ارزیابی نیمرخ قائم دمای جو شهر شیراز با استفاده از داده‌های رادیوسوند: پیوند دما و بارش

الهام فخاری زاده شیرازی[۱]، سید محمد جعفر ناظم‌السادات[۲]، مسعود حقیقت[۳]، علی اکبر کامگار حقیقی[۴]

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی کشاورزی – دانشگاه شیراز

۲- استاد بخش مهندسی آب دانشکده کشاورزی- دانشگاه شیراز

۳- معاون مدیریت شبکه پایش هواشناسی کشور

۴- استاد بخش مهندسی آب دانشکده کشاورزی- دانشگاه شیراز

چکیده

ارزیابی ساختار دمایی نیمرخ قائم جو کره زمین از ابزارهای کلیدی برای درک فرایندهای دینامیکی، تابشی و شیمیایی جو زمین و نیز شناخت لایه‌های مرزی درون آن و بررسی تغییر اقلیم می‌باشد. در راستای شناخت ویژگی‌های نیمرخ قائم دمایی جو زمین در بخش‌های جنوبی ایران، داده‌های گردآوری شده رادیو سوند ایستگاه شیراز واکاوی گردید. داده‌ها از سطح زمین تا ارتفاع نزدیک به سی کیلومتری بالای سطح دریا را برای دوره زمانی ۲۰۱۰-۲۰۰۵ در مقیاس زمانی ماهانه و فصلی پوشش می‌دادند. یافته‌های پژوهش نشان داد که در هنگام پرتاب بالن (۳/۵ بامداد ایران برابر با نیمه شب گرینویچ) پدیده وارونگی هوا در همه روزهای سال رخ می‌دهد. ضخامت این لایه بیشتر میان ۱۰۰ تا ۲۸۰ متر در نوسان است. از ارتفاع بالاتر از ۱۷۶۰-۱۵۸۰ متر از سطح دریا (۲۸۰- ۱۰۰ متری سطح زمین)، تا پایان وردسپهر اندازه افت اهنگ دما میان$^{\circ}$C /km ۶-۴ در نوسان بود. بلندی وردایست در ایستگاه شیراز میان ۱۶۴۹۴ تا ۱۹۰۰۶ متری از سطح دریا در نوسان بود. بیشترین ارتفاع وردایست در فصل زمستان و کمترین آن در فصل پاییز دیده شد که اندازه آن به ترتیب ۱۸۱۳۸ و ۱۷۱۵۸ متر از سطح دریاست. ناسازگاری‌هایی میان یافته‌های این پژوهش و یافته پژوهشگران در استرالیا دیده شد که درباره آن بحث شده است. همچنین نشان داده شد که افزایش ارتفاع وردایست می‌تواند نشانه‌هایی از افزایش بارش در ماه‌های سرد سال باشد. از ارتفاع نزدیک به ۱۸ تا ۳۰ کیلومتری سطح زمین شیب دگرگونی دما با ارتفاع مثبت است و اندازه آن میان ^{o}C/km ۲-۱ نوسان می‌کند.

کلمات کلیدی: نیمرخ دما، وردسپهر، وردایست، نمایه مادن جولیان.

۱- مقدمه

پژوهش پیرامون ساختار عمودی جو یک سری از روش‌های ارزشمند برای شناخت فرایندهای دینامیکی، تابشی و شیمیایی لایه‌های جوی و مرز میان لایه‌ها است. یکی از مهم‌ترین سازه‌ها در نیمرخ قائم جو، دما می‌باشد که ارزیابی نوسان‌های آن نشان پر رنگی در بررسی کیفیت هوا، پیش‌بینی‌های هواشناسی و ویژگی‌های اقلیم دارد. همچنین، اندازه‌گیری ریزبینانه نیمرخ قائم دمایی برای ارزیابی اقلیم شهری و شناخت جزایر گرمایی در شهرها از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است.

پژوهش‌های گوناگونی بر روی ساختار عمودی جو در مقیاس‌های گوناگون زمانی و مکانی انجام گرفته است. گسترش دانش و فناوری سنجش از دور نیز کمک بزرگی به شناسایی بیشتر و بهتر نیمرخ عمودی جو نموده است.

ونگ[۱] (۲۰۱۰) به بررسی واکنش نیمرخ قائم دمایی نسبت به گرد و غبار در پهنه صحرای آفریقا با بکارگیری داده‌های گردآوری شده از ماهواره FORMOSAT-3 پرداخت.

نی آ و همکاران[۲] (۲۰۰۲) ساختار دمایی جو میانی در دو پهنه گرمسیری را بررسی کردند. آن‌ها نشان دادند که در پهنه جغرافیایی دشت چانگلی در چین، لایه آرام‌ایست در دامنه ارتفاعی ۵۰-۴۵ کیلومتر با دمای ۲۸۰K-۲۶۵ نوسان می‌کند. در دشت گاندانکی که این لایه دارای ضخامت بیشتری بود، دمای آن در دامنه ۲۷۰-۲۶۰ کلوین نوسان می‌کرد.

ویلسینکسا و همکاران[۳] (۲۰۰۵) دگرگونی‌های نیمرخ عمودی جو در بازه‌های گوناگون زمانی را بررسی کردند. پژوهش آن‌ها نشان داد که نیمرخ قائم دما در ماه‌های گوناگون سال دچار نوسان‌های فراوانی می‌گردد. همچنین

1- Wang
2- Neeaetall
3-Wilczynska

آن‌ها دریافتند که دگرگونی روزانه نیم‌رخ عمودی جو به اندازه دگرگونی‌های فصلی برای بررسی رگبارها دارای اهمیت است.

مائو و همکاران[1] (۲۰۰۹) با کمک لیدار فرابنفش[2] ویژگی‌های نیم رخ قائم دمایی جو در لایه[3] ABL را بررسی کردند. پارمس واران وهمکاران[4] (۲۰۰۰) با بکارگیری رادار و لیدار به ارزیابی نیم‌رخ قائم دمایی جو در بازه ۴ تا ۸۰ کیلومتری پهنه‌های گرمسیری پرداختند. با بکارگیری روش‌های پیشرفته آن‌ها اقدام به استخراج نیم‌رخ قائم دمایی در وردسپهر و پوشن‌سپهر پایینی نمودند.

خاندو و همکاران[5] (۲۰۱۱) باکاربرد داده‌های ماهواره‌ای به واکاوی تغییرات در ارتفاع و دمای وردایست در گستره قاره استرالیا پرداختند. یافته‌های آنان نشان داد که در دوره زمانی سپتامبر ۲۰۰۱ تا آوریل ۲۰۰۸، ارتفاع وردایست در استرالیا به اندازه ۱/۳±۴/۸ متر افزایش یافته است. این افزایش ارتفاع با ۰۰۷/. ±۰۱۹/۰- درجه کلوین کاهش دما همراه بوده است. هرچند دوره زمانی در این پژوهش کوتاه می‌باشد، یافته‌ها نشان دهنده افزایش در ارتفاع و کاهش دمای وردایست در استرالیا در این دوره زمانی می‌باشد که نگارندگان مقاله آن را نشانی از تغییر اقلیم دانسته‌اند.

صادقی حسینی و همکاران (۱۳۸۴) با محاسبهٔ آب قابل بارش به روش ترمودینامیکی از روی نمودارهای هواشناختی و مقایسه آن با بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های زمینی منطقهٔ تهران، رابطه‌ای برای پیش‌بینی کمّی بارش به‌دست آوردند. یافته‌های این پژوهش معرفی آستانه احتمال آب قابل بارش برای دستور بارورسازی ابر و همچنین برآورد حداقل آب قابل بارش برای احتمال وقوع بارندگی و سیل می‌باشد. این آستانه برای ابرهای همرفتی تهران بین ۲۰ تا ۲۵ میلی‌متر به‌دست آمده است. علاوه برآن، به آستانهٔ ۷ میلی‌متر آب قابل بارش ابر برای احتمال و قوع بارش دست یافتند.

جستجوهای کتابخانه‌ای و اینترنتی انجام شده نشانگر آن بود که ویژگی‌های دمایی نیمرخ دمایی جو در جنوب ایران و ایستگاه شیراز تاکنون به شیوه‌ای علمی ارزیابی نگردیده است. ارتفاع لایه وارونگی در نزدیکی زمین و نیز نوسان‌های ارتفاعی و دمایی لایه مرزی وردایست در این ایستگاه هم با پرسش‌های فراوانی روبرو بود. روند کاهش دما در لایه وردسپهر و افزایش آن در لایه پوشن‌سپهر در جنوب کشور نیز تاکنون ارزیابی علمی نگردیده بود. بنابراین نیاز بود تا نوسان‌های ماهانه و فصلی در نیم‌رخ قائم دمایی این ایستگاه و برخی از ویژگی‌های آن روشن گردد. این ویژگی‌ها نقش بنیادینی در بهبود پیش‌بینی‌های هواشناسی و شناخت اقلیم و تغییرات آن دارد. انگیزه اساسی این پژوهش یافتن پاسخ‌های علمی به این پرسش‌ها می‌باشد. افزون بر این، نوسان ارتفاع وردایست در ماه‌های گرم و سرد و پیوند احتمالی این نوسان‌ها با رخداد دوران‌های خشک و تر هم نیازمند ارزیابی‌های علمی فراوانی است که در این پژوهش در حد توان به آن‌ها پرداخته شد.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

این پژوهش بر پایه داده‌های گردآوری شده در ایستگاه جو بالای شیراز (عرض ۲۹/۶ درجه شمالی و طول ۵۲/۵ درجه شرقی) به انجام رسیده است. شهر شیراز در بخش مرکزی استان فارس و در پهنه کوهستانی زاگرس جای گرفته است و آب و هوای معتدلی دارد. ایستگاه در ارتفاع ۱۴۸۰ متری از سطح دریا جای گرفته است و میانگین بارش و دمای سالانه شیراز به ترتیب ۳۳۷ میلی‌متر و ۱۸ درجه سلسیوس است.

۲-۲-داده‌ها

داده‌های به‌کار گرفته شده در این پژوهش از مجموعه داده‌های روزانه رادیوسوند ایستگاه همدیدی شیراز در دوره زمانی ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۰ فراهم شده است. این داده‌ها از سوی اداره کل هواشناسی فارس در دسترس نگارندگان قرار گرفت که بدین وسیله از این اداره کل سپاسگزاری می‌گردد.

1- Mao et all
2- Ultraviolet rotational Raman lidar
3- Atmospheric boundary layer
4- Parrameswaran
5- Khandu

داده‌های دریافتی از رادیوسوندهایی دریافت شد که در ساعت GMT 00، برابر با ساعت محلی ۳/۵ نیمه شب، پرتاب شده‌اند و از سطح زمین تا ارتفاع نزدیک به ۳۰ کیلومتری بالای سطح دریا را پوشش می‌دهند. زمان پیمودن این گذار ۳۰ کیلومتری بستگی به سرعت باد و اندازه پایداری هوا میان ۱/۵ تا ۲/۰ ساعت می‌باشد. داده‌هایی که در هر پرتاب گردآوری می‌شود در برگیرنده این هفت ویژگی است: ۱- زمان پرتاب بالن ۲- زمان دریافت هر داده ۳- ارتفاع بالن از سطح دریا ۴- دما ۵- نم نسبی۶- سوی باد ۷-سرعت باد. افزون بر داده‌های رادیوسوند، از نقشه‌ها و داده‌های سازمان مدیریت جوی و اقیانوسی ایالات متحده آمریکا نیز برای تفسیر یافته‌ها بهره‌برداری گردید.

۲-۳-روش کار

از آنجا که ارزیابی نوسان‌های دما در نیم‌رخ قائم جو انگیزه بنیادین این پژوهش می‌باشد، در هر پرتاب، داده‌های دما و ارتفاع و نم نسبی با ریزبینی فراوان بیرون آورده شدند.گرچه داده‌های رادیوسوند در بازه‌های یکسان زمانی دریافت می‌شوند، اما سرعت اوج‌گیری بالن در روزهای گوناگون یکسان نیست و بستگی فراوانی به سرعت باد و اندازه ناپایداری هوا در هر لایه دارد. بنابراین اگر به دنبال دمای برداشت شده برای یک ارتفاع ویژه باشیم باید داده روزهایی پردازش گردند که سرعت بالاروی رادیوسوند نزدیک به‌هم باشد. داده‌های گردآوری شده در چنین روزهایی که ارتفاع بالن پس از n ثانیه از پرتاب، کم و بیش، یکسان بود، پردازش گردیدند. با میانگین‌گیری از داده‌های روزانه سری زمانی، داده‌های ماهانه و سپس فصلی ساخته شد. پس از آراسته‌سازی داده‌ها، روند افزایشی یا کاهشی دما و نیز چگونگی تغییر در شیب دمایی در لایه‌های بالایی جو ارزیابی گردید.

۳-یافته‌ها و بحث

الگوی نوسان‌های دما در نیم‌رخ قائم جو در سال‌های مورد بررسی، تا اندازه فراوانی، یکسان بودند و ناهم‌سازی معنی‌داری میان آنها دیده نشد. از این روی، گرچه داده‌های همه سال‌ها بررسی شد، اما در ارایه شکل‌ها به یافته‌های سال ۲۰۰۸ که داده آماری همه ماه‌های آن در دسترس بود و در بخش میانی دوره ۲۰۰۵-۲۰۱۰ جای دارد، بسنده گردید. در شکل‌های ارائه شده رفتار دما با تغییرات ارتفاع در لایه‌های گوناگون جو برای ماه‌های آغازین هر فصل نشان داده شده است.

۳-۱- رخداد وارونگی در لایه وردسپهر

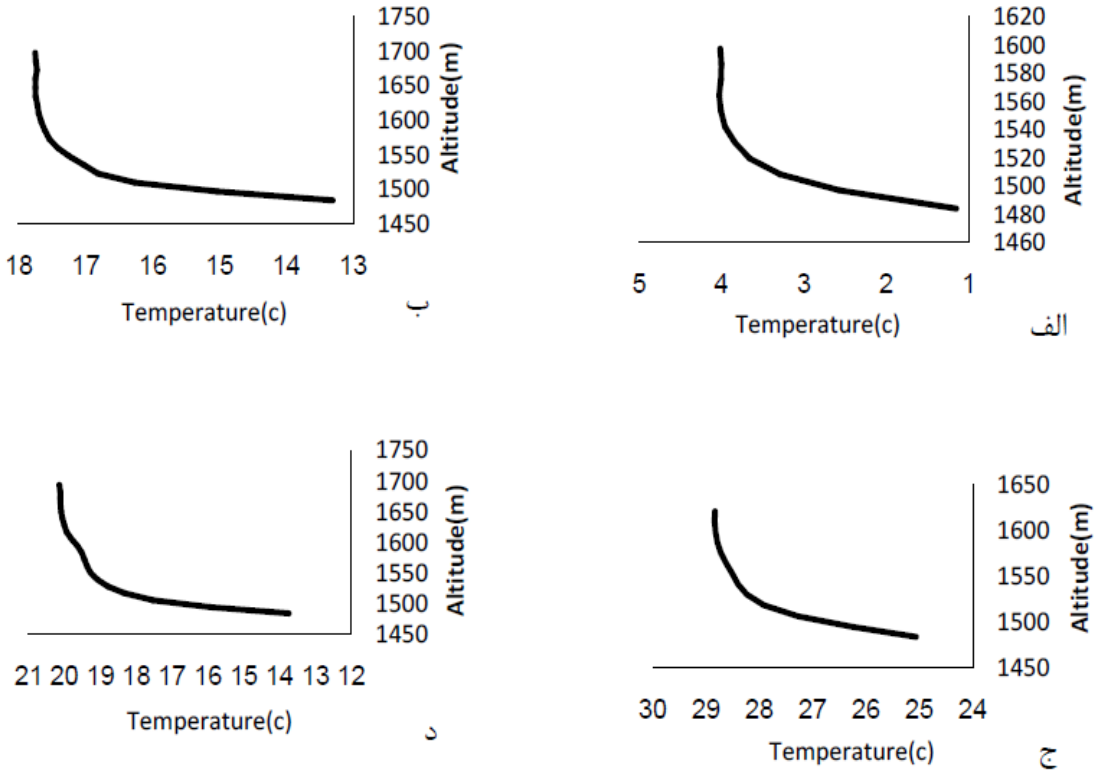
شکل ۱(الف تا د) نمونه‌ای از روند افزایش دما در لایه وارونگی را نشان می‌دهند. همان‌گونه که دیده می‌شود در فاصله نزدیک به ۱۰۰ متری و بویژه ۵۰ متری سطح زمین دما با شیب بسیار تندی نزدیک به ۰/۰۸درجه سلسیوس در متر افزایش می‌یابد. پس از آن شیب آرام شده و دما تا ارتفاع نزدیک به۲۰۰ متری سطح زمین ثابت است. بیشترین و کمترین شیب افزایش دما به ترتیب در ماه‌های اکتبر و جولای رخ داده است. گرچه در ماه جولای پس از نزدیک به سه درجه افزایش دما روند افزایشی پایان می‌یابد، در اکتبر لایه دما یکسانی پس ازپنج درجه گرم شدن هوای زیرین آغاز می‌شود. بیشترین روند افزایشی دما پس از اکتبر در آوریل و ژانویه و در پایان کمترین آن در جولای دیده می‌شود.

پس از گذر از لایه وارونگی، روند کاهش دما با افزایش ارتفاع آغاز می‌گردد. میانگین دما در پایان لایه وارونگی دما در فصول بهار، تابستان، پاییز و زمستان به‌ترتیب برابر با ۲۲، ۲۶، ۱۳ و ۹ درجه سلسیوس می‌باشد.

در جدول (۱) ارتفاع پایانی لایه وارونگی برای همه ماه‌ها در دوران شش ساله مورد بررسی نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، کمترین بلندی لایه وارونگی در ماه ژانویه سال ۲۰۰۸ برابر ۱۶۰۸ متر از سطح دریا (۱۲۸ متری ایستگاه شیراز) دیده شده است. در همین حال بیشترین گسترش لایه وارونگی دیده شده مربوط به ژانویه سال ۲۰۱۰ است که بلندی این لایه به ۱۷۲۵ متری از سطح دریا یا ۲۴۵ متری ایستگاه رسیده است. بنابراین نمی‌توان گفت که در همه سال‌ها ارتفاع لایه وارونگی در ماه ژانویه کمترین یا بیشترین است. داوری برای دیگر ماه‌های سال نیز دشوار

می‌باشد. آمار ارایه شده در این جدول گویای آن است که نم نسبی هوا نشان پر رنگی بر ضخامت لایه وارونگی دارد. در ماه‌هایی که اندازه نم نسبی بیشتر است، ارتفاع لایه وارونگی کمتر می‌باشد. با این همه، پیوند نم نسبی و کاهش ارتفاع وارونگی از دیدگاه آماری معنی‌دار نگردید و نیازمند پژوهش‌های بعدی است.

یادآور می‌شود که نم نسبی یک بسته هوا یا با کاهش دما و یا با افزایش غلظت مولکول‌های بخار آب افزایش می‌یابد. بنابراین باید کاهش ارتفاع لایه وارونگی را یا در شب‌های بسیار سرد و یا در هنگامی که مولکول‌های بخار آب در محیط افزایش پیدا می‌کند، جستجو کرد. از آنجا که سرد شدن زمین گسترش لایه پایداری را به دنبال دارد، افزایش نقطه شبنم که نشانگر افزایش نم ویژه نیز است، به کاهش لایه وارونگی دما می‌انجامد. به دیگر سخن، با افزایش نم ویژه هوا و ورود نم از جای دیگر، هوا ناپایدارتر می‌گردد و لایه وارونگی کوچک می‌شود.



شکل ۱- روند افزایشی دما در لایه دارای وارونگی دمایی
(الف) ژانویه ۲۰۰۸
(ب) آوریل ۲۰۰۸
(ج) جولای ۲۰۰۸
(د) اکتبر ۲۰۰۸

جدول ۱- ارتفاع و نم‌نسبی در پایان لایه وارونگی دما در ایستگاه شیرازدر دوره آماری ۲۰۱۰-۲۰۰۵

ماه	۲۰۰۵		۲۰۰۶		۲۰۰۷		۲۰۰۸		۲۰۰۹		۲۰۱۰		میانگین ماهانه	
	ارتفاع از سطح زمین (متر)	رطوبت (درصد)	ارتفاع ازسطح زمین (متر)	رطوبت (درصد)	ارتفاع ازسطح زمین (متر)	رطوبت (درصد)	ارتفاع ازسطح زمین (متر)	رطوبت (درصد)	ارتفاع ازسطح زمین (متر)	رطوبت (درصد)	ارتفاع ازسطح زمین (متر)	رطوبت (درصد)	ارتفاع ازسطح زمین (متر)	رطوبت (درصد)
ژانویه	۱۵۷	۴۸	۱۴۶	۴۷	۱۶۵	۵۴	۱۲۸	۶۳	۲۰۶	۹	۲۴۵	۱۱	۱۷۵	۳۹
فوریه	۱۳۱	۵۱	۱۵۲	۵۵	۱۰۹	۶۱	۱۸۳	۳۴	۱۵۹	۲۹	۱۵۸	۳۴	۱۴۹	۴۴
مارچ	۱۷۸	۴۱	۲۲۷	۳۷	۱۷۶	۳۳	۲۲۴	۲۱	۱۴۱	۴۱	۲۵۴	۷	۲۰۰	۳۰
آپریل	۱۸۸	۲۷	۱۴۱	۴۲	۱۷۱	۳۹	۲۳۰	۲۷	۱۸۹	۱۳	۱۸۹	۸	۱۸۵	۲۶
می	۱۶۴	۲۱	۱۶۵	۲۰	۲۱۶	۲۲	۱۶۸	۲۲	۱۷۸	۱۰	۱۸۹	۵	۱۸۰	۱۷
جون	-	-	۱۶۶	۱۵	۱۷۰	۲۰	۲۲۱	۱۳	۲۰۱	۱۵	-	-	۱۸۹	۱۶
جولای	-	-	۲۱۶	۱۸	۱۸۰	۲۴	۱۵۲	۱۷	-	-	-	-	۱۸۴	۱۹
آگوست	-	-	۱۱۶	۲۰	-	-	۱۳۸	۲۱	۲۱۳	۴	-	-	۱۵۵	۱۵
سپتامبر	-	-	۱۵۵	۲۳	۱۹۲	۲۰	۱۵۵	۲۰	۲۴۴	۲	-	-	۱۸۶	۱۶
اکتبر	-	-	۱۷۴	۳۲	۱۸۴	۲۸	۲۲۴	۵	۱۹۵	۶	-	-	۱۹۵	۱۸
نوامبر	-	-	۱۶۷	۳۹	۲۷۸	۲۸	۲۲۷	۱۴	۱۷۱	۲۵	-	-	۲۱۱	۲۶
دسامبر	-	-	۱۰۳	۷۰	۱۹۸	۵۰	۱۹۰	۱۳	۱۶۶	۳۵	-	-	۱۶۴	۴۲

از آنجا که زمان پرتاب رادیوسوند ۳/۵ ساعت پس از نیمه شب است، دمای هوا در نزدیکی زمین به کمینه خود نزدیک می‌باشد و رخداد وارونگی در این هنگام پذیرفتنی است.

۳-۲- افت اهنگ دما در لایه وردسپهر (ماهانه و فصلی)

از ارتفاع نزدیک به ۱۵۸۰ تا ۱۷۶۰متری از سطح دریا و یا به عبارتی پایان لایه وارونگی تا ارتفاع نزدیک به ۱۹-۱۶/۵ کیلومتری از سطح زمین شیب تغییرات دما با ارتفاع، منفی می‌گردد. در این لایه با افزایش ارتفاع، دما کاهش می‌یابد. روابط رگرسیونی بین ارتفاع و دما حاکی از آن است که شیب تغییرات دما بین $^{o}C/km$ ۵-۴ در ماه‌های سرد تا $^{o}C/km$ ۶ در ماه‌های گرم نوسان می‌کند. بنابراین هر ۱۰۰۰متر اوج‌گیری با ۴ تا ۶ درجه سلسیوس کاهش دما همراه است. در جدول (۲) ارتفاع و دمای هوای وردایست درماه‌های مختلف سال برای دوره ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۰ نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، کمینه دمای وردایست در دامنه ۷۴- تا ۷۷/۵- درجه سلسیوس در ماه‌های جون و جولای رخ می‌دهد. بالاترین دمای این لایه مرزی نیز در ماه‌های دسامبر و ژانویه روی داده است که اندازه آن نزدیک به ۶۸- درجه سلسیوس است. در دوره بررسی شده ارتفاع وردایست در ایستگاه شیراز میان ۱۶۴۹۴ متر (دسامبر۲۰۰۹) تا ۱۹۰۰۶متر (مارچ ۲۰۰۹) از سطح دریا در نوسان بوده است. میانگین دمای وردایست در این دوره شش ساله ۷۱/۶- درجه سلسیوس برآورد شد.

جدول ۲- ارتفاع و دمای ورداست در ایستگاه شیرازدر دوره آماری ۲۰۱۰- ۲۰۰۵

ماه	۲۰۰۵		۲۰۰۶		۲۰۰۷		۲۰۰۸		۲۰۰۹		۲۰۱۰		میانگین ماهانه	
	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع از سطح دریا (متر)
ژانویه	-۶۶	۱۸۱۸	-۶۹	۱۸۲۴۳	-۶۸	۱۸۴۸۶	-۶۸	۱۷۲۲۷	-۶۶	۱۷۶۵۴	۷۰	۱۸۲۱	-۶۸	۱۸۰۰۱
فوریه	-۶۷	۱۷۹۹	-۷۰	۱۸۱۲۸	-۷۰	۱۷۷۴۵	-۷۲	۱۸۰۸۹	-۷۳	۱۸۲۴۳	۶۸	۱۸۱۹	-۷۰	۱۸۰۶۶
مارچ	-۷۰	۱۷۹۴	-۷۱	۱۸۰۳۶	-۶۹	۱۸۷۶۷	-۷۲	۱۷۳۳۷	-۶۹	۱۹۰۰۶	۷۰	۱۸۹۸	-۷۰	۱۸۳۴۶
آبریل	-۷۰	۱۸۷۹	-۶۸	۱۸۶۷۸	-۶۹	۱۸۵۳۷	-۷۱	۱۷۹۱۴	-۶۸	۱۸۰۵۳	۶۸	۱۸۲۶	-۶۹	۱۸۳۷۴
می	-۷۱	۱۸۲۷	-۷۴	۱۸۱۲۶	-۷۳	۱۷۳۱۱	-۷۳	۱۸۰۵۶	-۷۴	۱۷۶۸۷	۷۰	۱۷۸۰	-۷۲	۱۷۸۷۷
جون	-	-	-۷۶	۱۷۵۵۳	-۷۷	۱۷۸۷۳	-۷۷	۱۷۸۰۰	-۷۶	۱۷۵۹۰	-	-	-۷۷	۱۷۷۰۴
جولای	-	-	-۷۷	۱۷۷۳۰	-۷۷	۱۸۳۵۲	-۷۵	۱۷۷۰۹	-	-	-	-	-۷۶	۱۷۹۳۰
آگوست	-	-	-۷۵	۱۷۸۵۱	-	-	-۷۴	۱۷۵۰۷	-۷۳	۱۷۸۴۵	-	-	-۷۴	۱۷۷۳۴
سپتامبر	-	-	-۷۴	۱۷۵۶۲	-۷۶	۱۷۶۴۲	-۷۵	۱۷۳۰۹	-۷۴	۱۷۱۸۸	-	-	-۷۵	۱۷۴۲۵
اکتبر	-	-	-۷۱	۱۷۳۳۰	-۷۱	۱۶۸۱۶	-۷۲	۱۶۸۷۱	-۷۰	۱۶۹۲۳	-	-	-۷۱	۱۶۹۸۵
نوامبر	-	-	-۷۰	۱۶۵۸۱	-۷۱	۱۷۰۰۵	-۶۸	۱۸۱۵۲	-۶۸	۱۶۷۶۴	-	-	-۶۹	۱۷۱۲۵
دسامبر	-	-	-۶۸	۱۸۳۴۴	-۶۸	۱۶۷۴۶	-۶۸	۱۷۸۶۹	-۶۶	۱۶۴۹۴	-	-	-۶۷	۱۷۳۶۳
میانگین سالانه	-	-	-۷۲	۱۷۸۴۷	-۷۲	۱۷۷۵۳	-۷۲	۱۷۶۵۳	-۷۱	۱۷۵۸۶	-	-	-۷۲	۱۷۷۴۴

خاندو و همکاران (۲۰۱۱) نشان دادند که گرچه ارتفاع ورداست از استوا به سوی عرض‌های بالاتر کاهش می‌یابد، در عرض‌های میانی (همانند عرض جغرافیایی شیراز) ناهنجاری‌ها در روند تغییرات دما و ارتفاع ورداست فراوان است. بر پایه یافته‌های آنان، روند گرم شدن و تغییر اقلیم زمین بر دما و ارتفاع ورداست در استرالیا سایه افکنده است. همچنین نشان داده شده است که در این کشور برای یک اندازه از دما، ارتفاع ورداست در گذر زمان به گونه‌ای معنی‌دار افزایش پیدا نموده است. اگرچه برای بازه زمانی کوتاه مورد بررسی چنین روندی برای ایستگاه شیراز پیدا نگردید، اما این چند سال نمی‌تواند پایه ارزیابی‌های تغییر در ارتفاع ورداست در بلند مدت باشد. همان‌گونه که در جدول (۲) دیده می‌شود، بیشترین اوج سالانه ورداست در سال ۲۰۰۶ به اندازه ۱۷۸۴۷ متر رخ داده است. این اوج تا سال ۲۰۰۹ که با ۲۶۱ متر فرود به پایین‌ترین اندازه می‌رسد، روند کاهشی دارد که با نشانه‌های تغییر اقلیم در استرالیا هماهنگ نیست.

برای بررسی ریزبینانه‌تر، از توانایی‌های سایت سازمان ملی مدیریت جوی-اقیانوسی ایالات متحده آمریکا به آدرس:

http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl

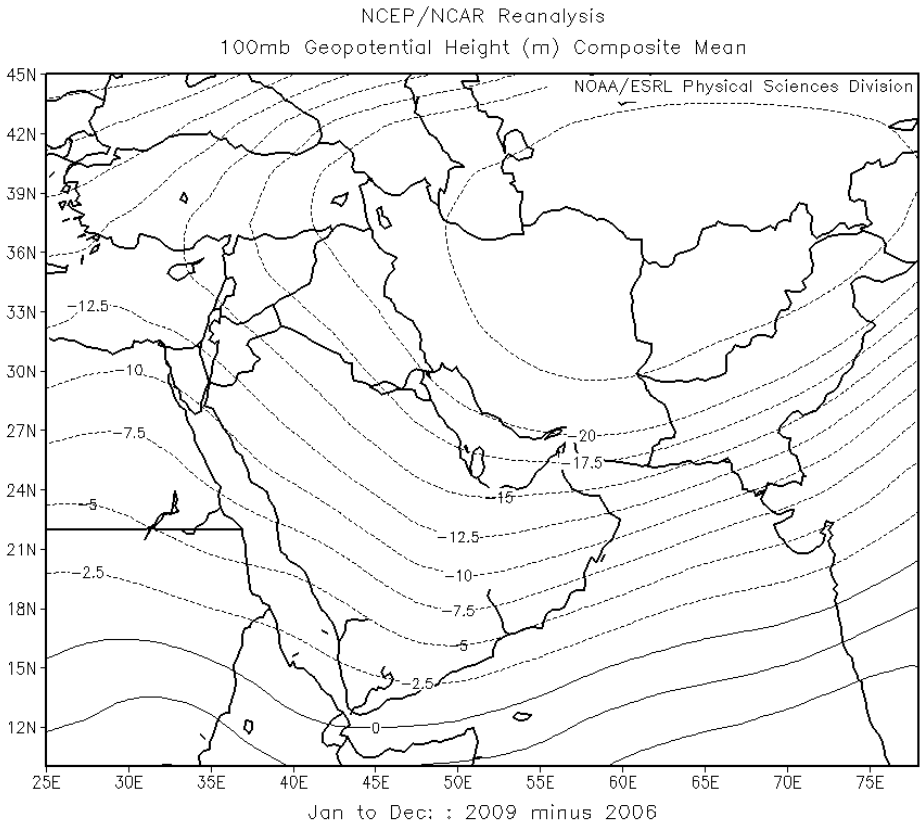
در تولید نقشه‌های ارتفاع سطح ژئوپتانسیل بهره‌برداری گردید. تفاوت ارتفاع لایه ۱۰۰ میلی‌باری برای سال‌های ۲۰۰۶ و ۲۰۰۹ در خاورمیانه بررسی شد (شکل ۲). داده‌های مربوط به تمام ماه‌های سال است تا با آنچه در جدول ۲ آمده

است هماهنگی داشته باشد. همان‌گونه که دیده می‌شود، هم‌ساز با یافته‌های این جدول، ارتفاع وردایست در سال ۲۰۰۹ کمتر از ۲۰۰۶ است. با این همه، باید یادآور شد که چنین کاهش ارتفاعی یک روند کلی نیست و شاید یک استثنا باشد.

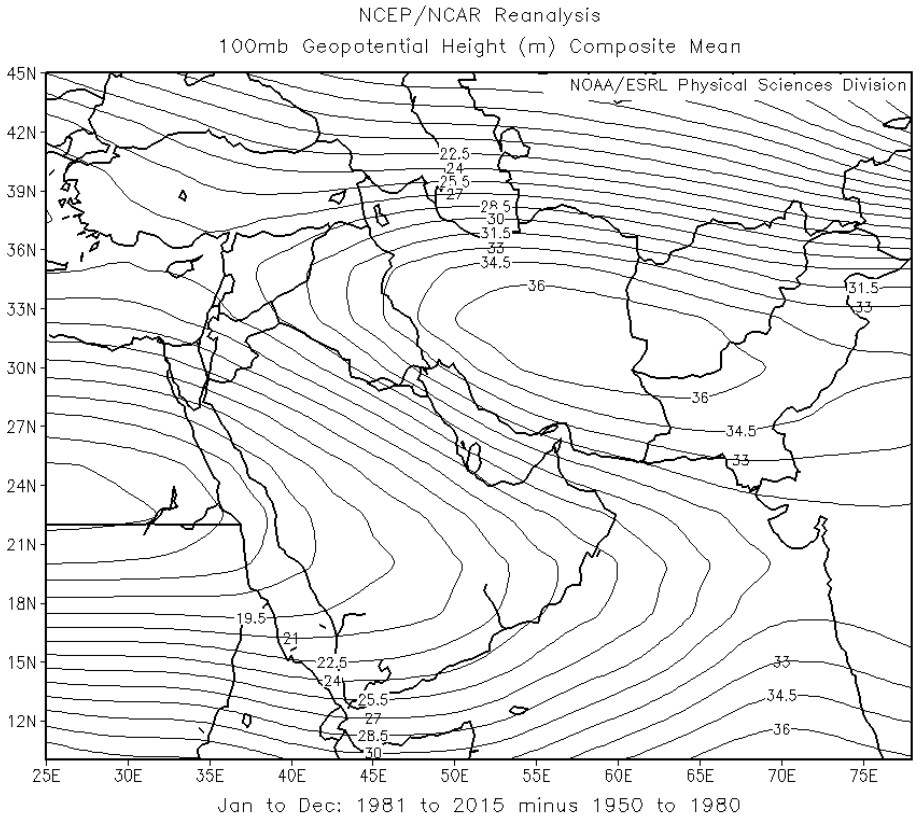
برای بررسی تغییرات دهه‌ای و چند دهه‌ای در ارتفاع وردایست، تفاوت ارتفاع لایه ۱۰۰ میلی‌باری برای همه ماه‌های سال دو دوره ۱۹۵۰-۱۹۸۰ و ۱۹۸۱- ۲۰۱۵ بررسی شد (شکل ۳). علامت مثبت روی این شکل نشانگر بالا رفتن ارتفاع این لایه در دوران ۱۹۸۱- ۲۰۱۵ در سنجش با دوره سی‌ساله پیش از آن می‌باشد. همان‌گونه که دیده می‌شود، ارتفاع وردایست در دوره اخیر در سراسر خاورمیانه و به ویژه جنوب ایران افزایش یافته است. بنابراین آنچه در شکل ۲ دیده می‌شود یک نوسان زودگذر است و روند کلی در افزایش ارتفاع وردایست می‌باشد. افزایش ارتفاع در لایه ۱۵۰ میلی‌بار نیز بررسی و همانند شکل ۳ بود.

ارتفاع وردایست از یک ماه به ماه دیگر و از یک سال به سال دیگر دارای نوسان‌های فراوانی است که برای درک ریشه این فراز و فرودها نیاز به پژوهش‌های جداگانه است. برای نمونه، همان‌گونه که در جدول (۲) دیده می‌شود، در هنگامی‌که در ماه اکتبر در سال ۲۰۰۸ وردایست در ۱۶۸۷۱ متری بالای سطح دریا است، در ماه بعدی یعنی نوامبر همین سال با ۱۲۸۱ متر فراز به ۱۸۱۵۲ متری این سطح می‌رسد. به دیگر سخن، در هنگامی‌که کمترین اوج در ماه اکتبر رخ داده است، در ماه پس از آن، یکی از بیشترین فرازها در گذر این چند سال دیده شده است. البته این یک قانون نیست زیرا نوسان‌های ارتفاع در دو ماهه اکتبر و نوامبر سال ۲۰۰۹ هماهنگی چندانی با اندازه‌های این دو ماهه در سال ۲۰۰۸ ندارد. در هنگامی‌که در اکتبر سال ۲۰۰۹ ارتفاع وردایست نسبت به یک سال پیش تنها ۵۲ متر بالاتر رفته است در ماه بعد (نوامبر)، این ارتفاع به ۱۶۷۶۴ متر رسیده است که در سنجش با سال گذشته همین ماه (۲۰۰۸) نزدیک به ۱۴۰۰ متر افت را نشان می‌دهد. توجیه این‌گونه نوسان‌های بزرگ در ارتفاع وردایست نیازمند در دسترس بودن داده‌های چند دهه‌ای از این ایستگاه و دیگر ایستگاه‌های همسایه و نیز داده‌های بارش و باد است.

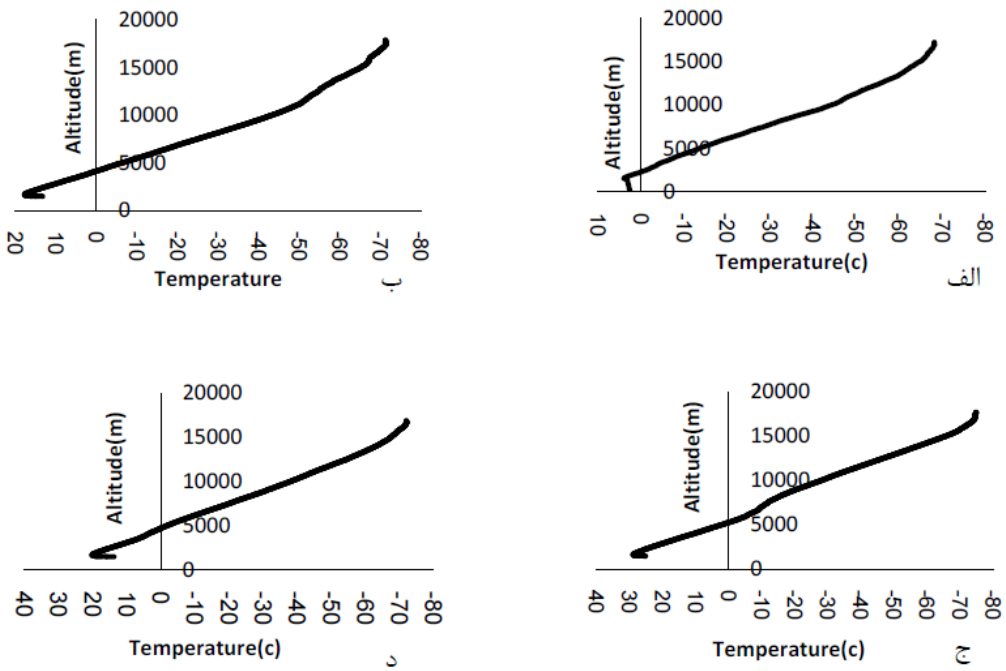
در شکل۴ (الف تا د) به عنوان نمونه روند کاهشی دما با ارتفاع در ماه‌های آغازین هر فصل سال ۲۰۰۸ نمایش داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود این روند از بالای لایه وارونگی تا نزدیکی‌های ۱۲۰۰۰ متری از سطح دریا (mb ۲۰۰) دارای شیب تندتری است. در بالای این لایه روند کاهشی دما آهسته می‌گردد تا آن‌که با رسیدن به وردایست صفر می‌شود. آماره‌های جدول (۲) و نیز شکل ۴ (د) نشانگر آن است که پایین‌ترین اوج لایه وردسپهر در اکتبر یا همان مهر ماه رخ می‌دهد. در برابر، در ماه‌های مارچ، فوریه و ژانویه وردایست با ارتفاعی بالاتر از ۱۸۰۰۰ متر بیشترین اوج خود را داشته است. همان‌گونه که دیده می‌شود در جولای روند کاهشی دما در نزدیکی ۶ کیلومتری سطح دریا بسیار کاهش می‌یابد و در دو کیلومتر بالاتر دوباره روند کاهشی خود را باز می‌یابد. بودن چنین لایه یکسان دما و پایدار در نیمه جو به اوج‌گیری آدیاباتیکی هوای گرم پایان می‌بخشد. از این روی، در بخش بزرگی از نیمه جنوبی ایران، رخداد بارش و ناپایداری هوا در تابستان‌ها بسیار اندک است. در بقیه سال‌ها نیز چنین روندی مشاهده می‌شود.



شکل ۲- تفاوت ارتفاع ژئوپتانسیل بین سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۰۶ در سطح ۱۰۰ میلی‌باری



شکل ۳- تفاوت ارتفاع ژئوپتانسیل بین سال‌های (۲۰۱۵-۱۹۸۱) و (۱۹۸۰ – ۱۹۵۰) در سطح ۱۰۰ میلی‌باری

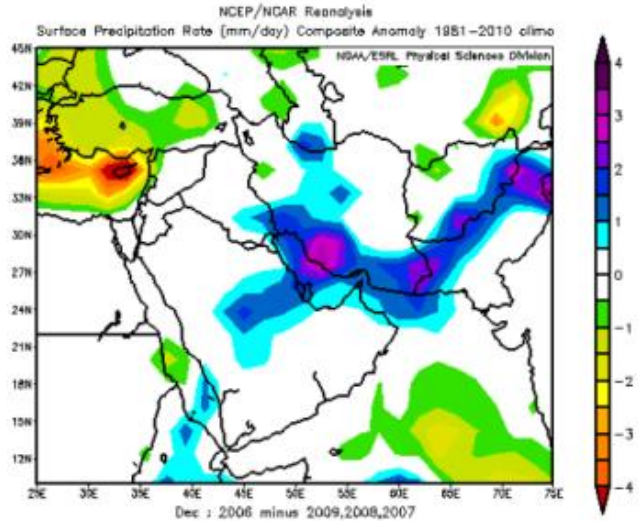


شکل٤- ارتفاع- دما در لایه وردسپهر
الف) ژانویه ۲۰۰۸
ب) آوریل ۲۰۰۸
ج) جولای ۲۰۰۸
د) اکتبر ۲۰۰۸

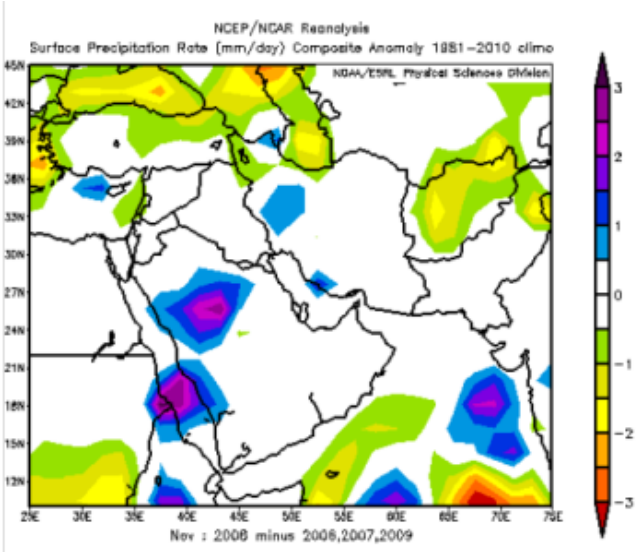
۳-۳- ارتفاع وردایست و بارش

نخستین ارزیابی‌ها نشانگر پیوند معنی‌داری میان اندازه بارش ماهانه و ارتفاع وردایست می‌باشد که نیازمند پژوهش‌های بیشتر است. برای نمونه، در ماه دسامبر سال ۲۰۰۶ که بلندی وردایست به ۱۸۳۴۴ می‌رسد، میانگین بارش در پهنه خاورمیانه بیشتر از هر یک از دیگر سال‌ها و میانگین آن‌ها می‌باشد. شکل ۵ (الف) تفاوت میانگین بارش این ماه در سال ۲۰۰۶ و سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۹ را نشان می‌دهد. در این شکل، اندازه‌های مثبت بارش نشانگر پهنه‌هایی است که با اوج گیری بیشتر وردایست، بارش افزایش می‌یابد. همان‌گونه که دیده می‌شود، در گستره جنوبی ایران این افزایش بارش می‌تواند تا ۴ میلی‌متر در روز (۱۲۰ میلیمتر در ماه) برسد. شکل ۵ (ب) همانند شکل۵ (الف) است ولی برای ماه نوامبر، که نشانگر افزایش بارش در ایران و عربستان سعودی است. یادآور می‌شود که در این ماه میانگین بارش سال ۲۰۰۸ (سال بیشترین اوج) بیشتر از دیگر سال‌ها می‌باشد (جدول ۲). برای ماه‌های ژانویه و فوریه، دامنه نوسان میان بیشینه و کمینه بلندی وردایست بسیار کمتر از ماه‌های نوامبر و دسامبر است. با این حال نشانه‌هایی از افزایش بارش با فراز بیشتر وردایست دیده می‌شود. در ماه مارچ بالاترین فراز در سال ۲۰۰۹ رخ داده است که باز هم بارش این دوره در گستره جنوبی ایرن بیش از همه سال‌ها بوده است (شکل۵ ج).

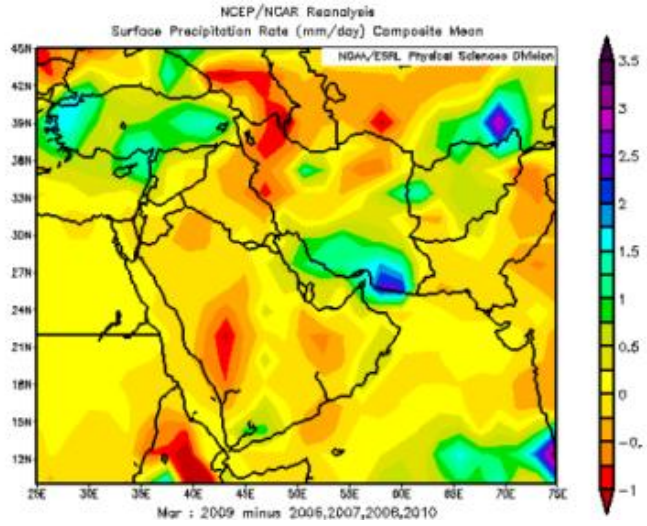
بر پایه میانگین‌گیری‌های انجام شده، در جدول (۳) میانگین فصلی دما و ارتفاع در خط وردایست در ایستگاه شیراز ارائه شده است.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۵- تفاوت میانگین بارش (الف) در ماه دسامبر سال ۲۰۰۶ با سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۹ (ب) ماه نوامبر ۲۰۰۸ با سال‌های ۲۰۰۶، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ (ج) ماه مارچ ۲۰۰۹ با سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹

جدول ۳- میانگین فصلی دما و ارتفاع از سطح دریا در خط وردایست در ایستگاه شیراز در دوره آماری ۲۰۱۰-۲۰۰۵

سال	بهار		تابستان		پاییز		زمستان		میانگین سالانه	
	ارتفاع (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع (متر)	دما (درجه سلسیوس)	ارتفاع (متر)	دما (درجه سلسیوس)
۲۰۰۵	۱۸۵۳۶	-۷۰/۲	-	-	-	-	۱۸۰۴۰	-۶۸/۰	-	-
۲۰۰۶	۱۸۱۱۹	-۷۲/۹	۱۷۷۱۴	-۷۵/۴	۱۷۴۱۸	-۶۹/۵	۱۸۱۳۶	-۶۹/۶	۱۷۸۴۷	-۷۱/۹
۲۰۰۷	۱۷۹۰۷	-۷۳/۱	۱۷۹۹۷	-۷۶/۶	۱۶۸۵۶	-۶۹/۹	۱۸۳۳۲	-۶۹/۲	۱۷۷۷۳	-۷۲/۲
۲۰۰۸	۱۷۹۲۳	-۷۳/۸	۱۷۵۰۸	-۷۴/۷	۱۷۶۳۱	-۶۹/۳	۱۷۵۵۱	-۷۰/۹	۱۷۶۵۳	-۷۲/۲
۲۰۰۹	۱۷۷۷۷	-۷۲/۷	۱۷۵۱۷	-۷۳/۲	۱۶۷۲۷	-۶۷/۹	۱۸۳۰۱	-۶۹/۱	۱۷۵۸۰	-۷۰/۷
۲۰۱۰	۱۸۰۳۳	-۶۸/۸	-	-	-	-	۱۸۴۶۵	-۶۹/۱	-	-
میانگین فصلی	۱۸۰۴۹	-۷۱/۹	۱۷۶۸۴	-۷۵/۰	۱۷۱۵۸	-۶۹/۱	۱۸۱۳۸	-۷۱/۹	۱۷۷۱۳	-۷۱/۷

۳-٤-مقایسه نیم‌رخ دمایی جو با استرالیا

بر پایه داده‌های جدول (۳)، بیشترین و کمترین اوج وردایست به ترتیب در فصل‌های زمستان و پاییز است که اندازه آن به ترتیب ۱۸۱۳۸ و ۱۷۱۵۸ متر از سطح دریا می‌باشد. بهار و تابستان در مرحله سوم و چهارم ارتفاعی جای گرفته‌اند. در فصول زمستان وپاییز افت اهنگ در لایه وردسپهر ۵ در هزار و فصول بهار وتابستان ۶ در هزار می‌باشد.

درمطالعه داده‌های جو بالا در استرالیا توسط خاندو در سال ۲۰۱۱ نمایان شد که در بیشترین ارتفاع وردایست در تابستان نیمکره جنوبی و نزدیک به ۱۷ کیلومتراست و در زمستان از این ارتفاع تا ۴ کیلومتر کاسته می‌شود. این یافته‌ها با یافته‌های این پژوهش هم‌ساز نیست گرچه داده‌های به کار برده شده در استرالیا از همه ایستگاه‌های جو بالای این کشور فراهم شده است و در این پژوهش تنها داده‌های یک ایستگاه بررسی شده است. با این همه، ناهم‌سازی میان یافته‌ها چشمگیر است و از همین روی داده‌های ارایه شده در جدول (۳) چند بار بازبینی گردید. این‌گونه ناسازگاری بین یافته‌های پژوهش انجام شده در استرالیا و ایران بر نیاز به انجام پیوسته چنین پژوهش‌هایی پافشاری می‌کند. یادآور می‌شود که کاهش ارتفاع وردایست از قطب به استوا خطی نیست بلکه دارای ۲ شکست بزرگ می‌باشد. این شکست‌ها در دامنه نوسان‌های رودبارهای قطبی[1] و رودبارهای فراگرمسیری[2] می‌باشد. از آنجا که ایستگاه شیراز در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی یعنی در کانون رودبارهای فراگرمسیری[3] جای گرفته است، نوسان‌های فصلی و سالانه ارتفاع وردایست در این ایستگاه می‌تواند دارای ناهنجاری‌هایی باشد که تنها با اندازه‌گیری‌های پیوسته و واکاوی داده‌ها می‌توان به ویژگی‌های آن پی‌برد. افزون براین، خطای دستگاه و خطای انسانی در ایستگاه شیراز باید ارزیابی شود.

۳-۵-نوسان‌های وردایست و پدیده نوسان‌های مادن جولیان[4]

برای یافتن پاسخی بسنده به این پرسش که چرا اوج وردایست در زمستان بیشتر از تابستان است باید توجه داشت که بارش‌های ایستگاه شیراز در ماه‌های سرد سال بویژه در زمستان رخ می‌دهد. ناظم السادات و قائد امینی(۱۳۹۱) نشان داده‌اند که بارش‌های همرفتی وابسته به پدیده نوسان‌های مادن جولیان یکی از ویژگی‌های اقلیمی جنوب ایران و شیراز می‌باشد. انرژی آزاد شده از بارش‌های همرفتی ناشی از این

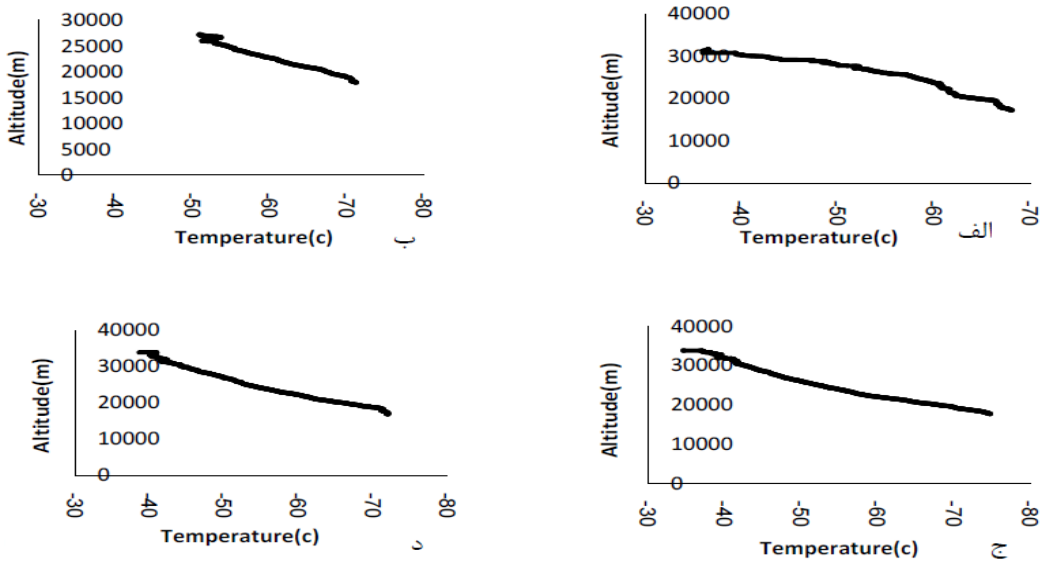
1- Polar Front
2- Subtropical High
3- Subtropical Jet Stream
4- Madden Julian Oscillation, MJO

پدیده در زمستان می‌تواند یک سازه اقلیمی برای گرم شدن وردسپهر و افزایش این ارتفاع باشد. در زمستان‌هایی که جنوب ایران با کمبود بارش روبرو است نیز انرژی گرمایی بسیار بزرگی از پهنه‌های استوایی اقیانوس هند به سوی بخش‌های جنوبی ایران روانه می‌گردد که می‌تواند نشان پر رنگی در فراز بیشتر وردایست داشته باشد. پس هم در دوران پر بارش و هم در دوران کم بارش پدیده MJO نقش پر رنگی در انتقال نم و انرژی و یا انرژی تنها به جنوب ایران دارد. این انرژی می‌تواند به اوج‌گیری بیشتر وردایست بیانجامد. از آنجا که رخدادهای خشکی و بارانی بودن هوا در شیراز پیوند فراوانی با پدیده MJO دارد. نوسان‌های فصلی در ارتفاع وردایست به‌ویژه در فصل زمستان هم می‌تواند ناشی از این پدیده باشد. سان و لی (۲۰۰۷) نیز نشان دادند که ارتفاع وردایست در پهنه‌های استوایی با کارکرد پدیده MJO در پیوند است. با رخداد بارش‌های همرفتی در نواحی استوایی، انرژی گرمایی آزاد شده به گرم شدن لایه وردسپهر و سرد شدن بخش پایینی پوشن‌سپهر می‌انجامد.

ارزیابی‌های نگارندگان نشان داد که در زمستان‌ها فشار هوا در وردایست کمتر از تابستان‌ها می‌باشد. برای نمونه، اگر در ژانویه فشار هوا در وردایست برابر A هکتوپاسکال باشد، در تابستان‌ها این لایه در A+B هکتوپاسکال جای دارد (B مثبت است).

۳-٦- افزایش دما با افزایش ارتفاع در لایه پوشن سپهر پایینی

در شکل۴ (الف تا د) نمودار افزایش دما با ارتفاع در لایه پایینی پوشن سپهر مربوط به ماه‌های آغازین هر فصل سال ۲۰۰۸ نشان داده شده است.



شکل ٤- ارتفاع- دما در لایه پوشن‌سپهر الف) ژانویه ۲۰۰۸، ب) آوریل ۲۰۰۸، ج) جولای ۲۰۰۸ و د) اکتبر

این شکل نشان می‌دهد که از ارتفاع نزدیک به ۱۹-۱۶/۵ کیلومتر تا ۳۰ کیلومترکه آخرین ارتفاع برداشت داده است، دما افزایش می‌یابد. بنابراین آغاز لایه آرام سپهر از نزدیکی ۱۶/۵ کیلومتری در پاییز تا ۱۹/۰ کیلومتری در زمستان و بهار است.

همچنین شیب تغییرات دما بین ۰۰۱/. در فصل‌های سرد تا ۰۰۲/. در فصل‌های گرم در نوسان است یعنی هر ۱۰۰۰متر اوج گیری با ۱ تا ۲ درجه سانتی گراد افزایش دما همراه است.

۳-۷- تعیین نمودار تغییرات دما در لایه وردسپهر و پوشن سپهر

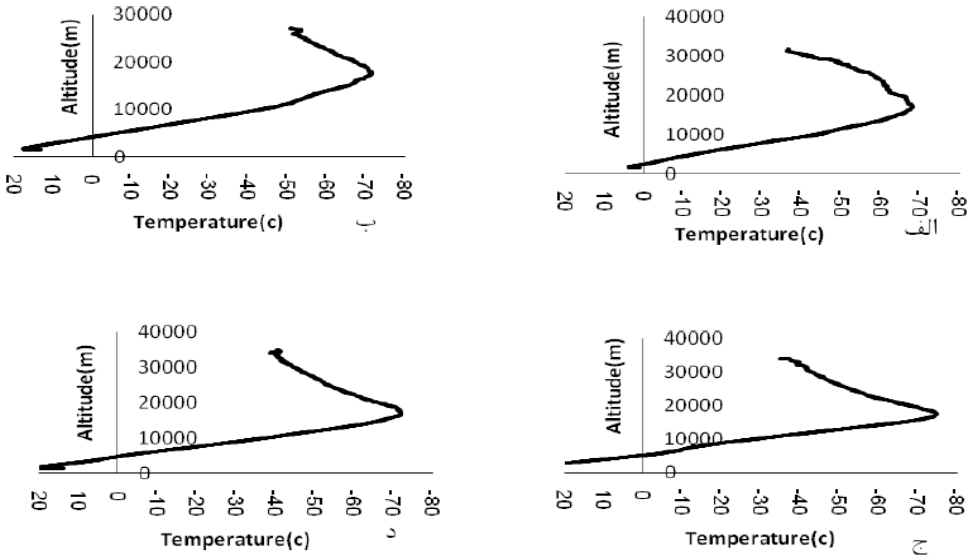
شکل۵ (الف تا د) تغییرات دما با ارتفاع در لایه وردسپهر و پوشن‌سپهر پایینی در ایستگاه شیراز در ماه‌های آغازین هر فصل در سال۲۰۰۸ را نمایش می‌دهد.

همان‌گونه که دیده می‌شود، نوسان‌های دما در لایه‌های وردسپهر و پوشن‌سپهر دارای ۳ شکست است. این شکست‌ها عبارتند از:

۱- ۱۰۰ تا۳۰۰ متر ابتدایی صعود از سطح زمین که وارونگی دما مشاهده می‌شود (لایه وارونگی در وردسپهر).

۲- از ارتفاع ۱۷۶۰-۱۵۸۰ متر تا ۱۹-۵/ ۱۶کیلومتر که با افزایش ارتفاع دما کاهش می‌یابد (لایه کاهشی دما در وردسپهر).

۳- از ارتفاع نزدیک ۱۹-۱۶/۵کیلومتر تا حداکثر ارتفاع ثبت شده (حدود ۳۰ کیلومتر) که با افزایش ارتفاع دما نیز افزایش می‌یابد (پوشن‌سپهر).



شکل ۵- ارتفاع- دما در لایه وردسپهر و پوشن‌سپهر پایینی الف) ژانویه ۲۰۰۸، ب) آوریل ۲۰۰۸، ج) جولای ۲۰۰۸ و د)اکتبر۲۰۰۸

٤- نتیجه‌گیری

بررسی‌های انجام شده نشان داد که در ساعت ۳/۵ بامداد به وقت محلی، پدیده وارونگی دمایی، کم و بیش، در همه روزهای سال در ایستگاه شیراز رخ می‌دهد و ضخامت لایه وارونگی بیشتر میان ۱۰۰ تا ۲۸۰ متر نوسان می‌کند. نشان داده شد در هنگامی که نم نسبی هوا بالا است ضخامت لایه وارونگی کمتر است. از ارتفاع نزدیک ۱۷۶۰-۱۵۸۰ متر از سطح دریا افت اهنگ دمایی منفی می‌گردد و میانگین آن ۵°C/km-۴ در ماه‌های سرد و ۶°C/km در ماه‌های گرم سال است. افت اهنگ دما در فصل‌های زمستان و پاییز نزدیک به ۵ در هزار و در فصل‌های بهار و تابستان نزدیک به ۶ در هزار می‌باشد. در گذر شش سال ۲۰۱۰-۲۰۰۵ بلندی وردایست در ایستگاه شیراز میان ۱۶۴۹۴ در دسامبر ۲۰۰۹ تا ۱۹۰۰۶ در مارچ ۲۰۰۹ از سطح دریا نوسان داشت. در این دوره میانگین دما در وردایست ۷۱/۶- درجه سلسیوس برآورد گردید. بیشترین ارتفاع وردایست در فصل زمستان و کمترین آن در فصل پاییز دیده شد که اندازه آن به ترتیب ۱۸۱۳۸ و ۱۷۱۵۸ متر از سطح دریاست. از ارتفاع نزدیک به ۱۸ تا ۳۰ کیلومتری سطح زمین که همان پوشن‌سپهر پایینی است، شیب دگرگونی دما با ارتفاع مثبت است و اندازه آن بین ۱°C/kmدر فصل‌های سرد تا ۲°C/kmدر فصل‌های گرم درنوسان است.

یافته‌های پژوهش نشان داد که، ناسازگار با برخی از یافته‌های پژوهشی در استرالیا، روند دگرگونی ارتفاع وردایست در ایستگاه شیراز کاهشی است که شناخت علت

آن نیازمند بررسی‌های بیشتری است. گرچه انتظار می‌رفت که بیشترین ارتفاع وردایست در فصل تابستان باشد. اما آوردهای این بررسی نشان داد که بیشترین ارتفاع وردایست در فصل زمستان است. جایگاه جغرافیایی شیراز که بر روی عرض ۳۰ درجه شمالی جای گرفته است و نیز پدیده مادن جولیان از ریشه‌های این ناهم‌سازی معرفی شدند. نشان داده شد که در ماه‌هایی که وردایست دارای ارتفاع بالاتری است اندازه بارش در پهنه‌های جنوبی ایران بیشتراست.

۵-منابع

۱-صادقی حسینی، س.ع.، س.، حجام و پ.، تفنگ ساز، ارتباط آب قابل بارش ابر و بارندگی دیده‌بانی شده در منطقه تهران، ۱۳۸۴، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۱، شماره ۲، صفحه۱۳ الی ۲۱.

۲-ناظم‌السادات، س. م. ج.، ح. قائد امینی، ارزیابی نشان پدیده‌های مادن- جولیان بر رخداد بارش‌های روزانه استان‌های سیستان و بلوچستان و فارس، ۱۳۹۱، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۶، شماره ۶، صفحه۱۳۷۲الی۱۳۸۳.

3- Hua, D., Uchida, M., & Kobayashi, T.''Ultraviolet Rayleigh-Mie lidar with Mie-scattering correction by Fabry-Perot etalons for temperature profiling of the troposphere''. Applied optics, 44(7), pp.1305-1314.2005.

4- Khandu ,· J. L. , Awange, J. L., Wickert, J., Schmidt, T., Sharifi, M. A., Heck, B., & Fleming, K.'' GNSS remote sensing of the Australian tropopause''. Climatic change,105(3-4), pp.597-618.2011.

5- Mao, J., Hu, L., Hua, D., Gao, F., & Wu, M.'' Pure rotational Raman lidar with fiber Bragg grating for temperature profiling of the atmospheric boundary layer''. OpticaApplicata, 38(4), pp.715-726.2008

6- Neea, J. B., Thulasiramana, S., Chena, W. N., Ratnamb, M. V., &Raob, D. N.''Middle atmospheric temperature structure over two tropical locations'', Chung Li (25◦ N; 121◦ E) and Gadanki. (13:5◦N; 79:2◦E, Jornal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 64 , pp. 1311–1319.2002.

7- Parameswaran, K., Sasi, M. N., Ramkumar, G., Nair, P. R., Deepa, V., Murthy, B. V., ... & Krishnaiah, M.'' Altitude profiles of temperature from 4 to 80 km over the tropics from MST radar and lidar''. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 62(15), pp.1327-1337.2000

8- Roble, R. G., & Dickinson, R. E.'' How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere''.Geophysical Research Letters, 16(12), pp.1441-1444.1989.

9- Singh, U. N., Keckhut, P., McGee, T. J., Gross, M. R., Hauchecorne, A., Fishbein, E. F., ... & Russell, J. M.'' Stratospheric temperature measurements by two collocated NDSC lidars during UARS validation campaign''. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012),101(D6), pp.10287-10297.1996.

10- Son, S. W., & Lee, S.''Intraseasonal variability of the zonal-mean tropical tropopause height''. Journal of the atmospheric sciences, 64(7), pp.2695-2706.2007.

11- Wang, K. Y.''Profiles of the atmospheric temperature response to the Saharan dust outbreaks derived from FORMOSAT-3/COSMIC and OMI AI''.Atmospheric Research, 96(1), pp.110-121.2010

12- Wilczyńska, B., Góra, D., Homola, P., Risse, M., &Wilczyński, H.''Variation of atmospheric depth profile on different time scales''. Astroparticle Physics, 25(2), pp.106-117.2006.