اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران

حسین عساکره*[۱] ، هوشنگ قائمی[۲]، مختار فتاحیان[۳]

۱- استاد اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، ایران

۲- استاد هواشناسی، پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران

۳- کارشناس ارشد اقلیم شناسی سینوپتیک، زنجان، ایران

چکیده:

با توجه به اهمیت و نقش سامانه پرفشار جنب حاره بر روی اقلیم ایران، با استفاده از داده‌های (روزانه) دوباره تحلیل شده NCEP/NCAR تلاش شد، شاخص پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران و برای هریک از ماه‌های سال برآورد شود. بدین منظور داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه مداری و نصف النهاری باد برای ساعت ۱۲GMT طی دوره ۵۲ ساله (۱۳۴۰-۱۳۹۱) و با تفکیک مکانی ۲/۵درجه در پنج تراز ارتفاعی(۸۵۰،۷۰۰،۶۰۰،۵۰۰ و۳۰۰ هکتوپاسکال) اختیار شد. برای این کار از محدوده عرض جغرافیایی۰ تا ۸۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی۱۰ تا ۱۲۰درجه شرقی بهره گرفته شده است.

نتایج این پژوهش نشان داد که موقعیت مرز شمالی پشته در تراز۴۰۰ هکتوپاسکال و بالاتر و نیز ۸۵۰ هکتوپاسکال و پایین تر قابل رؤیت نیست. بنابراین سه تراز در دسترس که حاکمیت پشته در آن قابل تشخیص و نیز داده‌های آن در دسترس است، ترازهای ۷۰۰ ، ۶۰۰ و۵۰۰ هکتوپاسکال است. در بررسی ماهیت پشته پرفشار جنب حاره مشخص گردید با جهش نصف-النهاری خط پشته در ماه خرداد، فصل تابستان برای بیش‌تر مناطق جنوبی کشور فرا می‌رسد. همچنین از ماه آبان تا پایان اردیبهشت، فشارزیاد جنب حاره از سرزمین ایران کاملا عقب نشینی کرده و سطح زیرین آن به حداقل ممکن می‌رسد. محاسبه تعیین مرز شمالی پرفشار جنب حاره نشان داد که حاکمیت این سامانه تا بالاتر از عرض‌های ۴۰ درجه شمالی گسترش یافته است. یافته‌ها همچنین نشاندهنده آن است که، این سامانه از سمت جنوب غرب و بصورت زبانه‌ای از طریق پرفشار عربستان وارد کشور می‌شود. بر اساس این نتایج، وردایی زمانی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران، باعث تغییر فصل و تنوع آب و هوا در کشور می‌شود.

واژگان کلیدی : ارتفاع ژئوپتانسیل، پرفشار جنب حاره، مرز شمالی پشته، مؤلفه مداری – نصف النهاری باد، ایران

مقدمه

گردش جو عاملی بنیادی در تعیین شرایط اقلیمی هر منطقه است (مفیدی و زرین ،۱۳۹۱). از این رو چارچوب اقلیم هر محل را سامانه‌های بزرگ مقیاس بنا می‌نهند. یکی از بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردشی وردسپهر که در امتداد مناطق جنب حاره نیمکره شمالی و جنوبی به صورت هسته-هایی از مراکز پرفشار یا نوارهایی از ارتفاع زیاد ژئوپتانسیل نمود می‌یابند، سامانهٔ « پرفشار جنب حاره(*STHP*)[1] » خوانده می‌شود. هسته‌های پرفشار جنب حاره در نواحی مختلف با نام‌های متنوعی (نظیر پرفشار آزور، پرفشار عربستان و...) شناخته شده‌اند. به عنوان مثال برخی از محققان با بررسی دو تراز ۱۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال و مطالعه نقشه‌های وضع هوای روزانه این دو تراز در طی سال‌های ۱۹۵۷-۱۹۵۹، شدیدترین و دائمی‌ترین واچرخند در نیمکره شمالی را « واچرخندآسیا[2] نامیده است (Mason and Anderson, 1963).

مکانیزم تشکیل و تکوین هسته‌های پرفشار جنب حاره حاصل فرایندهای پویشی و گرمایی است. به اعتقاد برخی محققان شکل‌گیری و تداوم پرفشار جنب حاره با ساختار گرمائی جو در ارتباط است. این محققان به کمک داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و محاسبه میانگین ۵ روزه داده‌ها در یک دوره ۱۵ ساله به بررسی پرفشارهای جنب حاره‌ای در تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال پرداختند. ایشان بر این باورند که پرفشار مذکور در آسیا با توجه به موقعیت قرارگیری خود به دو الگوی متفاوت (تبت-ایران) تقسیم می‌شود. براساس نظر این محققان، عامل شکل‌گیری الگوی تبت متاثر از گرمایش دررو بر سطح فلات تبت و استقرار الگوی ایرانی، گرمایش بی دررو در جو آزاد و گرمایش دررو سطح زمین می‌باشد (wu and zhang, 2002). محققانی نیز براین باورند که سازگاری گرمایی جو به واداشت گرمایی خارجی و تاوایی پتانسیل، عامل شکل‌گیری واچرخند جنب حاره می‌باشد. این محققان بر عامل گرمای نهان همرفتیِ ناشی از گردش موسمی آسیایی و اثر ارتفاعات و شدت دمای سطح خشکی‌های مناطق جنب حاره در تشکیل واچرخند جنوب آسیا تاکید می‌کنند (Liu et wu, 2004). دریکی از پژوهش‌های داخلی، به بررسی ساختار گردش بزرگ مقیاس جو بر روی جنوب غرب آسیا در طول دوره گرم سال پرداخته شده است. در این پژوهش ابتدا ویژگی‌های بنیادی و ماهیت گردش بزرگ مقیاس جو بررسی شد و سپس وردایی زمانی آن برای یک دورهٔ ۶۱ ساله (۲۰۰۸-۱۹۴۸) مورد تجزیه و تحلیل قرارگرفت. یافته‌های این پژوهش بیانگر آن است که، با آغازگری گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا یک جریان غرب سو مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد که محل اصلی همگرایی آن چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است. شکل‌گیری و تدوام جریان مداری غرب سو، جنوب غرب آسیا را محل همگرایی و نزول مداوم هوای منشأ یافته از موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا می‌سازد. تداوم نزول بزرگ مقیاس هوا ضمن ایجاد شیب معکوس نصف النهاری دما، پیدایش یک گردش هدلی معکوس را در امتداد نصف النهاری بر روی جنوبغرب آسیا موجب می‌گردد (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۹).

پرفشارهای جنب حاره به تناسب فصل سال و تحت تأثیر ناهمواری‌ها، تضاد گرمایشی بین خشکی و دریا، بودجه انرژی جو و... از الگو و ناپیوستگی زمانی – مکانی برخوردارند (Barry and Carlton, 2001). به عنوان مثال در بررسی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در خصوص الگوی مکانی پرفشار جنب حاره، یافته‌ها نشان می‌دهد بیشینهٔ ارتفاعی مراکز پرفشار جنب حاره در فصل تابستان، بر روی خشکی‌های جنوب غرب آمریکا، شمال غرب آفریقا، جنوب ایران، فلات تبت و جنوب شرق چین قرار می‌گیرد (Bell and Bosart, 1989). همچنین نتایج بررسی‌ها در طی سال‌های ۱۸۹۹ تا ۱۹۹۰ نشان داد که، واچرخند آزور در طول تابستان و زمستان دارای الگوهای متفاوتی می‌باشد؛ بدین معنا که این واچرخند در تابستان به شکل یک سلول بر روی اقیانوس اطلس مرکزی ظاهر می‌شود، در صورتی که الگوی زمستانه آن به صورت دو سلول، یکی بر روی جنوب شرق ایالات متحده و دیگری بر غرب مراکش ایجاد می‌گردد (Davis et al,1997).

در پژوهشی در طی یک دوره ۵۴ ساله، واچرخندهای بستهٔ عرض‌های جنب حاره و میانی در سه تراز ۸۵۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج بررسی‌ها نشان

1. Subtropical High pressure

2. Asian anticyclone

داد که، واچرخندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در طول تمامی ماه‌های سال بر روی اقیانوس‌های جنب حاره و در طی سه ماهه گرم سال بر روی قاره‌های این مناطق ایجاد می‌شوند. همچنین این محققین نشان دادند که واچرخندهای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در مناطق اقیانوسی و در زیر ناوه تراز بالاتر ایجاد می‌شود. این در حالی است که به نظر آن‌ها واچرخند-های تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تنها در طی فصل تابستان، آن هم بر روی قاره‌های مناطق جنب حاره ایجاد می‌شوند (Galarneau et al, 2006). در طی یک بررسی ۳۰ سالهٔ مشخص گردید که پرفشار جنب حارهٔ ایران طی تابستان در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر، ماهیت مستقلی دارد. همچنین رشته کوه زاگرس، در شکل گیری و تقویت پرفشار جنب حاره تابستانه و سامانه‌های موسمی در تشکیل و تقویت آن در ترازهای فوقانی وردسپهر نقش دارد؛ به گونه‌ای که گردش موسمی قوی‌تر (ضعیف‌تر) سبب گردش واچرخندی شدیدتر (ضعیف‌تر) در ترازهای فوقانی و گردش چرخندی شدیدتر(ضعیف‌تر) در ترازهای زیرین وردسپهر می‌گردد (زرین، ۱۳۸۶).

تغییرات زمانی و مکانی پرفشار جنب حاره بر منطقه آسیا- آفریقا نشان می‌دهد که تفاوت آشکاری در موقعیت استقرار مرکز پرفشار جنب حاره در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر وجود دارد؛ به طوری که پرفشار جنب حاره‌ای آزور در شرق اقیانوس اطلس شمالی در تراز زیرین، پرفشار شمال غربی آفریقا و عربستان در تراز میانی و پرفشار تبت در تراز فوقانی وردسپهر به صورت مراکزی مستقل جای گرفته، در صورتی که مرکز پرفشار ایران هم در تراز میانی و هم فوقانی وردسپهر مشاهده می‌شود. الگوی موقعیت جغرافیایی مرکز پرفشار در فصل تابستان در تراز های ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب یک مدی (شرق اقیانوس اطلس)، سه مدی (شمال غرب آفریقا، عربستان و ایران)، پراکنده (از جنوب چین تا غرب ایران) و دو مدی (فلات تبت- فلات ایران) است. بیشینهٔ عرض جغرافیایی خط پشتهٔ پرفشارِ جنب حاره در تمامی ترازها، مربوط به ماه اوت است که در تراز ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب روی ضلع شمالی فلات تبت، منطقه وسیعی از شرق تا غرب آسیا و ایران قرار-گرفته است. بیش‌ترین جهش خط پشته از نظر عرض جغرافیایی در سه تراز ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال از ماه ژوئن تا ژوییه است که در امتداد برخی نصف النهارها حتی به ۱۰ درجه نیز می‌رسد (قائمی و همکاران، ۱۳۸۶).

بسیاری اندیشمندان بر این باورند که گستره، شدت و تداوم سلول‌های پرفشار جنب حاره از الگوهای پیوند از دور نیز تاثیر می‌پذیرد. این ایده مبنای تحقیقات پرشماری شده است. به عنوان مثال برخی از محققان، رابطهٔ نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره (آزور) و چرخندزایی دریای مدیترانه و بارش ایران (به ویژه بخش‌های غرب و شمال غرب ایران) برای یک دوره۴۲ ساله (۲۰۰۲-۱۹۶۰) با ضریب همبستگی زیاد (۰/۶۴۳) تشخیص دادند (محمدنژاد و همکاران، ۱۳۸۸). همچنین در یکی از پژوهش‌ها به نقش پدیده‌های النینو و لانینا بر روی نوسانات پرفشار جنب حاره‌ای بصورت سینوپتیکی پرداخته شده است. یافته‌های این پژوهش نشان داده است که در سال‌های وقوع ال نینو، سلول پرفشار آزور قوی شده و به طرف شمال و شرق جابه‌جا می‌شود. همزمان از میزان فشار سلول پرفشار اقیانوس آرام کاسته شده و نیز سلول پرفشار عربستان تضعیف گردیده و به طرف جنوب و شرق کشیده می‌شود. به همین دلیل شرایط مناسبی برای افزایش بارش در ایران و روی منطقه مورد مطالعه فراهم می‌گردد. از طرفی در سال‌های همراه با لانینا قوی، سلول پرفشار آزور نسبت به حالت نرمال تغییر محسوسی نداشته و سلول پرارتفاع جنب حاره عربستان تقویت می‌گردد و به طرف شمال و غرب جابه‌جا می‌شود. در نتیجه از میزان بارش‌ها کاسته می‌شود (فرزان منش،۱۳۸۴).

پرفشار جنب حاره، گردش جو و انتقال بخارآب به اطراف را تحت تاثیر قرار داده و شرایط جوی را نه تنها در نواحی مجاور و در امتداد جنب حاره، بلکه بر روی کل کره زمین متأثر می‌سازد (زرین، ۱۳۸۶). براین اساس طبق بررسی‌ها، در طی فاز مثبت NOA و تقویت پرفشار آزور بر روی شبه جزیره ایبری، عموماً شرایط اقلیمی خشک شکل می‌گیرد (Santos et al, 2005). همچنین با بررسی نوسان پنج ساله پرفشار جنب حاره بر روی ایران در فصل بهار (آوریل و مه) مشخص شد که علت خشکی بهار در ناحیه شرقی ایران، قرارگیری پشته پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر در این ناحیه می‌باشد (طباطبایی‌نژاد، ۱۳۷۶).

با این وجود تاثیر این مراکز عمل تحت کنترل عوامل مختلفی است. در یک بررسی طی یک دوره ۹ ساله با استفاده از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در ماه اوت مشخص شد که، بین شدّت واچرخند شمال غرب اقیانوس آرام در سطح زمین و واچرخند جنوب آسیا در تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال ارتباط کمی وجود دارد. نتایج بررسی‌ها نشان داد، بالاتر بودن دمای واچرخند جنوب آسیا نسبت به واچرخندهای قاره آمریکای شمالی ناشی از اثر گرمایشی متفاوت ارتفاعات هیمالیا و راکی بوده است (Neyama, 1968).

در منابع استفاده شده، برخی از محققان با رویکردی محیطی- گردشی به بررسی ارتباط مکانی سامانهٔ پرارتفاع جنب حاره با بارش‌های تابستانه نیمه جنوبی ایران در یک دوره آماری ۱۹ ساله (۲۰۰۵-۱۹۸۷) پرداخته‌اند. براساس این نتایج دو الگوی متفاوت شناسایی گردید:

۱- در نتیجه حرکت چرخندی سیستم موسمی، رطوبت اقیانوس هند و دریاهای مجاور به سطوح پایین تروپوسفر انتقال می‌یابد. در سطوح میانی، ناوه غربی به سمت نیمه جنوبی ایران گسترش یافته و سبب عقب نشینی زبانه پرارتفاع جنب حاره به عرض‌های پایین می‌شود. همچنین محور زبانه پرفشار جنب حاره تقریبا به حالت غربی- شرقی قرار می-گیرد. در بارش‌های این الگو حداکثر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال اتفاق می‌افتد و به علت تضعیف سیستم جنب حاره در سطوح میانی تروپوسفر ضخامت لایه همرفت تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ادامه می‌یابد.

۲- سیستم موسمی به سمت ناحیهٔ مورد مطالعه گسترش یافته و همراه با نزدیک شدن کم‌فشارهای موسمی بارش‌های شدیدی رخ داده است. در این نوع الگو ناوهٔ جریانات غربی به سمت حوضهٔ دریای مدیترانه گسترش یافته و سبب عقب نشینی زبانهٔ پرارتفاع جنب حاره به سمت شمال آفریقا می-شود و هسته پرارتفاعی از آن جدا شده و بر روی ایران باقی می‌ماند. در چنین شرایطی سامانهٔ پرارتفاع به لایه‌های بالاتر انتقال می‌یابد و شرایط برای صعود هوای مرطوب موسمی و ایجاد بارش‌های همرفتی ایجاد می‌شود. در بارش‌های این الگو حداکثر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال رخ داده و ضخامت لایهٔ همرفت نسبت به الگوی اول کم‌تر بوده و تا بالاتر از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌رسد (سلیقه و صادقی‌نیا، ۱۳۸۹).

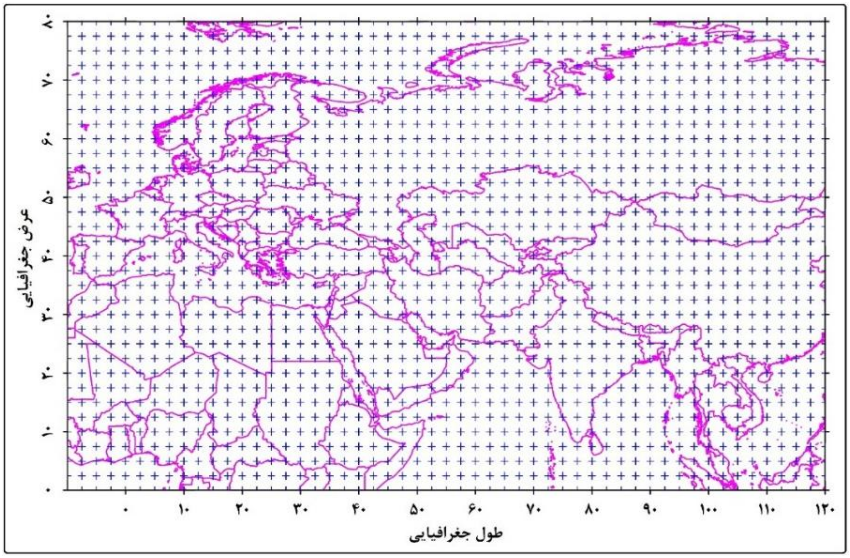
در تحقیق دیگری با رویکردی گردشی – محیطی و براساس روش‌های آماری (تحلیل خوشه‌ای، جداول توافقی و آماره کای)، محققانی به بررسی نقش پرفشار جنب حاره در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و اثر آن بر روی توزیع مکانی بارش‌های روزانه ایران در یک دوره ۵۵ ساله پرداخته شد. بر اساس نتایج این محققان مشخص گردید که، ۳ درصد از ایستگاه های بررسی شده (۳۲ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه مورد مطالعه) مستقل از تاثیر پرفشار جنب حاره است. این ایستگاه-ها بیش‌تر در کرانه و پس کرانه‌های جنوبی خزر و نواحی شمال‌غرب کشور جای گرفته‌اند. اما از طرف دیگر، وقوع بارش در ۹۷ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی (۱۰۳۴ ایستگاه) مستقل از تاثیر پرفشار جنب حاره نیست و به شدت تحت کنترل پرفشار جنب حاره در زمان حاکمیت این سامانه بر روی ایران است (حلبیان و شبانکاری، ۱۳۹۰). همچنین در تحقیقی با هدف شناسایی چگونگی رفتار مکانی – زمانی پرفشار آزور و ارتباط آن با دماهای بیشینه ایران (درساعت ۱۲ به وقت گرینویچ) در یک دوره ۵۵ ساله، با رویکردی گردشی- محیطی به تحلیل همدید ارتباط پرفشار آزور با دماهای بیشینه ایران (در ۴۲۳ ایستگاه) پرداخته شده است. نتایج حاکی از آن بود که بیشینه دمای ایران در ۹۴/۸ درصد از ایستگاه‌های مورد بررسی (۴۰۱ ایستگاه از ۴۲۳ ایستگاه) متاثر از تاثیر سامانه پرفشار آزور در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد (حلبیان، ۱۳۹۰).

همان‌گونه که دیدیم در بارهٔ سازوکار شکل‌گیری پرفشارهای جنب حاره تحقیقات مختلفی انجام شده است. با این حال، به ندرت مرز شمالی پرفشار جنب حاره در ارتباط با موقعیت ایران به ویژه در مقیاس ماهانه مورد تأکید و بررسی بوده است. تحقیق حاضر با هدف پی بردن به چگونگی تغییرات زمانی- مکانی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی جنوب غربی آسیا و به ویژه در ارتباط با ایران در ترازهای مختلف جو صورت گرفته است. با توجه به این که در این خصوص، مطالعات مستقیمی انجام نگرفته و مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران به طور دقیق آشکار سازی نشده است؛ در این تحقیق تلاش می‌شود مرز شمالی پشته در

ترازهایی از جو که پشته فوق بر روی ایران یا مجاورت آن قرار می‌گیرد، مشخص شود.

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی موقعیت پرفشار جنب حاره و محرز شدن وضعیت پشته آن، منطقه مطالعه از طول جغرافیای ۱۰- تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شمالی انتخاب شد. از آن جایی که برای هر روز، چهار دیده بانی در ساعات همدید (صفر، شش، دوازده و هجده) وجود دارد تنها از داده‌های ساعت ۱۲GMT که به وقت رسمی ایران معادل ۱۵/۵ است، به دلیل نزدیکی به میانه اقلیمی روز استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق، داده های دوباره تحلیل شده با تفکیک افقی ۲/۵ درجه در یک دوره ۵۲ ساله (شامل ۱۸۹۹۳روز از اول فروردین ۱۳۴۰ برابر۲۱ مارس ۱۹۶۱ تا ۳۰ اسفند ۱۳۹۱ برابر با ۲۰ مارس ۲۰۱۳) است، که از مرکز پیش بینی محیطی[1]/ مرکز ملی پژوهش های جوی[2] تهیه شد. به این ترتیب محدوده مورد بحث با ۱۷۴۹ یاخته پوشیده می‌شود. در شکل شماره ۱ تعداد یاخته‌های که منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد، نمایش می‌دهد.



شکل ۱- محدوده مورد بررسی با ۱۷۴۹ یاخته به تفکیک ۲/۵×۲/۵ درجه

در این نوشتار جهت تعیین موقعیت متوسط مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره و خط پشته آن بر روی ایران، از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل(hgt)، مولفه های مداری (u) و نصف النهاری (v) باد در پنج تراز ۵۰۰،۶۰۰،۷۰۰،۸۵۰ و۳۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد و نقشه‌های متوسط ۵۲ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل جو برای ۱۲ ماه سال تهیه گردید. به کارگیری این داده‌ها با استفاده از نرم افزار گردس و محاسبات مزبور با به کارگیری نرم افزار متلب به انجام رسید.

محل احراز خط پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران به روشهای زیر برآورد شد:

خط پشته پرفشار جنب‌حاره معمولاً در جایی رخ می‌دهد که مؤلفه مداری باد مثبت ($U>0$)؛ یعنی باد شرق‌سو باشد. شرط دوم در تعیین مرز پشته پرفشار جنب حاره این است که تغییرات مولفه مداری باد در جهت نصف النهاری مثبت ($\frac{\partial u}{\partial y}>0$) باشد. شرط دیگر این که با توجه به ویژگی مرکز واچرخند جنب حاره، مقادیر منفی تاوایی نسبی ($\frac{\partial u}{\partial y}-\frac{\partial v}{\partial x}<0$) در مرکز با بیشینه گردش واچرخندی رخ دهد (قائمی و همکاران ،۱۳۸۶:۲۲۴-۲۲۳). شرط چهارم این است که مرز شمالی پشته پرفشار در جایی مشخص می‌شود که تغییرات واگرایی ژئوپتانسیل در امتداد نصف النهاری منفی باشد. برای دستیابی به این شرط ابتدا واگرایی ژئوپتانسیل واچرخند جنب حاره برای هر یک از سطوح مورد مطالعه به

1. NCEP: National Center For Environmental Prediction

2. NCAR: National Center For Atmospheric Prediction

شکل $dhgt = \frac{\partial hgt}{\partial x} - \frac{\partial hgt}{\partial y}$ در جهت شیو نصف النهاری محاسبه شد. سپس شاخص پشته پرفشار جنب حاره در جایی تعیین شد که مقدار واگرایی ژئوپتانسیل، بر روی خط پشته منفی باشد ($\frac{\partial hgt}{\partial y} < 0$).

با استخراج نقشه‌ها و بررسی‌های به عمل آمده، نتایج آشکارسازی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره نشان داد که به طور متوسط موقعیت آن (پشته) در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال و بالاتر و نیز ۸۵۰ هکتوپاسکال و پایین‌تر بر روی ایران قابل رؤیت نیست. بنابراین سه تراز مورد بررسی در این پژوهش که حاکمیت پشته در آنها قابل تشخیص و نیز داده‌های آن در دسترس است، ترازهای ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

نتایج و بحث

در جدول ۱ مقدار شاخص پرفشار جنب حاره و ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو برای ۱۲ ماه سال در ترازهای یاد شده، محاسبه گردیده است. مقادیر ضریب تغییرات ارتفاع (طیف خاکستری رنگ) به مرزشمالی پشته اضافه شده است. بدین ترتیب حداکثر پیشروی شمال‌سوی پشته قابل تجسم خواهد بود. در طول سال طی ماه بهمن و در ترازهای ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بیش‌ترین تغییرات پشته قابل مشاهده است. این میزان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به مقدار ۱۹/۶ درصد به بالاترین مقدار رسیده است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، بالاترین میزان ضریب تغییرات مرز مورد نظر به مقدار ۱۴/۳ درصد در ماه اسفند جای‌گرفته است. طبق جدول ۱ و در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل مرز شمالی پرفشار جنب حاره مربوط به ماه شهریور و در تراز ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشینه این ارتفاع در ماه مرداد بوده است.

تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

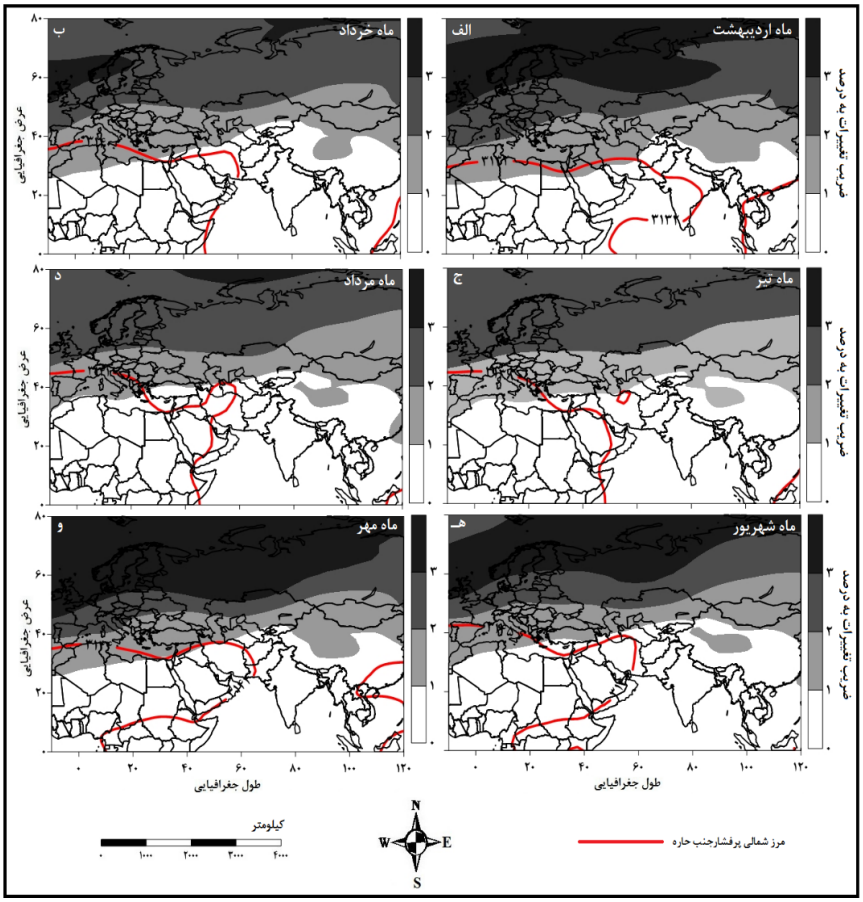
مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره در محدوده مورد مطالعه و در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در طول سال و با تغییر فصل، در موقعیت‌های متفاوتی قرار می‌گیرد (جدول ۱؛ شکل ۱). تغییرات مرز پشته در طول سال نشان می‌دهد که در شش ماه اردیبهشت تا مهر، مرز شمالی خط پشته بر روی ایران حاکم است.

از ماه اردیبهشت سیستم پرفشار جنب حاره از حالت محور غربی–شرقی به شکل سلول گسترده‌ای بر روی نواحی مرکز ایران و سرزمین‌های واقع در غرب ایران قرار می‌گیرد (شکل ۱–الف). در ماه خرداد مرز شمالی پشته (سلول) بر بالای کوه‌های البرز و مناطقی از جنوب شرق ایران مستقر می‌گردد. تغییر پذیری نسبی ارتفاع ژئوپتانسیل جو در این ماه بر روی ایران کاهش یافته و این مقدار به کم‌تر از ۱ درصد رسیده است. موقعیت مرز شمالی پرفشار جنب حاره در ماه خرداد نشان می‌دهد که، با افزایش دمای سطح زمین و ایجاد تضاد دمایی بین خشکی‌های شرق ایران و اقیانوس هند در جنوب، مرز شمالی پرفشار جنب حاره تغییر آرایش داده است (شکل ۱–ب). به این ترتیب از ماه خرداد این مرز به صورت گسیخته‌تر از قبل(موقعیت مداری) به حالت نصف النهاری به طرف عرض‌های بالا جابه‌جا می‌شود.

معرف مرز شمالی پشته در تیر ماه ارتفاع ۳۱۳۸ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. تغییر نسبی ارتفاع جو در ماه تیر با قرارگیری پشته پرفشار جنب حاره بر روی نواحی واقع در غرب ایران و سلول کوچکی در شمال شرق بین صفر تا ۱ درصد می‌باشد. ضریب تغییرات ارتفاع جو در بالاتر از مرز شمالی پشته در این موقع از سال به ۱ تا ۲ درصد میانگین سالانه رسیده است. نکته قابل توجه در این ماه موقعیت قرارگیری پشته پرفشار جنب حاره بر روی خشکی‌های غرب ایران می‌باشد. میانگین دوره آماری ۵۲ ساله تیرماه نشان می‌دهد که مرز شمالی پشته در تراز۷۰۰ هکتوپاسکال بصورت سلول کوچکی (در اثر گسیخته‌تر شدن گاه و بی‌گاه در جهت جنوبغرب–شمال‌شرق) بر شمال شرق ایران در موقعیت مکانی متفاوتی نسبت به ماه‌های دیگر قرار می‌گیرد (شکل ۱–ج). بیش‌ترین ضریب تغییرات ارتفاع جو در این ماه بر روی دریای خزر و بخشی از شمال غرب ایران (آذربایجان) رخ می‌دهد. معرف مرز شمالی پشته در تیرماه ارتفاع ۳۱۳۸ ژئوپتانسیل متر می‌باشد.

جدول۱- ارتفاع مرز شمالی و تغییرات ماهانه (به متر) پشته پرفشار جنب حاره در تراز های ۶۰۰،۷۰۰ و۵۰۰ هکتوپاسکال

تراز	ماه	شاخص پرفشار جنب حاره+CV	تراز	ماه	شاخص پرفشار جنب حاره+CV	تراز	ماه	شاخص پرفشارجنب حاره+CV
۷۰۰ ه.پ	فروردین	۳۱۱۸+۱۳/۴	۶۰۰ ه.پ	فروردین	۴۳۷۲ +۱۵/۷	۵۰۰ ه.پ	فروردین	۵۷۹۳+۱۷
	اردیبهشت	۳۱۳۲+۱۳/۵		اردیبهشت	۴۳۹۱+۱۵/۸		اردیبهشت	۵۸۲۱+۱۷/۵
	خرداد	۳۱۴۰+۱۲/۲		خرداد	۴۴۰۷+۱۴/۵		خرداد	۵۸۴۴+۱۴/۶
	تیر	۳۱۳۸+ ۱۳		تیر	۴۴۱۱+۱۵/۸		تیر	۵۸۵۶+۱۴
	مرداد	۳۱۴۱+۱۳		مرداد	۴۴۱۶+۱۵/۹		مرداد	۵۸۶۱+۱۵/۲
	شهریور	۳۱۴۵+۱۳/۲		شهریور	۴۴۱۱+۱۵/۹		شهریور	۵۸۵۰+۱۵/۲
	مهر	۳۱۴۴+۱۳/۲		مهر	۴۳۹۸+۱۵/۸		مهر	۵۸۲۷+۱۶/۳
	آبان	۳۱۲۹+۱۳/۵		آبان	۴۳۷۶+۱۵/۳		آبان	۵۷۹۸+۱۷/۳
	آذر	۳۱۱۴+۱۴		آذر	۴۳۶۱+۱۵/۷		آذر	۵۷۷۸+۱۸
	دی	۳۱۰۵+۱۲/۷		دی	۴۳۵۰+۱۵/۶		دی	۵۷۶۶+۱۸/۵
	بهمن	۳۱۰۲+۱۳/۷		بهمن	۴۳۴۸+۱۷/۴		بهمن	۵۷۶۴+۱۹/۶
	اسفند	۳۱۰۹+۱۴/۳		اسفند	۴۳۵۸+۱۶/۵		اسفند	۵۷۷۴+۱۹



شکل۱- میانگین ارتفاع مرز شمالی و ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو طی دورهٔ ۱۳۹۱-۱۳۴۰ در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

"ارتفاع ژئوپتانسیل به متر و ضریب تغییرات به درصد است"

اگر چه متون اقلیم‌شناسی ایران حد گسترش شمالی پرفشار جنب حاره در ایران را دامنه‌های جنوبی البرز عنوان کرده‌اند (علیجانی،۱۳۷۶)، در ماه مرداد با بیش‌ترین جهش شمال سوی مرز شمالی پشته، این مرز به سلول همتای خود (موقعیت ماه تیر) واقع در شمال شرق ایران متصل می‌شود و تا مرکز دریای خزر پیشروی می‌کند (شکل ۱–د). در این ماه مرز پشته به شمالی‌ترین موقعیت خود در طول سال می‌رسد. از نظر گسترش عرضی نیز در این تراز، خط پشته در ماه مرداد در حدود۲۰ درجه (۴۰–۲۰ درجه عرض شمالی) بر روی کشور ایران گسترش عرضی دارد.

همچنین مقدار ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو در بالای خط پشته به سمت عرض‌های بالا افزایش یافته و این مقدار بین ۱ تا ۴ درصد نوسان دارد. در ماه مرداد و با فعال شدن سامانه‌های موسمی در جنوب شرق کشور و نیز به دلیل استقرار کم فشار پاکستان، پرفشار جنب حاره در جهت شرق کشور گسترش زیادی ندارد اما نسبت به ماه‌های دیگر به شمالی‌ترین موقعیت خود رسیده است. معرف شاخص پر-فشار مزبور در این ماه بر روی ایران ارتفاع ۳۱۴۱ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. در این ماه مرز شمالی پرفشار جنب حاره بالاتر از دریای خزر در تراز مورد مطالعه قرار می‌گیرد. میزان ضریب تغییرات در ماه مرداد برروی ایران ناچیز بوده، اما در مناطق هم عرض واقع در شمال خشکی‌های افریقا ضریب تغییرات ارتفاع جو افزایش یافته است. با فرارسیدن ماه شهریور خط پشته پرفشار جنب حاره، به بالاترین عدد ارتفاعی خود یعنی ۳۱۴۵ ژئوپتانسیل متر در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌رسد. در این ماه خط پشته به صورت یک نوار بلند در عرض‌های بالاتر از۴۰ درجه شمالی، بر روی سراسر سرزمین‌های شمال افریقا و عربستان و بالاتر از کوه‌های البرز قرار می‌گیرد (شکل ۱–هـ). ضمن اینکه از این ماه (شهریور) خط پشته جهت جنوب‌سو می‌یابد و بر میزان تغییرات نسبی آن افزوده می‌شود. با تغییر دمای سطح زمین و کاهش آن بر روی مناطق شمالی کشور در ماه مهر، میزان ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو (با جابه‌جایی خط پشته پرفشار جنب حاره) به طرف عرض‌های پایین‌تر، افزایش می‌یابد. از این ماه ضلع شمالی پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین‌تر منتقل می‌شود و بر بالای کوه‌های البرز با ارتفاع ۳۱۴۴ ژئوپتانسیل‌متر قرار می-گیرد. در ماه مهر خط پشته به سوی بخش‌های جنوب شرق کشور جهش می‌یابد. این تغییر موقعیت با تغییر احتمالی آرایش موسمی و عقب نشینی آن همراه می‌باشد. معرف مرز شمالی پشته بر روی ایران در ماه مهر ارتفاع ۳۱۴۴ ژئوپتانسیل‌متر می‌باشد (شکل۱–و).

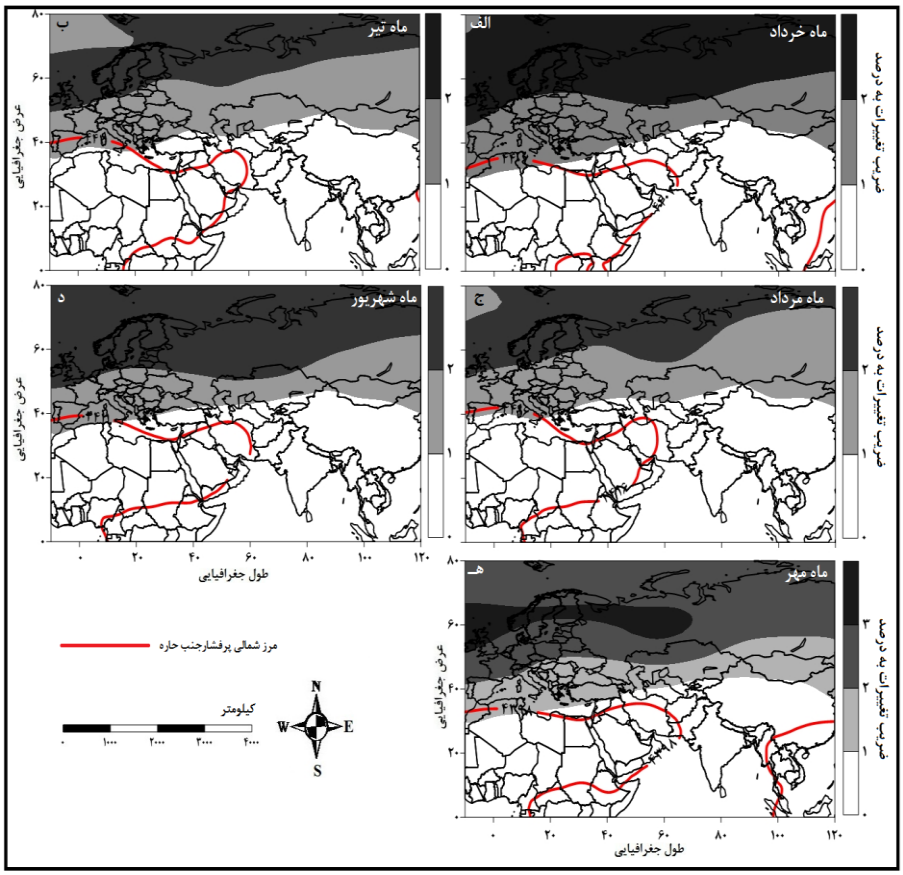
تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۲ تغییرات ارتفاع مرز شمال‌سو پشته پرفشار جنب حاره را در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران نشان می دهد. در این تراز از ماه خرداد مرز شمالی پشته با هم ارتفاع ۴۴۰۷ ژئوپتانسیل متر به شکل سلولی وسیع، در دامنه جنوبی کوه های البرز و خشکی‌های غرب آسیا مستقر می‌شود. در این موقعیت مقدار ضریب تغییرات برروی نواحی جنوبی خط پشته بسیار ناچیز بوده و بیش‌ترین ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو در بالای مرز شمالی، یعنی نواحی بالاتر از عرض ۳۰ درجه اتفاق می‌افتد. همچنین ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در شمال ایران گویای پیشروی و پسروی متناوب و زیاد آن است (شکل۲–الف). در تیرماه خط پشته تا کناره‌های دریای خزر پیشروی می کند. کاهش نسبی ضریب تغییرات، حاکی از ثبات و تسلط این واچرخند بر روی اقلیم ایران در این موقع از سال می باشد (شکل ۲–ب). بیش‌ترین ضریب تغییرات در این ماه در بالای دریای خزر و مناطق همجوار در بین ۲۰–۰ درجه طول جغرافیایی و بالاتر از ۳۰ درجه در مناطق واقع در شمال افریقا رخ می‌دهد. این تغییرات در عرض‌های بالا گویای جابه‌جایی گاه و بی‌گاه مرز پشته به سمت عرض‌های مذکور است.

در ماه مرداد خط پشته با ارتفاع ۴۴۱۶ ژئوپتانسیل متر به شمالی‌ترین موقعیت عرضی خود در طول سال و بر روی دریای خزر قرار می‌گیرد. نکته قابل توجه این است که در ماه مرداد پشته پرفشار بر روی ایران از جنوب شرق فاصله می-گیرد. این ویژگی می‌تواند ناپایداری جوی و بارش‌های احتمالی جنوب شرق کشور (موسمی‌ها) را همچون تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، در این موقع از سال توجیه کند. در این ماه میزان ضریب تغییرات در بالای خط پشته و پایین‌تر از آن به کم‌ترین مقدار خود (کم تر از۱درصد) در طول سال رسیده است. ضمن این که بالاترین عرض مشاهده شده در این تراز

مربوط به ماه مرداد است که در منطقه فلات ایران به بیشینه‌ی خود یعنی به عرض ۳۸ درجه شمالی می‌رسد (شکل ۲-ج).

در ماه شهریور پشته پرفشار به سمت عرض‌های پایین‌تر از موقعیت خود در ماه مرداد، جابه‌جا می‌شود.

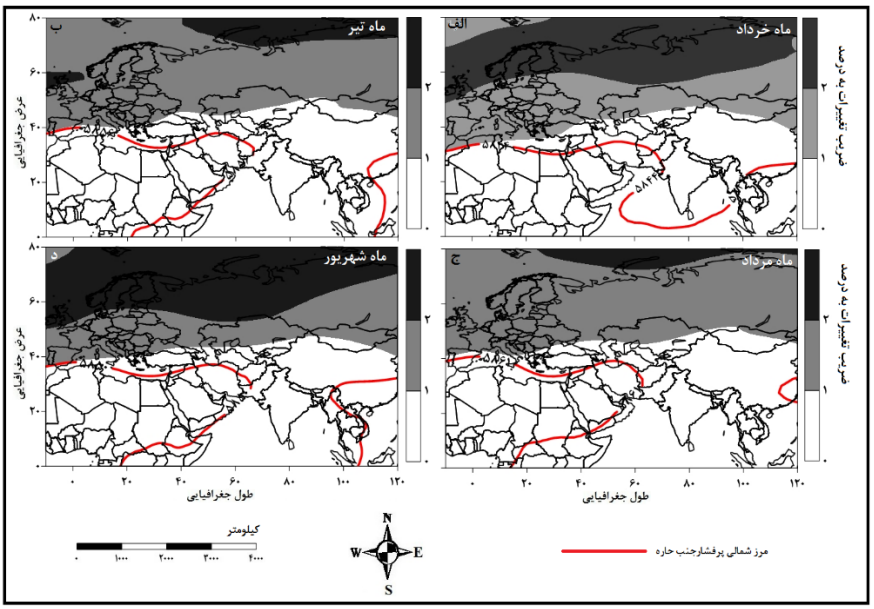


شکل۲- میانگین ارتفاع مرز شمالی و ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو طی دورهٔ ۱۳۹۱-۱۳۴۰ در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال "ارتفاع ژئوپتانسیل به متر و ضریب تغییرات به درصد است".

در این زمان پشته پرفشار جنب حاره تغییر موقعیت داده و پیشروی بیش‌تری به سمت جنوب شرق کشور ایران پیدا می‌کند. میزان ضریب تغییرات ارتفاع بر بالای خط پشته در ماه شهریور بر روی ایران چندان محسوس نیست، اما بر بالای خط پشته در نواحی دیگر (به ویژه شمال افریقا) از ۱ تا ۲ درصد متغیر است (شکل ۲-د). معرف مرز پرفشار مزبور در این ماه از سال بر روی ایران ارتفاع ۴۴۱۱ ژئوپتانسیل متر می‌باشد که در حال انتقال به بخش‌های جنوبی‌تر می‌باشد. در ماه مهر پشته مذکور کاملاً از مناطق شمالی ایران فاصله می-گیرد و بر روی دامنه‌های جنوبی البرز قرار می گیرد. در این موقع از سال مقدار ضریب تغییرات در بالای خط پشته بین ۱ تا ۳ درصد بر روی نواحی شمال ایران و مناطق همجوار در عرض‌های بالاتر متغیر است (شکل ۲-هـ).

تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

موقعیت قرارگیری خط پشته پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در طی سال نشان می‌دهد که خط پشته در طول چهار ماه (خرداد تا شهریور) بر روی ایران مستقر است. در ماه خرداد مرز شمالی پرفشار جنب حاره با ارتفاع ۵۸۴۴ ژئوپتانسیل متر بر روی نواحی مرکزی ایران استقرار می‌یابد. در این هنگام ضلع شرقی پرفشار از سمت جنوب شرق ایران با عبور از روی اقیانوس هند به سمت سرزمین‌های گرم و خشک جنوب غرب آسیا حرکت می‌کند. ضمن این که ضلع شمال‌سو پشته پرفشار جنب حاره نیز به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر (عرض‌های۳۰ درجه شمالی) جابه‌جا می-شود (شکل ۳-الف).



شکل ۳- میانگین ارتفاع مرز شمالی و ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو طی دورهٔ ۱۳۹۱-۱۳۴۰ در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال "ارتفاع ژئوپتانسیل به متر و ضریب تغییرات به درصد است"

میزان ضریب تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل جو در ماه خرداد با جابه‌جایی خط پشته به سمت عرض‌های بالاتر کاهش می‌یابد. به طوری که این مقدار در بالای پشته و روی اکثر مناطق جنوب شرق کم‌تر از یک درصد است، اما در ضلع غربی میزان ضریب تغییرات به طور نسبی همیشه بالا بوده و بین ۱ تا ۲ درصد نوسان دارد. ارتفاع ۵۸۵۶ ژئوپتانسیل متر معرف مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران در تیرماه می‌باشد. در این ماه ضلع شمالی تا کناره‌های ساحلی دریای خزر پیشروی کرده و ضلع شرقی در بالاترین موقعیت خود بر روی مناطق شرقی کشور جای می‌گیرد. تنها بخشی از مناطق شمال غرب است که در این ماه از پوشش سیستم مذکور در امان بوده و کم‌تر تحت تاثیر این سامانه قرار می‌گیرد (شکل ۳-ب). میزان ضریب تغییرات در همه جا برروی ایران کم‌تر از ۱ درصد بوده است. کشور قرار می‌گیرد. تنها بخشی از مناطق شمال غرب در ماه مرداد نیز خط پشته پرفشار جنب حاره به شمالی‌ترین عرض جغرافیایی خود می‌رسد. در این ماه نیز به تبعیت از تراز های پایین‌تر، پشته پرفشار جنب حاره از جنوب شرق ایران فاصله می‌گیرد. معرف پرفشار مذکور در این ماه ارتفاع ۵۸۶۱ ژئوپتانسیل متر می‌باشد (شکل ۳-ج). در یافته‌های محققین قبلی (حجازی‌زاده؛ ۱۳۷۲ و طباطبایی‌نژاد؛ ۱۳۷۶) معرف پرفشارجنب حاره بر روی ایران برای تمامی ماه‌های سال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، پربند ۵۸۴۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. همچنین از نظر این محققان حد پیشروی پرفشار جنب حاره بر روی ایران در ماه اوت (مرداد) بوده و با پربند ۵۸۴۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌باشد. اما در بررسی‌های تحقیق مورد نظر با توجه به ویژگی تغییرپذیری پرفشار جنب حاره در هر ماه، مرز شمالی پشته فوق نمی‌تواند با یک ارتفاع ثابت مشخص شود و در طول سال برای هر ماه با یک ارتفاع متفاوت تعیین می‌شود. مقدار ضریب تغییرات در ماه مرداد به کم‌ترین مقدار خود در طول سال می‌رسد. این مقدار در ضلع شرقی پرفشار به کم‌تر از یک درصد می‌رسد. به تابعیت از ترازهای قبلی، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز، از ماه شهریور خط پشته به سوی عرض‌های جنوبی‌تر تمایل پیدا می‌کند. در این موقع از سال همزمان با عقب نشینی گردش موسمی از جنوب شرق ایران، پشته پرفشار جنب حاره نیز به سمت شرق آسیا و جنوب ایران جابه‌جا می‌شود. معرف پرفشار مزبور در این ماه بر روی ایران ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد (شکل ۳-د). از این ماه به بعد از سمت ضلع شرقی پرفشار جنب حاره بر میزان ضریب تغییرات ارتفاع جو و همچنین مرز پشته افزوده می‌شود. زمانی که پشته پرفشار جنب حاره به سوی

عرض‌های پایین‌تر عقب نشینی می‌کند، آرایش جو تغییر می‌کند و دمای سطح زمین کاهش می‌یابد در این هنگام فصل پاییز آغاز می‌شود. با آغاز فصل پاییز (ماه مهر) در این تراز، مرز شمالی پرفشار جنب حاره به صورت کمربند ممتدی از غرب آفریقا و بر روی عربستان تا نواحی مرکزی ایران و سرزمین‌های شرق آسیا در عرض پایین‌تر از ۳۰ درجه امتداد می‌یابد.

نتیجه‌گیری

با عنایت به شرایط چهارگانه (محل رخداد خط پشته) شاخص مرزشمالی پرفشار جنب حاره بر روی ایران برای ماه های گرم سال (تیر، مرداد، شهریور) مشخص شد. یافته‌های تحقیق ویژگیهای خط پشته پرفشار جنب حاره را بعنوان مرزی که به نوعی سبب تفکیک دو نوع آب و هوا در شمال و جنوب خط پشته می‌شود، بیان می‌کند. این یافته‌ها نشان داد که وردش‌های زمانی- مکانی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران باعث تغییر فصل و تنوع آب و هوا در کشور می‌شود. براساس یافته‌های این پژوهش معلوم شد که با جابه‌جایی شمال‌سو خط پشته، فصل سال نیز تغییر می کند؛ به این ترتیب فصل تابستان برای بیش‌تر مناطق جنوبی کشور فرا می‌رسد. زمانی که خط پشته جهت جنوب‌سو می‌گیرد و به عرض‌های پایین‌تر منتقل می‌شود، ماه‌های گرم سال پایان می‌یابد. نتایج تحقیق نشان داد که از ماه خرداد با افزایش دمای سطح زمین و ایجاد تضاد دمایی بین خشکی‌های شرق ایران و اقیانوس هند در جنوب، مرز شمالی پرفشار جنب حاره به صورت گسیخته از موقعیت مداری به سوی موقعیت نصف النهاری به طرف عرض‌های بالاتر تغییر آرایش می‌دهد. طبق بررسی‌ها الگویی استقرار مرز شمالی پرفشار جنب حاره از ماه خرداد بر روی ایران بشکل «پشته» ظاهر می‌شود.

بررسی میانگین ارتفاع خط پشته در ترازهای مورد بررسی نشان داد که، در هر سه تراز خط پشته در ماه مرداد به بالاترین عرض جغرافیایی می‌رسد، سپس در ماه شهریور به طور مجدد به سوی عرضهای جنوبی‌تر جابه‌جا می‌شود. بیشترین گسترش مداری خط پشته پرفشار جنب حاره مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و کمترین آن مربوط به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است.

طبق بررسی‌ها بیش‌ترین جهش خط پشته از نظر عرض جغرافیایی در سه تراز ۶۰۰،۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از ماه تیر به مرداد است. این جهش در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال که حد پایهٔ (تراز زیرین) پرفشار جنب حاره بر روی ایران است به شمالی‌ترین عرض جغرافیایی خود یعنی بالاتر از ۴۵ درجه، در طول دوره آماری در بین سایر ترازها می‌رسد.

برخلاف تحقیقات و یافته‌های پیشین (حجازی‌زاده، ۱۳۷۲؛ طباطبایی‌نژاد، ۱۳۷۶؛ علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۸) که معتقد بودند، پرفشار جنب حاره در طی سه ماه فصل سرد سال (ژانویه، فوریه، مارس) به صورت سه سلول کاملاً بسته بر روی جنوب دریای عمان و خلیج فارس قرار می‌گیرد و این مراکز از نظر مداری پیوسته نیستند و به صورت سلولهای مستقل در نواحی خاصی مستقرند؛ نتایج این تحقیق نشان داد که مرز شمالی این پرفشار به حالت کمربندی ممتد و پیوسته (نه بشکل سلول) از غرب به شرق در امتداد مدارات و به عرض‌های پایین‌تر از ۲۵ درجه جغرافیایی استقرار می‌یابد. همچنین براساس محاسبه نقشه‌های به دست آمده، پرفشار جنب حاره ایران برخلاف یافته‌های پیشین (علیجانی، ۱۳۷۶) در ترازهای میانی، زبانه‌ای از پرفشار آزور (Azores) نیست؛ بلکه بصورت زبانه‌ای از طریق پرفشار عربستان و از سمت جنوبغرب وارد کشور می‌شود.

نتایج فوق در رابطه با اقلیم شناسی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بیانگر این است که گستره، حاکمیت و نمود پرفشار دینامیکی جنب حاره بر روی ایران طی دهه‌های اخیر فزونی یافته و مناطق بسیار وسیعی از ایران متأثر از رفتار پویشی این سامانه شده است. شرایط سینوپتیکی متعلق به این سامانه به نحوی است که اجازه ورود سامانه‌های اطراف به ایران را نمی‌دهد و شرایط مانع را در مقابل ریزش هوای عرض‌های بالاتر ایجاد می‌کند. بنابراین به نظر می‌رسد جابجایی کمربند پرفشار جنب حاره به سمت عرض‌های شمالی‌تر تأثیر زیادی در فضای اقلیمی ایران دارد. ضمن اینکه براساس پژوهش فوق می‌توان دریافت که مطالعه‌ی تغییرات کمربندهای فشار و مراکز فعالیت (پرفشار جنب حاره) فهم سینوپتیکی ما را از اقلیم ایران افزایش می‌دهد.

سپاس‌گزاری

از دکتر هوشنگ قائمی، مشاور پژوهشکده هواشناسی تهران بدلیل راهنمایی‌های ارزنده در طی مراحل انجام تحقیق تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

1. Alijani, B., 1995, Climate of lran. Payame nour university press, Tehran. pp. 221.
2. Bell, G. D., and Boast, L. F., 1989, A 15-year climatology of northern hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers. Monthly Weather Review, Vol. 117, pp. 10-198.
3. Barry, R. G., and Carlton, A. M., 2001, Synoptic and Dynamic Climatology, London, Rutledge, pp. 12-14.
4. Davis, R. E., Hayden, B. P., Gay, D. A., Phillips, L., and V. Jones, 1997, The North Atlantic Subtropical Anticyclone. Journal of Climate, Vol. 10 , pp. 278-744.
5. Farzanmansh, R., 2005, study synoptic Variations of years El Niño and La Niña Fluctuations subtropical High pressure (case study is precipitation in the southern half of Iran), Tehran University, Tehran, 203p.
6. Galarneau, T. J., Bogart, L. F., and Aiyyer, A. R., 2006, Closed Anticyclones of Subtropical and Middle Latitude: A 54-year (1950-2003) Climatology and three case Studies" , Submitted to J. Climate, NO.55, pp. 348-392.
7. Ghaemi, H., Zarrin, A., Azadi, M., and Farajzadeh, M., 2010, Analysis of the spatial pattern of Summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa, A Climatological Review, International Journal of climatology, Vol, 13, pp. 219-245.
8. Hejazizadeh, Z., 1994, Studies Variations of subtropical high pressure in change Season over Iran, PhD Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, 278p. (In Persian).
9. Halabin, A., and Shbankary, M., 2012, The distribution subtropical high pressure In the of Daily Precipitation: Geographical Research Quarterly, Vol. 1, pp. 1-21.
10. Halabin, A., 2012, Synoptic analysis Azores Anticyclone with maximum temperatures of Iran, Geographical Research, Vol. 96, pp. 77-72.
11. Kavyani, M., Alijani, B., 2013, The Foundations of Climatology, Publishers side, Tehran. pp. 582.
12. Liu, Y., and Wu, X, 2004, Progress in the study on the Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone, Advances in Atmospheric Sciences, 21, pp. 320-343.
13. Mason, R. B., and Anderson, C. E., 1963, The Development and decay of the 100 mb summertime Anticyclone over southern Asia, Monthly Weather Review, NO, 93, pp.3-12.
14. Mohammadnejad, A. R., Ahmadi-Givi, F. and Irannejad, P. 2009, Effects of the annual variations in the Positions of the sub-tropical high Pressure belt and Siberian high on the Mediterranean cyclogenesis and Precipitation in Iran, Journal Earth and Spatial physics, Vol, 4, pp.115-130.
15. Mofidi, A., Zarrin, A., and Faslo, J., 2011, Summertime Atmospheric circulation in upper tropospheric Atmospheric and variance time in the past half century, the fourth conference regional of climate change, 29 November until 1 January year 2011, NO, pp.12.
16. Mofidi, A., and Zarrin, A., 2013, Investigating the Nature, Structure and Temporal Variation of Summertime Atmospheric Circulation over Southwest Asia, Journal of Climatology Research, No, pp.3-12.
17. Neyama, Y., 1968, The morphology of the subtropical anticyclone, Journal of Meteorological Society of Japan, 46, pp. 431-441.
18. Salighe, M., and SadeghiNia, A., 2012, Study changes Spatial of subtropical high Pressure in the Southern half of summer precipitation, Geography and development, Vol. 17, pp. 83-98.
19. Tabatabainejad, R., The Study synoptic Variation of five years of subtropical high pressure swing (STHP) On Iran in the spring (April, May), PhD thesis. Tarbiat Modares University, 180p, Tehran.
20. Wu, G. X., and Zhang, Y. S., 1998, Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. Monthly weather Review, Vol. 126, pp. 912-926.
21. www.cdc.noaa.gov/.
22. Zarrin, A., 2008, The analysis of summertime subtropical anticyclone over Iran, PhD thesis. Tarbiat Modares University, 180p, Tehran.