

گرمایش جهانی و ستبرای نیمه‌زیرین هواسپهر

چکیده

علی‌رغم اتفاق نظر اکثر دانشمندان بر وقوع پدیده گرمایش جهانی، شک و تردیدهایی در خصوص وقوع این پدیده محیطی از سوی برخی از دانشمندان مطرح می‌شود. آنان گرمایش جهانی را با این استدلال زیر سؤال می‌برند که دمای ثبت شده در ایستگاه‌ها شایستگی نمایندگی روند دما را ندارد؛ زیرا با گذشت زمان و افزایش جمعیت شهرها و نیرومند شدن جزیره گرمایی، دمای ایستگاه‌ها بازتاب جزیره گرمایی است؛ نه گرمایش جهانی. برای رفع این شبهه، می‌توان موضوع را با رویکردی متفاوت ارزیابی کرد و به جای بررسی دما، گرمایش جهانی را از روی تغییرات ستبرای هواسپهر، ردیابی نمود. بدین منظور، داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز هزار و تراز پانصد هکتوپاسکال نیمکره شمالی از ۱۳۵۷/۱۰/۱۱ تا ۱۳۹۲/۱۰/۰۹ به مدت ۱۲۷۸۲ روز از تارنمای NCEP/DOE برداشت شد. نقشه‌های ستبرای برای هر روز محاسبه و سپس نقشه میانگین ستبرای هر روز برای کل نیمکره فراهم شد. این محاسبات برای تمامی ۱۲۷۸۲ روز انجام شد و سری زمانی میانگین وزنی ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی به دست آمد. سری مذکور علاوه بر نیمکره شمالی برای ایران نیز محاسبه و رفتار آن با سری‌های زمانی میانگین دماهای کمینه و بیشینه ایران ارزیابی شد.

بررسی‌ها نشان داد که طی دوره بررسی شده (۱۳۹۲-۱۳۵۷) میانگین ستبرای نیمه‌زیرین هواسپهر نیمکره شمالی حدود ۱۳ متر افزایش داشته است. سال ۱۳۷۷ نقطه عطفی در تغییرات ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی است. در این سال جهشی در سری زمانی ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی دیده می‌شود. بررسی‌ها نشان داد که تغییرات ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی در تمامی عرض‌های جغرافیایی یکسان نیست. در مناطق حاره بسیار ناچیز و در عرض‌های جغرافیایی بالا، بسیار شدیدتر بوده، دارای روند افزایشی معنادار است.

بررسی رابطه بین ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی و ایران نشان می‌دهد که در طی دوره ۳۵ ساله ستبرای هواسپهر ایران حدود ۲/۷ متر بیش از میانگین ستبرای نیمکره شمالی، افزایش یافته است؛ یعنی سرعت روند افزایش گرمایش ایران بیش از میانگین نیمکره شمالی است.

سری زمانی دمای کمینه نسبت به دمای بیشینه رابطه بهتری را با سری زمانی میانگین ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی نشان می‌دهد؛ در حالی که سری زمانی دمای بیشینه نسبت به دمای کمینه رابطه قوی‌تری با سری زمانی ستبرای هواسپهر ایران دارد. از سوی دیگر، بررسی سری دمای کمینه و ستبرای هواسپهر ایران نشان داد که رفتار دمای کمینه در قبل و بعد

از سال ۱۳۷۱ تغییر یافته و این می‌تواند بازتاب دهنده افزایش وردش پذیری دمای کمینه در فاز دوم باشد. در مجموع بررسی‌ها نشان داد که با هر درجه افزایش میانگین دما در ایران، حدود ۱۷ متر بر ستبرای هواسپهر ایران افزوده شده است. **واژه‌های کلیدی:** گرمایش جهانی، ستبرای هواسپهر، روند

مقدمه

بسیاری از دانشمندان علوم محیطی تغییرات آب و هوایی در چند دهه اخیر و رویدادهای محیطی ناشی از آن را به گرمایش جهانی نسبت می‌دهند. افزایش دما؛ بویژه دمای شبانه، کاهش دامنه دمای شبانه‌روزی، کاهش دوره یخبندان، تغییر فصل رشد، ذوب یخ پهنه‌های قطبی، پسروری یخچال‌های کوهستانی، کاهش برف (تغییر ترکیب بارش)، افزایش توفان‌های حاره‌ای، افزایش بارش‌های سنگین و توفان‌های تندری، تغییر رژیم بارش، افزایش فراوانی و تداوم خشکسالی‌ها، افزایش توفان‌های گرد و غبار و... همگی از پیامدهای گرمایش جهانی به شمار می‌آیند. در این میان، منتقدانی نیز وجود دارند که وقوع ناهنجاری‌های آب و هوایی را بخشی از رفتار طبیعی آن قلمداد نموده، پدیده گرمایش جهانی را نفی می‌کنند. آنان گرمایش جهانی را با این استدلال زیر سؤال می‌برند که دمای ثبت شده در ایستگاه‌ها شایستگی نمایندگی روند دما را ندارد؛ زیرا با گذشت زمان و افزایش جمعیت شهرها و نیرومند شدن جزیره گرمایی، دمای ایستگاه‌ها بازتاب جزیره گرمایی است؛ نه گرمایش جهانی.

به منظور رفع این شبهه باید موضوع را با رویکرد دیگری واکاوی کرد. از آنجا که با افزایش دما، بر ستبرای هواسپهر افزوده شده و با کاهش دما، از ستبرای هواسپهر کاسته می‌شود، ستبرای هواسپهر نماینده خوبی از میانگین دمای هواسپهر است. بنابراین، برای ارزیابی گرمایش جهانی به جای بررسی دمای ایستگاه‌ها می‌توان ستبرای هواسپهر را بررسی نمود. در صورتی که سری زمانی بلندمدت ستبرای هواسپهر را در اختیار داشته باشیم، می‌توانیم از روی تغییرات ستبرای هواسپهر، تغییرات دما را ردیابی کنیم. از آنجا که میانگین دمای جهانی افزایش یافته است، می‌بایست بر ستبرای هواسپهر نیز افزوده شده باشد و اگر چنین باشد، شاهد دیگری برای تأیید گرمایش جهانی به دست می‌آید.

مطالعات اولیه پیرامون ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشتر به منظور پیش‌بینی‌های آماری وضعیت هوا از روی نقشه‌های ستبرای نیمه زیرین هواسپهر بوده است (هریس^۱ ۱۹۵۹؛ رادینویچ^۲ ۱۹۷۵؛ نلسون و همکاران^۳ ۱۹۸۹)؛ اما در مطالعات بعدی رابطه بین ستبرای لایه و تغییرات دما بیشتر مورد توجه قرار گرفت. زرفس و مانتیس^۴ (۱۹۷۷)، نوسان‌های جهانی متوسط دمای سه لایه استراتوسفر را برای دوره ۱۹۵۷ تا ۱۹۷۲ بررسی نمودند و نشان دادند که در طول آخرین دهه، لایه میانی (۵۰-۳۰ میلیار) با نرخی مشابه سرمایش مشاهده شده در تروپوسفر زیرین، سردتر شده است. در پژوهشی دیگر، میکائیلز و همکاران^۵ (۱۹۹۰)، برای بررسی مسیرهای چرخندی ایالات متحده و جنوب کانادا، به کمک داده‌های فشارسطحی و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰، ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال را محاسبه و ارتباط آن را با متوسط دمای سالانه برآورد نمودند و نشان دادند که از اواخر قرن ۱۹ تا سال ۱۹۵۵ گرمایشی در حدود ۱/۵

- 1- Harris
- 2- Radinovic
- 3- Nelson et al
- 4- Zerefos & Mantis
- 5- Michaels, et al.

درجه سلسیوس رخ داده است. سپس حدود ۰/۷ درجه سلسیوس تا سال ۱۹۸۰ کاهش یافته و تا سال ۱۹۸۷ حدود ۰/۳ درجه سلسیوس نسبت به دوره ۱۰۳ افزایش یافته است. مکروگیانیس و ساهسامانگلو^۱ (۱۹۹۲) به بررسی مقادیر متوسط دما در ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال اروپا، با استفاده از داده‌های شبکه‌ای طی دوره ۱۹۴۵-۱۹۸۸ پرداختند و نشان دادند که طی این دوره بیشتر مناطق مورد مطالعه دارای روند مثبت بوده‌اند. در طول تابستان آخرین دهه (۱۹۸۸-۱۹۷۰) روند مثبت در بیشتر مناطق با نرخ بیشینه ۰/۵ درجه سلسیوس در دهه حاکمیت داشته است. آنان نتیجه گرفتند که گرمایش دهه ۸۰ تنها پدیده‌ای سطحی نیست. جان والاس و همکاران^۲ (۱۹۹۳) الگوهای مکانی و تغییرات فصلی، بین سالانه و بین دهه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز دریا و ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه برون حاره نیمکره شمالی را از ۱۹۴۶ تا ۱۹۸۰ بررسی کردند.

در طول چند دهه گذشته، شمالگان تقریباً دو برابر سریعتر از نیمکره شمالی گرمتر شده است (اسکرین و سیموندز^۳ ۲۰۱۰ و سریز و همکاران^۴ ۲۰۰۹). این گرمایش گسترده از ترکیب افزایش گازهای گلخانه‌ای و پسخورهای پیچیده مثبت یخ‌های دریایی، برف، بخار آب و ابر نتیجه شده است (استرو و همکاران^۵ ۲۰۱۲). پهنه‌های پوشیده از یخ تابستانه از ۱۹۸۰ به‌طور مستمر حدود ۴۰ درصد پوشش خود را از دست داده است؛ به‌طوری‌که انرژی جذب شده در تابستان در این پهنه وسیع پوشیده از آب، به انتقال گرما به اتمسفر منجر شده و در نتیجه افزایش گرمایش شمالگان را به دنبال داشته است. هر دو مشاهدات و خروجی مدل‌های آب و هوایی، تغییرات بزرگ مقیاس متنوعی را در چرخش‌های جوی نشان داده است که با فقدان یخ دریا و ذوب زود هنگام برف، همراه است (فرانسیس و همکاران^۶ ۲۰۱۲). شناسایی پاسخ جو به تغییرات شمالگان، عرصه پژوهشی فعالی در طول دهه گذشته بوده است؛ از جمله به برخی از کارهای جنیفر فرانسیس و همکاران می‌توان اشاره نمود. ایشان رابطه بین ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ و پوشش یخ را در اقیانوس آرام و اقیانوس اطلس شمالی در طول ماه‌های سپتامبر تا مارس بررسی نمودند و نشان دادند که طی سال‌هایی که پوشش یخ اقیانوس کاهش می‌یابد، بر ستبرای نیمه‌ زیرین هواسپهر افزوده می‌شود (فرانسیس و همکاران، ۲۰۰۹). همچنین، در پژوهشی دیگر نشان دادند که ناهنجاری‌های فصلی ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال از عرض ۴۰ درجه شمالی به بالا در طول دوره ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ نسبت به دوره ۱۹۹۹-۱۹۷۰ افزایش یافته است. گرمایش لایه زیرین هواسپهر به‌طور گسترده‌ای در ستبرای عمودی لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال نمود یافته است؛ به‌طوری‌که در طول دوره پاییز در ناحیه شمالگان، ناهنجاری‌ها معنادار و فراگیر بوده و در طول زمستان ناهنجاری‌های قوی و پایداری در اطلس شمالی و غرب گرینلند ظاهر شده است (فرانسیس و همکاران^۷ ۲۰۱۲). پرل ویتز و همکاران^۷ (۲۰۱۵) به مطالعه گرمایش هواسپهر شمالگان و بررسی علل و پیوند آن با عرض‌های پایین جغرافیایی پرداختند. ایشان معتقدند که کاهش یخ شمالگان بزرگترین عامل

- 1- Makrogiannis & Sahsamanglou
- 2- John M. Wallace et al.
- 3- Screen & Simmonds
- 4- Serreze et al.
- 5- Stroeve et al.
- 6- Francis
- 7- Perlwitz et al.

افزایش دمای سطحی این منطقه است؛ اما این تنها ۲۰ درصد از میزان گرمایش لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال را تبیین می‌کند.

این پژوهش با هدف پاسخگویی به این پرسش‌ها به انجام رسیده است: آیا می‌توان پدیده گرمایش جهانی را به کمک تغییرات ستبرای هواسپهر تأیید نمود؟ آیا تغییرات ستبرای هواسپهر در تمامی عرض‌های جغرافیایی یکسان است؟ چه پیوندی میان رفتار ستبرای هواسپهر ایران و نیمکره شمالی وجود دارد؟ رابطه دماهای کمینه و بیشینه ایران با رفتار ستبرای هواسپهر چگونه است؟

پاسخگویی به این پرسش‌ها می‌تواند شک و تردیدها درباره گرمایش جهانی را کاهش دهد. همچنین، می‌تواند پرسش‌های جدیدی را در ذهن ایجاد نماید که می‌توان در قالب پژوهش‌های بعدی به واکاوی آن پرداخت.

داده‌ها و روش پژوهش

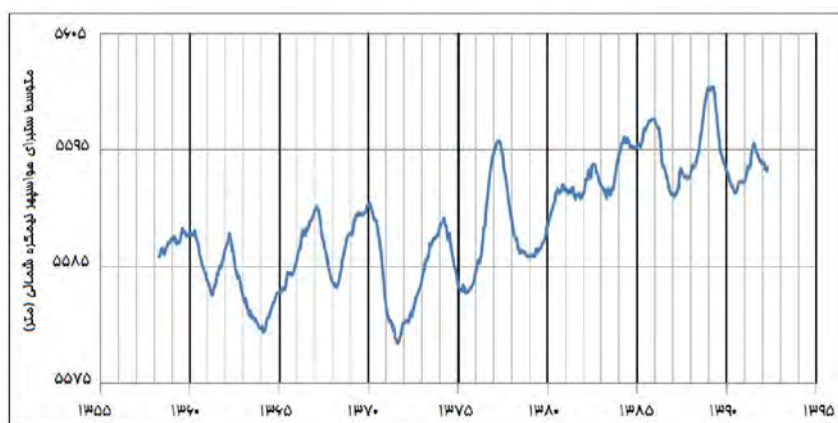
داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز هزار و تراز پانصد هکتوپاسکال نیمکره شمالی از ۱۳۵۷/۱۰/۱۱ تا ۱۳۹۲/۱۰/۰۹ به مدت ۱۲۷۸۲ روز از NCEP/DOE برداشت و سپس آرایه داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل بر اساس رابطه (۱) به نقشه‌های ستبرای هر روز تبدیل شد.

$$(1) \quad \text{Thickness} = \text{hgt}500 - \text{hgt}1000$$

برای فراهم نمودن سری زمانی، میانگین مکانی ستبرای هواسپهر میانگین وزنی ستبرای نیمکره شمالی و برای یاخته‌های درون مرزهای ایران جداگانه محاسبه شد. بدین ترتیب، میانگین وزنی ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال هواسپهر نیمکره شمالی برای تک تک روزها به دست آمد.

یافته‌های پژوهش

سری زمانی میانگین ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی نمایانگر چند نکته قابل تأمل است: اول این که در سال ۱۳۷۷ جهشی در سری زمانی دیده می‌شود. این جهش، سری زمانی را به دو فاز پیش و پس از سال ۱۳۷۷ تفکیک نموده است. در فاز اول، روندی در سری مشاهده نمی‌شود و تغییرات ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی حول ارتفاع ۵۵۸۵ متری نوسان دارد. در فاز دوم، سری زمانی از سال ۱۳۷۹ روند افزایشی به خود گرفته؛ به طوری که از سال ۱۳۸۴ حول ارتفاع ۵۵۹۵ متری در نوسان است و حدود ۱۰ متر بر ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی افزوده شده است. از سوی دیگر، دامنه نوسان ستبرای در فاز اول بیش از فاز دوم بوده است (شکل ۱).



شکل ۱) میانگین ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال در طی ۳۵ سال بررسی شده

از سری زمانی مذکور علاوه بر شکل ۱، رابطه زیر نیز حاصل شد:

$$thNH = (0.369 \pm 0.006) \times t + (5080 \pm 8) \quad (2)$$

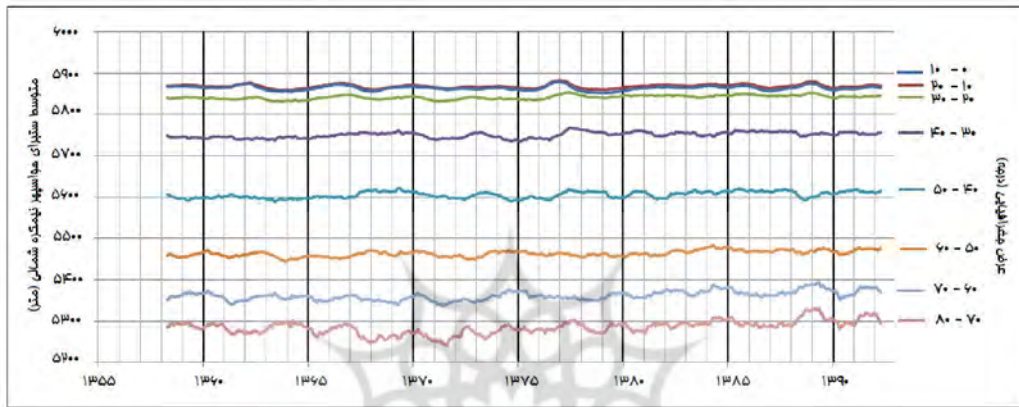
این رابطه نشان می‌دهد که در ۳۵ سال گذشته ستبرای لایه ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال نیمکره شمالی با آهنگ ۰/۳۷ متر در سال و در مجموع حدود ۱۲/۹ متر افزایش یافته است؛ به ویژه پس از سال ۱۳۷۷ تغییر رفتار ستبرای نیمه پایینی هواسپهر در نیمکره شمالی آشکار است.

به منظور درک بهتر رفتار ستبرای نیمه‌ زیرین هواسپهر نیمکره شمالی، سری زمانی مزبور در دو فاز پیش و پس از سال ۱۳۷۶ بررسی شد. ستبرا در دو فاز مذکور تا عرض ۲۰ درجه جغرافیایی تغییرات محسوسی نشان نمی‌دهد و در حد یک الی دو متر است. از عرض ۲۰ تا ۶۰ درجه، افزایشی در حدود ۱۲ الی ۱۳ متر داشته و در کمربندهای ۶۰ تا ۸۰ درجه عرض جغرافیایی، اختلاف شدت یافته و به حدود ۲۲ متر رسیده است. در مجموع، میانگین ستبرا در دوره ۱۳۹۳-۱۳۷۶ حدود ۱۲/۵ متر نسبت به دوره ۱۳۷۶-۱۳۵۸ افزایش یافته است. این شکل نشان می‌دهد که پیامدهای گرمایش جهانی در عرض‌های جغرافیایی بالا به مراتب بیش‌تر بوده است (شکل ۲).



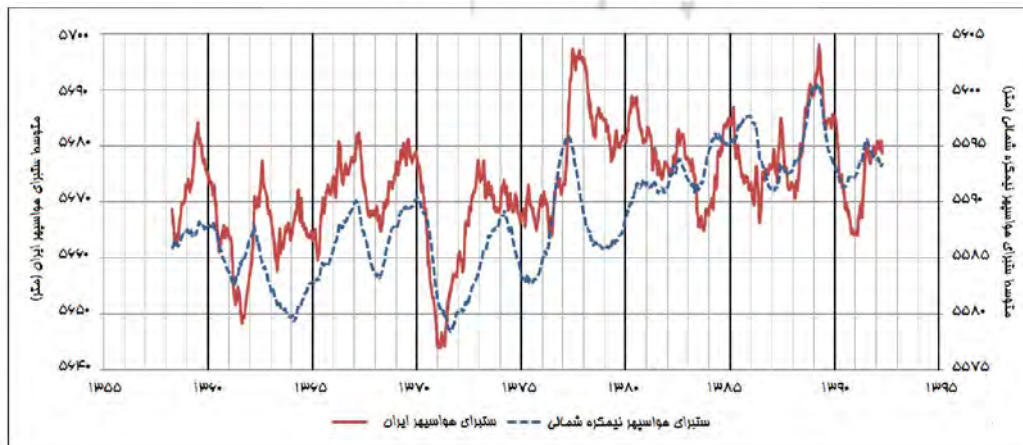
شکل ۲) تغییرات ستبرای نیمه‌ زیرین هواسپهر نیمکره شمالی پیش و پس از سال ۱۳۷۶ خورشیدی

بررسی‌های بیش‌تر برای آشکارسازی تغییرات ستبرای هواسپهر زیرین نیمکره شمالی نشان داد که ستبرای هواسپهر در استوا حدود ۵۸۶۰ متر و در مناطق قطبی به حدود ۵۲۳۵ متر کاهش یافته؛ به طوری که اختلاف ستبرای این دو منطقه به حدود ۶۳۰ متر می‌رسد و از استوا تا عرض ۲۰ درجه تفاوتی در ستبرای جو مشاهده نمی‌شود و نوسان ستبرای هواسپهر در مناطق حاره‌ای از استوا تا حدود عرض ۳۰ درجه بسیار اندک است. در عین حال، روندی نیز در سری زمانی مشهود نیست. نکته جالب توجه، جهش سال ۱۳۷۷ در هر سه کمربند عرض جغرافیایی مناطق حاره است که به خوبی قابل رؤیت است (شکل ۳).



شکل ۳) سری زمانی ستبرای هواسپهر زیرین نیمکره شمالی به تفکیک کمربندهای عرض جغرافیایی

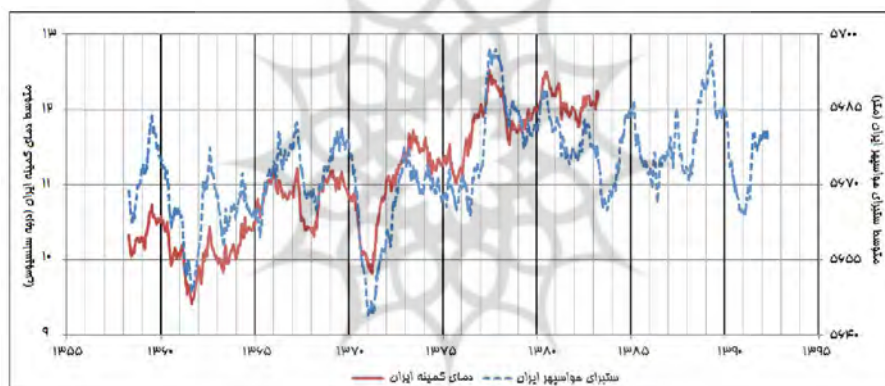
رفتار ستبرای هواسپهر از استوا به قطب تغییر می‌یابد؛ به طوری که در مناطق حاره تغییرپذیری بسیار اندک است و به سمت قطب افزایش می‌یابد؛ بویژه در کمربندهای ۶۰ تا ۸۰ درجه از شدت بیشتری برخوردار است. از سوی دیگر، در سری زمانی کمربندهای عرض ۴۰ درجه به بالا روند افزایشی محسوسی قابل مشاهده است؛ برای مثال، سری زمانی کمربند ۴۰ تا ۵۰ درجه در دوره ۱۳۵۸ تا ۱۳۶۷ بر روی خط ۵۶۰۰ متری نوسان دارد و از ۱۳۶۸ به بعد در بالای خط مذکور نوسان می‌کند. این نکته برای سایر کمربندهای بالا نیز قابل مشاهده است.



شکل ۴) مقایسه رفتار سری زمانی ستبرای هواسپهر زیرین نیمکره شمالی با ایران

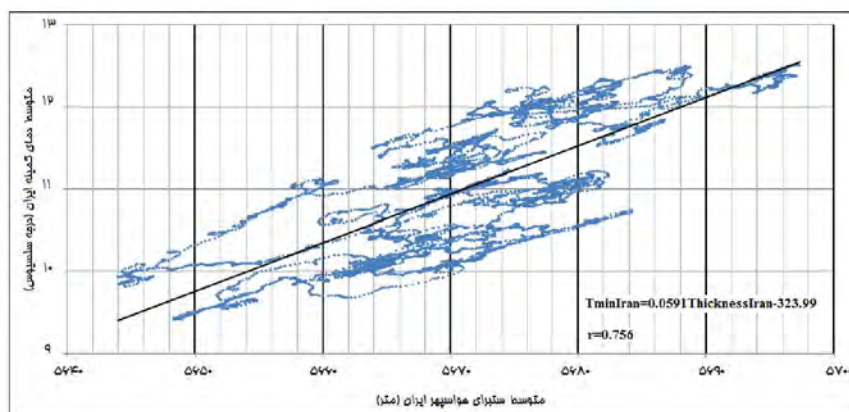
در بخش بعدی این پژوهش به بررسی سری زمانی ستبرای نیمه زیرین هواسپهر ایران پرداخته و رابطه آن با میانگین دماهای کمینه و بیشینه ایران بررسی شده است. با توجه به شکل (۴) میانگین ستبرای هواسپهر ایران ۵۶۷۳ متر و برای نیمکره شمالی ۵۵۸۸ متر است. از این رو، ستبرای هواسپهر ایران حدود ۸۴ متر بیش تر از میانگین نیمکره شمالی است. از سوی دیگر هم تعداد و هم دامنه نوسان ستبرای هواسپهر ایران بمراتب بیش از میانگین نیمکره شمالی است. همچنین جهش سال ۱۳۷۷ در سری زمانی ستبرای هواسپهر ایران چشمگیر است و دو فازی شدن سری کاملاً مشهودتر از سری ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی است؛ در حالی که وجود روند افزایشی در سری ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی به مراتب آشکارتر از سری ستبرای هواسپهر ایران است (سری زمانی ستبرای هواسپهر ایران در فاز اول حول ارتفاع ۵۶۶۵ متری و در فاز دوم حول ارتفاع ۵۶۸۰ متری در نوسان است). بررسی‌ها نشان داد که در طول ۳۵ سال بررسی شده سری زمانی ستبرای هواسپهر ایران با آهنگ ۰/۴۴ متر در سال و در مجموع حدود ۱۵/۵۷ متر افزایش یافته است.

$$thIran = (0.445 \pm 0.015) \times t + (5061 \pm 21) \quad (3)$$



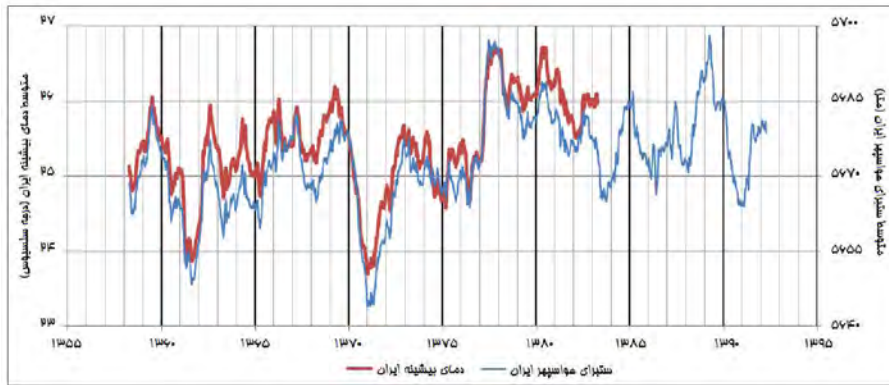
شکل ۵) مقایسه رفتار میانگین ستبرای نیمه زیرین هواسپهر ایران با میانگین دمای کمینه ایران

همانگی بسیار خوبی بین دو سری میانگین ستبرای نیمه زیرین هواسپهر ایران با میانگین دمای کمینه ایران مشاهده می‌شود؛ به گونه‌ای که جهش سال ۱۳۷۷ در دمای کمینه هم آشکارا نمود یافته است (شکل ۵).



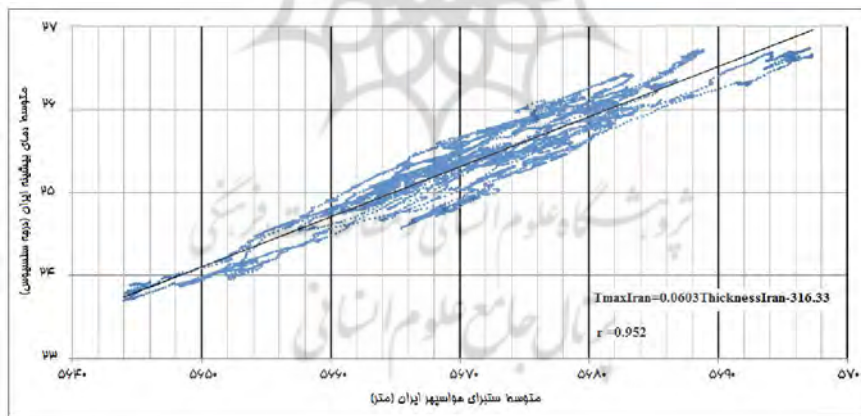
شکل ۶) همبستگی بین میانگین ستبرای هواسپهر ایران و میانگین دمای کمینه ایران

افزایش دمای کمینه تابعی از افزایش ستبرای هواسپهر است؛ به طوری که هر درجه افزایش میانگین دمای کمینه ایران توأم با افزایش ۱۷ متری میانگین ستبرای هواسپهر ایران است (شکل ۶).



شکل ۷) مقایسه رفتار میانگین ستبرای هواسپهر ایران با میانگین دمای بیشینه ایران

سری میانگین دمای بیشینه ایران با میانگین ستبرای ایران هماهنگی بسیار بالایی را نشان می‌دهد و این انطباق حتی بهتر از دمای کمینه (شکل ۵) است؛ به طوری که کوچک‌ترین نوسانی که در ستبرای هواسپهر ایران حادث شده، در میانگین دمای بیشینه نیز قابل ردیابی است. این رابطه را در شکل (۸) بسیار بهتر می‌توان درک نمود.

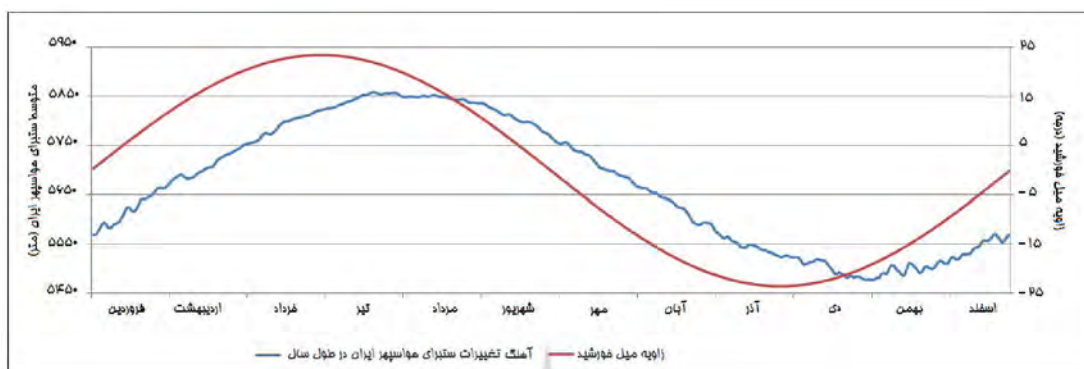


شکل ۸) همبستگی بین میانگین ستبرای هواسپهر ایران و میانگین دمای کمینه ایران

انطباق بسیار بالای رفتار میانگین دمای بیشینه با میانگین ستبرای هواسپهر ایران در شکل (۹) نیز مشهود است. ضریب همبستگی بالای ۰/۹۵ گواه این ادعا است. این معادله نیز نشان می‌دهد که با هر درجه افزایش دمای بیشینه میانگین ستبرای هواسپهر ایران حدود ۱۶/۶ متر افزایش می‌یابد.

دمای کمینه آنچنان که انتظار می‌رود، نمی‌تواند بر دمای لایه ستبرا تأثیرگذار باشد؛ زیرا دمای کمینه بشدت تحت تأثیر ناهمواری‌ها و عوارض سطحی است و از آنجا که شب هنگام دمای سطحی از عوارض زمین تأثیر می‌پذیرد، تنها

دمای لایه مجاور زمین را متأثر می‌سازد؛ به طوری که حتی می‌تواند به وقوع پدیده وارونگی دمایی منجر شود؛ در حالی که دمای بیشینه چون در روز هنگام شکل می‌گیرد، زیرا بر اثر تابش خورشید زمین گرم شده، گرمای آن به لایه‌های بالاتر هواسپهر منتقل می‌شود و تأثیر بیشتری بر دمای لایه ستبرای هواسپهر بر جای می‌گذارد، از این رو، میانگین ستبرای هواسپهر ایران همبستگی قوی تری با دمای بیشینه نشان می‌دهد.



شکل ۹) آهنگ تغییرات میانگین ستبرای هواسپهر ایران در طول ماه‌های سال

دمای هر محیط جغرافیایی تحت تأثیر میزان تابش دریافتی از خورشید است و میزان تابش دریافتی نیز به زاویه تابش خورشید بستگی دارد. لذا با تغییر زاویه تابش خورشید در طول ماه‌های سال میزان دمای محیط نیز دستخوش تغییر می‌گردد. از آنجا که تغییرات ستبرای هواسپهر متأثر از تغییرات دماست، لذا با افزایش دما، بر ستبرای هواسپهر افزوده شده، با کاهش دما، از ستبرای هواسپهر کاسته می‌شود. اگر به جای تغییرات دما عامل مسبب آن؛ یعنی تغییرات میل خورشید را به کار گیریم، می‌توان مشاهده نمود که با تغییر زاویه میل خورشید ستبرای هواسپهر در طول ماه‌های سال نیز تغییر می‌کند. همان‌طور که در شکل (۹) ملاحظه می‌شود، در برابر آن، میل خورشید صفر، در اوایل تیرماه به اوج؛ یعنی ۲۳ درجه ۲۷ دقیقه رسیده و در اوایل دیماه در حضيض؛ یعنی ۲۳- درجه و ۲۷ دقیقه می‌رسد. متناسب با این تغییرات، دما نیز تغییر یافته، موجب تغییر در ستبرای هواسپهر می‌گردد؛ به طوری که بیشترین ستبرای هواسپهر با تأخیر زمانی ۱۹ روزه در ۱۹ تیرماه حادث شده، به ۵۸۵۹ متر می‌رسد. کمترین ستبرای هواسپهر با تأخیر حدود یک‌ماهه در ۲ بهمن روی داده، به ۵۴۷۸ متر کاهش می‌یابد. بر این اساس، تغییرات فصلی دما موجب تغییر ستبرای هواسپهر ایران به میزان حدود ۳۸۱ متر می‌گردد. از آنجا که دامنه تغییرات میانگین دما در ایران در طول سال حدود ۲۰ درجه است و با هر درجه سلسیوس تغییر دما، ستبرای هواسپهر حدود ۲۰ متر تغییر می‌یابد، از این رو، عدد ۳۸۱ متر چندان دور از واقعیت نیست.

نتیجه گیری

گرمایش جهانی خواه ریشه در چرخه‌های طبیعی دستگاه آب و هوا داشته باشد و خواه پیامد دستکاری‌های بشر در طبیعت بوده باشد، موجودیت انسان و بسیاری از موجودات زنده را تهدید می‌کند. رفتار میانگین ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی نشان از آن دارد که نه تنها دمای سیاره در چند دهه گذشته افزایش یافته، بلکه رفتار دما دستخوش دگرگونی شده است. طی یک دوره ۳۵ ساله (۱۳۵۷-۱۳۹۲) حدود ۱۳ متر بر ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی افزوده شده است و این در ارتباط با افزایش دمای میانگین کره زمین ناشی از پدیده گرمایش جهانی است. سال ۱۳۷۷ نقطه عطفی در تغییرات ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی است. در این سال جهشی در سری زمانی ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی حادث شده و دما پیش و پس از سال ۱۳۷۷ پیرامون میانگین‌های متفاوتی نوسان می‌کند.

بررسی‌ها نشان داد که تغییرات ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی در تمامی عرض‌های جغرافیایی یکسان نیست. در مناطق حاره بسیار ناچیز و در عرض‌های جغرافیایی بالا بسیار شدیدتر بوده است. از آنجا که اختلاف میانگین ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی بین استوا و قطب حدود ۶۳۰ متر است، افزایش ستبرای نیمکره شمالی در عرض‌های بالا، از کاهش اختلاف دما بین قطب و استوا، حکایت دارد. علاوه بر این، سری زمانی ستبرای هواسپهر در مناطق حاره از نوسان کمتری برخوردار بوده، روند محسوسی نشان نمی‌دهد؛ لیکن از عرض ۴۰ درجه به بالا، نوسان بیش‌تری در سری زمانی ملاحظه می‌شود و روند افزایشی محسوسی قابل مشاهده است.

بررسی رابطه بین ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی و ایران نشان می‌دهد که ستبرای هواسپهر ایران حدود ۸۴ متر بیش‌تر از میانگین ستبرای نیمکره شمالی است و از نوسان بیش‌تری نیز برخوردار است. این بدان معناست که هواسپهر ایران نسبت به میانگین نیمکره شمالی گرم‌تر بوده و ورودش‌پذیری بیش‌تری دارد؛ به طوری که در طی دوره ۳۵ ساله بر ستبرای هواسپهر ایران حدود ۱۵/۵۷ متر افزوده شده که حدود ۲/۷ متر بیش‌تر از میانگین ستبرای نیمکره شمالی، افزایش یافته است؛ یعنی سرعت روند افزایش گرمایش جهانی در ایران بیش از میانگین نیمکره شمالی است و در نتیجه کشور ما بیش‌تر در معرض تبعات گرمایش جهانی قرار دارد.

سری زمانی دمای کمینه نسبت به دمای بیشینه رابطه بهتری را با سری زمانی میانگین ستبرای هواسپهر نیمکره شمالی نشان می‌دهد؛ در حالی که سری زمانی دمای بیشینه نسبت به دمای کمینه رابطه قوی‌تری با سری زمانی ستبرای هواسپهر ایران دارد. از سوی دیگر، بررسی سری دمای کمینه و ستبرای هواسپهر ایران نشان داد که رفتار دمای کمینه در قبل و بعد از سال ۱۳۷۱ تغییر یافته و این می‌تواند بازتاب دهنده افزایش ورودش‌پذیری دمای کمینه در فاز دوم باشد. در مجموع بررسی‌ها نشان داد که با هر درجه افزایش میانگین دما در ایران، حدود ۱۷ متر بر ستبرای هواسپهر ایران افزوده می‌شود. تغییرات فصلی دما نیز موجب تغییر ستبرای هواسپهر ایران به میزان حدود ۳۸۱ متر می‌گردد.

جان کلام اینکه در وقوع گرمایش جهانی چندان جای تردید نیست و بهتر است به جای مناقشه بر سر وقوع یا عدم وقوع آن به فکر چاره‌جویی برای دفع تبعات منفی آن باشیم؛ زیرا کشور ما نسبت به سایر مناطق نیمکره شمالی، بیش‌تر در معرض آسیب‌های جدی این پدیده قرار دارد.

منابع

- 1- Jennifer A. Francis and Stephan J. Varvrus .(2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather, *Geophysical Research letters*, 39, 1-6.
- 2- Jennifer A. Francis, Weihan Chan, Daniel J. Leathers, James R. Miller (2009), Winter Northern Hemisphere Weather Patterns remember summer Arctic sea-ice extent, *Geophysical Research letters*, 36, 1-5.
- 3- John M. Wallace, Yuan Zhang, and Kai-Hon Lau. (1993). Structure and Seasonality of Interannual and Interdecadal Variability of the Geopotential Height and Temperature Fields in the Northern Hemisphere Troposphere. *J. Climate*, 6, 2063–2082.
- 4- Judith Perlwitz, Martin Hoerling, and Randall Dole. (2015). Arctic Tropospheric Warming: Causes and Linkages to Lower Latitudes. *J. Climate*, 28, 2154–2167.
- 5- Makrogiannis, T. J., H. S. Sahsamanoglou .(1992). Analysis of mean temperature variations at the 1000/500 hPa layer over Europe, 1945–88, *Theoretical and Applied Climatology*, 45, 193-200.
- 6- Michaels, P. J., D. E. Sappington, D. E. Stooksbury, B. P. Hayden .(1990). Regional 500 mb heights and U.S. 1 000-500 mb thickness prior to the radiosonde era, *Theoretical and Applied Climatology*, 42, 149-154.
- 7- Miles, F. Hariss. (1959). An Evaluation of 12-hr statistical forecasts of the 100-to 500-mb thickness, *Journal of Meteorology*, 16, 1-5.
- 8- Nelson Eric, Roland Stull and Edvard Eloranta, (1989), A prognostic relationship for Entrainment Zone Thickness, *Journal of Applied Meteorology*, 28, 885-903.
- 9- Radinovic, Djuro .(1975). An analogue method for weather forecasting using the 500/1000 mb relative topography, *monthly weather review*, 103, 639-649.
- 10- Screen, J. a., and I. Simmonds. (2010). the central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification, *Nature*, 465, 1334-1337.
- 11- Serreze, M. C., A. P. Barrett , J. c. Stroeve, D. N. Kinding, and M. M. Holland .(2009). The emergence of surface-based Arctic amplification, *cryosphere*, 3, 11-19.
- 12- Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. kay, J. Maslanik, and A. P. Barrett .(2012). The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover, A research synthesis, *clim. Change*, 110, 1005-1027.
- 13- Zerefos, C. S., and P. J. Crutzen .(1977). Stratospheric Thickness Variations over the Northern Hemisphere and Their Possible Relation to Solar Activity. *J. Geophys. Res.*, 80, 5041–5043.



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی