

## شناسایی حالت‌های بازتاب، جذب و انتشار امواج راسبی انتشار یابنده بالاسو

خلیل کرمی<sup>۱\*</sup>، سرمد قادر<sup>۲</sup>، و سید وحید موسوی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> پژوهشگر پسادکتری، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> پژوهشگر، پژوهشکده تغییر اقلیم و گرمایش زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۱۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۱۷)

### چکیده

در این مطالعه، بازتاب مستقیم فعالیت‌های موجی از پوشش سپهر به وردسپهر یا جذب و انتشار این امواج در پوشش سپهر شناسایی می‌شود. به این منظور، کمیت‌های ضریب بازتاب پرلوتیز- هارنیک، شار گرمایی، گرمایش ناگهانی پوشش سپهری، ضریب شکست امواج راسبی و احتمال انتشار بهینه امواج راسبی محاسبه، تحلیل و بررسی شده‌اند. برای اجرای تحقیق، از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim (۲۰۱۴-۱۹۷۹) و در فصل زمستان (نوامبر-مارس) در نیمکره شمالی استفاده شده است. بررسی شاخص ضریب بازتاب پرلوتیز- هارنیک نشان می‌دهد که در بازه زمانی ۳۴ ساله بررسی شده در ۱۰ زمستان، پوشش سپهر حالت بازتابی و در ۲۴ زمستان، حالت غیربازتابی (جذب یا انتشار امواج راسبی) داشته است. بررسی این شاخص نشان می‌دهد احتمال بازتاب مستقیم امواج راسبی از پوشش سپهر به وردسپهر در پاییز و اوایل زمستان (نوامبر-دسامبر) کمینه است. در بازه زمانی ژانویه-مارس، پوشش سپهر حالت بازتابی داشته و بیشترین احتمال جفت‌شدگی بین پوشش سپهر و وردسپهر از طریق بازتاب امواج راسبی در اواسط زمستان و اوایل بهار است. بررسی شاخص شار گرمایی نشان می‌دهد استفاده از تعریف موج به‌عنوان پریشیدگی از حالت میانگین مداری نسبت به تعریف موج به‌عنوان پریشیدگی از میانگین زمانی، مزیت دارد. در سال‌هایی که پوشش سپهر حالت بازتابی دارد، تنها در ۳۳ درصد از زمستان‌ها احتمال رخداد پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهری وجود دارد. این در حالی است که در زمستان‌هایی که پوشش سپهر حالت غیربازتابی (جذب یا انتشار امواج راسبی) دارد، در حدود ۶۲ درصد از زمستان‌ها احتمال رخداد این پدیده وجود دارد. نتایج بررسی دو شاخص ضریب شکست امواج راسبی و احتمال انتشار بهینه امواج راسبی نشان می‌دهند که در حالت پوشش سپهر غیربازتابی نسبت به پوشش سپهر بازتابی، احتمال انتشار و نفوذ امواج راسبی از وردسپهر به پوشش سپهر زیرین (۱۰۰-۵۰ هکتوپاسکال) در فاصله عرض جغرافیایی ۹۰-۷۰ درجه شمالی بیشتر است.

**واژه‌های کلیدی:** انتشار قائم امواج راسبی، شار فعالیت موجی، ضریب شکست امواج راسبی، گرمایش ناگهانی پوشش سپهر

## ۱ مقدمه

## ۱-۱ جفت‌شدگی دینامیکی پوشش‌سپهر-

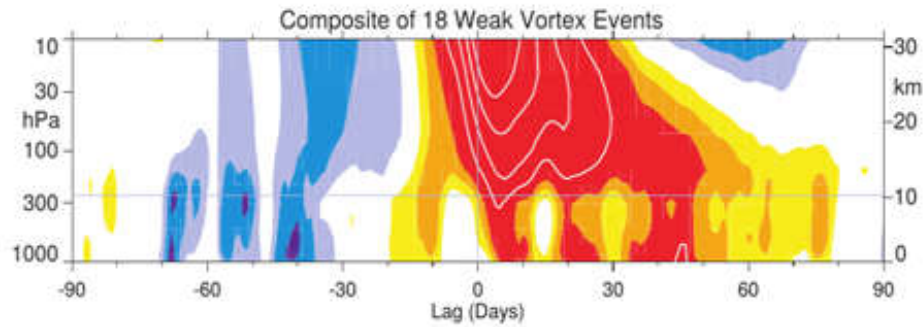
## وردسپهر

دینامیک حاکم بر پوشش‌سپهر، تفاوت‌های اساسی با دینامیک تعیین‌کننده رفتار جو در وردسپهر دارد. پوشش‌سپهر در حدود ۱۵ درصد از جرم کل جو را به خود اختصاص داده است و این لایه از جو زمین، چینه‌بندی شدید دارد. علاوه‌براین، پوشش‌سپهر به لحاظ دینامیکی، پایدار و خشک است و در مقایسه با وردسپهر، بخار آب ناچیزی دارد. همچنین بادهای بسیار قوی در مناطق قطبی پوشش‌سپهر در فصل زمستان گزارش شده است که مقادیر سرعت باد مداری در حدود ۹۰ متر بر ثانیه در نیمکره جنوبی و ۵۰ متر بر ثانیه در نیمکره شمالی، امری متداول محسوب می‌شود. چنین تفاوت‌هایی سبب می‌شود که فرضیه تأثیرپذیرفتن مستقیم سامانه‌های جوی وردسپهری به دلیل تغییرات حاکم بر لایه فوقانی (پوشش‌سپهر) مطرح شود (کیدستون و همکاران، ۲۰۱۵).

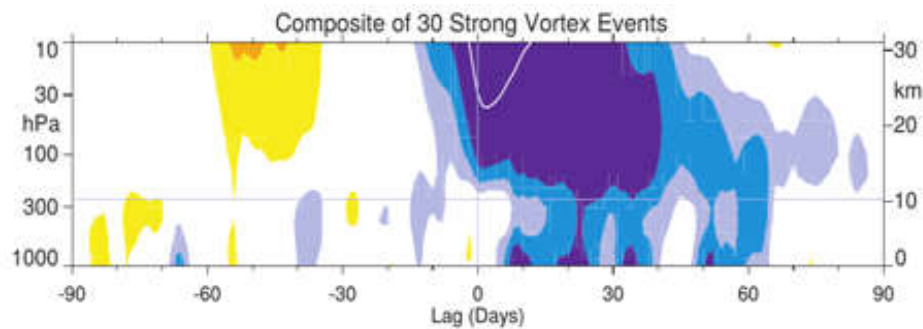
در مطالعات اولیه جفت‌شدگی دینامیکی پوشش‌سپهر-وردسپهر، لایه پوشش‌سپهر تنها یک لایه صرفاً دریافت‌کننده امواج سیاره‌ای بالاسوی منتشر شده از وردسپهر در نظر گرفته شد (چارلتون و همکاران، ۲۰۰۵). فرض اساسی حاکم بر این مطالعات، این بود که تغییرات حاکم بر لایه پوشش‌سپهر هیچ تأثیری بر نحوه انتشار امواج سیاره‌ای بالاسوی وردسپهری ندارد. بهترین مثال برای توصیف چنین جفت‌شدگی بین پوشش‌سپهر و وردسپهر را می‌توان در مقاله ماتسونو (۱۹۷۰) یافت. در این مقاله، وی موفق شد نشان دهد که گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهری می‌تواند در اثر «انتشار میزان ثابتی از امواج سیاره‌ای» در لایه زیرین (در نزدیکی وردایست) رخ دهد. در این مطالعه، فرض بر این بوده است که رخداد گرمایش ناگهانی پوشش‌سپهری تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر نحوه انتشار امواج سیاره‌ای بالاسوی وردسپهری ندارد.

تحقیق بالدوین و دانکرتون (۲۰۰۱)، برای نخستین بار، انتشار پایین‌سوی سیگنال‌های جوی از پوشش‌سپهر به وردسپهر و در نهایت به سطح زمین را در زمستان نیمکره شمالی نشان داد (شکل ۱). آنها نشان دادند که الگوی فضایی شکل‌گرفته ناشی از پرنشیدگی فشار سطح زمین که با تغییرات باد در لبه تاوه قطبی پوشش‌سپهری ارتباط دارد، مشابه مد حلقوی (annular mode) است. مد حلقوی، الگوهای بزرگ‌مقیاس در تغییرپذیری اقلیم هستند که وجودشان به دلیل تغییرپذیری دینامیک درونی سامانه اقلیم است. بازه زمانی نسبتاً طولانی (۶۰-۱۰ روز) در انتشار سیگنال‌های پوشش‌سپهری به وردسپهر (شکل ۱، الف و ب)، توجه بسیاری از پژوهشگران هواشناسی را به سمت خود جلب کرده است. دلیل این امر آنست که چنانچه بتوان تغییرات پوشش‌سپهر را به درستی درک کرد، می‌توان از این اطلاعات در بهبود پیش‌بینی‌های فصلی (seasonal weather forecasting) در وردسپهر سود برد. برای مثال اینسون و اسکافی (۲۰۰۹) نشان دادند که در نظر گرفتن پوشش‌سپهر برای نشان دادن الگوی دورپیوندی (ENSO) El Nino-Southern Oscillation و North Atlantic Oscillation (NAO) ضروری است. همچنین در نظر گرفتن تغییرات پوشش‌سپهری برای درک صحیح نحوه تأثیرگذاری تغییرات خورشیدی (اینسون و همکاران، ۲۰۱۱) و ژئومغناطیسی (کرمی و همکاران، ۲۰۱۵) بر سامانه اقلیم ضروری است. همین یافته‌های علمی سبب شده است که بسیاری از مراکز پیش‌بینی وضع آب و هوا از جمله European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)، مرز فوقانی مدل‌های خود را از وردایست به پوشش‌ایست تغییر دهند و به این ترتیب تغییرات پوشش‌سپهری در مدل‌ها گنجانده شوند. امروزه تغییرات لایه پوشش‌سپهر در برخی از مدل‌های پیش‌بینی وضع آب و هوا و مدل‌های اقلیمی گنجانده شده است (اسکافی و همکاران، ۲۰۰۵)، اما

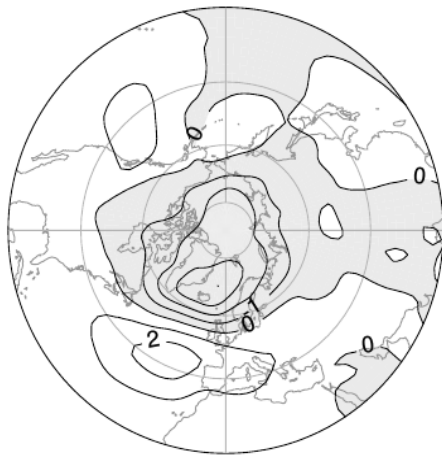
میزان بهبود پیش‌بینی‌های هواشناسی و همچنین شبیه‌سازی‌های اقلیمی به‌خاطر در نظر گرفتن تغییرات پوشش سپهر در این مدل‌ها، تقریباً ناشناخته مانده است (تریپاتی و همکاران، ۲۰۱۴ و اسمیت و همکاران، ۲۰۱۴).



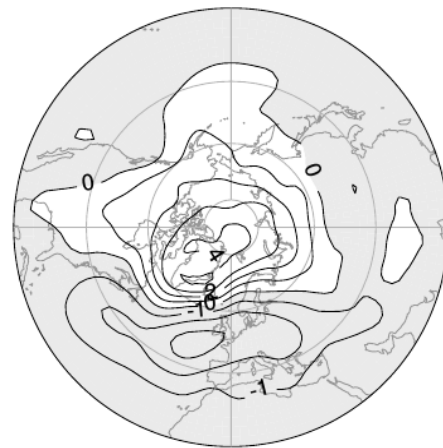
(الف)



(ب)



(ج)



(د)

شکل ۱. (الف) سطح مقطع ارتفاع- زمان مقادیر حالت حلقوی شکل شمالی (Northern annual mode) در رخداد تاوه قطبی ضعیف. طبق تعریف، تاوه قطبی ضعیف به تاریخ‌هایی اشاره دارد که مقادیر حالت حلقوی شکل شمالی در ارتفاع ۱۰ هکتوپاسکال، کمتر از ۳- باشد. (ب) همانند شکل ۱- الف و برای رخداد تاوه قطبی قوی. طبق تعریف تاوه قطبی قوی به تاریخ‌هایی اشاره دارد که مقادیر حالت حلقوی شکل شمالی در ارتفاع ۱۰ هکتوپاسکال، بالاتر از ۱ باشد. (ج) متوسط پیش‌بینی‌گری (اختلاف از میانگین بلندمدت) فشار سطح زمین در رژیم تاوه قطبی ضعیف. (د) همانند شکل ۱- ج و برای رخداد تاوه قطبی قوی. شکل‌ها برگرفته از مقاله بالدوین و دانکرتون (۲۰۰۱) هستند.

جدول ۱. سازوکارهای حاکم بر جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر-وردسپهر که سیمپسون (۲۰۰۹) ارائه کرد.

سازوکارهای غیر مستقیم	سازوکارهای مستقیم
۱- تغییرات شارش پایه و تأثیر آن بر انتشار قائم امواج راسبی (سیاره‌ای) از وردسپهر به پوشش سپهر	۱- بازتوزیع جرم پوشش سپهری در نواحی قطبی
۲- برهم‌کنش موج-شارش پایه	۲- تغییرات گردش نصف‌النهاری توسط اصل کنترل پایین‌سو (downward control principle)
۳- تغییرات در پیچک‌های کزفشار وردسپهری ناشی از تغییرات پوشش سپهری	۳- تغییرات ارتفاع وردایست ناشی از تغییرات تاوایی پتانسیلی پوشش سپهری
	۴- تأثیر تابش مستقیم بر دما و گردش‌های پوشش سپهری

حساس است و هرگونه تغییر در یکی از کمیت‌ها، سبب تغییر در کمیت دیگر می‌شود. علاوه‌براین، گرادیان فشار سطحی که بازتوزیع جرم در پوشش سپهر اعمال می‌کند، سبب ایجاد پریشیدگی در باد مداری نزدیک سطح می‌شود (زیگموند و همکاران، ۲۰۰۳).

اصل کنترل پایین‌سو که هینز و همکاران (۱۹۹۱) ارائه کردند، تغییرات گردش جوی در ارتفاع پایین‌تر از هر تراز جوی دلخواه را به نیروی مداری در جرم واحد (مانند شکست امواج و فرایند میرایی امواج) در ارتفاع بالاتر از آن تراز دلخواه، نسبت می‌دهد. این اصل، تنها در حالتی برقرار است که هیچ‌گونه شتابی در شارش پایه وجود نداشته باشد. سازوکار کنترل پایین‌سو اغلب در جو میانه برقرار است (در مقایسه با وردسپهر)؛ زیرا بیشتر جرم جوی در لایه وردسپهر انباشته شده است.

سومین سازوکار مستقیم حاکم بر جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر-وردسپهر توضیح‌دهنده نحوه تأثیر تغییرات محلی در پوشش سپهر بر نواحی دورتر جو با استفاده از مفهوم تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد (رابطه (۱)) است (هولتون، ۲۰۰۴):

$$q = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f + \frac{\partial}{\partial p} \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial p}, \quad (1)$$

که  $q$  تاوایی پتانسیلی،  $\Phi$  ارتفاع ژئوپتانسیلی،  $f$  پارامتر کوریولیس،  $p$  فشار،  $t$  زمان و  $\sigma \equiv -RT_0 p^{-1} d \ln \theta_0 / dp$  است.  $\theta_0$  بیانگر دمای پتانسیلی دمای حالت پایه  $T_0$  است. در

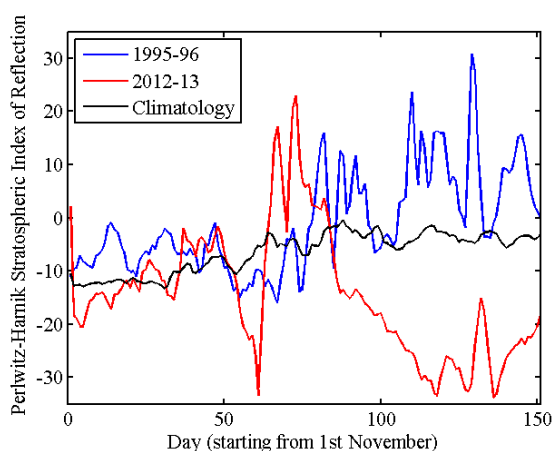
## ۲-۱ سازوکارهای حاکم بر جفت‌شدگی پوشش-سپهر-وردسپهر

سیمپسون (۲۰۰۹)، دو سازوکار تأثیر مستقیم و غیرمستقیم را بر جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر و وردسپهر پیشنهاد کرد. سازوکارهای مستقیم به آن دسته از سازوکارها گفته می‌شود که در ارتفاع‌های پایین لایه پوشش سپهر (نزدیک به لایه وردسپهر) رخ می‌دهند. سازوکارهای غیرمستقیم به تغییراتی در جو میانه گفته می‌شود که در نواحی میانه و فوقانی پوشش سپهر روی می‌دهند. و بیشتر بر نحوه انتشار امواج سیاره‌ای بالاسو (که از وردسپهر به پوشش سپهر منتشر می‌شوند) تأثیر می‌گذارند. جدول ۱ نشان‌دهنده سازوکارهای متفاوت جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر و وردسپهر است.

## ۱-۲-۱ سازوکارهای مستقیم حاکم بر جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر-وردسپهر

نظریه بازتوزیع جرم در پوشش سپهر (بالدوین و دانکرتون، ۱۹۹۹)، نحوه تأثیر یک پریشیدگی در نیروی مداری در پوشش سپهر را بر ایجاد یک پریشیدگی گردش نصف‌النهاری (گردش بروور-دابسون (Brewer-Dobson circulation)) در پوشش سپهر توضیح می‌دهد. در این نظریه، فرض بر این است که شاخه وردسپهری گردش یاد شده به دلیل اصطکاک سطحی، هم‌اندازه شاخه پوشش سپهری نیست. در نتیجه جرم - و به بیان دیگر، فشار سطحی - در مناطق قطبی به تغییرات گردش نصف‌النهاری

که  $u_0$  شارش پایه پوشن سپهری،  $u_c$  سرعت بحرانی امواج سیاره‌ای و  $\beta$  تغییرات پارامتر کوریولیس ( $f$ ) در راستای عرض جغرافیایی ( $y$ ) است:  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$  و  $l$  و  $k$  اعداد موج در راستای نصف‌النهاری و مداری،  $c$  سرعت فاز امواج سیاره‌ای و  $N$  و  $H$ ، فرکانس شناوری و ارتفاع مقیاس هستند. ضابطه چارنی-دریزین به اختصار بیان می‌کند که برای اینکه انتشار قائم امواج سیاره‌ای امکان‌پذیر باشد، رابطه (۲) باید همواره برقرار باشد. برای مثال در فصل تابستان، شارش پایه پوشن سپهری از شرق به غرب است و بنابراین  $u_0 < 0$  است. پس در طول فصل تابستان، امکان انتشار قائم امواج سیاره‌ای از وردسپهر به پوشن سپهر میسر نیست. به این ترتیب، هرگونه تغییری در مقدار شارش پایه پوشن سپهری بر نحوه انتشار امواج سیاره‌ای از وردسپهر به پوشن سپهر اثرگذار است.



شکل ۲. ضریب بازتاب پرلوتیز-هارنیک از ابتدای نوامبر (عدد ۱ در محور افقی) تا انتهای ماه مارس (عدد ۱۵۱ در محور افقی) برای یک زمستان پوشن سپهر بازتابی (۱۹۹۶-۱۹۹۵، رنگ آبی)، غیربازتابی (۲۰۱۳-۲۰۱۲، رنگ قرمز) و میانگین بلندمدت (۲۰۱۴-۱۹۷۹، رنگ مشکی). در مقاله حاضر، ضریب بازتاب پرلوتیز-هارنیک در بازه  $75^{\circ}N - 60^{\circ}$  میانگین‌گیری شده است.

دومین سازوکار غیرمستقیم حاکم بر جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشن سپهر-وردسپهر شامل برهم‌کنش شارش پایه و امواج راسبی (سیاره‌ای) است. همان‌طور که رابطه

حرکت‌های زمینگرد، تغییرات زمانی تاوایی پتانسیلی صفر است ( $\frac{D_g q}{Dt} = 0$ ) و در حرکت‌های شبه‌زمینگرد، تاوایی پتانسیلی تنها به‌خاطر اصطکاک و فرآیندهای دررو می‌تواند تغییر کند. بنابراین تغییرات تاوایی پتانسیلی می‌تواند سبب تغییرات در ارتفاع ژئوپتانسیلی شود (هولتون، ۲۰۰۴). همچنین رابطه (۱) نشان می‌دهد که تاوایی پتانسیلی با یک عملگر دیفرانسیلی مرتبه دوم با ارتفاع ژئوپتانسیلی در ارتباط است. بنابراین تغییرات تاوایی پتانسیلی می‌تواند سبب تغییرات قائم و افقی در ارتفاع ژئوپتانسیلی در نواحی دورتر شود.

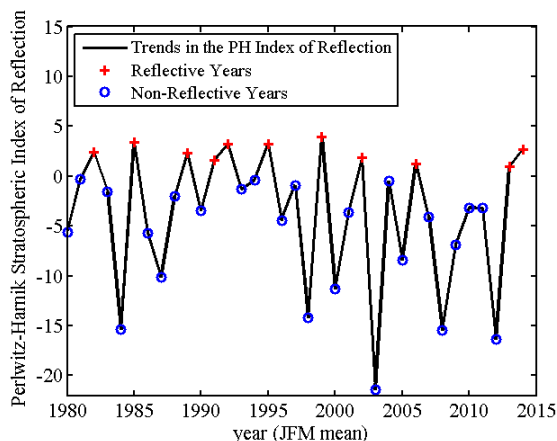
سازوکار نهایی توضیح‌دهنده جفت‌شدگی مستقیم پایین-سوی پوشن سپهر و وردسپهر مربوط به واداشت تابشی مستقیم در پوشن سپهر است. هر سه سازوکاری که پیش‌تر توضیح داده شدند، سازوکارهای دینامیکی هستند اما مقاله گرایس و همکاران (۲۰۰۹) نشان می‌دهد که تغییرات مستقیم تابشی در پوشن سپهر (که برای مثال، به دلیل تغییرپذیری تابش خورشیدی و یا تغییرات ازن پوشن سپهری ایجاد شده‌اند)، می‌تواند اهمیت قابل ملاحظه‌ای داشته باشد؛ زیرا واداشت مستقیم تابشی در پوشن سپهر، سبب تغییرات دما و در نتیجه تغییرات گردشی در جو میانه می‌شود و این به نوبه خود می‌تواند سبب تغییرات در لایه وردسپهر شود.

### ۱-۲-۲ سازوکارهای غیرمستقیم حاکم بر

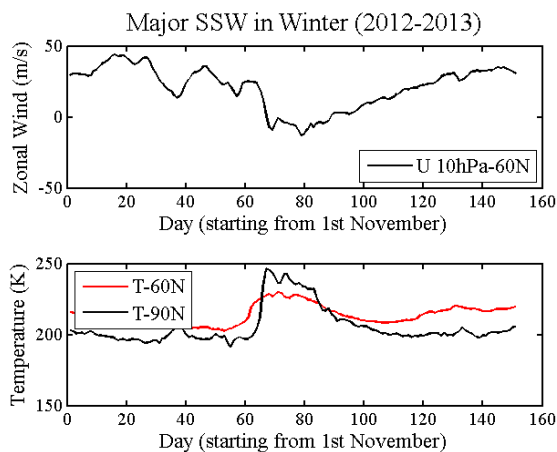
#### جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشن سپهر-وردسپهر

نخستین سازوکار غیرمستقیم که می‌تواند سبب جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشن سپهر و وردسپهر شود، تغییر در شرایط انتشار امواج سیاره‌ای بالاسو است. شرایط انتشار امواج بالاسوی سیاره‌ای از وردسپهر به پوشن سپهر به چندین عامل بستگی دارد که ضابطه چارنی-دریزین (چارنی و دریزین، ۱۹۶۱) بیان‌کننده آن بوده و به شکل زیر است:

$$0 < u_0 - c < u_c = \frac{\beta}{(k^2 + l^2) + \frac{f_0}{4H^2N^2}}, \quad (2)$$



شکل ۳. روند تغییرات ضریب بازتاب پرلویتز- هارنیک در بازه زمانی ۱۹۷۹-۲۰۱۴.



شکل ۴. مثالی از یک گرمایش ناگهانی پوشش سپهری قوی در ابتدای ژانویه ۲۰۱۳. طبق تعریف، در پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهری، جهت باد مداری از غربی (مثبت) به شرقی (منفی) تغییر می‌کند و در بازه زمانی نسبتاً کوتاه، دمای داخل تاوه قطبی ۳۰ تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد در بازه زمانی کمتر از یک هفته بالاتر می‌رود.

به ارتفاعات پایین‌تر منتقل می‌شود و در نهایت، باعث ایجاد پریشیدگی‌های آب و هوایی در وردسپهر می‌شود که کاملاً مشابه الگوی نوسان اطلس شمالی است. پلامب و سیمینوک (۲۰۰۳) نشان دادند که انتقال پایین‌سوی پریشیدگی‌های میانگین مداری در پارامترهای هواشناسی از پوشش سپهر به وردسپهر به دینامیک برهم‌کنش موج-شارش پایه مربوط است.

(۲) نشان می‌دهد، در طول فصل زمستان، تنها امواج راسبی بزرگ مقیاس (اعداد موج ۱، ۲ و ۳) می‌توانند از وردسپهر به پوشش سپهر نفوذ کنند. این امواج که تکانه شرقی دارند، با شکست خود در ارتفاعات فوقانی پوشش سپهر، سبب تضعیف شارش پایه غربی می‌شوند (در حالت حدی، شکست امواج راسبی سبب وارونگی جهت شارش پایه نیز می‌شود که همراه با افزایش دمای ناگهانی در داخل تاوه قطبی است. به این رخداد، گرمایش ناگهانی پوشش سپهری گفته می‌شود). این سازوکار سبب تغییر در شارش پایه پوشش سپهری می‌شود که به نوبه خود تأثیر مستقیمی بر نحوه انتشار امواج سیاره‌ای خواهد داشت.

برای توضیح جفت‌شدگی بین پوشش سپهر و وردسپهر در سایر فصول (به غیر از فصل زمستان) در نیمکره شمالی، سازوکار دیگری وجود دارد. این سازوکار توضیح‌دهنده نحوه تأثیر شارش‌های پوشش سپهری بر نحوه رفتار پیچک‌های کزفشار وردسپهری است. تغییر در رفتار پیچک‌های کزفشار وردسپهری به‌علت تغییرات حاکم بر شارش پایه پوشش سپهری است. این تغییرات شامل تغییرات در سرعت فاز امواج کزفشار (چن و هلد، ۱۹۹۲)، تغییرات در مقیاس طولی امواج کزفشار (ریویره، ۲۰۱۱)، جهت انتشار امواج کزفشار (سیمپسون و همکاران، ۲۰۰۹) و نحوه شکست امواج سینوپتیک (کونز و همکاران، ۲۰۰۹) است.

## ۲ هدف از مطالعه حاضر

در میان سازوکارهای ارائه شده در جدول ۱، مطالعات فراوانی در زمینه تأثیر جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر- وردسپهر صورت گرفته‌است که بیشترین تأکید بر دینامیک میانگین مداری (zonal mean dynamics)، از جمله نوسان اطلس شمالی است (بالدوین و دانکرتون، ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ و امبام و هاسکینز، ۲۰۰۲). برای مثال، بالدوین و دانکرتون (۱۹۹۹، ۲۰۰۱) نشان دادند که پریشیدگی‌ها در شدت باد مداری تاوه قطبی پوشش سپهری

به‌روزرسانی مقاله نامبرده هستند. هدف دیگر کار حاضر، بررسی این موضوع است که برای نشان دادن انتشار پایین‌سوی امواج راسبی از پوشش سپهر به وردسپهر، موج را بایستی پریشیدگی از حالت میانگین زمانی تعریف کرد یا میانگین مداری.

### ۳ داده‌ها و پارامترهای محاسبه‌شده

در کار حاضر، داده‌های ERA-Interim در بازه زمانی ۲۰۱۴-۱۹۷۹ استفاده شده است. دقت داده‌ها ۱/۵° و توالی زمانی آنها ۱۲ ساعت است. از آنجا که تمرکز اصلی در این کار، بازتاب فعالیت موجی در فصل زمستان نیمکره شمالی است، داده‌های فصل زمستان (نوامبر-مارس) تحلیل و بررسی شده است. پرلویتز و هارنیک (۲۰۰۳ و ۲۰۰۴)، ضریب بازتاب (Reflective Index) حالت پایه پوشش سپهری برای امواج بالاسوی راسبی را به‌صورت تفاوت باد میانگین مداری (میانگین‌گیری شده در بازه زمانی ژانویه تا مارس) در ارتفاع ۲ و ۱۰ هکتوپاسکال در محدوده جغرافیایی ۷۴°N-۵۸°N تعریف کرده‌اند:

$$RI = \bar{U}_{10hPa} - \bar{U}_{2hPa} \quad (3)$$

که مقادیر مثبت  $RI$  نشان‌دهنده حالت بازتابی و مقادیر منفی این شاخص نشان‌دهنده حالت غیربازتابی (جذب یا انتشار) امواج راسبی در پوشش سپهر است. در کار حاضر، مقادیر این شاخص در بازه زمانی ۲۰۱۴-۱۹۷۹ محاسبه شده است. در این رابطه  $U$  باد مداری و علامت بار نشان‌دهنده میانگین مداری است.

سازوکار دیگری که مرتبط با انتشار امواج راسبی است اما توجه کمتری به آن شده، مربوط به بازتاب مستقیم فعالیت‌های موجی از پوشش سپهر به وردسپهر است. مطالعات نظری هاینز (۱۹۷۴) و اشمیتز و گریگر (۱۹۸۰)، نخستین گام‌ها در درک فرایند بازتاب مستقیم فعالیت‌های موجی از پوشش سپهر به وردسپهر هستند. در یک مقاله مهم، پرلویتز و هارنیک (۲۰۰۳) با استفاده از داده‌های مشاهدات، برای نخستین بار نشان دادند که امکان انتشار مستقیم (بازتاب) فعالیت‌های موجی از پوشش سپهر به وردسپهر وجود دارد. همچنین کودرا و همکاران (۲۰۰۸) نشان دادند که در رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر (sudden stratospheric warming (SSW))، چینش باد منفی در جت شبانه قطبی علت بازتاب امواج سیاره‌ای از پوشش سپهر به وردسپهر است.

در اکثر مطالعات صورت‌گرفته، برای تعریف انتشار بالاسوی امواج سیاره‌ای از پوشش سپهر به وردسپهر، موج را پریشیدگی از حالت میانگین زمانی تعریف می‌کنند (پرلویتز و هارنیک ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴). اما توجه به این نکته حائز اهمیت است که پریشیدگی‌های پایین‌سوی شار گرمایی (مقادیر منفی شار گرمایی) لزوماً به معنی انتشار پایین‌سوی امواج راسبی نیست، بلکه تنها نشان‌دهنده مقادیر اندک انتشار بالاسوی شار گرمایی است. (نث و همکاران، ۲۰۱۶). در مطالعه حاضر، دو هدف اصلی مدنظر است. نخست اینکه در حال حاضر، حدود یک دهه داده جدیدتر نسبت به مطالعه پرلویتز و هارنیک (۲۰۰۴) در دسترس است و نگارندگان مقاله حاضر، درصدد

جدول ۲. پوشش سپهر بازتابی و غیربازتابی در زمستان (ژانویه-مارس) سال‌های مختلف. در سال‌هایی که پررنگ نشان داده شده‌اند، پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهر رخ داده است.

Reflective Years	Non-Reflective Years
1983- 1986- 1990-1992- 1993- 1996- 2000- 2003- 2007- 2014	1981- 1982-1984-1985- 1987- 1988- 1989- 1991- 1994- 1995- 1997-1998- 1999- 2001- 2002- 2004- 2005- 2006- 2008- 2009- 2010- 2011-2012-2013

در دینامیک انتشار امواج راسبی است (اندرروز، ۱۹۸۷ و ماتسونو، ۱۹۷۰). در روابط (۵) و (۶)  $N^2$ ،  $f$ ،  $\varphi_0$ ،  $l$ ،  $k$ ،  $H$ ،  $\phi$ ،  $\omega$ ،  $\phi$  به ترتیب، ارتفاع مقیاس، عدد موج مداری، عدد موج نصف‌النهار، چگالی هوا، پارامتر کوریولیس، فرکانس شناوری، شعاع زمین، بسامد چرخش زمین و عرض جغرافیایی است. در این مطالعه، عدد موج دو بعدی محاسبه شده است که جزئیات آن در دو مقاله سان و همکاران (۲۰۱۴) و سان و لی (۲۰۱۲) بحث شده است.

#### ۴ نتایج و بحث

شکل ۲ نشان‌دهنده ضریب بازتاب پرلویتر- هارنیک از ابتدای نوامبر (عدد ۱ در محور افقی) تا انتهای ماه مارس (عدد ۱۵۱ در محور افقی) برای یک زمستان پوشن سپهر بازتابی (۱۹۹۵-۱۹۹۶، رنگ آبی)، غیربازتابی (۲۰۱۳-۲۰۱۲، رنگ قرمز) و میانگین بلندمدت (۱۹۹۷-۲۰۱۴، رنگ مشکی) است. در محاسبه این شاخص، باید توجه کرد که مقادیر ضریب بازتاب به شدت به عرض جغرافیایی منتخب حساس هستند، چون در عرض‌های میانه و همچنین در نواحی نزدیک به قطب، مقادیر منفی (شرقی) باد مداری مشاهده شده است. بنابراین در تحقیق حاضر، ضریب بازتاب پرلویتر- هارنیک در بازه  $75^\circ N$  -  $60^\circ$  میانگین‌گیری شده است.

مقادیر مثبت ضریب بازتاب پرلویتر- هارنیک نشان‌دهنده بازتاب فعالیت موجی از پوشن سپهر به وردسپهر است. مقادیر منفی این شاخص، بیانگر پوشن سپهر غیربازتابی (انتشار یا جذب امواج راسبی) است. در این حالت یا امواج راسبی آزادانه به صورت قائم منتشر می‌شوند و در پوشن سپهر فوقانی (با کاهش چگالی هوا و رشد شدید دامنه موج) می‌شکنند یا در پوشن سپهر میانی می‌شکنند و برهم‌کنش قوی با شارش میانه دارند که در حالت حدی می‌توانند جهت شارش پایه غربی را عوض کرده و حتی آن را شرقی کنند (گرمایش ناگهانی پوشن سپهر). همان‌طور که

در این تحقیق، شار گرمایی به دو روش محاسبه می‌شود. در روش اول، موج به صورت اختلاف از میانگین زمانی و در روش دیگر به صورت اختلاف از حالت میانگین مداری محاسبه می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴؛ اندروز، ۱۹۸۷ و ماتسونو، ۱۹۷۰).

$$\begin{aligned} \bar{V}'\bar{T}' &= \bar{V}' \times \bar{T}' \quad \text{where} \\ \bar{V}' &= V - \bar{V} \quad \text{and} \quad T' = T - \bar{T} \\ \bar{V}^*\bar{T}^* &= \bar{V}^* \times \bar{T}^* \quad \text{where} \\ \bar{V}^* &= V - [V] \quad \text{and} \quad T^* = T - [T], \end{aligned} \quad (4)$$

که  $V$  و  $T$  به ترتیب دما و باد نصف‌النهاری هستند. علامت پریم نشان‌دهنده اختلاف از میانگین مداری و علامت ستاره نشان‌دهنده اختلاف از میانگین زمانی است. علامت براکت نیز نشان‌دهنده میانگین‌گیری زمانی است. پارامتر دیگری که در این مطالعه محاسبه شده است، عدد موج قائم (vertical wave number) امواج راسبی است که به صورت زیر محاسبه می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴؛ اندروز، ۱۹۸۷ و ماتسونو، ۱۹۷۰):

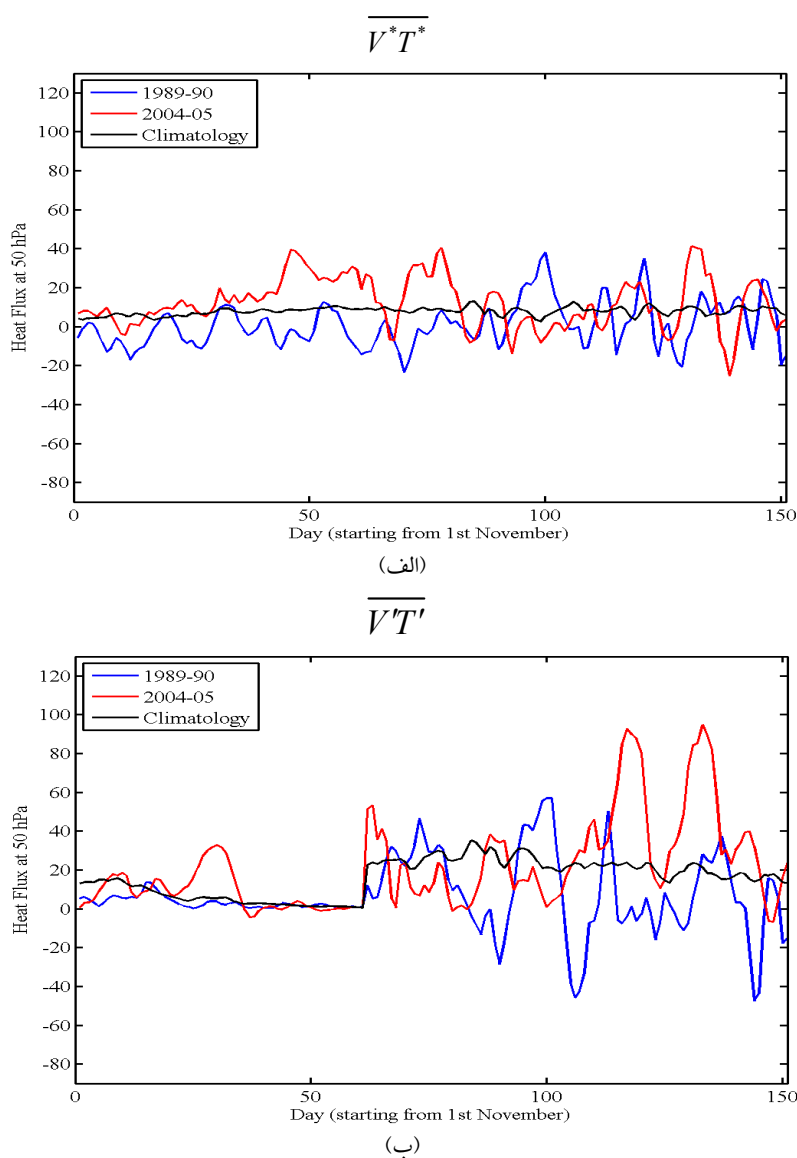
$$m_{k,l}^2(y,z) = \left( \frac{N^2}{f^2 \cos^2(\varphi)} \left[ \frac{\bar{q}_\varphi}{u} - \left(\frac{k}{a}\right)^2 - \left(\frac{\pi l}{2a}\right)^2 \right] - \left(\frac{f \cos(\varphi)}{2NH}\right)^2 \right), \quad (5)$$

که

$$\bar{q}_\varphi = \cos(\varphi) \left[ \frac{2\Omega}{a} \cos(\varphi) - \frac{1}{a^2} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[ \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{u} \cos(\varphi)) \right] \right] - \frac{f^2}{\rho_0} \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho_0 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \right] N^2, \quad (6)$$

که  $\bar{q}_\varphi$  میانگین مداری گرادیان نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی و  $m$  عدد موج است و یکی از کمیت‌های اساسی





شکل ۵. (الف) مقادیر شار گرمایی برای یک زمستان بازتابی (۱۹۸۹-۱۹۹۰)، یک زمستان غیربازتابی (۲۰۰۴-۲۰۰۵) و میانگین بلندمدت (۱۹۷۹-۲۰۱۴). در محاسبه این کمیت، موج به صورت اختلاف از حالت میانگین مداری تعریف شده است. (ب) همانند شکل الف با این تفاوت که موج به صورت اختلاف از حالت میانگین مداری تعریف شده است.

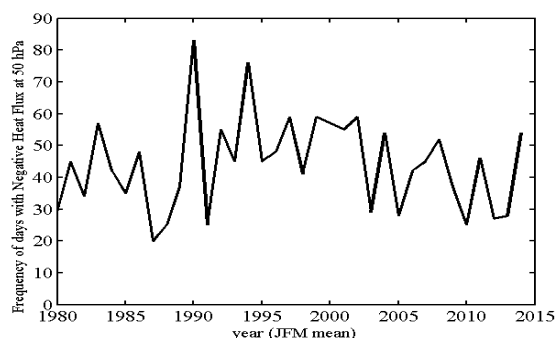
دارد. ایشان نشان دادند پریشیدگی‌های شبه‌نوسان اطلس شمالی در پوشش سپهر و وردسپهر تنها در فصل زمستان و اوایل بهار جفت‌شده هستند و در طول فصل پاییز و اوایل زمستان چنین برهم‌کنشی وجود ندارد. بنابراین در کار حاضر برای شناسایی امواج بازتابی از پوشش سپهر به وردسپهر، تمرکز بر داده‌های ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس (JFM) خواهد بود.

شکل ۲ نشان می‌دهد در بازه زمانی نوامبر-دسامبر ضریب بازتاب پرلویتر-هارنیک همواره منفی است و پوشش سپهر حالت غیربازتابی دارد. پس احتمال بازتاب امواج راسبی و جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر-وردسپهر در فصل پاییز و اوایل زمستان به کمترین مقدار خود می‌رسد. این نتیجه‌گیری با تحلیل کودرا و کورودا (۲۰۰۰) نیز مطابقت

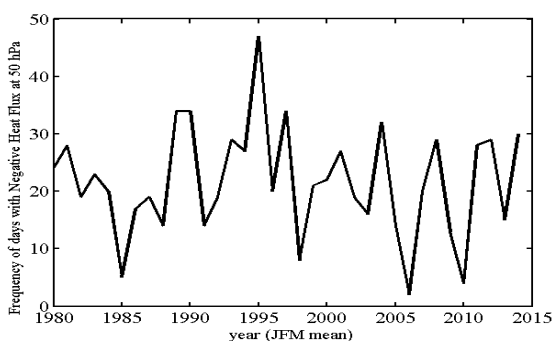
در زمستان‌هایی که حالت غیربازتابی (جذب یا انتشار امواج راسبی) دارند، در حدود ۶۲ درصد از زمستان‌ها احتمال رخداد پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهری وجود دارد و در ۳۸ درصد از زمستان‌های غیربازتابی، امواج راسبی قادر بوده‌اند که آزادانه به پوشش سپهر فوقانی منتشر شوند.

ذکر این نکته نیز حائز اهمیت است که تعاریف متعددی از پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهر وجود دارد، اما در حالت کلی، این پدیده به دو حالت گرمایش ضعیف و گرمایش قوی (major and minor warming) تقسیم‌بندی شده است. براساس تعریف مک اینترف (۱۹۷۸) گرمایش قوی به یک پالس گرمایی گفته می‌شود که بین عرض‌های  $90^{\circ}N - 60^{\circ}$  رخ می‌دهد و معمولاً با تغییر جهت باد مداری غالب از غربی به شرقی در ارتفاع ۱۰ هکتوپاسکالی همراه است. اما گرمایش ضعیف به گرمایشی گفته می‌شود که یک افزایش دمای حداقل ۲۵ درجه‌ای در بازه زمانی کمتر از یک هفته در پوشش سپهر رخ دهد، ولی باد مداری غالب غربی تغییر جهت ندهد.

از آنجا که پس از رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر، باد مداری بین مقادیر منفی (شرقی) و مثبت (غربی) در نوسان است، چارلتون و پولوانی (۲۰۰۷) ضابطه‌ای را برای شمارش تعداد گرمایش‌های ناگهانی پوشش سپهر ابداع کردند. براساس این ضابطه، هنگامی که گرمایش ناگهانی پوشش سپهری (قوی) رخ می‌دهد، هیچ گرمایش دیگری تا سه هفته بعد شمارش نمی‌شود. این بازه زمانی معادل دو برابر زمان میرایی گرمایش (thermal damping time) در ارتفاع ۱۰ هکتوپاسکالی است (نیومن و روزنفیلد، ۱۹۹۷). شکل ۴ مثالی از یک گرمایش ناگهانی پوشش سپهری را در اوایل ژانویه ۲۰۱۳ نشان می‌دهد. تاریخ دقیق رخدادهای گرمایش ناگهانی پوشش سپهر در بازه زمانی ۲۰۰۲-۱۹۵۸ در مقاله (چارلتون و پولوانی، ۲۰۰۷) ارائه شده است و در تحقیق حاضر نیز ضمن استفاده از مقاله فوق، الگوریتم



(الف)



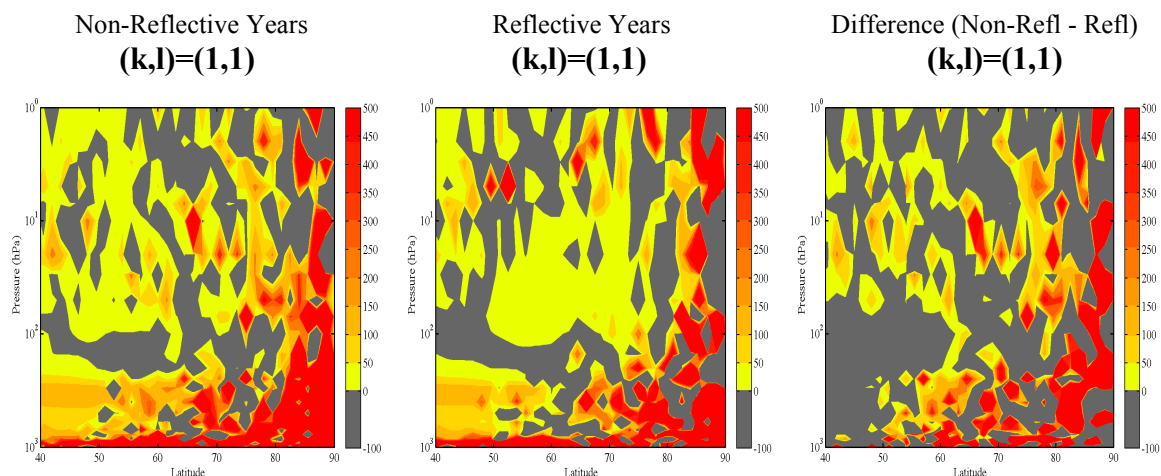
(ب)

شکل ۶. (الف) تعداد روزهای شار حرارتی منفی در زمستان هر سال (نوامبر-مارس). در محاسبه این کمیت موج به صورت اختلاف از حالت میانگین زمانی بلندمدت محاسبه شده است. (ب) همانند الف ولی موج به صورت اختلاف از حالت میانگین مداری محاسبه شده است.

روند تغییرات ضریب بازتاب پرلویتز-هارنیک در بازه زمانی ۲۰۱۴-۱۹۷۹ در شکل ۳ نشان داده شده است. در این بازه زمانی، ۱۰ زمستان بازتابی بوده‌اند (نقاط قرمز رنگ) و ۲۴ زمستان پوشش سپهری حالت غیربازتابی داشته‌اند (نقاط آبی رنگ). همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، در زمستان‌های غیربازتابی، دو حالت انتشار یا جذب امواج راسبی در پوشش سپهر وجود دارد. در این تحقیق، برای شناسایی حالت‌های جذب امواج راسبی در پوشش سپهر، سال‌های وقوع گرمایش ناگهانی پوشش سپهر بررسی شده‌اند که نتایج آن در جدول ۲ نشان داده شده است. در سال‌هایی که پوشش سپهر حالت بازتابی دارد، تنها در ۳۳ درصد از زمستان‌ها، احتمال رخداد پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهری وجود دارد. این در حالی است که

پارامتر دیگری که در مطالعه حاضر محاسبه شده است، و اطلاعات آن می‌تواند اهمیت داشته باشد، تعداد روزهای با شار گرمایی منفی در فصل زمستان (نوامبر-مارس) هر سال و در ارتفاع ۵۰ هکتوپاسکالی (و میانگین‌گیری شده در بازه جغرافیایی  $75^{\circ}N - 60^{\circ}$ ) است (شکل ۶). شکل‌های ۶-الف و ۶-ب مربوط به حالتی است که در آن شار گرمایی به گونه‌ای محاسبه شده است که موج به ترتیب به صورت اختلاف از حالت میانگین زمانی بلندمدت و اختلاف از میانگین مداری تعریف شده است. همان‌طور که نتایج جدول ۲ و مقاله چارلتون و پولوانی (۲۰۰۷) نشان می‌دهند، در دهه ۹۰ میلادی (۱۹۹۸-۱۹۹۰) به‌طور استثنایی هیچ گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهری مشاهده نشده است. اما بلافاصله در فاصله زمانی ۲۰۱۰-۱۹۹۰، یازده گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهری مشاهده شده است. این در حالی است که در فاصله سال‌های ۲۰۰۲-۱۹۵۸، تعداد گرمایش ثبت شده به‌طور متوسط ۶ گرمایش در هر دهه است. (چارلتون و پولوانی، ۲۰۰۷). همان‌طور که شکل ۶ نشان می‌دهد، هنگامی که شار گرمایی به صورت اختلاف از حالت میانگین مداری محاسبه شده است، تعداد روزهای شار گرمایی منفی تفاوت قابل ملاحظه‌ای را بین سال‌های ۹۰ و ۲۰۰۰ نشان می‌دهد. در دهه ۹۰ تعداد روزهای با شار گرمایی منفی بیشینه مقدار خود را دارد (بازتاب امواج راسبی از پوشن‌سپهر) و در دهه ۲۰۰۰، این کمیت مقدار کمینه خود را دارد (انتشار و جذب امواج راسبی در پوشن‌سپهر که منجر به بیشینه تعداد گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهری شده است). البته هنگامی که شار گرمایی به صورت اختلاف از حالت میانگین زمانی بلندمدت محاسبه شده است (شکل ۶-ب) نیز می‌توان نتیجه مشابهی گرفت، اما اختلاف در علامت شار گرمایی ۵۰ هکتوپاسکال در حالتی بیشینه و آشکار است که موج به صورت اختلاف از حالت میانگین مداری محاسبه شود (شکل ۶-ب).

شناسایی گرمایش ناگهانی پوشن‌سپهری با استفاده از داده‌های جدید (۲۰۱۴-۲۰۰۳) اعمال شده و نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است. همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره شد، در بسیاری از مقاله‌ها اختلاف از حالت میانگین زمانی بلندمدت به‌عنوان پریشیدگی (موج) تعریف شده است (پرلویتر و هارنیک، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴). تغییرات کمیت شار گرمایی،  $(\overline{V^*T^*})$ ، برای یک زمستان بازتابی (۱۹۸۹-۱۹۹۰)، منحنی آبی رنگ)، یک زمستان غیربازتابی (۲۰۰۵-۲۰۰۴)، منحنی قرمز رنگ) و میانگین‌گیری بلندمدت (منحنی مشکی رنگ) در شکل ۵-الف نشان داده شده است. در شکل ۵ مقادیر شار گرمایی در ارتفاع ۵۰ هکتوپاسکال محاسبه شده‌اند سپس از این کمیت در بازه جغرافیایی  $75^{\circ}N - 60^{\circ}$  میانگین‌گیری شده است. همان‌طور که از این شکل پیداست، تفاوت زیادی بین دو زمستان بازتابی و غیربازتابی مشاهده نمی‌شود و مقادیر شار گرمایی همواره بین مقادیر مثبت و منفی نزدیک صفر در نوسان هستند. اما اگر موج را به صورت میانگین مداری تعریف کنیم،  $(\overline{VT'})$ ، یک تفاوت آشکار بین زمستان بازتابی و زمستان غیربازتابی مشاهده می‌شود (شکل ۵-ب). همان‌گونه که از شکل ۵-ب پیداست، مقادیر میانگین بلندمدت (۲۰۱۴-۱۹۷۹) نشان می‌دهد که در حالت کلی، شار گرمایی در فصل زمستان مقداری مثبت است که بیانگر این مطلب است که امواج راسبی شار حرارتی را از ارتفاعات پایین‌تر (وردسپهر) به ارتفاعات بالاتر (پوشن‌سپهر) منتقل می‌کنند. در یک زمستان بازتابی (۱۹۸۹-۱۹۹۰)، مقدار کمیت شار گرمایی در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس همواره مقادیر منفی دارد (به استثنای چند روز) و در یک زمستان غیربازتابی (۲۰۰۵-۲۰۰۴) نیز شار گرمایی همواره مقادیر مثبت دارد که نشان می‌دهد در زمستان‌های غیربازتابی، امکان انتشار قائم امواج راسبی و انتقال شار گرمایی از وردسپهر به پوشن‌سپهر وجود دارد.

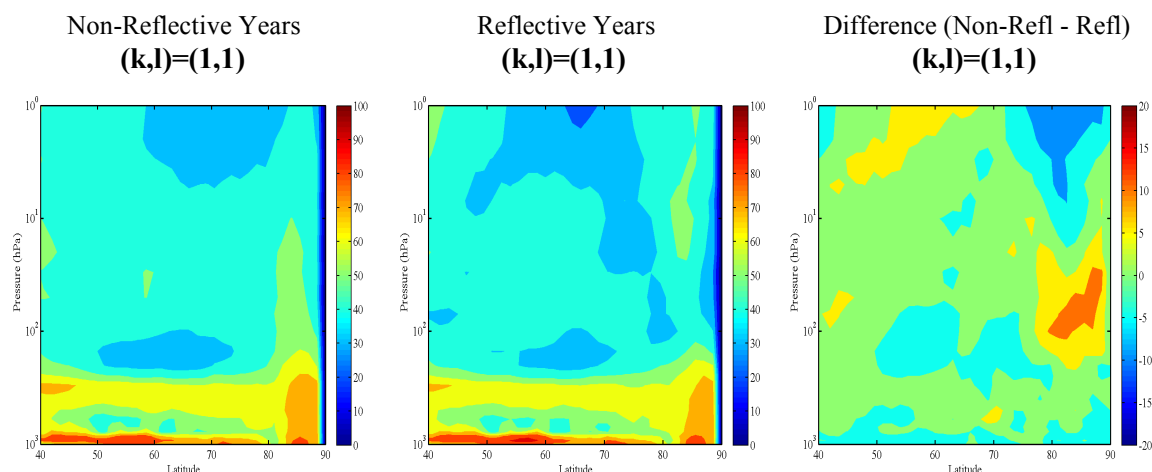


شکل ۷. مربع عدد موج قائم امواج راسبی (۱و۱) برای حالت‌های مختلف. مقادیر مثبت این کمیت نشان‌دهنده شرایط مطلوب‌تر برای انتشار امواج راسبی و مقادیر منفی نشان‌دهنده شرایط عدم انتشار امواج راسبی است.

شکست امواج راسبی، میانگین سری زمانی این کمیت محاسبه می‌شود که در عمل موجب می‌شود مقادیر مثبت و منفی کمیت همدیگر را خنثی کنند و یک الگوی بی‌نظم را شکل دهند (لی و همکاران، ۲۰۰۷). برای رهایی از این مشکل، کرمی و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از ضریب شکست امواج راسبی و همچنین منطق فازی، کمیت احتمال انتشار بهینه امواج راسبی (Probability of Favorable Propagation of Rossby Waves) را معرفی کردند و نشان دادند که استفاده از این کمیت نسبت به ضریب شکست امواج راسبی مزیت‌های فراوانی دارد.

از آنجا که در شکل ۸ الگوهای بی‌نظم وجود ندارند، بنابراین تفسیر نتایج شکل ۸ نسبت به شکل ۷ بسیار آسان‌تر است. نتایج این شکل نشان می‌دهد که احتمال انتشار امواج راسبی در هر دو حالت پوشش سپهر بازتابی و غیربازتابی در وردسپهر، بیشتر از پوشش سپهر است. همچنین با استفاده از این کمیت می‌توان پی برد که در حالت پوشش سپهر غیربازتابی نسبت به پوشش سپهر بازتابی، احتمال انتشار و نفوذ امواج راسبی از وردسپهر به پوشش سپهر زیرین (۱۰۰-۵۰ هکتوپاسکال) در فاصله عرض جغرافیایی ۹۰-۷۰ درجه شمالی بیشتر است.

ماتسونو (۱۹۷۰)، شاخص ضریب شکست امواج راسبی (یا عدد موج قائم امواج راسبی) را برای مطالعه تأثیر شارش پایه بر انتشار قائم امواج جوی معرفی کرد. براساس تئوری موج خطی، خارج از محدوده منبع انتشار امواج راسبی، این امواج تمایل دارند در مناطقی منتشر شوند که در آنها ضریب شکست مقداری مثبت و بزرگ باشد. به‌طور مشابه، این امواج از انتشار در مناطقی که ضریب شکست مقداری اندک یا منفی دارد، اجتناب می‌کنند. حالت عدم انتشار امواج راسبی (عدد موج قائم با علامت منفی) هنگامی رخ می‌دهد که شارش پایه منفی (شرقی) باشد یا شارش پایه مثبت (غربی) باشد ولی از حالت بحرانی آن بیشتر شود. شکل ۷ نشان‌دهنده مربع ضریب شکست امواج راسبی با عدد موج مداری و نصف‌النهاری (۱و۱) برای حالت‌های مختلف پوشش سپهر است. مهم‌ترین نکته در این شکل‌ها این است که تفسیر مربع ضریب شکست امواج راسبی در عمل بسیار مشکل است. دلیل این امر، آن است که مناطق مثبت و منفی این کمیت، به‌صورت کاملاً بی‌نظم و بدون الگوی خاص در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. دلیل این بی‌نظمی این است که برای محاسبه میانگین طولانی‌مدت مربع ضریب



شکل ۸. احتمال انتشار قائم بهینه امواج راسبی برای عدد موج (۱،۱) برای حالت‌های مختلف. مقادیر بالاتر این کمیت نشان‌دهنده شرایط مطلوب‌تر برای انتشار امواج راسبی و مقادیر پایین‌تر نشان‌دهنده شرایط عدم انتشار امواج راسبی است.

## ۵ نتیجه‌گیری

ضریب بازتاب پرلویتر- هارنیک نشان‌دهنده بازتاب فعالیت موجی از پوشش سپهر به وردسپهر است. مقادیر منفی این شاخص بیانگر پوشش سپهر غیربازتابی (انتشار یا جذب امواج راسبی) است. نتایج نشان می‌دهند که در بازه زمانی نوامبر- دسامبر، ضریب بازتاب پرلویتر- هارنیک همواره منفی است و پوشش سپهر، حالت غیربازتابی دارد. بنابراین احتمال بازتاب امواج راسبی و جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر- وردسپهر در فصل پاییز و اوایل زمستان به کمترین مقدار خود می‌رسد. در بازه زمانی ۳۴ ساله بررسی شده در ۱۰ زمستان، پوشش سپهر حالت بازتابی داشته و ۲۴ زمستان پوشش سپهری حالت غیربازتابی (جذب یا انتشار امواج راسبی) داشته‌اند.

برای شناسایی حالت‌های جذب امواج راسبی در پوشش سپهر، سال‌های وقوع گرمایش ناگهانی پوشش سپهر بررسی شده‌اند. در سال‌هایی که پوشش سپهر حالت بازتابی دارد، تنها در ۳۳ درصد از زمستان‌ها احتمال رخداد پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهری وجود دارد. این در حالی است که در زمستان‌هایی که حالت غیربازتابی (جذب یا انتشار امواج راسبی) دارند، حدود ۶۲ درصد از زمستان‌ها احتمال رخداد پدیده گرمایش ناگهانی پوشش سپهری

هدف از این مطالعه، ارائه راهکاری برای شناسایی حالت‌های مختلف انتشار، جذب یا بازتاب امواج قائم راسبی است. از این رو، کمیت‌های ضریب بازتاب پرلویتر- هارنیک، شار گرمایی، گرمایش ناگهانی پوشش سپهری، ضریب شکست امواج راسبی و احتمال انتشار بهینه امواج راسبی محاسبه، تحلیل و بررسی شدند.

در مطالعات پیشین جفت‌شدگی پایین‌سوی پوشش سپهر- وردسپهر، موج را پریشیدگی از حالت میانگین زمانی تعریف کرده‌اند. در تحقیق حاضر، نشان داده شده است که استفاده از این تعریف بهترین راهکار برای نشان‌دادن بازتاب مستقیم فعالیت‌های موجی از پوشش سپهر به وردسپهر نیست. برای مثال، پریشیدگی‌های پایین‌سوی شار گرمایی (مقادیر منفی شار گرمایی) لزوماً به معنی انتشار پایین‌سوی امواج راسبی نیست، بلکه تنها نشان‌دهنده مقادیر اندک انتشار بالاسوی شار حرارتی است.

برای شناسایی حالت‌های بازتابی و غیربازتابی فعالیت‌های موجی از پوشش سپهر به وردسپهر، ضریب بازتاب پرلویتر- هارنیک محاسبه شده است. مقادیر مثبت

استفاده از این کمیت می‌توان پی برد که در حالت پوشش سپهر غیربازتابی احتمال انتشار قائم امواج راسبی بیشتر از حالت پوشش سپهر بازتابی است.

#### منابع

- Ambaum, M. H. P., and B. J. Hoskins, 2002, The NAO troposphere-stratosphere connection: *Journal of Climate*, **15**, 1969-1978.
- Andrews, D. G., Leovy, C. B., and Holton, J. R., 1987, *Middle Atmosphere Dynamics*: Academic Press.
- Baldwin, M. P., and Dunkerton, T. J., 2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes: *Science*, **294**, 581-584.
- Baldwin, M. P., and Dunkerton, T. J., 1999, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere: *Journal of Geophysical Research*, **104**, 30,937-30,946.
- Charlton, A. J., and Polvani, L. M., 2007, A new look at stratospheric sudden warmings, part I, climatology and modeling benchmarks: *Journal of Climate*, **20**, 449-469.
- Charlton, A. J., O'Neill, A., Lahoz, W. A., Massacand, A. C., and Berrisford, P., 2005, The impact of the stratosphere on the troposphere during the southern hemisphere stratospheric sudden warming, September 2002: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, doi:10.1256/qj.04.43.
- Charney, J. G., and Drazin, P. G., 1961, Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere: *Journal of Geophysical Research*, **66**, 83-109.
- Chen, P. C., and Held, G., 2007, Phase speed spectra and the recent poleward shift of Southern Hemisphere surface westerlies: *Geophysical Research Letters*, **34**, doi=10.1029/2007GL031200.
- Grise, K., Thompson, D., and Forster, P., 2009, On the role of radiative processes in stratosphere-troposphere coupling: *Journal of Climate*, **22**, 4154-4161.
- Haynes, P. H., Marks, C. J., McIntyre, M. E., Shepherd, T. G., and Shine, K. P., 1991, On the downward control of extratropical diabatic circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **48**(4), 651-679.
- Hines, C. O., 1974, A possible mechanism for the production of sun weather correlations: وجود دارد و در ۳۸ درصد از زمستان‌های غیربازتابی، امواج راسبی قادر بوده‌اند که آزادانه به پوشش سپهر فوقانی منتشر شوند.
- نتایج نشان می‌دهند هنگامی که موج را به‌عنوان پریشیدگی از حالت میانگین زمانی تعریف کنیم (برای کمیت شار گرمایی  $(\overline{V^*T^*})$ )، تفاوت زیادی بین دو زمستان بازتابی و غیربازتابی مشاهده نمی‌شود و مقادیر شار گرمایی همواره بین مقادیر مثبت و منفی نزدیک صفر در نوسان هستند. اما اگر موج را به‌صورت میانگین مداری تعریف کنیم،  $(\overline{VT^*})$ ، یک تفاوت آشکار بین زمستان بازتابی و زمستان غیربازتابی مشاهده می‌شود. در زمستان‌های بازتابی مقدار کمیت شار گرمایی در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس همواره مقادیر منفی دارد (به استثنای چند روز) و در زمستان‌های غیربازتابی نیز شار گرمایی همواره دارای مقادیر مثبت است که نشان می‌دهد در زمستان‌های غیربازتابی امکان انتشار قائم امواج راسبی و انتقال شار گرمایی از وردسپهر به پوشش سپهر وجود دارد.
- برای بررسی تأثیر شارش پایه پوشش سپهری بر انتشار قائم امواج راسبی، شاخص ضریب شکست امواج راسبی (یا عدد موج قائم امواج راسبی) برای حالت‌های پوشش سپهر بازتابی و غیربازتابی محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که تفسیر تفاوت ضریب شکست امواج راسبی برای حالت‌های پوشش سپهر بازتابی و غیربازتابی بسیار مشکل است. دلیل این امر آن است که مناطق مثبت و منفی این کمیت به‌صورت کاملاً بی‌نظم و بدون الگوی خاص در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. برای رهایی از این مشکل، کمیت احتمال انتشار بهینه امواج راسبی بررسی شد. نتایج نشان می‌دهند که استفاده از این کمیت نسبت به ضریب شکست امواج راسبی چندین مزیت دارد. برای مثال در بررسی تفاوت‌های حالت‌های پوشش سپهر بازتابی و غیربازتابی، الگوهای بی‌نظم وجود ندارند. همچنین با

- Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **135**, 1-19.
- Li, Q., Graf, H. F., and Giorgetta, M. A., 2007, Stationary planetary wave propagation in Northern Hemisphere winter-climatological analysis of the refractive index: Atmospheric Chemistry and Physics, **7**, 183-200, doi:10.5194/acp-7-183-2007.
- McInturff, R. M., 1978, Stratospheric warmings: Synoptic, dynamic and general-circulation aspects. NASA Reference Publ. NASA-RP-1017, 174 p.
- Matsuno, T., 1970, Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere: Journal of the Atmospheric Sciences, **27**, 871-883.
- Nath, D., Chen, W., Graf, H. F., Lan, X., Gong, H., Nath, R., Hu, K., and Wang, L., 2016, Subtropical potential vorticity intrusion drives increasing tropospheric ozone over the tropical central Pacific: Scientific Report, **6**, doi: 10.1038/srep21370.
- Newman, P. A., and Rosenfield, J. E., 1997, Stratospheric thermal damping times: Geophysical Research Letters, **24**, 433-436.
- Plumb, R. A., and Semeniuk, K., 2003, Downward migration of extratropical zonal wind anomalies: Journal of Geophysical Research, **108**, doi:10.1029/2002JD002773.
- Riviere, G., 2011, A dynamical interpretation of the poleward shift of the jet streams in global warming scenarios: Journal of Atmospheric Sciences, **68**, 1253-1272.
- Schmitz, G., and Grieger, N., 1980, Model calculations on the structure of planetary waves in the upper troposphere and lower stratosphere as a function of the wind field in the upper stratosphere: Tellus, **32**, 207-214.
- Scaife, A. A., Knight, J. K., Vallis, G. K., and Folland, C. K., 2005, A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate: Geophysical Research Letters, **32**, 1-5.
- Journal of Atmospheric Science., **31**, 589-591.
- Holton, J. R., 2004, An Introduction to Dynamic Meteorology: Elsevier.
- Ineson, S., and Scaife, A. A., 2009, The role of the stratosphere in the European climate response to El Nino: Nature Geoscience, **2**, 32-36.
- Ineson, S., Scaife, A. A., Knight, J. R., Dunstone, J. C., Gray, L. J., and Haigh, J. D., 2011, Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere: Nature Geoscience, **4**, 753-757.
- Karami, K., Braesicke, P., Kunze, M., Langematz, U., Sinnhuber, M., and Versick, S., 2015, Modelled thermal and dynamical responses of the middle atmosphere to EPP-induced ozone changes: Atmospheric Chemistry and Physics Discussion, **15**, doi:10.5194/acpd-15-33283-2015.
- Karami, K., Braesicke, P., Sinnhuber, M., and Versick, S., 2016, On the climatological probability of the vertical propagation of stationary planetary waves: Atmospheric Chemistry and Physics, **16**, 8447-8460, doi: 10.5194/acp-16-8447-2016.
- Kidston, J., Scaife, A., Hardiman, S., Mitchell, D., Butchart, N., Baldwin, M., and Gray, L., 2015, Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather: Nature Geoscience, **8**, 433-440.
- Kodera, K., and Kuroda, Y., 2000, Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation: Geophysical Research Letters, **27**, 3349-3352.
- Kodera, K., Mukougawa, H. and Itoh, S., 2008, Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere: Geophysical Research Letters, **35**, L16806, doi: 10.1029/2008gl034575.
- Kunz T., Fraedrich, K., and Lunkeit, F., 2015, Synoptic scale wave breaking and its potential to drive NAO-like circulation dipoles: A simplified GCM approach:

## Detecting reflective, absorptive and propagative states of the upward propagating Rossby waves

Khalil Karami<sup>1\*</sup>, Sarmad Ghader<sup>2</sup>, and Seyed Vahid Mousavi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Postdoctoral research, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Researcher, Center for Research in Climate Change and Global Warming, IASBS, Zanjan, Iran

(Received: 04 July 2017, Accepted: 09 October 2017)

### Summary

We detect the downward planetary wave reflection from the stratosphere back to the troposphere in the Northern hemisphere extended winter season (November-March), using ECMWF (ERA-Interim) reanalysis data (1979-2014). In the previous studies, the wave activity is defined as departure from a long-term time mean. However, we demonstrate some of the shortcomings of the above-mentioned definition. For instance, negative values of the heat flux at the lower stratosphere does not necessarily show the downward wave propagation, but a lower upward wave propagation. Perlwitz-Harnik index of reflection is used to categorize the stratospheric wind regimes into the two distinct states: reflective and non-reflective. Negative and positive values of this index indicate a reflective and non-reflective (either absorptive or propagative) stratospheric states, respectively. Our results show that the negative values of this index during early winter (November-December) suggests that the downward wave coupling is less likely to happen in early winter and most of the direct downward wave coupling occurs during mid-winter and early spring (January-March), which is in agreement with previous studies. Furthermore, 10 stratospheric winter states (out of 34) are reflective, while the remaining states (24 winters) are non-reflective winters. Winters whose their stratosphere experiences a major Sudden Stratospheric Warming (SSW) event is identified to detect the absorptive states of the stratosphere. Our analysis suggests that only in the %33 of the winters with reflective stratosphere a SSW can occur. In the %62 and %38 of the winters with non-reflective stratosphere, a SSW event can occur or Rossby waves can propagate upward freely to the upper stratosphere, respectively. Analysis of the heat flux at the lower stratosphere (50 hPa) using two different definitions (wave as a deviation from the time mean and as a deviation from the zonal mean) provides some useful information. If the waves are defined as a deviation from the zonal mean ( $\overline{v'T}$ ), during the reflective years, this quantity is negative (indicating a downward reflection of wave activity from the stratosphere to the troposphere). Similarly, during non-reflective years, this quantity has positive values (suggesting either upward wave propagation or absorption by the mean flow). While the above-mentioned definition is in harmony with our expectation, the definition of the wave as a deviation from the long-term time mean ( $\overline{v'T^*}$ ) results in an oscillation curve around zero line, without any useful information either about the upward wave propagation or a downward wave reflection. In order to understand the role of mean flow in influencing the upward wave propagation, we calculate the Rossby wave refractive index (or vertical wavenumber alternatively). Our analysis show some of the problematic features (for instance, a very noisy structure) of this index in understanding the differences of reflective and non-reflective stratospheric states. This is most probably due to the overlapping of very large or very small values of the refractive index which cancel each other and results in a noisy structure. To overcome this problem, we use a modified diagnostic tool (compared to the refractive index), probability of favorable propagation condition for Rossby waves. This index has some clear advantages over the traditional refractive index. Analysis of this index shows that during the non-reflective stratospheric states, Rossby waves are more likely to propagate upward (with higher values of the probability), in comparison to the reflective stratospheric regimes which is a superior demonstration of the influences of the basic mean flow on the upward wave propagation over the traditional refractive index.

**Keywords:** upward Rossby wave propagation, wave flux, Rossby wave refractive index, sudden stratospheric warming

\*Corresponding author: