اتیل سرب $bP(۳HC)۴$ و تترا متیل سرب $bP(۵H۲C)۴$ یافت میشود در اثر سوختن بنزین در اتومبیل، سرب تبدیل به اکسید سرب شده و به این صورت از لوله اگزوز خارج و به همین صورت نیز بوسیله هوای مورد تنفس وارد بدن انسان می شود. در آلمان غربی سالانه بین ۷۰۰۰ تا ۸۰۰۰ تن سرب وارد هوا می گردد. در تمام دنیا مقدار سرب تولید شده بوسیله اتومبیل ها و کارخانه های صنعتی به سالانه حدود ۵۰۰/۰۰۰ تن می رسد.

انسانها، حیوانات و گیاهان سرب را به صورت مختلف به بدن خود راه می دهند. سرب می تواند از طریق آبهای آلوده وارد آبهای نوشیدنی گشته و بعد وارد مواد غذایی شود. از طریق اگزوز اتومبیلها و دودکش کارخانهها وارد هوا و بالاخره وارد ریه گردد با این حال هوای آلوده به سرب مهمترین عامل گسترش این آلودگی است.

سرب وارد شده در هوا را به سختی می توان تحت کنترل درآورد. آنچه سبب نگرانی است تأثیر طویل المدت سرب بر روی محیط زیست می باشد. بعنوان مثال زمینهای مجاور خیابانها و اتوبانها با ترافیک شدید، همه با فاصله حدود ۰/۵ یا ۱ کیلومتری خیابان آلوده به سرب می باشند. همچنین در مورد موقعیت اقیانوسها در رابطه با آلودگی بوسیله سرب باید گفت که به مقدار سرب موجود در اقیانوسها امروزه حدود ۵۰ برابر مقدار طبیعی خود می باشد.

^{۱۴} پیکلسی اسپرینترت ه

۱-۱۹-۱- جیوه

۱-۱۹-۱- فرم فلزی جیوه :

در ترمومتر ، باتریها و بعضی از رنگ های پلاستیکی و لامپ های فلورسنت وجود دارد . جیوه تنها فلزی است که در فرم عنصر در دمای اتاق مایع است و به راحتی تبخیر میشود و وارد اتمسفر شده و باعث آلودگی هوا میشود و استنشاق آن سبب مسمومیت می گردد. فرم فلزی در چربی محلول بوده ، پس از استنشاق به راحتی از طریق آلوئولها وارد جریان خون می شود.

-فرم غیر آلی جیوه :

در حشره کشها ، آفت کشها ، مواد ضد عفونی کننده و باتریهای خشک و غیره وجود دارد که به راحتی وارد هوا میشود و بلع این نوع ظرف چند ساعت سبب ناراحتی های گوارشی و غیره خواهد شد .

۱-۱۹-۲- فرم آلی جیوه :

ترکیبات آلی جیوه در چربی محلول هستند. برخی از آنها به راحتی تبخیر میشود و وارد فاز گازی میشود. این ترکیبات سبب مسمومیت و التهاب پوست میشوند و در چربی خون انحلال یافته و به سیستم عصبی مرکزی به شدت آسیب میرسانند. ترکیبات پایدار آلکیل مرکوری برای سیستم عصبی و جنین سمی میباشند. جیوه جهش زا بوده و سبب ناقص الخلقه شدن جنین می شود به ویژه اگر به صورت آلکیل مرکوری باشد. ترکیبات جیوه در محیط به وسیله میکرو ارگانیسم های آب و خاک تبدیل به متیل مرکوری شده و میتواند وارد بدن ماهی و سایر آبزیان شده و نهایتاً توسط انسان مصرف شود . متیل مرکوری وارد شده از طریق گوارش خصوصاً به سیستم عصبی مرکزی و کلیه ها آسیب میرساند .

جیوه بین آب و خاک و هوا در حال گردش می باشد. در محدوده مناطق معدنی بیش از سایر مناطق است. میتوان گفت گازهای ناشی از باطله های معدنی و مواد معدنی کار شده یکی از راههای انتشار این فلز به هواست. از نکات جالب توجه این است که جیوه تمایل زیادی به شرکت در اجزای گوگرددار قارچ را دارد و به همین دلیل قارچهای غنی از جیوه را بدون در نظر گرفتن این مطلب که جیوه در خاک وجود دارد یا نه ، در همه جا میتوان یافت. در جاهایی که آلودگی اتمسفر به این عنصر بالا باشد میزان جیوه قارچ به میزان چشمگیری افزایش می یابد . همچنین جیوه قابلیت تبخیر از خاک را دارد و تا اندازه ای در گیاه خاک و هوموس باقی میماند . در اثر بسیاری از فرآیندهای اشتعالزا جیوه وارد فاز گازی می شود که باید به نحوی آنرا از محیط زدود .

۱-۲۰- دی اکسین‌ها

اصطلاح دی اکسین به گروهی از ترکیبات آلی کلره اطلاق می شود که اغلب آنها در پروسه سوزاندن تولید می شوند. اساس مولکولی دی اکسین دو حلقه بنزن با ۲ پل اکسیژن می باشد که تحت عنوان Polychlorinated –dibenzo-para-dioxine شناخته می شوند.

ترکیبات دی اکسین از سمی ترین آلاینده های زیست محیطی به شمار می روند و دارای ۷۳ ایزومر می باشند. در میان ایزومرهای دی اکسین سمی ترین آنها TCDD می باشد با فرمول $LC_4H_2CO_2$ که وزن مولکولی آن ۳۲۲ و شامل ۲۲ ایزومر است. نقطه ذوب آن ۵۷۷ فارنهایت می باشد.

ترکیبات PCDD تا حرارت ۱۳۰۰ درجه فارنهایت پایدار می باشند و فشار جزئی آنها در شرایط طبیعی یک میلیونیم میلیمتر جیوه است، بنابراین قابلیت فرار از سطوح را در حرارت محیط ندارند. این خواص فیزیکی همراه با پایداری حرارت و انحلال کم آن در آب ۳ خاصیت عمده دی اکسین در محیط زیست می باشد. اثر دی اکسین ها بر روی موجودات زنده ۱۰۰۰۰ برابر قوی تر از سیانور می باشد و این ترکیبات اثرات سرطان زایی بسیار بالایی دارند. سوزاندن زباله به ویژه به صورت غیر بهداشتی مهمترین عامل انتشار این ترکیب در محیط زیست می باشد. دی اکسین یک محصول فرعی در تولیدات کشاورزی و مواد شیمیایی نیز به شمار می رود.

از عوارض عمده دی اکسین بر انسان آسیب کبدی و ناراحتی های شدید پوستی می باشد. نحوه انتشار این ماده را می توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- سوزاندن زباله به ویژه مواد پلاستیکی

۲- پروسه تولید ترکیبات PCB

۳- در صنایع سلولزی

در صنایع سلولزی حضور کلر در پروسه های تولید خمیر کاغذ سبب حمله کلر به ساختمان هیدروکربنهای موجود در لیگنین شده و زمینه تشکیل PCDD را فراهم می سازد. اصولاً در هر پروسه ای که ترکیبات فنله و کلره تواما حاضر شوند احتمال خطر تشکیل PCDD مهیا می گردد.

مواد زائد حاوی PVC که دارای درصد نسبتاً زیادی HCL می باشند می تواند منجر به تشکیل مقادیر نسبتاً بالای PCDD گردد.

سوزاندن بیشتر کاغذ در اروپا نسبت به آمریکا، PCDD بیشتری در اتمسفر اروپا به وجود آورده است.

آنچه در رابطه با PCDD برای ما از اهمیت ویژه برخوردار است موارد ذیل می باشد .
این ترکیب سمی ترین و خطرناکترین آلاینده شناخته شده زیست محیطی می باشد.
ترکیب TCDD ۲،۳،۷،۸ در میان ترکیبات سمی PCDD از همه خطرناک تر است.
در جهت کاهش PCDD در طبیعت باید اکیدا از سوخت ناقص زباله در حرارت کمتر از ۱۳۰۰ درجه فارنهایت جلوگیری کرد.

۱-۲۱- واقیتهایی درباره اتمسفر محدودمان

تا قبل از سال ۱۹۶۰ به آلودگی کمتر توجه می شد و انسان نهایی برای اتمسفر قائل نبود. بنابراین هنگام انتشار دود، CO، SO_۲ و NO_x و سایر آلاینده مادامی که پراکنده گی آنها در اتمسفر از دید انسان دور می ماند و بویی استشمام نمی شد آثار مخربی برای آنها قائل نبود. اما واقیت اتمسفر ما به گونه ای دیگر است. ۹۹٪ گازهای تشکیل دهنده اتمسفر تا ارتفاع ۳۰ کیلومتری از زمین قرار دارند. اکسیژن کافی برای حیات فقط تا ارتفاع ۶/۵ کیلومتری بالای سطح زمین وجود دارد و بیشترین هوای مورد نیاز ما بطور متوسط در ارتفاع ۱۱ کیلومتری از سطح دریا قرار دارد. مواد آلاینده در همین ناحیه محدود در سطح زمین جمع می گردند و آثار خود را ظاهر می کنند. این مواد از اطراف زمین دور نمی شوند و به فضای خارج راه نمی یابند بلکه مجدداً به سراغ ما یا فرزندانمان خواهند آمد.

۱-۲۲- نیمه عمر

نیمه عمر به مدت زمانی گویند که ماده پرتوزا به نصف مقدار اولیه خود بر اثر واکنشهای پرتوزایی تقلیل یابد و با رابطه ذیل تعریف می گردد:

$$t_{1/2} = \frac{\ln(2)}{\lambda}$$

که در اینجا (λ) را ثابت واپاشی گویند. نیمه عمر رادیوایزوتوپ فلور-۱۸ بطور مثال قریب ۱۲۰ دقیقه است. نیمه عمر اتم‌ها معیاری از ناپایداری آنهاست و برای مواد رادیواکتیو این پارامتر می‌تواند بین کسری از هزارم ثانیه تا چندین میلیون سال متفاوت باشد. برای نمونه نیمه عمر اتم کربن ۱۴ که میزان آن در مواد مختلف، معیار مناسبی برای زمان در تحقیقات باستان‌شناسی است، ۵۷۳۰ سال می‌باشد.

جهت محاسبه تعداد نیمه عمر و یا درصد تلاشی ماده پس از گذشت تعداد مشخصی نیمه عمر، می‌توان از رابطه ساده‌شده زیر، استفاده کرد:

$$0.3N = \log\left(\frac{100}{100 - X}\right)$$

که در آن : N = تعداد نیمه عمر و X = درصد تلاشی ماده

۱-۲۲-۱- کربن ۱۴؛ کلید تشخیص دقیق عمر

با مشخص کردن اینکه چه مقدار از هسته‌ی رادیواکتیو باقی مانده است متوجه می‌شویم که چند نیمه عمر ماده سپری شده و چون نیمه عمر عناصر را می‌دانیم به راحتی می‌توانیم سن اشیاء قدیمی را محاسبه نماییم.

عمر اشیاء قدیمی به کمک ایزوتوپ‌های رادیواکتیو کربن ۱۴ تعیین می‌شود که تغییرات آن بطور طبیعی اتفاق می‌افتد. به کمک زمان سنجی کربن ۱۴ طول عمر اجسام را تا ۶۰۰۰۰ سال می‌توان تعیین کرد. زمانی که نوترون‌های پرتوهای کیهانی در اتمسفر با نیتروژن‌های ۱۴ برخورد می‌کنند. به طور مداوم کربن ۱۴ تولید می‌شود. کربن ۱۴ به سرعت با دی اکسید کربن هوا مخلوط شده و از طریق فوتوسنتز در گیاهان جذب می‌شود. به این ترتیب کربن ۱۴ در تمام موجودات زنده راه پیدا می‌کند. پس قسمتی از همه کربن‌های موجود در بدن موجودات زنده کربن ۱۴ است که نسبت تمرکز آن هم مقدار ثابتی است. اما کربن ۱۴ یک عنصر رادیواکتیو است و با مرور زمان واپاشی کرده و تبدیل به عناصر دیگر می‌شود. زمانی که یک موجود زنده می‌میرد و یا گیاهی خشک می‌شود، دیگر کربن ۱۴ جدیدی به طبیعت اضافه نمی‌شود اما کربن ۱۴‌های قدیمی شروع به واپاشی می‌کنند.

(لازم به یادآوری است که عنصر رادیواکتیو به عناصری گفته میشود که تعداد نوترون در هسته آنها از یک و نیم برابر تعداد پروتون‌های موجود در هسته بیشتر باشد در این صورت هسته عنصر ناپایدار خواهد بود و میل به تلاشی و تشکیل عناصری با هسته‌های پایدار دارد.)

نیمه عمر کربن ۱۴ حدود ۵۷۶۰ سال تعیین شده است. بنابراین زمانی که باستانشناسان یک تکه ذغال را در غار یا یک قطعه چوب را در یک بنای قدیمی پیدا می‌کنند، می‌توانند به دقت مقدار کربن موجود در آنها را اندازه گرفته و مقدرا کربن ۱۴ آن را تعیین کنند و سپس با در نظر گرفتن میزان کربن ۱۴ موجود در درختان امروزی مقدار کربن ۱۴ این اجسام را در زمان خود مشخص کنند. و از این راه طول عمر جسم مورد نظر را به دست آورند. برای اندازه‌گیری بقایای کربن ۱۴ موجود در تکه چوبی که در یک پناهگاه قدیمی پیدا شده می‌توان آن را تجزیه نمود و عمرش را با دقت خوبی تعیین کرد. این امر، زمان شکسته شدن یا بریده شدن تکه چوب از درخت جهت ساختن پناهگاه را مشخص کرده در نتیجه دورانی را که انسانها از این چوب استفاده کرده اند تعیین می‌شود.

برای جدا کردن کربن ۱۴ از دیگر عناصر، چوب را می‌سوزانند تا به صورت گاز متان یا اتان دربیاید گاز حاصل را که دارای کربن ۱۴ است. به مدت یک ماه درون یک محفظه نگه می‌دارند در این مدت ترکیبات اورانیوم که ممکن است باعث اندازه‌گیری غیر واقعی عمر شوند واپاشیده شده و مقدارشان به حداقل می‌رسد. سپس به وسیله دستگاهی میزان تشعشع اتم‌های کربن ۱۴ موجود در نمونه را بررسی می‌کنند. و به این ترتیب عمر نمونه را مشخص می‌کنند. با وجود همه امتیازاتی که زمان سنجی کربن ۱۴ داراست محدودیت‌هایی نیز دارد. کربن ۱۴ نیمه عمر نسبتاً کوتاهی دارد و فقط جهت تعیین طول عمرهایی تا ۶۰ هزار سال قبل مفید است. برای عمرسنجی موارد قدیمی تر باید از دیگر عناصر رادیواکتیو که نیمه عمر بیشتری دارند استفاده کرد. که البته اساس کار این زمان سنجی‌ها هم کاملاً مشابه کربن ۱۴ است. به غیر از کربن ۱۴ عناصر دیگری نیز در زمان سنجی بکار می‌روند که عبارتند از: اورانیوم ۲۳۸ (U^{۲۳۸}) که پس از چندمین مرحله واپاشی به سرب ۲۰۶ (**206Pb**) تبدیل می‌شود. اورانیوم ۲۳۵ (U^{۲۳۵}) که به سرب ۲۰۷ (**bP^{۲۰۷}**)، تورنیوم ۲۳۲ که به سرب ۲۰۸ و پتاسیم ۴۰ که به آرگون ۴۰ تبدیل می‌شود.

زمانی که زمین شکل گرفته شامل ذخایری از ایزوتوپ‌های اورانیوم ۲۳۸ بوده است. نیمه عمر اورانیوم ۲۳۸ در حدود ۴/۵ میلیارد سال است. دانشمندان معتقدند که هنگام تشکیل زمین اصلاً سربی وجود

نداشته و تمام سرب موجود در کره زمین در اثر واپاشی اورانیوم بوجود آمده است. از آنجایی که ما نیمه عمر اورانیوم را می‌دانیم و در ضمن می‌توانیم مقدار اورانیوم ۲۳۸ و سرب موجود در یک نمونه را اندازه بگیریم، می‌توانیم طول عمر سنگهایی را که متعلق به میلیاردها سال پیش هستند را مشخص کنیم. اکثر نمونه سنگها شامل دو مقدار مساوی از اتم های اورانیوم ۲۳۸ و سرب ۲۰۶ می‌باشند. یعنی مقدار اورانیوم نصف شده است. یعنی اورانیوم یک نیمه عمر خود را گذرانده است و این سنگها ۴/۵ میلیارد سال قدمت دارند. تا مدت‌ها تصور می‌شد که زمین فقط ۱۰۰ میلیون سال عمر دارد، اما با این روش عمر زمین را حدود ۴/۵ میلیارد سال تعیین نموده اند.

۱-۲۲-۲- چگونگی تولید کربن ۱۴

در ارتفاع ۶ تا ۱۵ کیلومتری جو زمین ، بر اثر برخورد اشعه کیهانی به اتمسفر زمین ، نوترونیایی با انرژی زیاد تولید می‌شود. وقتی انرژی نوترونها بین ۰/۴ تا ۱/۶ میلیون الکترون ولت باشد، با برخورد به اتمهای نیتروژن ، کربن ۱۴ ایجاد می‌کنند:

۱-۲۲-۳- منابع ورود کربن ۱۴ به جو زمین

اتمهای کربن ۱۴، پس از تشکیل به سرعت با اکسیژن ، ترکیب و به صورت CO_2 ، در فضا منتشر می‌شود و از طریق دو منبع وارد ذخیره جهانی کربن در کره زمین می‌شوند. این دو منبع ، عبارتند از:

واکنش با آبهای سطحی اقیانوسها و انتقال به آبهای عمیق تر و انتقال به چرخه حیات آبیان ، فتوسنتز و ورود به ساختار گیاهان و نهایتاً تغذیه حیوانات علفخوار و گوشتخوار و انتقال به بدن حیوانات و انسانها. تخمین زده می‌شود که تولید کربن ۱۴ در اتمسفر در وضعیت موازنه با تجزیه پرتوزای آن قرار دارد. در نتیجه ، کل ذخیره کربن ۱۴ کره زمین مقدار ثابتی است.

۱-۲۲-۴- تعیین سن

با مشخص کردن اینکه چه مقدار از هسته ای رادیواکتیو باقی مانده است متوجه میشویم که چند نیمه عمر ماده سپری شده و چون نیمه عمر عناصر را میدانیم به راحتی میتوانیم سن نمونه را محاسبه نماییم. به کمک زمان سنجی C^{14} طول عمر اجسام را تا ۶۰۰۰۰ سال می توان تعیین کرد. نیمه عمر C^{14} در حدود ۵۷۶۰ سال است و در رسوباتی که بیش از ۴۰۰۰۰ سال عمر داشته باشند تمامی C^{14} به N^{14} تبدیل گشته و لذا C^{14} کلا از بین رفته و ناپدید شده است. لذا این متد اغلب در باستان شناسی و تعیین

سن رسوبات عهد حاضر بکار می‌رود. زمانی که نوترونهای پرتوهای کیهانی در اتمسفر با نیتروژن های ۱۴ برخورد میکنند. به طور مداوم ^{14}C تولید میشود. ^{14}C با اکسیژن هوا ترکیب و به گاز کربنیک تبدیل و جذب گیاه شده و در ترکیبات بدن موجود زنده ذخیره می‌گردد. به این ترتیب ^{14}C در تمام موجودات زنده راه پیدا می‌کند. پس قسمتی از همه کربن های موجود در بدن موجودات زنده ^{14}C است که نسبت تمرکز آن هم مقدار ثابتی است. چون کربن ذخیره شده در بدن موجودات زنده خاصیت رادیواکتیو داشته و ناپایدار است، پس از مرگ موجود زنده به تدریج تجزیه می‌گردد. ^{14}C با مرور زمان واپاشی کرده و تبدیل به عناصر دیگر میشود. زمانی که یک موجود زنده می‌میرد و یا گیاهی خشک میشود، دیگر ^{14}C جدیدی به طبیعت اضافه نمیشود اما ^{14}C های قدیمی شروع به واپاشی میکنند.

به غیر از کربن ۱۴ عناصر دیگری نیز در زمان سنجی بکار می‌روند که عبارتند از:

- (۱) تعیین سن به روش پتاسیم-آرگن
- (۲) تعیین سن به روش روبیدیم - استرانسیوم
- (۳) تعیین سن به روش اورانیم ، سرب و توریم ، سرب
- (۴) تعیین سن با استفاده از ایزوتوپهای ^{230}Th و ^{231}Pa
- (۵) تعیین سن به روش فلوئور
- (۶) تعیین سن به روش آمینو اسیدها

۱-۲۳- رعد و برق به عنوان یک واکنش الکتروشیمیایی در جو

با توجه به اینکه وقوع رعد و برق به تغییر در عناصر جوی و اجزاء اتمسفر مربوط می‌گردد، به توضیح چگونگی رخداد آن می‌پردازیم. رعد و برق یا صاعقه در اثر برخورد ابرهای دارای بارهای غیر همنام، واکنش‌های الکتریکی شدیدی به صورت نور و صدای شدید تولید می‌گردد. براساس مطالعات به عمل آمده تعداد رعد و برق در هر لحظه در سراسر دنیا بین ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ بار می‌باشد و سالانه خسارت هنگفتی به بار آورده و جان بسیاری را می‌گیرد.

در زمان وقوع رعد و برق بارهای الکتریکی منفی و مثبت در ابر از یکدیگر جدا می‌شوند، بارهای منفی به بخش پایین‌تر ابر سقوط می‌کنند و بارهای مثبت در بخش‌های میانی و بالاتر می‌مانند. این پدیده یک تخلیه الکتریکی شدید و بسیار سریع در هواست و همین تخلیه الکتریکی است که نور و صدا تولید می‌کند. در هنگام رعد و برق، برق در جریانات هوایی بالا و پایین قوی در داخل ابرهایی موسوم به کومولونیمبوس تاریک شکل می‌گیرد. در این شرایط قطرات آب، تگرگ و کریستال‌های یخ با یکدیگر برخورد می‌کنند که این برخوردها، بارهای الکتریکی را در ابر به وجود می‌آورد.

موقعی که اختلاف بارها به قدر کافی بزرگ می‌شود، یک جریان الکتریسیته از ابر به پایین و به طرف زمین یا از یک بخش ابر به بخش دیگر یا از یک ابر به ابر دیگر جریان پیدا می‌کند. این جریان الکتریکی معمولاً بار مثبت در ابر ایجاد می‌کند ولی سطح زمین بار منفی القا می‌کند و به این ترتیب مجموعه ابر، هوا و زمین به یک خازن بسیار بزرگ تبدیل می‌شود که لحظه به لحظه بار آن بیشتر می‌شود و بنابراین اختلاف پتانسیل دو قطب آن افزایش پیدا می‌کند، بالاخره مقدار بین بار الکتریکی آنقدر زیاد می‌شود که اختلاف پتانسیل بین ابر و زمین به ۱۰ تا ۱۰۰ میلیون ولت میرسد و میدان الکتریکی حاصل از چنین اختلاف پتانسیلی میتواند هوا را با اینکه در حالت عادی نارسانا است در یک سیر خاص یونیزه کرده و آنرا به رسانا تبدیل می‌کند.

به محض اینکه چنین سیری از مولکولهای یونیزه رسانا از ابر تا زمین ایجاد می‌شود، بارهای الکتریکی به طرف هم حرکت میکنند و در عرض $0/0001$ ثانیه جریان وحشتناکی در حدود ۳۰ هزار آمپر از هوای یونیزه میگذرد. این جریان ضمن عبور از ماده با مقاومت اتمهای آن روبرو میشود و این مقاومت بخشی از انرژی الکتریکی را به گرما تبدیل میکند. با استفاده از اصول اولیه الکترومغناطیس میتوان تخمین زد که این جریان در ولتاژ ۱۰ میلیون ولت، توان گرمایی در حدود ۱۰۰ میلیارد وات دارد و میتواند گرمایی در حدود ۱۰ میلیون ژول ایجاد کند.

این گرما باعث می‌شود دمای هوا در مسیر آذرخش به ۳۰ هزار درجه سانتی گراد برسد، که این تغییر ناگهانی دما (از حدود ۳۰۰ کلوین به ۳۰۰ هزار کلوین) حجم هوا را ۱۰۰ برابر می‌کند و این یعنی یک انفجار واقعی در هوا که موجب انبساط سریع و شدید هوا شده و یک موج ضربتی (shock wave) با فشار بین ۱۰ تا ۳۰ اتمسفر در هوای اطراف ایجاد میکند که با سرعت صوت و به شکل تندر یا رعد به گوش ما می‌رسد.

اما گرمای ایجاد شده غیر از انبساط بلاهای دیگری هم سر مولکولهای هوا می‌آورد. جریان شدیدی که از هوا میگذرد، آن را گرم میکند و به تابش و میدارد و این همان تابشی است که یک مسیر نورانی بین ابر و زمین ایجاد می‌شود و به آن برق می‌گوییم.



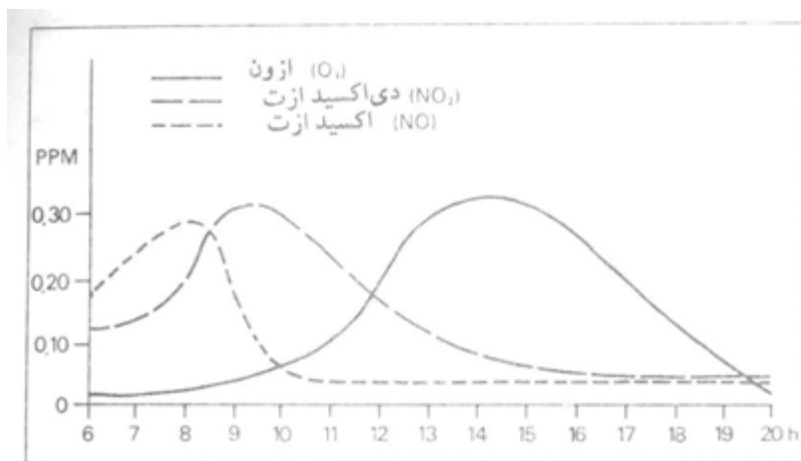
شکل ۱-۱۱: تصویری از رعد و برق

فصل دوم

آلوده گی هوای شهری مرتبط با عوامل جوی و تغییرات اُزون

آلودگی هوا به ورود گازها و ذرات معلق در اتمسفر اطلاق می‌شود که ترکیب طبیعی آن را بر هم زند. همانطور که در بخش قبل گفتیم از سطح زمین تا ۸۰ کیلومتری را لایه هوموسفر یا همگن سپهر تشکیل می‌دهد و این بدان معناست که در این لایه ترکیبات جو ثابت هستند. حال اگر مواد اضافی وارد اتمسفر شوند که بصورت معناداری این ترکیب ثابت را بر هم زند منجر به آلوده شدن هوا می‌شود. این اتفاق به واسطه فعالیت بشر بعد از انقلاب صنعتی رخ داد که ازدیاد جمعیت و مصرف سوخت‌های فسیلی، حجم بالایی از گازها را وارد جو کرد. آلودگی هوا در نواحی شهری گه از تراکم جمعیت بسیار بیشتری برخوردار بود نمود بیشتری داشت. آلودگی هوای شهرها متأثر از میزان مواد سمی ناشی از فعالیت زیستی بشر به داخل جو شهری است. هر قدر میزان تراکم جمعیت بیشتر باشد تولید مواد آلاینده در جو شهری بیشتر خواهد بود. بررسی‌ها نشان داده میزان آلودگی هوا به ترافیک شهری وابسته است. از سویی دیگر در شهرهای بزرگ که به تولید نیروی الکتریکی بیشتر برای تامین روشنایی تعداد منازل و خیابان‌های بیشتری نیاز است، آلاینده‌گی کارخانجات تولید الکتریسته حرارتی نیز بیشتر است. حال اگر این نیروگاه‌های حرارتی از نظر اقلیمی درست مکانیابی نشده باشند تولید اکسیدهای نیتروژن این کارخانجات و انتشار آن در جو شهری بخصوص در فصول سرد سال می‌تواند بسیار خطرناک باشد. مرز هشدار آلودگی در شهرهای شاهین شهر که در شرق نیروگاه شهید محمد منتظری اصفهان قرار دارد و نیز شهر اصفهان که در معرض آلودگی نیروگاه حرارتی درجه قرار دارد از جمله آن است. بمنظور آگاهی بر شرایط آلودگی شهرها ایستگاههای آلوده سنجی که بصورت خودکار کار می‌کنند در برخی نقاط نصب شده است. در ایستگاههای آلوده سنجی گازهای آلاینده خیلی مهم اندازه‌گیری می‌شوند. این گازهای عبارتند از: نیترو اکسید با علامت اختصاری NO، دی اکسید نیتروژن NO_۲، مجموع اکسیدهای نیتروژن یا NO_x، دی اکسید گوگرد SO_۲، اوزون O_۳، مونواکسید کربن CO، دی اکسید کربن CO_۲ و ذرات معلق PM_{۱۰}. در بین این ترکیبات NO و NO_۲ از مهمترین آلاینده‌ها در اغلب اجتماعات انسانی است. NO گازی است بی‌رنگ با اثر سمی اندک اما در طبیعت اکسید شده و به گاز سمی NO_۲ تبدیل می‌شود. NO_۲ هم در غلظت زیاد به رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای با بویی تند و نافذ است. این گاز در حرارت‌های بالای احتراق مواد سوختنی از ترکیب نیتروژن هوا و اکسیژن تولید می‌شود. در واقع ازت اتمی در شرایط مناسب (درجه حرارت کافی) با اکسیژن اتمی و یا مولکولی وارد واکنش می‌شود و اکسیدهای ازت بوسیله NO را بوجود می‌آورد که خود NO در مجاورت نور خورشید (کاتالیزور) اکسید شده تبدیل به NO_۲ می‌شود.

برخی از این آلاینده‌ها، آلاینده‌های اولیه نامیده شده و بطور مستقیم از دودکش کارخانجات و آگزوز اتومبیل‌ها به جو شهری وارد می‌شوند. برای مثال منبع عمده تولید مونواکسید کربن احتراق اتومبیل‌ها در ترافیک‌های شهری است. بطوری که در نواحی پر تراکم مانند چهارراه‌ها و پارکینگ‌ها میزان این گاز به حداکثر میزان خود می‌رسد. همچنین منبع اصلی تولید نیترو اکسید کارخانجات تولید نیروی الکتریکی است. در صورتی که ذرات معلق می‌تواند از منابعی مختلفی مانند سایش لاستیک اتومبیل‌ها بر سطح خیابان، دوده کارخانجات و اتومبیل‌ها و نیز فعالیت‌های ساختمان سازی در سطح شهرها تولید گردد. گازهای دی اکسید کربن، اکسید نیتروژن و آزون از جمله آلاینده‌های ثانوی محسوب می‌شوند که بر اثر اکسیداسیون گازهای اولیه و یا فعالیت فتوشیمیایی خورشید از آلاینده‌های اولیه تولید می‌گردند. برای مثال همانطور که در شکل ۱-۲ نشان داده شده است ابتدا در اول صبح بعلا افزایش ترافیک صبحگاهی برای حضور مردم در سرکار و کلاسهای درس مدارس و دانشگاهها، تردد خوردروها در خیابان‌ها حداکثر بوده و در (ساعت ۷-۸) اکسید ازت بصورت مستقیم دودکش اتومبیل‌ها به جو شهری تزریق می‌شود، پس از طلوع خورشید و بالا آمدن آن از افق که با افزایش دمای هوا نیز همراه می‌شود، اکسید ازت به دی اکسید ازت تغییر حالت داده که معمولاً در حدود ساعت ۱۰ صبح این اتفاق رخ می‌دهد. با افزایش ارتفاع و شدت تابش خورشید، با فعالیت فتوشیمیایی خورشید دی اکسید ازت شکسته شده و با اکسیژن هوا ترکیب می‌گردد و منجر به تولید آزون می‌شود. که در ساعات ۱۴ تا ۱۵ مصادف با وقوع حداکثر دما و تابش میزان آزون به حداکثر میزان خود می‌رسد. با کاهش ارتفاع و شدت تابش خورشید در از ساعت تا غروب خورشید از میزان آزون جو کاسته می‌شود. لذا با افزایش فعالیت خورشیدی در ظهر و بعد از ظهر، دی اکسید ازت به آزون تغییر شکل می‌دهد و لذا می‌بینیم که حداکثرهای مقادیر آزون در ساعات بعدازظهر مشاهده می‌شود (شکل شماره ۱-۲).



شکل شماره ۲-۱ تغییر شکل اکسیدهای ازت در لس آنجلس

آزون گازی دو سوپه است. در سطح زمین و به خصوص در نواحی شهری بعنوان یک آلاینده محسوب می گردد و لذا باید تدابیر لازم در جهت کاهش میزان آن سنجیده شود. در صورتی که در لایه استراتوسفر یک گاز مفید برای حیات کره زمین است و لذا در جهت ادامه بقای آن باید گام برداشته شود و از نابودی آن جلوگیری کرد. با توجه به تأثیر پذیری قابل توجه تغییرات آزون از عوامل جوی، ضمن بررسی شرایط تشکیل این آلاینده در ارتباط با شرایط اقلیمی، بصورت موردی تغییرات آن در برخی ایستگاههای آلوده سنجی اصفهان مطالعه خواهد شد.

۲-۲- تغییرات آزون

بستگی به اثر آزون بر روی زندگی موجودات زنده، آزون موجود در جو به دو بخش؛ آزون تروپوسفری و آزون استراتوسفری تقسیم می شود. وقتی آزون در سطح زمین تشکیل می گردد که در ترکیب ئیدروژن و اکسید ازت در مقابل بخار آب و نور قرار گیرند. آزون موجود در تروپوسفر به آزون سطحی مشهور بوده و جزء آلاینده های هوا و گازهای گلخانه ای تقسیم بندی می شود.

آزون موجود در تروپوسفر که به آزون سطحی مشهور بوده، بر اثر واکنش های شیمیایی و فتوشیمیایی ناشی از پرتوهای خورشیدی تولید می شود. همچنین تخلیه بار الکتریکی شدید بر اثر رعد و برق می تواند موجب تشکیل آزون سطحی شود. درجه حرارت های بالاتر، انتشار هیدروکربن بیوژنی را افزایش می دهد و فراوانی NO_x ($NO+NO_2$) با تجزیه حرارتی، ذخیره هیدرواکسید نیتريت را افزایش می دهد. نتایج

برخی مدل افزایش اُزون را در درجه حرارت‌های بالاتر نشان می‌دهد. NO_2 و ترکیبات ارگانیک بخار شدنی، ماده اولیه برای شکل‌گیری اُزون هستند.

از سویی دیگر این گاز بر روی گیاهان اثر گذاشته موجب آسیب دیدن گیاهان و درختان جنگل شده و باعث اکسید و تخریب فلزات، مواد و ابنیه تاریخی خواهد شد. همچنین اُزون موجود در تروپوسفر به عنوان یک گاز گلخانه، همراه با سایر گازهای گلخانه‌ای گرمایش جهانی را در پی دارد.

اُزون موجود در استراتوسفر که نقش حیاتی برای کره زمین داشته و عده‌ای از دانشمندان بر این باورند که حیات بر روی کره زمین از زمانی آغاز شد که علاوه بر آب و اکسیژن، لایه اُزون در استراتوسفر شکل گرفت. اُزون موجود در استراتوسفر در ارتفاع ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری سطح زمین با عنوان لایه اُزون قرار گرفته است. با این همه در بالای مرز تروپوپاوز که در عرض‌های مختلف جغرافیایی متفاوت است، جایی که تغییر روند دما و رطوبت با ارتفاع تغییر می‌کند اُزون استراتوسفری تشکیل شده و تا مرز ۵۰ کیلومتری پخش است. اگر از فضای بین سیاره‌ای به زمین نگاه کنیم لایه اُزون مانند نوار نازک آبی رنگ دور زمین را فرا گرفته است.

نتایج اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد که غلظت متوسط اُزون تروپوسفری در نیمکره شمالی افزایش یافته است. از مقایسه مشاهدات اخیر با آنچه در آزمایشگاه مونتسوری پاریس در سالهای ۱۸۷۶ تا ۱۹۱۰ اندازه‌گیری شده چنین بر می‌آید که غلظت اُزون در مدارهای جغرافیایی بالا طی صد سال گذشته بیش از دو برابر شده است (محامد ۱۳۷۷). همچنین پیش‌بینی می‌شود متوسط اُزون موجود در جو زمین از $32/7 \text{ bppb}$ در حال حاضر به $35/7 \text{ bppb}$ تا سال ۲۰۱۵ افزایش یابد. که روند افزایشی $3/6$ تا $7/8 \text{ ppb}$ (متوسط $5/8 \text{ bppb}$) خواهد داشت که وضع خطرناکی به لحاظ زیست‌محیطی به وجود می‌آید در صورت کاهش انتشار ۵۳ درصدی اکسیدها در جو میزان اُزون جو فقط 1 ppb افزایش یابد. (اسپانی ۱۳۸۷).

۲-۲-۱- اُزون سطحی

توسعه فعالیت‌های صنعتی و افزایش جمعیت در شهرهای بزرگ موجب تولید و انتشار گازهای سمی و آلاینده بخصوص در جو گردیده که از جمله آن می‌توان به افزایش انتشار گاز اُزون اشاره کرد. گاز اُزون که در سطح زمین به جو تزریق می‌گردد فوق‌العاده سمی و کشنده است و افزایش آن علاوه بر تهدید سلامتی انسان، همراه سایر گازهای گلخانه‌ای گرمایش جهانی را در پی دارد.

۲-۱- اثرات زیست محیطی ناشی از افزایش غلظت اُزون سطحی

اُزون موجود در تروپوسفر که به اُزون سطحی معروف بوده، از طریق فرایندهای فتوشیمیایی بر روی اکسیدهای نیتروژن و هیدروکربن های حاصل از بیوماس و سوخت های فسیلی تولید می شود. اندازه گیری ها نشان می دهد که غلظت اُزون در نواحی آلوده شهری و در روزهای صاف و آفتابی بهار و تابستان به حداکثر میزان خود می رسد. این گاز فوق العاده سمی و کشنده است، در اثر تنفس وارد ریه شده و در درازمدت می تواند بافت سطحی ریه را تخریب کند. اُزون موجود در جو سطح زمین از طریق روزنه ها و از طریق فرایند معمولی ورود گازها، به برگ گیاهان وارد شده و با یکی محصولات ثانویه آن که در نتیجه اکسیداسیون توسط اُزون به وجود آمده، باعث علائمی همچون کلروز شدن و نکروز شده در گیاهان می گردد (اسپنانی ۱۳۸۷).

چند علائم دیگر ناشی از اثر نامطلوب اُزون بر روی گیاهان عبارتند از: رگه شدن (یعنی به صورت لکه های نامنظم قهوه ای تیره و روشن به قطر کمتر از ۱ میلی متر درآمدن) برنزه شدن (یعنی قرمز شدن) می باشد.

نشانه های تأثیر اُزون بر روی گیاهان در بین رگبرگ ها مخصوصاً سطح رویی برگ ها دیده می شود که به صورت برگه های پیرتر و میانسال دیده می شود.

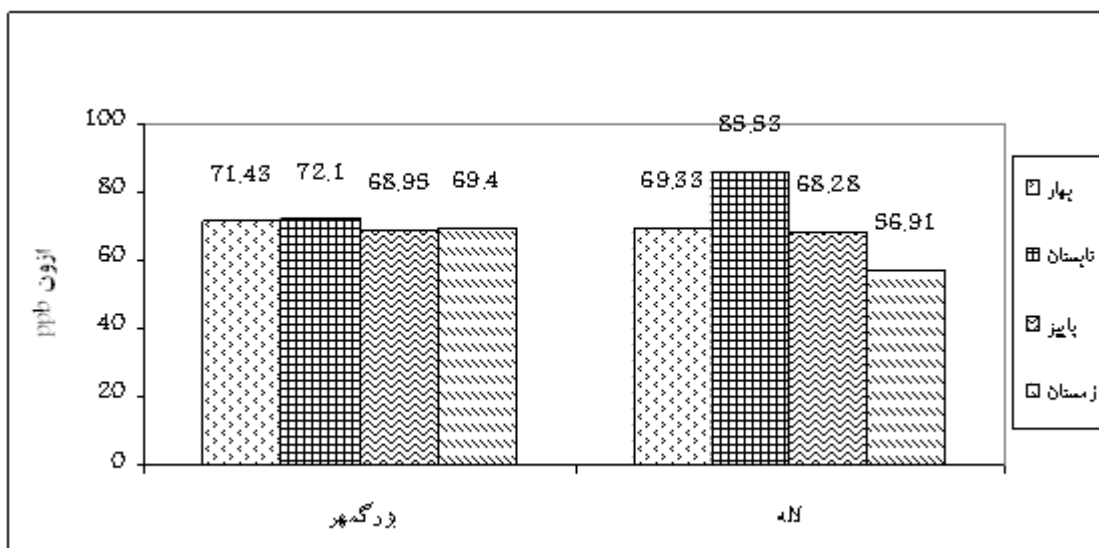
نوع و شدت آسیب دیدگی به مقدار و مدت دوام اُزون، به شرایط آب و هوایی و ژنتیک گیاه بستگی دارد. تمام نشانه های فوق یا حتی یکی از آنها می توانند بر روی بعضی گونه ها در شرایطی خاص تأثیر گذاشته و هر نشانه خاص بر روی یک گونه گیاهی نشان دهنده تأثیرپذیری متفاوت نسبت به سایر گونه ها است. افزایش غلظت اُزون موجب کاهش محصول می شود. براساس تحقیقی که از سال ۱۹۸۰ تا سال ۱۹۸۷ در پنج نقطه ایالات متحده انجام گرفت نشان داده شد که گونه های دو لپه ای مثل لوبیا، کتان و بادام نسبت به گونه های تک لپه ای همچون سورگم، غلات، ذرت و گندم زمستانی در برابر خسارات ناشی از افزایش غلظت اُزون حساسیت بیشتری دارند (اسپنانی ۱۳۸۷).

۲-۳- تغییرات میزان اُزون سطحی

با توجه به اینکه بررسی ارتباط بین شرایط جوی و تغییر در میزان گازها و ترکیبات جوی از جمله سرفصل های درس شیمی جو و تغییرات آن است، در این قسمت ارتباط بین عناصر جوی و مقادیر گازهای جو را بررسی میکنیم. همانطور که در نمودار ۲-۱ نشان داده شده است از میان ترکیبات و

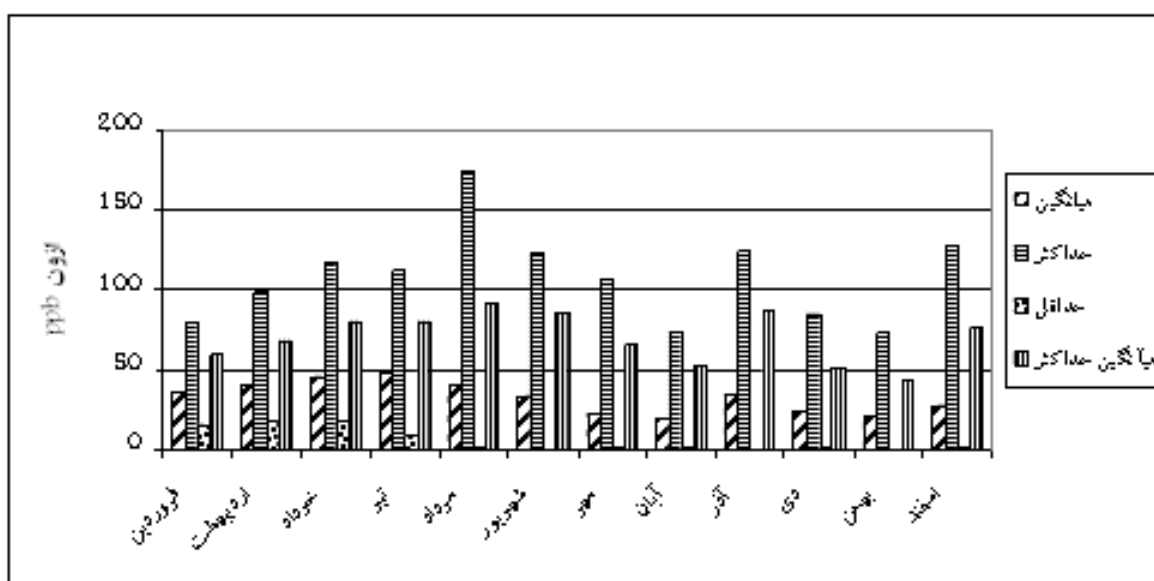
گازهای موجود در جو، گاز اُزون اثر بیشتری از عناصر جوی می‌پذیرد و بطور مستقیم در ارتباط با فعالیت خورشیدی در اتمسفر آلوده شهری تولید می‌شود. از این رو در این بخش ارتباط بین تغییرات اُزون در سطح شهر اصفهان در ارتباط با عوامل و عناصر جوی بررسی می‌گردد. برای این منظور از داده‌های ساعتی و روزانه مربوط به سال‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۷ دو ایستگاه لاله و بزرگمهر شهر اصفهان استفاده شده است. لازم به ذکر است گاز اُزون به همراه ۶ گاز آلاینده دیگر توسط ایستگاههای خودکار سنجش آلودگی در اندازه گیری می‌شود که داده های آن بصورت متوسط ساعتی تغییرات اُزون در فایل اکسل ارائه می‌شود. بررسی‌ها داده‌ها در دو سال مذکور نشان داد ۲۰ ماه از داده‌ها قابل بررسی و استناد است که بر همین اساس به تشریح وضعیت آلودگی اُزون در ارتباط با عناصر جوی می‌پردازیم. بر اساس نتایج بدست آمده متوسط کلی مقدار اُزون در طی دوره آماری ۲۰ ماهه ۳۰/۱۵ppb است. متوسط حداکثر در شهر اصفهان ۶۹/۱۹ppb و متوسط حداقل ۱۰/۱ppb است که دارای مقدار ثبت حداکثر ۲۱۱/۶ppb در روز دوم شهریور سال ۸۷ ساعت ۹ صبح در ایستگاه بزرگمهر است و مقدار ثبت حداقل صفر در مهرماه سال ۸۷ در ایستگاه بزرگمهر بوده است.

بررسی وضعیت تغییرات اُزون در شهر اصفهان بعنوان مطالعه موردی نشان می‌دهد، مقدار میانگین اُزون در فصل تابستان و بهار دارای بیشترین مقدار است. بالا بودن حداکثر اُزون در فصل تابستان به علت فعالیت های فتوشیمیایی ناشی از افزایش شدت و مدت تابش خورشیدی در فصل تابستان باشد. دومین افزایش در فصل بهار اتفاق افتاده است. بعد از تابستان میانگین اُزون در فصل بهار در هر دو ایستگاه بیشتر از بقیه فصول است که این موضوع به علت وجود حداکثر اُزون بهاره در استراتوسفر و انتقال آن به سطح زمین در تروپوسفر پایینی بواسطه توربولانس های جوی است که هنوز در فصل بهار به فعالیت خود ادامه می‌دهند (شکل شماره ۲-۲).



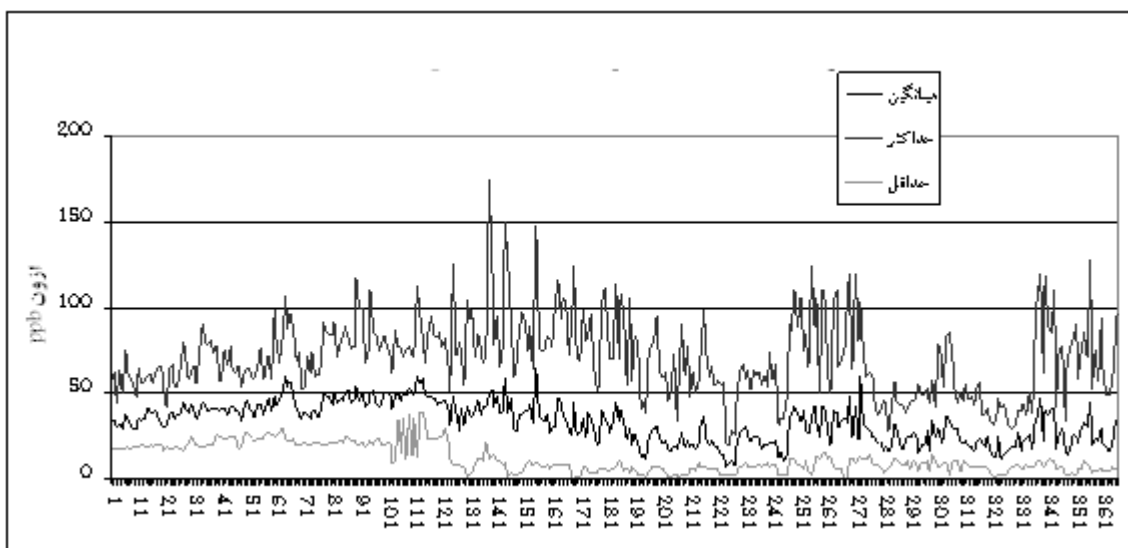
شکل شماره ۲-۲- مقایسه مقادیر متوسط حداکثر اُزون در دو ایستگاه لاله و بزرگمهر در شهر اصفهان

بررسی وضعیت ماهانه نیز نشان می دهد ماههای فصل تابستان دارای میانگین بالاتری در مقدار اُزون هستند و بیشتر از روند تغییرات پارامترهای جوی که دارای حداکثر تابستانه و حداقل زمستانه هستند پیروی می کند. البته در فصل سرد سال افزایش مقادیر میانگین و میانگین حداکثر ناشی از اینورژن را نباید فراموش کرد که در هر دو ایستگاه دیده می شود. نمودار شکل شماره ۲-۳ تغییرات مقادیر اُزون را در ایستگاه لاله نشان می دهد.



شکل شماره ۲-۳- مقایسه مقادیر اُزون ماهانه در ایستگاه لاله در سال ۸۷

همچنین بررسی وضعیت تغییرات روزانه آزون در ایستگاه لاله اصفهان نیز نشان می دهد مقادیر روزانه نیز در ماههای فصل تابستان و بهار بیشتر از فصول دیگر است. البته افزایش مقادیر آزون در فصل سرد نیز می تواند بعلت فعالیت جوی و نیز برقرار شرایط اینورژن در برخی روزهای فصل پاییز و زمستان باشد. فقط اندک افزایش در آزون بهاره و تابستانه بچشم می خورد که بجز در یک روز روند افزایش تابستانه خیلی مشهود نیست. اما در نمودار شکل ۲-۴ که بر اساس ارقام تغییرات آزون ایستگاه لاله ترسیم گردیده روند افزایشی در روزهای فصل گرم و کاهش نسبی در روزهای فصل سرد کاملاً مشهود است.



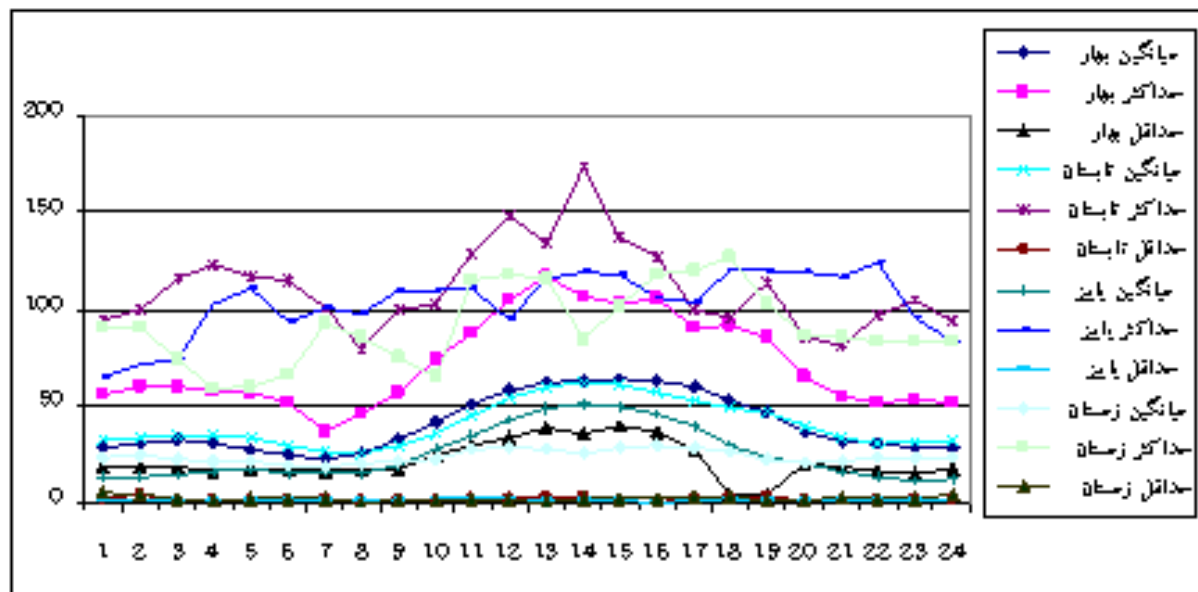
شکل شماره ۲-۴ روند تغییرات روزانه آزون در سال ۸۷ در ایستگاه لاله اصفهان

۲-۳-۱- تغییرات ساعتی مقادیر آزون در طول شبانه روز

نظر به اینکه یکی از مهمترین عوامل مؤثر در تولید آزون سطحی فعالیت های فتوشیمیایی ناشی از تابش خورشیدی است لذا طلوع و غروب خورشید می تواند نقش قابل توجهی در تولید آزون سطحی داشته باشد. از این رو بررسی روند ساعات شبانه روزی تغییرات آزون سطحی از اهمیت ویژه ای برخوردار است که در این قسمت مورد بررسی قرار می گیرد.

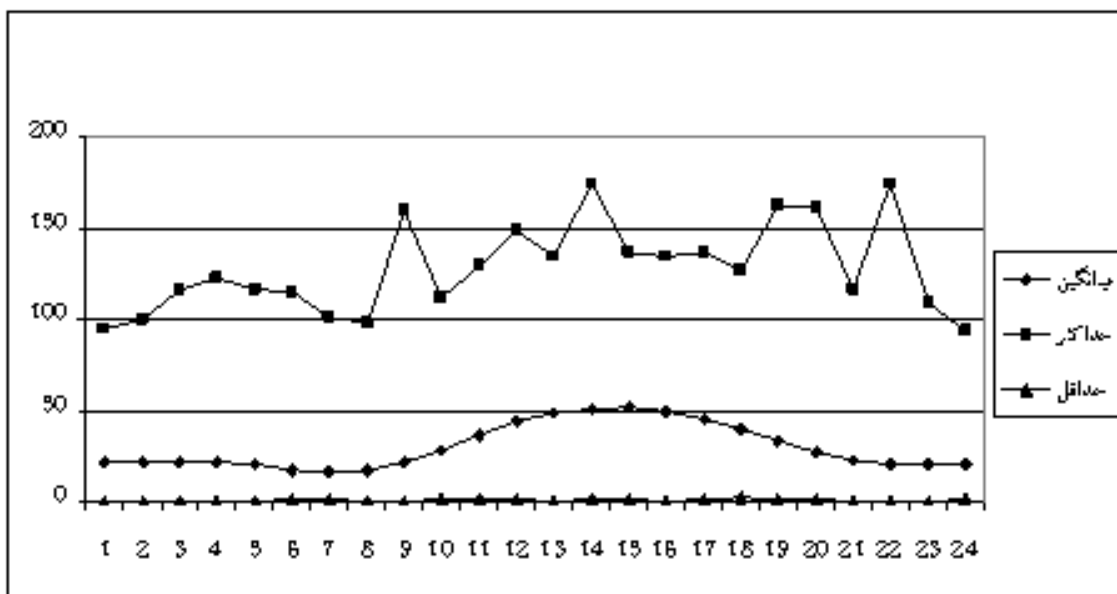
بررسی میانگین، حداکثر و حداقل ماهانه داده‌های ساعتی در مجموع روند افزایش روزانه و کاهش شبانه آزون را نشان می‌دهد. در صورتیکه در ایستگاه لاله در ماههای فروردین، اردیبهشت و خرداد روند کلی افزایش روزانه در مقادیر میانگین و حداکثر و حداقل بصورت کاملاً مشخص دیده می‌شود. بطوریکه این روند کاملاً با روند افزایش دما و تابش روزانه در روزهای با جو استاندارد منطبق می‌گردد. (منظور از جو استاندارد جوی است که در آن توربولانس هوا ناشی از سیستم‌های سینوپتیک وجود نداشته باشد و لپس ریت دما با ارتفاع $6/5$ درجه سلسیوس به ازاء هر هزارمتر افزایش ارتفاع باشد). که در بقیه ماهها در هر دو ایستگاه چنین روندی کمتر بچشم می‌خورد.

همچنین بررسی میانگین‌های فصلی هر یک از ساعات شبانه روز نشان می‌دهد، خط روند تغییرات روزانه نسبت به میانگین‌های ماهانه بسیار هموار شده است که در شکل ۲-۵ قابل مشاهده است. لذا همانطور که در نمودار ۲-۵ دیده می‌شود روند افزایش روزانه در مقادیر میانگین و حداکثر در کلیه فصول در ایستگاه لاله کاملاً مشهود است بجز در فصل زمستان این روند بطئی است. اما مقادیر حداقل در کلیه فصول روند معینی ندارند.



شکل شماره ۲-۵ میانگین‌های فصلی مقادیر ساعتی آزون در ایستگاه لاله در سال ۸۷

خط روند مقادیر میانگین، حداکثر و حداقل‌های سالانه نیز کاملاً هموار شده است. بررسی میانگین سالانه نیز بر روی نمودار شکل (۲-۶) وجود روند افزایش روزانه بخصوص در ساعات ۱۴ تا ۱۵ را مانند نمودار ۲-۱ شهر لس آنجلس نشان می‌دهد.



شکل شماره ۲-۶ متوسط سالانه مقادیر ساعتی اُزون در ایستگاه لاله در سال ۸۷

۲-۴- تأثیر مستقیم عوامل جوی بر تغییرات اُزون

همانگونه که پیش از این ذکر شد مقادیر اُزون تحت تأثیر فعالیت جوی و یا عبارتی پارامترهای جوی قرار دارد و مطالعات بسیاری نیز اثر عوامل جوی بر تغییرات اُزون را مورد مطالعه قرار داده اند. برای مثال بی راپن گلاک و دیگران^{۱۵} (۱۹۹۳) ارتباط خطی تغییرات اُزون با عوامل هواشناسی را اثبات کرده اند. گابریل ایبارا-براستگی و امانوئل ماداریاگا^{۱۶} (۲۰۰۳) در مقاله تحت عنوان «تراکم ترافیک و انتشار اولیه اُزون در بیلباو اسپانیا» عوامل شهری مؤثر در انتشار و تولید اُزون را مطالعه کرده و به این نکته اشاره دارد که اُزون اندازه گیری شده در شهرها نتیجه‌ای از درهمکنش بین انتشار اولیه (عمدتاً VOCs و NO_x) ناشی از ترافیک و اثرات هواشناختی هستند.

بمنظور بررسی ارتباط بین پارامترهای جوی و تغییرات اُزون، روابط همبستگی بین مقدار اُزون سطحی در شهر اصفهان و مقادیر داده های هواشناسی میانگین، حداکثر و حداقل رطوبت نسبی، میانگین، حداکثر و حداقل درجه حرارت، بارش روزانه، میانگین، حداکثر و حداقل سرعت وزش باد و تعداد ساعات آفتابی در ایستگاه اُزون سنجی اصفهان را مورد بررسی قرار می دهیم

¹⁵ . B. Rappenengluck at all

¹⁶ . Gabriel Ibarra-Berastegi and Imanol Madariaga

همانطور که در جدول ۱-۲ مشخص است مقدار اُزون بخصوص در ایستگاه لاله با رطوبت نسبی رابطه معکوس دارد. که در سطح ۰/۰۱ درصد معنادار است و دلالت بر این دارد که در روزهایی که رطوبت بیشتری در جو بوده، مقدار اُزون کاهش داشته است. همچنین ارتباط بین درجه حرارت و مقدار مثبت و در سطح ۰/۰۱ درصد معنادار است. ضرایب همبستگی بین رطوبت نسبی و دما با تغییرات اُزون از بقیه عناصر بزرگتر است و این نشان می‌دهد که این دو عامل مهمترین عوامل تأثیر گذار بر تغییرات اُزون بوده اند. ارتباط قوی تر دمای حداکثر و رخداد مقایر حداکثر اُزون نشان می‌دهد در زمان تابش شدیدتر خورشید در میانه روزهای فصل گرم تابستان، مقادیر اُزون تأثیر افزایش قابل توجهی را تجربه می‌کند. بررسی مقادیر اُزون سطحی در منطقه نیمه خشک آنانپور هند نیز نشان داده فرایندهای فتوشیمیایی در تشکیل اُزون نقش مؤثری داشته است. بطوری که متوسط فصلی مقدار اُزون با حداکثر (حدود ۶۰ ppb) در تابستان و حداقل (حدود ۲۲ ppb) در دوره مونسون مشاهده شده است. بالاترین متوسط ماهانه اُزون ۴۸/۹+۷/۷ ppb در ماه مارس و پایین ترین متوسط ماهانه ۲۶/۳+۳/۵ ppb در ماه آگست مشاهده شده است که احتمالاً افزایش تمرکز اولیه گاز به واسطه فعالیت آنتروپوژنیک و اثر پارامترهای هواشناختی ایجاد می‌شود. به دیگر سخن رطوبت نسبی که در فصل بارش بالاتر است می‌تواند در کاهش مقدار اُزون در فصل بارش (پاییز و زمستان) مؤثر باشد. از سوی دیگر رطوبت نسبی با درجه حرارت ارتباط منفی دارد و همین عامل باعث می‌شود در درجه حرارت های پایین متأثر از افزایش رطوبت نسبی مقدار اُزون کمتری تشکیل گردد. از میان دو پارامتر باد و رطوبت نسبی همبستگی اُزون سطحی با سرعت باد ($R^2=0/84$) در مقایسه با رطوبت نسبی ($R^2=0/66$) بهتر است (ردی^{۱۷} و همکاران ۲۰۰۸).

17. Reddy et al

جدول ۱-۲ ضرایب همبستگی بین مقادیر میانگین، حداکثر و حداقل آزون ایستگاه لاله اصفهان با مقادیر متناظر عناصر اقلیمی ایستگاه هواشناسی سینوپتیک اصفهان در سال ۸۷

میانگین لاله	حداکثر لاله	حداقل لاله	
-0.496**	-0.287**	-0.419**	رطوبت متوسط
-0.526**	-0.302**	-0.445**	رطوبت حداکثر
-0.467**	-0.272**	-0.393**	رطوبت حداقل
0.561**	0.377**	0.389**	دما حداکثر
0.560**	0.355**	0.424**	دما حداقل
0.568**	0.371**	0.411**	دما متوسط
-0.049	0.075	-0.158**	بارش
0.394**	0.273**	0.233**	ساعات آفتابی
0.128*	-0.103	0.314**	سریعترین باد
-0.167**	-0.018	-0.193**	فشار متوسط
-0.151*	-0.051	-0.126*	فشار حداکثر
-0.158*	0.004	-0.215**	فشار حداقل

** همبستگی در سطح ۰/۰۱ درصد معنی دار است.

* همبستگی در سطح ۰/۰۵ درصد معنی دار است.

روابط همبستگی معکوس بین مقادیر آزون با بارش در ایستگاه لاله نشان می دهد در روزهای بارانی مقدار آزون کاهش می یابد. البته مقادیر پایین ضرایب همبستگی به این دلیل است که این ضرایب فقط برای بارش های روزانه سال ۸۷ محاسبه گردیده است. بطور یقین باید گفت اگر این ضرایب با توجه به تغییرپذیری شدید بارش برای چند سال محاسبه می گردید نتایج بهتری در بر داشت و فقط برای ایضاح مطلب در اینجا آورده شده است. ارتباط بین سرعت وزش باد و مقادیر آزون کلی متفاوت است. اگر چه سریعترین وزش های باد اثر معکوس بر مقدار آزون سطحی دارد که این مربوط به عامل زایل شدن آلودگی

توسط باد است. لیکن در زمانی وزش بصورت آرام صورت گیرد می تواند آلاینده های اولیه موجد آزون را از جمله NO_x ها را از سایر مناطق بر روی سطح شهر بریزد و به افزایش مقدار آزون منتهی گردد. با توجه به اینکه نیروگاه دُرچه در سمت غرب اصفهان واقع گردیده است، وزش آرام بادهای غربی می تواند به افزایش آلاینده گی این شهر کمک نماید. همچنین بین ساعات آفتابی و میزان آزون رابطه همبستگی مثبت وجود دارد که این رابطه نیز با توجه بر تأثیر فتوشیمیایی پرتوهای خورشید بر تولید آزون کاملاً منطقی است. روابط همبستگی مقدار آزون با پارامترهای هواشناسی در ایستگاه لاله قویتر است. زیرا مکان ایستگاه لاله از استاندارد لازم برخوردار است ولی ایستگاه بزرگمهر در پارکینگ خودروهای آتش نشانی قرار دارد و روشن نمودن خودروها برای شارژ شبانه می تواند تغییرات مقدار شبانه روزی آزون را تحت تأثیر قرار دهد از این رو روند ۲۴ ساعته تغییرات آزون با پارامترهای جوی در ایستگاه لاله بهتر پیوند می خورد. بررسی تمرکزهای حداکثر اکسید نیتروژن و آزون در هوای آتن در ارتباط با شرایط هواشناختی نشان می دهد، افزایش مقادیر تمرکزهای آزون کاملاً با میزان تولید NO_x ها و پارامترهای اقلیمی ارتباط دارد. بررسی آمار ساعتی NO و NO_2 و تمرکز آزون در ۱۰ سایت سنجش آلودگی واقع در حوزه آتن در دوره آماری ۱۹۹۴ تا ۲۰۰۳ نشان داد تمرکز آلودگی هوا بطور قابل توجهی از یک ایستگاه سنجش آلودگی به دیگر ایستگاه تغییر می کند که این به موقعیت و مجاورت هر ایستگاه به منابع انتشار آلودگی مربوط می شود. برای هر ایستگاه تفاوت های قابل توجهی در تمرکز NO_x و O_3 از روزی به روز دیگر و به همین صورت از ماهی به ماه دیگر و از فصلی به فصل دیگر وجود داشت. مقادیر NO_x و O_3 در تابستان (بواسطه تولید فتوشیمیایی آزون) بالاست و در زمستان پایین است. این تفاوت ها در یک مقیاس بزرگتر به شرایط سیتوپتیکی و هواشناختی غالب مربوط می شود که از مهمترین آنها سرعت و جهت باد و فشار اتمسفری است. تحلیل ها از ۱۷۹ حادثه حداکثر تمرکز NO_x مشخص شده نشان داد، زمان اتفاق این حداکثرها تحت شرایط آنتی سیکلونی که با هوای آرام و باد ضعیف (سرعت کمتر از ۲/۵ متر بر ثانیه) که عمدتاً از جهت جنوبی و جنوب غربی می وزند و نیز درجه حرارت پایین هوا و شرایط اتمسفر سطح زمین کاملاً پیوند می خورد. در صورتی که حداکثرهای تمرکز آزون تحت شرایط درجه حرارت بالا، سرعت پایین باد و تشعشع شدید خورشیدی رخ می دهد (نیکولاس هاتزیناستاسیو و دیگران^{۱۸} ۲۰۰۶). بررسی سایر تحقیقات در دیگر نقاط جهان نیز نشان داده، تغییرات آزون سطحی از عوامل جوی بشدت تأثیر می پذیرد. برای

¹⁸ . Nikolaos Hatzianastassiou at all

مثال بررسی یی سی لی و دیگران^{۱۹} ۲۰۰۹ نشان داده افزایش آزون شهری که همیشه در فصل تابستان بوده از سال ۲۰۰۰ به این سو در پاییز و زمستان نیز رخ داده است. هدف ایشان آزمون نقش احتمالی عامل درجه حرارت هوا در خطر حوادث آزون در فصل پاییز بوده است. افزایش متوسط درجه حرارت اکتبر و نوامبر موجب افزایش آزون شده است. به این ترتیب مشخص شد تشعشع بالای خورشیدی و درجه حرارت بالا به همراه پوشش ابر کم که آسمان صاف را به دنبال دارد، عوامل جوی ثابتی و اصلی هستند که باعث تشکیل آزون در هنگ کنگ می شوند که از میان این عوامل تشعشع خورشیدی و درجه حرارت هوا ارتباط قوی تری با تمرکز آزون بصورت روزانه دارند. اگرچه در هنگ کنگ میانگین و میانگین حداقل درجه حرارت روند افزایشی داشته ولی میانگین حداکثر روند کاهشی داشته که آن را به روند تشعشع رسیده به سطح نسبت می دهند. برای تعیین ارتباط بین تمرکز آزون و درجه حرارت هوا یک تحلیل همبستگی حداقل مربعات بر روی آمار انجام شد. خط همبستگی بدست آمده ارتباط نزدیکی را بین آزون و درجه حرارت با ضریب همبستگی قابل توجه ۰/۶ تا ۰/۵ به ترتیب برای حداکثر روزانه و متوسط درجه حرارت نشان می دهد. همانطور که انتظار می رفت حداکثر درجه حرارت روزانه، همبستگی بالاتری با آزون دارد. از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۷ مقدار آزون دارای روند افزایشی در اطراف شهرها بوده که علت انتشار از کارخانجات برق محلی است که در بعضی حالات در ایجاد آلودگی شرکت می کند. ویلیام ام کوکس^{۲۰} و شائو هنگ چو^{۲۱} (۲۰۰۳) در تحقیق خود با عنوان «روندهای تعدیل یافته هواشناختی آزون در نواحی شهری به عنوان یک راه حل احتمالی» ارتباط و اثر عوامل هواشناختی را با تغییرات آزون بررسی کرده است. مدل ارائه شده در این تحقیق اثرات تعدیلی همزمان درجه حرارت و باد را بر روی تغییرات سالانه میزان آزون در سطح زمین ارزیابی می کند. مدل با بهره گیری از آمار در دسترس ۴۳ ناحیه شهری در سراسر ایالات متحده آمریکا جایی که سطوح آزون بصورت مکرر کیفیت استاندارد هوای آمریکا را کاهش داده بکار گرفته شده است. نتایج نشان داده تعدیل هواشناختی درصد بالایی از توزیع حداکثر آزون یک ساعته را در اغلب نواحی شهری در دوره زمانی ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۱ کاهش داده است به این ترتیب که با ایجاد میکروکلیمایی مناسب در شهرها می توان تا حد قابل توجهی از میزان آلودگی هوا ناشی از افزایش آزون کاست.

¹⁹ . Y. C. Lee & Mark Wenig at all

²⁰ . William M. Cox

²¹ . Shao-Hang chu

۲-۵- اثر جمعی عوامل جوی بر تغییرات اُزون

به منظور سنجش تأثیر جمعی عوامل جوی بر روی تغییرات اُزون از تحلیل رگرسیون خطی چندگانه در بازه های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه استفاده شد. به این ترتیب بین هر یک از مقادیر میانگین، حداکثر و حداقل اُزون بصورت جداگانه به عنوان متغیر وابسته و مجموعه ۸ پارامتر میانگین، حداکثر و حداقل رطوبت نسبی و میانگین، حداکثر و حداقل درجه حرارت، ساعات آفتابی و سریع ترین باد به عنوان متغیرهای اثر گذار تحلیل رگرسیون انجام شد. در مقیاس ماهانه این تحلیل ۶ بار برای هر ماه و جمعاً ۱۴۴ بار برای دوازده ماه انجام شد نتایج این تحلیل برای مقایسه بصورت ضریب همبستگی و تبیین در جدول (۲-۲) آورده شده است.

در بین ماههای سال مقادیر حداکثر اُزون در ماه فروردین رابطه بهتری با عوامل جوی دارد که ضریب همبستگی ۰/۸۹۸ این موضوع را تأیید می کند. بر این اساس ۸۰/۶ درصد تغییرات حداکثر اُزون در ماه فروردین توسط عناصر حوی تبیین می گردد. در سایر ماهها نیز ضرایب همبستگی ارقام بالایی را نشان می دهد که دال بر اثر عناصر آب و هوایی بر روی تغییرات اُزون است. نکته ای که نباید فراموش شود اینکه ضرایب همبستگی بدست آمده در ایستگاههای مختلف شهر اصفهان اختلاف قابل توجهی با هم دارند. این موضوع نشانگر این است که مقدار اُزون دارای تغییرات قابل توجه زمانی و مکانی، تحت تأثیر عوامل متعدد جوی و غیر جوی است.

جدول ۲-۲: نتایج تحلیل رگرسیون چند متغییره بین عوامل جوی و مقادیر آزون در دو ایستگاه لاله و بزرگمهر

میانگین لاله	حداکثر لاله		حداقل لاله		میانگین بزرگمهر		حداکثر بزرگمهر		حداقل بزرگمهر			
	ضریب رگرسیون	ضریب تبیین	ضریب رگرسیون	ضریب تبیین	ضریب رگرسیون	ضریب تبیین	ضریب رگرسیون	ضریب تبیین	ضریب رگرسیون	ضریب تبیین		
فرودین	.897 ^a	.805	.948 ^a	.899	.871 ^a	.759	.893 ^a	.798	.814 ^a	.662	.936 ^a	.876
اردیبهشت	.543 ^a	.294	.528 ^a	.279	.662 ^a	.438	.461 ^a	.213	.517 ^a	.267	.510 ^a	.260
خرداد	.642 ^a	.412	.669 ^a	.447	.542 ^a	.294	.480 ^a	.230	.704 ^a	.495	.427 ^a	.182
تیر	.641 ^a	.410	.449 ^a	.201	.487 ^a	.237	.519 ^a	.269	.571 ^a	.327	.435 ^a	.189
مرداد	.465 ^a	.217	.449 ^a	.202	.421 ^a	.177	.309 ^a	.095	.263 ^a	.069	.505 ^a	.255
شهریور	.662 ^a	.438	.759 ^a	.576	.413 ^a	.170	.518 ^a	.268	.348 ^a	.121	.325 ^a	.106
مهر	.548 ^a	.301	.536 ^a	.287	.516 ^a	.266	.652 ^a	.425	.642 ^a	.412	.686 ^a	.471
آبان	.720 ^a	.518	.575 ^a	.331	.784 ^a	.615	.613 ^a	.375	.656 ^a	.430	.671 ^a	.451
آذر	.724 ^a	.525	.745 ^a	.555	.746 ^a	.557	.605 ^a	.366	.550 ^a	.303	.593 ^a	.351
دی	.579 ^a	.335	.726 ^a	.527	.486 ^a	.236	.558 ^a	.311	.584 ^a	.342	.496 ^a	.246
بهمن	.743 ^a	.552	.790 ^a	.623	.658 ^a	.433	.776 ^a	.603	.641 ^a	.411	.837 ^a	.700
اسفند	.578 ^a	.334	.589 ^a	.347	.573 ^a	.328	.680 ^a	.462	.573 ^a	.329	.735 ^a	.540

تحلیل رگرسیون در مقیاس فصلی نشان داد، ارتباط بین عوامل جوی و تغییرات آزون در سه فصل بهار تابستان و پاییز اختلاف قابل توجهی با هم دارند که وجود روند فصلی در تغییرات آزون را تأیید می کند (جدول ۲-۳). بطور کلی نتایج تحلیل رگرسیون در فصل بهار، بهترین همبستگی را بین عوامل جوی و تغییرات آزون نشان می دهد. این موضوع می تواند با افزایش آزون استراتوسفری افزایش یافته عرض های بالا در فصل بهار و انتقال آن به عرض های پایین و سطح زمین توسط اغتشاشات جوی مربوط گردد. بعد از بهار، تابستان قرار دارد که تغییرات آزون با پارامترهای جوی ضریب رگرسیون بالاتری دارند. این موضوع

نیز به خاطر اثر پرتوهای حداکثر خورشیدی در فصل تابستان در تولید آزون سطحی است. از سوی دیگر کم شدن ضریب همبستگی در فصول سرد پاییز و زمستان، نشانگر این است که دمای بالا نقش چشم گیری در افزایش آزون در اصفهان دارد و مقدار آزون حداکثر، در دماهای بالا در فصل گرم شکل می گیرد. در دو فصل بهار و تابستان بیش از ۶۰٪ تغییرات آزون توسط عناصر جوی تبیین می گردد، در صورتی که در فصول پاییز و زمستان، کمتر از ۵۰٪ تغییرات آزون توسط عناصر جوی تبیین می گردد. این نشانگر این است که تغییرات آزون در فصل بهار و تابستان بیشتر از عناصر جوی تأثیر می پذیرد. دلیلی است که ستورگس نیز در مقاله خود با عنوان «رویکرد جدید، آیا آلودگی آزون تروپوسفری در بهار یا تابستان افزایش یا کاهش داشته است؟» به این نکته اشاره دارد که مقدار آزون در طول روز افزایش و در شب کاهش دارد و این به اثر فتوشیمیایی خورشید در تبدیل NO₂ حاصل از دودکش وسایل نقلیه و کارخانجات تولید الکتریسته به آزون مربوط است. در زمستان به خاطر دمای پایین هوا، زاویه زیاد خورشید و طول کم روز، درهمکنش با NO₂ اندک و تولید آزون نیز بسیار کمتر است. آشوک کومار و دیگران^{۲۲} (۲۰۰۰) نیز نشان دادند، تمرکز بالای آزون در خلال ماههای تابستان رخ می دهد. مدل ارائه شده در این مقاله بر اساس تحلیل های آماری، تابعی از حداکثر درجه حرارت روزانه برای نواحی غیر قابل دسترسی است. مدل حداکثر رخ داد آزون را بیش از ۱۰۰ ppb پیش بینی می کند (دبلیو تی ستورگس^{۲۳} ۱۹۹۹).

جدول ۲-۳ نتایج تحلیل رگرسیون بین عوامل جوی و مقادیر آزون در دو ایستگاه لاله و بزرگمهر در

فصول مختلف سال ۸۷

بزرگمهر	حداقل		حداکثر		میانگین		حداقل لاله		حداکثر لاله		میانگین لاله		
	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	ضریب	
	تیبین	رگرسیون	تیبین	رگرسیون	تیبین	رگرسیون	تیبین	رگرسیون	تیبین	رگرسیون	تیبین	رگرسیون	
بهار	.920	.959 ^a	.820	.905 ^a	.951	.975 ^a	.742	.861 ^a	.985	.992 ^a	.924	.961 ^a	
تابستان	.688	.830 ^a	.640	.800 ^a	.535	.732 ^a	.780	.883 ^a	.618	.786 ^a	.568	.754 ^a	
پاییز	.274	.523 ^a	.185	.430 ^a	.281	.530 ^a	.493	.702 ^a	.329	.574 ^a	.427	.654 ^a	
زمستان	.231	.481 ^a	.197	.444 ^a	.276	.525 ^a	.146	.383 ^a	.201	.448 ^a	.135	.367 ^a	

22. Ashok Kumar at all

23. W.T. Sturges

بررسی ضرایب همبستگی در مقیاس سالانه نیز نشان داد، بین مقادیر میانگین و حداکثر رطوبت و میزان اُزون رابطه همبستگی منفی وجود دارد و لذا اینکه با افزایش رطوبت مقدار اُزون کاهش می یابد کاملاً تأیید می گردد. از سویی دیگر بین مقادیر اُزون و دما رابطه مثبت وجود دارد یعنی با دماهای بالا اُزون بیشتری تولید می گردد و این به افزایش تولید فتوشیمیایی اُزون در اوقاتی مربوط می گردد که خورشید بیشترین درخشندگی و زمان بیشتری در آسمان است و هوا را گرم و دما افزایش می یابد و تولید اُزون نیز افزایش می یابد. این رخداد عمدتاً در فصل تابستان اتفاق می افتد. این ادله در خصوص ساعات آفتابی نیز صادق است که با افزایش تعداد ساعات آفتابی اُزون افزایش یابد.

در خصوص بارش رابطه منفی است که منطقی است زیرا با ریزش بارش از مقدار کلیه گازها و گردوغبار موجود در جو کاسته می شود. آنچه قابل توجه است اثر معکوس افزایش فشار بر افزایش اُزون است که بر خلاف داده های فصلی و ماهانه می باشد. این موضوع مربوط به اثر متفاوت فشار بر تغییرات اُزون در دو فصل گرم و سرد است. به این ترتیب که در فصل گرم تابستان فشار در سطح زمین پایین است که همزمان با رخداد حداکثر اُزون به خاطر فعالیت خورشیدی و افزایش دما است. ولی در فصل سرد افزایش فشار در زمان حضور آنتی سیکلون و پدیده وارونگی به افزایش آلودگی هوا منجر می شود که همین عامل افزایش اُزون را در میانه روز به همراه دارد. لذا مقادیر همبستگی بین فشار و اُزون در مقیاس سالانه خیلی قوی نیستند.

همچنین بین هر یک از مقادیر میانگین، حداکثر و حداقل اُزون در دو ایستگاه بصورت جداگانه به عنوان متغییر وابسته و مجموعه ۹ پارامتر میانگین، حداکثر و حداقل رطوبت نسبی و میانگین، حداکثر و حداقل درجه حرارت، ساعات آفتابی ، بارش و سریع ترین باد به عنوان متغییرهای اثر گذار در ۳۶۶ روز سال تحلیل رگرسیون انجام شد که نتایج آن در جدول شماره ۲-۴ ارائه شده است. نتایج نشان داد میانگین داده های اُزون در ایستگاه لاله بهترین همبستگی را با عوامل جوی فوق دارد و بعد از آن حداقل اُزون در همین ایستگاه رابطه بهتری با عوامل جوی دارد. البته با توجه به اینکه حداقل های اُزون از نظر آلودگی اهمیت ندارند لذا رابطه موجود نیز فقط بیانگر وجود رابطه است و تحلیل عملی برای تصمیم گیری وجود ندارد. البته ضریب رگرسیون ۰/۴۴۴ برای مقادیر حداکثر رخ داده نیز دال بر اثر مهم عوامل جوی بر روی مقادیر اُزون است که لازم است مورد توجه قرار گیرد.

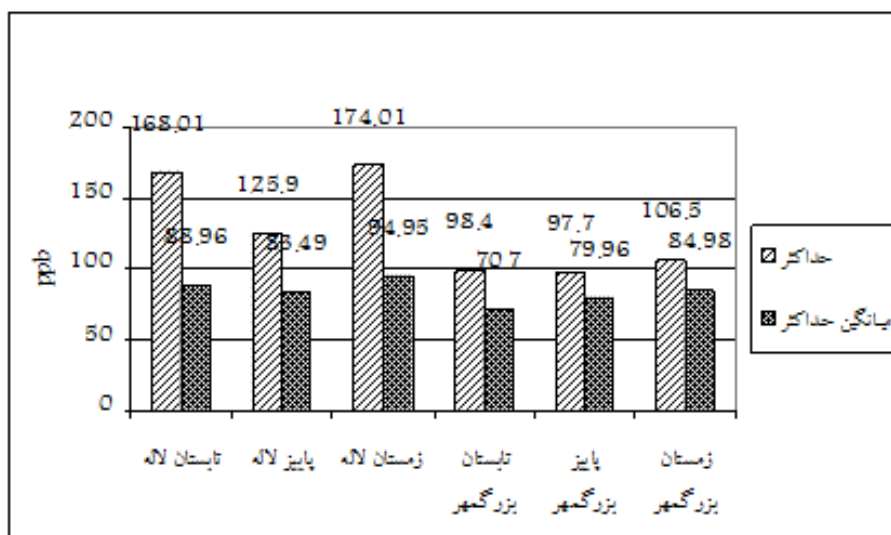
جدول ۲-۴ نتایج تحلیل رگرسیون بین عوامل جوی و مقادیر آزون در ایستگاه لاله در سال ۸۷

حداقل لاله		حداکثر لاله		میانگین لاله		
ضریب تیین	ضریب رگرسیون	ضریب تیین	ضریب رگرسیون	ضریب تیین	ضریب رگرسیون	
.273	.523 ^a	.171	.414 ^a	.365	.604 ^a	سالانه

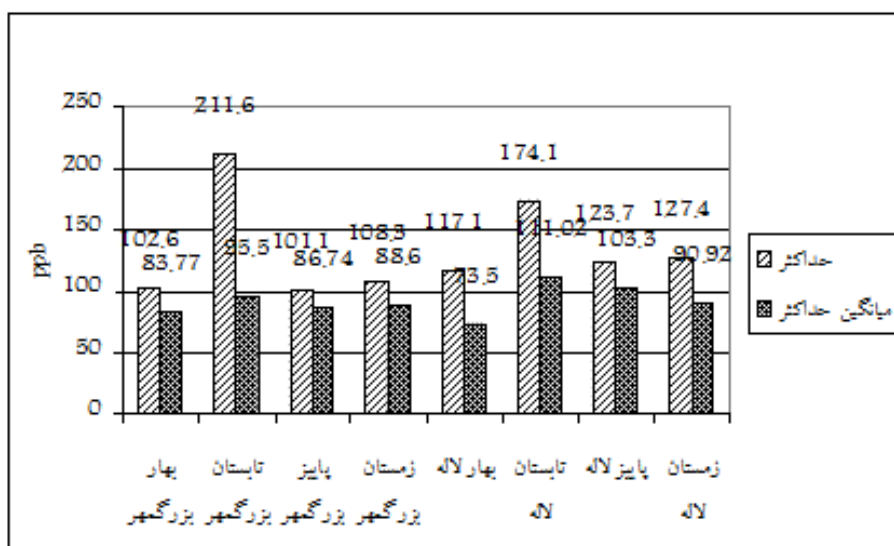
۲-۶- تحلیل سلامتی انسان در ارتباط با تراکم آزون

تمام کوشش‌ها و تلاش‌های صورت گرفته جهت برداشت آمار و اطلاعات و نیز تحلیل آنها به منظور سنجش اثر آنها بر سلامتی انسان صورت می‌گیرد. اداره اروپایی کنترل آزون (Eu2002) (2002/3/EC) آستانه‌های متفاوتی برای محافظت از سلامتی انسان تعریف کرده است. بر همین اساس آستانه خطر برای سلامتی انسان متوسط یک ساعته 180 ppb و 240 ppb تعریف گردیده است. لذا متوسط یک ساعته نباید از آستانه خطر 180 و 240 نانوگرم در متر مکعب بالاتر رود.

بررسی آستانه‌های خطر برای دو ایستگاه بزرگمهر و لاله بر اساس استاندارد فوق، نشان داد حداکثر یک ساعته آزون تقریباً در تمام روزهای سال زیر حد استاندارد برای سلامتی انسان بوده و لذا خطر کمتری متوجه انسان بوده است. فقط در روز دوم شهریور سال ۸۷ با مقدار $211/6 \text{ ppb}$ ایستگاه بزرگمهر مقدار آزون از آستانه سلامتی عبور کرده است. البته همانطور که در نمودار شکل ۲-۷ و ۲-۸ مشخص است در کل ساعات و روزهای مورد مطالعه یک روز در تابستان ۸۶ و یک روز در تابستان ۸۷ در ایستگاه لاله و نیز یک روز در زمستان ۸۶ در ایستگاه بزرگمهر نزدیک آستانه عبور بوده است. همچنین برای اطمینان متوسط‌های حداکثر را نیز برای دو ایستگاه استخراج کردیم که در هیچ کدام از ایستگاهها از حد مجاز آستانه حداکثر تراکم یک ساعته عبور نکرده‌اند. با این حال میانگین حداکثر آزون در تابستان سال ۸۷ دارای بالاترین میزان و $111/02 \text{ ppb}$ بوده که متراکم ترین فصل در ۱۴ فصل میانگین گیری بوده است. بعد از آن باز در ایستگاه لاله بالاترین میانگین حداکثر در پاییز همین سال $103/3 \text{ ppb}$ و سپس زمستان ۸۶ با میانگین حداکثر $94/96 \text{ ppb}$ بوده است.



شکل ۲-۷: مقایسه تراکم یک ساعته آزون در ایستگاه لاه و بزرگمهر سال ۸۶



شکل ۲-۸: مقایسه تراکم یک ساعته آزون در ایستگاه لاه و بزرگمهر سال ۸۷

بر اساس همین استانداردها، جی زابلزا^{۲۴} و دیگران (۲۰۰۷) آلودگی اتمسفر شهری و کاهش کیفیت هوای دو شهر پامپلونا^{۲۵} و آلساسوا^{۲۶} از استان ناواره^{۲۷} (شمال اسپانیا) را در دوره آماری از جولای ۲۰۰۱ تا ژوئن ۲۰۰۴ مطالعه کردند. ایشان نشان دادند متوسط تمرکز آزون در دو ایستگاه مزبور به ترتیب ۴۵ و ۵۵

²⁴. J. Zabalza at all

²⁵. Pamplona

²⁶. Alsasua

²⁷. Navarre

نانوگرم در متر مکعب که بالای مقادیر گزارش شده از شهرهای اصلی اسپانیا بوده است. در دوره مورد مطالعه در آلساسوا در پنج تا چهار مورد از آستانه گذشتند که همگی در ماه جولای رخ داده اند. ولی هیچ عبوری از این حدها در پامپلونا ثبت نشده است. استاندارد دیگر برای محافظت از سلامتی انسان، مقدار ۱۲۰ نانوگرم در متر مکعب در متوسط حداکثر ۸ ساعته روزانه است. بر این اساس در آلساسوا ۵۱ روز از آستانه مزبور عبور کرده است که ۷ روز در ۲۰۰۱ (دارای ۶ ماه دوره آماری) ۱۸ روز در ۲۰۰۲ و ۲۶ روز در ۲۰۰۳ بوده است. در شش ماهه نخست ۲۰۰۴ هیچ گونه عبوری از آستانه رخ نداده است. همه این آستانه های عبور در بهار، تابستان و پاییز اتفاق افتادند که ۲۹ تا از ۵۱ تای آنها در فصل تابستان بوده است. عبور از آستانه ۱۲۰ نانوگرم در متر مکعب در پامپلونا ۲۶ روز بوده است. مقادیر تمرکز آزون در آلساسوا بیشتر بوده است ولی روند زمانی هر دو سایت یکسان بوده است. روندهای افزایش حداکثرهای تابستانه مربوط به واکنش فتوشیمیایی تولید آزون می شود ولی منبع حداکثرهای بهاره مشخص نیست همچنین غلظت حداکثر ۸ ساعته آزون نباید از ۱۲۰ ppb بالاتر رود.

بررسی نمودارهای میانگین های ۸ ساعته تراکم آزون نیز نشان داد در هیچ روزی میانگین ۸ ساعته از آستانه سلامتی عبور نکرده است

مطالعه وضعیت آزون سطحی بر اساس اطلاعات سه ایستگاه سنجنده که دو تا در ناحیه شهری و یکی در تپه های اطراف ستیگنانو بوده و یک سنجنده زیستی در دشت مزعه تنباکو در فلورانس ایتالیا نیز نشان داده بالاترین مقادیر در ایستگاه ستیگنانو رخ داده است که بالاترین متوسط یک ساعته ۱۹۷ نانوگرم در متر مکعب ثبت شده است. همچنین آستانه ۴۰ نانوگرم در متر مکعب، سطح استاندارد برای محافظت از گیاهان است که در برخی ساعات از این آستانه فرا تر رفته است بالاترین آزون ماهانه در در ماه جولای بوده است. آمار سنجنده های زیستی بهترین توافق را با شرایط شیمیایی و فیزیکی دارند (کریستینا نالی و دیگران^{۲۸} ۲۰۰۱).

²⁸ . Cristina Nali et al

۲-۷- ارتباط الگوهای گردشی جو با تغییرات آزون کلی

بر خلاف آزون شهری یا تروپوسفری که در ایستگاههای آلوده‌سنجی سازمان حفاظت محیط زیست اندازه گیری می‌شود، آزون موجود در لایه استراتوسفر در ایستگاههای هواشناسی سازمان هواشناسی کشور اندازه گیری می‌شود. از سال ۱۳۷۳ در محل ایستگاه سینوپتیک اصفهان، ابزار آزون سنجی نصب و توسط آنها مقدار آزون به دو صورت کلی و عمودی (پروفیل آزون) اندازه گیری می‌شود. بررسی ها نشان داده مقدار گاز آزون بعنوان لایه محافظ زمین از پرتوهای مرگبار خورشیدی دارای تغییرات زیادی است. تغییر در میزان آزون استراتوسفری تحت تأثیر عوامل متعددی از جمله تغییر در تشعشع خورشیدی، انفجار آتشفشانها، وجود غبارهای کیهانی، شهاب سنگها و غیره بوده که بعنوان عوامل طبیعی مؤثر در مقدار آزون جو مطرح می‌باشند. در طولانی مدت کاهش و افزایش حجم آزون بر اثر عوامل طبیعی به ثبات آن انجامیده و موجب گردیده مقدار آزون موجود در استراتوسفر همواره ثابت باقی بماند. (اسپنانی ۱۳۸۳: ۱۱۲). مقدار آزون موجود در استراتوسفر و بخصوص استراتوسفر پایینی تحت تأثیر فعالیت های جوی دارای نوسانات (کاهش/افزایش) قابل توجهی است. کاهش یا افزایش مقدار آزون در استراتوسفر پایینی با فعالیت های جو در زیر تروپوپاوز پیوند می‌خورد و مطالعات بسیاری نیز بر این نکته اشاره دارند. با عنایت به تأثیر پذیری آزون در استراتوسفر پایینی و تروپوسفر بالایی از عوامل اقلیم شناختی، اثر گردش‌های جوی در سطوح میانی و فوقانی جو بر تغییرات مقدار آزون در زیر تروپوپاوز مورد بررسی قرار گرفت و ارتباط بین الگوی گردش هوا با تغییرات میزان آزون کلی در اصفهان مطالعه شده است.

در ارتباط با تغییر مقدار آزون استراتوسفری نسبت به شرایط سینوپتیکی جو دو دسته تحقیقات وجود دارد؛ دسته اول آنهایی هستند که اثر شرایط همدید را در پدیده های مختلف مطالعه می کنند که با توجه به اهمیت موضوع تا حد قابل توجهی محققین کشورمان بدان پرداخته اند. علیجانی (۱۳۸۵) در کتاب اقلیم شناسی سینوپتیک و مسعودیان (۱۳۸۵) در کتاب اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، به مبانی نظری، مفاهیم و روش ها در مطالعات همدید پرداخته اند. مسعودیان (۱۳۸۵) در مقاله خود نشان داد الگوهای گردشی ایران از سیزده مؤلفه مبنا ترکیب یافته و در مجموع نه الگوی گردشی در محدوده یاد شده حاکم است. الگوی پُر ارتفاع و فراز فراوان ترین الگوی های حاکم در بخش بزرگی از ایران است. جهانبخش و دیگران (۱۳۷۸) رژیم سینوپتیکی بارندگی در سواحل جنوبی خزر و تأثیر پرفشار سیبری در الگوی بارش منطقه را در پربارانترین فصل سال (پاییز) و روند کاهش میزان بارش از غرب به

شرق ناحیه را مطالعه کرده‌اند. نصیری و دیگران (۱۳۷۸) علل اختلاف بارش در دو حوضه کرخه و دز را سیستم‌هایی باران زایی تشخیص دادند که بارش این مناطق را تحت تأثیر قرار می‌دهد. مسعودیان و دیگران (۱۳۸۷) علت ایجاد سرمای وزشی در نیمه غربی ایران را وجود فرود عمیق می‌دانند که حامل هوای سرد از عرض‌های بالا به منطقه بوده است. این فرود موجب افت شدید دما در بیشتر نقاط ایران و از جمله سنندج گردیده است.

دسته دوم تحقیقاتی هستند که ارتباط عوامل جوی و بخصوص مطالعات هم‌دید را در ارتباط با تغییرات اُزون بررسی کرده‌اند. برای مثال محامد (۱۳۷۷) در کتاب لایه اُزون سپر حفاظتی حیات تغییرات لایه اُزون و عوامل تهدید کننده آن را بررسی کرده است. اسپنانی (۱۳۸۳) تغییرات اُزون استراتوسفری و تروپوسفری را و اثرات زیست‌شناختی آن را مورد بررسی قرار داد. عزتیان و باقری (۱۳۸۹) داده‌های اُزون کلی ایستگاه اصفهان را بر اساس داده‌های سنجنده نقشه‌سازی اسپکترومتری اُزون کلی (TOMS)^{۲۹} کنترل و مدل‌هذلولی را برای جایگزینی داده‌ها در روزهای فاقد آمار با استفاده از داده‌های این سنجنده پیشنهاد دادند. همچنین عزتیان و دیگران (۱۳۸۹) با استفاده از روش‌های آماری نوسانات اُزون تروپوسفری را مورد تحلیل و نشان دادند افزایش دما و رطوبت بیشترین سهم را در تشکیل اُزون تروپوسفری (سطح زمین) دارند.

در این تحقیق با استفاده از روش تحلیل محیطی به گردشی الگوهای سینوپتیک موجد رخداد حداقل‌ها و حداکثرهای اُزون کلی بررسی شد. برای این منظور ابتدا متوسط روزانه اُزون کلی مربوط به داده‌های اُزون استراتوسفری از مرکز داده‌های سازمان هواشناسی استان اخذ گردید. ایستگاه اُزون سنجی اصفهان در مختصات ۳۲ درجه و ۳۷ دقیقه شمالی و ۵۱ درجه و ۴۰ دقیقه شرقی در ارتفاع ۱۵۵۰ متری از سطح دریا قرار دارد. طول دوره آماری از ۲۰۰۴/۱۰/۱ تا ۲۰۱۰/۲/۲۷ است. از مجموع ۱۹۵۷ روز، ۱۷۴ روز آمار مفقود بود و بنابراین ۱۸۰۱ روز داده‌های روزانه اُزون کلی در تحلیل استفاده شد (جدول شماره ۲-۵).

²⁹ . Total Ozone Mapping Spectrometer

جدول شماره ۲-۵ تعداد روزهایی که در هر سال آمار آن برای تحلیل نقشه انتخاب گردید

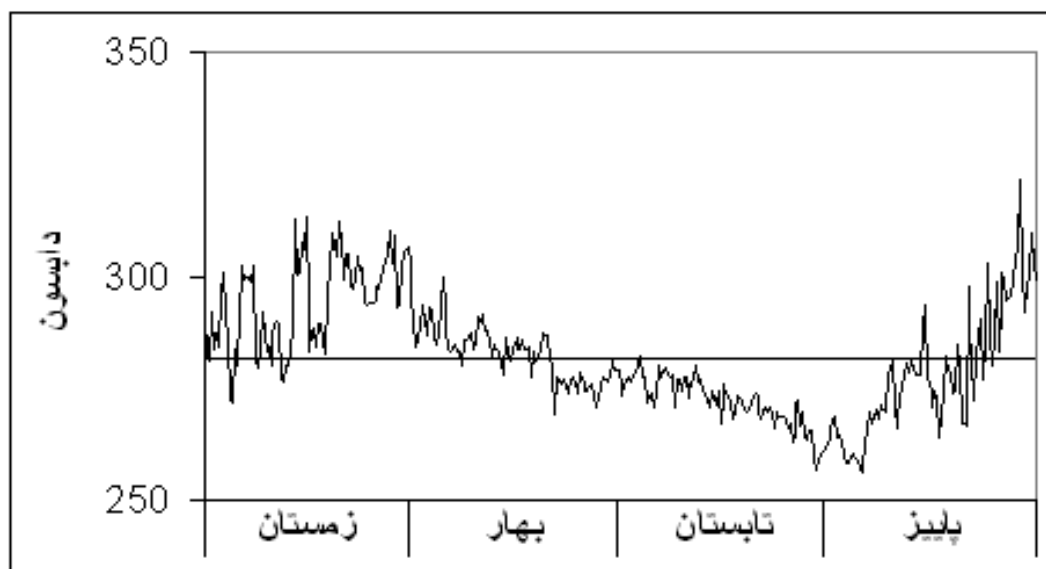
سال	۲۰۰۴	۲۰۰۵	۲۰۰۶	۲۰۰۷	۲۰۰۸	۲۰۰۹	۲۰۱۰	مجموع
تعداد روز	۷۵	۳۵۴	۳۴۹	۳۵۳	۳۴۹	۲۸۱	۴۰	۱۸۰۱

در ابتدا روزهایی که مقدار آزون کلی حداکثر یا حداقل بود از طریق جدول توصیفی داده‌ها استخراج شد. بر این اساس میانگین آزون ۲۸۴ دابسون، حداقل مقدار ثبت شده ۲۲۲ و حداکثر آن ۳۹۳ دابسون است. رقم ۲۷۴ دابسون (مد) بیشترین فراوانی تکرار را دارد. چارک اول داده‌ها ۲۷۱ و چارک سوم ۲۹۳ دابسون است و تمام روزهای چارک اول و سوم در دوره سرد سال از آذر تا اردیبهشت اتفاق افتاده‌اند. با توجه به اینکه تعداد روزهایی که چنین ویژگی را داشتند زیاد بود، روزهایی که مقدار آزون زیر ۲۵۰ یا بالای ۳۱۰ دابسون بود به ترتیب بعنوان روزهای حداقل یا حداکثر آزون قلمداد شد. در نهایت ۲۱ روز مربوط به مقادیر حداقل و ۲۱ روز مربوط به مقادیر حداکثر آزون انتخاب گردید. همچنین روزهایی که مقدار آزون حول میانگین (۲۸۴ دابسون) و بالاترین فراوانی تکرار (۲۷۴ دابسون) بود استخراج شد.

در انتخاب روزها سعی شد روزهایی که مقادیر (حداقل، حداکثر، میانگین یا مد) آزون بصورت چند روز متوالی باشد انتخاب گردد تا بتوان به الگویی که شرایط مزبور را تثبیت می کند دست یافت. برای مطالعه شرایط سینوپتیکی جو از نقشه‌ها متوسط روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل سطوح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری برای مختصات صفر تا ۸۰ درجه شرقی و ده تا ۷۰ درجه شمالی از پایگاه داده های اقلیمی NCEP/NCAR استفاده شد. همچنین از روش های همبستگی برای تحلیل روابط بین نقشه مقادیر آزون کلی و نقشه الگوهای همدید بهره گیری شده است. برای این منظور داده های مقدار متوسط روزانه آزون کلی برای فواصل ۱۰×۱۰ درجه برای مختصات صفر تا ۸۰ درجه شرقی و ده تا ۷۰ درجه شمالی از پایگاه نقشه سازی اسپکترومتری آزون کلی NASA/GSFC برای روزهایی که مقدار آزون در ایستگاه اصفهان حداکثر، حداقل و یا بیشترین تکرار را داشت (مد داده ها) استخراج و نقشه های هممقدار آزون برای روزهای مزبور ترسیم گردید. سپس با استفاده از روش همبستگی روابط بین مقادیر روزانه آزون کلی و ارتفاع ژئوپتانسیل مورد تحلیل قرار گرفت.

۲-۷-۱- سری زمانی تغییرات اُزون

بررسی سری زمانی تغییرات اُزون نشان دهنده تأثیر پذیری شدید تغییرات آن از فعالیت جوی است. به این ترتیب که در فصل زمستان متأثر از فعالیت جوی دارای تغییرات زیاد، در فصل بهار متأثر از افزایش سیاره‌ای دارای مقادیر زیاد، در فصل تابستان بعثت پایداری جو دارای تغییرات ناچیز و در فصل پاییز متأثر از کاهش سیاره‌ای اُزون دارای مقادیر حداقل است که با نزدیک شدن به فصل زمستان مقدار آن افزایش می‌یابد (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹ روند تغییرات روزانه مقدار اُزون کلی نسبت به خط میانگین در طول سال (متوسط سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹)

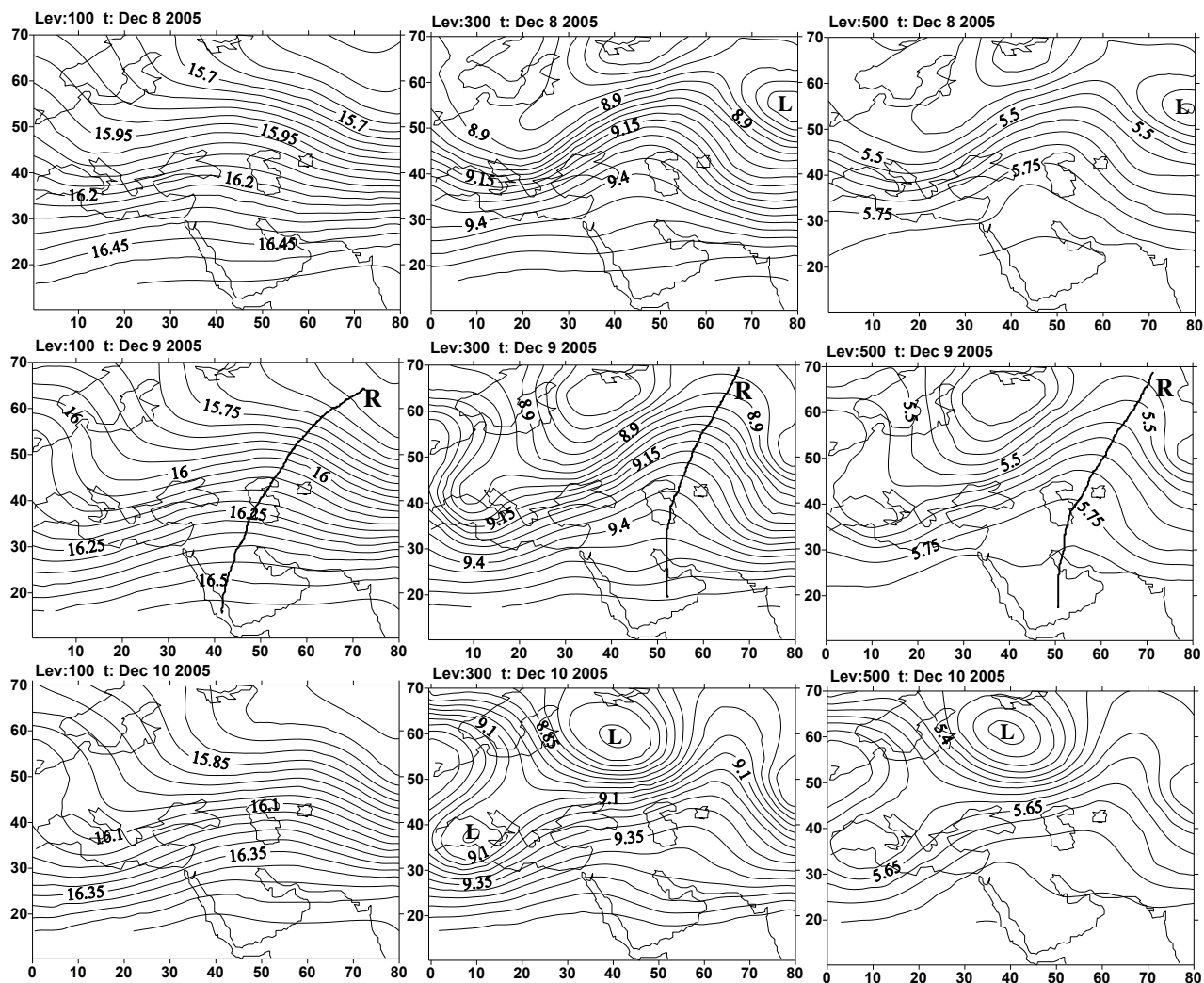
۲-۷-۲- الگوی گردش مربوط به روزهای با مقادیر حداقل اُزون

برای بررسی شرایط سینوپتیکی رخداد حداقل اُزون در مجموع نقشه‌های تعداد ۲۴ روز (۵ دوره روز) از روزهای متوالی که مقدار اُزون حداقل مقدار ثبت شده بود مورد بررسی قرار گرفت. مقادیر حداقل اُزون در روزهای سرد سال زمانی که الگوی فراز در سطوح ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی باری و شرایط واچرخند در سطح ۵۰۰ میلی باری بر ایران و اصفهان قرار می‌یابد اتفاق افتاده است. برای جلوگیری از اطاله کلام نقشه روزهای ۸ تا ۱۰ دسامبر را توضیح می‌دهیم.

نقشه های ۸ تا ۱۰ دسامبر ۲۰۰۵: متوسط مقدار آزون در این دوره ۲۲۹ دابسون است که در روز ۹ دسامبر به حداقل میزان در طول دوره آماری یعنی ۲۲۲ دابسون رسیده است (جدول ۲-۶). الگوی نقشه-ها در این روز بیانگر جوی پایدار و آرام بر روی اصفهان است. در روز ۸ دسامبر در تراز ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی باری الگوی فراز (پشته) در حال ورود به ایران است و نوید چرخندگی منفی و حاکمیت شرایط آنتی سیکلونی را بهمراه دارد. در این روز مقدار آزون ۲۳۶ دابسون است. در روز ۹ دسامبر الگوی پشته یا فراز در تراز ۱۰۰ و ۳۰۰ و شرایط واچرخند در سطح ۵۰۰ میلی باری کاملاً بر روی ایران قرار یافته است و مقدار آزون به حداقل میزان ۲۲۲ دابسون کاهش یافته است. به این ترتیب وقتی که محور ریح در تراز ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی باری و آنتی سیکلون پویشی در تراز ۵۰۰ میلی باری کاملاً بر روی اصفهان قرار می گیرد، هوای فقیر از آزون بر روی منطقه اصفهان انتقال یافته و مقدار آزون کلی به حداقل میزان کاهش می یابد. در روز ۱۰ دسامبر که محور فراز در حال خروج از ایران است، مقدار آزون اندکی افزایش می یابد ولی به دلیل قرار گیری محور فراز در تراز ۱۰۰ و ۳۰۰ و شرایط واگرایی در سطح ۵۰۰ میلی باری بر روی ایران همچنان مقدار آزون در حداقل میزان ۲۲۹ دابسون قرار دارد. (شکل شماره ۲-۱۰)

جدول ۲-۶ تاریخ و مقادیر حداقل آزون ۸ تا ۱۰ دسامبر ۲۰۰۵

1384/09/17	2005/12/08	236
1384/09/18	2005/12/09	222
1384/09/19	2005/12/10	229



شکل ۲-۱۰: نقشه های متوسط روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل جو (هزارمتر) در سه سطح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری از تاریخ ۸ تا ۱۰ دسامبر ۲۰۰۵. محور فراز با حرف R، پراارتفاع با حرف H و کم ارتفاع با حرف L مشخص است.

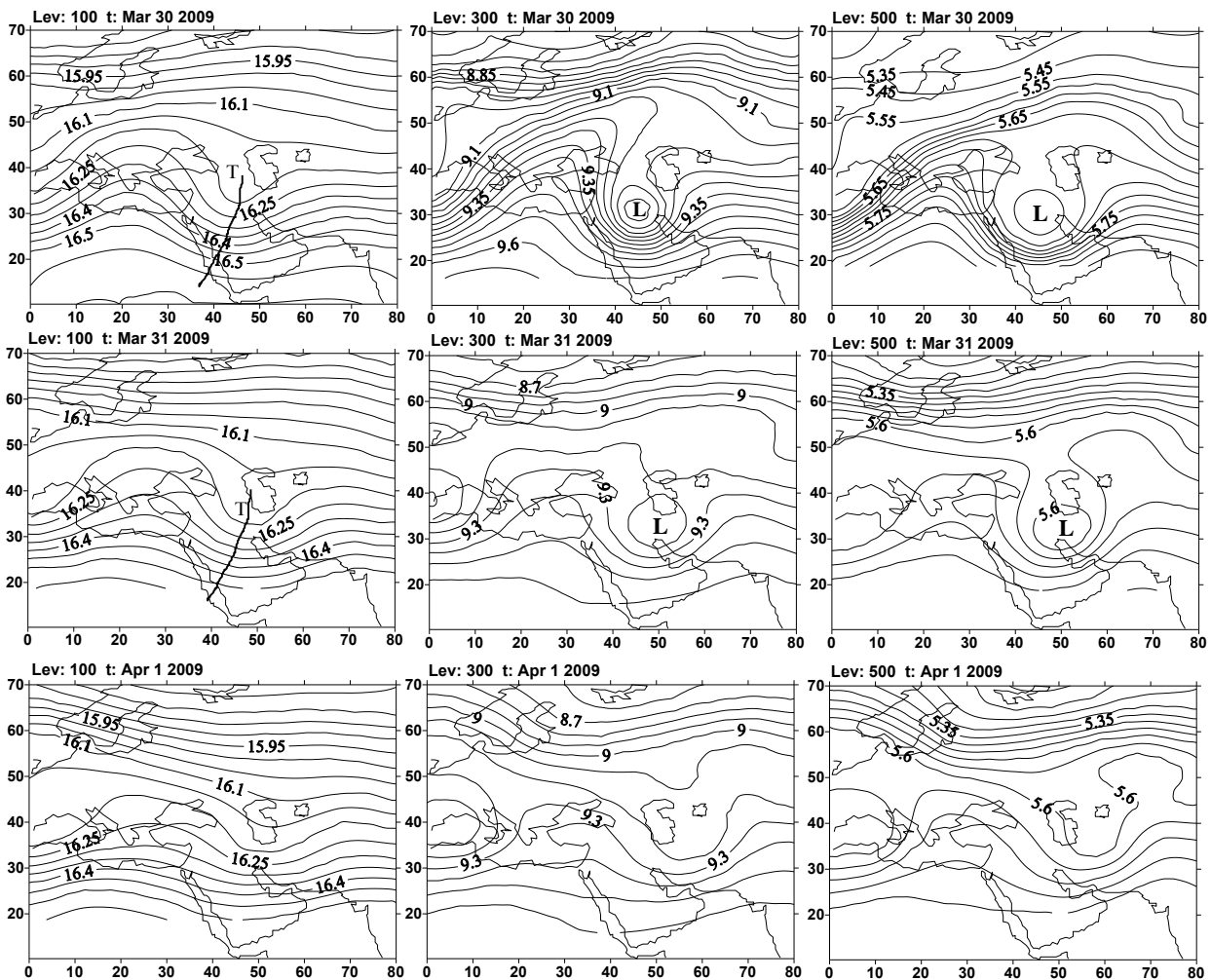
۲-۷-۳- الگوی گردشی مربوط به روزهای با مقادیر حداکثر اُزون برای این منظور ۳۹ نقشه میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل سطوح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری در ۱۳ روز سال که همگی در فصل سال اتفاق افتاده بودند مورد بررسی قرار گرفت. الگوی غالب در همگی این

نقشه‌ها، تراف در سطوح فوقانی ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی باری و سیکلون در تراز ۵۰۰ میلی باری است. برای ایضاح مطلب یک نمونه از الگوی روزهایی که مقادیر حداکثر اتفاق افتاده را توضیح داده شده است.

نقشه های ۳۰ مارس تا ۱ آوریل ۲۰۰۹: همانطور که در نقشه ۳۰ مارس مشاهده می‌شود در تراز ۱۰۰ الگوی تراف و در تراز ۵۰۰ میلی باری سیکلون تکامل یافته‌ای که تا تراز ۳۰۰ میلی باری عمق یافته از غرب وارد ایران می‌گردد. به این ترتیب در بدو ورود الگوی سیکلونی به ایران در روز ۳۰ مارس، مقدار آزون به ۳۴۹ دابسون افزایش یافته است (جدول ۲-۷). در روز ۳۱ مارس محور تراف در تراز ۱۰۰ میلی باری و در تراز ۵۰۰ تا ۳۰۰ میلی باری سیکلون بسیار عمیقی کاملاً بر مرکز ایران قرار می‌یابد، در این روز مقدار آزون داری حداکثر مقدار حداکثر ۳۷۱ دابسون است. یعنی در زمان قرارگیری محور تراف و الگوی سیکلونی کامل بر روی ایران، مقدار آزون به بالاترین میزان خود رسیده است. نتیجه اینکه زمان وقوع حداکثر آزون در این دوره سه روزه، با الگوی تراف در سطح ۱۰۰ میلی باری و شرایط سیکلونی کامل در سطوح ۵۰۰ تا ۳۰۰ انطباق دارد. قابل ذکر است در ۳۱ مارس در ایستگاه آزون سنجی اصفهان ۷/۴ میلی متر باران ثبت شده است. در روز یک آوریل تراف سطح ۱۰۰ و ۳۰۰ بسمت شرق متمایل شده ولی به دلیل قرار گیری بر روی ایران مقدار آزون در حداکثر مقدار ۳۶۸ دابسون باقی مانده است (شکل ۲-۱۱).

جدول ۲-۷ تاریخ و مقادیر حداکثر آزون ۳۰ مارس تا ۱ آوریل ۲۰۰۹

1388/01/10	2009/03/30	349
1388/01/11	2009/03/31	371
1388/01/12	2009/04/01	368



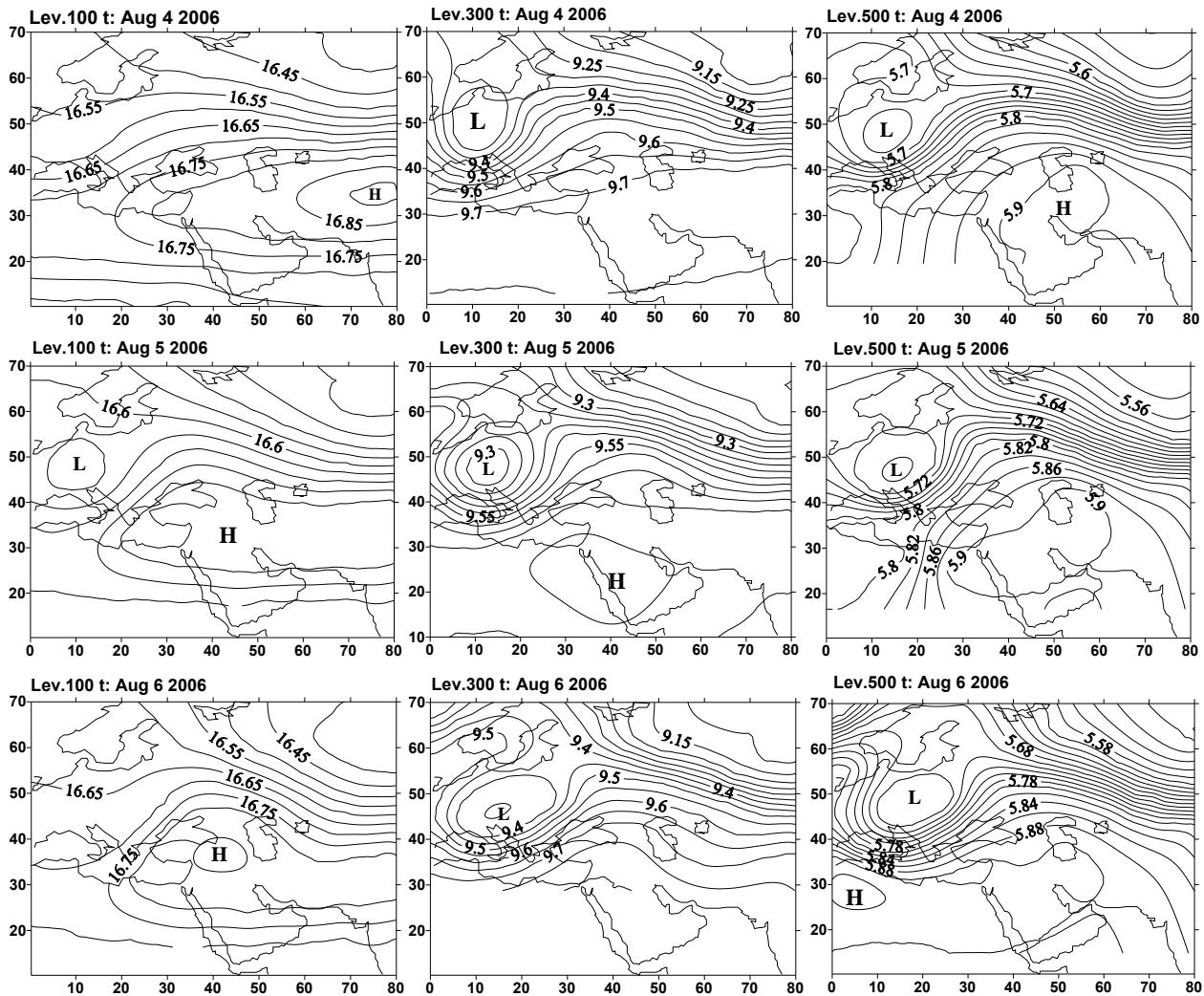
شکل ۲-۱۱: نقشه‌های متوسط روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل جو (هزارمتر) در سه سطح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری از تاریخ ۳۰ مارس تا ۱ آوریل ۲۰۰۹. در این تصویر حرف L کم ارتفاع و حرف T محور تراف را نشان می دهد.

۲-۷-۳- الگوی گردشی مربوط به روزهایی که مقدار اُزون بیشترین تکرار را دارد برای اطلاع بر الگوی گردشی روزهایی که مقدار اُزون ثبت شده بیشترین تکرار را دارد از مقادیر مُد یا نمای داده‌ها استفاده شد. برای این منظور تعداد ۳۳ نقشه مربوط به ۱۱ روز-دوره‌هایی که مقدار اُزون ۲۷۴ دابسون (مُد داده ها) یا حدود آن بود، استخراج شد که برای نمونه نقشه‌های یک دوره توضیح داده شده است.

نقشه های مربوط به روزهای ۴ تا ۶ آگست ۲۰۰۶ : در این دوره مقدار متوسط روزانه آزون در دو روز اول ۲۷۴ و در روز سوم ۲۷۷ دابسون است (جدول ۲-۸). در نقشه سطح ۱۰۰ میلی باری پُر ارتفاع عمیقی با مرکزیت ارتفاعات هیمالیا و تبت در روز ۴ آگست بر روی ایران گسترش یافته و هم ارتفاع ۱۶۸۰۰ متری تمام ایران را در بر گرفته است. در روز ۵ آگست پُر ارتفاع مزبور تا شرق دریای مدیترانه کشیده شده است و در روز ششم به مرکز عمیقی در غرب ایران و ترکیه تبدیل شده است. همزمان با این پدیده، پُر ارتفاع سطح ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری نیز گسترش یافته است. خط هم ارتفاع ۵۹۰۰ متری سطح ۵۰۰ میلی باری که معمولاً در نقشه‌های میانگین آزون در جنوب و جنوب غرب ایران و بیشتر در شمال عربستان حضور داشت، در این دوره کاملاً بر روی ایران قرا گرفته و از صحاری ترکمنستان، شرق مرکز خزر، نواحی خراسان شروع شده و تا دریای سرخ ادامه پیدا کرده است. در تراز ۵۰۰ میلی باری نیز خط هم ارتفاع ۵۹۵۰ متری کاملاً بر مرکز ایران و اصفهان قرار یافته است. این وضعیت در روز پنجم آگست نیز تکرار شده است و در روز ششم آگست با تضعیف پُر ارتفاع سطح ۵۰۰ میلی باری و تغییر شکل خطوط هم ارتفاع ۳۰۰ میلی بار، مقدار متوسط آزون نیز تا ۲ دابسون افزایش یافته است. بنابراین در نقشه های روزهایی که مقدار آزون بیشترین تکرار را داشته، الگوی پرفشار آنهم در مرکز ایران در دو سطح ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری کاملاً بچشم می خورد و در سطح ۱۰۰ میلی باری الگوی پُر ارتفاع در تمامی گستره ایران حاکمیت دارد (شکل ۲-۱۲).

جدول ۲-۸ تاریخ و مقادیر آزون با بیشترین تکرار (مُد) ۴ تا ۶ آگست ۲۰۰۶

1385/5/13	2006/08/04	274
1385/5/14	2006/08/05	274
1385/5/15	2006/08/06	277

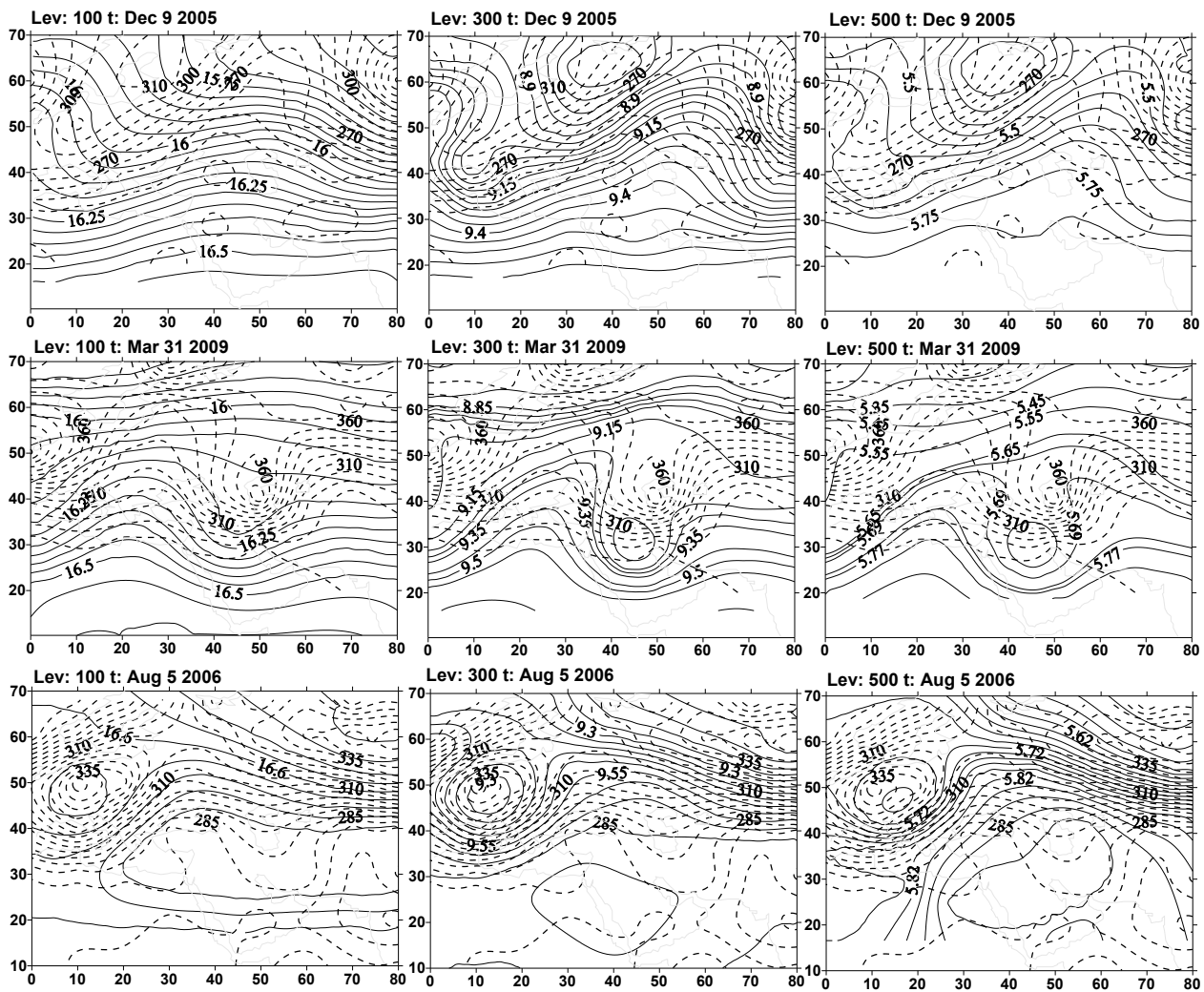


شکل ۲-۱۲ نقشه های متوسط روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل جو (هزار متر) در سه سطح ۳۰۰، ۵۰۰ و ۱۰۰ میلی باری از تاریخ ۴ تا ۶ آگست ۲۰۰۶. در این تصویر حرف H مراکز پُراتفعا و حرف L مراکز کم ارتفاع را نشان می دهد.

۲-۷-۴- تحلیل آماری الگوهای همدید و مقادیر اُزون کلی

اگر چه تحلیل سینوپتیکی الگوهای حاکم بر تغییرات مقادیر اُزون کلی شرایط جوی حاکم بر حداقل شدن یا حداکثر شدن مقدار اُزون را بخوبی تشریح می کند لیکن استفاده از تکنیک های آماری نیز می توند کمک قابل توجهی در تأیید رخداد الگوی های مورد بررسی باشد. به همین منظور روابط آماری بین این

حاکمیت الگوهای سینوپتیکی و مقادیر آزون مورد بررسی قرار گرفت. از این رو ابتدا نقشه‌های همقدار آزون کلی برای گستره ایران ترسیم گردید و ارتباط بین نقشه‌های همقدار روزانه آزون کلی با الگوی نقشه‌های همدید از طریق روابط همبستگی بررسی شد. تحلیل‌ها نشان داد در هر سه سطح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی‌باری بین مقادیر روزانه آزون کلی و ارتفاع ژئوپتانسیل ارتباط معکوس در سطح معنی داری ۰/۰۱ وجود دارد (جدول ۵). مهمترین متغیر مؤثر در زمان رخداد حداکثر، تغییرات ارتفاع سطح ۱۰۰ میلی‌باری و در رخداد مُد و حداقل مقادیر آزون تغییرات ارتفاع سطح ۳۰۰ میلی‌باری بوده است. در هر سه رخداد (حداکثر، حداقل و مُد داده‌های آزون)، ارتباط بین تغییر ارتفاع ژئوپتانسیل و مقادیر آزون کلی در سطوح فوقانی (۱۰۰ و ۳۰۰ میلی‌باری) قوی‌تر است زیرا تراکم آزون در زیر تروپوپاوز بیشتر است و تغییر الگوی نقشه‌ها در سطوح فوقانی اثر بیشتری بر تغییرات آزون کلی دارد. به این ترتیب با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل (حاکمیت شرایط پرفشار) مقدار آزون کاهش می‌یابد و بر عکس با کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل (حاکمیت شرایط کم فشار) بر مقدار آزون افزوده می‌شود. اثر جمعی سه سطح تراز بر تغییرات آزون با استفاده از تحلیل رگرسیون چند متغیره خطی سنجیده شد و نشان داد ارتفاع ژئوپتانسیل با ضرایب همبستگی ۰/۹۹۴، ۰/۸۸۵ و ۰/۸۹۷ به ترتیب در زمان رخداد مُد داده‌های آزون، رخداد حداکثر و حداقل با مقادیر آزون ارتباط پیدا می‌کند. بر این اساس ۸۹/۱، ۸۰/۵ و ۷۸/۴ درصد تغییرات مقدار آزون در رخدادهای مزبور توسط تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تبیین می‌گردد (جدول ۲-۹). بالا بودن ضرایب همبستگی و تبیین در زمان رخداد مُد داده‌ها بخاطر وقوع یک مرکز کم فشار بسیار عمیق بر روی اروپا در ۵ آگست ۲۰۰۶ است که در منطقه مطالعاتی مورد تحلیل ما قرار دارد. برای آگاهی بهتر بر ارتباط بین اثر الگوهای همدید بر تغییرات آزون کلی، نقشه‌های توزیع آزون کلی در محدوده مورد مطالعه ترسیم و با الگوی نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل انطباق داده شد (شکل ۲-۱۳). با اندکی دقت در این نقشه‌ها مشخص می‌شود که از میزان تراکم مقدار آزون کلی با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل کاسته می‌شود. بیشترین تراکم آزون بر روی اصفهان در روز ۳۱ مارس ۲۰۰۹ دیده می‌شود که در این روز الگوی کامل کم ارتفاع (کم فشار پویسی) در اصفهان حاکم بوده است. تراکم خطوط همقدار آزون در این روز بر روی ایران و اصفهان در هر سه سطح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی‌باری کاملاً مشهود است. در صورتی که در روز ۹ دسامبر ۲۰۰۵ بشدت از تراکم آزون کاسته شده و در روز ۵ آگست ۲۰۰۶ تراکم آزون در اصفهان زیاد نیست (نگاه کنید به شکل شماره ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳ انطباق نقشه های همدید ارتفاع ژئوپتانسیل با نقشه همقدار آزون کلی در محدوده مورد مطالعه در سه سطح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری برای روزهای رخداد حداقل (۹ دسامبر ۲۰۰۵)، حداکثر (۳۱ مارس ۲۰۰۹) و مُد داده ها (۵ اگست ۲۰۰۶). در این نقشه ها ارتفاع ژئوپتانسیل (هزار متر) با خطوط پر، مقادیر آزون کلی (دابسون) با خط چین و مرز نواحی با خط کم رنگ مشخص شده است.

جدول ۲-۹ ضرایب همبستگی بین نقشه هم‌مقدار آزون و نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل جو

سطح ۵۰۰ میلی باری	سطح ۳۰۰ میلی باری	سطح ۱۰۰ میلی باری	
-۰/۷۲۵	-۰/۸۳۸	-۰/۸۱۳	رخداد حداکثر آزون
-۰/۷۴۱	-۰/۸۵۲	-۰/۸۷۶	رخداد حداقل آزون
-۰/۸۸۴	-۰/۹۱۳	-۰/۸۴۸	رخداد مُد داده ها

۲-۸- جمع بندی و نتیجه گیری

مطالعات پیشین و بررسی های سری های زمانی نشان می دهد آزون کلی تحت تأثیر پایداری و ناپایداری هوا دارای نوسانات زیادی است. ناپایداری هوا از طریق انتقال افقی هوای غنی یا هوای فقیر از آزون در زیر استراتوسفر موجب افزایش و یا کاهش مقدار آزون کلی در زیر تروپوپاوز می گردد ((وی سی رولدجین (۲۰۰۰) تی نارایانارو (۲۰۰۳) و جی لسلیر دی بلورو و دیگران (۲۰۰۷))

بررسی الگوهای گردشی نقشه های هوا در سه سطح ۱۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری نیز ارتباط بین تغییرات آزون کلی در ایستگاه اصفهان و الگوی گردش جو را تأیید کرد. به این ترتیب که در زمان وقوع مقادیر حداقل آزون، الگوی فراز یا ریج در سطح ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی باری و پرفشار پویشی در تراز ۵۰۰ میلی باری بر روی ایستگاه اصفهان حاکمیت دارد که رخداد چنین وضعیتی در فصل سرد سال اتفاق می افتد. پایین ترین مقادیر آزون زمانی بوقوع می پیوندد که محور فراز بر مرکز ایران و اصفهان باشد. در صورتی که در زمان رخداد مقادیر حداکثر آزون، الگوی فرود یا تراف در سطح ۱۰۰ و ۳۰۰ میلی باری و سیکلون در تراز ۵۰۰ میلی باری بر روی ایستگاه اصفهان حاکمیت دارد و زمانی مقدار آزون در ایستگاه اصفهان به حداکثر میزان می رسد که محور فرود بر مرکز ایران و اصفهان باشد. مشابه زمان رخداد حداقل، زمان رخداد حداکثر نیز در فصل سرد سال است. به این ترتیب حداکثرهای آزون با الگوی فرود (تراف) و حداقل های آزون با الگوی فراز (ریج) منطبق است.

همچنین الگوی نقشه های مربوط به مقادیر مُد داده ها (۲۷۴ دابسون) نشان دهنده الگوی پُر ارتفاع عمیق در تراز ۱۰۰ میلی باری است. در تراز ۳۰۰ و ۵۰۰ میلی باری نیز همزمان با سطح ۱۰۰ میلی باری

پُر ارتفاع کاملاً گسترده شده است. بطور کلی الگوی نقشه‌های مربوط به مقادیر مُد داده‌ها اُزون دارای آرایش مداری در تراز ۳۰۰ و ۵۰۰ است که اندکی بسمت فراز میل کند. باید اذعان داشت نوسانات اُزون در فصل گرم ناچیز و اثر عوامل همدید نیز بر مقدار آن بسیار کم است. به این ترتیب فعالیت پوششی جو در فصل سرد، تغییر و نوسان زیاد در اُزون کلی را باعث می‌شود اما پایداری جو در فصل گرم سال، تثبیت مقدار اُزون را در پی دارد.

تحلیل همبستگی بین نقشه‌های پراکنش متوسط روزانه اُزون کلی با نقشه‌های متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل نشان داد، بین ارتفاع ژئوپتانسیل و مقدار اُزون رابطه همبستگی معکوس معناداری وجود دارد که این رابطه در ترازهای فوقانی جو (۱۰۰ و ۳۰۰ میلی باری) قوی تر است. بر این اساس با افزایش ارتفاع جو (پرفشار) از میزان اُزون کلی در زیر تروپوپاوز کاسته می‌شود و با کاهش ارتفاع جو (کم فشار) میزان اُزون افزایش قابل ملاحظه‌ای دارد. تراکم خطوط هم‌مقدار اُزون در اطراف مراکز کم فشار در همه نقشه‌ها بخصوص نقشه روز ۳۱ مارس ۲۰۰۹ که بر روی ایران و اصفهان کم فشار پوششی حاکمیت مطلق دارد نشان دهنده افزایش مقدار اُزون کلی مرتبط با کاهش فشار جو در زمان کم فشارهای پوششی است. قابل ذکر است در همین روز در ایستگاه اُزون سنجدی اصفهان $7/4$ میلی متر باران ثبت شده است. وی. سی. رولدجین^{۳۰} (۲۰۰۰) نیز نشان داد عبور یک موج بلند (فراز یا پشته) موجب همگرایی هوای فقیر از اُزون در زیر تروپوپاوز و واگرایی هوای غنی از اُزون در بالای تروپوپاوز می‌شود و موجب کاهش اُزون می‌گردد. در حالی که عبور تراف (فرود) فرایند مخالف را باعث می‌شود و افزایش اُزون را به‌مراه دارد. نتایج تحلیل رگرسیون خطی نشان داد به ترتیب $89/1$ ، $80/5$ و $78/4$ درصد تغییرات مقدار اُزون در رخدادهای مُد داده ها، مقادیر حداکثر و حداقل توسط تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تبیین می‌گردد.

تحقیقات دیگر نیز که عمدتاً در خارج از کشور انجام گرفته بر ارتباط مقدار اُزون کلی و مؤلفه های جوی تأکید دارند که در این خصوص می توان به این موارد اشاره داشت؛ برای مثال ام. مارتین و دیگران^{۳۱} (۱۹۹۹) مشاهده کردند یک کاهش با میانگین 10% در زمان وقوع سه سیکل خورشیدی اخیر وجود دارد و ارتباط معناداری بین لکه های خورشیدی و تغییرات اُزون وجود دارد. تی نارایانا رو^{۳۲} و دیگران (۲۰۰۳)

³⁰. V. C. Roldugin

³¹. Ny_Alesund

³². T. Narayana Rao at all

تغییر در ارتفاع تروپوپاوز را عمدتاً به عبور سیستم‌های جوی تروپوسفر نسبت داده می‌دهند که به تغییرپذیری بالای ماهانه آزون در نزدیکی تروپوپاوز منجر می‌گردد. در استراتوسفر پایینی تغییرپذیری فصلی حداکثر زمستانه و بهاره را نشان می‌دهد که نتیجه‌ای از تغییر در امواج ناشی از گردش استراتوسفری است در زمستان است. مَت آر بسفور^{۳۳} و دیگران (۲۰۰۱) نشان دادند برآورد مقدار درست آزون استراتوسفری به صحت مدل‌های انتقال تشعشع از اتمسفر و محاسبه مناسب فاکتور توده هوا (AMFs) وابسته است. جوهانس استهلین و دیگران^{۳۴} (۲۰۰۲) بیان می‌کنند آزون استراتوسفری در نواحی قطبی و بخصوص نواحی جنب قطبی قویاً کاهش می‌یابد که ناشی از فرایندهای غیر معمول رادیکال هالوژن فعال منبعث از فعالیت بشر در جو است. پیک کاهش آزون در نواحی عرض‌های متوسط در بهار و زمستان اتفاق می‌افتد. ان. سمن و دیگران^{۳۵} (۲۰۰۳) معتقدند رطوبت نسبی پایین و ارتفاع پایین تروپوپاوز، نابهنجاری‌هایی در مقدار آزون ایجاد می‌کند که با انتقال بسمت پایین (کاهش ارتفاع) از استراتوسفر ترکیب می‌گردد. ایی رزانو و دیگران^{۳۶} (۲۰۰۵) با استفاده از مدل درون داد (Forcing) ثابت کردند کاهش آزون و سردی دما در استراتوسفر بالایی موجب افزایش فراوانی گازهای گلخانه‌ای و کاهش مداوم آزون در استراتوسفر می‌گردد. همچنین ایی رزانو و دیگران^{۳۷} (۲۰۰۶) برای مطالعه پاسخ تغییرات آزون به سیکل چرخش ۲۸ روزه خورشیدی، مدل شیمی-اقليم SOCOL را که فرایند فیزیکی-شیمیایی در اتمسفر از سطح زمین تا مزوپاوز را ارائه می‌دهد استفاده کردند. اکسون وانگ و دیگران^{۳۸} (۲۰۰۶) بیان می‌دارند اجزاء مایع و جامد در ابرهای استراتوسفری قطبی (PSCs)، نقش مهمی در نابودی شیمیایی آزون استراتوسفری در بالای نواحی قطبی و جنب قطب در زمستان و اوایل بهار ایفا می‌کنند. جی لسلی دی بلوو و دیگران^{۳۹} (۲۰۰۷) نشان دادند در زمان وقوع توفان‌های حاره‌ای، گردش آژئوستروفیک مرتبط با منطقه واگرایی القاء شده توسط حرکات عمودی و اثر برش باد عمودی در مدل‌های سیکلونی هاریکن ایدال، در فرایند انتقال بسمت پایین آزون استراتوسفری کمک می‌کند. حسن زاده و دیگران^{۴۰} (۲۰۰۸) با بهره‌گیری از روش‌های رگرسیون خطی چندگانه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی، مقادیر آزون و متغیرهای

³³. Matthew R. Bassford at all

³⁴. Johannes Staehelin at all

³⁵. N. Semane at all

³⁶. E. Rozanov at all

³⁷. E. Rozanov at all

³⁸. Xihong Wang at all

³⁹. J. Leclair De Bellevue at all

⁴⁰. S. Hassanzadeh at all

هواشناسی را در دوره آماری ۲۰۰۴-۱۹۹۹ در ایستگاه اصفهان مطالعه کردند و نشان دادند در همه دوره ها اُزون با ضریب همبستگی بالایی با درجه حرارت پیوند می خورد اما با رطوبت نسبی دارای رابطه منفی است. همچنین تأثیر هر یک از متغیرهای هواشناسی را بر مقدار اُزون ارزیابی کردند که ارتباط درجه حرارت و رطوبت نسبی از همه قویتر بود. پیوتر وی نوودوسکی و دیگران^{۴۱} (۲۰۰۹) بیان می دارند آئروسول های استراتوسفری در ارتفاعات بالای ۳۰ کیلومتری نقش مهمی در شرایط گرمایی و ضخامت لایه اُزون دارد. چاندر ماداب پال^{۴۲} (۲۰۱۰) آمار تمرکز اُزون کلی در ۱۹ ایستگاه شبه قاره هند و پیوند های منطقه ای آن را مطالعه کردند. بطور کلی یک تمایل به کاهش در مقدار اُزون دیده می شود. نرخ متوسط سالانه کاهش TOC در بالای منطقه هند ۰/۳۶۳ دابسون در دوره آماری مذکور بوده است. روندهای کاهش TOC قویاً با عرض جغرافیایی برای عرض ۱۴/۷ و ۱۲/۱ درجه شمالی پیوند می خورد و روند تغییر آن برای دوره آماری اخیر بصورت سهمی است. ام آنتون و دیگران^{۴۳} (۲۰۱۰) تغییرپذیری روزانه اُزون کلی در بالای مادرید اسپانیا را مطالعه کرده و به این نکته پرداختند که حدود ۹۰٪ روزها تغییرپذیری غیر قابل چشم پوشی اُزون دارای یک روند فصلی است. سوفی گودین بیکمن^{۴۴} (۲۰۱۰) انواع ماهواره هایی که برای اندازه گیری لایه اُزون و ویژگی های شیمیایی آن مورد استفاده قرار می گیرد را بررسی و انواع وسایل اندازه گیری اُزون کلی را توضیح می دهد.

۲-۹- ارتباط الگوهای پیوند از دور با میزان اُزون کلی در اصفهان

دستگاه اقلیم از عواملی که در مکانی بسیار دورتر از محل وقوع پدیده های اقلیمی قرار دارند، تأثیر می پذیرد. لذا این عوامل بنام پیوند از دور^{۴۵} شناخته شده اند. با توجه به اینکه بخشی از تغییرپذیری اُزون ناشی از نوسانات پارامترهای اقلیمی در لایه تورپوسفر و در زیر استواتوسفر است و این پارامترها از شاخص های اقلیمی^{۴۶} تأثیر می پذیرند، دست یابی به این روابط می تواند ما را در پیش یابی تغییر در میزان اُزون

⁴¹. Piotr V. Nevodovskiy at all

⁴². Chandramadhab Pal

⁴³. M. Antón at all

⁴⁴. Sophie Godin-Beekmann

⁴⁵. Teleconnection

⁴⁶. Climatic Indices

کلی متأثر از تغییرات سیگنال‌های اقلیمی یاری نماید. ارتباط پیوند از دور نوسانات اقلیمی متأثر از شاخص‌های اقلیمی در بسیاری از تحقیقات مورد تأیید قرار گرفته است.

شاخص‌های اقلیمی که اثر آنها بر روی تغییرات اُزون کلی بررسی شد در سه دسته قابل طبقه‌بندی هستند. دسته اول شاخص‌های مربوط به پیوند از دور در نیمکره شمالی که از مهمترین آنها شاخص‌های نوسان اطلس شمالی^{۴۷} (NAO) و نوسان قطب شمال^{۴۸} (AO) است. شاخص نائو از این نظر اهمیت دارد که به عنوان بارزترین الگوی پیوند از دور است که در تمام سال در نیمکره شمالی فعال است. شاخص نائو اختلاف فشار سطح دریا بین منطقه آزور و کم فشار جنب قطبی ایسلند است. در فاز مثبت اختلاف فشار بین دو منطقه مزبور افزایش یافته، جریان‌های شدید جوی را رو به سوی شمال اطلس هدایت می‌کند (غیور و همکاران ۱۳۸۰: ۱۷۰). در فاز منفی نائو اختلاف (گرادیان) فشار کاهش یافته، جریان‌های شمالی ضعیف می‌گردند و همین عوامل است که می‌تواند بر موقعیت رودبادهای و جریان‌های غربی اثر گذاشته پیوند شرایط اقلیمی مکانهای دورتر از جمله ایران را تحت تأثیر قرار دهد. الگوی AO بعنوان حالت هدایت شونده‌ای از نابهنجاری‌های متوسط ارتفاع ماهانه سطح ۱۰۰۰ میلی باری در نیمکره شمالی از عرض جغرافیایی ۲۰ درجه شمالی بسمت قطب شمال تعریف می‌شود. برای این شاخص از متوسط‌های ماهانه استفاده می‌شود. به دلیل اینکه شاخص AO بالاترین تغییر پذیری را در فصل سرد دارد لذا بیشتر بعنوان الگوی اولیه تعیین الگوی‌های فصل سرد بکار گرفته می‌شود.

دسته دوم الگوهای پیوند از دور نیمکره جنوبی است که شاخص نوسان جنوبی^{۴۹} (SOI) بصورت اختلاف فشار سطحی بین تاهیتی در شرق اقیانوس آرام جنوبی و داروین استرالیا در غرب اقیانوس آرام بیانگر تغییرات فشار در نیمکره جنوبی است. تحقیقات نشان داده مؤلفه‌های اقلیم در ایران تحت تأثیر تغییرات فشار در اقیانوس آرام جنوبی تغییر می‌کنند که به برخی از آن پیشتر اشاره شد. از دیگر شاخص‌هایی که تغییرات فشار در اقیانوس آرام را بررسی می‌کنند شاخص چند متغیره انسو^{۵۰} (MEI) است. همچنین

47. North Atlantic Oscillation

48. Arctic Oscillation

49. Southern Oscillation Index (SOI)

50. Multivariate ENSO Index (MEI)

اثرات شاخص‌های درجه حرارت سطح آب اقیانوس آرام در مناطق پنج گانه نینو^{۵۱} (NINO) بر روی تغییرات اُزون کلی بررسی شد.

دسته سوم؛ مطالعه اثر بادهای سیاره‌ای بر روی تغییرات اُزون کلی است. با فرض اینکه اثر نوع امواج بادهای (مداری یا نصف النهاری) می‌تواند بر انتقال هوای غنی/فقیر اُزون مؤثر باشد، لذا اثر شاخص‌های وزش مداری باد در سطح ۲۰۰ میلی باری^{۵۲} بر تغییرات اُزون کلی در اصفهان مورد نیز بررسی قرار گرفت.

همچنین ارتباط دمای ارتفاع سطوح ۱۰۰ و ۵۰۰ میلی باری و نیز دمای سطح ۱۰ میلی باری با شاخص‌های اقلیمی و اُزون کلی بررسی شد.

بیشتر تحقیقاتی که در ایران صورت گرفته ارتباط سیگنال‌های اقلیمی با عوامل جوی از جمله بارش، دما و دیگر عوامل را مطالعه کرده است و ارتباط تغییرات اُزون کلی با سیگنال‌های اقلیمی مطالعه نشده است. برای مثال غلامی بیرقدار (۱۳۷۶ : ۱۶۷-۱۶۶) در مقاله خود ال نینو و نابهنجاری‌های جوی را بصورت کلی مطالعه کرده و نشان داده چگونه می‌توان با استفاده از این پدیده شرایط بلند مدت و فصلی اقلیم را پیش بینی کرد. خوش اخلاق و همکاران (۱۳۸۷: ۵۷) اثر نوسان اطلس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای خزر را با استفاده از آزمون همبستگی مطالعه کرده‌اند و نشان داده مرحله مثبت شاخص NAO با افزایش بارش و کاهش دما و مرحله منفی شاخص مزبور با دوره‌های کاهش بارش و افزایش نسبی دما همزمان است. گیور و همکاران (۱۳۸۰ : ۱۷۱) در مقاله خویش نشان دادند نابهنجاری‌های الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل و وزش بادهای مداری و نصف النهاری سطوح فوقانی جو که تعیین کننده اصلی هسته سرعت رودبادهای فوقانی است، طی فازهای انسو دچار تغییرات مشهودی می‌گردد. مرادی (۱۳۸۳ : ۲۹) اثر شاخص‌های اطلس شمالی را بر روی نابهنجاری اقلیمی ایران بررسی کرد و نشان داد NAO شدید در زمستان با افزایش بارش و کاهش دما در اغلب مناطق کشور همراه است. بررسی‌ها در

⁵¹. Extreme Eastern Tropical Pacific SST *(0-10S, 90W-80W) (NINO1+2)

Central Tropical Pacific SST *(5N-5S) (160E-150W) (NINO4)

East Central Tropical Pacific SST* (5N-5S)(170-120W) (NINO3.4)

Eastern Tropical Pacific SST (5N-5S,150W-90W) (NINO3)

مورد نائوی ضعیف، عکس الگوهای بالا را نشان می‌دهد. عزیزی و همکاران (۱۳۸۶ : ۱۷۳) به بررسی ارتباط بین میزان بارش در فصول پاییز، زمستان و بهار با شاخص‌های اقلیمی از طریق تحلیل رگرسیونی پرداختند. نتایج بدست آمده از تحلیل رگرسیونی نشان می‌دهد که بین میزان بارش و شاخص‌های اقلیمی مذکور در فصل پاییز و زمستان ارتباط قوی و در فصل بهار ارتباط بسیار ضعیفی وجود داشته است. خورشید دوست و همکاران (۱۳۸۷:۱۲۴) ارتباط نوسان‌های گردش جوی - اقیانوسی اطلس شمالی با خشکسالی‌های آذربایجان شرقی را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج مطالعه ایشان نشان داد که بین بارش سالانه ایستگاه‌های تبریز، اهر و جلفا با شاخص نوسانات اطلس شمالی همبستگی منفی ضعیف و معنی داری به ویژه در ترسالی‌ها خشکسالی‌های فراگیر وجود دارد.

۲-۹-۱- بررسی اثر شاخص SOI بر روی تغییرات اُزون کلی

مقادیر اُزون بخصوص در ماههای فصل سرد سال که دینامیک جو فعال است از تغییر پذیری شاخص SOI پیروی می‌کند و این در مقادیر حداکثر اُزون روند مشخص‌تری دارد. با این حال ضرایب همبستگی در ماه فوریه در مقادیر میانگین و حداکثر به ترتیب با ضرایب $(r=-0.713)$ و $(r=-0.642)$ در سطح 0.01 درصد و در مقادیر حداقل با ضریب $(r=-0.607)$ در سطح 0.05 درصد معنا دار است. برای اینکه روند تغییرپذیری ماهانه مشخص شود ضرایب همبستگی بین شاخص SOI و مقادیر اُزون را در شکل شماره ۲-۱۴ نشان دادیم. این ضرایب در ماههای سرد سال منفی و قوی و در ماههای گرم سال مثبت و ضعیف هستند.

همچنین مدل‌های تخمین مقدار اُزون از روی شاخص SOI در ماه فوریه نشان می‌دهد مدل درجه سوم، درجه دوم، معکوس لگاریتمی و خطی بهترین مدل برای برآورد مقدار اُزون هستند که مدل‌های معکوس لگاریتمی و خطی در سطح 0.01 درصد و مدل درجه سوم و درجه دوم در سطح 0.05 درصد معنا دار هستند.

اختلاف معنا داری بین ضرایب همبستگی در دو فصل سرد و دو فصل گرم وجود دارد (جدول شماره ۲-۱۰). از سویی دیگر بین مقادیر حداکثر اُزون و SOI شدید بخصوص در فصل زمستان ارتباط قوی‌تر وجود دارد. با استناد به شکل ۱ با افزایش شاخص SOI مقدار اُزون کاهش می‌یابد و با کاهش شاخص، مقدار اُزون افزایش می‌یابد. در واقع حالت منفی SOI ضعیف با افزایش میزان اُزون کلی هماهنگ بوده است. این

موضوع در سال ۱۹۹۸ زمانی که متوسط فصلی شاخص SOI به حداقل ۳/۹۳- کاهش یافت، میانگین زمستانه آزون تا ۳۴۲/۳ دابسون و مقادیر حداکثر زمستانه تا ۴۳۳ دابسون افزایش یافت که بالاترین رقم ثبت شده طی ۱۵ سال ثبت داده های آزون است. در حالی که متوسط ۱۵ ساله آزون ۲۸۸/۴ دابسون است. (شکل ۲-۱۵)



شکل ۲-۱۴: ضرایب همبستگی بین مقادیر ماهانه شاخص SIO و مقادیر متوسط، حداکثر و حداقل آزون کلی که دارای روند افزایشی ضعیف در فصل گرم و روند کاهشی قوی در ماههای سرد سال هستند

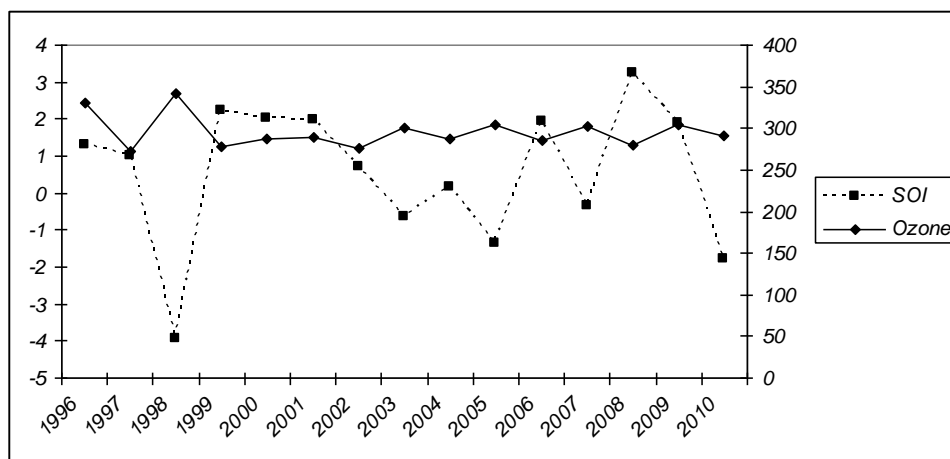
جدول ۱۰-۲: ضرایب همبستگی بین مقادیر میانگین، حداکثر، حداقل آزون با شدت‌های مختلف شاخص SOI در فصول سال

بهار			زمستان			
ضعیف	شدید	متوسط	ضعیف	شدید	متوسط	
-0.353	.110	-0.117	-0.463	-0.653**	-0.590*	میانگین آزون
-0.516	-0.058	-0.250	-0.425	-0.634**	-0.592*	حداکثر آزون
.002	.247	.101	-0.518*	-0.610**	-0.587*	حداقل آزون
پاییز			تابستان			
ضعیف	شدید	متوسط	ضعیف	شدید	متوسط	
-0.409	-0.290	-0.352	.051	-0.044	.002	میانگین آزون
-0.556*	-0.575*	-0.578*	.274	.127	.175	حداکثر آزون
-0.360	-0.248	-0.299	-0.157	-0.170	-0.150	حداقل آزون

a. Cannot be computed because at least one of the variables is constant

*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).



شکل ۲-۱۵ مقایسه مقادیر متوسط فصلی فصل زمستان شاخص SOI و اُزون کلی

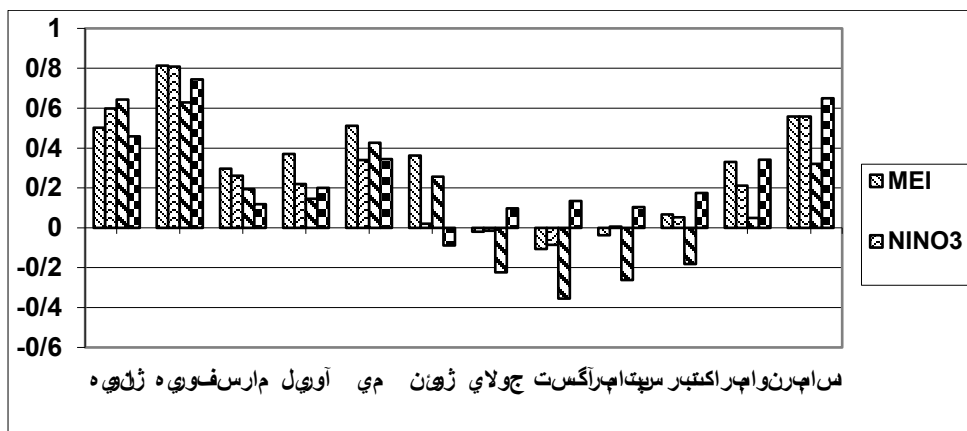
۲-۹-۲- اثر سایر شاخص های ENSO بر روی تغییرات اُزون کلی

بررسی روابط سایر شاخص های انسو نیز با تغییرات اُزون نیز نشان داد که شاخص NINO3 ارتباط قوی تری را با مقادیر میانگین اُزون دارد (شکل ۲-۱۶). ارتباط شاخص NINO3 در ماه فوریه در سطح ۰/۰۱ درصد و در ماههای ژانویه و دسامبر در سطح ۰/۰۵ درصد با تغییرات اُزون کلی معنادار می باشند. ضرایب همبستگی دارای روند مشخص؛ کاهش در ماههای فصل گرم و افزایش در ماههای فصل سرد را دارا می باشد (شکل ۲-۱۶).

مقایسه شکل شماره (۲-۱۴) و (۲-۱۶) نشان می دهد ارتباط شاخص NINO3 با اُزون کلی دارای روند تغییرات ماهانه متفاوتی نسبت به SOI (روند معکوس نسبت به SOI) است. با این حال وجود روند مشخص در مقادیر ضرایب همبستگی بر روی نمودار شکل (۲-۱۶) نشان می دهد می توان از دمای سطح آب در اقیانوس آرام نیز در پیش یابی تغییرات اُزون استفاده کرد. بدین مفهوم که با افزایش مقادیر شاخص، (دمای بالای سطح آب اقیانوس آرام) مقادیر اُزون کلی افزایش می یابد. بالاترین دمای سطح آب ثبت شده مربوط به سال ۱۹۹۸ (سال وقوع النینو) است که میزان اُزون نیز در زمستان همین سال، به حداکثر میزان خود رسیده است

همچنین از میان سایر شاخص های ENSO ، شاخص MEI همبستگی بالاتری را با مقادیر آزون نشان می دهد. ارتباط آزون کلی در مقادیر میانگین با شاخص MEI در ماه فوریه با ضریب $(r=0/814)$ در سطح $0/01$ و در ماه دسامبر می و ژوئن به ترتیب با ضرایب $(r=0/558)$ و $(r=0/502)$ در سطح $0/05$ درصد معنی دار است. که البته روند معین فصلی را در مقایسه با شاخص های SOI و NINO3 نشان می دهد. همچنین ضرایب همبستگی در ماههای ژانویه و فوریه بین شاخص NINO1.2 و مقادیر میانگین آزون معنادار است. برای شاخص NINO3.4 و NINO4 این روابط در ماههای فوریه و دسامبر معنادار می باشد (شکل ۲-۱۶).

مدل های مختلف برای تخمین مقدار آزون از روی شاخص NINO3 مورد بررسی قرار گرفت که تمام مدل ها در سطح $0/01$ درصد ارتباط معناداری را با تغییرات میانگین آزون کلی در ماههای دسامبر، ژانویه و فوریه نشان دادند. از میان آنها مدل های درجه سوم و درجه دوم ارتباط معنادارتری را نشان داده و به ترتیب ۷۳ و ۷۲/۷ درصد تغییرات را تبیین می کنند. مقایسه این جدول با جداول مشابه برای سایر سیگنال ها نشان دهنده ارتباط قوی تر شاخص NINO3 با تغییرات آزون کلی است.



شکل ۲-۱۶: نمودار ضرایب همبستگی بین شاخص های ENSO و متوسط ماهانه مقدار آزون کلی

۲-۹-۳- اثر شاخص NAO و AO بر روی تغییرات آزون کلی

بررسی روابط همبستگی بین شاخص NAO و تغییرات آزون کلی نشان داد که فقط در ماه فوریه در مقادیر حداکثر رابطه همبستگی نسبتاً قوی بین مقادیر آزون و شاخص NAO وجود دارد (شکل ۲-۱۷).

سه ماهه سرد سال بین شاخص NAO و تغییرات آزون کلی رابطه معکوس وجود دارد که این ارتباط در مقادیر حداکثر آزون در ماه دسامبر و فوریه از بقیه ماهها قوی‌تر است ولی روند معینی در ضرایب همبستگی تغییرات NAO و آزون کلی مشاهده نمی‌شود.

ارتباط بین تغییرات حداکثر آزون کلی نسبت به شاخص NAO در ماه فوریه در روابط خطی، لگاریتمی و معکوس با درجه آزادی یک و رابطه درجه سوم با درجه آزادی دو معنادار است. با این حال به ترتیب ۳۹/۵ و ۳۹/۱ درصد تغییرات آزون در ماه فوریه با مدل درجه سوم و درجه دوم تبیین می‌گردد.

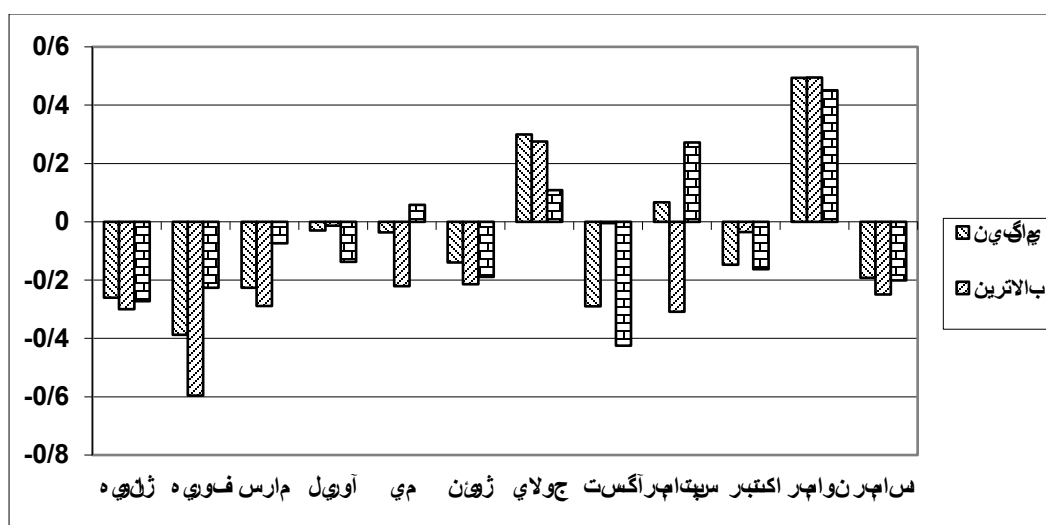


شکل ۲-۱۴ ضرایب همبستگی بین مقادیر میانگین، حداکثر، حداقل آزون با متوسط شاخص NAO در ماههای مختلف

بررسی روابط همبستگی بین شاخص AO و تغییرات آزون کلی نیز نشان داد که فقط در ماه فوریه بین مقادیر حداکثر آزون و شاخص AO رابطه همبستگی در سطح ۰/۰۵ درصد معنادار است. اگر چه در ماههای فصل سرد سال مانند ژانویه، فوریه، مارس و دسامبر رابطه معکوس بین شاخص AO و تغییرات آزون کلی وجود دارد ولی میزان این ضریب خیلی بالا نیست. با این حال از روند تغییرات معین فصلی متناسب با تغییرات شاخص AO در ماههای فصل سرد برخوردار است و ارتباط مقادیر آزون با تغییرات شاخص AO منفی و نسبتاً قوی، و در ماههای فصل گرم ضعیف، و از روند معینی نیز تبعیت نمی‌کند (شکل ۲-۱۸). تحلیل رگرسیون تغییرات AO در ارتباط با مقادیر آزون کلی در ماه فوریه نشان می‌دهد ۳۸/۲ درصد تغییرات آزون داد با مدل درجه سوم تبیین می‌شود. بعد از آن معادله درجه دوم قرار دارد که ۳۸ درصد تغییرات آزون کلی را تبیین می‌نماید. بقیه روابط درصد بسیار پایینی از تغییرات آزون کلی را

تبيين می‌نمایند. با این حال روابط خطی، لگاریتمی و معکوس با درجه آزادی یک بین تغییرات اُزون و شاخص AO معنادار است ولی روابط درجه سوم و درجه دوم با درجه آزادی دو با وجود تبیین درصد بالاتری از تغییرات اُزون معنادار نیستند.

ارتباط شاخص NAO و AO با تغییرات اُزون کلی در مقیاس فصلی نیز بررسی شد ولی در هیچ یک از فصول ارتباط معناداری بین تغییرات اُزون کلی و شاخصهای مزبور مشاهده نشد

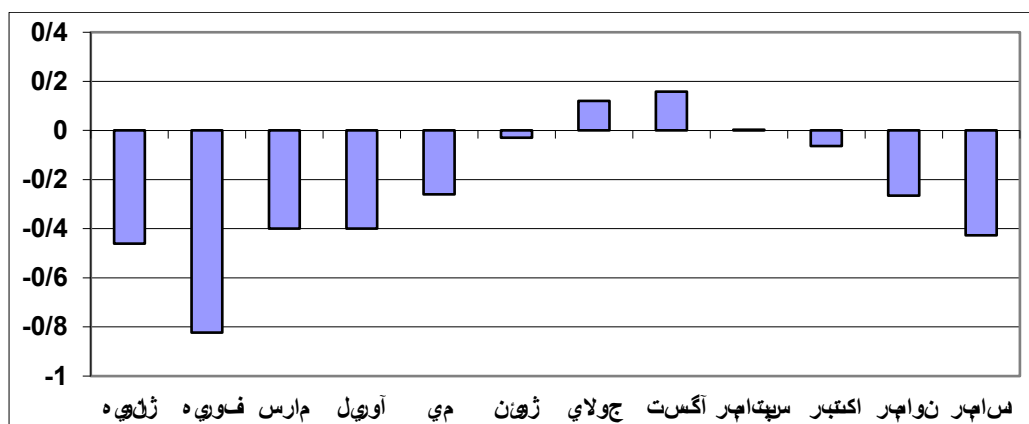


شکل ۲-۱۸ ضرایب همبستگی بین مقادیر میانگین، حداکثر، حداقل و ضریب تغییرات اُزون با شاخص AO در ماههای مختلف

۲-۹-۴-ارتباط شاخص وزش باد با تغییرات اُزون کلی

یکی از مهمترین علل افزایش مقادیر اُزون کلی، شدت و ضعف امواج بادهای غربی است که به انتقال هوای غنی از اُزون قطبی /فقیر از اُزون منطقه استوایی به ایستگاه اصفهان مؤثر است (آروین ۱۳۹۰). با این فرض روابط بین شاخص های وزش باد و تغییرات اُزون استراتوسفری بر روی اصفهان بررسی شد. ارتباط بین شاخص وزش مداری باد در سطح ۲۰۰ میلی باری با مقادیر اُزون کلی در ماههای دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس منفی و قوی و در ماه فوریه با $r = -0.823$ در سطح ۰/۰۱ معنادار است. بطور کلی ضرایب همبستگی در فصل سرد قوی و منفی و در ماههای فصل گرم مثبت و ضعیف است و لذا دارای روند ماهیانه معینی می باشد (شکل ۲-۱۹).

ارتباط معکوس و قوی شاخص وزش باد مداری با تغییرات اُزون نشان می دهد با افزایش شاخص، مقدار اُزون در ایستگاه اصفهان کاهش می یابد. علت این است که جریانات جوی در حرکت روبه جنوب خود هوای غنی از اُزون را از عرض های بالا به سمت ایستگاه می آورند و با افزایش شاخص مداری، وزش نصف النهاری کاهش یافته، مقدار اُزون کم می گردد و بر عکس با افزایش شاخص نصف النهاری باد، مقدار اُزون بر روی اصفهان نیز افزایش می یابد.



شکل ۲-۱۹ ضرایب همبستگی بین مقادیر میانگین اُزون و شاخص وزش مداری باد در سطح ۲۰۰ میلی باری

۲-۱۰- جمع بندی و نتیجه گیری

بررسی روابط همبستگی بین شاخص های اقلیمی در نیمکره شمالی و جنوبی با تغییرات اُزون کلی نشان از ارتباط قوی تر تغییرات اُزون کلی با شاخص های اقلیمی در نیمکره جنوبی در سطح اقیانوس آرام دارد. این روابط در فصول سرد سال ارتباط قوی تر و معنادارتری با تغییرات اُزون کلی در ایستگاه اصفهان نشان می دهند. بطوری که در میان تمام شاخص های مورد بررسی، شاخص SOI بهترین همبستگی را با مقادیر اُزون کلی دارد. همچنین سایر شاخص های ENSO از جمله شاخص های دمای سطح آب اقیانوس آرام نیز ارتباط قوی تری با تغییرات اُزون کلی نشان می دهند و از بین آنها، شاخص چند متغیره انسو MEI رابطه قوی تری را با مقادیر اُزون کلی دارند. بطور کلی با منفی شدن شاخص SOI، مقدار اُزون افزایش می یابد ولی ارتباط دمای سطح آب با مقدار اُزون کلی مثبت است. ارتباط شاخص SOI و شاخص های

دمای سطح آب و شاخص چند متغیره انسو از طریق ارتباط منفی معنادار دمای سطح ۱۰۰ میلی باری با شاخص‌های مذکور قابل توجیه است. بدین سان که روابط منفی معنادار با زمان تاخیر دو ماهه شاخص‌های مزبور و نیز شاخص AO با دمای هوا در ارتفاع سطح ۱۰۰ میلی باری، حاکی از اثر این شاخص‌ها بر تغییرات دمای هوا در سطح ۱۰۰ هکتوپاسکال است. این فرایند منجر به کاهش لایه متورق می‌گردد. در این حالت گردش مداری نسبت به نصف النهاری شدیدتر است و لذا مقدار اُزون کلی کاهش می‌یابد. بیشترین اثر متورق شدن در فصل‌های زمستان و بهار اتفاق می‌افتد.

البته نباید ارتباط شاخص SOI و نیز شاخص‌های دمای سطح آب در اقیانوس آرام بر تغییرات اُزون کلی که ناشی از جابجایی روبه پایین (عرض‌های جنوبی‌تر) کمربند همگرایی میان حاره‌ای و اجازه ورود و قرارگیری سیستم‌های سینوپتیک جو بر روی ایران که در زمان وقوع شاخص منفی SOI رخ می‌دهد را از نظر دور داشت. با این حال مهمترین اثر AO بر روی تغییرات اُزون کلی عمدتاً بعلت تأثیر پذیری تغییرات اُزون از تغییرات اُزون قطبی است. انتقال اُزون قطبی توسط ورتکس قطبی به منطقه اصفهان به تغییر در ارتفاع تروپوپاوز مربوط می‌گردد. در این تحقیق ارتفاع تروپوپاوز بر اساس دمای هوا در سطح ۱۰ هکتوپاسکال محاسبه شد و روابط آن با شاخص AO بررسی شد. نتیجه نشان داد ارتباط ارتفاع تروپوپاوز با شاخص AO در ایستگاه اصفهان منفی و در سطح اطمینان ۹۵ درصد با زمان تاخیر دو ماهه معنادار است. بدین سان با رو به منفی شدن شاخص AO ارتفاع تروپوپاوز افزایش یافته و هوای غنی از اُزون ناحیه قطبی اجازه ورود به منطقه اصفهان را دارد و اُزون افزایش می‌یابد. اثر شاخص AO با زمان تاخیر ۲ ماهه بر روی اُزون کلی معنادارتر است. جوهانس استایلن و همکاران نیز نشان دادند حالت مثبت AO با تغییر بطرف بالای تروپوپاوز برون حاره همراه است که منجر به کاهش مقدار اُزون در برون حاره و افزایش آن در نواحی حاره می‌گردد (جوهانس استایلن و همکاران ۲۰۰۲ : ۴۶۶).

بررسی ضرایب همبستگی در مقیاس ماهانه نشان دادر ارتباط مقادیر اُزون کلی با همه شاخص‌های اقلیمی مورد بررسی، در ماه فوریه از بقیه ماهها قوی‌تر است. لذا مدل‌های مختلف مرتبط با تغییرات اُزون کلی و سیگنال‌های اقلیمی در ماه مذکور برآزش داده شد. نتیجه نشان داد در حالی که شاخص‌های NAO و AO با بهترین برآزش مدل‌های آماری، تا حدود ۳۹ درصد تغییرات اُزون را تبیین می‌کنند، شاخص‌های انسو می‌تواند تا ۷۳ درصد تغییرات اُزون را تبیین نماید.

شدت و ضعف شاخص وزش مداری باد می‌تواند به تضعیف و یا تقویت امواج بادهای غربی کمک نماید از این رو تغییرات شاخص وزش مداری باد می‌تواند در تغییرات اُزون استراتوسفری بر روی اصفهان مؤثر

باشد. ارتباط بین مقادیر شاخص AO و SOI به ترتیب با ضرایب همبستگی $R = -0/816$ و $R = -0/625$ با شاخص وزش مداری باد در سطح ۲۰۰ میلی باری منفی و قوی و این روابط به ترتیب در سطوح ۰/۰۱ و ۰/۰۵ درصد معنادار می‌باشند. ارتباط شاخص NAO با شاخص وزش مداری معنادار نبود. به این ترتیب می‌توان نتیجه‌گیری کرد با منفی شدن شاخص AO و SOI شاخص وزش باد به سمت نصف النهاری شدن میل پیدا می‌کند. با توجه به اینکه میزان آزون کلی با شاخص وزش مداری باد در سطح ۲۰۰ میلی باری دارای ارتباط قوی و منفی است و با میل به نصف النهاری شدن بادهای غربی، میزان آزون کلی بر روی اصفهان افزایش می‌یابد، اثر پذیری میزان آزون کلی از شاخص AO و SOI می‌تواند تحت تأثیر ارتباط منفی شاخص وزش مداری با شاخص های AO و SOI نیز قرار گیرد و تغییرات آزون کلی از طریق شاخص وزش نصف النهاری باد با شاخص های AO و SOI پیوند بخورد.

در سایر مطالعات نیز روابط آزون با شاخص‌های اقلیمی بررسی شده که به برخی از آن اشاره می‌گردد؛ جی برمر و همکاران^{۵۳} (۲۰۰۸ : ۱۴۷۳) در مطالعه خود نشان دادند تغییرات بلند مدت در حجم آزون استراتوسفری از روند میانی آزون در مزوسفر و ترموسفر تأثیر می‌پذیرد. این نشان می‌دهد که بخش ضروری از روندهای استنتاج شده در مزوسفر و ترموسفر پایینی با تغییرات بلند مدت حجم آزون اتمسفری پیوند می‌خورد. چی جاکوبی و همکاران^{۵۴} (۲۰۰۹ : ۱۵۴۰) بادهای و امواج منطقه عرض‌های متوسط مزوپاوز و مقایسه آن با تغییر پذیری آزون استراتوسفری را مورد مطالعه قرار دادند و بر این نکته تأکید کردند که فرایند جفت‌شدگی در اتمسفر میانی از استراتوسفر پایینی تا مزوسفر بر روی تغییرات آزون اثر دارد. مارتا زوسی و دیگران (۲۰۱۰ : ۱۱۸۰) ارتباط آزون کلی و شاخص باد مداری استوایی را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند این روابط در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار هستند و مقدار آزون کلی بشدت تحت تأثیر وقایع انسو قرار می‌گیرد. ام آنتون و همکاران (۲۰۱۱ : ۸۵۵) تغییرات زمانی فضایی آزون کلی را بر بالای پرتقال بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که متوسط آزون کلی در شمال پرتقال بیشتر از جنوب است و تغییرپذیری نصف النهاری آزون (کمتر از ۰/۳٪) بیشتر از تغییرپذیری مداری آن (بین ۳/۵ تا ۶٪) است. والرئ ان خوخلوف (۲۰۱۱ : ۳۳۶۰) تغییرات الغاء شده توسط NAO بر آزون کلی بر روی اروپا را مطالعه کرده و به این نتیجه رسیدند امواج الغایی نائو به انتقال موجی آزون کمک می‌کند و مقادیر آن را تغییر می‌دهد. نزدیک مرکز فعالیت جوی مرتبط با نائو، تغییرات آزون کلی نیز حداکثر است.

⁵³. J. Bremer at all

⁵⁴. Ch. Jacobi at all

منابع و مأخذ

- ۱- آروین، عباسعلی (۱۳۹۱) ارتباط الگوهای گردشی جو با تغییرات اُزون کلی در اصفهان، جغرافیا و توسعه، شماره پیاپی ۲۹، صص ۱-۱۴.
- ۲- آروین، عباسعلی (۱۳۹۲) ارتباط الگوهای پیوند از دور با میزان اُزون کلی در اصفهان، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، سال ۴۵ شماره ۱، صص ۳۹-۵۲.
- ۳- آروین، عباسعلی (۱۳۹۳) ارتباط پدیده ال نینو - نوسان جنوبی (ENSO) با تغییرات اُزون کلی در ایران، جغرافیا و توسعه، سال ۱۲ شماره پیاپی ۳۷، صص ۱۶۵-۱۸۰.
- ۴- آروین، عباسعلی (۱۳۹۴) ارتباط بین دمای سطح آب در اقیانوس آرام و تغییرات مجموع اُزون در گستره ایران، جغرافیا و برنامه ریزی، سال ۱۹، شماره ۵۲، صص ۲۵-۴۲.
- ۵- آروین، عباسعلی (۱۳۹۴) ارتباط بین عناصر جوی و تغییرات اُزون سطحی در شهر اصفهان، جغرافیا و برنامه ریزی، سال ۱۹، شماره ۵۲، صص ۲۵-۴۲.
- ۶- آروین، عباسعلی (۱۳۹۴) تغییرات اُزون سطحی در ارتباط با عوامل جوی و اثرات آن بر سلامتی انسان در اصفهان، طرح پژوهشی،
- ۷- اسپنانی، عباسعلی، (۱۳۸۳) اُزون و نقش آن در حیات کره زمین، مجله فضای جغرافیایی، شماره ۱۱، صص ۱۰۶-۱۲۷.
- ۸- جهانبخش، سعید و کرمی، فریبا، (۱۳۷۸)، مجله تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۴ و ۵۵، صص ۱۰۷-۱۳۱.
- ۹- عزتیان، ویکتوریا، باقری، اعظم، (۱۳۸۹) کنترل کیفی داده های اُزون با استفاده از داده های سنجنده TOMS، چهارمین کنفرانس بین المللی تغییر اقلیم، صص ۵۶۷-۵۵۶.
- ۱۰- عزتیان ویکتوریا، اسعدی اسکویی، ابراهیم، (۱۳۸۹) کاربرد روش های آماری در تحلیل نوسانات اُزون تروپوسفری، نشریه انجمن ژئوفیزیک ایران، صص ۶۳-۸۳.
- ۱۱- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۵)، اقلیم شناسی سینوپتیک، سمت، تهران.

۱۲- قويدل رحيمي ، يوسف ، (۱۳۸۹) ، نداشت و تفسير سينوپتيك اقليم با استفاده از نرم افزار Grads ، سها دانش ، تهران.

۱۳- محامد ، احمد ، (۱۳۷۷) ، لايه اُزون (سپر حفاظتي حيات) ، گروه پژوهشگران ايران.

۱۴- نصيري ، بهروز؛ قائمي ، هوشنگ، (۱۳۷۸)، تحليل الگوي سينوپتيكي و ديناميكي سيل هاي کرخه و دز، مجله تحقيقات جغرافيايي ، شماره ۵۴ و ۵۵ ، صص ۱۷۸-۱۸۵.

15. Chandramadhab Pal, (2010), Variability of total ozone over India and its adjoining regions during 1997-2008, Atmospheric Environment 44, pp. 1927-1936.

16. E. Rozanov, M. Schraner, C. Schnadt, T. Egorova, M. Wild, A. Ohmura, V. Zubov, W. Schmutz, Th. Peter, (2005), Assessment of the ozone and temperature variability during 1979–1993 with the chemistry-climate model SOCOL, Advances in Space Research 35, pp. 1375–1384.

17. E. Rozanova, T. Egorovab, W. Schmutzb, Th. Peter, (2006), Simulation of the stratospheric ozone and temperature response to the solar irradiance variability during sun rotation cycle, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 68 pp. 2203–2213.

18. J. Leclair De Bellevuea, J. L. Baraya, S. Baldya, G. Ancelletb, R. Diabc, F. Ravetta, (2007), Simulations of stratospheric to tropospheric transport during the tropical cyclone Marlene event, Atmospheric Environment 41 pp. 6510–6526.

19. Johannes Staehelin, Jorg Moder, Andrea K. Weiss, Christof Appenzeller, (2002), Long-term ozone trends in Northern mid – latitudes With special emphasis on the contribution of changes in dynamics. Physics and Chemistry of the earth, pp. 461-468.

20. M. Antón, M. López, A. Serrano, M. Bañón, J. A. García, (2010), Diurnal variability of total ozone column over Madrid (Spain), Atmospheric Environment, xxx 1-6.

21. M. Martin, T. Toroshelidze, W. E. Alves, M. G. S Mello, A. A. Guser, G. I. Pugacheva, (1999), Solar cycle and global long team variations of stratospheric ozone, Adv Space Res, pp.665-669.

22. Matthew R. Bassford, Chris A. McLinden, Kimberly Strong, (2001), Zenith-sky observations of stratospheric gases: the sensitivity of air mass factors to geophysical parameters and the influence of troposphere clouds, Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer 68, pp. 657-677.

23. N. Semane, V. H. Peuch, L. El Amraoui, H. Bencherif, S. Massart, D. Cariolle, J. L. Atti, and R. Abida, (2004), An observed and analysed stratospheric ozone intrusion over

the high Canadian Arctic UTLS region during the summer of 2003, *Advances in Space Research* 34, pp. 754–758

24. Piotr V. Nevodovskiy, Aleksandr V. Morozhenko, (2009), Studies of stratospheric ozone layer from near-earth orbit utilizing ultraviolet Polari meter, *Acta Astronautica* 64, pp. 54–58.

25. Renata De winter – Sorkina, (2001), Impact of ozone layer depletion I: ozone depletion climatology, *Atmospheric Environment*, 1609-1614.

26. S. Hassanzadeha, F. Hosseinibalama, M. Omidvari, (2008), Statistical methods and regression analysis of stratospheric ozone and meteorological variables in Isfahan, *Physica A* 387, pp. 2317–2327.

27. Sophie Godin-Beekmann, (2010), Spatial observation of the ozone layer Observation spatial de la couche d'ozone, *C. R. Geosciences* 342, pp. 339–348.

28. T. Narayana Rao, J. Arvelius, S. Kirkwood, P. von der Gathen, (2004), Climatology of ozone in the troposphere and lower stratosphere over the European Arctic *Advances in Space Research* 34 754–758

29. V. C. Roldugin, G. N. Nikulin and K. Henriksen, (2000), Wave-Like Ozone Movements, *Phys. Chem. Earth*, vol. 25, No. 5-6, pp. 511-514.

30. W. J Collins, D. S. Stevenson, C. E. Johnson, R.G. Derwent, (2000), The European regional ozone distribution and its links with the global scale for the years 1992 and 2015, *Atmospheric Environment*, Pp. 225-267.

31. Xihong Wang and Diane V. Michelangeli, (2006), A REVIEW OF POLAR STRATOSPHERIC CLOUD FORMATION CHINA PARTICUOLOGY Vol. 4, No. 6, 261-271.