پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۵۲، شمارهٔ ۲، تابستان ۱۳۹۹
ص ۳۵۰- ۳۳۳

ویژگی‌های توصیفی وردایست بر روی جو ایران در فصول گذار

حسین عساکره* – استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، ایران
محمد دارند– دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه کردستان، ایران
سوما زندکریمی– دانشجوی دکتری تغییر اقلیم، دانشگاه زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۴/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۱/۲۰

چکیده

وردایست یک لایهٔ مرزی بین دو لایهٔ اتمسفر با ویژگی‌های بسیار متفاوت است. این منطقه نقش بسیار مهمی در هوا و اقلیم جهانی و منطقه‌ای دارد. در این پژوهش برای شناسایی وردایست بر روی جو ایران در ماه‌های فصل پاییز و بهار از داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسل پایگاه ECMWF برای ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی ۰/۲۵×۰/۲۵ درجهٔ قوسی و مشاهدات روزانه در بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ بهره گرفته شد. با توجه به تأثیرات و اهمیت وردایست، سعی شد وردایست و عواملی که احتمال ارتباط آن‌ها با وردایست می‌رفت بررسی شود. نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش نشان داد که روند تغییرات ترازهای فشار وردایست در همهٔ ماه‌های فصل بهار و ماه‌های اکتبر و نوامبر منظم بوده و با افزایش عرض جغرافیایی ارتفاع ترازهای فشار وردایست کاهش می‌یابد. بررسی تغییرات ارتفاع وردایست در رابطه با ترازهای فشار وردایست نیز نشان داد که در فصول واکاوی‌شده این دو نمایه با هم هماهنگ نیستند. براساس نتایج این پژوهش، مشخص شد که احتمال ارتباط وردایست با عوامل محلی پایین است و در بین همهٔ متغیرهای موردبررسی در همهٔ ماه‌های دو فصل موردمطالعه دمای تراز پایین و بالای وردایست بیشترین تأثیر را در روی وردایست دارند.

واژگان کلیدی: ارتفاع وردایست، ایران، بهار، پاییز، تراز فشاری وردایست.

مقدمه

جو زمین شامل لایه‌های مختلف و کمابیش تأثیرگذاری است که هر یک از نظر خواص پویشی، محتوایی، و تابشی تفاوت‌های قابل‌توجهی با هم دارند. وردایست (تروپوپاوز)[1] یک لایهٔ مرزی بین دو لایهٔ جو با ویژگی‌های بسیار متفاوت است که نقش بسیار مهمی در هوا و اقلیم جهانی، منطقه‌ای، ناحیه‌ای، و محلی دارد (رندل و جانسون، ۲۰۱۳). برای اولین بار اصطلاح وردایست را نیپر شاو[2] حوالی سال ۱۹۲۰ به‌کار برد (چاپمن، ۱۹۵۰). در طی دو دههٔ گذشته، میزان توجه به این بخش از جو در جامعهٔ علمی به‌صورت قابل‌توجهی افزایش یافته است. در حال حاضر، به‌صورت گسترده، نقش کلیدی وردایست در موضوعات مختلف پذیرفته شده است. از جملهٔ این تأثیرات می‌توان به ارتباط ارتفاع وردایست و تغییرات ازن پوشن‌سپهر (استینبرچ و همکاران، ۱۹۹۸؛ وروتسوس و همکاران، ۲۰۰۴؛ بکمن و همکاران، ۱۹۹۷؛ تانگ و پرادر، ۲۰۱۰)، مبادلهٔ بین وردسپهر و پوشن‌سپهر (دانیلسن، ۱۹۶۸؛ هولتون و همکاران، ۱۹۹۵؛ پن و همکاران، ۲۰۰۴؛ پرادر و همکاران، ۲۰۱۱)، میانگین تابش (سانتر و همکاران، ۲۰۰۳)، شکستگی‌های پوشن‌سپهر با عمق متوسط و شدید عموماً با بادهای

* نویسندهٔ مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۴۱۶۶۵۸
Email: asakereh@znu.ac.ir

1. Tropopause
2. Napier Shaw

سطحی شدید و بارش‌های سنگین (سکرلاک و همکاران، ۲۰۱۵) اشاره کرد. ریمبو و همکارانش (۲۰۱۶) نیز این نظریه را منعقد کرده‌اند که وردایست با ارتفاع کم زمینهٔ مناسبی برای چرخندزایی و بروز بارش‌های شدید فراهم می‌کند. ثبات در وردایست می‌تواند بر امواج اوروگرافی و میزان بارش‌های اوروگرافی تأثیرگذار باشد (کلمپ و لیلی، ۱۹۷۵؛ سیلر و دوران، ۲۰۱۵) مطالعات جدید نیز نشان داده‌اند که ممکن است بین وردایست و شدت چرخندهای گرمسیری ارتباط وجود داشته باشد (امانوئل و همکاران، ۲۰۱۳؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۴).

تاکنون در سطح جهان از روش‌های زیادی برای شناسایی وردایست استفاده شده است. اولین کارهایی که برای تعریف وردایست انجام شده درواقع وردایست را لایه‌ای مرزی بین بخش‌هایی از جو می‌دانسته‌اند که دارای تعادل همرفتی و موقعیت هم‌دما است (گولد، ۱۹۰۹). اولین تعاریف ارائه‌شده بر پایهٔ نرخ عمودی کاهش دما یا افت‌آهنگ دما (لپس‌ریت)[1] بوده است. شماری از پژوهشگران برای شناسایی وردایست از یک تراز ثابت استفاده کرده‌اند. مثلاً، شماری از پژوهشگران برای شناسایی وردایست ترازهای ۲۰۰ و ۲۵۰ هکتوپاسکال را به‌عنوان نماینده یا به‌عنوان وردایست عرض‌های میانه معرفی کرده‌اند (شرهانگ، ۱۹۴۸). شماری از پژوهشگران نیز از تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال برای شناسایی وردایست استفاده کرده‌اند. استفاده از یک تراز فشار ثابت برای وردایست با خطا همراه است و نمی‌تواند دقیق باشد، زیرا وردایست ممکن است بین ترازهای ۱۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال قرار گیرد. رویکرد فشار ثابت تنها برای بررسی وردایست در مناطق محدود مناسب است و بررسی خواص وردایست با این روش دقیق نیست (هونیکا و همکاران، ۱۹۹۸). علاوه بر این، وردایست در سطح جهان روزانه دو بار به‌وسیلهٔ رادیوسوندها اندازه‌گیری می‌شود. برای شناسایی وردایست به‌وسیلهٔ رادیوسوندها از آستانهٔ حرارتی تعریف‌شده به‌وسیلهٔ سازمان جهانی هواشناسی استفاده می‌شود (wmo، ۱۹۵۷). اما، با توجه به محدودیت تعداد رادیوسوندها در سطح جهان، استفاده از رادیوسوندها برای شناسایی وردایست دقیق نیست. علاوه بر موارد بیان‌شده، روش‌های دیگری برای شناسایی و ردیابی وردایست در سطح جهان از مقبولیت برخوردارند؛ در این زمینه می‌توان به نرخ کاهش دما یا لپس‌ریت (LRT)[2]، وردایست نقطهٔ سرد (CPT)[3]، وردایست بر پایهٔ تاوایی پتانسیل ایزونتروپیک (PV)[4]، حداکثر انحنای عمودی فرکانس برانت (BVF)[5]، ردیابی گازها در وردایست شامل نرخ کاهش ازن و ردیابی مواد شیمیایی با عنوان وردایست شیمیایی اشاره کرد (بسن و همکاران، ۱۹۹۶). روش‌های بالا به‌صورت گسترده در سطح جهان برای شناسایی وردایست استفاده شده‌اند؛ مثلاً، هوو و همکاران (۲۰۱۶)، بسن و همکاران (۱۹۹۶)، و اشنایدر (۲۰۰۴) از نمایهٔ نرخ کاهش دما (LRT) برای شناسایی وردایست استفاده کرده‌اند. پژوهشگرانی مانند گتلمن و همکاران (۲۰۱۱)، کانز و همکاران (۲۰۱۱)، و هورلینگ و همکاران (۱۹۹۱) برای شناسایی وردایست از شاخص تاوایی پتانسیل (PV) استفاده کرده‌اند.

در ایران نیز تا قبل از سال ۱۳۸۴ مطالعه‌ای در ارتباط با وردایست انجام نگرفته بود؛ برای اولین بار کریمی و همکاران (۱۳۸۴) به بررسی و مطالعهٔ ارتباط نوسانات ازن کلی جو با تغییرات وردایست بر فراز شهر اصفهان پرداختند. نتایج این پژوهش نشان‌دهندهٔ افزایش ارتفاع وردایست در منطقهٔ موردمطالعه است، اما در پژوهش انجام‌شده به‌وسیلهٔ کریمی و همکاران محدودهٔ جغرافیایی محدود بوده و نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش را نمی‌توان به کل کشور تعمیم

1. lapse-rate
2. lapse rate tropopause
3. cold-point tropopause
4. isentropic potential vorticity
5. maximum vertical curvature of the Brunt–Väisälä frequency

داد. شریفی و سام خانیانی (۱۳۹۰) نیز ناهنجاری ارتفاع و دمای وردایست ایران در طول نُه سال را با استفاده از شگرد RO[1]، با به‌کارگیری نشانک‌های فرستاده‌شده توسط سیستم تعیین موقعیت جهانی (GPS)[2]، به‌کار برده‌اند. برای اولین بار در ایران چنگیزی (۱۳۹۴) با استفاده از پایگاه داده‌های شبکه‌بندی‌شده به بررسی اقلیم‌شناسی وردایست بر روی ایران پرداخته است. داده‌های استفاده‌شده در پژوهش یادشده، میانگین روزانهٔ داده‌های بازکاوی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش جو (NCEP/NCAR)[3] برای فصل زمستان طی سال‌های ۱۹۴۹–۲۰۱۳ است. کمیت‌های دمای پتانسیلی، ارتفاع ژئوپتانسیل، و فشار در مقیاس کل ایران و شش منطقهٔ مجزا بر روی وردایست درون‌یابی شده‌اند. کیخسروی (۱۳۹۴) تغییرات آماری– همدیدی لایهٔ وردایست را برای دورهٔ یازده‌ساله (۲۰۰۰–۲۰۱۰) بررسی و ارتباط این تغییرات را با تغییرات بارش در خراسان رضوی ارزیابی کرد. براساس نتایج این پژوهش، مشخص شد که در زمان‌های وقوع بارش ارتفاع وردایست افزایش و در روزهای عدم بارش ارتفاع آن کاهش می‌یابد. این پژوهش نیز مانند پژوهش کریمی و همکاران (۱۳۸۴) برای یک ایستگاه به انجام رسیده و نتایج آن با اعتماد بسیار کمی بر مناطق دیگر تعمیم‌یافتنی است. لشکری و همکاران (۱۳۹۶) نیز با استفاده از داده‌های ژرفاسنج مادون قرمز جوی (AIRS)[4] تغییرات ماهانهٔ ارتفاع وردایست را بر روی ایران بررسی کردند. نتایج حاصل از این پژوهش نیز نشان داد که در ماه فوریه بیشترین اختلاف ارتفاع بین جنوب و شمال کشور رخ داده است. تقریباً در همهٔ پهنهٔ کشور منحنی هم‌ارتفاع موازی و مداری‌اند. در ماه‌های گرم سال نیز ارتفاع وردایست در جنوب شرق کاهش می‌یابد و بالاترین ارتفاع آن در مرکز کشور رخ می‌دهد. جدیدترین پژوهش‌های انجام‌شده بر روی وردایست در کشور ایران مربوط به برهانی و همکاران است که در پژوهش اول برهانی و احمدی گیوی (۱۳۹۷) با استفاده از داده‌های «مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مقیاس هوا (ECMWF)[5]» به تعریف وردایست پویشی و بررسی تاشدگی‌های وردایست در جنوب غرب آسیا در بازهٔ زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۳ پرداختند و در پژوهش بعدی برهانی و همکاران (۱۳۹۷) در همین منطقه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در بازهٔ زمانی ۲۰۱۳–۲۰۱۵ را ارزیابی کردند. در پژوهش‌های انجام‌شده به‌وسیلهٔ برهانی و همکاران، وردایست از لحاظ پویشی ارزیابی شده است و بازهٔ زمانی برای واکاوی وردایست به‌ترتیب ۱۴ و ۳ سال است. علاوه بر این، در دو پژوهش بیان‌شده فقط تاشدگی وردایست در منطقهٔ موردمطالعه بررسی شده است.

همان‌گونه‌که بیان شد، مطالعات انجام‌شده در سطح جهان بسیار گسترده بوده و در پژوهش‌های انجام‌شده وردایست از جهات مختلف ارزیابی شده است، اما، در مقایسه با مطالعات انجام‌شده در سطح جهان، در ایران شمار مطالعات محدود و روش‌های به‌کاربرده‌شده و طول دورهٔ آماری عمدتاً محدود و ناکافی‌اند. با توجه به موارد بیان‌شده در اهمیت وردایست و کمبود اطلاعات دربارهٔ این لایه در سطح ایران، لازم است ویژگی‌ها و عوامل مرتبط با این لایه با استفاده از داده‌ها و روش‌های مناسب ارزیابی شود. از این رو، در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های بازکاوی ECMWF با توان تفکیک مناسب، ویژگی‌های توصیفی وردایست در معرض توجه قرار گرفته است. هدف اصلی این پژوهش به‌دست‌آوردن شناختی دقیق از ویژگی‌های وردایست و عوامل مرتبط با آن در ماه‌های فصول پاییز و بهار بر روی جو ایران در بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ (چهل سال) است و تغییرات وردایست در محدودهٔ جغرافیایی ایران است.

1. Radio occultation
2. Global Positioning System
3. National Center for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research
4. atmospheric infrared sounder
5. European Center for Medium - Range Weather Forecasts

داده‌ها و روش‌ها

در این پژوهش برای شناسایی وردایست از داده‌های روزانهٔ دما و ارتفاع ژئوپتانسل پایگاه ECMWF برای ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی ۰٫۲۵×۰٫۲۵ درجهٔ قوسی در بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ بهره گرفته شد. بر این اساس، ۲۴۹۱ یاخته سرتاسر ایران‌زمین را پوشش داده است.

برای شناسایی وردایست از نمایهٔ نرخ کاهش دما موسوم به «وردایست دمایی»، از الگوریتمی که به‌وسیلهٔ ریچلر (۲۰۰۳) به‌کار گرفته شده است، استفاده شد. بر پایهٔ این نمایه، لایهٔ وردایست پایین‌ترین تراز جوی است که در آن شیو عمودی کاهش دما ۲ درجهٔ کلوین در کیلومتر $(2K^{\circ}/km)$ بوده و متوسط نرخ کاهش دمای این تراز تا دوکیلومتری ترازهای بالاتر از ۲ درجهٔ کلوین در هر کیلومتر تجاوز نکند (سازمان جهانی هواشناسی (WMO)، ۱۹۵۷؛ موهان‌کومار، ۲۰۰۸). براساس الگوریتم ریچلر (۲۰۰۳)، نخست افت‌آهنگ دما برآورد و ارزیابی شد. پس از تعیین نرخ افت‌آهنگ در میان همهٔ ترازها، با استفاده از میان‌یابی خطی، مقادیر برای تمامی سطح بین ترازها نیز برآورد شد. آن‌گاه در ترازی که میزان افت‌آهنگ دما کوچک‌تر از افت‌آهنگ بحرانی (۲ کلوین در کیلومتر) باشد استخراج شد. آن‌گاه ترازهای بالاتر نیز به لحاظ احراز افت‌آهنگ ۲ درجهٔ کلوین در کیلومتر و کمتر بررسی شد. درنهایت، اگر چندین تراز از دو معیار برخوردار باشند، محل استقرار وردایست در پایین‌ترین تراز این رخداد درنظر گرفته می‌شود (ریچلر و همکاران، ۲۰۰۳). برای اجرای محاسبات مربوط به این الگوریتم از امکانات برنامه‌نویسی در نرم‌افزار متلب بهره گرفته شد.

در پژوهش حاضر، علاوه بر تراز فشاری وردایست، ارتفاع وردایست (برحسب متر) نیز در همین بازهٔ زمانی ارزیابی شد. برای شناسایی ارتفاع وردایست از داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیل استفاده شد. با توجه به نوسان ترازهای فشار مختلف جو، هریک از تراز فشار وردایست همچون دیگر ترازهای ارتفاعی جو در موقعیت‌های ارتفاعی مختلفی قرار خواهد گرفت.

در این پژوهش سعی شد به عوامل احتمالی مرتبط با وردایست نیز توجه شود. بدین منظور، ارتباط تراز فشار و نیز ارتفاع وردایست با متغیرهای مکانی طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، و ارتفاع به‌وسیلهٔ همبستگی کلی و تفکیکی (جزئی) ارزیابی شد. همبستگی کلی به روش رابطهٔ ۱ محاسبه می‌شود (عساکره، ۱۳۹۰):

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}\sqrt{(y_i - \bar{y})^2}} \qquad (۱)$$

نتیجهٔ رابطهٔ ۱ بین ۱+ و ۱− است. ضریب ۱ بیانگر همبستگی کامل و مثبت و ۱− بیانگر همبستگی کامل و منفی بین دو متغییر است. اگر رابطه‌ای بین متغیرها وجود داشته باشد، اما کامل نباشد، ضریب همبستگی بین ۱+ و ۱− خواهد بود.

همبستگی تفکیکی (جزئی) تلاش می‌کند برخی از ابهامات موجود در تفسیر همبستگی را حل کند. برای ارزیابی رابطهٔ بین زوج معینی از متغیرها گاه ضروری است اثر متغیر(های) دیگر حذف شود تا رابطهٔ دو متغیر موردبررسی به‌طور خالص و بدون تأثیر متغیرهای دیگر (متغیرهای مزاحم یا متغیرهای کنترل) به‌دست آید. ضریب همبستگی جزئی بیانگر رابطه بین دو متغیر در حالتی است که نفوذ یک یا چند متغیر دیگر حذف شده باشد. مثلاً، رابطهٔ (همبستگی) دو متغیر x و با حذف اثر متغیر z به شکل رابطهٔ ۲ برآوردشدنی است (عساکره، ۱۳۹۰):

$$r_{xy.z} = \frac{r_{xy} - r_{xz}r_{yz}}{\sqrt{1 - r_{xz}^2}\sqrt{1 - r_{yz}^2}} \qquad (۲)$$

این رابطه با کنترل هرچند متغیر مزاحم قابل تعمیم است (برای بحثی مشابه به عساکره (۱۳۹۰: ۱۹۳–۱۹۷) مراجعه کنید). در پژوهش حاضر رابطهٔ تغییرات تراز فشاری و ارتفاع وردایست با هریک از عوامل مکانی بررسی شد. در یک حالت این رابطه به‌طور کلی ارائه شد. در حالت دوم رابطهٔ تغییرات تراز فشاری و ارتفاع وردایست با هریک از عوامل مکانی و با حذف اثر عوامل دیگر بررسی شد.

علاوه بر موارد بیان‌شده، ویژگی‌های دما در تراز پایین و بالای وردایست، تفاضل دمای این دو تراز بر روی جو ایران بررسی شد.

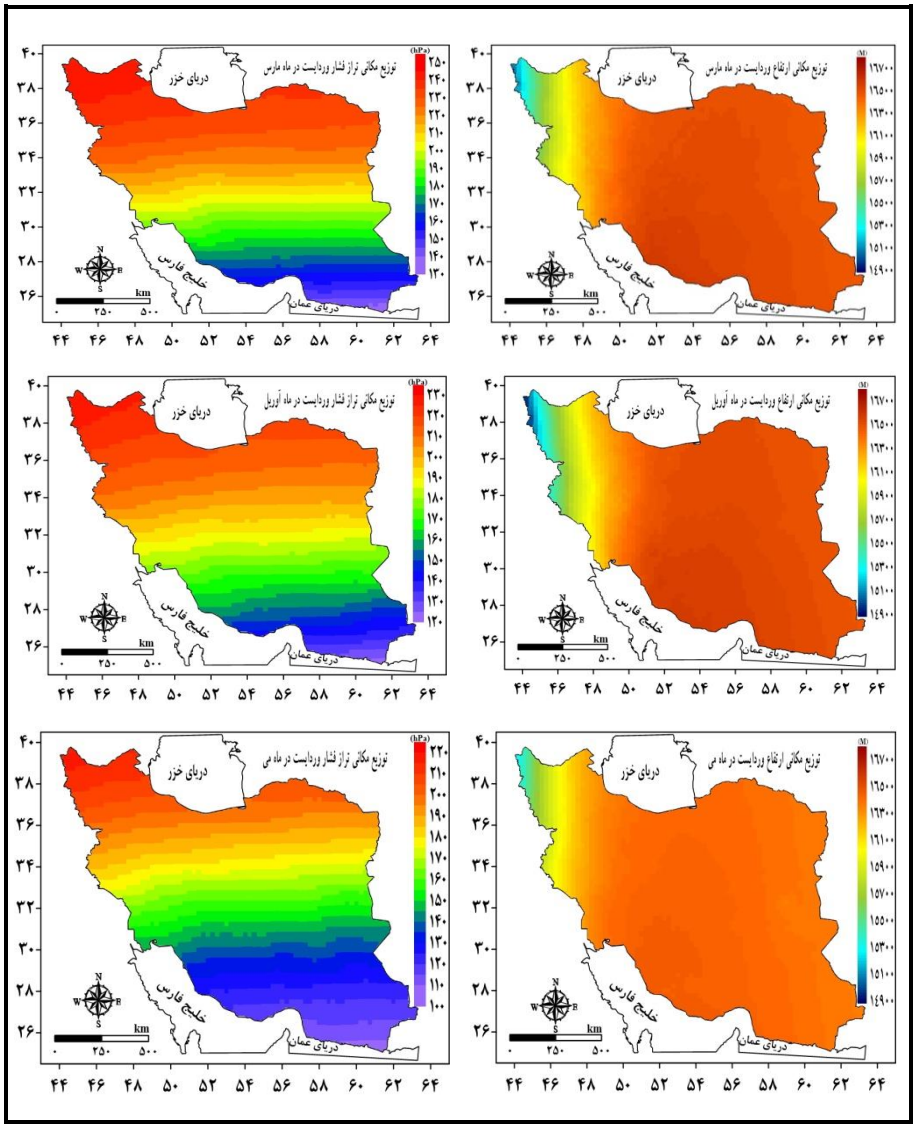
یافته‌های تحقیق

فصل بهار

همان‌گونه‌که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، در ماه‌های فصل بهار (مارس، آوریل، و می)، توزیع مکانی ترازهای فشار وردایست عموماً موازی با مدارات و کمی اریب (جهتی جنوب‌شرقی– شمال‌غربی) است؛ به‌طرف عرض‌های جغرافیایی بالاتر ترازهای فشار وردایست مقادیر بزرگ‌تری را نشان می‌دهند. در این فصل تراز ارتفاعی وردایست (برحسب متر) تفاوت قابل توجهی با تراز فشار نشان می‌دهد؛ همان‌گونه‌که انتظار می‌رود، تراز ارتفاعی وردایست به موازات مدارات نیست و در بخش‌هایی از کشور عمود بر مدارات و موازی با نصف‌النهارهاست. پایین‌ترین ترازهای ارتفاعی وردایست در سه ماه فصل بهار در شمال غرب و نیز غرب کشور مشاهده شده است. این بخش، ضمن نمایش کمینهٔ ارتفاع وردایست، شیو مکانی شدید را نمایش می‌دهد. به‌نظر می‌رسد که این ناحیه منطبق با ناحیهٔ همرسی البرز– زاگرس و محدود به دامنهٔ غربی این دو رشته کوهستانی باشد.

ارتباط کلی ارتفاع وردایست برای ماه‌های فصل بهار با متغیرهای مکانی (ارتفاع، طول، و عرض جغرافیایی) در جدول ۱ نمایش داده شده است. همان‌گونه‌که دیده می‌شود در این فصل ارتباط ارتفاع وردایست با عرض جغرافیایی بیشتر از عوامل مکانی دیگر است. مقادیر همبستگی کلی برای ماه‌های مارس، آوریل، و می به‌ترتیب ۰/۹۸، ۰/۹۸، و ۰/۹۹ است. با برداشتن اثر متغیرهای دیگر از عرض جغرافیایی میزان همبستگی آن با ارتفاع وردایست به‌ترتیب به مقدار ۰/۹۷، ۰/۹۸، و ۰/۹۹ است. بدین ترتیب، ارتفاع زمین و طول جغرافیایی در نقش عرض جغرافیایی اثر قابل‌توجهی ندارند. در شکل ۱ نیز می‌توان دید که با افزایش عرض جغرافیایی ارتفاع وردایست کاهش می‌یابد.

بررسی ارتباط ارتفاع وردایست با متغیرهای مکانی و تراز فشار وردایست نیز نشان داد که در ماه‌های فصل بهار ارتفاع وردایست بالاترین ارتباط را با طول جغرافیایی دارد. این رابطه به‌ویژه در ماه آوریل به بالاترین مقدار خود می‌رسد. در این ماه همبستگی کلی و جزئی به‌ترتیب ۰/۷ و ۰/۶۴ است. در فصل بهار ارتباط ارتفاع وردایست با ارتفاعات سطح زمین نسبت به دیگر متغیرهای مکانی پایین‌تر است. ارتباط کلی و تفکیکی ارتفاع وردایست با عرض جغرافیایی نیز در همهٔ ماه‌های فصل بهار کمتر از ۰/۵ است. در ماه‌های مارس، آوریل، و می همبستگی کلی ارتفاع وردایست با عرض جغرافیایی به‌ترتیب برابر ۰/۴۶–، ۰/۴۶–، و ۰/۴۲– است؛ درحالی‌که همبستگی تفکیکی این سه ماه برابر ۰/۳۴–، ۰/۲۸–، و ۰/۰۸ است. بررسی همبستگی ارتفاع وردایست به ترازهای فشار وردایست در ماه‌های فصل بهار نیز نشان داد که در این فصل همبستگی کلی وردایست به‌ترتیب ماه ۰/۴۴، ۰/۴۷–، و ۰/۴۶– و همبستگی تفکیکی این سه ماه به‌ترتیب برابر ۰/۳، ۰/۲۴، و ۰/۱– است. همان‌گونه‌که مشاهده شد، در این فصل بالاترین همبستگی تفکیکی مربوط به ماه مارس و بالاترین همبستگی کلی مربوط به ماه آوریل است.



شکل ۱. توزیع مکانی ارتفاع (برحسب متر) و تراز فشاری (برحسب هکتوپاسکال) وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل بهار طی بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۷

جدول ۱. رابطهٔ کلی و تفکیکی (جزئی) تراز فشار و ارتفاع وردایست با متغیرهای مکانی (طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، و ارتفاع) در فصل بهار

ماه	همبستگی	طول جغرافیایی با تراز فشار وردایست	طول جغرافیایی با ارتفاع وردایست	عرض جغرافیایی با تراز فشار وردایست	عرض جغرافیایی با ارتفاع وردایست	ارتفاع با تراز فشار وردایست	ارتفاع با ارتفاع وردایست	ارتفاع وردایست با تراز فشار آن
مارس	کلی	−۰/۵۱	۰/۶۶	۰/۹۸	−۰/۴۶	۰/۲۵	−۰/۱۳	۰/۴۴
	تفکیکی	−۰/۲۶	۰/۶۲	۰/۹۷	−۰/۳۴	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۳
آوریل	کلی	−۰/۵۴	۰/۷	۰/۹۸	−۰/۴۶	۰/۲۵	−۰/۱۳	−۰/۴۷
	تفکیکی	−۰/۴۷	۰/۶۴	۰/۹۸	−۰/۲۸	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۲۴
می	کلی	−۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۹۹	−۰/۴۲	۰/۲۲	−۰/۱۲	−۰/۴۶
	تفکیکی	۰/۶۳	۰/۲۸	۰/۹۹	۰/۰۸	−۰/۲۴	۰/۰۰۴	−۰/۱

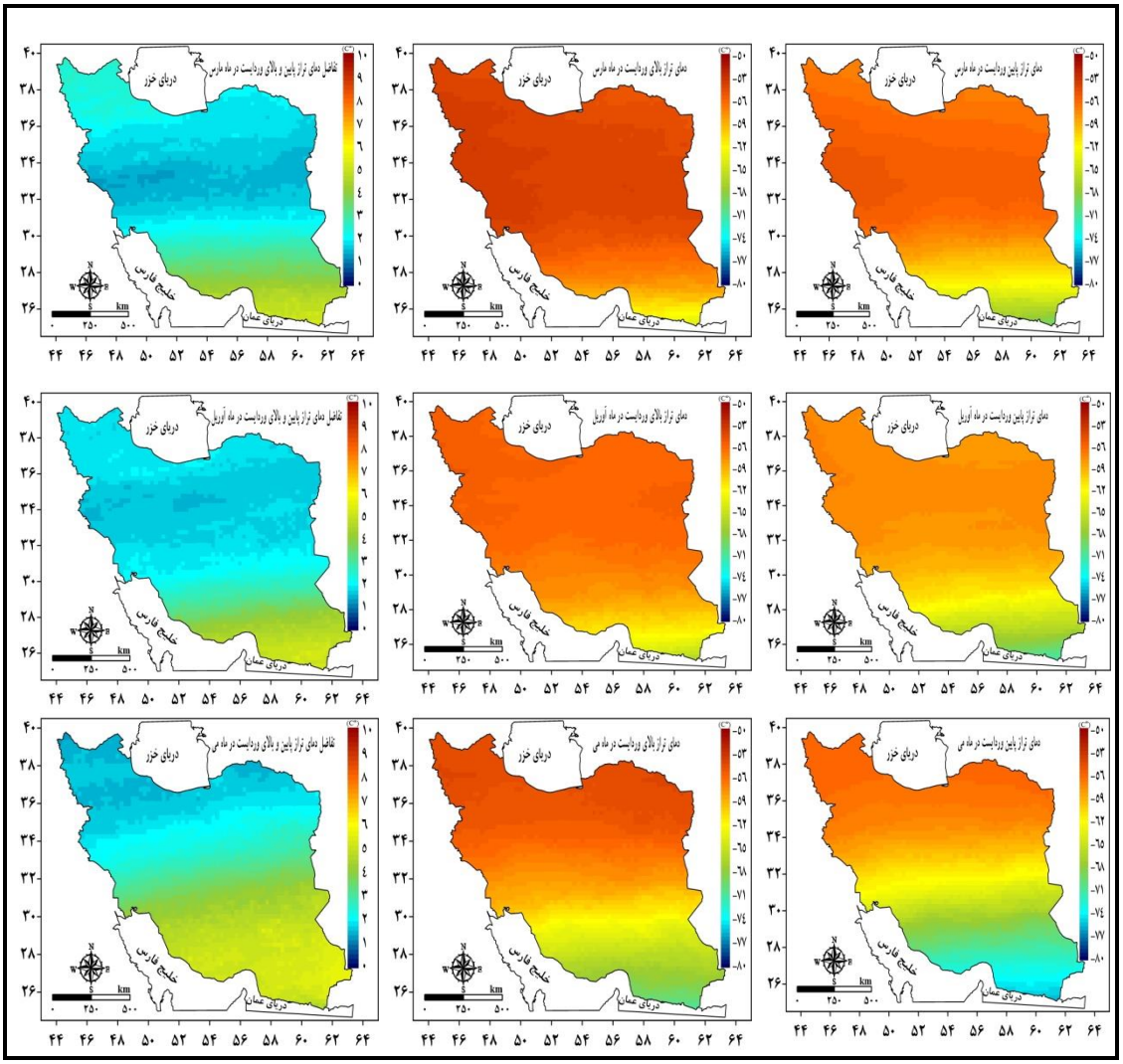
با مشاهدهٔ دامنهٔ تراز فشار وردایست در هریک از ماه‌های فصل بهار از ماه اول به سمت آخرین ماه، می‌توان افزایش دامنهٔ مکانی ترازهای فشار را به‌خوبی تشخیص داد. مثلاً، تغییرات مکانی تراز فشار در ماه مارس ۱۳۵–۲۴۵ (اختلاف مکانی ۱۱۰) هکتوپاسکال، ماه آوریل ۱۲۰–۲۲۵ (اختلاف مکانی ۱۱۵) هکتوپاسکال، و ماه می ۱۰۰–۲۱۵ (اختلاف مکانی ۱۱۵) هکتوپاسکال است. این امر گویای افزایش تباین ضخامت جو به سمت فصل گرم در نواحی مختلف کشور است. با این وصف، کمینهٔ تراز فشار در این دامنه‌ها رو به کاهش (از ۱۳۵ به ۱۰۰ در جنوب شرق کشور) است. به‌نظر می‌رسد به سمت ماه‌های گرم‌تر تراز فشاری در جنوب شرق کشور به ترازهای با فشار کمتر جابه‌جا می‌شود و نیز پهنهٔ گسترده‌تری از کشور را پوشش می‌دهد. اگر مطابق متون کلاسیک اقلیم‌شناسی (مثلاً کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۰؛ مسعودیان، ۱۳۹۰؛ علیجانی، ۱۳۹۵)، نقش دما را در تغییر سترگی وردسپهر دخیل بدانیم، این جابه‌جایی توجیه‌کردنی است. بدین ترتیب، پایین‌ترین تراز ارتفاعی وردایست در ماه مارس حدود ۱۵۱۰۰ متر و در ماه آوریل و می به‌ترتیب ۱۴۹۸۰ و ۱۵۳۰۴ متر است. هرچند که در این سه ماه کمینهٔ تراز ارتفاعی وردایست رفتاری تناوبی (کاهش– افزایش) داشته است، این مقادیر ارتفاعی موقعیت مکانی یکسانی را پوشش داده‌اند. علاوه بر این، بیشینهٔ ارتفاع وردایست در جنوب شرق ایران مشاهده نشده است، بلکه در بخش‌هایی از جنوب، جنوب غرب، و بخش‌هایی از مناطق مرکزی ایران قابل مشاهده است. در ماه‌های مارس، آوریل، و می بالاترین ارتفاع وردایست به‌ترتیب حدود ۱۶۵۹۷، ۱۶۵۹۰، و ۱۶۴۶۹ متر است. در ماه‌های مارس، آوریل، و می به‌ترتیب ۹۳، ۹۱، و ۹۶درصد از مساحت کشور با سطوح ارتفاعی بیشتر از ۱۶۰۰۰ متر پوشش داده شده است و سایر بخش‌های کشور در این سه ماه دارای ارتفاعی کمتر از ۱۶۰۰۰ متر هستند. می‌توان دید که تغییرات مکانی ارتفاع وردایست بین نصف‌النهارهای ۴۴ تا ۵۰ درجه (شمال غرب– غرب کشور) بسیار شدید است و شیو تغییرات ارتفاع وردایست از شرق به سمت غرب این محدوده کاهش پیدا می‌کند. در تمام ماه‌های فصل بهار از نصف‌النهار ۵۰ درجه تا نصف‌النهار ۶۴ درجهٔ شرقی تغییرات تراز ارتفاعی وردایست نسبت به محدودهٔ جغرافیایی ۴۴ تا ۵۰ درجهٔ شرقی بسیار ناچیز است؛ به‌طوری‌که محدودهٔ جغرافیایی ۵۰ تا ۶۴ درجهٔ شرقی در فصل بهار به‌وسیلهٔ سه تراز ارتفاعی پوشش داده شده است. علاوه بر این، در همین ناحیه می‌توان محدوده‌ای گنبدی‌شکل با آغاز از سواحل خلیج فارس تشخیص داد که بر بیشینهٔ ارتفاع وردایست منطبق است.

استنباط اولیه از عوامل دخیل در وضعیت ترازهای ارتفاعی وردایست نقش احتمالی رشته‌کوه‌های البرز– زاگرس در تباین دمایی شمال غرب– غرب کشور با بقیهٔ نواحی کشور است. این ناحیه در طبقه‌بندی دمایی مسعودیان (۱۳۹۰) ناحیهٔ سرد ایران به‌شمار می‌آید که سرمای خود را از یک سو از موقعیت ارتفاعی و از سوی دیگر از عرض جغرافیایی همراه با خشکی کسب می‌کند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۸۹). بدین منظور، وردایی مکانی دمای هر یک از ماه‌ها شامل دمای ترازهای بالایی و زیرین وردایست و نیز دمای سطح زمین (دمای شبانه (کمینه)، روزانه (بیشینه)، شبانه‌روز (میانگین)، و نیز دامنهٔ دمایی) در معرض توجه و در زیر بررسی شد:

در شکل ۲ ویژگی‌های دما در تراز پایین و بالای وردایست در ماه‌های فصل بهار نمایش داده شده است. می‌توان مشاهده کرد که تغییرات دما در تراز زیرین و بالایی وردایست در بخش‌هایی از محدودهٔ موردمطالعه به موازات مدارهاست؛ با افزایش عرض جغرافیایی بر روی جو ایران در تراز پایین و بالای وردایست دمای هوا افزایش می‌یابد. در همهٔ ماه‌های فصل بهار نیز پایین‌ترین دمای تراز پایین و بالای وردایست مربوط به جنوب شرق کشور است. در سه ماه فصل بهار بالاترین دمای تراز پایین و بالای وردایست از نظر مکانی محدودهٔ جغرافیایی یکسانی را پوشش نداده‌اند.

تفاضل دمای تراز پایین و بالای (سترگی) وردایست برای ماه‌های فصل بهار نشان داد که در همهٔ ماه‌های فصل بهار شیو قابل‌توجه تباین دمایی بالا و پایین (سترگی) وردایست در جنوب و جنوب شرق کشور نمایان است. درواقع، در این

محدودهٔ جغرافیایی تفاضل دما و به تبع آن ضخامت وردایست تقریباً تابع عرض جغرافیایی است و به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر میزان تفاضل این دو لایه و نیز سترگی وردایست کاهش می‌یابد.



شکل ۲. میانگین دمای تراز پایین، دمای تراز بالای وردایست، و تفاضل دمای تراز پایین و بالای وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل بهار طی بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

رابطهٔ کلی تراز فشار و ارتفاع وردایست و با دمای زیرین و بالایی وردایست و تفاضل دمای دو تراز در فصل بهار در جدول ۲ نمایش داده شده است. در همهٔ ماه‌های فصل بهار نیز ارتباط کلی تراز فشار وردایست با دمای تراز پایین و بالا و تفاضل دمایی بیشتر از ۰٫۸ است. در این فصل به سمت فصل گرم یعنی از ماه مارس به سمت ماه می میزان ارتباط ترازهای فشار وردایست با متغیرهای بیان‌شده شدیدتر می‌شود. در ماه‌های فصل بهار ارتباط دمای تراز پایین و بالای وردایست با ترازهای فشار وردایست مثبت و ارتباط تفاضل دمایی دو تراز با تراز فشار وردایست منفی است. درحالی‌که ارتباط دمای دو تراز اطراف وردایست با ارتفاع وردایست منفی و ارتباط تفاضل دمایی با ارتفاع وردایست در همین ماه‌ها مثبت است. ارتباط متغیرهای بیان‌شده با ارتفاع وردایست ضعیف است.

جدول ۲. رابطهٔ کلی تراز فشار و ارتفاع وردایست و با دمای زیرین و بالایی وردایست و تفاضل دمای دو تراز در فصل بهار

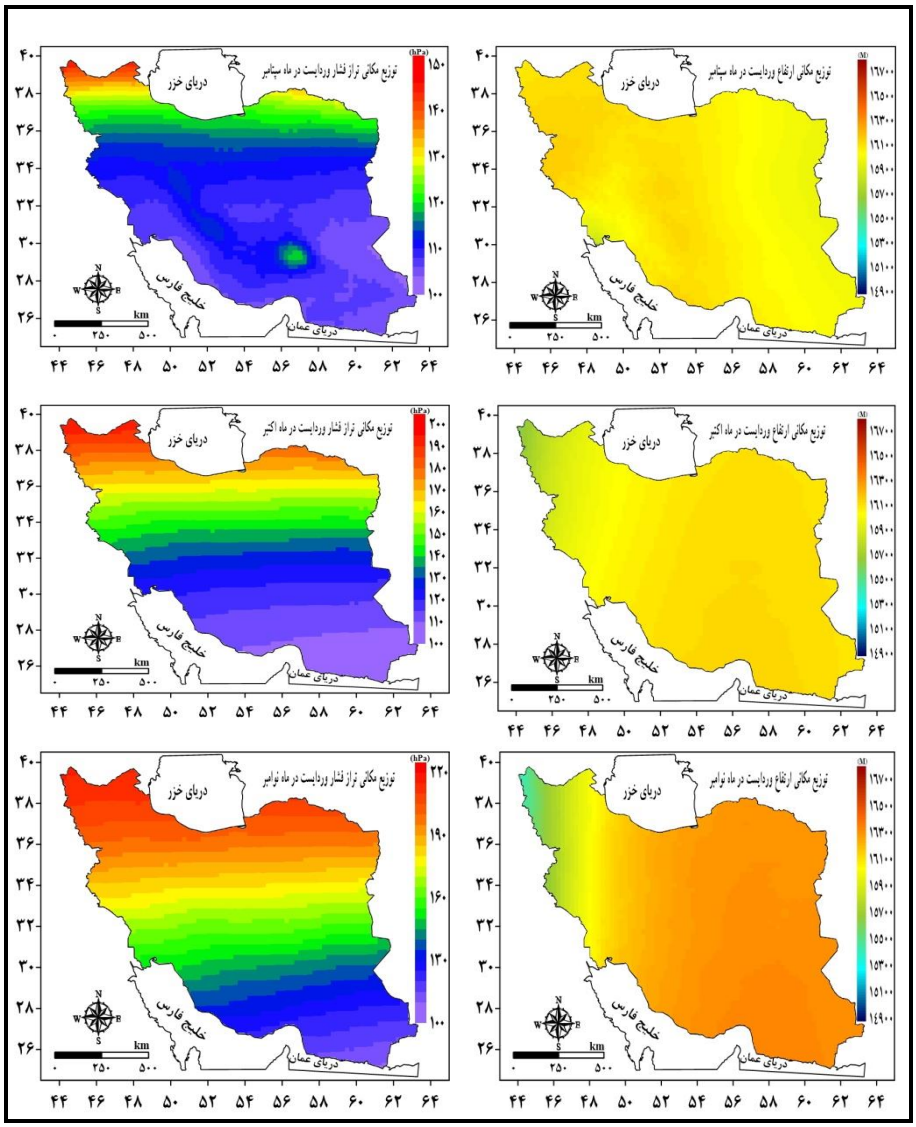
ماه	همبستگی	دمای تراز پایین وردایست با تراز فشار وردایست	دمای تراز پایین وردایست با ارتفاع وردایست	دمای تراز بالای وردایست با تراز فشار وردایست	دمای تراز بالای وردایست با ارتفاع وردایست	تفاضل دمای دو تراز با تراز فشار وردایست	تفاضل دمای دو تراز با ارتفاع وردایست
مارس	کلی	۰٫۸۲	−۰٫۲۲	۰٫۸۱	−۰٫۲۸	−۰٫۸۰	۰٫۱۱
آوریل	کلی	۰٫۸۹	−۰٫۳۱	۰٫۸۹	−۰٫۳۳	−۰٫۸۸	۰٫۲۷
می	کلی	۰٫۹۶	−۰٫۳۳	۰٫۹۴	−۰٫۳۱	−۰٫۹۷	۰٫۳۹

فصل پاییز

شکل ۳ ویژگی‌های وردایست را برحسب تراز فشار (هکتوپاسکال) و ارتفاع (برحسب متر) در ماه‌های فصل پاییز (ماه‌های سپتامبر، اکتبر، و نوامبر) نمایش می‌دهد. تفاوت‌های مکانی ارتفاع وردایست در ماه سپتامبر بسیار ناچیز و ارتفاع وردایست تقریباً در سراسر کشور یکسان (حدود ۱۶ کیلومتر) است. با آغاز فصل پاییز پسروی رودباد جنب حاره و پیشروی بادهای غربی در ایران آغاز می‌شود و ناپایداری جوی همراه جبهه‌های هوایی ایران را عرصهٔ فعالیت اغتشاشات جوی می‌کند (علیجانی، ۱۳۸۵: ۳۳–۳۸؛ مسعودیان، ۱۳۹۰: ۳۸). ازاین‌رو، ارتفاع وردایست (به‌دلیل کژفشاری جو) با ترازهای فشار وردایست همخوانی ندارد. بدین ترتیب، در مکان‌هایی که تراز فشار در کمترین مقدار خود بود ارتفاع وردایست در بالاترین حد خود نسبت به دیگر مناطق قرار ندارد و برعکس. کمترین ارتفاع نیز دقیقاً در مکان‌هایی توأم با بیشینهٔ فشار تراز وردایست قرار نداشت. شایان یادآوری است که در دو ماه آخر فصل پاییز ارتفاع و تراز فشار وردایست در شمال غرب کشور همخوانی قابل‌توجهی دارند. ارتفاع وردایست در ماه سپتامبر در جنوب غرب کشور به پایین‌ترین سطح (۱۵۸۰۶ متر) رسیده است؛ درحالی‌که تراز فشار وردایست نشان می‌دهد که این بخش از جملهٔ مناطقی است که فشار کم را تجربه کرده است. علاوه بر این، در ماه سپتامبر بالاترین ارتفاع وردایست (حدود ۱۶۱۷۸ متر) در بخش‌هایی از شمال غرب کشور قابل مشاهده است، ولی تراز فشار وردایست فشار بالایی را نسبت به نواحی مجاور نشان می‌دهد. در این ماه تغییرات ارتفاع وردایست از نصف‌النهار ۵۶ درجه به طرف شرق کاهشی است. از مدار ۵۶ درجه به سمت غرب کشور روند تغییرات ارتفاع وردایست بسیار نامنظم و فاقد روند مشخصی است. بیشینهٔ ارتفاع وردایست در ماه‌های اکتبر و نوامبر به‌ترتیب حدود ۱۶۱۵۳ و ۱۶۳۴۹ متر (در بخش‌هایی از جنوب و جنوب شرق کشور) است. در این ماه‌ها بخش‌هایی قابل‌توجه از کشور بین نصف‌النهارهای ۵۰ تا ۶۴ درجهٔ ارتفاعی کمتر از ۱۶۰۰۰ متر را تجربه کرده‌اند. از طول جغرافیایی ۵۰ درجه به سمت غرب، ارتفاع وردایست افزایش می‌یابد. در نقشه‌های ترسیم‌شده برای ماه‌های فصل پاییز نیز می‌توان مشاهده کرد که در بیشتر مناطق کشور ارتفاع وردایست بیشتر از ۱۶۰۰۰ متر است؛ به‌طوری‌که در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، و نوامبر به‌ترتیب ۹۵، ۸۹، و ۹۰درصد از مساحت ایران به‌وسیلهٔ سطوح ارتفاعی بیشتر از ۱۶۰۰۰ متر پوشش داده شده است.

در ماه سپتامبر با عقب‌نشینی پُرفشار جنب حاره به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۳۵ درجه، ترازهای فشار وردایست در عرض‌های بالاتر الگوی مشابه فصل بهار و در عرض‌های پایین‌تر الگوی متفاوت با آن را نشان می‌دهند. به سمت فصل زمستان ظهور تباین مکانی از منتهی‌الیه شمال غرب کشور (اکتبر) تا غرب (نوامبر) توأم با ظهور سامانه‌های باران‌زایی است که در بسیاری متون کلاسیک اقلیم‌شناسی (برای مثال، مسعودیان، ۱۳۹۰؛ علیجانی، ۱۳۸۵) از آن یاد شده است. در دو ماه اکتبر و نوامبر نیز با توجه به اینکه پُرفشار جنب حاره به‌صورت کامل از ایران خارج شده است

(مسعودیان، ۱۳۹۰؛ علیجانی، ۱۳۸۵؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۴)، وردایست به‌صورت کامل حالت مداری رخنمون است. در بین سه ماه پاییز، ماه نوامبر با روند تغییرات مکانی و آرایش ترازهای فشار وردایست در رابطه با مدارات، نظم بیشتری نسبت به دو ماه دیگر دارد. ازاین‌رو، بیشترین میزان تغییرات جنوبی – شمالی در بین این سه ماه مربوط به نوامبر است. در این ماه تراز فشار ۱۰۹ هکتوپاسکال در جنوب شرق کشور و تراز فشار ۲۱۵ هکتوپاسکال در شمال غرب کشور مشاهده می‌شود. این تغییرات مکانی نسبت به دو ماه قبل بسیار شدید است. بنابراین، الگوی تراز فشار وردایست در آغاز پاییز (سپتامبر) عرض جغرافیایی (تقریباً) ۳۵ درجه مرز نواحی پایستهٔ جنوبی و توأم با شیو زیاد شمالی است و نیز نقش ارتفاعات کرمان و تا حدود کمتری ارتفاعات زاگرس قابل‌توجه است. در ماه‌های اکتبر و نوامبر، تغییرات ترازهای فشار وردایست بیش از آنکه از ارتفاعات متأثر شود، از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند.



شکل ۳. توزیع مکانی ارتفاع وردایست (برحسب متر) و تراز فشاری وردایست در ایران برای ماه‌های فصل تابستان طی بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۷

روابط ارتفاع وردایست با متغیرهای مکانی در فصل پاییز روابط مشابه بهار است. ارتفاع وردایست بالاترین میزان همبستگی کلی را با عرض جغرافیایی نشان می‌دهد. مقادیر این همبستگی برای ماه‌های سپتامبر، اکتبر، و نوامبر به‌ترتیب ۰/۸۱، ۰/۹۷، و ۰/۹۹ است. با برداشتن اثر متغیرهای دیگر از عرض جغرافیایی میزان همبستگی به‌ترتیب به مقدار ۰/۷۵، ۰/۹۷، و ۰/۹۹ است. می‌توان دید که در ماه سپتامبر بخشی از رابطهٔ ارتفاع وردایست با عرض جغرافیایی (۰/۰۶ =۰/۷۵− ۰/۸۱) تحت‌تأثیر ارتفاعات است. درواقع، همان‌گونه‌که می‌توان در شکل ۳ دید، به سمت ماه‌های سردتر همبستگی ارتفاع وردایست با عرض جغرافیایی افزایش یافته و در ماه نوامبر به بالاترین حد خود رسیده است. درواقع، همان‌گونه‌که در بالا اشاره شد، در ماه سپتامبر، همچنان‌که در شکل ۴ نیز دیده شد، در عرض‌های جغرافیایی پایین تأثیر ارتفاعات بر روی ارتفاع وردایست قابل مشاهده است. به همین دلیل، در ماه سپتامبر میزان همبستگی ارتفاع وردایست با عرض جغرافیایی کمتر از دو ماه بعدی است؛ درحالی‌که در دو ماه اکتبر و نوامبر تغییرات ارتفاع وردایست به‌طور قابل‌توجهی از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند و سطوح ارتفاعی وردایست به حالت مداری درآمده‌اند.

در ماه‌های فصل پاییز همانند فصل بهار، ارتفاع وردایست بالاترین همبستگی کلی و تفکیکی را با طول جغرافیایی دارد. این موضوع در شکل ۳ و به شکل موازی‌بودن ارتفاعات وردایست با طول‌های جغرافیایی مشاهده شد. در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، و نوامبر همبستگی کلی ارتفاع وردایست با طول جغرافیایی به‌ترتیب ماه برابر ۰/۷۵، ۰/۷۶، و ۰/۸ است و همبستگی تفکیکی این دو متغیر به‌ترتیب ماه برابر ۰/۷۵، ۰/۶۷، و ۰/۷۷ است. همان‌گونه‌که مشاهده می‌شود، با حرکت به سمت فصل سرد میزان ارتباط ارتفاع وردایست با طول جغرافیای افزایش یافته است. در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، و نوامبر همبستگی کلی ارتفاع وردایست با عرض جغرافیایی به‌ترتیب ماه برابر ۰/۲۶، ۰/۵۴−، و ۰/۵− است و همبستگی تفکیکی آن‌ها به‌ترتیب ماه ۰/۲۵، ۰/۳۷، و ۰/۴۲− است. بالاترین همبستگی ارتفاع وردایست با تراز فشار وردایست ماه‌های فصل تابستان مربوط به ماه اکتبر است که همبستگی کلی و تفکیکی وردایست به‌ترتیب برابر ۰/۶۱− و ۰/۴۵− است (جدول ۳).

جدول ۳. رابطهٔ کلی و تفکیکی (جزئی) ترازهای فشار و ارتفاع وردایست با متغیرهای مکانی (طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، و ارتفاع)

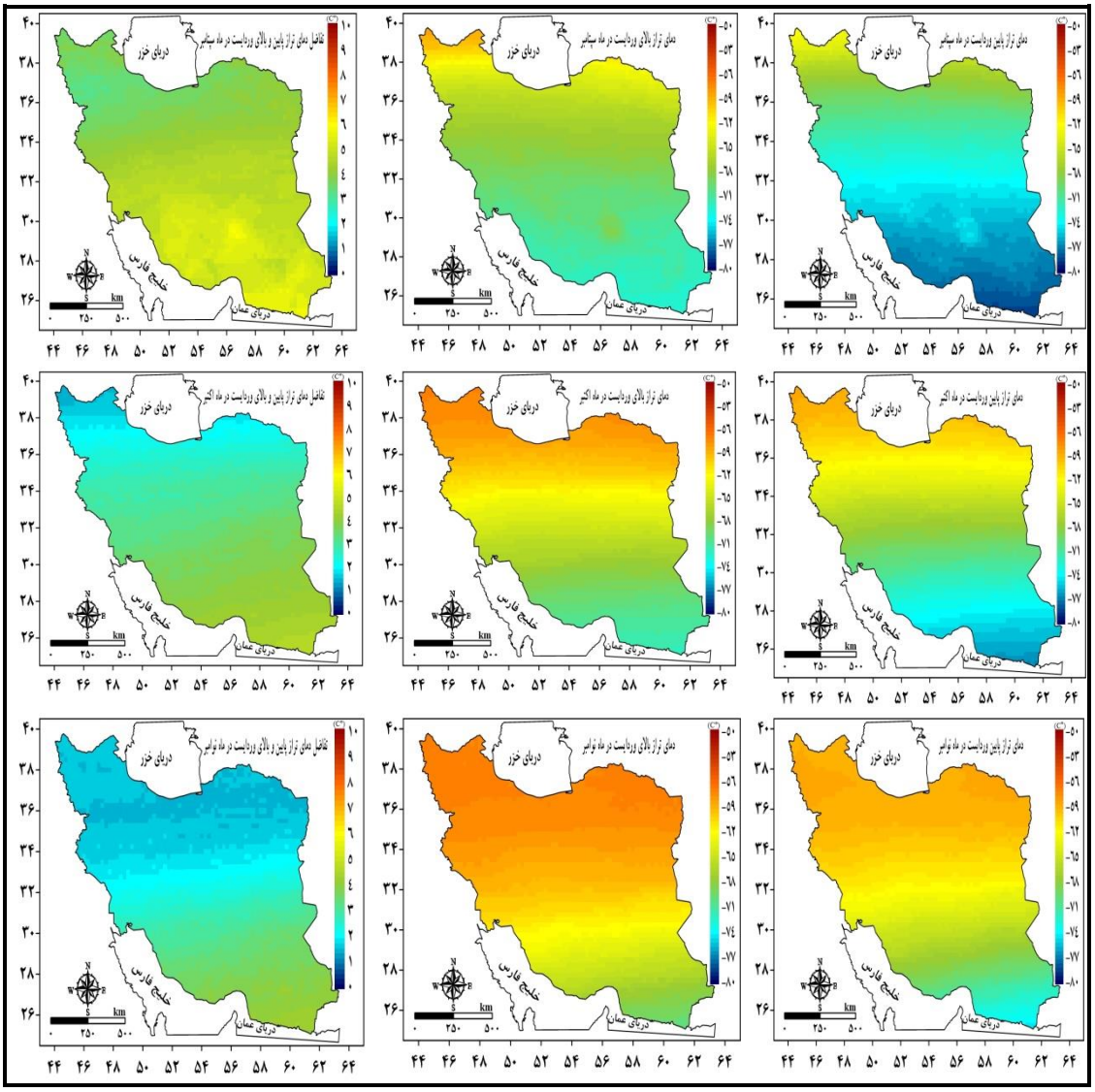
ماه	همبستگی	طول جغرافیایی با تراز فشار وردایست	طول جغرافیایی با ارتفاع وردایست	عرض جغرافیایی با تراز فشار وردایست	عرض جغرافیایی با ارتفاع وردایست	ارتفاع با تراز فشار وردایست	ارتفاع با ارتفاع وردایست	ارتفاع وردایست با تراز فشار آن
سپتامبر	کلی	۰/۴۳−	۰/۷۵−	۰/۸۱	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۳۱	۰/۳۱
	تفکیکی	۰/۰۹۰−	۰/۷۵−	۰/۷۵	۰/۲۵	۰/۰۸	۰/۲۵	۰/۱۴
اکتبر	کلی	۰/۴۹−	۰/۷۶	۰/۹۷	۰/۵۴−	۰/۱۹	۰/۱۸−	۰/۶۱−
	تفکیکی	۰/۲−	۰/۶۷	۰/۹۷	۰/۳۷	۰/۲۱	۰/۰۷−	۰/۴۵−
نوامبر	کلی	۰/۵۲−	۰/۸	۰/۹۹	۰/۵−	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۵۲−
	تفکیکی	۰/۶۱−	۰/۷۷	۰/۹۹	۰/۴۲−	۰/۱۶−	۰/۱۲	۰/۴

بالاترین ارتفاع تراز فشار وردایست در ماه سپتامبر تقریباً ۱۰۳ هکتوپاسکال و در ماه‌های اکتبر و نوامبر ارتفاع تراز فشار وردایست در بالاترین حد خود به‌ترتیب ۱۰۵ و ۱۰۹ هکتوپاسکال است. پایین‌ترین ارتفاع تراز فشار وردایست نیز در این سه ماه با هم متفاوت است؛ به‌طوری‌که در ماه سپتامبر حدود ۱۴۵ هکتوپاسکال و در ماه‌های اکتبر و نوامبر به‌ترتیب

۱۹۵ و ۲۱۵ هکتوپاسکال است. همان‌گونه‌که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، در ماه‌های اکتبر و نوامبر بین ترازهای فشاری وردایست اختلافات قابل‌توجهی مشاهده می‌شود. مثلاً، در ماه اکتبر شیو ترازهای فشاری به‌ویژه در عرض‌های جغرافیایی پایین کمتر از ماه نوامبر است.

به‌نظر می‌رسد با گذر از سپتامبر (اول پاییز) به نوامبر (آخر پاییز) وضعیت ترازهای ارتفاع و فشار وردایست تحت‌تأثیر تغییر ماه‌به‌ماه دما تغییر می‌کند. به‌منظور ارزیابی این پیش‌فرض، تأثیر وردایی مکانی دمای هریک از ماه‌ها برای ترازهای بالایی و زیرین وردایست (شکل ۴) بر تغییرات مکانی وردایست بررسی شد. براساس نتایج بررسی انجام‌شده، مشخص شد که در ماه سپتامبر دمای تراز زیرین و بالایی وردایست با هم هماهنگ و هم‌نواست. همان‌گونه‌که مشاهده می‌شود (شکل ۴)، پایین‌ترین دمای تراز زیرین و بالای وردایست در ماه سپتامبر مربوط به بخش‌های از جنوب شرق کشور است که بالاترین تراز فشار وردایست در آنجا مشاهده شد. در ماه سپتامبر در تراز زیرین و بالای وردایست تغییرات دما بر روی جو ایران نسبت به دو ماه اکتبر و نوامبر محدودتر است. در ماه سپتامبر به‌جز بخش‌های محدودی از کشور بر روی ارتفاعات کرمان و زاگرس در دیگر بخش‌های کشور دما از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند و با افزایش عرض جغرافیایی دما در تراز پایین و بالای وردایست افزایش می‌یابد. در عرض‌های جغرافیایی پایین، آشفتگی‌های دمایی دو تراز زیرین و رویین وردایست به‌طور نسبی با ناحیهٔ توأم با تغییرات مکانی وردایست در ماه سپتامبر هماهنگ است. همان‌گونه‌که در بخش‌های پیشین نیز بیان شد، در ماه‌های اکتبر و نوامبر روند تغییرات ارتفاع وردایست در موازات با عرض‌های جغرافیایی بود. در این دو ماه تغییرات دما در تراز زیرین و بالایی وردایست نیز همانند الگوی مکانی وردایست به موازات مدارات است؛ یعنی با افزایش عرض جغرافیایی دمای هوا در این دو تراز افزایش می‌یابد. در بین همهٔ ماه‌های واکاوی‌شده در ماه‌های فصل پاییز دمای تراز پایین و بالای وردایست بالاترین هماهنگی را با ترازهای فشار وردایست دارد؛ در این سه ماه پایین‌ترین دماها از نظر مکانی با بالاترین ترازهای فشار وردایست و بالاترین دماها با پایین‌ترین ترازهای فشار وردایست همخوانی دارد. روند تغییرات تفاضل دمایی دو تراز بر روی ایران در ماه اکتبر نسبت به سپتامبر و نوامبر در انطباق با مدارات از نظم بیشتری برخوردار است. در ماه اکتبر با افزایش عرض جغرافیایی تفاضل بین دو لایه کاهش می‌یابد و پایین‌ترین و بالاترین تفاضل دمایی دو تراز با پایین‌ترین و بالاترین تراز فشار وردایست همخوانی دارد.

در جدول ۴ می‌توان مشاهده کرد که در ماه‌های فصل پاییز میزان ارتباط تراز فشار وردایست با دمای تراز پایین و بالای وردایست و تفاضل دمایی آن‌ها بالاتر از فصل بهار است. در ماه سپتامبر، اکتبر، و نوامبر ارتباط کلی دمای تراز پایین وردایست با تراز فشار وردایست به‌ترتیب ماه برابر ۰٫۹۱، ۰٫۹۷، و ۰٫۹۵ است؛ درحالی‌که ارتباط کلی دمای تراز بالای وردایست با تراز فشار وردایست به‌ترتیب ماه حدود ۰٫۹۳، ۰٫۹۷، و ۰٫۹۴ است و در همین سه ماه ارتباط کلی تفاضل دمای دو تراز با تراز فشار وردایست حدود ۰٫۶۹–، ۰٫۹۸–، و ۰٫۹۷– است. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، می‌توان استنباط کرد که در بین ماه‌های فصل پاییز میزان همبستگی ترازهای فشار وردایست با متغیرهای بیان‌شده در ماه اکتبر بیشتر از ماه‌های دیگر است. این موضوع تأییدکنندهٔ نتایج به‌دست‌آمده در شکل ۴ است. در فصل پاییز نیز ارتباط کلی ارتفاع وردایست با دمای تراز پایین و بالای وردایست و تفاضل دمایی این دو تراز پایین است و بالاترین ارتباط کلی ارتفاع وردایست با متغیرهای یادشده مربوط به ماه اکتبر است. در ماه سپتامبر و اکتبر همبستگی کلی ارتفاع وردایست با دمای دو تراز اطراف وردایست مثبت و با تفاضل دمایی منفی است؛ درحالی‌که در ماه نوامبر همبستگی کلی ارتفاع وردایست با دمای دو تراز اطراف وردایست منفی و با تفاضل دمایی مثبت است.



شکل ۴. میانگین دمای تراز پایین، دمای تراز بالای وردایست، و تفاضل دمای تراز پایین و بالای وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل پاییز طی بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۷

جدول ۴. رابطهٔ کلی تراز فشار و ارتفاع وردایست و با دمای زیرین و بالایی وردایست و تفاضل دمای دو تراز در فصل پاییز

ماه	همبستگی	دمای تراز پایین وردایست با تراز فشار وردایست	دمای تراز پایین وردایست با ارتفاع وردایست	دمای تراز بالای وردایست با تراز فشار وردایست	دمای تراز بالای وردایست با ارتفاع وردایست	تفاضل دمای دو تراز با تراز فشار وردایست	تفاضل دمای دو تراز با ارتفاع وردایست
سپتامبر	کلی	۰/۹۱	۰/۲۶	۰/۹۳	۰/۲۴	−۰/۶۹	−۰/۳۲
اکتبر	کلی	۰/۹۷	۰/۵۴	۰/۹۷	۰/۵۲	−۰/۹۸	−۰/۶۳
نوامبر	کلی	۰/۹۵	−۰/۴۳	۰/۹۴	−۰/۴۳	−۰/۹۷	۰/۴۴

جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

شناسایی منطقهٔ وردایست در مناطق جغرافیایی متفاوت به دلایل مختلف دارای اهمیت است. از دیدگاه اقلیم‌شناسی، بررسی ویژگی‌های وردایست در درازمدت به لحاظ شناخت سازوکار این بخش از ساختمان جو و نیز به لحاظ پویشی از اهمیت زیادی برخوردار است، زیرا شناخت وردایست امکان شناسایی و فهم میزان مبادله بین وردسپهر و پوشن‌سپهر و مکان‌هایی را که بیشترین تأثیر را در تغییرات شیمیایی اتمسفر دارند به‌خوبی مهیا می‌کند (وراتسوس و همکاران، ۱۹۹۲). بررسی ویژگی‌های وردایست بر روی جو ایران در بازهٔ زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ و عوامل مرتبط با آن در ماه‌های فصل پاییز و بهار نشان داد که در ماه‌های این دو فصل عوامل مختلفی بر روی وردایست تأثیرگذارند و تحت‌تأثیر این عوامل در ماه‌های موردواکاوی باعث شده که وردایست بر روی جو ایران دارای ویژگی‌های متفاوت باشد. مثلاً، در فصل بهار عوامل مختلفی بر روی ویژگی‌های وردایست در بخش‌های مختلف کشور تأثیرگذارند. از جمله عوامل تأثیرگذار می‌توان به ارتفاعات، رودباد جنب حاره، مشخصات دمایی در سطح زمین، و دما در تراز پایین و بالای وردایست اشاره کرد. درواقع، در فصل بهار بررسی و شناخت وردایست بر روی جو ایران بدون توجه به موارد ذکرشده دقیق نیست و با توجه به اینکه عوامل یادشده در تعامل با هم در شکل‌گیری ویژگی‌های وردایست فصل بهار تأثیر دارند، یک ویژگی به‌تنهایی قادر به تعیین مشخصات گفته‌شده برای وردایست نیست و باید به همهٔ موارد توجه کرد. در همهٔ ماه‌های دو فصل بهار و پاییز به‌جز ماه سپتامبر با افزایش عرض جغرافیایی ارتفاع تراز فشار وردایست کاهش می‌یابد. البته، در دو ماه اکتبر و نوامبر نظم تغییرات بیشتر از ماه‌های دیگر است. در همهٔ ماه‌های این دو فصل (به‌جز ماه سپتامبر) بالاترین تراز فشار وردایست در جنوب شرق کشور و پایین‌ترین تراز فشار در شمال غرب کشور وجود دارد. بررسی تغییرات ارتفاع وردایست در رابطه با ترازهای فشار وردایست نیز نشان داد که در فصول واکاوی‌شده آن‌ها با هم هماهنگ نیستند؛ به این صورت که در مکان‌هایی با ترازهای فشار یکسان ارتفاعات مشاهده‌شده متفاوت است. در ماه‌های فصل بهار و ماه‌های اکتبر و نوامبر تغییرات تراز فشار وردایست از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند، اما تغییرات ارتفاع وردایست رابطهٔ منظمی با عرض جغرافیایی نشان نمی‌دهد. تغییرات ارتفاع وردایست در ماه‌های فصول بهار و پاییز عمدتاً نامنظم و در بخش‌هایی از کشور تقریباً وابسته به طول جغرافیایی است.

در فصول بهار و پاییز دمای ترازهای بالا و پایین وردایست از جمله عوامل بسیار تأثیرگذار بر روی وردایست‌اند. در ماه‌های فصل بهار و ماه‌های اکتبر و نوامبر مشخص شد که احتمال ارتباط ارتفاع و ترازهای فشار وردایست با عوامل محلی پایین است، اما در ماه سپتامبر در بخش‌هایی از کشور می‌توان تأثیر ارتفاعات را بر روی ترازهای فشار وردایست مشاهده کرد.

در همهٔ ماه‌های فصل بهار و ماه سپتامبر تغییرات دما در تراز زیرین و بالایی وردایست در بخش‌هایی از محدودهٔ موردمطالعه به موازات مدارهاست و این ویژگی در ماه‌های اکتبر و نوامبر در کل محدوده مشاهده می‌شود؛ به این صورت که با افزایش عرض جغرافیایی بر روی جو ایران در تراز پایین و بالای وردایست دمای هوا افزایش می‌یابد. در همهٔ ماه‌های فصل بهار و پاییز پایین‌ترین دمای تراز پایین و بالای وردایست مربوط به جنوب شرق کشور است، ولی بالاترین دمای مشاهده‌شده در ماه‌های این فصول در محدوده‌های مکانی مشابه مشاهده نشد. بالاترین تفاضل دمای تراز پایین و بالایی وردایست در ماه‌های فصل بهار و پاییز مربوط به جنوب شرق کشور است، اما پایین‌ترین تفاضل دمایی این دو تراز در این ماه‌ها در محدودهٔ جغرافیایی یکسانی تمرکز ندارد. همان‌گونه‌که در مقدمه اشاره شد، در ایران نیز پژوهش‌هایی در ارتباط با ترپوپاوز به انجام رسیده است؛ در بیشتر کارهایی که انجام شده‌ـ از جمله پژوهش شریفی و سام خانیانی

(۱۳۹۰)، کیخسروی (۱۳۹۴)، و برهانی و همکاران (۱۳۹۷)ـ به بررسی ویژگی‌هایی غیر از ویژگی‌های توصیفی وردایست پرداخته شده است. با توجه به این موضوع، نتایج این پژوهش قابل مقایسه و بررسی با پژوهش‌های یادشده نیست. نتایج این پژوهش تشابهاتی با نتایج پژوهش لشکری و همکاران (۱۳۹۶) دارد؛ از جملهٔ این تشابهات می‌توان به نتایج به‌دست‌آمده برای فصل پاییز اشاره کرد. اما نتایجی که برای فصل بهار به‌دست‌آمده تفاوت‌های قابل‌توجهی با نتایج پژوهشِ لشکری و همکاران (۱۳۹۶) دارد.

منابع

برهانی، ر.؛ احمدی گیوی، ف.؛ قادر، س. و محب‌الحجه، ع. (۱۳۹۷). مطالعهٔ فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۳–۲۰۱۵ با تأکید بر منطقهٔ جنوب غرب آسیا، *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۶۰۷–۶۲۴.

برهانی، ر. و احمدی گیوی، ف. (۱۳۹۷). تحلیل آماری- دینامیکی تاشدگی‌های وردایست منطقهٔ جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵، مجلهٔ *ژئوفیزیک ایران*، ۱۲(۲): ۱۲۷–۱۴۶.

چنگیزی، ه. (۱۳۹۴). *بررسی اقلیم‌شناختی وردایست دینامیکی روی ایران*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه تهران.

شریفی، م. و سام خانیانی، ع. (۱۳۹۰). استفاده از تکنیک GPS Radio Occultation در بررسی تغییرات اقلیمی، *همایش ژئوماتیک ۹۰*، تهران: سازمان نقشه‌برداری کشور.

عساکره، ح.؛ قائمی، ه. و فتاحیان. م. (۱۳۹۴). اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشتهٔ پُرفشار جنب حاره بر روی ایران، نشریهٔ *پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۷(۲۵–۲۶).

علیجانی، ب. (۱۳۸۵). *آب‌وهوای ایران*، تهران: انتشارات پیام نور.

کاویانی، م.ر. و علیجانی، ب. (۱۳۸۰). *مبانی آب‌وهواشناسی*، تهران: سمت.

کریمی، م.؛ طباطبائیان، ع.؛ شفی، ح. و شکرالهی، م. (۱۳۸۴). بررسی و مطالعهٔ نوسانات ازن کلی جو با تغییرات تروپوپاز (وردایست) بر فراز شهر اصفهان، *دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک*، تهران: سازمان زمین‌شناسی.

کیخسروی، ق. (۱۳۹۴). تحلیل همدیدی- آماری تغییرات ارتفاع لایهٔ تروپوپاوز به‌عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در خراسان رضوی، *آب‌وهواشناسی کاربردی*، ۲(۲): ۳۳–۴۸.

لشکری، ح.؛ داداشی رودباری، ع. و محمدی، ز. (۱۳۹۶). تحلیل تغییرات ماهانهٔ ارتفاع لایهٔ تروپوپاوز بر روی ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۹(۱): ۱۱۳–۱۳۳.

مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۰). *آب‌وهوای ایران*، انتشارات شریعهٔ توس.

مسعودیان، س.ا.؛ کیخسروی کیانی، م.ص. و رعیت‌پیشه، ف. (۱۳۹۳). معرفی و مقایسهٔ پایگاه دادهٔ اسفزاری با پایگاه‌های دادهٔ GPCC، GPCP، و CMAP، *تحقیقات جغرافیایی*، ۲۹(۱): ۷۳–۸۴.

عساکره، ح. (۱۳۹۰). *مبانی اقلیم‌شناسی آماری*، انتشارات دانشگاه زنجان.

Alijani, B. (2006). *Climate of Iran*, Tehran: Payame Noor University Publications.

Asakereh, H.; Ghaemi, H. and Fattahian, M. (2016). Climatology Northern boundary of subtropical high pressure ridge on Iran, *Journal of Climate Research*, 1395(25): 21-32.

Beekmann, M.; Ancellet, G.; Blonsky, S.; De Muer, D.; Ebel, A.; Elbern, H.; ... and Smit, H.G.J. (1997). Regional and global tropopause fold occurrence and related ozone flux across the tropopause, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 28(1-3): 29-44.

Bethan, S.; Vaughan, G. and Reid, S.J. (1996). A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(532): 929-944.

Borhani, R. and Ahmadi-Givi, F. (2018). A statistical-dynamical analysis of tropopause folds in the southwest Asia during 2000-2015, *Iranian Journal of Geophysics*, 12(2): 127-146.

Borhani, R.; Ahmadi-Givi, F.; Ghader, S. and Mohebalhojeh, A. (2018). Study of tropopause folding frequency and its seasonal changes during 2013-2015 emphasizing over Southwest Asia, *Journal of the Earth and Space Physics*, 44(3): 607-624. doi: 10.22059/jesphys.2018.234992.1006909.

Changizi, H. (2015). *A Study of the Climatic of Dynamic Tropopause on Iran*, Master Thesis in Meteorology, University of Tehran.

Chapman, S. (1950). Upper atmospheric nomenclature, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 31(8): 288-290.

Danielsen, E.F. (1968). Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(3): 502-518.

Emanuel, K.; Solomon, S.; Folini, D.; Davis, S. and Cagnazzo, C. (2013). Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity, *Journal of Climate*, 26(7): 2288-2301.

Gettelman, A.; Hoor, P.; Pan, L.L.; Randel, W.; Hegglin, M.I. and Birner, T. (2011). The extratropical upper troposphere and lower stratosphere, *Reviews of Geophysics*, 49(3).

Gold, E. (1909). The isothermal layer of the atmosphere and atmospheric radiation, *Proc. R. SOC. London*, Ser. A., 82: 43-70.

Hoerling, M.P.; Schaack, T.K. and Lenzen, A.J. (1991). Global objective tropopause analysis, *Monthly Weather Review*, 119(8): 1816-1831.

Hoinka, K.P. (1998). Statistics of the global tropopause pressure, *Monthly Weather Review*, 126(12): 3303-3325.

Holton, J.R.; Haynes, P.H.; McIntyre, M.E.; Douglass, A.R.; Rood, R.B. and Pfister, L. (1995). Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of geophysics*, 33(4): 403-439.

Hu, D.; Tian, W.; Guan, Z.; Guo, Y. and Dhomse, S. (2016). Longitudinal asymmetric trends of tropical cold-point tropopause temperature and their link to strengthened Walker circulation, *Journal of Climate*, 29(21): 7755-7771.

Karimi, M.; Tabatabayan, A.; Shafi, H. and Shokrallahi, M. (2005). Investigation of ozone fluctuations with tropopause changes (Verdeist) over Isfahan, *12th Conference Geophysics*, Tehran: Geology organization.

Kavyani, M.R. and Alijani, B. (2001). *The Foundations of climatology*, Tehran: Samat Publications.

Keikhosravi, G. (2015). Synoptic analysis - statistical height of the tropopause layer as a profile of climate change in Khorasan Razavi, *Journal of Applied Climatology*, 2(2): 33-48.

Klemp, J.B. and Lilly, D.R. (1975). The dynamics of wave-induced downslope winds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(2): 320-339.

Kunz, A.; Konopka, P.; Müller, R. and Pan, L.L. (2011). Dynamical tropopause based on isentropic potential vorticity gradients, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D1).

Lashkari, H.; Dadashi Roudbari, A. and Mohamadi, Z. (2017). Analysis of Monthly Changes in Tropopause Height Layer on Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 49(1): 113-133.

Masoodian, S.A. (2011). *Climate of Iran*, First Edition, Sharia Tops Publications.

Masoodian, S.A.; Keikhosravi Kiany, M.S. and Rayat Pishe, F. (2014). Introduction and a comparison among gridded precipatation database of asfazari with GPCC, GPCP and CMAP, Geograohical Resarch, 29(1): 73-87.

Mohanakumar, K. (2008). Stratosphere troposphere interactions: an introduction, *Springer Science & Business Media*.

Prather, M.J.; Zhu, X.; Tang, Q.; Hsu, J. and Neu, J.L. (2011). An atmospheric chemist in search of the tropopause, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D4).

Randel, W.J. and Jensen, E.J. (2013). Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate, *Nature Geoscience*, 6(3): 169.

Reichler, T., Dameris, M., & Sausen, R. (2003). Determining the tropopause height from gridded data. *Geophysical research letters*, *30*(20).

Rimbu, N.; Stefan, S.; Busuioc, A. and Georgescu, F. (2016). Links between blocking circulation and precipitation extremes over Romania in summer, *International Journal of Climatology*, 36(1): 369-376.

Scherhag, R. (1948). *Neue Methoden der Wetteranalyse*, Wetterprognose, Berlin, 97-106.

Schneider, T. (2004). The tropopause and the thermal stratification in the extratropics of a dry atmosphere, *Journal of the atmospheric sciences*, 61(12): 1317-1340.

Sharifi, M. and Sam Khaniani, A. (2011). Using GPS Radio Occultation Technique in Investigating Climate Change, *Geomatics Conference 90*, Tehran: Country Mapping Organization.

Siler, N. and Durran, D. (2015). Assessing the impact of the tropopause on mountain waves and orographic precipitation using linear theory and numerical simulations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(2): 803-820.

Škerlak, B.; Sprenger, M.; Pfahl, S.; Tyrlis, E. and Wernli, H. (2015). Tropopause folds in ERA-Interim: Global climatology and relation to extreme weather events, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10): 4860-4877.

Steinbrecht, W.; Claude, H.; Köhler, U. and Hoinka, K.P. (1998). Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D15): 19183-19192.

Tang, Q. and Prather, M.J. (2010). Correlating tropospheric column ozone with tropopause folds: the Aura-OMI satellite data, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(19): 9681-9688.

Varotsos, C.; Cartalis, C.; Vlamakis, A.; Tzanis, C. and Keramitsoglou, I. (2004). The long-term coupling between column ozone and tropopause properties, *Journal of Climate*, 17(19): 3843-3854.

Varotsos, P.; Bogris, N.G. and Kyritsis, A. (1992). Comments on the depolarization currents stimulated by variations of temperature or pressure, *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 53(8): 1007-1011.

Wang, S.; Camargo, S.J.; Sobel, A.H. and Polvani, L.M. (2014). Impact of the tropopause temperature on the intensity of tropical cyclones: An idealized study using a mesoscale model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(11): 4333-4348.

Pan, L. L., Randel, W. J., Gary, B. L., Mahoney, M. J., & Hintsa, E. J. (2004). Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: A trace gas perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *109*(D23).

Santer, B. D., Sausen, R., Wigley, T. M. L., Boyle, J. S., AchutaRao, K., Doutriaux, C., ... & Schmidt, G. (2003). Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D1), ACL-1.