

تحلیل دینامیکی نقش گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری در کاهش ازن پوش سپهری «قسمت اول»

عباس مفیدی

گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان
E-mail: abbasmofidi@yahoo.com

چکیده

به منظور شناسایی و درک ساز و کار حاکم بر ورودش پذیری و کاهش ازن پوش سپهری، خصوصیات دینامیکی جو میانی به ویژه نحوه گردش هوا و انتقال جرم در پوش سپهر بررسی گردید. بر این اساس ابتدا ویژگی‌های ازن از جمله نحوه تولید و توزیع زمانی - مکانی ازن پوش سپهری مورد توجه قرار گرفت. سپس با توجه به نقش بسیار مهم گردش هوا در توزیع، ورودش پذیری و کاهش ازن پوش سپهری، ضمن ارائه یک تقسیم بندی از گردش هوای پوش سپهری، خصوصیات متوسط گردش مداری (شامل تاوه قطبی، Surf Zone، نوسان شبه دو ساله (QBO) و گردش نیمکره‌ای تابستانی) و گردش نصف النهاری (گردش بروئر-دابسون) در لایه پوش سپهر تشریح گردید. در ادامه به منظور تبیین کمی کاهش ازن پوش سپهری روند کاهش ازن از منظر زمانی و مکانی مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت نحوه ارتباط مهم ترین مؤلفه‌های دینامیکی پوش سپهر از جمله تاوه قطبی، امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای، گرمایش ناگهانی پوش سپهری و QBO با ورودش پذیری و کاهش ازن پوش سپهری تشریح شد. یافته‌ها نشان می‌دهد که از ابتدای دهه ۱۹۸۰ تاکنون، متوسط جهانی کاهش ازن حدود ۳٪ بوده و برجسته ترین تغییرات ازن در طول فصل بهار در مناطق قطبی دو نیمکره به وقوع پیوسته است.

تاوه قطبی پوش سپهری نقشی کلیدی در ورودش پذیری سال به سال ازن کلی داشته و یک پیش شرط اصلی در کاهش ازن و پیدایش حفره‌ی ازن پوش سپهری محسوب می‌گردد. بر این اساس شکل، وسعت، شدت و میزان تداوم تاوه قطبی تعیین کننده‌ی میزان کاهش ازن و حداکثر پوشش منطقه‌ای حفره‌ی ازن می‌باشد.

واداشت دینامیکی ناشی از فعالیت موج وردسپهری، چشمه اصلی ورودش‌های پوش سپهری بوده و گسترش بالاسوی امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای ضمن ایجاد گردش بروئر-دابسون و پدیده گرمایش ناگهانی پوش سپهری، توزیع زمانی و مکانی ازن کلی و کاهش یا افزایش ازن پوش سپهری را کنترل می‌نماید. بدین لحاظ گردش پوش سپهر زمستانی قویاً از گسترش قائم امواج وردسپهری متأثر گردیده و میزان فعالیت امواج سیاره‌ای در پوش سپهر و نحوه برهم کنش آن‌ها با مؤلفه‌های دینامیکی‌ای چون QBO و تاوه قطبی، ضمن کنترل گردش بروئر-دابسون و نرخ دما، میزان انتقال و ورودش پذیری سال به سال ازن پوش سپهری را تعیین می‌نماید.

واژگان کلیدی: پوش سپهر، ازن پوش سپهری، گردش هوای پوش سپهری، امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای، تاوه قطبی، گردش بروئر-دابسون، نوسان شبه دوساله، وردایست، گرمایش ناگهانی پوش سپهری، حفره‌ی ازن.

۱- مقدمه

در ابتدای قرن بیستم نتایج مطالعات دو دانشمند چالش جدیدی را در حوزه علوم جوی در پی داشت. «تیسرنک دی بورت» و «آسمن»^۱ پس از سال‌ها بررسی ساختار حرارتی جو، در نهایت به این نتیجه رسیدند که جو صرفاً یک لایه حرارتی یکپارچه نیست و در ارتفاعی بالاتر از ۱۰ کیلومتر، ساختار دما شرایطی متفاوت و معکوس با آنچه در جو مجاور زمین مشاهده می‌گردد، داراست. کمی بعد دی بورت جو را به دو لایه تقسیم نمود و لایه‌های جدید را «تروپوسفر (وردسپهر)» و «استراتوسفر (پوش سپهر)» نامگذاری کرد [Hoinka, 1997]. دو دهه بعد «ناپیر شاو»^۲ هواشناس معروف انگلیسی در توصیف کشف پوش سپهر آن را «شگفت‌انگیزترین کشف در سراسر تاریخ هواشناسی» نامید [Ohring, 1964]. شاو در سال ۱۹۲۶ واژه «تروپوپاز (وردایست)» را برای جدا کردن دو لایه فوق پیشنهاد کرد [Hoinka, 1997].

پوش سپهر لایه‌ای است که ساختار کنونی آن در نتیجه ترکیب و برهم کنش مؤلفه‌های فیزیکی، فتوشیمیایی و دینامیکی شکل گرفته و تنها حدود ۱۰ درصد جرم جو زمین را در بر می‌گیرد. این لایه به واسطه ویژگی ذاتی خود یعنی پایداری و سکون و اثر فیزیکی محدود بر سطح زمین، تا یکی دو دهه اخیر در مطالعات اقلیمی کمتر مورد توجه قرار گرفته و سهم مطالعات مربوط به این لایه در مقایسه با حجم ادبیات اقلیمی جهان بسیار اندک بوده است. اما در طی دو دهه گذشته وقوع برخی از رویدادها و شناسایی برخی از شواهد، رویکرد موجود را در رابطه با پوش سپهر دچار یک تحول بنیادی نموده است. در سال ۱۹۸۵ «فارمن»^۳ و همکارانش از مرکز مطالعات قطب جنوب (متعلق به بریتانیا)، پس از بررسی مجدد داده‌های تاریخی، کاهش قابل ملاحظه‌ای را در مقدار ازن پوش سپهری در فصل بهار روی قاره جنوبگان کشف کردند [Farman et al., 1985]. این کشف که از آن پس به «حفره ی ازن قطب جنوب»^۴ مشهور شد، خیلی زود توجه جهانیان را به خود جلب نمود و مطالعات گسترده‌ای را در سطح جهانی در جهت شناخت هر چه بیشتر پوش سپهر و ویژگی‌های ازن پوش سپهری به دنبال داشت.

کشف حفره ازن در اواسط دهه ۱۹۸۰ و شکل‌گیری مداوم آن در فصل بهار نیمکره جنوبی در طی تمامی سال‌های گذشته به همراه درک آثار مخرب کاهش ازن پوش سپهری برای حیات روی کره زمین، سبب پیدایش یک ساز و کار جهانی برای پایش ازن پوش سپهری در طی دو دهه گذشته گردیده است. علاوه بر این نقش مهم پوش سپهر در بیلان تابشی وردسپهر و اثرات قابل ملاحظه تغییرات گازهای گلخانه‌ای پوش سپهری به ویژه ازن بر دمای سطح زمین، پژوهش‌های گسترده و سازمان یافته‌ای را در مقیاس جهانی جهت شناسایی و درک دقیق خصوصیات فیزیکی و شیمیایی پوش سپهر در پی داشته است.

در سال‌های اخیر شواهدی مبنی بر وجود یک پیوند دینامیکی بین پوش سپهر و وردسپهر که وردش‌های اقلیمی^۵ را در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت موجب شده و در ادبیات اقلیمی تحت عنوان «گسترش پایین سوی گردش پوش سپهری» مطرح گردیده، شناسایی شده است [Baldwin and Dunkerton, 1999; 2001; Black, 2002; Thompson and Wallace, 1998; 2002]. این شواهد می‌تواند به تأثیر گردش پوش سپهر قطبی روی گردش وردسپهری در مقیاس‌های زمانی ۱۴، ۳۰ و ۶۰ روزه در نیمکره شمالی [Baldwin and Dunkerton, 1999; Thompson et al., 2002, 2003; Baldwin et al., 1994; 2003a; 2003b] و ۹۰ روزه در نیمکره جنوبی [Thompson et al., 2005]، همچنین الگوهای گردش ناهنجار وردسپهری ناشی از تغییر اندازه، شکل و شدت تاوه قطبی پوش سپهری اشاره نمود

1- Teisserence de Bort and Assmann
4- Antarctic Ozone Hole

2- Napier Shaw
5- Climatic Variations

3- Farman

[Baldwin and Dunkerton, 2001; Black, 2002]. از سوی دیگر بررسی روند حاکم بر مؤلفه‌های مؤثر بر اقلیم پوش سپهری و نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های اقلیمی، از پیدایش حفره ی ازن در طی سال‌های دهه ۲۰۲۰ روی قطب شمال حکایت دارد [Shindell et al., 1998; 1999; Tabazadeh et al., 2002]. مجموع عوامل فوق مطالعه پوش سپهر را به‌عنوان یکی از موضوعات علمی و مسائل زیست محیطی اصلی جهان در پایان قرن بیستم و آغاز قرن بیست و یکم مطرح نموده است.

با توجه به این که مفاهیم، تئوری‌ها و یافته‌های مربوط به این حوزه از علوم جوی در کشور ما چندان مورد توجه قرار نگرفته و خصوصیات دینامیکی حاکم بر پوش سپهر و کاهش ازن پوش سپهری از منظر اقلیم‌شناسی دینامیک از اقبال مناسبی برخوردار نبوده، در این مقاله یک رهیافت دینامیکی از پوش سپهر و کاهش ازن پوش سپهری ارائه می‌گردد. بر این اساس هدف اصلی این مقاله شناسایی و تحلیل مؤلفه‌های دینامیکی حاکم بر پوش سپهر در ارتباط با ورودش پذیری و کاهش ازن پوش سپهری است.

برای نیل به این مقصود و به‌عنوان اهداف مرحله‌ای ابتدا تولید و توزیع ازن پوش سپهری بررسی شده (بخش دوم) سپس نحوه گردش هوا در پوش سپهر تشریح می‌گردد (بخش سوم). در ادامه روند کاهش ازن پوش سپهری مورد توجه قرار گرفته (بخش چهارم) و در نهایت از منظر دینامیکی کاهش ازن پوش سپهری بررسی و نتایج ارائه می‌گردد (بخش پنجم و ششم). بدین ترتیب سؤالاتی که مقاله حاضر در صدد پاسخگویی به آن‌هاست عبارتند از: ۱- تولید و توزیع ازن پوش سپهری از چه قانونمندی‌هایی تبعیت می‌کند؟ ۲- گردش هوا در پوش سپهر از چه ساختاری برخوردار است؟ ۳- کاهش ازن پوش سپهری از چه زمانی آغاز گردیده و از نظر زمانی و مکانی چه ویژگی‌هایی دارد؟ ۴- مؤلفه‌های دینامیکی به چه نحوی به کاهش و یا ورودش‌پذیری ازن پوش سپهری منجر می‌گردند؟

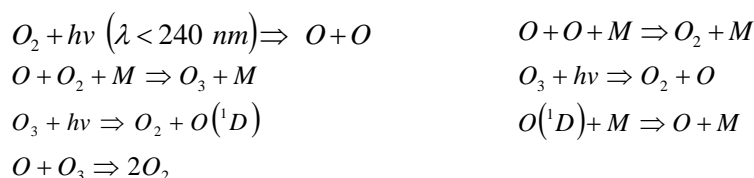
۲. تولید و توزیع ازن پوش سپهری

۲-۱. تولید ازن در جو

ازن در سال ۱۸۳۹ توسط یک شیمیدان سوئسی به نام «کریستین فردریک شونباین»^۶ کشف شد [Shanklin, 2001]. او کلمه ازن را که برگرفته از لغت یونانی *Ozein* به معنی «بو»^۷ است برای این عنصر جدید برگزید [Bojkov, 2002; WMO, 2003].

ازن به‌واسطه تجزیه فتوشیمیایی اکسیژن مولکولی (O_2) به‌وجود می‌آید. بدین ترتیب که پس از آزاد شدن اکسیژن اتمی در نتیجه تابش اشعه ماوراء بنفش با طول موج کوتاه‌تر از ۲۴۰ نانومتر، امکان ترکیب اکسیژن مولکولی (O_2) با اتم اکسیژن فراهم شده و ازن به‌وجود می‌آید. باندهای اصلی که جذب آن‌ها توسط ازن امکان پذیر است عمدتاً در قسمت ماوراء بنفش طیف خورشیدی قرار دارند و به باند «هارتلی» (۳۱۰-۲۰۰ نانومتر) و «هوگینز» (۳۷۰-۳۱۰ نانومتر) معروف هستند. در عین حال یک باند جذبی ضعیف موسوم به «چاپویس» (۷۴۰-۴۴۰ نانومتر) در طیف مرئی وجود دارد [Brasseur and Solomon, 1986; Shanklin, 2001]. اکسیژن اتمی که در نتیجه تجزیه ازن به‌واسطه جذب باندهای فوق‌آزاد می‌شود به سرعت با اکسیژن مولکولی دیگری ترکیب شده و مجدداً ازن تشکیل می‌شود (شکل ۱a). برای انجام این فرآیند همان طوری که در رابطه‌های زیر نشان داده شده است مولکول سومی (M) مورد نیاز است تا بتواند انرژی اضافی را دریافت کند (شکل ۱a). مضافاً این که ازن حاصل از فرآیند فوق، می‌تواند با اشعه‌ای با طول موج کوتاه‌تر از ۱۱۰۰ نانومتر تجزیه شود. ادامه این فرآیند تمامی اشعه‌های

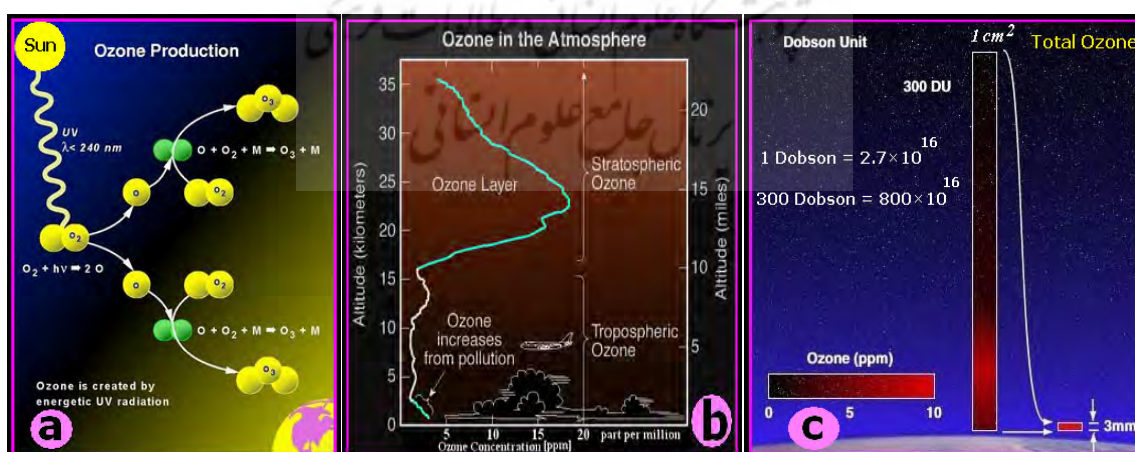
ورودی در حد فاصل ۲۰۰ الی ۳۰۰ نانومتر را جذب نموده و ضمن گرمایش جو، لایه پوش سپهر را به وجود می‌آورد [Hall, 1996]. روابط زیر نحوه تولید و تجزیه ازن را بیان می‌نماید:



تمرکز ازن در جو معمولاً تنها چند «جزء در میلیون»^۱ است و حتی در پوش سپهر که مقدار آن به بالاترین حد خود می‌رسد حدود یک جزء در صد هزار می‌باشد [Bojkov, 2002]. با وجود این ازن پوش سپهری به واسطه جذب تابش خورشیدی در طول موج‌های کوتاه تر از ۳۰۰ نانومتر یک چشمه گرمایی را فراهم نموده، و عامل اصلی افزایش میانگین جهانی دما در حد فاصل وردایست و پوش ایست محسوب می‌گردد. واقع در صورت نبود ازن، لایه پوش سپهر وجود خارجی نخواهد داشت [Andrew et al., 1987].

۲-۲. توزیع زمانی و مکانی ازن پوش سپهری

ازن در جو زمین به‌طور مساوی توزیع نشده و به نسبت زیادی متغیر است. همان‌طوری که در شکل ۱b مشاهده می‌شود مقدار حداکثر ازن جو در پوش سپهر تحتانی جای گرفته که به «لایه ازن» مشهور است. این توزیع نتیجه تعادل فتوشیمیایی بین تولید و تخریب ازن می‌باشد. بررسی میزان تمرکز ازن در نیمرخ قائم جو بیانگر حداکثر مقدار ازن در ارتفاع ۱۹ تا ۲۵ کیلومتری است (شکل ۱b)، [Labitzke and Vanloon, 1999; Bojkov, 2002; WMO, 2003] دلیل پیدایش چنین نیمرخ آن است که در بالاتر از ارتفاع ۲۵ کیلومتری نرخ تخریب ازن خیلی سریعتر از نرخ تولید آن انجام می‌پذیرد. این امر موجب کاهش قابل ملاحظه مقدار تمرکز ازن در پوش سپهر میانی و فوقانی (به‌خصوص پوش سپهر فوقانی) گردیده است [Turco, 1997]. در زیر ارتفاع ۲۰ کیلومتری نیز میزان تولید ازن بسیار کم بوده و ازن موجود تحت تأثیر فرآیند انتقال به‌داخل وردسپهر به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد. در حد فاصل دو منطقه یاد شده یعنی در پوش سپهر تحتانی، تمرکز ازن به بالاترین مقدار خود یعنی به ۱۰ الی ۲۰ جزء در میلیون می‌رسد



شکل ۱- شکل ۱a فرآیند تولید ازن در جو زمین. hv یک فوتون از اشعه خورشید و M هر مولکول دیگری در جو که در فرآیند شرکت داشته باشد [Solomon, 1999]. شکل ۱b میزان تمرکز ازن در نیمرخ قائم جو زمین با واحد جزء در میلیون [WMO, 2003]. شکل ۱c مفهوم «ازن کلی» و «واحد دابسون» را بیان می‌نماید [Turco, 1997].

(شکل ۱b). نکته‌ای که در این جا اشاره به آن لازم به نظر می‌رسد این است که در رابطه با اثرات محیطی ازن و جهت تعیین مقدار محلی آن در سطح زمین و یا در تراز خاصی از جو عمدتاً میزان تمرکز ازن یا «نسبت اختلاط» مورد توجه قرار می‌گیرد، درحالی‌که در تعیین ازن جو زمین و در بحث اثرات جهانی ازن، حجم کلی آن یا «ازن کلی»^۹ کاربرد دارد. منظور از ازن کلی تعداد کل مولکول‌های ازنی است که در سرتاسر عمق جو از سطح زمین تا سقف جو مستقیماً در بالای یک سطح قرار دارد. یا به‌طور خاص ازن کلی به‌عنوان تعداد کل مولکول‌های ازن در ستونی از هوا به مساحت یک سانتی‌متر مربع که از سطح زمین تا بالای جو امتداد یافته، تعریف می‌شود (شکل ۱c)، [Turco, 1997; Labitzke and Vanloon, 1999]. ازن کلی عمدتاً به «واحد دابسون»^{۱۰} بیان می‌شود و در تخمین شدت تابش ماوراءبنفشی که در جو نفوذ نموده و به زمین می‌رسد نقش کلیدی دارد. یک واحد دابسون برابر با تعداد 2.7×10^6 مولکول ازن می‌باشد. در جو زمین تعداد واقعی مولکول‌های ازن در ستونی به مساحت یک سانتی‌متر مربع و به ضخامت جو، حدود 800×10^6 مولکول می‌باشد که برابر با ۳۰۰ دابسون است. اگر این مقدار از ازن در جو استاندارد در یک لایه گاز ازن خالص فشرده شود حدود ۳ میلی‌متر ضخامت خواهد داشت (شکل ۱c)، [Andrew et al., 1987; Drake, 1995; Turco, 1997].

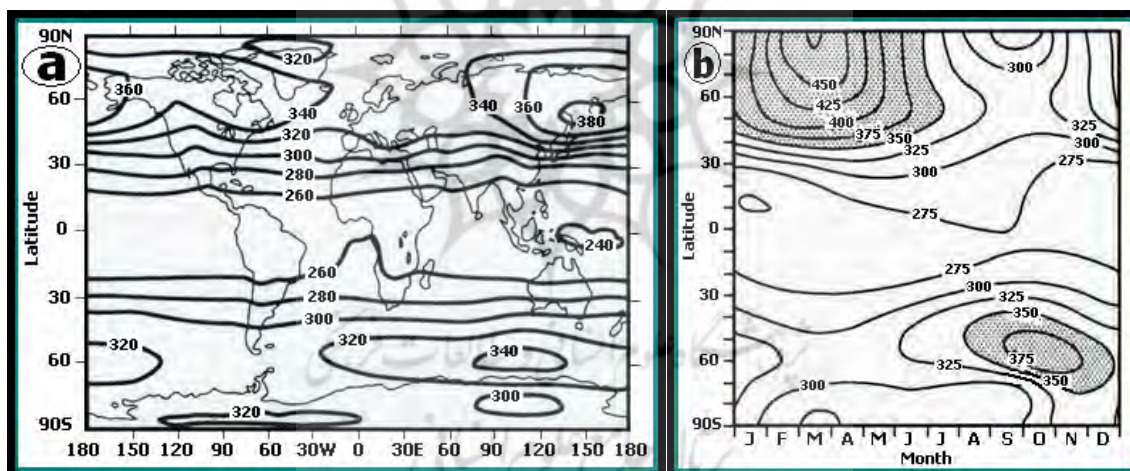
ازن به‌طور دائم در ارتفاعی بیش از ۲۵ کیلومتری از جو در مناطق استوایی به واسطه واکنش‌های فتوشیمیایی تولید می‌شود [Drake, 1995]. اما برخلاف تصور عموم حداکثر ازن کلی در مناطق استوایی یعنی جایی که شدیدترین تابش خورشیدی وجود دارد مشاهده نشده، بلکه توزیع مکانی ازن پوش سپهری تحت تأثیر عوامل دینامیکی و شرایط هواشناسی دارای تصویری کاملاً متفاوت است [Andrew et al., 1987; Drake, 1995; Turco, 1997; Labitzke and Vanloon, 1999; Bojkov, 2002]. در واقع اگر توزیع مکانی و زمانی ازن بدون توجه به شرایط هواشناسی و دینامیکی در نظر گرفته شود، واقعیت موجود را نشان نخواهد داد. با وجود این مقدار ازن در هر موقعیت پوش سپهری خاص از طریق موازنه بین تولید ناشی از تجزیه نور خورشید، انتقال و تخریب شیمیایی تعیین می‌شود [Bojkov, 2002].

۱-۲-۲. توزیع مکانی ازن پوش سپهری: مطالعه توزیع جغرافیایی ازن کلی در جو زمین ویژگی‌های بسیار مهمی را آشکار می‌سازد (شکل ۲a). از جمله مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: به‌طور کلی توزیع جغرافیایی ازن کلی در هر دو نیمکره، یک روند افزایشی را در مقادیر ازن از استوا به سمت عرض‌های بالا نشان می‌دهد. کمترین مقادیر ازن کلی مربوط به مناطق حاره ای است (کمتر از ۲۶۰ دابسون)، درحالی‌که حداکثر آن در عرض‌های جنب قطبی مشاهده می‌شود. در مناطق حاره و جنب حاره توزیع ازن کلی از نظر مداری متقارن و به سمت قطب مقدار آن افزایش می‌یابد. این تقارن مداری در عرض‌های بالای دو نیمکره مشاهده نمی‌شود. توزیع ازن در قطاع اقیانوس آرام بیشترین تفاوت نصف النهاری را نشان می‌دهد. به‌طوری‌که حداقل و حداکثر مطلق ازن کلی به ترتیب مربوط به منطقه غرب اقیانوس آرام حاره‌ای (۲۴۰ دابسون) و منتهی الیه شمالی اقیانوس آرام (۳۸۰ دابسون) می‌باشد. در نیمکره جنوبی نیز حداکثر مقدار ازن کلی در عرض‌های جنب قطبی در حد جنوبی اقیانوس آرام جنوبی و در جنوب استرالیا مشاهده می‌شود (۳۴۰ دابسون)، (شکل ۲a).

۲-۲-۲. توزیع زمانی ازن پوش سپهری: ازن پوش سپهری علاوه بر این که توزیع مکانی متفاوتی دارد در عین حال میزان تمرکز آن در مقیاس زمانی ماهانه تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۲b و ۲a). بررسی توزیع زمانی ازن کلی نکات زیر را روشن می‌سازد:

آنچه در ابتدای امر به طور برجسته‌ای جلب توجه می‌کند تغییرات زیاد مقادیر ازن کلی در مناطق برون حاره‌ی دو نیمکره است. البته دامنه تغییرات در نیمکره شمالی بسیار شدیدتر است (شکل ۲b). حداکثر حجم ازن درست بعد از اعتدال بهاری نزدیک ۹۰ درجه شمالی (۴۵۰ الی ۴۷۵ دابسون) و ۶۰ درجه جنوبی (۳۷۵ دابسون) مشاهده می‌گردد. این در حالی است که حداقل مطلق ازن کلی نزدیک ۹۰ درجه جنوبی در ابتدای بهار جنوبی (ماه اکتبر) موقعیت خفیه‌ی ازن قطب جنوب را مشخص می‌نماید (شکل ۱a). همان‌طور که شکل ۲b نشان می‌دهد در حالی که تغییرات فصلی ازن کلی در مناطق حاره‌ای بسیار کم است، مناطق برون حاره در هر دو نیمکره، حداکثر ازن کلی خود را در پایان فصل زمستان و آغاز فصل بهار و حداقل آن را در پایان فصل تابستان و آغاز فصل پاییز تجربه می‌کنند.

بررسی نیمرخ قائم و توزیع زمانی و مکانی ازن کلی بیانگر آن است که ازن پوش سپهری به‌طور مداوم در بخش میانی تا فوقانی پوش سپهر حاره‌ای تولید می‌شود، اما بالاترین مقادیر ازن کلی در پوش سپهر تحتانی مناطق جنب قطبی مشاهده می‌گردد. این ویژگی مبین وجود یک عامل دینامیکی برای انتقال ازن پوش سپهری از منطقه «چشمه»^{۱۱} استوایی به منطقه «چاه»^{۱۲} برون حاره‌ای می‌باشد. در واقع نحوه گردش هوا در پوش سپهر نقش کلیدی در توزیع ازن کلی، وردش‌ها و نوسانات ازن پوش سپهری در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف دارد. همین امر درک گردش هوای پوش سپهری را ضروری می‌سازد [Andrew et al., 1987; Hall, 1996].



شکل ۲- توزیع مکانی (۲a) و توزیع زمانی (۲b) ازن کلی در جو زمین به واحد دابسون. از آن جایی که قسمت عمده ازن جو در لایه پوش سپهر تمرکز یافته است، اشکال فوق را می‌توان معرف توزیع مکانی و زمانی ازن پوش سپهری دانست. توزیع مکانی برای دوره ۵ ساله (۱۹۸۲-۱۹۷۸) و توزیع زمانی برای دوره ۱۷ ساله (۱۹۸۰-۱۹۶۴) می‌باشد [Turco, 1997; Barry and Chorley, 2003].

۳. گردش هوا در پوش سپهر:

گرمایش خورشیدی در سطح زمین به یک حالت تعادل تابشی منجر می‌شود که از نظر دینامیکی ناپایدار است (هم از نظر همرفتی در مناطق حاره و هم از نظر باروکلینیک در مناطق برون حاره). انتقال گرمایی حاصل از حرکت بزرگ مقیاس چه در جهت قائم و چه در جهت نصف النهاری روی منطقه‌ای با عمق محدود از جو صورت می‌پذیرد که ما آن را وردسپهر می‌نامیم. در حقیقت یک تعریف جایگزین برای وردسپهر عبارتست

از «منطقه‌ای که بسته‌های هوا در یک دوره زمانی معین در تماس با لایه سطحی قرار می‌گیرند» [Shepherd, 2002]. این ارتباط قوی با لایه سطحی یک خصوصیت مهم برای وردسپهر محسوب می‌شود که موجب می‌گردد تا در داخل این منطقه مقیاس‌های زمانی انتقال نسبتاً سریع بوده و از مقیاس ساعت‌ها برای انتقال همرفتی به روزها برای انتقال باروکلینیک در نوسان باشد [Shepherd, 2002]. به همین جهت وردسپهر در جهت قائم از لایه بندی ضعیفی برخوردار است در حالی که پوش سپهر به شدت لایه بندی (لایه لایه) شده است. این تضاد منعکس کننده ماهیت بیلان‌های تابشی - دینامیکی موجود و تفاوت آن در دو لایه فوق است. برخلاف وردسپهر دما در پوش سپهر عمدتاً تغییرات زیادی را با ارتفاع نشان نمی‌دهد و بدون شباهت به وردسپهر می‌توان از اثر دینامیکی گرمای نهان ناشی از تغییرات فاز آب صرف‌نظر کرد [Haynes, 2005a]. در این لایه تابش خورشیدی در ایجاد توازن گرمایی بسیار مهم است و حرکت شبه افقی بوده و کمتر تلاطمی است [Hoskins, 2003].

به‌طور کلی گردش هوا و جرم پوش سپهری نتیجه واکنش دو عامل اصلی است: الف) گرمایش متفاوت ناشی از جذب تابش خورشیدی توسط ازن. ب) تأثیر امواج سیاره‌ای با منشأ وردسپهری [Randel, 1999]. در بالای وردسپهر که دارای انتقال تلاطمی گرما در مقیاس بزرگ است، جو به‌طور قابل ملاحظه‌ای بی حرکت و ساکن می‌باشد. در منظر اول، حالت تعادل تابشی موجود در پوش سپهر از نظر دینامیکی پایدار بوده و انحراف از این حالت تنها از طریق واداشت خارجی ناشی از گسترش امواج وردسپهری به سمت بالا امکان پذیر خواهد بود. علیرغم وجود گردش حاصل از موج، پایداری استاتیک در پوش سپهر اساساً به واسطه تعادل تابشی حاصل از نحوه توزیع قائم ازن و گرمایش آن تا ارتفاع ۵۰ کیلومتری تعیین می‌شود. تعادل تابشی ناشی از گرمایش توسط ازن پایداری شدیدی را در پوش سپهر ایجاد می‌نماید. نتیجه چنین عاملی این است که حرکت در جهت قائم در پوش سپهر به شدت کاهش می‌یابد و مقیاس‌های زمانی انتقال در مقایسه با وردسپهر بسیار طولانی تر می‌شود، به‌طوری که به حد سالانه (مقیاس سالانه) می‌رسد. همین امر موجب می‌گردد تا هوای پوش سپهری به خوبی از لایه سطحی (وردسپهری) جدا گردیده و مهم‌ترین ویژگی‌های دینامیکی و ساختاری آن از منظر مکانی از مقیاس‌های بزرگ تبعیت نماید [Plumb, 1982; Shepherd, 1999]. در چنین شرایطی، ارتباط دینامیکی دو لایه وردسپهر و پوش سپهر از طریق انتقال تکانه زاویه‌ای به‌وسیله امواج در مقیاس بزرگ اتفاق می‌افتد و عموماً یک شتاب منفی را برای پوش سپهر فراهم می‌کند که موجب گردش از استوا به سمت قطب می‌شود. این گردش حاصل از موج^{۱۳} ساز و کار اصلی برای تغییرات ماه به ماه و سال به سال در پوش سپهر برون حاره محسوب می‌گردد. در واقع در صورت عدم حضور واداشت^{۱۴} دینامیکی ناشی از فعالیت موج وردسپهری، پوش سپهر در شرایطی نزدیک به تعادل تابشی و فتوشیمیایی خواهد بود (شکل ۷). بنابراین عامل واداشت دینامیکی اساساً به وردش پذیری اقلیمی سال به سال در پوش سپهر منجر می‌شود [Andrew et al., 1987; Shepherd, 2002].

در پوش سپهر گردش تحت تسلط مؤلفه‌های مقیاس سیاره‌ای است و انتقال تکانه در ارتباط با گسترش قائم امواج وردسپهری نقش اصلی و کلیدی را در گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری ایفا می‌کند [Charney and Drazin, 1961; Held, 1993; Andrew et al., 1987; Randel, 1999]. گردش پوش سپهری در ابتدا به‌واسطه گرمایش متفاوت ناشی از جذب اشعه ماوراء بنفش خورشیدی توسط ازن و پخش اشعه مادون قرمز به‌وسیله دی اکسید کربن و ازن ایجاد می‌شود [Plumb, 1982; Holton, 1983]. بدین ترتیب که گرمایش متفاوت در پوش سپهر فوقانی موجب شکل گیری یک گردش نصف النهاری مستقیم (حرارتی) همراه با حرکت

صعودی در نیمکره تابستانی و نزول قوی در مناطق قطبی نیمکره زمستانی می‌شود. بدین ترتیب در نتیجه موازنه باد حرارتی^{۱۵} با شیب دمای نصف النهاری، یک الگوی جریان مداری در پوش سپهر شکل می‌گیرد [Murgatroyd and Singleton, 1961; Dunkerton, 1978; Holton, 1983] که به دنبال واداشت تابشی فصلی موجب شکل گیری و استقرار جریان شرقی (جریان متوسط مداری شرقی) در نیمکره تابستانی و جریان غربی در نیمکره زمستانی می‌گردد [Plumb, 1982; Holton, 1983; Andrew et al., 1987; Silvestre, 2003]. جریان شرقی نیمکره تابستانی از نظر مداری تقریباً متقارن است اما جریان غربی نیمکره زمستانی در نتیجه حضور امواج مقیاس سیاره ای ساکن، تغییر شکل می‌یابد [Holton, 1983]. در ادامه ضمن ارائه یک تقسیم بندی، ویژگی‌های اصلی گردش هوای پوش سپهری مورد توجه قرار می‌گیرد.

۳-۱. گردش متوسط مداری در پوش سپهر: به طور کلی پوش سپهر با توجه به خصوصیات انتقال و الگوهای زمانی و مکانی گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری به چهار منطقه شامل: نیمکره تابستانی، منطقه حاره یا «لوله حاره‌ای»^{۱۶}، Surf zone و تاوه قطبی در نیمکره زمستانی تقسیم می‌گردد (شکل ۵a).

الف - نیمکره تابستانی: در اواخر فصل بهار هر نیمکره به دنبال معکوس شدن شیب دما، شیب فشار نیز در امتداد نصف النهاری در پوش سپهر معکوس گردیده و به طور ناگهانی الگوی گردش از غربی به شرقی تغییر می‌یابد. این وضعیت موجب می‌گردد تا در تمام طول دوره گرم سال نیمکره تابستانی محل استقرار جریانات شرقی باشد. شرقی‌های نیمکره تابستانی که در امتداد مداری تقریباً متقارن هستند مانع از گسترش قائم امواج مقیاس سیاره‌ای ساکن به داخل جو میانی (پوش سپهر و میان سپهر) می‌گردند [Matsuno, 1970; Holton, 1983; Silvestre, 2003].

ب - منطقه حاره‌ای: در مناطق حاره‌ای پوش سپهر که به واسطه محدودیت در مبادله و انتقال هوا و جرم با سایر عرض‌های جغرافیایی به «لوله حاره‌ای» مشهور گردیده است [Plumb, 1996; Haynes, 2005b]، رژیم باد غالب از الگوی مداری تبعیت نموده و شامل بادهایی در مقیاس‌های زمانی «شبه دو ساله» و «نیم سالی» می‌باشد.

۱- ب. نوسان شبه دو ساله: مشاهدات اولیه از منطقه پوش سپهر استوایی بر وجود بادهایی که در برخی از موارد جهت شرقی و در برخی از موارد دارای جهت غربی بودند دلالت داشت [Baldwin et al., 2001]. این بادها در ابتدا به «بادهای شرقی کراکاتوا»^{۱۷} و «بادهای غربی برسون»^{۱۸} شهرت یافت. اما در سال ۱۹۶۱ «رید» و «ابدون»^{۱۹} در دو کار مستقل به طور همزمان به این نتیجه رسیدند که کمربند باد غربی و شرقی که حالت جایگزین شونده دارند و از ارتفاعی بالاتر از ۳۰ کیلومتری منشأ می‌گیرند، سرتاسر لایه پوش سپهر حاره‌ای را در زیر ۳۵ کیلومتری با سرعت متوسطی حدود ۱ کیلومتر در ماه به سمت پایین در می‌نوردند [Holton, 1983]. بررسی‌های بعدی مشخص نمود که این بادها در حفاصل زمانی حدود ۱۳ ماه جایگزین شده و در فاصله زمانی حدود ۲۷ الی ۲۸ ماه یک سیکل کامل را تشکیل می‌دهند. در سال ۱۹۶۴ «آنجل و کورشوور»^{۲۰} نام «نوسان شبه دو ساله»^{۲۱} را برای این بادهای شرقی و غربی استوایی برگزیدند که مقبولیت عام یافت و از آن پس با نام اختصاری QBO خوانده شد [Baldwin et al., 2001]. از آنجایی که نوسان شبه دو ساله - که از نظر دوره یا سیکل وقوع با هیچ یک از دوره‌های ژئوفیزیکی و اقلیمی انطباق ندارد [Shepherd, 2000] - به عنوان یکی از مؤلفه‌های کلیدی در تبیین اقلیم‌شناسی پوش سپهر شناخته شده و در توضیح ورودش پذیری سال به سال دما و مقادیر ازن، همچنین میزان فعالیت امواج مقیاس سیاره ای

15- Thermal Wind

16- Tropical Pipe

17- Krakatau Easterlies

18- Berson Westerlies

19- Reed and Ebdon

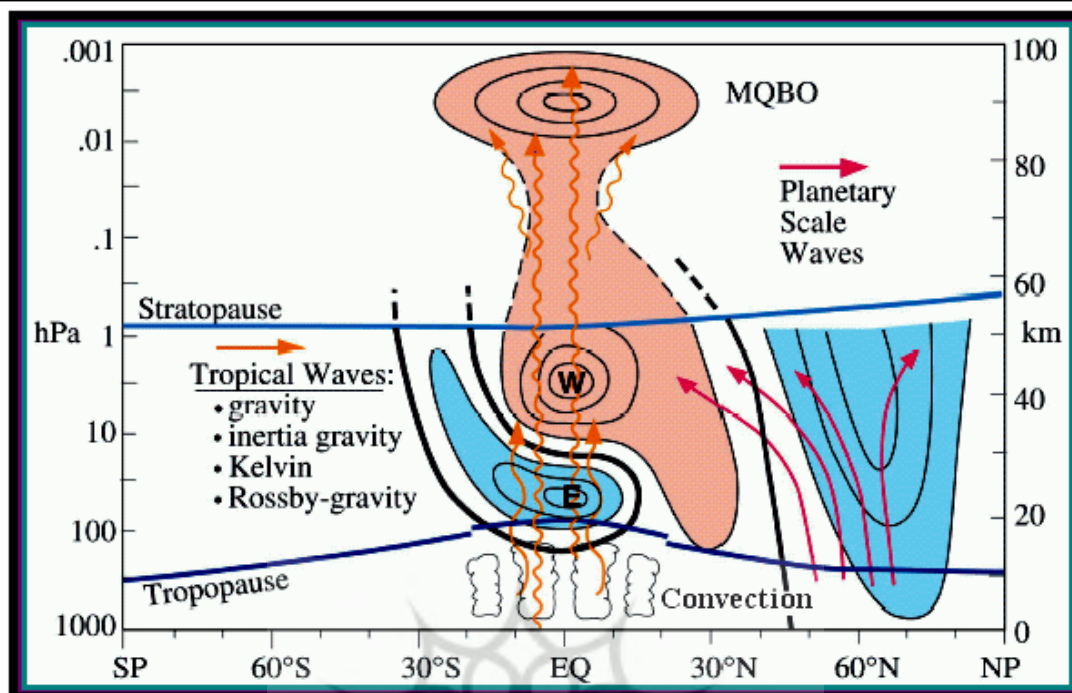
20- Angell and korschover

21- Quasi-Biennial Oscillation[QBO]

در نیمکره زمستانی و شدت و ضعف تاوه قطبی نقش بسیار مهمی را ایفا می‌نماید در ادامه به‌طور خاص مورد بررسی قرار می‌گیرد.

نوسان موجود در این بادهای در امتداد عرض جغرافیایی از یک توزیع نسبتاً نرمال برخوردار است. بدین ترتیب که QBO در برگیرنده یک الگوی جایگزین شونده از بادهای مداری غربی و شرقی است که با پهنای عرضی حدود ۱۲ درجه به‌صورت متقارن حول خط استوا جریان دارد و حداکثر سرعت آن روی خط استوا مشاهده می‌گردد (شکل ۳)، [Holton, 1983]. این بادهای مداری نوسانی دارای شدت تقریباً ثابت ۲۰ متر در ثانیه بوده و محدوده وزش آن‌ها در نیمرخ ارتفاعی در حد فاصل ترازهای ۱۰ الی ۵۰ هکتوپاسکالی است و در پایین‌تر از تراز ۵۰ هکتوپاسکال به سرعت از بین می‌رود (شکل ۴)، [Holton and Tan, 1980, Naujokat, 1986, Andrew et al., 1987].

با توجه به تئوری هولتن و لیندن (۱۹۷۲)، QBO یک نوسان غیر خطی است که به‌طور محلی و به‌واسطه گسترش قائم و بالاسوی امواج استوایی پدید می‌آید. این امواج استوایی که دارای سرعت فاز غرب سو و شرق سو هستند در نتیجه همرفت‌های عمیق در مناطق حاره‌ای به‌وجود می‌آیند. در ساده‌ترین شکل می‌توان این امواج را که در وردسپهر ایجاد می‌شوند و به سمت بالا گسترش می‌یابند به دو دسته تقسیم نمود: دسته اول شامل امواج کلونین، امواج گرانی و امواج گرانی - اینرسی (لختی) است که به‌واسطه سرعت فاز شرق سوی خود، تکانه شرق سو را با خود حمل می‌کنند و دسته دوم شامل امواج گرانی - راسبی است که به‌واسطه سرعت فاز غرب سوی خود، تکانه غرب سو را به داخل پوش سپهر حمل می‌نمایند [Lindzen and Holton, 1968; Holton and Lindzen, 1972; Andrew et al., 1987]. دامنه این امواج حاره‌ای پس از ورود به پوش سپهر با توجه به کاهش غلظت هوا و رقیق شدن جو رشد نموده و در نهایت با توجه به نوع موج در پوش سپهر تحتانی یا فوقانی شکسته می‌شوند. براساس قانون بقای تکانه زاویه‌ای، امواج پس از شکسته شدن تکانه زاویه‌ای را که با خود حمل می‌کنند برجای می‌گذارند. بدین ترتیب، امواجی که تکانه شرق سو را با خود حمل می‌کنند به‌واسطه شتاب شرق سوی خود موجب پدیدار شدن فاز غربی در جریان مداری استوایی می‌شوند و امواجی که تکانه غرب سو را در پوش سپهر حاره‌ای بر جای می‌گذارند فاز شرقی QBO را موجب می‌گردند (شکل ۳)، [Lindzen and Holton, 1968; Holton and Lindzen, 1972; Hamilton, 1998; Shepherd, 2000]. برای توضیح بیشتر، فرض کنید باد زمینه در پوش سپهر تحتانی شرق سو (غربی) باشد. در این حالت آن دسته از امواج وردسپهری که دارای سرعت فاز شرق سو هستند، در پوش سپهر تحتانی جذب شده و موجب تقویت باد زمینه (باد غربی) در پوش سپهر تحتانی می‌گردند. این در حالی است که امواج دارای فاز سرعت غرب سو (شرقی) امکان گسترش قائم در پوش سپهر حاره‌ای را پیدا نموده و ضمن شکسته شدن و جذب در پوش سپهر فوقانی، شتاب غرب سوی خود را بر باد زمینه (باد شرقی) وارد می‌نمایند. بتدریج با افزایش شتاب غرب سو در پوش سپهر فوقانی، سرعت باد شرقی افزایش یافته که نتیجه آن نزول تراز بحرانی (خط باد صفر) به پوش سپهر تحتانی و به‌دنبال آن شکست و جذب امواج دارای شتاب غرب سو در پوش سپهر تحتانی است. در این زمان به‌واسطه استقرار باد زمینه غرب سو در پوش سپهر تحتانی، امواج دارای شتاب غرب سو در پوش سپهر تحتانی جذب شده و امواج دارای فاز سرعت شرق سو امکان گسترش قائم در پوش سپهر حاره‌ای را پیدا نموده و ضمن جذب در پوش سپهر فوقانی، شتاب شرق سوی خود را بر باد زمینه وارد می‌نمایند. بدین ترتیب الگوی گردش مداری در ترازهای تحتانی و فوقانی پوش سپهر کاملاً عکس می‌گردد [Hamilton, 1998; Shepherd, 2000].



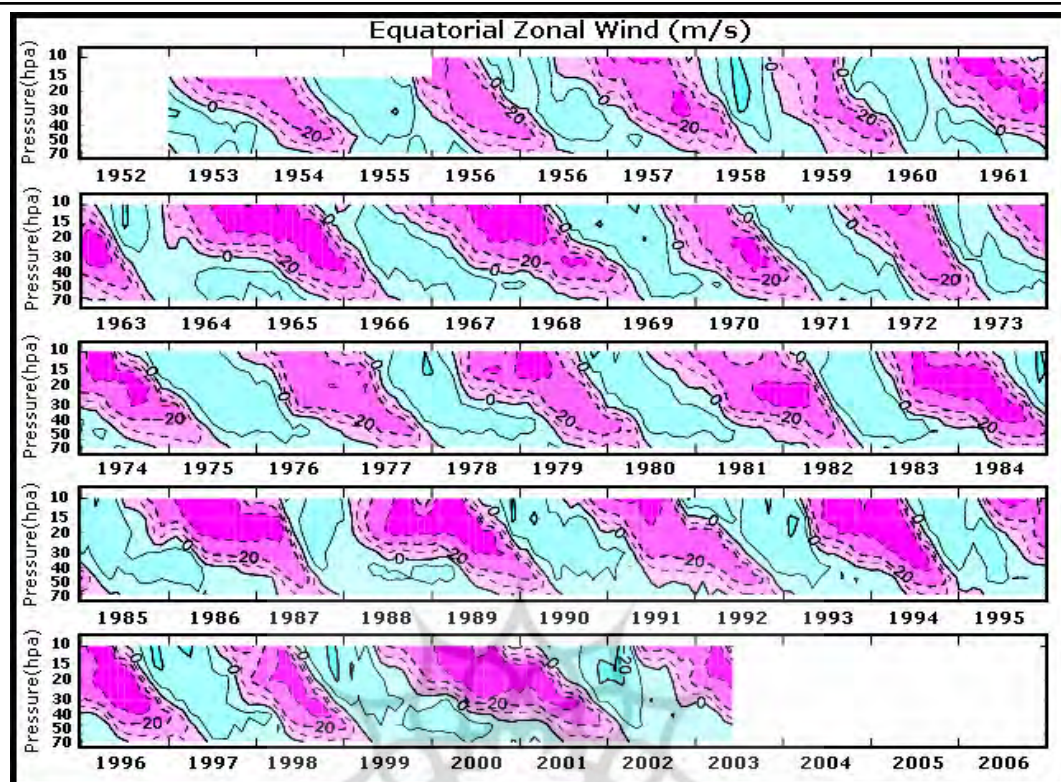
شکل ۳- ویژگی‌های دینامیکی نوسان شبه دوساله در طول زمستان نیمکره شمالی. پیکان‌های نارنجی رنگ گسترش انواع متفاوت امواج حاره‌ای (گرانی، گرانی- اینرسی، کلوین و گرانی- راسبی) و پیکان‌های بنفش نحوه گسترش امواج مقیاس سیاره‌ای را در عرض‌های میانی تا عرض‌های بالا در نیمکره شمالی نشان می‌دهند. در پوش سپهر حاره‌ای بادهای شرقی با رنگ آبی و علامت E و بادهای غربی با رنگ صورتی و علامت W مشخص گردیده‌اند. در نیمکره زمستانی رنگ آبی نشان دهنده تاوه قطبی است که از پوش سپهر فوقانی تا وردسپهر میانی گسترش یافته است. نوسان شبه دوساله میان سپه‌ری (MQBO) در ارتفاعی بالاتر از ۸۰ کیلومتر جای گرفته و در فاز غربی قرار دارد. خطوط سیاه پر رنگ بیانگر محدوده بادهای شرقی و غربی استوایی است [Baldwin et al., 2001].

به‌طور کلی مهم‌ترین ویژگی‌های QBO به شرح زیر می‌باشد:
با گذشت زمان رژیم‌های باد از پوش سپهر فوقانی (۱۰ هکتوپاسکال) به سمت پایین گسترش می‌یابد (شکل ۴)، [Naujokat, 1986].

حداکثر سرعت بادهای استوایی در تراز ۲۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. در این تراز شرقی‌ها دارای شدتی حدود دو برابر غربی‌ها هستند (شکل ۴)، [Baldwin and Dunkerton, 1991; 1998].

در هر دو فاز شرقی و غربی، با کاهش ارتفاع سرعت باد نیز کاهش می‌یابد. البته در گسترش پایین سو، فاز غربی با سرعت بیشتری به سمت پایین گسترش پیدا می‌کند، به‌طوری‌که بادهای غربی استوایی مسافت بین تراز ۱۰ الی ۵۰ هکتوپاسکال را با سرعت متوسط ۱/۲ کیلومتر در ماه در زمان متوسط ۱۱ ماه طی می‌کنند. در حالی‌که زمان متوسط جهت طی مسافتی مشابه برای بادهای شرقی با سرعت متوسط ۰/۸ کیلومتر در ماه، حدود ۱۷ ماه می‌باشد [Naujokat, 1986].

تغییر فاز از شرقی به غربی به مراتب کوتاه‌تر از تغییر فاز از غربی به شرقی است و یک سیکل کامل QBO به‌طور متوسط کمی بیش از ۲۸ ماه به‌طول می‌انجامد [Naujokat, 1986; Baldwin et al., 2001]. انتقال از فاز شرقی به غربی و غربی به شرقی در تراز ۵۰ هکتوپاسکال عمدتاً در پایان فصل بهار (ماه می) و اوایل فصل تابستان نیمکره شمالی بوقوع می‌پیوندد [Baldwin et al., 2001].



شکل ۴- فازهای شرقی (رنگ صورتی/تیره) و غربی (رنگ آبی/روشن) نوسان شبه دو ساله در پوش سپهری حاره‌ای برای یک دوره ۵۰ ساله (۲۰۰۲-۱۹۵۳). با توجه به شکل، بادهای استوایی ابتدا در پوش سپهر فوقانی (۱۰ هکتوپاسکال) پدیدار شده و به تدریج به پوش سپهر تحتانی (۷۰ هکتوپاسکال) گسترش می‌یابند. شکل حالت جایگزین شونده فازهای شرقی و غربی را به خوبی نشان می‌دهد. در این بین فازهای شرقی از شدت بالاتری برخوردار بوده و دوره تداوم طولانی‌تری نیز دارند [www-mete.kugi.kyoto-u.ac.jp/mete/J/benkyo/QBO]

شکل ۳ یک دید کلی از نوسان شبه دو ساله و عوامل دینامیکی مؤثر بر آن را نشان می‌دهد و به طور شماتیک تفاوت در متوسط باد مداری بین فازهای شرقی و غربی QBO را به نمایش گذاشته است. در این شکل QBO در فاز شرقی خود قرار دارد^{۳۳}. همرفت در وردسپهر حاره‌ای موجب تولید طیف گسترده‌ای از امواج با طول موج‌ها و سرعت‌های افقی و عمودی متفاوت گردیده است که تکانه زاویه‌ای شرق سو و غرب سو را به داخل پوش سپهر و میان سپهر حمل می‌کنند. با توجه به شکل، گسترش امواج گرانی به داخل میان سپهر «نوسان شبه دو ساله میان سپهری» (MQBO) را به دنبال دارد.

۲-ب. نوسان نیم سالی: در پوش سپهر فوقانی و بالاتر از ارتفاع ۳۵ کیلومتر، بادهایی که دارای مقیاس زمانی فصلی بوده و «نوسان نیم سالی»^{۳۳} دارند جایگزین نوسان شبه دو ساله استوایی می‌گردند. این نوسان از آهنگ تابش خورشیدی تبعیت نموده و در انقلابین دارای بادهای شرقی و در اعتدالین دارای بادهای غربی می‌باشد [Plumb, 1982; Andrew et al., 1987; Hamilton, 1998; Baldwin et al., 2001]. ساز و کار اصلی حاکم بر باد مداری نیم سالی، ناشی از وجود یک موازنه بین جذب تکانه زاویه‌ای حاصل از امواج کلون استوایی و میل طبیعی موجود در فرارفت برای ایجاد جریان غرب سو در در منطقه پوش ایست حاره‌ای می‌باشد [Shepherd, 2000]. کمبود داده‌های درازمدت از جو بالا، بررسی دقیق این بادهای مداری استوایی را محدود نموده است.

۲۲- جهت تعیین فاز QBO عمدتاً از وضعیت متوسط باد مداری در تراز ۴۰ هکتوپاسکال برای نیمکره شمالی و تراز ۲۵ هکتوپاسکال برای نیمکره جنوبی استفاده می‌شود [Baldwin et al., 2001].

ج- منطقه شکست امواج مقیاس سیاره‌ای موسوم به Surf Zone در نیمکره زمستانی:

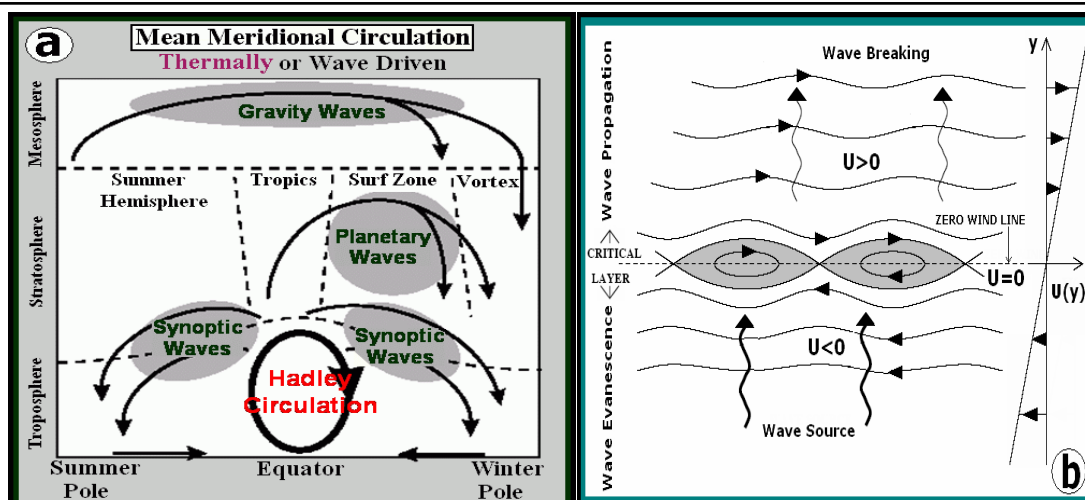
«Surf Zone یا منطقه شکست موج» اصطلاحی است که «مکینتایر و پالمیر»^{۲۴} در طی دو مقاله جنجال برانگیز در سال ۱۹۸۳ و ۱۹۸۴ مورد استفاده قرار دادند. در این مقالات ناهنجاری‌های بزرگ مقیاس گردش پوش سپهری در عرض‌های میانی و قطبی و پدیده‌های موسوم به «گرمایش ناگهانی پوش سپهری»^{۲۵} در طی فصل زمستان نیمکره شمالی با گسترش امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای از وردسپهر به داخل پوش سپهر و شکسته شدن و جذب این امواج در پوش سپهر مرتبط دانسته شد [McIntyre and Palmer, 1983; 1984]. «شکست موج»^{۲۶} یک واژه روشن و صریح جهت توصیف فرآیندی است که به واسطه آن تغییر، انتقال و اختلاط غیرقابل برگشت و سریع «تاوایی پتانسیل» را در عرض‌های میانی نیمکره زمستانی در زمان گسترش بالاسوی امواج سیاره‌ای به پوش سپهر بیان می‌دارد. مکینتایر و پالمیر منطقه ورود و رشد و در نهایت شکسته شدن امواج سیاره‌ای وردسپهری در داخل پوش سپهر را «منطقه شکست موج» یا اصطلاحاً «Surf Zone» نامیدند (شکل ۵a) [McIntyre and Palmer, 1983; 1984]. آن‌ها به جهت شباهت زیاد رفتار امواج سیاره‌ای در زمان گسترش به داخل پوش سپهر با رفتار امواج دریایی در برخورد با منطقه کم عمق ساحلی این اصطلاح را برگزیدند [McIntyre and Palmer, 1985]. در واقع Surf Zone منطقه‌ای دارای هوای با تاوایی پتانسیل پایین در عرض‌های میانی نیمکره زمستانی محسوب می‌گردد که در جانب قطب سوی خود به حاشیه خارجی تاوه قطبی [Jukes and McIntyre, 1987] و در جانب استوا سوی خود به منطقه نسبتاً ایزوله جنب حاره‌ای با شیب شدید در توزیع گازهای جزئی (نادر) محدود می‌گردد (شکل ۵a) [Plumb, 1996; Polvani and Saravanan, 2000; Haynes, 2005b].

از نظر تئوری امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای وردسپهری امواجی بسیار بلند و بسیار کند هستند که در امتداد نصف النهاری و قائم گسترش یافته و دامنه موج آن‌ها بین ۵۰ الی ۱۲۰ درجه در امتداد طول جغرافیایی است و هدایت سیستم‌های جوی سطحی را در عرض‌های برون حاره بر عهده دارند [Harman, 1987]. این امواج همچون سایر امواج جوی بدون آن که جرم را با خود منتقل نمایند موجب انتقال انرژی و تکانه می‌شوند [Randall, 2006]. امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای تنها زمانی قادر خواهند بود به طور قائم به درون منطقه Surf Zone گسترش یابند که بادهای غالب پوش سپهری جهت غربی داشته باشند. بنابراین امواج سیاره‌ای ساکن تنها در نیمکره زمستانی یعنی زمانی که بادهای پوش سپهری غربی هستند امکان گسترش قائم ب‌آدرون پوش سپهر را پیدا خواهند نمود [Charney and Drazin, 1961; Matsuno, 1970; Holton, 1983].

توضیح این‌که اگر جریان زمینه در پوش سپهر غربی باشد (اصطلاحاً شرق سو یا مثبت باشد) با فرض این‌که سرعت جریان زمینه را با U نشان دهیم و در پوش سپهر $U < 0$ باشد (شکل ۵b) و سرعت فاز امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای که حامل تکانه غرب سو هستند را با C نشان دهیم، جایی که $U = C$ گردد یعنی سرعت جریان زمینه برابر با سرعت موج باشد «خط بحرانی یا تراز بحرانی»^{۲۷} پدیدار گشته و خطوط جریان زمینه به حالت بسته در آمده و الگویی شبیه «چشم گربه» به خود می‌گیرند (شکل ۵b). در چنین حالتی موج به داخل پوش سپهر گسترش یافته و در هوای رقیق و کم غلظت پوش سپهری رشد نموده و در نهایت شکسته می‌شود. از آنجایی که سرعت جریان زمینه در زیر تراز بحرانی کوچک‌تر از صفر است یعنی $U < 0$ ، پس سرعت جریان زمینه و سرعت موج در تراز بحرانی برابر با صفر خواهد بود به عبارتی تراز بحرانی همان خط باد صفر^{۲۸} خواهد بود. شکل ۵b نحوه گسترش موج راسبی به داخل پوش سپهر را نشان می‌دهد

24- McIntyre and Palmer
26- Wave Breaking
28- Zero Wind Line

25- Stratospheric Sudden Warming
27- Critical Line or Critical Level



شکل ۵ - شکل ۵a تصویری شماتیک از گردش متوسط نصف النهاری در سه لایه اول جو. بیضی پر رنگ نشان‌دهنده گردش هدلی وردسپهری با واداشت حرارتی است. در این شکل پیکان‌های سیاه رنگ گردش نصف النهاری را به ترتیب در وردسپهر فوقانی / پوش سپهر تحتانی (گردش دو سلولی)، پوش سپهر (گردش بروئر - دابسون) و میان سپهر (گردش مورگاتروید - سینگلتن) نشان می‌دهند. مناطق شکست موج بیضی‌های خاکستری مشخص گردیده و مناطق چهارگانه پوش سپهر با خط چین عمودی از هم جدا شده است [Plumb, 2002]. شکل ۵b خصوصیات تراز بحرانی، موقعیت خط باد صفر و نحوه شکست موج سیاره ای در نیمکره زمستانی. خطوط جریان بیانگر باد زمینه یا U می‌باشد که در بالای تراز بحرانی (پوش سپهر) مثبت و باد غربی است ($U < 0$) و در زیر تراز بحرانی منفی و باد شرقی است ($U > 0$). در تراز بحرانی با توجه به برابری سرعت جریان زمینه با سرعت فاز موج (موج با پیکان‌های سیاه رنگ عمودی نشان داده شده) خطوط جریان شکل بسته بخود گرفته و الگویی شبیه «چشم گربه» پیدا می‌نمایند که شرایط برای گسترش بالاسوی موج به داخل پوش سپهر و سپس شکست موج فراهم می‌گردد [Haynes, 2003].

[Andrew et al., 1987; Haynes, 2003, 2005a]

در این بین «معکوس شدن شیب عرضی تاوایی پتانسیل» در نیمکره زمستانی بهترین معیار جهت شناسایی شکسته شدن امواج سیاره‌ای در پوش سپهر است [Baldwin and Holton, 1988]. به همین علت به منظور بررسی نحوه شکست امواج در نیمکره زمستانی و تشخیص Surf Zone «نقشه‌های تاوایی پتانسیل»^{۳۹} تهیه می‌گردد. در این نقشه‌ها هوا با منشأ وردسپهری به لحاظ تاوایی پتانسیل پایین به‌خوبی از هوای با تاوایی پتانسیل بالای پوش سپهری قابل تشخیص بوده (شکل ۱۷) و امواج راسی مقیاس سیاره ای به‌واسطه تغییر شکل سریع و غیرقابل برگشت کنتورهای تاوایی مشخص می‌گردند [McIntyre and Palmer, 1984]. شکست امواج راسی مقیاس سیاره‌ای در پوش سپهر موجب ایجاد بی‌نظمی شدیدی در جریان جت قطبی و تاوه قطبی پوش سپهری می‌گردد که در نهایت با افزایش دمای پوش سپهر قطبی و کاهش فرآیند تخریب ازن همراه است. به همین جهت میزان فعالیت امواج راسی در زمستان هر نیمکره همچنین وردش‌پذیری سال به سال آن در مطالعه اقلیم پوش سپهر از جمله اقلیم‌شناسی ازن پوش سپهری از اهمیت فوق العاده‌ای برخوردار است [Shepherd, 2000; 2002].

د- تاوه قطبی نیمکره زمستانی: تاوه قطبی ویژگی دینامیکی غالب گردش پوش سپهر در نیمکره زمستانی محسوب می‌گردد. یک تاوه شاخص به‌واسطه بادهای پیرامون قطبی قوی و دماهای خیلی پایین در داخل منطقه تاوه مشخص می‌شود (شکل ۶a). با آغاز دوره سرد سال و شکل‌گیری و تقویت بادهای پیرامون قطبی در

نیمکره زمستانی و به دنبال آن گردش هوای قطبی به دور خود، مقادیر تاوایی پتانسیل در عرض‌های قطبی افزایش می‌یابد. افزایش تاوایی پتانسیل موجب شکل‌گیری یک توده هوای همگن بر بالای قطب نیمکره زمستانی می‌شود که به واسطه تسلط بادهای غربی پرسرعت پیرامون قطبی یا اصطلاحاً «جت شب قطبی» از هوای عرض‌های پایین تر جدا شده و گردشی همسو با گردش وضعی زمین پیدا می‌نماید (شکل ۶a)، [Plumb, 1990; Nash et al., 1996].

جت شب قطبی حاشیه خارجی تاوه قطبی را تشکیل می‌دهد و در هر دو نیمکره درست از بالای وردایست آغاز شده و درپوش سپهر فوقانی و میان سپهر تحتانی به حداکثر گستردگی و شدت خود می‌رسد (شکل ۶d و ۶e)، [Schoeberl and Newman, 2003]. در اوج زمستان هر نیمکره، تاوه قطبی بخش زیادی از لایه پوش سپهر را تحت تسلط خود دارد به طوری که حاشیه خارجی تاوه در پوش سپهر فوقانی (تراز ۱۳۰۰ کلومین یا ارتفاع حدود ۴۱ کیلومتری) به ترتیب در عرض‌های ۴۵ و ۵۵ درجه و در پوش سپهر تحتانی (تراز ۵۰۰ کلومین یا ارتفاع ۲۰ کیلومتری) به ترتیب در ۶۷ و ۷۰ درجه در دو نیمکره ی جنوبی و شمالی استقرار می‌یابد (شکل ۶b و ۶c)، [Waugh and Randel, 1999; Harvey et al., 2002]. تاوه در زمستان هر نیمکره تمامی ضخامت جو را از میان سپهر تحتانی تا وردسپهر میانی در بر می‌گیرد و حداکثر سرعت باد در حاشیه خارجی آن به ترتیب از حدود ۲۰ و ۴۵ متر در ثانیه در ۲۰ کیلومتری به ۴۵ و ۹۰ متر در ثانیه در ۵۰ کیلومتری در دو نیمکره شمالی و جنوبی می‌رسد (شکل ۶d و ۶e)، [Waugh and Dritschel, 1999].

از آنجایی که تاوه قطبی نقشی کلیدی در وردش‌پذیری سال به سال از پوش سپهری دارد و یک پیش شرط اصلی در کاهش ازن و پیدایش حفره ی ازن پوش سپهری محسوب می‌گردد به همین جهت در سال‌های اخیر خصوصیات دینامیکی و اقلیمی آن مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است [Anderson et al., 1991; Schoeberl and Hartmann, 1991; Nash et al., 1996; Waugh and Dritschel, 1999; Waugh and Randel, 1999; Waugh et al., 1999; Harvey et al., 2002; Waugh and Rong, 2002; Schoeberl and Newman, 2003].

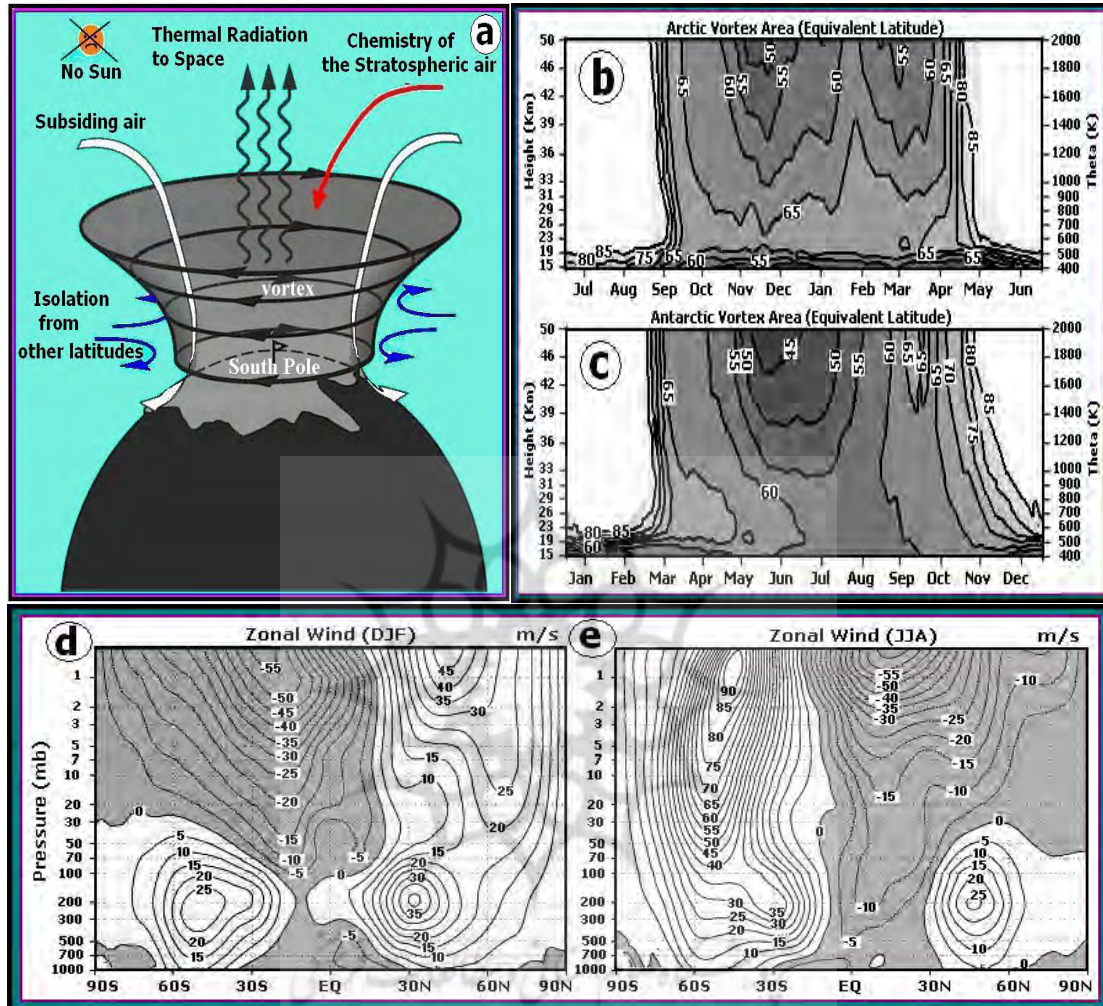
در انجام مطالعات فوق تشخیص ویژگی‌های تاوه قطبی پوش سپهری عمدتاً از طریق سه معیار زیر انجام می‌پذیرد:

۱- تعیین مساحت محصور شده در داخل یک کنتور تاوایی پتانسیل معین. برای مثال در نقشه‌های تاوایی پتانسیل تراز ۵۰۰ کلومین (ارتفاع ۲۰ کیلومتر) مقدار ۲۵ واحد تاوایی پتانسیل (25PVU) نشان دهنده حاشیه خارجی تاوه قطبی پوش سپهری در نیمکره شمالی است [Waugh, 1997; Waugh and Randel, 1999].

۲- تعیین تاوه قطبی با محاسبه شیب نصف النهاری تاوایی پتانسیل. از این طریق منطقه‌ای که در امتداد نصف النهاری دارای بیشترین شیب تاوایی پتانسیل است به عنوان حاشیه خارجی تاوه تعیین می‌گردد. از آنجایی که شیب حداکثر تاوایی با موقعیت حداکثر سرعت باد منطبق است در واقع در روش دوم حداکثر سرعت باد در حاشیه خارجی تاوه با استفاده از شیب نصف النهاری تاوایی مبنای تشخیص است [Norton and Carver, 1994; Coy et al., 1997].

۳- تعیین تاوه قطبی تنها با استفاده از میدان باد در شرایطی که مجموعه داده‌ها تنها برای چند تراز خاص در دسترس باشد و برای تهیه نقشه تاوایی پتانسیل کافی نباشد از مؤلفه باد مداری (U) برای تعیین حاشیه تاوه استفاده می‌شود [Nash et al., 1996; Waugh and Rong, 2002; Steinbrecht et al., 2003].

۲-۳. گردش متوسط نصف النهاری پوش سپهری / گردش بروئر- دابسون:



شکل ۶- شکل ۶a تصویری شماتیک از تاوه قطبی در زمستان نیمکره جنوبی. تاوه در برگیرنده بادهایی قوی است که در زمستان هر نیمکره از غرب به شرق می‌وزند و تمامی ضخامت پوش سپهر را اشغال می‌کنند. شدت زیاد باد در حاشیه خارجی تاوه، هوای داخل تاوه را از باقی مانده جو جدا می‌سازد، به همین علت اصطلاحاً به آن «مخزن نگهدارنده» می‌گویند [Turco, 1997]. شکل ۶b و ۶c مساحت تاوه قطبی در مقطع زمانی- ارتفاعی برای یک دوره یازده ساله (۲۰۰۱-۱۹۹۱). شکل ۶b تاوه نیمکره شمالی و شکل ۶c تاوه نیمکره جنوبی. مساحت تاوه براساس دواير عرض جغرافیایی یا اصطلاحاً «عرض معادل»^{۲۰} بیان گردیده و حد فاصل کنتورها ۵ درجه می‌باشد [Harvey et al., 2002]. شکل ۶d و ۶e سرعت متوسط باد مداری برای تمامی ترازهای جو از سطح زمین تا پوش سپهر فوقانی به ترتیب برای زمستان شمالی و زمستان جنوبی. اعداد منفی (سایه خاکستری) بیانگر باد شرقی می‌باشد [gmao.gsfc.nasa.gov/.../ geos5/e0012/zonal/djf.php]

نخستین تلاش‌ها جهت فهم نحوه گردش نصف النهاری هوا و جرم درپوش سپهر به بیش از نیم قرن قبل بر می‌گردد. در دهه ۱۹۴۰ «بروئر» طی مطالعات خود روی توزیع بخار آب در جو به این نتیجه دست یافت که پوش سپهر بیش از سه مرتبه خشک تر از وردسپهر فوقانی است.^{۳۱} این کشف موجب پیدایش فرضیه‌ای شد مبنی بر این که حرکت صعودی هوا در مناطق حاره‌ای پوش سپهر و فرونشینی آن در عرض‌های بالا میزان رطوبت و توزیع آن را در پوش سپهر کنترل می‌کند. بروئر خشکی هوای پوش سپهری را چنین توجیه نمود که هوای مرطوب وردسپهری صرفاً در مناطق حاره‌ای وارد پوش سپهر می‌گردد و در هنگام ورود به پوش سپهر، به واسطه عبور از «وردایست» حاره‌ای خیلی سرد^{۳۲} و در نتیجه «محبوس شدن در سرما» (شکل ۷b و ۱۱b) به طور فوق العاده‌ای خشک می‌شود. طرح ارائه شده توسط بروئر بیانگر صعود هوای مرطوب وردسپهری بدرون منطقه وردایست سرد حاره‌ای و بروز فرآیندی موسوم به «خشک شدن حاصل از انجماد»^{۳۳} و در نهایت ورود هوای خشک به مناطق حاره‌ای پوش سپهر و انتقال قطب سو و نزول بزرگ مقیاس در عرض‌های برون حاره‌ای بود [Brewer, 1949]. همزمان با بروئر، «دابسون» نیز در بررسی‌های گسترده خود در رابطه با توزیع ازن در جو به تمرکز بالای ازن در پوش سپهر پی برد. نکته‌ای که برای دابسون بسیار جالب بود این نکته بود که برخلاف اصول فیزیکی و خصوصیات تابشی حاکم بر پوش سپهر، حداکثر تمرکز ازن در عرض‌های بالا و حداقل آن در مناطق استوایی مشاهده گردید (شکل ۷c و ۲a). دابسون تنها دلیل برای توزیع ازن پوش سپهری مشاهده شده را وجود یک گردش نصف النهاری بزرگ مقیاس هوا و جرم در پوش سپهر دانست. در نهایت هر دو محقق در مقالات خود طرحی را به تصویر کشیدند که صعود هوا در مناطق حاره‌ای پوش سپهر و نزول بزرگ مقیاس در سایر عرض‌های جغرافیایی را نشان می‌داد [Brasseur and Solomon, 1986; Rosenlof, 1995, 2003].

بررسی‌هایی انجام شده در طی چند دهه گذشته در رابطه با مبادله هوا و جرم بین پوش سپهر و وردسپهر صحت فرضیه فوق را تأیید نموده است. به همین علت در مطالعات اخیر و به دنبال اثبات نقش منطقه وردایست حاره‌ای در «آب زدایی»^{۳۴} و خشکی هوای پوش سپهری، این منطقه تحت عنوان «چشمه هوای پوش سپهری»^{۳۵} و «گلوگاه سرد»^{۳۶} خوانده شده [Newell and Gould-Stenwart, 1981; Dessler, 1998; Highwood and Hoskins, 1998; Sherwood and Dessler, 2000; Holton and Gettelman, 2001]. و گردش نصف النهاری هوا در پوش سپهر نیز به پاس تلاش دو دانشمندی که برای نخستین بار به مطالعه آن پرداختند «گردش بروئر - دابسون»^{۳۷} نامیده شده است. در طی چند دهه گذشته مطالعه توزیع زمانی و مکانی دما، ازن، رطوبت و سن هوای پوش سپهری در تبیین نقش و اهمیت گردش بروئر- دابسون و ارتباط آن با اقلیم‌شناسی پوش سپهر نقش به‌سزایی داشته است.

شکل ۷a و ۷b ساختار میانگین مداری دما را در انقلاب زمستانی (زمستان نیمکره شمالی) در دو لایه پوش سپهر و میان سپهر (جو میانی) به ترتیب برای حالت تعادل تابشی - یعنی دمایی که به طور تئوریک محاسبه شده - (شکل ۷a) و شرایط واقعی (۷b) نشان می‌دهد. مقایسه ساختار حرارتی حاصل از تعادل تابشی با دمایی واقعی در پوش سپهر بیانگر آن است که دمایی واقعی در نیمکره زمستانی (شکل ۷b و ۱۱b) در مقایسه با دمایی حاصل از تعادل تابشی (شکل ۷a) بسیار بالاتر (گرم تر) است. این تفاوت دما در مناطق قطبی نیمکره زمستانی

۳۱- مقدار متوسط مولکول‌های بخار آب در پوش سپهر ۳ جزء در میلیون جزء [3ppm] است. [Mahlman, 1997; Rosenlof, 2003] این مقدار برای مناطق حاره‌ای در وردسپهر فوقانی به ۱۰ الی ۱۵ جزء در میلیون جزء [Sherwood and Dessler, 2000] و برای وردسپهر تحتانی به ۱۰۰۰ جزء در میلیون جزء می‌رسد. [Dameris, 2003]

33- Freeze Drying
36- Cold Trap

34- Dehydration
37- Brewer-Dobson Circulation

35- Stratospheric Fountain

۳۲- وردایست حاره‌ای به طور متوسط دمایی پایین‌تر از ۷۰°- زیر صفر دارد.

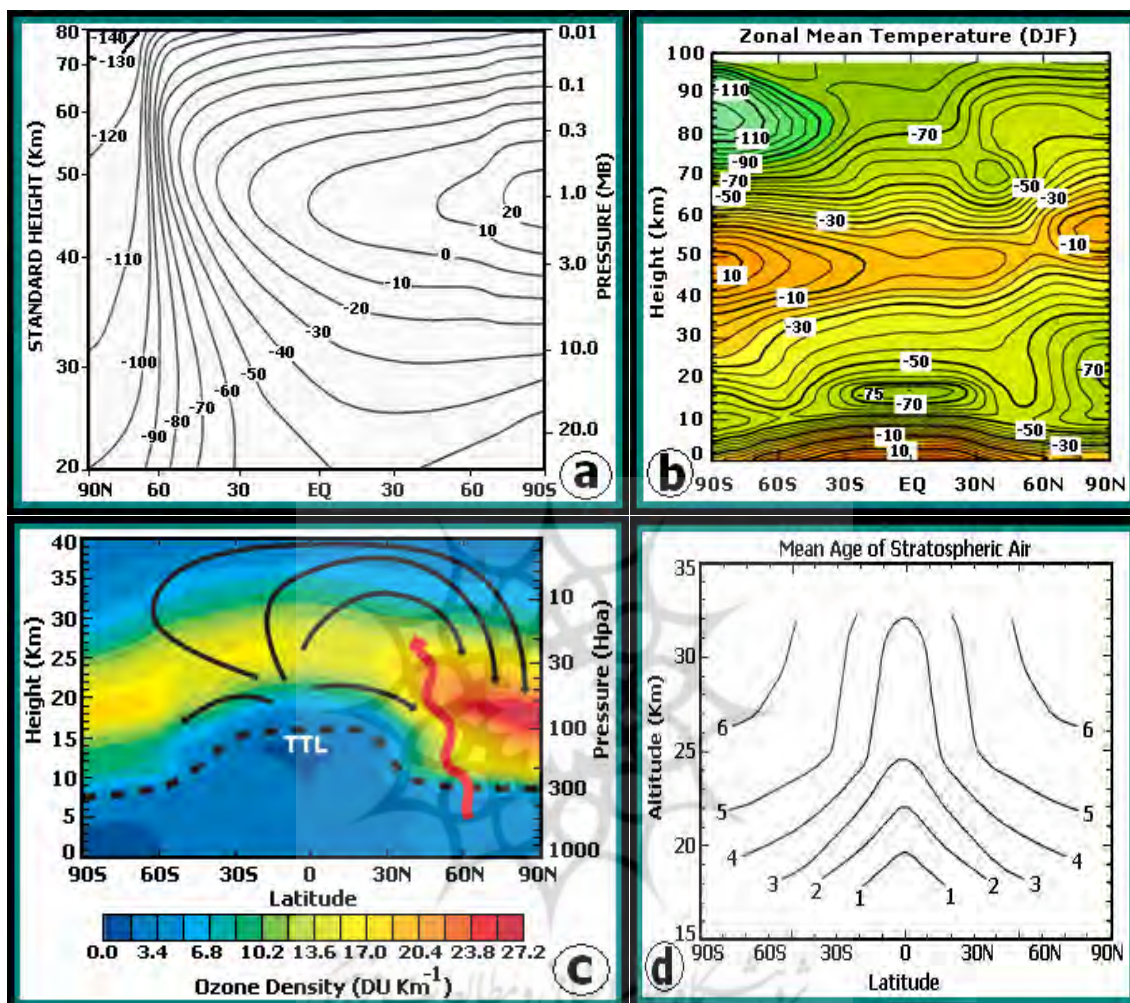
به حدود ۴۰ درجه سانتی‌گراد در پوش سپهر تحتانی و حدود ۱۰۰ درجه در پوش ایست می‌رسد. در مقابل، ساختار حرارتی محاسباتی در نیمکره تابستانی با ساختار حرارتی واقعی پوش سپهر بسیار نزدیک است. بررسی ساختار حرارتی میان سپهر نیز بیانگر آن است که شرایط موجود در این لایه از ساختار حرارتی محاسباتی بسیار دور است و در واقع برخلاف محاسبات، ما شاهد یک قطب بسیار سرد در نیمکره تابستانی (موسوم به مزوپاز تابستانی سرد^{۳۸}) و یک قطب نسبتاً گرم در نیمکره زمستانی هستیم (Ya را با Yb و ۱۱ مقایسه کنید). این امر نشان دهنده نقش عوامل دینامیکی بخصوص «گردش‌های نصف‌النهاری» بزرگ مقیاس در کنترل ساختار حرارتی پوش سپهر و به طور کلی جو میانی می‌باشد [Plumb,1982,Holton,1983,Andrew et al.,1987].

جهت درک روشن‌تر اهمیت و نقش گردش بروئر-دابسون در پوش سپهر، شکل ۷c توزیع ازن و شکل ۷d «سن هوای پوش سپهری» را نشان می‌دهد. با توجه به شکل‌ها، نقش گردش بروئر-دابسون در توزیع و کنترل عرضی - ارتفاعی ازن و سن هوا در پوش سپهر به خوبی قابل مشاهده است. در واقع گردش بروئر-دابسون عامل اصلی انتقال ازن از منطقه «چشمه» حاره‌ای به منطقه «چاه» برون حاره‌ای/قطبی محسوب می‌گردد (شکل ۷c). این گردش، مواد شیمیایی با منشأ طبیعی یا انسان ساخت را که از طریق وردایست حاره‌ای وارد پوش سپهر حاره‌ای گردیده‌اند به همراه ازن و سایر گازهای جزئی در یک دوره زمانی ۴ الی ۶ ساله (شکل ۷d) به عرض‌های قطبی منتقل می‌نماید و بدین ترتیب توزیع ازن و به طور کلی جرم را در پوش سپهر کنترل می‌نماید [Holton,1990,Waugh and Hall,2002]. با توجه به اهمیتی که گردش بروئر-دابسون در توزیع زمانی و مکانی ازن و به طور کلی اقلیم‌شناسی ازن پوش سپهری دارد در ادامه ساختار این گردش تشریح می‌گردد.

گردش نصف‌النهاری جرم که خطوط هم‌دمای پتانسیل^{۳۹} را در پوش سپهر قطع می‌کند اصطلاحاً «گردش بروئر-دابسون» نامیده می‌شود [Holton et al.,1995]. این گردش در پوش سپهر تحتانی دارای ساختار دو سلولی و در پوش سپهر میانی و فوقانی از یک گردش بزرگ مقیاس از عرض‌های حاره‌ای به داخل نیمکره زمستانی برخوردار است (شکل ۵a و ۷c). ساختار دو سلولی پوش سپهر تحتانی که به «گردش هدلی پوش سپهری» نیز معروف گردیده، تنها در منطقه حاره گسترش یافته و نتیجه افزایش تفاوت تابش و پیدایش شیب حرارتی در امتداد نصف‌النهاری در فصول حدی (انقلابین) در مناطق حاره‌ای پوش سپهر است و در واقع گردش بروئر-دابسون واقعی محسوب نمی‌گردد [Dunkerton,1989,Plumb,2002,Shepherd,2002].

در برخی از منابع گردش بروئر-دابسون تحت عنوان «گردش دیاباتیکی یا دررو» نیز خوانده می‌شود. چرا که این گردش با گرمایش تابشی و حرکت بالاسو از میان سطوح هم‌دمای پتانسیل در مناطق حاره‌ای و سرمایش تابشی و حرکت پایین سو از میان سطوح هم‌دمای پتانسیل در برون حاره مرتبط دانسته شده است [Holton and Lelieveld,1996, Shepherd,2002].

اگر چه گردش بروئر-دابسون با گرمایش و سرمایش دررو مرتبط دانسته شده اما این گردش به واسطه گرمایش تابشی ایجاد نمی‌شود، بلکه گردش بروئر-دابسون واکنش دینامیکی بزرگ مقیاس به واداشت حاصل از شکست موج است که به وسیله امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای و امواج گرانی در پوش سپهر برون حاره‌ای تولید گردیده و گردش نامتقارن مقیاس سیاره‌ای را در نیمکره زمستانی به دنبال داشته است (شکل ۷c)، [Haynes et al.,1991] واداشت حاصل از موج به یک جریان بطئی و قطب سوی جرم در امتداد سطوح



شکل ۷- شکل ۷a و ۷b ساختار حرارتی جو در نیمرخ قائم از طریق محاسبه میانگین مداری دما در زمستان نیمکره شمالی. شکل ۷a ساختار حرارتی جو میانی صرفاً براساس محاسبات تئوریک بر پایه بیان تابش [Andrew et al., 1987] و شکل ۷b ساختار حرارتی واقعی/مشاهداتی جو [www.ncar.ucar.edu]. رنگ نارنجی در ۷b معرف دمای بالا و رنگ سبز معرف دمای پایین است. شکل ۷c میزان تراکم ازن در جو از سطح زمین تا ارتفاع ۴۰ کیلومتری در زمستان نیمکره شمالی. کنتورهای رنگی مقادیر ازن به واحد دابسون به ازای هر کیلومتر ارتفاعی است. رنگ قرمز بیانگر حداکثر مقادیر ازن در پوش سپهر تحتانی قطبی است. پیکان‌های سیاه گردش بروئر- دابسون، خط چین سیاه وردایست و پیکان قرمز ضخیم گسترش موج مقیاس سیاره‌ای از وردسپهر به داخل پوش سپهر زمستانی را نشان می‌دهد [IPCC, 2005]. شکل ۷d متوسط سن هوا در پوش سپهر. هوا در مجاورت منطقه اصلی ورود هوا به پوش سپهر یعنی منطقه پوش سپهر تحتانی استوایی کمترین سن را دارد. با توجه به شکل گردش نصف النهاری بروئر- دابسون نقش اصلی را در توزیع سن هوای پوش سپهری دارد به طوری که قدیمی‌ترین هوا در قطبین زمین مشاهده می‌گردد [Waugh and Hall, 2002].

تکانه زاویه‌ای منجر می‌شود که به واسطه حرکت بالاسوی همراه با سرمایش بی دررو در مناطق حاره ای و حرکت پایین سوی همراه با گرمایش بی دررو در برون حاره جبران می‌گردد. توضیح بیشتر این که امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای که نسبت به باد محلی دارای سرعت فاز غرب سو هستند [Shepherd, 2000]، پس از ورود به داخل پوش سپهر و شکسته شدن در منطقه Surf Zone، تکانه زاویه‌ای غرب سوی خود را در پوش سپهر برجای می‌گذارند (شکل ۵b). باتوجه به شتاب منفی تکانه غرب سو و حضور نیروی کوریولیس شکست امواج راسبی، جریان غرب سو، قطب سو و پایین سویی را در پوش سپهر برون حاره در سطوح هم دمای پتانسیل به دنبال خواهد داشت [Rosenlof, 1995, Holton et al., 1995, Haynes, 2005a]. از آن جا که براساس معادله پیوستگی جرم، نزول هوا و جرم در امتداد یک سطح فشار (یا یک سطح هم دمای پتانسیل) صعودی برابر با مقدار نزول را در جایی دیگر در همان سطح در پی خواهد داشت، بدین ترتیب نزول بزرگ مقیاس هوا در برون حاره نیمکره زمستانی صعود گسترده هوا و جرم را در مناطق حاره‌ای پوش سپهر به دنبال خواهد داشت. در واقع صعود هوا در مناطق حاره تحت کنترل نزول دینامیکی حاصل از فعالیت امواج مقیاس سیاره‌ای در نیمکره زمستانی است [Haynes et al., 1991, Garcia and Boville, 1994, Rosenlof, 1995]. بنابراین توزیع گرمایش و سرمایش تابشی در پوش سپهر، جریان نصف النهاری متوسط جرم را به حرکت در نمی‌آورد، بلکه خود واکنشی است به جریان جرمی که به طور دینامیکی به حرکت در آمده است [Haynes et al., 1991, Holton et al., 1995, Holton and Lelieveld, 1996, Plumb and Eluszkiewicz, 1999, Plumb, 2002, Stohl et al., 2003].

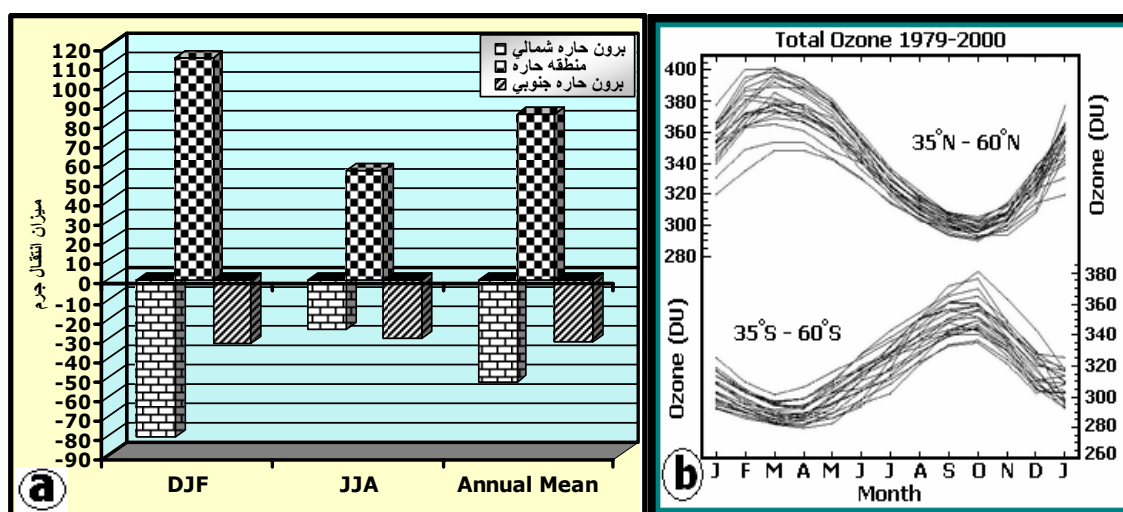
این ساز و کار نخستین بار توسط «هاینز»^{۴۰} و همکارانش در سال ۱۹۹۱ تحت عنوان «اصل کنترل پایین سو»^{۴۱} مطرح گردید و پس از آن محققین از اصطلاحاتی مثل گردش حاصل از «کشش موج» «پمپ برون حاره‌ای» و «واداشت از راه دور»^{۴۲} در تبیین گردش بروئر- دابسون استفاده نموده‌اند که همگی مبین ساز و کار فوق می‌باشد. بنابراین از منظر اقلیمی میدان دمای پوش سپهری به واسطه واداشت حاصل از کشش موج، دور از تعادل تابشی بوده و گرمایش دینامیکی ایجاد شده در عرض‌های پایین «منفی» و در عرض‌های بالا «مثبت» خواهد بود (شکل ۷a و ۷b) و در نهایت گرمایش موجود از یک تعادل دینامیکی برخوردار خواهد بود [Shepherd, 1999].

گردش بروئر- دابسون به عنوان یک گردش نصف النهاری غالب نقش به‌سزایی در وقوع پدیده‌های اقلیمی در لایه پوش سپهر دارد و بسیاری از فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و دینامیکی را از خود متأثر می‌سازد. از جمله مهم‌ترین این نقش‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- افزایش ارتفاع متوسط وردایست حاره‌ای و کاهش ارتفاع متوسط وردایست برون حاره‌ای.
- کاهش دما در وردایست و پوش سپهر تحتانی حاره‌ای و افزایش آن در پوش سپهر برون حاره‌ای.
- خشکی هوای پوش سپهری و انتقال بزرگ مقیاس گازها و مواد شیمیایی مخرب از (CFCs) در پوش سپهر.

- عامل اصلی تعیین سن هوای پوش سپهری بخصوص در پوش سپهر میانی و فوقانی.

- عامل اصلی کنترل کننده توزیع زمانی و مکانی از پوش سپهری. بدین ترتیب شناخت دقیق گردش بروئر-دابسون امکان پاسخگویی به تعدادی از سؤالات بسیار مهم پیرامون توزیع از ن و به‌طور کلی اقلیم‌شناسی پوش سپهر را فراهم خواهد نمود. برای درک بهتر نقش گردش بروئر-دابسون شکل ۸a تغییرات زمانی و مکانی انتقال جرم را در منطقه وردایست حاره‌ای و برون حاره ای (تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال) برای یک دوره ۱۳ ساله (۱۹۹۱-۱۹۷۹) نشان می‌دهد. با توجه به شکل، انتقال بزرگ



شکل ۸- شکل ۸a میزان انتقال جرم در پوش سپهر تحتانی (تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال) برای یک دوره ۱۳ ساله (۱۹۷۹-۱۹۹۱) به ترتیب در سه منطقه برون حاره شمالی، حاره و برون حاره جنوبی. واحدها بر اساس ۱۰۰ میلیون کیلوگرم بر ثانیه (10^8 Kg S^{-1}) محاسبه گردیده و مقادیر منفی بیانگر جریان نزولی و مقادیر مثبت نشانه جریان صعودی می باشد [Holton et al., 1995, Holton and Lelieveld, 1996]. شکل ۸b متوسط ماهانه ازن کلی برای یک دوره ۲۲ ساله (۱۹۷۹-۲۰۰۰) با استفاده از مجموع داده های ماهواره ای برای عرض های میانی دو نیمکره (۳۵ الی ۶۰ درجه شمالی و جنوبی). در این شکل هریک از خطوط به یک سال خاص تعلق دارد [WMO, 2003].

مقیاس جرم در منطقه حاره از وردسپهر به داخل پوش سپهر (ستون های دارای علامت مثبت) و در برون حاره از پوش سپهر به داخل وردسپهر (ستون های با علامت منفی) به تفکیک برای دو نیمکره شمالی و جنوبی) می باشد. نتیجه چنین انتقالی برداشت مداوم ازن از منطقه چشمه حاره ای و انتقال آن به مناطق چاهه برون حاره ای است، به طوری که حداقل میزان ازن کلی در پوش سپهر حاره ای و حداکثر آن در بخش تحتانی پوش سپهر برون حاره ای مشاهده می گردد (شکل ۲a).

بر اساس «اصل کنترل پایین سو» میزان فعالیت امواج سیاره ای در پوش سپهر نیمکره زمستانی تعیین کننده شدت گردش بروئر- دابسون و به تبع آن خصوصیات دما، ارتفاع وردایست و میزان انتقال جرم از جمله ازن در پوش سپهر می باشد. به همین علت در شکل ۸a میزان انتقال جرم (و ازن) در ماه های دسامبر، ژانویه و فوریه در نیمکره شمالی و در ماه های ژوئن، ژوئیه و اوت در نیمکره جنوبی بیشتر است. نکته دیگر این که در مقایسه با زمستان جنوبی، به جهت فعالیت شدیدتر امواج مقیاس سیاره ای در فصل زمستان نیمکره شمالی، گردش بروئر- دابسون در زمستان شمالی قوی تر بوده و انتقال جرم حاصل از کشش موج شمالی هم در مناطق حاره و هم در مناطق برون حاره شمالی به حداکثر میزان خود در سال می رسد، به طوری که میزان انتقال جرم در زمستان شمالی دو برابر مقدار زمستان جنوبی است (شکل ۸a)، [Holton, 1990, Yulaeva et al., 1994, Holton et al., 1995, Holton and Lelieveld, 1996]. با توجه به مطالب فوق می توان چنین نتیجه گرفت که تفاوت زمانی و مکانی فعالیت امواج سیاره ای برون حاره ای و به دنبال آن شدت و ضعف گردش بروئر- دابسون، تغییرات زمانی و مکانی در توزیع و انتقال جرم پوش سپهری را به دنبال دارد. به همین علت حداکثر ازن کلی در فصل زمستان و آغاز بهار هر نیمکره یعنی زمانی که گردش بروئر- دابسون به حداکثر شدت خود می رسد در پوش سپهر تحتانی عرض های میانی و قطبی مشاهده می شود

(شکل ۸b). بررسی تطبیقی شکل‌های ۲b، ۷c، ۸a و ۸b بخوبی نقش امواج سیاره‌ای و گردش برتر-دایسون را در توزیع ازن پوش سپهری آشکار می‌سازد.

۴. کاهش ازن پوش سپهری

ازن پوش سپهری که با توجه به خصوصیات تابشی و دینامیکی حاکم بر پوش سپهر از یک سری وردش‌های طبیعی در مقیاس‌های زمانی روزانه، ماهانه، فصلی و چندساله برخوردار است [Bojkov, 2002]، با استناد به تحقیقات و گزارشات بی‌شماری که بر پایه داده‌های مشاهداتی و یا داده‌های ماهواره‌ای تهیه گردیده‌اند، در طی ۲۵ سال گذشته از یک روند کاهش معنی‌دار و غیرطبیعی تبعیت نموده است. بررسی تحقیقات موجود بیانگر آن است که از ابتدای دهه ۱۹۸۰ تاکنون، با توجه به دوره پایه ۱۹۸۰-۱۹۶۴، متوسط جهانی کاهش ازن حدود ۳٪ بوده است [WMO, 2003, IPCC, 2005]. این در حالی است که تغییرات درازمدت معنی‌داری در مناطق حاره (محدوده عرضی ۲۵° شمالی و ۲۵° جنوبی) مشاهده نگردیده اما متوسط تغییرات ازن کلی برای عرض‌های میانی دو نیمکره (۳۵° تا ۶۰°) قابل ملاحظه بوده است (شکل ۹c)، به طوری که در عرض‌های میانی نیمکره جنوبی مقادیر ازن کلی در مقایسه با دوره قبل از ۱۹۸۰ حدود ۶٪ و در نیمکره شمالی به طور متوسط ۳٪ کاهش داشته است. البته این نرخ کاهش ازن در نیمکره شمالی توزیع فصلی متفاوتی داشته، بدین ترتیب که در دوره زمستان و بهار ۴٪ و در تابستان و پاییز ۲٪ گزارش گردیده است. در مقابل در عرض‌های میانی نیمکره جنوبی نرخ کاهش ۶٪ برای تمامی فصول مشاهده شده است [Bojkov, 2002, WMO, 2003, IPCC, 2005].

بررسی روند تغییرات ازن پوش سپهری حاکی از آن است که برجسته‌ترین تغییرات در طول فصل بهار در مناطق قطبی دو نیمکره بوقوع پیوسته است. در این میان بر فراز قاره جنوبگان در هر بهار مقدار ازن برای چندماه در لایه‌ای به ضخامت چند کیلومتر در پوش سپهر تحتانی تقریباً به صفر می‌رسد (شکل ۹d). در این زمان از سال مقادیر ازن کلی در داخل تاوه قطبی نیمکره جنوبی به طور متوسط ۴۰ الی ۵۰ درصد کاهش یافته و حفره ی ازن قطب جنوب پدیدار می‌گردد.

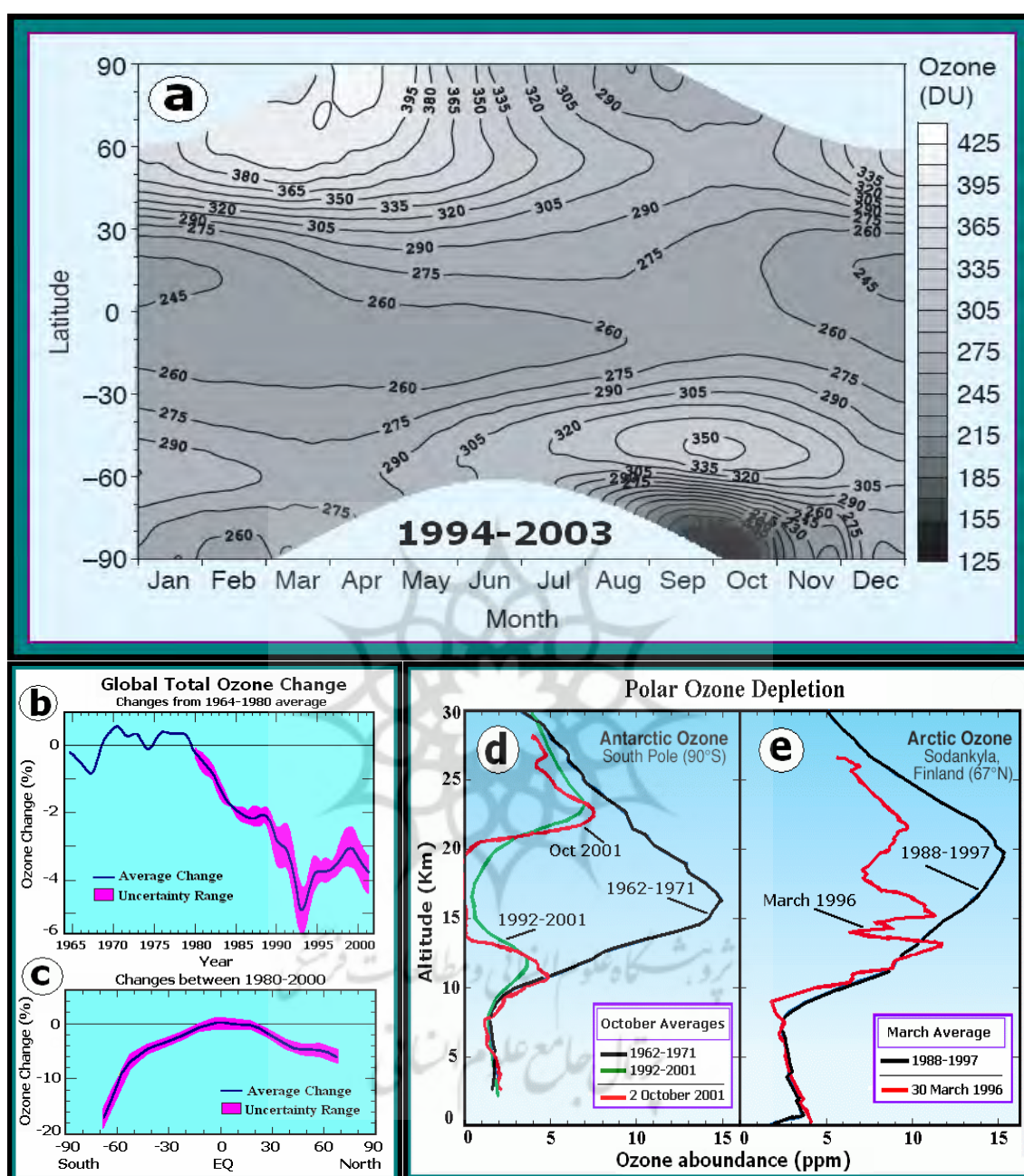
بررسی درصد تغییرات زمانی (شکل ۹b) و عرضی (شکل ۹c) ازن کلی در مقیاس جهانی و مقایسه توزیع زمانی - عرضی ازن کلی برای دوره قبل (شکل ۲b) و بعد (شکل ۹a) از سال ۱۹۸۰، به همراه بررسی نیمرخ قائم میزان تمرکز ازن در ابتدای فصل بهار در شمالگان (شکل ۹d) و جنوبگان (شکل ۹e) تفاوت‌های زیر را آشکار می‌سازد:

- کاهش ازن در مقیاس جهانی از ابتدای دهه ۱۹۸۰ آغاز گردیده و بیشترین درصد کاهش مربوط به سال‌های بعد از انفجارات آتشفشانی کوه «پینوچوبو» در سال ۱۹۹۱ می‌باشد (شکل ۹b).

- در بررسی درصد تغییرات عرضی ازن در مقیاس جهانی (شکل ۹c) و مقادیر ازن کلی در مقیاس ماهانه (شکل ۹a) مناطق حاره‌ای تغییرات قابل ملاحظه و معنی‌داری را در مقایسه با سال‌های قبل از ۱۹۸۰ از خود بروز نداده‌اند (شکل‌های ۲b، ۹a و ۹c) را با هم مقایسه کنید). در حالی که در امتداد نصف النهاری و به سمت قطبین زمین درصد کاهش ازن قابل ملاحظه بوده و در عرض‌های قطبی بیشترین درصد کاهش مشاهده می‌شود (شکل ۹c).

- توزیع جغرافیایی ازن پوش سپهری در سال‌های اخیر تفاوت قابل ملاحظه‌ای را با دوره قبل از ۱۹۸۰ نشان می‌دهد، به طوری که با توجه به شکل ۹a و مقایسه آن با شکل ۲b، پایین‌ترین مقادیر ازن کلی نه در مناطق

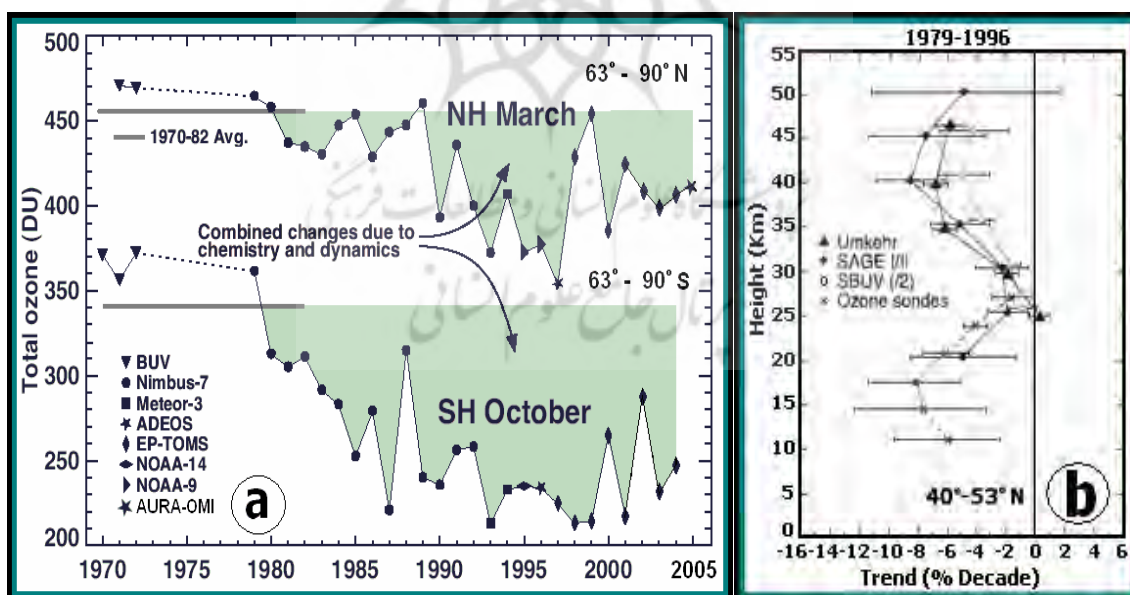
۴۳- لازم به ذکر است در صورتی که مقدار ازن کلی در ستونی از جو به مساحت یک سانتی متر مربع، از حد آستانه ۲۲۰ دایسون کمتر باشد اصطلاحاً حفره ازن پدیدار می‌گردد. [Farman et al. 1985; WMO, 2003]



شکل ۹- آخرین بررسی‌ها از نحوه توزیع ماهانه ازن کلی در جو زمین با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به واحد دابسون [IPCC,2005]. شکل‌های ۹b و ۹c درصد تغییرات جهانی مقادیر ازن کلی نسبت به مقدار متوسط دوره پایه (۱۹۶۴-۱۹۸۰) از نظر زمانی (۹b) و مکانی (۹c)، [WMO,2003]. شکل‌های ۹d و ۹e میزان کاهش ازن در نیمرخ قائم در ابتدای بهار دو نیمکره به ترتیب در ایستگاه قطب جنوب واقع در عرض 90° جنوبی (۹d) و ایستگاه سودانکیلائی فنلاند واقع در عرض 67° شمالی (۹e) [WMO,2003].

حاره بلکه در فصل بهار جنوبی و در عرض‌های قطبی جنوبی مشاهده می‌گردد. - در دو دهه گذشته نسبت به دوره قبل از سال ۱۹۸۰ کاهش ازن به مقدار متوسط ۱۷۵ دابسون در عرض‌های بالاتر از ۷۰ درجه جنوبی و پیدایش حفره ی ازن در فصل بهار نیمکره جنوبی (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) ویژگی دیگری است که با مقایسه شکل‌های ۲b و ۹a به خوبی قابل تشخیص است. - بررسی نیمرخ قائم فراوانی ازن روی مناطق قطبی در ابتدای فصل بهار دو نیمکره (شکل‌های ۹d و ۹e مربوط به ماه اکتبر در نیمکره جنوبی و ماه مارس در نیمکره شمالی) بیانگر آن است که حفره ی ازن مختص پوش سپهر قطب جنوب است و چنین حفره‌ای در قطب شمال مشاهده نمی‌شود. نکته دیگری که در بررسی شکل ۹d اهمیت دارد عدم وجود حفره ی ازن در طی سال‌های دهه ۱۹۶۰ (۱۹۷۱-۱۹۶۲) بر فراز قطب جنوب است. این در حالی است که نیمرخ قائم تهیه شده برای سال‌های اخیر (۲۰۰۱-۱۹۹۲) حفره‌ای را در حد فاصل ۱۵ الی ۲۰ کیلومتری روی قطب جنوب نشان می‌دهد. - بررسی روند تغییرات نیمرخ قائم ازن در عرض‌های میانی دو نیمکره، بالاترین درصد کاهش را به ترتیب در ارتفاع ۴۰ کیلومتری (۶- الی ۸- درصد در دهه) و ۱۵ الی ۲۰ کیلومتری (حدود ۸- درصد در دهه) نشان می‌دهد (شکل ۱۰b).

باتوجه به کاهش شدید ازن در فصل بهار بر روی مناطق قطبی و اهمیت این مسئله در مطالعه اقلیم‌شناسی ازن پوش سپهری، روند کاهش و وردش پذیری سال به سال ازن کلی برای ۲۵ سال اخیر (۲۰۰۴-۱۹۸۰) برای عرض‌های ۶۳° الی ۹۰° شمالی و جنوبی در شکل ۱۰a مورد توجه قرار گرفته است. مقایسه مقادیر ازن کلی در ابتدای فصل بهار دو نیمکره بیانگر آن است که کاهش ازن در نیمکره جنوبی از ابتدای دهه ۱۹۸۰ آغاز گردیده در حالی که روند کاهش ازن در مناطق قطبی نیمکره شمالی تا پایان دهه ۱۹۸۰ چندان



شکل ۱۰. شکل ۱۰a روند کاهش و وردش پذیری سال به سال ازن کلی برای یکدوره ۲۵ ساله (۲۰۰۴-۱۹۸۰) به تفکیک برای عرض‌های ۶۳° الی ۹۰° شمالی و جنوبی. در این شکل خطوط ضخیم خاکستری، بیانگر متوسط ازن کلی در هر نیمکره برای دوره قبل از کاهش ازن (۱۹۸۲-۱۹۷۰) می باشد [IPCC,2005]. شکل ۱۰b روند تغییرات ارتفاعی ازن کلی در عرض‌های میانی نیمکره شمالی برای یکدوره ۱۸ ساله (۱۹۷۹-۱۹۹۶) برحسب درصد در دهه [Randel et al.,1999].

محسوس نبوده است. از طرفی مقادیر ازن کلی در مناطق قطبی نیمکره جنوبی چه قبل و چه بعد از سال ۱۹۸۰ به مراتب کمتر از قرینه شمالی آن بوده است. نکته دیگر این که در نیمکره شمالی میزان وردش پذیری سال به سال مقادیر ازن کلی به مراتب بیشتر از قرینه جنوبی آن می باشد.

نخستین بررسی که پس از بررسی روند تغییرات ازن در شکل های ۹ و ۱۰ و قطعیت یافتن کاهش ازن پوش سپهری به ذهن خواهد رسید این است که علت اصلی کاهش ازن پوش سپهری چیست؟ اساساً در این رابطه سه تئوری برای تبیین کاهش ازن پوش سپهری وجود دارد که با توجه به تقدم زمانی به شرح زیر می باشند:

۱- در اواسط دهه ۱۹۷۰ «مولینا و راولند» گزارش نسبتاً دقیقی از نتایج تحقیقات خود مبنی بر واکنش های شیمیایی کلروفلوئوروکربن (CFC) با ازن بعد از ورود به پوش سپهر ارائه نمودند. آن ها به این نتیجه رسیدند که ترکیبات CFC که در وردسپهر غیر واکنشی بوده و از متوسط عمری بیش از صد سال برخوردارند به محض ورود به پوش سپهر حالت واکنشی به خود گرفته و ذخایر ازن پوش سپهری را از خود متأثر می سازند [Molina and Rowland, 1974]. پیدایش روند کاهشی در ازن پوش سپهری به همراه افزایش بار کلر جو موجب گردید تا برخی از محققان واکنش های شیمیایی ناشی از حضور CFC ها را علت اصلی کاهش ازن پوش سپهری بدانند [Garfield, 1988; Gardiner, 1989; Hafmann et al., 1989, Proffitt, et al., 1990]. که از آن تحت عنوان «تئوری شیمیایی» کاهش ازن پوش سپهری یاد می شود.

۲- در اواسط دهه ۱۹۸۰ و پس از کشف حفره ی ازن بر فراز قطب جنوب عده ای از دانشمندان فرآیندهای دینامیکی حاکم بر جو و وردش پذیری گردش پوش سپهری را علت اصلی کاهش ازن و پیدایش حفره ی ازن پوش سپهری دانسته اند [Tung et al., 1986; Fusco and Salby, 1999; Randel et al., 2002; Salby and Callaghan, 2002]. این تئوری تحت عنوان «تئوری دینامیکی» کاهش ازن پوش سپهری مطرح می گردد.

۳- با توجه به کشف یک رابطه الکلنگی بین دما در بخش های تحتانی وردسپهر و پوش سپهر [Labitzke and Vanloon, 1999]، در چند دهه اخیر افزایش دمای متوسط در وردسپهر تحتانی کاهش قابل ملاحظه دما در پوش سپهر تحتانی را به دنبال داشته، که آن نیز به نوبه خود با تغییر خصوصیات دینامیکی پوش سپهر، تولید، توزیع و تخریب ازن پوش سپهری را کنترل نموده است [Randel and Wu, 1999; Thompson and Solomon, 2002; Gillett and Thompson, 2003]. بر این اساس ویژگی هایی همچون گرمایش اقیانوس های مناطق حاره [Hurrell and Vanloon, 1994]، افزایش گازهای گلخانه ای و گرم شدن کره زمین [Shindell et al., 1998, 1999; Hartmann et al., 2000; Eichelberger et al., 2005] و فعالیت های آتشفشانی [Robock, 2000]، از جمله عواملی هستند که ضمن ایجاد تغییرات و وردش های اقلیمی، ساختار حرارتی جو را دچار تغییر نموده و کاهش دما را در پوش سپهر در پی داشته اند. بررسی دقیق تر خصوصیات شیمیایی، دینامیکی و تابشی پوش سپهر در سال های اخیر نقش دما و تأثیر آن را بر نحوه وقوع فرآیندهای شیمیایی و دینامیکی که در نهایت تغییرات مقادیر ازن پوش سپهری را به دنبال دارد آشکار ساخته است. تأثیر عوامل فوق الذکر در ساختار دمای پوش سپهر و نقش کلیدی دما در کاهش ازن پوش سپهری، تئوری جدیدی تحت عنوان «تئوری تغییر اقلیم» را مطرح نموده است [IPCC, 2005].

ادامه مقاله در شماره بعد.

منابع این قسمت:

1- Anderson, et al., 1991, Free Radical within the Antarctic Vortex: The role of CFCs in

- Antarctic ozone loss, *Science*, Vol.251, pp.39-46.
- 2- Andrews,D.G.,Holton,J.R.,and Leovy,C.B.,1987, *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press,489p.
 - 3- Baldwin,M.P.,and Holton,J.R.,1988, Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking, *J.Atmos.Sci.*,Vol.45, pp.1124-1142.
 - 4- Baldwin,M.P.,and Dunkerton,T.J.,1991, Quasi-biennial oscillation above 10 mbar, *Geophys.Res.Lett.*, Vol.18, pp.1205-1208.
 - 5- Baldwin,M.P.,et al.,1994, Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies, *Geophys.Res.Lett.*,Vol.21,No.12, pp.1141-1144.
 - 6- Baldwin,M.P.,and Dunkerton,T.J.,1998, Quasi-biennial modulations of the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex, *Geophys.Res.Lett.*,Vol.25, pp.3343-3346.
 - 7- Baldwin,M.P.,and Dunkerton,T.J.,1999, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J.Geophys.Res.*,Vol.104, pp.30,937-30,946.
 - 8- Baldwin,M.P.,and 14 Co-authors.,2001, The Quasi-Biennial Oscillation, *Reviews of Geophysics*,Vol.39, pp.179-229.
 - 9- Baldwin,M.P.,and Dunkerton,T.J.,2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*,Vol.294, pp.581-584.
 - 10- Baldwin,M.P.,et al.,2003a, Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts, *Science*, Vol.301, pp.636-640.
 - 11- Baldwin,M.P.,et al.,2003b,Weather from the Stratosphere? *Science*,Vol.301,No.5631, pp.317-319.
 - 12- Barry,R.G.,and Chorley,R.J.,2003, *Atmosphere,Weather and Climate*, Routledge,Eighth Edition, pp.1-19.
 - 13- Black,R.X.,2002, Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation, *J. Climate*,Vol.15, pp.268-277.
 - 14- Bojkov,R.,2002, Stratosphere,Ozone Trends, In:*Encyclopedia of Global Environmental Change*, Vol.1: The Earth System:Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change, John Wiley&Sons, pp. 682-704.
 - 15- Brasseur,G.,and Solomon,S.,1986, *Aeronomy of the Middle Atmosphere*,2nd edition, Reidel, Dordrecht, Netherlands, pp.32-88.
 - 16- Brewer,A.W.,1949, Evidence for a world circulation provided by measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q.J.Roy.Met.Soc.*,Vol.75, pp.351-363.
 - 17- Charney,J.G.,and Drazin,P.G.,1961, Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J.Geophys.Res.*,Vol.66, pp.83-109.
 - 18- Coy,L.,Nash,E.R.,and Newman,P.A.,1997, Meteorology of the Polar Vortex:Spring 1997, *Geophys. Res.Lett.*,Vol.24,No.22, pp.2693-2696.
 - 19- Dameris,M.,2003, Tropopause, In:*Encyclopedia of Atmospheric Science*, Edited by James R.Holton, J.A.Pyle, and J.A.Curry, Six-Volume Set, Academic Press,Elsevier Science, pp.2345-2348.
 - 20- Dessler,A.E.,1998, A reexamination of the "Stratospheric Fountain" hypothesis, *Geophys.Res.Lett.*, Vol.22, pp.4165-4168.
 - 21- Drake,F.,1995, Stratospheric Ozone Depletion; An overview of the scientific debate, *Prog.Phys. Geography*,Vol.19,No.1, pp.1-17.
 - 22- Dunkerton,T.J.,1978, On the mean meridional mass motions of the stratosphere and mesosphere, *J.Atmos.Sci.*,Vol.35, pp.2325-2333.
 - 23- Dunkerton,T.J.,1989,Nonlinear Hadley circulation driven by asymmetric differential heating, *J. Atmos. Sci.*,Vol.46, No.7, pp.956-974.
 - 24- Eichelberger,S.J.,and Hartmann, D.L.,2005, Changes in the strength of the Brewer-Dobson circulation in a simple AGCM, *Geophys.Res.Lett.*,Vol.32, L15807,doi:10. 1029/ 2005GL 022924.
 - 25- Farman,J.C.,Gardiner,B.G.,and Shanklin,J.D.,1985, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction, *Nature*,Vol.315, pp.207-210.
 - 26- Fusco,A.,and Salby,M.L.,1999, Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity, *J.Climate*,Vol.12, pp.1619-1629.
 - 27- Garcia,R.R.,and Boville,B.,1994, "Downward control" of the mean meridional circulation

- and temperature distribution of the polar winter stratosphere, *J.Atmos.Sci.*, Vol.51, pp.2238-2245.
- 28- Gardiner,B.,1989, The Antarctic ozone hole, *Weather*,Vol.44,No.7, pp.291-298.
- 29- Garfield,E.1988,Ozone Depletion:Its consequences,the causal debate,and international cooperation, *Current Comments*, Vol.11,No.6, pp.39-49.
- 30- Gettelman,A.,and Forster,P.M.,2002, A Climatology of the Tropical Tropopause Layer, *J.Met.Soc. Japan*,Vol.80,No.4B, pp.911-924.
- 31- Gillett,N.P.,and Thompson,D.W.J.,2003, Simulation of recent southern hemisphere climate change, *Science*,Vol.302, pp.273-275.
- 32- gmao.gsfc.nasa.gov/.../ geos5/e0012/zonal/djf.php [Figures 6d and 6e].
- 33- Hafmann et al.,1989, Ozone profile measurements at MacMurdo station,Antarctic, during the spring of 1987, *J.Geophys.Res.*,Vol.94(D14), pp.16527-16536.
- 34- Hall,T.,1996, Ozone and Ozone Hole; IN;*Encyclopedia of climate and weather*,Vol.2, Edited by S.H., Schneider, Oxford University Press, pp.568-573.
- 35- Hamilton,K.,1998, Dynamics of the Tropical Middle Atmosphere: A Tutorial Review, *Atmosphere-Ocean*,Vol.36, pp.319-354.
- 36- Harman,J.,1987, Rossby Wave,In:*Encyclopedia of Climatology*,Edited by,J.Oliver, and R.W. Fairbridge, Van Nostrand Reinhold, pp.724-727.
- 37- Hartmann,D.,et al.,2000,Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change, *Proceeding of National Academic Science(PNAS)*,Vol.97, No.4, pp.1412-1417.
- 38- Harvey,V.L.,et al.,2002, A Climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones, *J.Geophys.Res.*, Vol.107 (D20), 4442,doi: 10.1029/2001JD001471.
- 39- Haynes,P.H.,2003, Critical layers, In:*Encyclopedia of Atmospheric Sciences*,Vol.2, Edited by James R.Holton, J.A.Pyle, and J.A.Curry,Academic Press, pp.582-589.
- 40- Haynes,P.H.,2005a, Stratospheric Dynamics, *Annual Reviews of Fluid Mechanics*, Vol.37, pp.263-293.
- 41- Haynes,P.H.,2005b,Transport and mixing in the atmosphere,To appear in: Proceedings of 21st ICTAM Congress,August 15-21 2004,Warsaw, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- 42- Haynes,P.H.,Marks,C.J.,McIntyre,M.E.,Shepherd,T.G.,Shine,K.P.,1991, On the "Downward Control"of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces, *J.Atmos.Sci.*,Vol.48, pp.651-678.
- 43- Held,I.M.,1993,Large-Scale Dynamics and Global Warming, *Bull.Amr.Met.Soc.*,Vol. 74,No.2, pp.228-241.
- 44- Highwood,E.J., and Hoskins,B.J., 1998,The Tropical Tropopause, *Q.J.Roy.Met.Soc.*,Vol. 124, pp.1579-1604.
- 45- Hoinka,K.P.,1997, The Tropopause:Discovery,Definition and Demarcation, *Meteo.Z. (Meteorologische Zeitschrift)*,Vol.6, pp.281-303.
- 46- Holton,J.R.,1983, The Stratosphere and its links to the troposphere, In:*Large-Scale Dynamics Processes in Atmosphere*,Edited by,B.Hoskins and R.Pearce, Academic Press, pp.277-303.
- 47- Holton,J.R.,1990,On the global exchange of mass between the stratosphere and troposphere, *J.Atmos.Sci.*, Vol.47, pp.392-395.
- 48- Holton,J.R.,and Lindzen,R.S.,1972,An updated theory of the QBO of the tropical stratosphere, *J.Atmos.Sci.*,Vol.29, pp.1076-1080.
- 49- Holton,J.R.,and Tan,H.C.,1980, The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global circulation at 50 mb, *J.Atmos.Sci.*,Vol.37, pp.2200-2208.
- 50- Holton,J.R.,et al.,1995,Stratosphere-Troposphere Exchange, *Reviews of Geophysics*, Vol.33,No.4, pp. 403-439.
- 51- Holton,J.R.,and Lelieveld,J.,1996,Stratosphere-Troposphere exchange and its role in the budget of tropospheric ozone, *NATO,ASI series*,Vol.1 35,Speringer Verlag, pp.173-190.
- 52- Holton,J.R.,and Gettelman,A.,2001, Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys.Res.Lett.*,Vol.28, pp.2799-2802.
- 53- Hoskins,B.J.,2003,Climate change at cruising altitude? *Science*,Vol.301, pp.469-470.

- 54- Hurrell, J.W., and Van Loon, H., 1994, A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere, *Tellus*, Vol. 46A, pp. 325–338.
- 55- IPCC, 2005, Ozone and Climate: A review of interconnections, In: *IPCC/TEAP Special Report on Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons*, Special report on ozone and climate, Cambridge university Press, pp. 83-132.
- 56- Jukes, M.N., and McIntyre, M.E., 1987, A high resolution, one-layer model of breaking planetary waves in the winter stratosphere, *Nature*, Vol. 328, pp. 590–596.
- 57- Labitzke, K. and VanLoon, H. 1999, *The Stratosphere: Phenomena, History, Relevance*, Springer verlag, 180p.
- 58- Lindzen, R.S. and Holton, J.R., 1968, A theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 25, pp. 1095-1107.
- 59- Mahlman, J.D., 1997, Dynamic of transport processes in the upper troposphere, *Science*, Vol. 276, pp. 1079-1083.
- 60- Matsuno, T., 1970, Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter northern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 27, pp. 871-883.
- 61- Matsuno, T., 1971, A dynamical model of the Stratospheric Sudden Warming, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, pp. 1479–1494.
- 62- McIntyre, M.E., and Palmer, T.N., 1983, Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, Vol. 305, pp. 593–600.
- 63- McIntyre, M.E., and Palmer, T.N., 1984, The “surf zone” in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, Vol. 46, pp. 825-849.
- 64- McIntyre, M.E., and Palmer, T.N., 1985, A note on the general concept of Wave Breaking for Rossby and Gravity Waves, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 123, pp. 964-975.
- 65- Molina, M., and Rowland, F.S., 1974, Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalysed destruction of ozone, *Nature*, Vol. 249, pp. 810-812.
- 66- Murgatroyd, R.J. and Singleton, F., 1961, Possible meridional circulations in the stratosphere and mesosphere, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 87, pp. 125-135.
- 67- Nash, E.R., et al., 1996, An objective determination of the polar vortex using Ertel’s Potential Vorticity, *J. Geoph. Res.*, Vol. 101(D5), pp. 9471-9478.
- 68- Naujokat, B., 1986, An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the Tropics, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, pp. 873–1877.
- 69- Newell, R.E., and Gould-Stewart, S., 1981, A Stratospheric Fountain? *J. Atmos. Sci.*, Vol. 38, pp. 2789-2796.
- 70- Norton, W.A., and Carver, G.D., 1994, Visualizing the evolution of the stratospheric polar vortex in January 1992, *Geophys. res. Lett.*, Vol. 21, No. 13, pp. 1455-1458.
- 71- Ohring, G., 1964, A Most Surprising Discovery, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. 45(1), pp. 12-14.
- 72- Plumb, A., 1982, The Circulation of the Middle Atmosphere, *Australian Meteorological Magazine*, Vol. 30, pp. 107-121.
- 73- Plumb, A., 1990, Ozone Depletion in the Arctic, *Nature*, Vol. 346, pp. 20-21.
- 74- Plumb, R.A., 1996, A tropical pipe model of stratospheric transport, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, pp. 3957–3972.
- 75- Plumb, R.A., 2002, Stratospheric Transport, *J. Met. Soc. Japan*, Vol. 80, pp. 793-809.
- 76- Plumb, R.A., and Eluszkiewicz, 1999, The Brewer-Dobson circulation: Dynamics of the tropical upwelling, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 56, pp. 868-890.
- 77- Polvani, L.M., and Saravanan, R., 2000, The three-dimensional structure of breaking Rossby waves in the polar wintertime stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 57, pp. 3663–3685.
- 78- Proffitt et al., 1990, Ozone loss in the Arctic polar vortex inferred from high-altitude aircraft measurements, *Nature*, Vol. 347, pp. 31-36.
- 79- Randall, D.A., 2006, *An introduction to the general circulation of the atmosphere*, Academic Press, pp. 241-306. [<http://kiwi.atmos.colostate.edu/group/dave/at605pdf/AT605book.pdf>].
- 80- Randel, B., 1999, Decadal Variability in the Stratosphere, *SPARC Newsletter*, [<http://www.aero.jussieu.fr/~sparc/Newsletters.html>].
- 81- Randel, W.J., and Wu, F., 1999, Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to

- ozone depletion, *J. Climate.*, Vol.12, pp.1467-1479.
- 82- Randel, W.J., et al., 1999, Trends in the Vertical Distribution of Ozone, *Science*, Vol.285, pp.1689-1692.
- 83- Randel, W.J., et al., 2002, Changes in Column Ozone Correlated With the Stratospheric EP Flux, *J. Met. Soc. Japan*, Vol.80, pp.849-862.
- 84- Robock, A., 2000, Volcanic eruptions and climate, *Reviews of Geophysics*, Vol.38, No.2, pp.191-219.
- 85- Rosenlof, K.H., 1995, Seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere, *J. Geoph. Res.*, Vol.100, No.D3, pp.5173-5191.
- 86- Rosenlof, K.H., 2003, How Water Enters the Stratosphere, *Science*, Vol.302, pp.1691-1692.
- 87- Salby, M.L., and Callaghan, P.F., 2002, Interannual changes of the stratospheric circulation: Relationship to ozone and tropospheric structure, *J. Climate*, Vol.15, No.24, pp.3673-3685.
- 88- Schoeberl, M. and Hartmann, D., 1991, The Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex and It's Relation to Springtime Ozone Depletion, *Science*, Vol.251, pp.46-52.
- 89- Schoeberl, M., and Newman, P.A., 2003, Polar Vortex, In: *Encyclopedia of Atmospheric Science*, Edited by J.R. Holton, J.A. Pyle, and J.A. Curry, Six-Volume Set, Academic Press, Elsevier Science, pp.1321-1328.
- 90- Shanklin, 2001, Back to basics: the Ozone Hole, *Weather*, Vol.56, pp.222-230.
- 91- Shepherd, T.G., 1999, The Stratosphere and Climate, *CMOS Bulletin*, Vol.27, No.6, pp.174-179.
- 92- Shepherd, T., 2000. The Middle Atmosphere, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, Vol.62, pp.1587-1601.
- 93- Shepherd, T.G., 2002, Issues in stratosphere-troposphere coupling, *J. Met. Soc. Japan*, Vol.80, No.4B, pp.769-792.
- 94- Sherwood, S.C., and Dessler, A.E., 2000, On the control of stratosphere humidity, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.27, No.16, pp.2513-2516.
- 95- Shindell, D., et al., 1998, Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery wing to increasing greenhouse-gas concentrations, *Nature*, Vol.392, pp.589-592.
- 96- Shindell, D., et al., 1999, Solar cycle variability, Ozone, and Climate, *Science*, Vol.284, pp.305-308.
- 97- Silvestre, J.M., 2003, *The Stratosphere circulation and its impact on the troposphere: Tools and Current knowledge*, M.S. Thesis, Max-Planck Institute for Meteorology, pp.103-119. [<http://correo. cc.fc.ul.pt/~jsilv/Thesis.v9-f.pdf>].
- 98- Solomon, S., 1999, Stratospheric Ozone Depletion: A Review of Concepts and History, *Reviews of Geophysics*, Vol.37, No.3, pp.275-316.
- 99- Steinbrecht, w., et al., 2003, Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations, *Atmos. Chem. Phys.*, Vol.3, pp.1421-1438.
- 100- Stohl, A., and 28 Co-authors, 2003, Stratospheric-Troposphere Exchange: A Review, and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res.*, Vol.108(D12), pp.8516, doi:10.1029/2002/ Jd002490.
- 101- Tabazadeh, A., et al., 2002, Arctic "ozone hole" in a cold Volcanic stratosphere, *Proceeding of National Academic Science (PNAS)*, Vol.99, No.5, pp.2609-2612.
- 102- Thompson, D.W.J., and Wallace, J.M., 1998, The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.25, pp. 1297-1300.
- 103- Thompson, D.W.J., et al., 2002: Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for predictions, *J. Climate*, Vol.15, pp.1421-1428.
- 104- Thompson, D., and Solomon, S., 2002, Interpretation of recent southern hemisphere climate change, *Science*, Vol.296, pp.895-899.
- 105- Thompson, D.W.J., Lee, S., and Baldwin, M.P., 2003, Atmospheric Processes Governing the northern hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation, In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, *Geophysical Monograph*, Vol.134, pp.81-112.
- 106- Thompson, D.W.J., Baldwin, M.P., and Solomon, S., 2005, Stratosphere-Troposphere

- Coupling in the Southern Hemisphere, *J.Atmos.Sci.*, Vol.62, pp.708-715.
- 107- Tung, K., et al., 1986, Are Antarctic ozone variations a manifestation of dynamics or chemistry? *Nature*, Vol.322, pp.811-814.
- 108- Turco, R., P., 1997, *Earth under Siege*, Oxford University Press, pp.407-450.
- 109- Waugh, D. W., 1997, Elliptical diagnostics of stratospheric polar vortices, *Q.J.Roy.Met.Soc.*, Vol.123, pp.1725-1748.
- 110- Waugh, D., et al., 1999, Persistence of the lower stratospheric polar vortices, *J.Geophys.Res.*, Vol.104 (D22), pp.27191-27201.
- 111- Waugh, D. W., and Dritschel, D. G., 1999, The Dependence of Rossby Wave Breaking on the Vertical Structure of the Polar Vortex, *J.Atmos.Sci.*, Vol.56, pp.2359- 2375.
- 112- Waugh, D., and Randel, W., 1999, Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics, *J.Atmos.Sci.*, Vol.56, No.11, pp.1594-1613.
- 113- Waugh, D., and Hall, T. M., 2002, Age of Stratospheric air: Theory, Observations, Models, *Reviews of Geophysics*, Vol.40, No.4, pp.1-26.
- 114- Waugh, D., and Rong, P. P., 2002, Interannual Variability in the Decay of Lower Stratospheric Arctic Vortices, *J.Met.Soc.Japan*, Vol.80, pp.997-1012.
- 115- WMO, 2003, *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*, WMO Report, No. 47, Geneva, 498p.
- 116- www.ncar.ucar.edu/ASR03/highlights.htm [figure 7b].
- 117- www.mete.kugi.kyoto-u.ac.jp/mete/J/benkyo/QBO [Figure 4].
- 118- Yulaeva, E., Holton, J. R., Wallace, J. M., 1994, On the cause of the annual cycle in tropical lower stratospheric temperatures, *J.Atmos.Sci.*, Vol.51, No.2, pp.169-174.

