نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۳، شماره ۶۹، پاییز ۱۳۹۸، صفحات ۲۱۱-۱۹۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۶/۲۹ تاریخ پذیرش نهایی:۱۳۹۵/۰۳/۰۷

تحلیل تغییرات سالانه پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران

حسین عساکره [۱]
مختار فتاحیان [۲]

چکیده

به منظور بررسی تغییرات زمانی- مکانی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران، از داده‌های دوباره تحلیل شده میانگین ماهانه NCEP/NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ درجه قوسی استفاده شد. بدین منظور از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه مداری - نصف‌النهاری باد در یک دوره ۵۲ ساله، برای تعیین جایگاه مرز شمالی پشته، در محدوده ۸۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی بهره گرفته شده است. بازه زمانی مورد استفاده شامل اردیبهشت (زمان احراز پشته) ۱۳۴۱ تا مهر ۱۳۹۱ بوده است. در این مقاله تلاش شد، تا رفتار طولانی مدت (تغییرات) پشته بر روی پهنه اقلیمی آن ارزیابی گردد. بنابراین تحلیل روند ارتفاع ژئوپتانسیل جو در مقیاس سالانه، به منظور مطالعه تغییرات ارتفاعی پشته بر روی ایران با استفاده از روش رگرسیون خطی ساده انجام گرفت. همچنین دوره‌های بازگشت پشته پرفشار جنب حاره، نیز براساس تحلیل طیفی و از روش تحلیل همسازها (هارمونیک) تخمین زده شد. نتایج نشان داد، سه تراز در دسترس که حاکمیت پشته در آن قابل تشخیص و نیز داده‌های آن در دسترس است، ترازهای ۷۰۰ ، ۶۰۰ و۵۰۰ هکتوپاسکال است. یافته‌ها نشان داد ارتفاع پشته پرفشار جنب حاره طی دوره، روندی افزایشی داشته است. این روند تغییرات در بخش‌های غرب و شمال غرب کشور از نمود بیشتری برخوردار بوده است. در یافته‌های حاصل وجود چرخه‌های ۴-۳ ساله، ۶-۴ ساله و ۱۱-۸ ساله در سری زمانی داده‌های سالانه احراز

---

[۱]. استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران (نویسنده مسئول)
Email: asakereh@zun.as.ir-Tel:09122416658

[۲]. دانش‌آموخته اقلیم‌شناسی سینوپتیک، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

پشته قابل مشاهده است. وجود چرخه‌های ۴-۳ ساله در بسیاری از مطالعات مختلف مشاهده شده و گویای ارتباط قوی و همبسته تغییرات رفتار سلول پرفشار جنب حاره با فعالیت‌های نوسان‌های جنوبی – ال نینو (ENSO) می‌باشد.

واژگان کلیدی: خط پشته، ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه مداری- نصف النهاری باد، تحلیل طیفی، ایران

مقدمه

در امتداد مناطق جنب حاره نیمکره شمالی و جنوبی، نوارهایی از فشار یا ارتفاع ژئوپتانسیل زیاد وجود دارد که معمولاً به عنوان کمربندهای پرفشار جنب حاره خوانده می-شود (زرین و مفیدی،۱۳۹۰). پرفشارهای جنب حاره سامانه‌های پویشی بزرگی هستند که محل فرونشینی هوا می‌باشند. این سامانه به دلیل گرمایش پویشی (دینامیکی) و ایجاد پایداری با هوایی گرم، آفتابی و خشک همراه است (مسعودیان، ۳۲:۱۳۹۰).

کمربندهای پرفشار جنب حاره که از دیرباز «مراکز فعالیت» (centers of Action) نامیده می‌شوند، بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردش وردسپهری در این مناطق (مناطق جنب حاره) به شمار می‌روند. طبق بررسی‌ها، کمربندهای پرفشار 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 Carleton, 2001).

با توجه به اینکه وردایی زمانی- مکانی و تغییر شدت این سامانه باعث ناهنجاری در گردش‌های منطقه‌ای و جهانی و به تبع آن نابهنجاری‌های اقلیمی می‌شود، از این رو به دلیل موقعیت جغرافیایی ایران نسبت به موقعیت جوی سیستم فوق، تغییرات زمانی-مکانی این سامانه تأثیرات قابل توجهی بر ایران به جای می‌نهد.

در رابطه با سازوکار شکل‌گیری پرفشار جنب حاره و چگونگی رفتار و تغییرات آن، بسیاری از دانشمندان جهان و ایران به مطالعه پرداختند. اما با وجود مطالعات متعدد انجام شده، به ندرت مرز شمالی پرفشار جنب حاره در ایران به طور دقیق واکاوی شده و بررسی

دقیقی در این زمینه صورت نگرفته است. در این مطالعه تلاش می‌شود ضمن آشکارسازی مرز شمالی پرفشار جنب حاره، تغییرات زمانی – مکانی پشته نیز مورد بررسی قرار گیرد.

نظریه موجود در متون قدیمی در ارتباط با سازوکار شکل‌گیری پرفشار در مناطق جنب حاره را نتیجه نزول دینامیکی هوا در جانب قطب سوی چرخه هدلی بیان می‌کند (Schulman,1937). در برخی از متون قدیم، این مراکز به عنوان علت بلافصل نزول هوا و ایجاد خشکی در مناطق جنب حاره شناخته شده‌اند (Hare,1983).

از مطالعاتی که پرفشارهای جنب حاره را مبتنی بر روش‌های همدیدی شناخته‌اند، می‌توان به بررسی‌های (Klein, 1958) اشاره کرد. این محقق فراوانی ماهانه پرفشارها و کم فشارهای تراز دریا در نیمکره شمالی را بررسی نمود و نتیجه گرفت که بیشینه وقوع پرفشارها اغلب درست در جنوب محور جت تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و در ناحیه‌ای با چینش واچرخندی و تاوایی قوی واقع شده است.

در طی یک بررسی ۳۰ سالهٔ نیز مشخص گردید که پرفشار جنب حارهٔ ایران طی تابستان در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر، ماهیت مستقلی دارد. همچنین رشته کوه زاگرس، در شکل‌گیری 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).

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 (Santos et al, 2005) در پژوهشی دریافتند که طی فاز مثبت نوسانات اطس شمالی (NAO[1]) و تقویت پرفشار آزور بر روی شبه جزیره ایبری، عموماً شرایط اقلیمیِ خشک شکل می‌گیرد. طباطبایی‌نژاد (۱۳۷۶) با بررسی نوسان پنج ساله پرفشار جنب حاره بر روی ایران در فصل بهار (آوریل و مه) نشان داد که علت خشکی بهار در ناحیه شرقی ایران، قرارگیری پشته پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر در این ناحیه می‌باشد. با

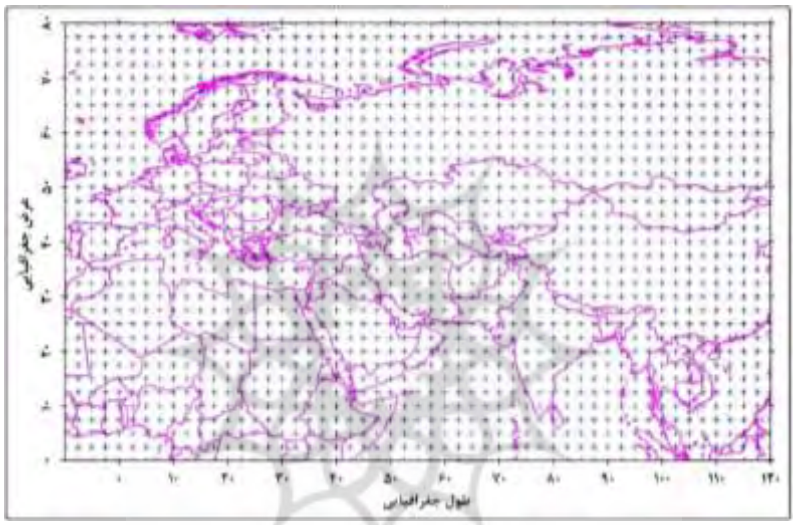
[1]-North Atlantic Oscillation

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

از سوی دیگر با توجه به پدیده تغییر اقلیم، درتحقیقات انجام شده در طی سال‌های اخیر، بیشتر محققان بر روی بررسی نقش پرفشارهای جنب حاره‌ای در مخاطرات طبیعی، از جمله امواج گرمایی و گردوغبار متمرکز شده‌اند. خورشید دوست و همکاران (۱۳۹۲) با هدف شناسایی عوامل موثر در تغییرات مکانی فراوانی روزهای گردوغباری غرب کشور با استفاده از روش تحلیل مولفه‌های اصلی و ArcGIS، سامانه های سینوپتیکی موثر در گروغبارهای غرب کشور را شبیه‌سازی کردند. نتایج کار این محققان نشان داده که، با توجه به اینکه کم‌فشارهای گرمایی تاثیرگذار در فراوانی روزهای گردوغباری غرب کشور که مولفه‌های اول و دوم این مطالعه را شکل داده‌اند تحت تاثیر سامانه پرفشار دینامیکی جنب حاره تشکیل می شود. همچنین برخی از محققان (قویدل رحیمی،۱۳۹۴) در مطالعه‌ای به تحلیل امواج ابرگرم سال ۹۸ در جنوب غرب ایران(استان خوزستان) پرداخته‌اند. در این پژوهش با استفاده از روش خوشه‌بندی به بررسی و تحلیل داده‌های دمای بیشینه روزانه ۱۳ ایستگاه استان مذکور پرداخته شد. نتایج تحلیل سینوپتک موج ابرگرم یاد شده نشان داد که، استقرار یک کم فشار در سطح زمین و استیلای پرفشار جنب حاره‌ای در تراز میانی جو تا تراز ۵۰۰هکتوپاسکال و همچنین افزایش شدید ضخامت جو بر روی استان خوزستان که موجب فرونشینی هوای گرم و گرمایش بیش از حد سطح زمین می‌شود، عوامل دینامیک – سینوپتیک وقوع روزهای ابر گرم هستند.

داده ها و روش شناسی

در این بررسی تغییرات بلند مدت و رفتار دوره‌ای پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران در معرض تحلیل قرار خواهد گرفت. به منظور انجام این تحقیق از داده‌های شبکه‌ای ساعت ۱۲ جهانی در یک دوره ۵۲ ساله (۱۳۹۱-۱۳۴۰) مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل و مولفه‌های



شکل شماره ۱.محدوده مورد بررسی با ۱۷۴۹ یاخته به تفکیک۲/۵×۲/۵ درجه

مداری – نصف النهاری باد برای محدوده مکانی ۱۰ درجه غربی تا ۱۲۰درجه شرقی و ۰ تا ۸۰ درجه شمالی با تفکیک مکانی ۲/۵ × ۲/۵ درجه قوسی استفاده شده است. این داده‌ها از مرکز پیش بینی محیطی[1]/ مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده امریکا[2] تهیه شده است. در شکل شماره ۱ تعداد یاخته‌هایی که منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرند نمایش داده شده است. به کارگیری این داده‌ها با استفاده از نرم افزار GRADS و محاسبات مزبور با به کارگیری نرم افزار MATLAB به انجام رسید.

[1]–*NCEP:National Center For Environmental Prediction*
[2]–*NCAR: National Center For Atmospheric Prediction*

در این نوشتار جهت تعیین موقعیت متوسط مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه های مداری (u) و نصف النهاری (v) باد در ترازهای ۱۰۰۰،۸۵۰،۷۰۰،۶۰۰،۵۰۰ و۳۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد و نقشه‌های متوسط ۵۲ ساله - ارتفاع ژئوپتانسیل جو برای ۱۲ ماه سال تهیه گردید. با استخراج نقشه‌ها و بررسی‌های به عمل آمده، نتایج آشکارسازی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره نشان داد که به طور متوسط موقعیت 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. در ادامه با رونمایی مرزشمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی محدوده اولیه (شکل ۱)، مواضع مطالعاتی پرفشار جنب حاره به گستره پشته محدود شده و تنها نقاط تحت پوشش پشته پرفشار در مراتب انجام تحقیق فوق مورد بررسی قرار می‌گیرند.

بررسی الگوهای ژئوپتانسیلی در ترازهای بررسی شده بیانگر آن است که تفاوتهای آشکاری در توزیع مکانی پرفشار جنب حاره در سطح زمین، تراز میانی و فوقانی وجود دارد. در این میان سه تراز ۵۰۰، ۶۰۰ و۷۰۰ هکتوپاسکال (که نمایانگر تراز های میانی وردسپهر هستند) الگوی مشابهی را به نمایش می‌گذارند. بنابراین در این مطالعه در بحث چرخه‌ها، از ارائه نقشه مربوط به دو تراز۷۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال صرف نظر و تنها نتایج بررسی‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه شده است.

برای آن که موقعیت مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران مشخص شود ارتفاع ترازهای مختلف جو در هر روز و برای ساعت ۱۲ بررسی شد. به منظور کشف مرز شمالی واچرخند جنب حاره و موقعیت مکانی آن شرایط زیر در نظر گرفته شد:

مرز شمالی واچرخند جنب حاره معمولاً در جایی رخ می‌دهد که، مؤلفه مداری باد مثبت ($U>0$)؛ یعنی باد شرق‌سو باشد.

شرط دوم در تعیین مرز شمالی واچرخند 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 ،۱۳۸۸). 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 حاره‌ای برای هر یک از سطوح مورد مطالعه به شکل $dhgt = \frac{\partial hgt}{\partial x} - \frac{\partial hgt}{\partial y}$ در جهت شیو نصف‌النهاری محاسبه شد. سپس شاخص پشته پرفشار جنب حاره در جایی تعیین شد که مقدار واگرایی ژئوپتانسیل، بر روی خط پشته منفی باشد ($\frac{\partial hgt}{\partial y} < 0$).

به منظور بررسی الگوی تغییرات ارتفاع پرفشار جنب حاره بر روی ایران در ترازهای مورد مطالعه (۵۰۰،۶۰۰،۷۰۰ هکتوپاسکال)، روند سالانه داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل (hgt) با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی که از قبل در محیط نرم افزار گردس (GRADS) استخراج شده بود محاسبه شد. برای محاسبه روند از رگرسیون خطی ساده (روش کمترین مربعات خطا) بهره گرفته شده است. در ادامه با استفاده از روش تحلیل طیفی، چرخه‌های سالانه پشته پرفشار جنب حاره حاصل شد. بنا به تعریف؛ طیف اندازه‌ای از توزیع پراش در امتداد تمامی طول موج‌های ممکن در یک سری زمانی است. به این ترتیب طیف را می‌توان تجزیه پراش یک سری زمانی دانست (Maslen and Rockmore, 1997 به نقل از غیور و عساکره، ۱۳۸۴: ۸۷). برای تحلیل طیفی ابتدا سری زمان (Z_T) به طول n، به شکل یک مدل فوریه بازنویسی می‌شود:

رابطه ۶)
$$Z_t = a_0 + \sum_{t=1}^{q}\left[a_i \cos 2\pi f_i T + b_i \sin 2\pi f_i T\right]$$

که در آن Z_t پارامتر اقلیمی مورد نظر در زمان t و f_i فراوانی تکرار مشاهدات است و با $f_i = \frac{i}{n}$ نشان داده می‌شود. در اینجا I=1,2,…,q می‌باشد. در رابطه بالا، a_0 b_i و a_i ضرایب فوریه نامیده می‌شوند و همانند یک رگرسیون چند متغیره از روش کمترین مربعات خطا به دست می‌آیند.

باید توجه داشت که فرکانس‌های فوریه به طول سری بستگی دارد. پراش برای فرکانس f_i و طول دوره‌ی آماری فرد به شرح زیر به دست می‌آید (عساکره، ۱۳۸۸: ۴۷). تعداد همسازها از رابطه ۷ تا ۱۰ قابل محاسبه است.

رابطه ۷)
$$q = \frac{(n-1)}{2}$$

رابطه ۸)
$$a_0 = \frac{1}{2}\sum_{i=1}^{n} z_i = \bar{z}$$

رابطه ۹)
$$a_i = \frac{2}{2}\sum_{i=1}^{n} z_t \cos 2\pi f_i t$$

رابطه ۱۰)
$$b_i = \frac{2}{2}\sum_{i=1}^{n} z_t \sin 2\pi f_i t$$

و

رابطه ۱۱)
$$I\,(fi) = \frac{n}{2}(a_i^2 + b_i^2)$$

در این جا (f) I پراش در بسامد f است. به عبارت دیگر $I\,(f)$ پراش مربوط به فرکانس در بازه $(0,f)$ است.

پس از محاسبه همسازها نیاز است به بررسی سهم پراش هر یک از همسازها پرداخته شود، بدین جهت در این راستا به ترسیم دوره‌نگار پرداخته می‌شود. دوره‌نگار ابزار مناسبی برای تحلیل سرهای زمانی متشکل از امواج سینوسی و کسینوسی می‌باشند که در بسامدهای ثابتی در نوفه مستترند (باکس و جنکینز، ۱۳۷۱: ۴۹). در این پژوهش با توجه به وجود داده‌های شبکه‌ای، به محاسبه عناصر مربوط به دوره‌نگار برای هر یاخته پرداخته شده است به‌منظور سنجش معنی‌داری طیف ایجاد آزمون فرض صفر ضروری می‌باشد. در تحلیل طیف، تصادفی نبودن نوسانات در سری‌زمانی به وسیله فرض صفری موسوم به صفر پیوسته آزمون می‌شود طبق مطالعات صورت گرفته در زمینه محاسبه صفر پیوسته، یک طیف خودهمبستگی مرتبه اول و به عبارتی فرایند مونت کارلو[1] برآورد مناسبی برای صفر پیوسته است (عساکره، ۱۳۸۹: ۱۶).

برای آزمون معنی‌داری طیف برای مثال در سطح ۹۵ درصد اطمینان، مقادیر زیر در معرض توجه قرار می‌گیرد (عساکره، ۴۳:۱۳۸۸)

رابطه ۱۲)

$$\lambda_k \frac{\chi_\nu^2(0.95)}{\nu} \le \hat{I}(f) \le \lambda_k \frac{\chi_\nu^2(0.05)}{\nu}$$

لازم به توضیح است که در محاسبه مراحل تحلیل طیفی، قبل از اجرای مراحل فوق برای رفع اثر روند در سری زمانی داده‌های ارتفاع (hgt) از طریق روش تفاضل‌گیری در داده‌های فوق، به ایستاسازی میانگین این داده‌ها پرداخته شد. بدین منظور عملگر تفاضلی به صورت زیر تعریف می‌شود:

رابطه ۱۳) $\nabla x_1 = x_t x_{t-1}$

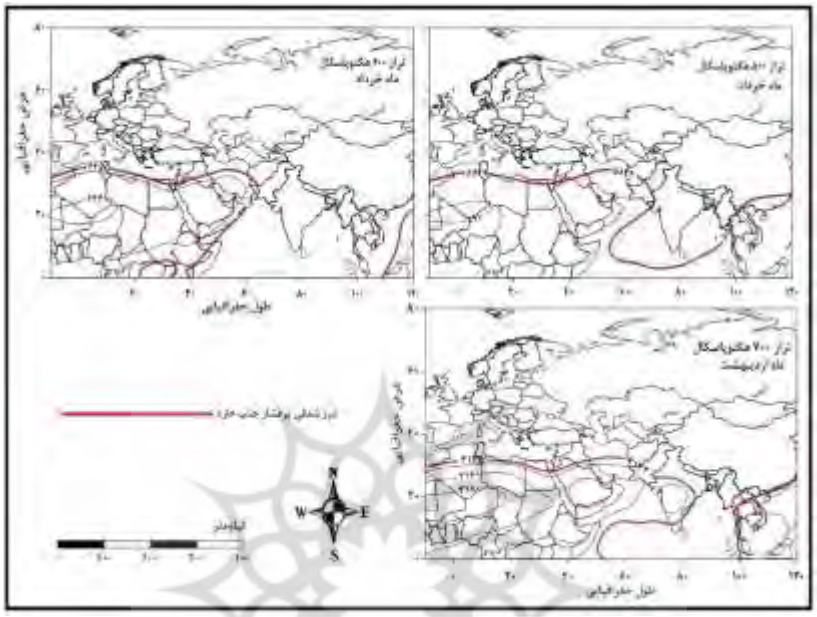
1-Monte Carlo

یافته‌ها

شاخص‌های همدید ابزارهای ساده‌ای هستند که برای دستیابی به جوهره گردش‌های کلان جوی در مقیاس‌های زمانی مختلف از روزانه تا ده ساله و بلندتر ازآن به کار می‌آیند - (مسعودیان، ۱۳۸۵). براین اساس با عنایت به شرایط چهارگانه (محل رخداد مرز شمالی) شاخص مرز شمالی پرفشار جنب حاره بر روی ایران برای ۱۲ ماه سال مشخص شد. مرز شمالی که نشان دهنده موقعیت متوسط عرضی مرکز پرفشار جنب حاره است، می‌تواند معیاری جهت تعیین موقعیت مکانی پرفشار جنب حاره به شمار آید. این شاخص به مثابه مرزی عمل می‌کند که بین جریانات غرب‌سو در شمال و جریانات شرق سو در جنوب آن است. در واقعیت این مرز در عرض خاصی، به نوعی سبب تفکیک دو نوع آب و هوا در شمال و جنوب می گردد.

به منظور تصویر اولیه از موقعیت جغرافیایی پرفشار جنب حاره در ایران، موقعیت مرز شمالی پشته در زمان احراز آن (اردیبهشت و خرداد) بر روی ایران در شکل۲ آورده شده است. موقعیت پشته در این دو ماه بر روی ایران در هر سه تراز مورد مطالعه همانطوری که مشاهده می‌شود، در بین عرض ۲۰ تا ۳۵ درجه شمالی و طول ۴۰ تا ۶۰ درجه شرقی قرار دارد. جهت رعایت ایجاز تنها به نقشه دو ماه اردیبهشت و خرداد اشاره شده است (شکل-شماره۲).

در بررسی تغییرات ماه به ماه میانگین مرز شمالی پرفشار جنب حاره بر روی ایران در ترازهای انتخابی مشخص شد که در ماه‌های سرد سال پرفشار جنب حاره به شکل محور غربی – شرقی و در امتداد مدارات در عرض‌های جنوب ایران جای می‌گیرد. این شرایط تا اوایل فصل بهار ادامه دارد. با جهش نصف‌النهاری مرز شمالی پشته و در پی آن تغییر در دمای سطح زمین و ایجاد تضاد دمایی بین خشکی‌ها و اقیانوس هند، از اواخر ماه اردیبهشت موقعیت پشته پرفشار جنب حاره در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر بالای ایران رویت می‌شود (شکل۲).



شکل شماره۲. موقعیت جغرافیایی مرز شمالی پرفشار جنب حاره در فصل بهار (اردیبهشت-خرداد) بر روی ایران

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال که تراز ایستاء (تراز زیرین) پرفشار جنب حاره نیز محسوب می‌شود، شش ماه از سال پشته حاکمیت دارد. طبق بررسی‌ها، ارتفاع ژئوپتانسیل پشته به سمت ماههای گرما سال فزونی یافته و از ماه مهر (با آغاز فصل پاییز) به تدریج ارتفاع ژئوپتانسیل آن کاهش می‌یابد. طبق شکل۲، در دو تراز ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از ماه خرداد پشته پرفشار بر بالای ایران قابل مشاهده است. براین اساس در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال پنج ماه از سال پشته بر روی ایران قرار می‌گیرد، ولی در تراز۵۰۰ هکتوپاسکال تنها چهار ماه از سال پشته مذبور حاکمیت دارد. ذیل توضیحات فوق می‌توان اظهار داشت که، با دور شدن پشته پرفشار از سطح زمین به سمت ترازهای میانی جو از حاکمیت پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران کاسته می‌شود. به این ترتیب آرایش خطوط هم ارتفاع - پرفشار جنب حاره تغییر می‌کند و بصورت کمربندی ممتد به موازی مدارات امتداد می‌یابد.

همچنین در باور یافته‌های محققین قبلی (طباطبایی‌نژاد؛۱۳۷۶) حد شمالی پرفشار جنب حاره بر روی ایران، پربند۵۸۴ (ارتفاع ۵۸۴۰) ژئوپتانسیل متر است. اما در پژوهش حاضر (با توجه به ویژگی تغییرپذیری مرز شمالی در هر ماه) مشخص شد مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره نمی‌تواند یک ارتفاع ثابت داشته باشد و ارتفاع ژئوپتانسیل آن برای هر ماه از سال متغیر است. جدول ۱ شاخص پشته (ارتفاع مرز شمالی) را برای ماه‌های حاکمیت آن در موقعیت پشته بر روی ایران نشان می‌دهد.

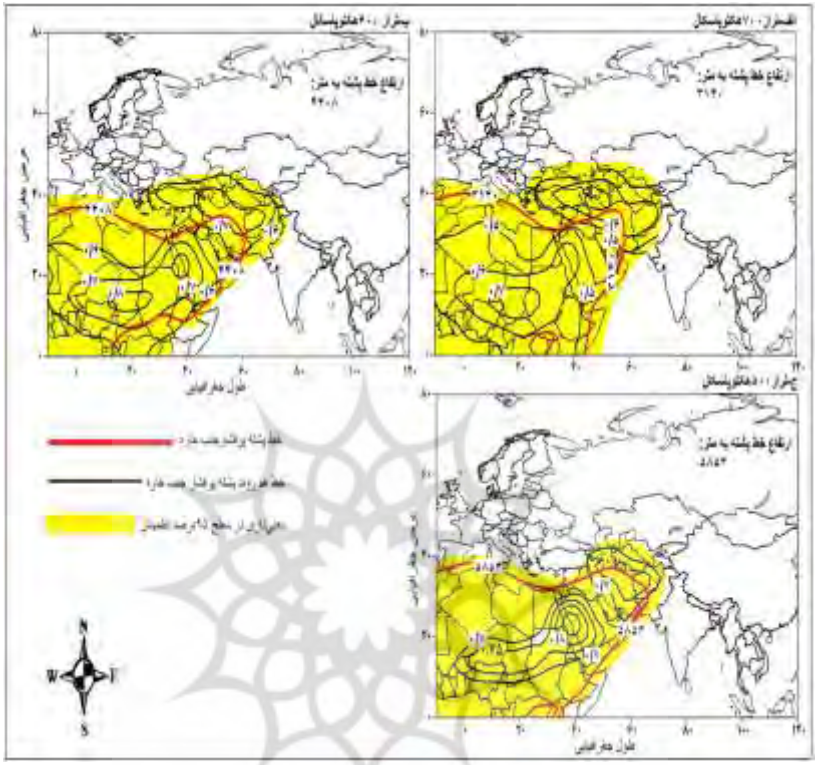
جدول ۱. ارتفاع مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره و تغییرات ماهانه آن در تراز های ۷۰۰،۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

تراز	ماه	ارتفاع پشته پرفشارجنب حاره	تراز	ماه	ارتفاع پشته پرفشارجنب حاره	تراز	ماه	ارتفاع پشته پرفشارجنب حاره
تراز ۷۰۰ ه.پ	اردیبهشت	۳۱۳۲	تراز ۶۰۰ ه.پ	–	–	تراز ۵۰۰ ه.پ	–	–
	خرداد	۳۱۴۰		خرداد	۴۴۰۷		خرداد	۵۸۴۴
	تیر	۳۱۳۸		تیر	۴۴۱۱		تیر	۵۸۵۶
	مرداد	۳۱۴۱		مرداد	۴۴۱۶		مرداد	۵۸۶۱
	شهریور	۳۱۴۵		شهریور	۴۴۱۱		شهریور	۵۸۵۰
	مهر	۳۱۴۴		مهر	۴۳۹۸		–	–

تحلیل روند سالانه ارتفاع پشته پرفشار جنب حاره

شکل ۳ توزیع مکانی روند سالانه ارتفاع پشته برای سه تراز ۷۰۰، ۶۰۰ و۵۰۰ هکتوپاسکال همراه با روندهای معنی‌دار نشان می‌دهد. در این شکل مقادیر خطوط هم روند نشان دهنده تغییر ارتفاع به ازای هر سال است. برای مثال خط هم روند ۰/۷ متر در سال در دو تراز ۷۰۰ و۶۰۰ هکتوپاسکال که بصورت نواری ممتد بر روی مناطقی از غرب و مرکز ایران جای گرفته نشان می‌دهد که، ارتفاع پرفشار جنب حاره هر سال ۰/۷ متر و برای کل دوره آماری (۵۲ سال)، حدود ۷ متر بر روی مناطق مذکور افزایش یافته است. براساس

شکل مزبور بیشینه تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در بخش‌های دیده می‌شود که هسته‌های روند دارای تمرکز و جابجایی می‌باشند و خطوط هم روند به هم نزدیک شده‌اند، و کمینه تغییرات در مناطقی حادث شده است که نواحی تمرکز هسته پرفشار نمی‌باشند و خطوط هم روند از هم فاصله گرفته‌اند، در این شرایط بر روی محدوده سیاسی ایران مقادیر بیشینه و تغییرات بر روی نواحی غربی و مرکزی مشاهده می‌گردند. در صورتی که به سمت نواحی شمالی و جنوبی‌تر از میزان مقادیر روند تغییرات آن کاسته می‌شود. برطبق نقشه‌ها در سه تراز فوق، روند ارتفاع پشته پرفشار در پهنه مطالعاتی با ارتفاعات و بخش‌های ناهموار کشور، رابطه‌ای مستقیم و معنی‌دار دارد. بدین ترتیب از سمت شمال غرب –جنوب شرق و در امتداد ناهمواری‌ها، روند ارتفاعی پشته افزایش می‌یابد. در مقایسه سه تراز مذکور، بیشینه روند در تراز ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال با خط هم روند ۰/۸ متر در سال، در شرایط مشابه‌ای بر روی مرکز پرفشار جنب حاره (خطوط هم روند در مرکز افریقا و حواشی غرب عربستان) دیده می‌شود (شکل۳، ب–ج). بر روی ایران نیز بیشینه روند تغییرات پشته، خط هم روند ۰/۷ متر در سال می‌باشد که تمرکز آن در نواحی غرب و شمال غرب کشور بیشتر بوده است. روند پشته پرفشار جنب حاره در مناطق شرق کشور نیز مثبت و معنی‌دار بوده است، اما با توجه به شیب خط روند به نظر می‌رسد که، تغییر کمتری در این مناطق را نشان می‌دهد. شکل۳ (الف) الگوی تغییرات روند پشته پرفشار را در مقیاس سالانه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. بر طبق نقشه تغییرات سالانه ارتفاع پشته پرفشار از سمت جنوب غرب که محل ورود سامانه مذکور به ایران نیز می‌باشد افزایش یافته و با پیشروی آن به سمت نواحی مرکزی ارتفاع آن در حال فزونی است. در این تراز خط هم روند ۰/۶ متر در سال، بخش گسترده‌ای از کشور را پوشش می‌دهد.



شکل۳. توزیع مکانی روند سالانه پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰،۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

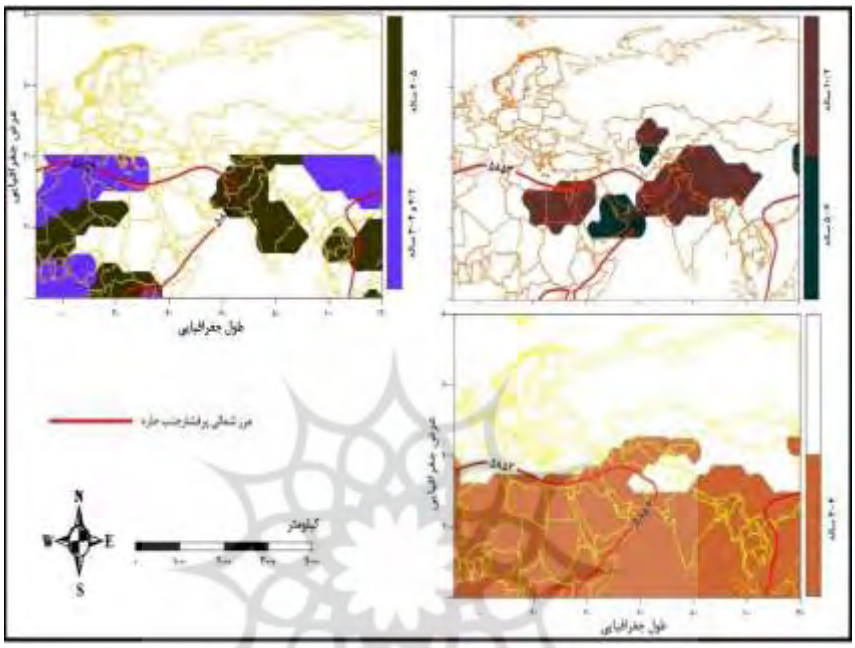
طبق اطلاعات موجود در نقشه، سطوح معنی‌دار در شکل۳ به رنگ زرد به صورت پس زمینه در گستره پشته برای روند سالانه ارتفاع ژئوپتانسیل ارائه شده است. بر این اساس - رابطه ارتفاع با زمان در پهنه مورد مطالعه (۱۰۰درصد) به لحاظ آماری معنی‌دار است. همچنین برای خارج از محدوده پشته، نواحی فاقد معنی آماری به رنگ روشن نشان داده شده است که عمداً منطبق بر مناطقی بالاتر از عرض ۴۵ درجه شمالی و طول۷۰ درجه شرقی می‌باشد. بنابراین حضور پرفشار جنب حاره‌ای در این موقعیت جغرافیایی غیرمحتمل است. با این اوصاف هسته پرفشار جنب حاره بر فراز آفریقا و شبه جزیره عربستان وجود مقادیری به میزان ۰/۸ متر در سال را در بر می‌گیرد که نمایانگر غلبه روند افزایشی ارتفاع هسته این سامانه می‌باشد.

تحلیل چرخه‌های سالانه پشته پرفشار جنب حاره

با اعمال تکنیک تحلیل طیفی بر روی داده‌های پشته برای محدوده انتخاب شده (گستره پشته)، چرخه‌های سینوسی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵ درصد محاسبه گردید. نتایج حاصل از این برآورد نشاندهنده معنی‌داری چرخه های بین ۲ تا ۱۱ ساله برای تراز۵۰۰ و ۲ تا ۲۰ ساله برای دو تراز ۷۰۰ و۶۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. بدین ترتیب می‌توان افت و خیزهای تقریباً همسان را در هر سه تراز فوق بر روی نقشه (شکل۴) مشاهده کرد. بررسی‌ها نشان داد که، همساز ۱۱(بسامد ۰/۳؛ یعنی چرخه ۴-۳ ساله) بیشترین حاکمیت و نمود رفتار دوره‌ای پشته را نسبت به سایر همسازها در هر سه تراز مورد نظر داشته و به لحاظ آماری و در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنی‌دار است. بدین معنی که رخداد چرخه‌ای پشته پرفشار جنب حاره در این محدوده هر ۳ تا ۴ سال یک بار تکرار می‌شود.

در بررسی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (تراز انتخابی) مشخص شد که از مجموع ۲۲ تا همساز در نوسان پشته پرفشار جنب حاره، همسازهای ۲، ۶، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱برای محدوده پشته در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار می‌باشد. بر این اساس چرخه‌های ۴-۳ ساله ، ۶-۴ ساله و ۱۱ساله در این سری زمانی قابل مشاهده است. توزیع مکانی این چرخه‌ها به صورت نقشه-ای در شکل ۴ ارائه گردیده است. تغییرپذیری سالانه پشته (۱۱-۲ساله) در گستره وسیعی از پهنه آشکار است. چرخه‌های مشابه در عناصر اقلیمی نواحی متعدد دیده شده است. بیش‌تر دانشمندان این چرخه‌ها را به ال نینو – نوسانات جنوبی (ENSO[1])، تغییر در فعالیت‌های خورشیدی، تغییرات نصف النهاری در جرم جو (نوسان اطلس شمالی) و سایر فرایندهای اقلیمی – اقیانوسی نسبت داده‌اند. برای مثال ناظم السادات (۱۳۷۸) و فرزان منش (۱۳۸۴) چرخه‌های ۴-۳ ساله (با بسامد ۰/۳) را درارتباط با بارندگی پاییزه و بارش سالانه ایستگاه-های نیمه جنوبی در ایران را در این نواحی، به انسو-ENSO نسبت می‌دهند.

[1]- EL Niño Southern Oscillation



شکل۴. توزیع مکانی چرخه‌های پشته پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

از این رو با توجه مطالعات انجام گرفته، همسازهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیانگر ارتباط اقلیمی معنی‌دار پرفشار جنب حاره با پدیده‌های همچون SOI و NAO می‌باشند. مقایسه شاخص نوسان جنوبی SOI که شاخص عددی مورد استفاده برای مطالعه پدیده انسو (ENSO) است با دوره نوسانی ۷-۴ ساله (مسعودیان،۱۳۹۰)، بیانگر ارتباط معنی‌دار با نوسانات پشته پرفشار جنب حاره می‌باشد.

همسازهای ۱۰ و ۱۱ پرفشار جنب حاره در گستره وسیعی از محدوده پشته نمایان است (شکل۴). هر دو همساز فوق دارای چرخه‌ای با بسامدی به مقدار ۰/۳ می باشند. با این وجود دوره بازگشت هر دو همساز فوق مشابه بوده و در بین ۴-۳ سال اتفاق می‌افتد. استقرار این همسازها بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (با چرخه‌های معنی‌دار ۴-۳ ساله) را بیشتر محققان به دورهٔ فعالیت نوسانات جنوبی-ال‌نینو نسبت داده‌اند. با توجه به مطالعات انجام گرفته (قویدل، ۱۳۸۴؛ فرزان منش ، ۱۳۸۴) در خصوص پدیده انسو و آثار آن بر اقلیم

ایران به نظر می‌رسد که وجود چرخه‌های ۳ تا ۴ ساله می‌تواند وجود ارتباط پیوند از دور و همبسته بین پدیده جوی–اقیانوسی انسو و تغییرات پشته پرفشار جنب حاره را تأیید کند. بر طبق بررسی‌های صورت گرفته، در سالهای ال‌نینو زمانی که شاخص نوسان جنوبی به سمت ارقام منفی گرایش پیدا می‌کند، گسترش نصف‌النهاری سلول پرفشار جنب حاره تضعیف گردیده و به طرف جنوب و شرق کشیده می‌شود و به همین دلیل شرایط مناسبی برای افزایش بارش در ایران و روی مناطق جنوبی فراهم می‌گردد. همچنین در سالهای همراه با لانینای قوی، سلول پرفشار جنب حاره تقویت می‌گردد و به طرف شمال و غرب جابه‌جا می‌شود. این نتایج تأییدی بر این واقعیت است که تغییرات رفتار پشته پرفشار جنب حاره با نوسانات جنوبی مرتبط است، به این صورت می‌توان یک پیوند ناهم‌فاز بین پشته پرفشار جنب حاره و نوسان جنوبی را پیشنهاد کرد.

نتیجه‌گیری

محاسبه تعیین مرز شمالی پرفشار جنب حاره، بیانگر گسترش عرضی این سامانه تا عرض‌های ۴۰ درجه شمالی است. همچنین یافته‌ها نشان داد بیشینه عرض جغرافیایی مرز شمال‌سو پرفشار جنب حاره در تمامی ترازهای انتخابی مربوط به ماه مرداد است. در این هنگام مرز شمالی پرفشار جنب حاره به عرض‌های میانه جغرافیایی نزدیک می‌شود. در تحقیق حاضر روند سالانه گستره تحت حاکمیت پشته با استفاده از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل مورد بررسی قرار گرفت. براساس یافته‌های این تحقیق، روند ارتفاع پشته پرفشار جنب حاره طی دوره مطالعاتی در گستره پشته، افزایشی و مثبت بوده است. بیشینه روند مثبت مربوط به بخش غربی، شمال غرب و همچنین بخش‌های مرکزی کشور بوده است. بزرگترین روند سالانه برای بیشینه ارتفاع آن بر روی ایران به ترتیب ۰/۷ و ۰/۶ متر در هر سال بوده است که برای کل دوره به ترتیب ۷ و ۶ متر بوده است.

نتایج بررسی (روند) تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل که ابزار سودمندی برای تحلیل رفتار زمانی پشته پرفشار جنب حاره است نشان می‌دهد در گستره بسیار وسیعی از ایران که متأثر از رفتار پویشی (دینامیکی) پشته مزبور می‌باشد، شدت آن بر جو فراز ایران فزونی یافته

است. به عبارتی در طی دهه‌های اخیر حاکمیت، نمود و ضخامت ارتفاع پشته پرفشار جنب حاره‌ای که نشانگر استیلای اقلیم خشک قاره‌ای است، بر پهنه بسیار وسیعی از کشور افزایش یافته است.

بررسی تحلیل طیفی پشته پرفشار جنب حاره نشان داد که پشته فوق در گستره مورد مطالعه دارای چرخه‌های نوسانی معنی‌دار ۴ –۳ ساله، ۶–۴ ساله و ۱۱سال به بالا است. در این میان چرخه‌هایی با دوره بازگشت ۳ تا ۴ سال برای هر سه تراز بیش از سایر چرخه‌ها تکرار شده است.

دانشمندان وجود این چرخه‌ها را به تأثیر عوامل کلان مقیاس اقلیمی – اقیانوسی نسبت داده‌اند. برای مثال چرخه‌های ۵–۳ ساله را عمدتاً به ال نینو – نوسانات جنوبی (ENSO) و تغییرات نصف النهاری در جرم جو (NAO) نسبت داده‌اند. بنابر نتایج فوق می‌توان اذعان داشت که، سیستم پرفشار جنب حاره در تراز میانی جو قوی‌تر شده است و همچون دیگر سیستم‌های سینوپتیکی در پهنه سیاره‌ای، از الگوی زمانی– مکانی متنوعی می‌تواند پیروی کند.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

منابع

- جی. ای. پی. باکس و جی. ام. جنکینز (۱۳۷۱)، ***تحلیل سری های زمانی: پیش بینی و کنترل***، ترجمه محمدرضا مشکانی، جلد اول، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی.
- حلبیان، امیر حسین (۱۳۸۷)، بررسی تأثیر پرفشار آزورز بر دما و بارش ایران زمین، رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- خورشیددوست، علی، محمدی، غلام‌حسن، حسینی‌صدر، عاطفه، جوان، خدیجه و جمالی، ابوالفضل (۱۳۹۲)، تحلیل همدید عوامل موثر در فراوانی روزهای گرد و غباری غرب کشور،***نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی***، سال ۱۷،شماره ۴۶، صص ۶۶-۴۷.
- زریّن،آذر (۱۳۸۶)، تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه بر روی ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- زرین، آذر و مفیدی، عباس (۱۳۹۰)، آیا پرفشار جنب حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره‌ای آزور است؟ «بررسی یک نظریه»، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران- ۲۴ و ۲۵ شهریور ماه ۱۳۹۰-دانشگاه شهید بهشتی، صص ۱۵-۱.
- عساکره، حسین (۱۳۸۸)، تحلیل طیفی سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز، ***فصلنامه تحقیقات جغرافیایی***، ۱۹، صص ۵۰-۳۳.
- عساکره، حسین (۱۳۸۹)، تحلیل چرخه‌های میانگین دمای سالانه شهر زنجان، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، صص ۲۴-۱۱.
- غیور، حسنعلی، عساکره، حسین (۱۳۸۴)، کاربرد مدلهای فوریه در برآورد دمای ماهانه و آینده نگری آن (مطالعه موردی: دمای مشهد)، ***تحقیقات جغرافیایی***، شماره ۷۷، صص ۹۹-۷۳.
- فرزان منش، راحله (۱۳۸۴)، مطالعه سینوپتیکی نوسانات پرفشار جنب حاره در سالهای نمونه النینو و لانینا (مطالعه موردی: بارش های نیمه جنوبی ایران)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران.

- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۴)، اثر الگوی بزرگ مقیاس گردش جوی – اقیانوسی «انسو» بر تغییرپذیری فصلی اقلیم در ایران : «ال‌نینو» و «لانینا» بر تغییرپذیری بارش‌های بهاری در آذربایجان شرقی، ***فصلنامه مدرس علوم انسانی***، دوره ۹، شماره ۴، صص ۸۸-۷۱.

- قائمی، هوشنگ، زرین، آذر، آزادی، مجید و فرج زاده، منوچهر (۱۳۸۸)، تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، ***فصلنامه مدرس علوم انسانی***، شماره۱، صص ۲۴۵-۲۲۱.

قویدل رحیمی، یوسف(۱۳۹۳)، تحلیلی از مخاطره اقلیمی امواج ابرگرم سال ۱۳۹۸ استان خوزستان، ***نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی***، سال ۱۹، شماره ۵۱، صص ۳۰۹-۲۸۹.

محمدنژاد، علیرضا، احمدی گیوی، فرهنگ و ایران‌نژاد، پرویز (۱۳۸۸)، اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۴، صص۱۳۰-۱۱۶.

مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۰)، ***آب و هوای ایران***، انتشارات شریعه توس مشهد، چاپ اول، صص ۲۷۷.

ناظم السادات، سید محمد جعفر (۱۳۷۸)، بررسی پدیده نوسانات جنوبی (ENSO) بر بارندگی پاییزه ایران، ***مجموعه مقالات دومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم***، سازمان هواشناسی کشور و مرکز ملی اقلیم شناسی ،۱۳ و ۱۴ آبان ماه.

یارنال، برنت (۱۹۹۳)، ***اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی***، ترجمه سیّدابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۵، اصفهان، صص ۲۱۸ .

-Barry, R.G.and Carleton, A.M. 2001, Synoptic and Dynamic Climatology.Routledge, PP386.

-Hare, F.K., (1983), Climate and Desertification. WMO, 149PP.

-Klein, T. N., (1985), Summer Monsoon Experiment: A review. Monthly Weather Review, 113, 1590-1626.

-Neyama, Y. (1968), The morphology of the subtropical anticyclone, Journal of Meteorological Society of Japan, 46, pp. 431-441.

-Schulman, L. L.,(1937), on the summer hemisphere Hadley cell .Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 99,197-201.

-Santos, J.,A. Corte-Real,J.and M. Leite, (2005),Weather Regimes and Their Connection to the Winter Rainfall in Portugal, International Journal of Climatology, Vol.25, pp. 33-50

-http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.

Pressure.html.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی