نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیست و یکم، شماره ۶۳، زمستان ۱۴۰۰

بازتحلیل همدیدی سامانه‌های فشاری تابستانه موثر بر جو ایران

دریافت مقاله: ۹۷/۵/۲ **پذیرش نهایی**: ۹۸/۴/۱۳

صفحات: ۱۷۴-۱۵۳

مهدی خزایی: دکتری اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران[۱].

Email: M.khazaei14@alumni.ut.ac.ir

چکیده

بررسی‌های مربوط به سامانه‌های فشاری تابستانه موثر بر جو ایران، از دیرباز دچار چالش‌ها و بعضا تناقضاتی نسبت به یکدیگر بوده است. هدف این پژوهش، شناسایی نوع و فراوانی این سامانه ها از فشار تراز دریا تا فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. بدین منظور در سه ماهه فصل گرم سال(ژوئن، ژوئیه و اوت) از داده‌های میانگین فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مرکز پیش‌بینی میان مدت جوی اروپایی(ECMWF) در دوره آماری ۳۸ ساله(۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹) و از داده‌های ساعتی ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت UTC ۱۲ مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده(NCEP/NCAR) در دوره آماری ۳۸ ساله(۲۰۱۲ ـ ۱۹۷۵) استفاده شده است. نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که در فشار تراز دریا و فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، دو سامانه اصلی واچرخند آزور و مرکز کم‌فشار جنوب و جنوب غرب آسیا در منطقه جنب‌حاره قابل مشاهده است. جو کشور ایران در فشار تراز دریا و ۸۵۰ هکتوپاسکال، تحت تاثیر زبانه‌های غرب‌سوی سامانه کم‌فشار موسمی بوده و شرق دریای مدیترانه، محل جدایش زبانه‌های غرب سوی سامانه کم‌فشار موسمی و زبانه‌های شرق‌سوی واچرخند آزور می‌باشد. در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ۳ الگوی واچرخندی مستقل به نام‌های واچرخند آزور، عربستان و شمال غرب آفریقا و ۴ الگوی واچرخندی ترکیبی منتج از سه الگوی فوق الذکر قابل تشخیص است. از میان واچرخندهای مستقل، واچرخند عربستان بیشترین و واچرخند آزور، کم‌ترین فراوانی را در جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران تجربه می‌کند. در مقابل از میان واچرخندهای ترکیبی، واچرخند آزورـ شمال غرب آفریقاـ عربستان، بیشترین و واچرخند آزورـ عربستان، کمترین اثر را بر جو فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران دارد.

کلید واژگان: واچرخندهای جنب‌حاره‌ای، کم‌فشار جنوب آسیا، الگوهای فشاری، فصل تابستان، ایران.

۱. **نویسنده مسئول**: تهران، خیابانوصال شیرازی، دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران. ۰۹۱۹۵۵۶۷۱۲۹

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]

[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

مقدمه

کم‌فشارهای تابستانه موسمی جنوب آسیا در ترازهای زیرین جو و واچرخندهای جنب‌حاره‌ای در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر(بویژه بر روی خشکی‌ها) به عنوان دو مولفه اصلی کلان مقیاس منطقه جنب‌حاره‌ای می‌باشند. جو منطقه جنوب غرب آسیا در فشار تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال، کاملا تحت تاثیر زبانه‌های غرب سوی مرکز کم‌فشار موسمی تابستانه جنوب آسیا است. از این رو در ارتباط با عملکرد و اثرگذاری این سامانه کلان مقیاس بر روی کشور، اختلاف نظری مشاهده نمی‌شود. در مقابل در ارتباط با وجود یا عدم وجود برخی از جریانات واچرخندی جنب‌حاره‌ای تابستانه و همچنین اثرگذاری یا عدم تاثیر هر یک از آن‌ها، دیدگاه‌های متفاوت و بعضا متناقضی دیده می‌شود؛ به همین منظور در ادامه تلاش شده است تمام نظرات مربوط به واچرخندهای جنب‌حاره‌ای ارائه و در نهایت صحت و سقم هریک از آراء مورد بررسی قرار گیرد.

مراکز واچرخندی جنب حاره‌ای، بر اثر نزول هوا در زیر رودباد جنب‌حاره‌ای و در حاشیه قطب سوی سلول هدلی تشکیل می‌شوند. بیشتر محققان این مراکز را مراکز فعالیت نامیده‌اند؛ زیرا آن‌ها در واقع منشا بادهای شرقی منطقه حاره و بادهای غربی منطقه برون حاره‌اند(علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۱: ۱۵۳). در سال‌های اخیر، در کشور مطالعات چندی که با یافته‌های جدیدی در ارتباط با واچرخندهای جنب حاره‌ای تابستانه و اثرات آن بر روی کشور همراه بوده است، انجام گرفته است. در ذیل به برخی از مهمترین این مطالعات اشاره می‌گردد. یکی از اولین مطالعات انجام گرفته در ارتباط با پربند معرف واچرخند جنب حاره، پربند ۵۸۴ یا ۵۸۸ ژئوپتانسیل دکامتر در سطح فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان اثر سامانه فشار زیاد بر روی ایران معرفی گردیده است(حجازی زاده،۱۳۷۲: ۴؛ لشکری، ۱۳۷۵؛ لشکری و محمدی، ۱۳۹۴). در پژوهشی مشابه، نیمه جنوبی کشور، در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و سپتامبر تحت تسلط کامل محور پشته واچرخند جنب‌حاره دانسته و محور شمالی این سامانه نیز از نیمه غربی کشور عبور می‌کند. با توجه به مطالب فوق، این سامانه فشاری، واچرخند عربستان می‌باشد(حجازی زاده، ۱۳۷۶). مطالعات انجام گرفته اخیر در ارتباط با اثرات واچرخند جنب حاره تابستانه نشان می‌دهد که علاوه بر اثرگذاری واچرخند عربستان، واچرخند ایران را به عنوان واچرخندی مستقل و از عوامل اصلی کنترل کننده جو ایران در دوره گرم سال دانسته اند. همچنین در بررسی مورد اشاره، واچرخند آزور به عنوان یک واچرخند سطحی، در ترازهای زیرین جو و در شرق اقیانوس اطلس معرفی شده است(مفیدی و زرین، ۱۱۳۸۵؛ زرین، ۱۳۸۶: ۱۴۱ ؛ قائمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ زرین و همکاران، ۲۰۱۰). بر اساس این مطالعات، واچرخند ایران از اواسط ماه ژوئیه تا پایان دهه دوم ماه اوت به حداکثر شدت و گسترش خود می‌رسد، این واچرخند به طور متوسط در طول ۵۰ درجه شرقی و عرض ۳۲/۵ درجه شمالی، استقرار یافته و حداکثر تاوایی منفی آن در طول ۵۲/۵ درجه شرقی مشاهده می‌شود(مفیدی، ۱۳۸۶: ۶۴). همچنین بررسی‌های مورد اشاره، عامل اصلی شکل‌گیری واچرخند ایران را، آزاد شدن گرمای محسوس بر روی رشته کوه‌های زاگرس دانسته‌اند(زرین، ۱۳۸۶: ۱۴۱ و ۱۴۴؛ زرین و مفیدی، ۱۳۹۰؛ قائمی و همکاران، ۱۳۹۱: ۸۴ ـ ۱۱۵؛ دوآن و وو[1]، ۲۰۰۵) این واچرخند در هر دو تراز میانی و فوقانی(تراز ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال) جو خاورمیانه از جمله ایران را کنترل می کند(زرین و همکاران، ۲۰۱۱).

1. Duan and Wu

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

در مقابل، یافته‌های زایتچیک و همکاران[1](۲۰۰۷) نشان می‌دهد که گرمایش سطحی(به ویژه در اواسط تابستان) بر روی سلسله جبال زاگرس، سبب حرکت بالاسو و متعاقبا شکل‌گیری یک سامانه کم‌فشار، در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال بر روی این منطقه می‌گردد سپس حرکت بالاسوی این جریان پادساعتگرد، در نهایت سبب خروج جریان ورودی و نزول هوا بر روی خاورمیانه(بویژه بین‌النهرین) می‌گردد، همچنین در این بررسی نزول جریان هوا در ترازهای فوقانی و میانی جو را ناشی از ریزش هوا در یال شمال‌سوی سلول هدلی و یا ریزش هوای موسمی بر روی مناطق جنب‌حاره‌ای از جمله ایران مرکزی و بر روی رشته کوه زاگرس دانسته شده است. اساسا افزایش شار گرمای محسوس در فصل تابستان بر روی غرب و مرکز قاره‌ها، سبب افزایش گرمایش دررو و به تبع آن، شکل‌گیری جریان چرخندی سطحی در سطح قاره ها و تثبیت جریان واچرخندی در لایه‌های بالایی می‌شود(لیو و همکاران[2]، ۲۰۰۴).

برخی از محققان معتقدند، جابه‌جایی شمال‌سوی واچرخند واقع بر روی خاورمیانه از اواخر فصل بهار تا اواخر تابستان، جو کشور ایران و خاورمیانه را به کنترل خود در می‌آورد. جابه‌جایی فصلی شمال‌سو و جنوب سوی این سامانه در حدود ۲۰ درجه عرض جغرافیایی است(پرهیزگار و احمدی گیوی، ۱۳۹۱). برخی از محققان، علت اصلی شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره را با سامانه‌های کم فشار موسمی مرتبط دانسته اند(زایو و همکاران[3]، ۲۰۰۴؛ وو و لیو[4]، ۲۰۰۳؛ لیو و وو[5]، ۲۰۰۴؛ چن و همکاران[6]، ۲۰۰۱؛ رادول و هاسکینز[7]، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۰). در مقابل، برخی از مطالعات در گذشته و حال، نشان از الگوی گردش واچرخندی متفاوت (از جمله بر روی جو ایران) حکایت دارد که به برخی از آن ها اشاره می‌شود:

واچرخند جنب‌حاره آزور(که به واچرخند برمودا هم معروف است) در حوالی عرض جغرافیایی ۳۰ درجه و در زیر رودبادجنب‌حاره‌ای تشکیل می‌گردد. این سامانه یکی از واچرخندهای اصلی و عمده جنب‌حاره در نیمکره شمالی است که مرکز آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی شرق کارائیب واقع شده است(بری و چورلی[8]، ۲۰۰۳: ۱۳۳ و ۱۳۴). در فصل گرم سال واچرخند برمودا ـ آزور، تمام اقیانوس اطلس مرکزی را در بر می گیرد(وایتمن[9]، ۲۰۰۷: ۷). تریپله، ۱۳۸۰: ۲۳۹ و ۲۴۰). هنگامی که واچرخند آزور به سمت غرب اقیانوس اطلس جابه جا می شود، به آن واچرخند برمودا گفته می‌شود(آلابی[10]، ۲۰۰۴: ۲۲؛ آلابی، ۲۰۰۷: ۴۶؛ آلابی، ۲۰۰۹: ۱۴۷). معمولا در طی اوج فصل تابستان، موقعیت واچرخند جنب حاره آزور که در شرق اقیانوس اطلس است، به سمت جزایر برمودا در غرب اقیانوس اطلس متمایل می‌شود؛ به همین دلیل است که به آن واچرخند برمودا هم می‌گویند(لیوتگنز و تاربوک[11]، ۲۰۱۰: ۲۰۲). واچرخند برمودا ـ آزور، معمولا یک سامانه واحد است که اغلب توسط جبهه‌های سرد نفوذی مربوط به کم‌فشار مناطق شمالی‌تر، به دو سامانه مجزا(برمودا و آزور)

1. Zaitchik et al
2. Liu et al
3 . Ziv etal
4 .Wu and Liu
5 .Liu and Wu
6 .chen etal
7 .Rodwell and Hoskins
8 .Barry and Chorley
9 .Whitman
10.Allaby
11 Lutgens and Tarbuck

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

تقسیم می‌شوند اما بعد از عبور سامانه کم‌فشار و جبهه‌های سرد وابسته به آن، دوباره سامانه واچرخند به صورت یک سامانه واحد و یک پارچه در می‌آید. منشاء شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره‌ای آزور، فرونشینی هوا در یال شمال‌سوی سلول هدلی است(ویلیام کار، ۱۳۸۸: ۴۶ و ۸۴).

مرکز واچرخند جنب‌حاره اقیانوس اطلس شمالی(واچرخند آزور)، منطقه وسیعی از هوای نزول کننده از جزایر هند غربی تا داخل آفریقای شمالی را ایجاد می‌کند. در این سامانه از ارتفاع ۱۵۰۰ متری به پایین هوا کاملا گرم و مرطوب و بالاتر از این ارتفاع به علت نزول هوا از ترازهای بالاتر، هوا گرم و خشک است(بوشر،۱۳۷۶: ۳۵؛ بایرز، ۱۳۷۷: ۲۵۵ و ۲۵۶). نزول جریان هوا از طبقات بالایی در این ناحیه سبب شده است تا یک وارونگی دمایی تا ارتفاع حداکثر ۲۰۰۰ متری رخ دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد در اقیانوس اطلس شمالی مرکزی، در ۱۰ تا ۱۵ درجه شمالی و ۳۰ تا ۴۰ درجه غربی(ضلع جنوبی واچرخند آزور)، میزان نزول جریان هوا در حدود ۲۰۰ متر در روز است(امیدوار، ۱۳۸۹: ۱۴۲ و ۱۴۳).

واچرخند آزور واچرخندی با هسته گرم است که قسمتی از یک کمربند واچرخند بزرگ‌تری را تشکیل می‌دهد که دور منطقه جنب حاره نیمکره شمالی کشیده شده است(بوشر، ۱۳۸۵: ۴۱). این سامانه در سطوح فوقانی، قوی‌تر می‌شود، به همین دلیل از آن به عنوان واچرخندی عمیق نیز یاد می‌شود(بلواستین[1]،۱۹۹۳: ۱۲۹ و ۱۳۰؛ جعفرپور، ۱۳۸۶: ۷۲). اصولا واچرخندهای دارای هسته گرم(واچرخندهای جنب‌حاره)، با افزایش ارتفاع، تقویت می‌شوند، علت هسته گرم این سامانه‌های فشاری را می‌توان در فرونشینی پویشی هوا در سطوح فوقانی جو جستجو کرد(فلاح قالهری، ۱۳۹۰: ۴۳۹ و ۴۴۴) واچرخند آزور در فصل گرم سال، زبانه‌ای را از طریق دریای مدیترانه بر بالای خاورمیانه از جمله ایران گسترش می‌دهد و بدین صورت اقلیم ایران را در فصل گرم سال کنترل می کند(علیجانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ علیجانی، ۱۳۷۴: ۲۸ علیجانی، ۱۳۸۱؛ سلیقه،۱۳۸۲ ؛ سلیقه و بریمانی،۱۳۸۶؛ محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۶؛ مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷؛ کاویانی و همکاران، ۱۳۸۷؛ حلبیان، ۱۳۹۰؛ حلبیان و رزمجویی، ۱۳۹۰). یکی از عوامل اصلی کنترل بارش‌های موسمی جنوب و جنوب‌شرق کشور، زبانه‌های واچرخند آزور می‌باشد(خوشحال، ۱۳۷۸؛ سلیقه، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۳). نوسانات واچرخند جنب‌حاره آزور در ماه‌های سرد و گرم سال، ارتباط مستقیمی با بارش‌های بسیاری از مناطق ایران دارد(کاویانی و همکاران، ۱۳۸۷؛ محمد نژاد و همکاران، ۱۳۸۸). به طوری که حرکت جنوب‌سوی زبانه‌های این واچرخند، سبب تقویت و توسعه ناوه‌های غربی و ایجاد بارش شدید و سیلاب در شهریور ۱۳۸۸ در استان خراسان رضوی(خوشحال دستجردی و علیزاده، ۱۳۸۹) و بارش‌های شدید اواخر تیرماه و اوایل مرداد ماه ۱۳۷۴ شده است(قادری و علیجانی، ۱۳۸۹). همچنین یکی از دلایل اصلی رخداد دماهای بیشینه در فصل تابستان، استقرار زبانه واچرخند آزور در بسیاری از مناطق کشور دانسته شده است(حلبیان، ۱۳۸۹). در رخداد امواج گرمایی غرب کشور (به ویژه امواج شدید گرم)، واچرخند آزور در سطح فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، به عنوان الگوی اصلی رخداد دماهای بالای ۴۰ درجه قلمداد شده است(مجرد و همکاران، ۱۳۹۴). برهمکنش این سامانه(واچرخند آزور) با سامانه کم‌فشار ایران ـ پاکستان، مسبب اصلی بسیاری از توفان‌های گردوغبار استان‌های غربی و جنوب غربی کشور است (ذوالفقاری و عابدزاده، ۱۳۸۴؛ ذوالفقاری و همکاران، ۱۳۹۰؛ براتی و همکاران، ۱۳۹۰؛ خوشحال دستجردی و همکاران، ۱۳۹۱؛ خورشید دوست و همکاران، ۱۳۹۲). بررسی

1 Bluestein

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

داده‌های فشار تراز دریا در دوره آماری ۱۸۹۹ ـ ۱۹۹۰ نشان می‌دهد که موقعیت مکانی واچرخند آزور در فصل گرم سال(در فشار سطح دریا) بر روی شرق اقیانوس اطلس می‌باشد(دیویس و همکاران[1]، ۱۹۹۷).

حداکثر ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه واچرخند آزور در فصل گرم سال در فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در حدود ۱۵۸۰ تا ۱۶۰۰ ژئوپتانسیل‌متر می‌رسد. کاهش و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل این سامانه، به جابه‌جایی غرب و شرق سوی آن در ارتباط است(لی و همکاران[2]،۲۰۱۱). در فصل تابستان، فراوانی این سامانه در فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، در طی یک دوره آماری ۵۴ ساله (۲۰۰۳ ـ ۱۹۵۰)در حدود ۲۰۰ تا ۲۵۰ رخداد می‌باشد(گلارنیو و همکاران[3]، ۲۰۰۸: ۳۵۶ و ۳۵۷). این سامانه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان یکی از مراکز واچرخندی مهم در مرکز و غرب اقیانوس اطلس شناخته شده است(بل و بوسارت[4]، ۱۹۸۹). پربند ۵۸۸۰ ژئوپتانسیل متر واچرخند آزور در ماه ژوئیه، تمام اقیانوس اطلس میانی، نواحی وسیعی از آفریقای شمالی، غربی و مرکزی و همچنین تمام سرزمین عربستان را تحت تاثیر قرار داده است(لستر[5]، ۲۰۰۷: ۱۵۱ و ۱۵۲؛ آهرنس[6]، ۲۰۰۹: ۲۶۶؛ ناظم السادات، ۱۳۹۲: ۲۲۴ـ ۲۳۴)(در این بررسی فاصله پربندها ۱۶۰ ژئوپتانسیل متر ترسیم شده است که اگر فاصله پربندها کمتر لحاظ می‌شد، نواحی وسیعتری را نیز تحت تاثیر خود قرار می‌داد). فراوانی این سامانه در طی یک دوره آماری۵۴ ساله(۲۰۰۳ ـ ۱۹۵۰) در تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان در حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ رخداد می‌باشد(گلارنیو و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۶۱). مرکز واچرخند آزور از سطح دریا به سمت ارتفاعات بالاتر گسترش یافته و سبب شکل‌گیری جریانات شرقی حاره عمیق در سمت استوا سو و بادهای غربی برون حاره در سمت قطب سوی خود شده است(هوردون و بینکلی[7]، ۲۰۰۴: ۱۵۴).

واچرخند آزور یکی از دو سامانه‌ای است که در فصل گرم سال در نیمکره شمالی، در فشار تراز دریا مشاهده می‌شود این سامانه تاثیر زیادی در انتقال رطوبت و بارش‌های منطقه تحت سیطره خود دارد(لی و همکاران[8]، ۲۰۱۲).

همچنین بارش‌های تابستانه نواحی وسیعی از شمال غرب اروپا، ارتباط قوی با واچرخند آزور دارد به طوری که نقشه‌های ترکیبی میانگین ۱۰ ساله جریان باد، رطوبت و فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان نشان می‌دهد که وقتی واچرخند آزور به بیشینه جابه‌جایی شمال‌سوی خود می‌رسد، در سراسر شمال غرب اروپا، شرایط خشکی حاکم می شود و برعکس هنگامی که این سامانه در جهت جنوب گسترش می‌یابد موجب فرارفت رطوبت اقیانوس اطلس به سمت شمال غرب اروپا و رخداد بارش در سراسر این نواحی می‌گردد(رشید و همکاران[9]، ۲۰۱۲). واچرخند آزور تاثیر زیادی در رخداد بارش های جنوب شرقی ایالات متحده دارد(لی و همکاران، ۲۰۱۱؛ لی و همکاران، ۲۰۱۱). در مقابل خشکسالی‌های جنوب بیابان صحرا، به جابه‌جایی جنوب سو و شرق سوی واچرخند آزور وابسته است(آنجل و کرشوور[10]، ۱۹۷۴). همچنین کاهش بارش و خشک‌سالی‌های

1. Divis et al
2 .Li et al
3 .GALARNEAU et al
4 .Bell and Bosart
5 .lester
6 .Ahrens
7 .Hordon and Binkley
8. Li et al
9. Rashid et al
10. Angell and Korshover

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

شدید در نیمه جنوبی اروپا(اسپانیا، ایتالیا و یونان)هنگامی رخ می‌دهد که نزول هوا در واچرخند آزور در لایه‌های میانی وردسپهر به شدت تقویت شده و دارای یک حرکت شرق‌سو هم باشد(پری[1]، ۱۹۷۶). در اواسط ماه ژوئن واچرخند آزور گسترش یافته و حوضه دریای مدیترانه به سمت غرب را تحت سیطره خود درمی‌آورد(کایو و همکاران[2]، ۲۰۰۷؛ بری و چورلی، ۲۰۱۰: ۳۰۶). این سامانه در فصل گرم سال، یکی از سامانه‌های غالب در سراسر شرق دریای مدیترانه است(آلپرت و همکاران[3]، ۱۹۹۰؛ بیتان و سارونی[4]، ۱۹۹۲؛ لولیس و همکاران[5]، ۲۰۰۲). استقرار واچرخند آزور، مانع چرخندزایی در این فصل بر روی دریای مدیترانه شده و چرخندها را به اروپای مرکزی انتقال می‌دهد(خوش اخلاق، ۱۳۷۷: ۳۵؛ جوانمرد و همکاران، ۱۳۸۲). در فصل گرم سال، سامانه واچرخند آزور با حرکت شرق سوی خود با عبور از ترکیه تا مرکز آسیا امتداد می یابد(تسوچیجا[6]، ۱۹۶۴؛ چانگ[7]، ۱۹۶۷). در فصل گرم سال، تمام آسیای مرکزی به استثنای شرق بیابان تکله مکان که تحت تاثیر سامانه موسمی قرار دارد، تحت تاثیر جریان هوای گرم و خشک شمال غربی مربوط به واچرخند آزور قرار می گیرند(وارنر[8]، ۲۰۰۴: ۴۴). همچنین حرکت شرق سوی واچرخند آزور در فصل تابستان تمام کشور قزاقستان را هم در بر می‌گیرد(نیکولسن[9]، ۲۰۱۱: ۳۵۶).

بر همکنش واچرخند آزور و سامانه کم‌فشار موسمی در فصل گرم سال، عامل اصلی ایجاد باد شمال بوده و این باد مسبب رخداد گردوغبار در ایران، عراق و نواحی مجاور است(گودی و میدلتون[10]، ۲۰۰۶).

بررسی منابع مختلف نشان می‌دهد که نظرات کاملا متفاوتی در ارتباط با تکوین، توسعه و حتی نوع سامانه‌های فشاری اثرگذار در فصل گرم سال، بر روی جو خاورمیانه از جمله ایران وجود دارد. در این پژوهش تلاش شده است، مطالعه‌ای جامع در ارتباط با گردش جو تابستانه بر روی کشور انجام گیرد تا بتوان صحت و سقم سامانه‌های اثر گذار را بر روی کشور مشخص کرد. با توجه به اینکه بسیاری از محققان علوم جوی، فصل تابستان را در نیمکره شمالی با سه ماه ژوئن، ژوئیه و اوت که گرمترین و خشکترین ماه‌های سال مشخص کرده‌اند(هولتون[11]، ۲۰۰۴: ۱۴۰ و ۳۳؛ لولیس و همکاران، ۲۰۰۲؛ آهرنس، ۲۰۰۱: ۴۹) به همین دلیل در این پژوهش نیز، برای بررسی واچرخندهای جنب‌حاره‌ای تابستانه موثر بر کشور ایران، سه ماهه فصل گرم سال یعنی ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت استفاده شده است.

1. Perry
2. Cau et al
3. Alpert et al
4. Bitan and saaroni
5. Lolis etal
6.Tsuchija
7. Chang
8.Warner
9. Nicholson
10 Goudie and Middleton
11.Holton

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

روش تحقیق

داده‌ها و روش کار

در این پژوهش در ابتدا از داده‌های میانگین فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی ۰,۷۵ درجه در ۰,۷۵ درجه(قلمرو مکانی ۸۰ درجه غربی تا ۱۰۰ درجه شرقی و صفر درجه تا ۶۰ درجه شمالی) مرکز پیش‌بینی میان مدت جوی اروپایی(ECMWF[1]) در ساعت ۱۲ گرینویچ در یک دوره آماری ۳۸ ساله (۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹) در بازه زمانی ژوئن تا اوت جهت شناسایی سامانه‌های فشاری لایه زیرین وردسپهر[2] استفاده شده است. همچنین به منظور بررسی واچرخندهای جنب حاره‌ای تابستانه موثر بر جو ایران، از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی ۲ درجه در ۲ درجه(قلمرو مکانی ۸۰ درجه غربی تا ۱۰۰ درجه شرقی و صفر درجه تا ۷۰ درجه شمالی) از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحد (NCEP/NCAR) در ساعت ۱۲ گرینویچ برای سه ماهه ژوئن، ژوئیه و اوت در طی یک دوره آماری ۳۸ ساله (۲۰۱۲ ـ ۱۹۷۵) استفاده شده شده است. در مجموع، در ساعت ۱۲ گرینویچ در سه ماهه فصل گرم سال در دوره ۳۸ ساله(۲۰۱۲ ـ ۱۹۷۵) ۳۴۹۶ نقشه بدست آمد[3]. برای استخراج الگو ها، روش دستی(چشمی)به کار برده شده است. بر این اساس مراکز واچرخندی که به صورت مستقل و یا اینکه زبانه‌های آن‌ها، جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران را تحت تاثیر قرار داده است را شناسایی و با توجه به مکان شکل‌گیری، سامانه‌های فشاری دسته‌بندی شدند. همچنین در تعیین واچرخندها، حداقل یک منحنی بسته با گرادیان ۲۰ ژئوپتانسیل متر در ساعت ۱۲ گرینویچ در نظر گرفته شده است. برخی از سامانه‌ها به صورت مستقل، تمام پهنه جو ایران را کنترل و برخی دیگر به صورت ترکیبی در تراز فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال جو ایران قابل مشاهده بوده‌اند(در این بررسی اگر سامانه فشاری، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود داشت اما جریانات حاصل از آن، کشور ایران را تحت تاثیر قرار نداده بود، در هیچ الگویی لحاظ نشده است). از روش دستی افراد زیادی در جهت بررسی الگوهای فشاری کمک گرفته اند که می توان به مطالعات: کلاین، ۱۹۵۸؛ پیترسن، ۱۹۵۹؛ ریتان، ۱۹۷۴؛ زیشکا و اسمیت، ۱۹۸۰؛ هارمان، ۱۹۸۷؛ ساهسامانوگلو و همکاران، ۱۹۹۱ اشاره کرد(علیجانی، ۱۳۸۱: ۱۰۰ ـ ۱۰۴).

با بررسی نقشه‌های بدست آمده در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشخص گردید که ۳۳۸۲ نقشه از سه الگوی مستقل ۱ ـ واچرخند آزور ۲ ـ واچرخند شمال غرب آفریقا ۳ ـ واچرخند عربستان و چهار الگوی ترکیبی منتج از سه الگوی مستقل فوق الذکر که شامل ۴ ـ الگوی ترکیبی واچرخند آزور ـ شمال غرب آفریقا ۵ ـ الگوی ترکیبی واچرخند آزور ـ عربستان ۶ ـ الگوی ترکیبی واچرخند شمال غرب آفریقا ـ عربستان ۷ـ الگوی ترکیبی

1 .The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

۲. با توجه به اینکه در میانگین فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، در محدوده ۸۰ درجه غربی تا ۱۰۰ درجه شرقی و ۰ تا ۶۰ درجه شمالی، در غالب روزهای گرم سال(ژوئن تا اوت) دو سامانه بزرگ‌مقیاس کم‌فشار جنوب آسیا و واچرخند جنب‌حاره‌ای آزور(برمودا یا اطلس شمالی) قابل مشاهده و اثر گذار بوده است؛ بنابراین نقشه‌های دو تراز فشاری فوق‌الذکر در قالب نقشه‌های میانگین ۳۸ ساله ساعت ۱۲ گرینویچ ترسیم شده‌اند.

۳ . در حقیقت الگوهای فشار بر اساس نقشه‌های هوای ساعتی یا روزانه شناسایی شده و فراوانی آن‌ها در درازمدت به صورت درصد محاسبه می‌شود(علیجانی، ۱۳۸۱: ۹۹).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

واچرخند آزور ـ شمال غرب آفریقا ـ عربستان تبعیت کرده و در ۱۱۴ نقشه دیگر، جوی ناپایدار از قبیل ناوه‌های غربی، سامانه‌های کم‌فشار و غیره وجود داشته است. نوع و فراوانی الگوهای فوق الذکر در جدول(۱) نشان داده شده است.

جدول(۱). نوع و فراوانی الگوهای واچرخندی در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر فراز جو ایران در فصل گرم سال(ژوئن، ژوئیه و اوت) طی دوره آماری ۲۰۱۲ ـ ۱۹۷۵

روز نماینده	درصد فراوانی سه ماهه	فراوانی هر الگو (از ۳۳۸۲روز)	نوع الگو
۱۲ اوت ۲۰۱۱	۶/۴۴	۲۱۸	الگوی واچرخند آزور
۵ ژوئیه ۲۰۰۲	۱۴/۲	۴۸۱	الگوی واچرخند شمال غرب آفریقا
۱۳ اوت ۲۰۰۹	۲۳/۴۷	۷۹۴	الگوی واچرخند عربستان
۱ ژوئن ۲۰۰۴	۱۷/۲۴	۵۸۳	الگوی ترکیبی واچرخند آزور ـ شمال غرب آفریقا
۲ ژوئیه ۲۰۰۸	۴/۸۷	۱۶۵	الگوی ترکیبی واچرخند آزور ـ عربستان
۱۹ ژوئن ۲۰۱۰	۱۵/۰۲	۵۰۸	الگوی ترکیبی واچرخند عربستان و شمال غرب آفریقا
۱۲ ژوئیه ۲۰۱۲	۱۸/۷۱	۶۳۳	الگوی ترکیبی واچرخند آزور ـ عربستان ـ شمال غرب آفریقا

نتایج

در این پژوهش وضعیت سامانه‌های فشاری، از فشار تراز دریا تا فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در طی فصل گرم سال(ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت) در ساعتUTC ۱۲ به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

شکل(۱) الف: میانگین فشار تراز دریا در ماه ژوئن در طی دوره آماری ۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹ را نشان می‌دهد. در این ماه دو سامانه کلان مقیاس یکی در جنوب و جنوب غرب آسیا(کم‌فشار موسمی) و دیگری بر روی اقیانوس اطلس(واچرخند آزور) قابل مشاهده است. مرکز کم‌فشار سامانه بزرگ مقیاس موسمی با ۹۹۶ هکتوپاسکال بر روی شرق پاکستان بسته شده است. کمینه فشار در پهنه کوچکی از جنوب‌شرق کشور به میزان ۹۹۸ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. بیشتر نواحی جنوب‌شرق، شرق، جنوب و جنوب غرب کشور، فشار ۹۹۹ تا ۱۰۰۲ هکتوپاسکال را تجربه می‌کنند. نواحی شمال‌شرق، شمال و شمال غرب کشور، کمترین تأثیر پذیری را از سامانه کم‌فشار موسمی دارند. در مقابل واچرخند آزور که میانگین فشار مرکزی آن ۱۰۲۳ هکتوپاسکال است تمام اقیانوس اطلس مرکزی، شرقی و غربی را تحت سیطره خود قرار داده است. زبانه این سامانه، با منحنی هم‌فشار ۱۰۱۴ هکتوپاسکال تمام نواحی اروپای غربی، مرکزی، شرقی، جنوبی و مدیترانه غربی، مرکزی و بخش‌هایی از مدیترانه شرقی را نیز در بر گرفته است. گسترش شرق‌سوی این سامانه، به وسیله گسترش غرب‌سوی زبانه‌های سامانه بزرگ مقیاس موسمی جنوب غرب آسیا کنترل می‌گردد.

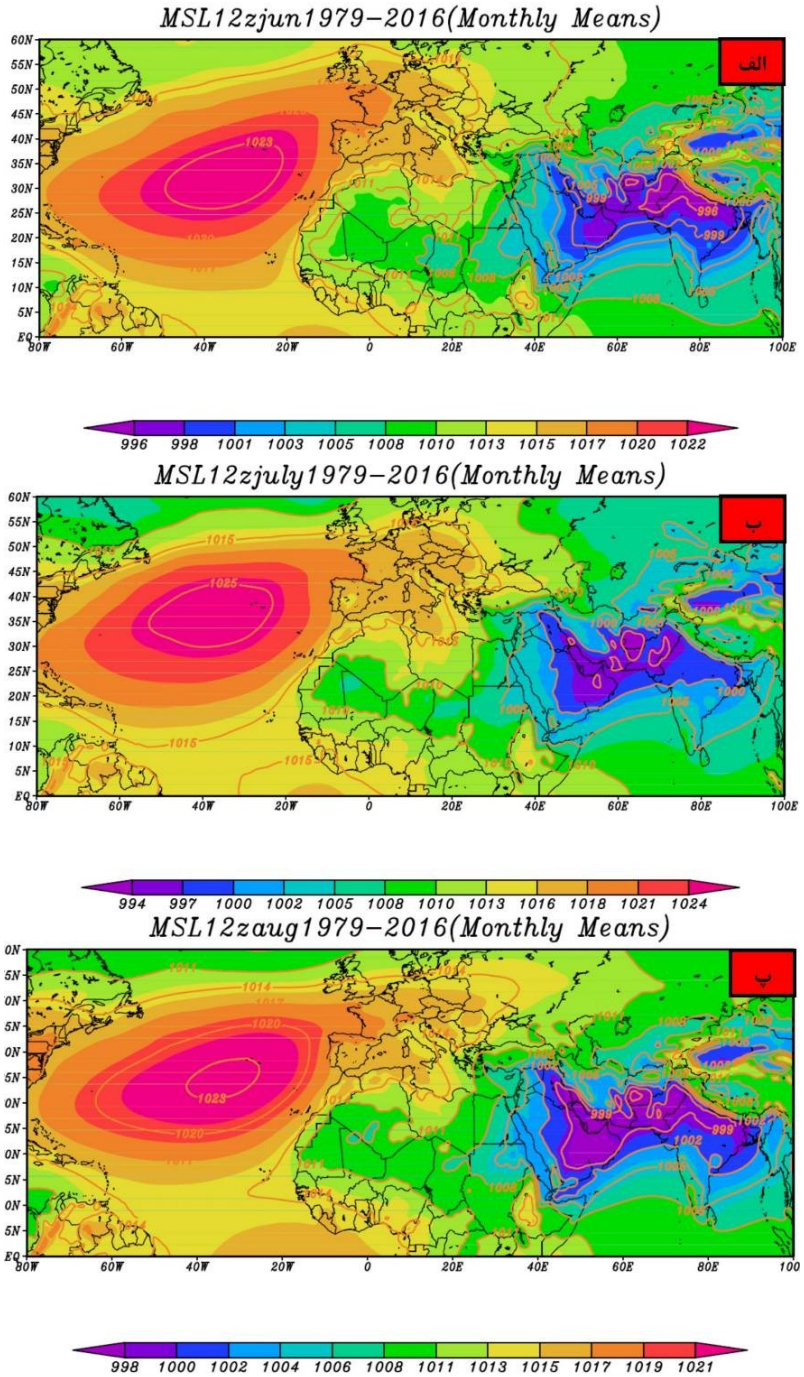
شکل(۱) ب: میانگین فشار تراز دریا در ماه ژوئیه در طی دوره آماری ۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹ را نشان می‌دهد. در این ماه همچنان دو سامانه بزرگ مقیاس کم‌فشار موسمی در جنوب و جنوب غرب آسیا و واچرخند آزور یا

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

واچرخند اقیانوس اطلس به عنوان دو مولفه اصلی گردش جو در این تراز فشاری می‌باشند. همچنان، کمینه فشار در جنوب افغانستان و غرب پاکستان با ۹۹۴ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. در مقابل، واچرخند جنب حاره‌ای آزور بر روی اقیانوس اطلس به عنوان تنها سامانه فشاری غالب مشاهده می‌گردد. این سامانه فشاری نسبت به ماه ژوئن ۲ هکتوپاسکال بر فشار مرکزی آن افزوده شده است، به طوری که درونی‌ترین منحنی همفشار آن، فشار ۱۰۲۵ هکتوپاسکال را تجربه می‌کند. زبانه این سامانه با منحنی هم فشار ۱۰۱۰ هکتوپاسکال، بیشتر پهنه قاره اروپا، مدیترانه غربی، مرکزی و بخش هایی از مدیترانه شرقی را به طور کامل تحت پوشش خود قرار داده است. همچنان این واچرخند و سامانه کم‌فشار موسمی در جنوب و جنوب غرب آسیا به عنوان دو مولفه اصلی گردش عمومی جو در پهنه مشاهداتی قابل مشاهده است و بسیاری از پدیده‌های کوچک مقیاس دیگر از قبیل بادهای محلی، توفان‌های گردوغباری و غیره تحت تاثیر برهمکنش زبانه‌های این دو سامانه حاصل می‌شوند.

شکل(۱) پ: میانگین فشار تراز دریا در ماه اوت در طی دوره آماری ۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹ را نشان می‌دهد. وضعیت سامانه‌های فشاری در این ماه کمابیش شبیه به ماه ژوئن است و همچنان دو سامانه کلان مقیاس موسمی در جنوب و جنوب غرب آسیا و واچرخند آزور بر روی اقیانوس اطلس به عنوان دو مولفه اصلی گردش عمومی جو دیده می شوند. جو کشور ایران در فشار تراز دریا در سه ماهه ژوئن تا اوت به طور کامل تحت تاثیر زبانه های غرب سوی موسمی‌های تابستانه جنوب غرب آسیا است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]



شکل(۱).الف، ب و پ به ترتیب میانگین فشار تراز دریا در ساعت UTC ۱۲در ماه ژوئن، ژوئیه و اوت طی دوره ۲۰۱۶ - ۱۹۷۹

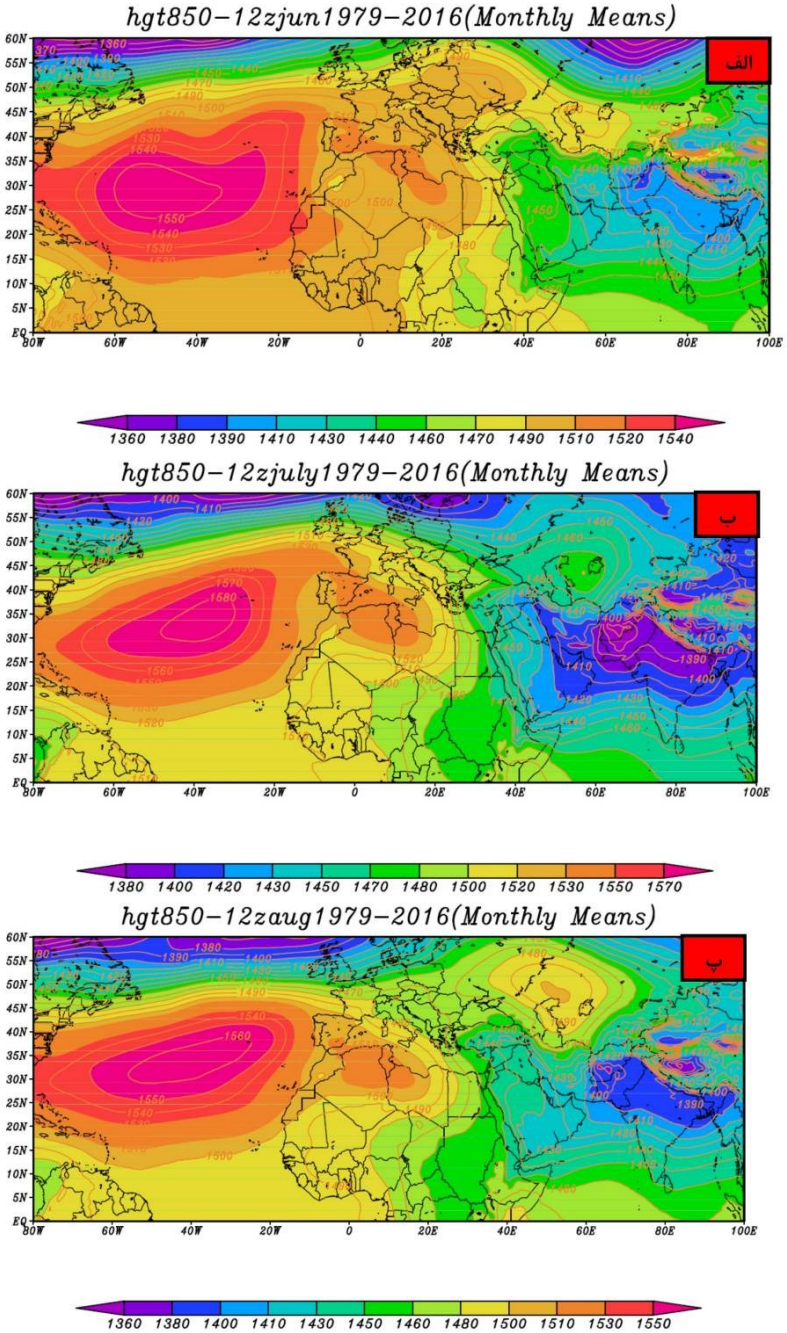
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

شکل(۲) الف: میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئن طی دوره آماری ۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹ را نشان می‌دهد. در این الگو دو سامانه اصلی کلان مقیاس کم‌فشار حرارتی موسمی در جنوب و جنوب غرب آسیا و واچرخند آزور بر روی اقیانوس اطلس در منطقه جنب حاره قابل مشاهده است. همچنان مرکز کم‌فشاری بر روی پاکستان با پربند مرکزی ۱۳۹۰ ژئوپتانسیل متر بسته شده است. بیشتر جو کشور ایران در این تراز فشاری، تحت تأثیر زبانه‌های غرب سوی این سامانه کم‌فشار با پربند ۱۴۲۰ تا ۱۴۶۰ ژئوپتانسیل متر واقع شده است. در مقابل مرکز واچرخند آزور با پربند مرکزی ۱۵۵۰ ژئوپتانسیل متر، تمام اقیانوس اطلس غربی، مرکزی، شرقی، شمال و شمال غرب آفریقا، بیشتر مناطق غربی، مرکزی و شرقی اروپا، مدیترانه غربی و مرکزی را در بر گرفته است. شیو شدید فشاری در این سامانه و گسترش غرب سو و شرق سوی این واچرخند نسبت به فشار تراز دریا شکل (۱ الف تا پ)، نشاندهنده تقویت و توسعه بیشتر آن نسبت به سطح فشاری زیرین است. گسترش شرق سوی این سامانه به وسیله جریان غرب سوی سامانه بزرگ مقیاس موسمی در محدوده شرق دریای مدیترانه کنترل می‌گردد.

شکل(۲) ب: میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه طی دوره آماری ۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹ را نشان می‌دهد. همچنان دو سامانه اصلی منطقه جنب حاره، شامل سامانه بزرگ مقیاس موسمی و واچرخند واقع بر روی اقیانوس اطلس می‌باشد. مرکز سامانه کم فشار موسمی در بر روی افغانستان و پاکستان دارای ارتفاع ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۰ ژئوپتانسیل متر است. در این ماه نیز جو تمام کشور ایران تحت تأثیر زبانه‌های غرب سوی سامانه کم‌فشار موسمی با پربندهای ۱۳۹۰ تا ۱۴۴۰ ژئوپتانسیل متر قرار گرفته است. در مقابل، مرکز واچرخند آزور(که نسبت به ماه ژوئن ۳۰ متر افزایش ارتفاع یافته) با پربند مرکزی ۱۵۸۰ ژئوپتانسیل متر بر روی مرکز اقیانوس اطلس قابل مشاهده است. این واچرخند علاوه بر بیشتر مناطق مرکزی، شرقی و غربی اقیانوس اطلس، نیمه شمالی قاره آفریقا و دریای مدیترانه را تحت کنترل خود قرار داده است. حد شرق سوی این سامانه، توسط حرکت غرب سوی سامانه کم فشار موسمی در محدوده شرق دریای مدیترانه کنترل می‌گردد.

شکل(۲) پ: میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ماه اوت طی دوره آماری ۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹ را نشان می‌دهد. در این ماه نیز مانند دو ماه گذشته، همچنان دو سامانه کم‌فشار بزرگ مقیاس موسمی در جنوب و جنوب غرب آسیا و واچرخند جنب حاره ای آزور بر روی اقیانوس اطلس قابل مشاهده است. همچنان مرکز کم فشار بزرگ مقیاس موسمی با پربند مرکزی ۱۳۸۰ ژئوپتانسیل متر بر روی افغانستان و پاکستان بسته شده است. زبانه های غرب سوی این مرکز کم فشار با پربندهای ۱۴۱۰ تا ۱۴۵۰ ژئپتانسیل متر، تمام جو پهنه کشور در فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را به کنترل خود درآورده است. در مقابل مرکز واچرخند جنب حاره‌ای آزور با پربند مرکزی ۱۵۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی اقیانوس اطلس واقع شده است. زبانه‌های این واچرخند مانند دو ماه ژوئن و ژوئیه، بیشتر مناطق اقیانوس اطلس غربی، مرکزی، شرقی، بیشتر نواحی اروپا، غرب و شمال آفریقا، غرب، مرکز و شرق دریای مدیترانه را در بر گرفته است. گسترش شرق سوی زبانه‌های این واچرخند به دلیل گسترش زبانه‌های غرب سوی مرکز کم فشار موسمی، تا شرق دریای مدیترانه می‌باشد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]



شکل(۲). الف،ب و پ به ترتیب میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت UTC ۱۲در ماه ژوئن، ژوئیه و اوت طی دوره ۲۰۱۶ – ۱۹۷۹

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

واکاوی نقشه‌های فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

شکل(۳) الف تا چ نمونه الگوهای واچرخندی در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد که در زیر به تفصیل واچرخندهای موثر بر جو تابستانه ایران مورد بررسی قرار می‌گیرد.

شکل(۳) الف: الگوی واچرخند آزور در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال(روز نمونه: ۱۰ اوت ۲۰۰۸) را نشان می‌دهد. این الگو، جزء الگوهای مستقل بوده یعنی اینکه بدون حضور الگوهای واچرخندی دیگر، جو تراز میانی ایران را در فصل گرم سال به کنترل خود در آورده است. در این الگو مرکز واچرخند در سه موقعیت مختلف جابه جا می‌شود که این مکان‌ها شامل شرق اقیانوس اطلس(مجمع الجزایر آزور)، غرب اقیانوس اطلس(جزایر برمودا) و مرکز اقیانوس اطلس؛ به همین دلیل است که به پیروی از مکان زیرین خود به واچرخند های آزور، واچرخند برمودا و واچرخند اقیانوس اطلس معروف است(هوردون و بینکلی، ۲۰۰۴: ۱۵۴؛ آلابی، ۲۰۰۹، ۱۴۷؛ لیوتگنز و همکاران[1]، ۲۰۱۰: ۲۰۲). ارتفاع ۵۸۸۰ ژئوپتانسیل متر واچرخند آزور در ماه ژوئیه، تمام اقیانوس اطلس میانی، نواحی وسیعی از آفریقای شمالی، غربی و مرکزی و همچنین تمام سرزمین عربستان را تحت تأثیر قرار می‌دهد(لستر، ۲۰۰۷: ۱۵۱ و ۱۵۲؛ آهرنس، ۲۰۰۹: ۲۶۶). در این بررسی فاصله پربندها ۱۶۰ ژئوپتانسیل متر ترسیم شده است که اگر فاصله پربندها کمتر لحاظ می‌شد، نواحی وسیع‌تری از سطح زیرین خود را متاثر می‌کرد. همچنین این واچرخند در فصل گرم سال نیز، بیشتر قسمت‌های آسیای میانه را کنترل می‌کند (تسوچیجا، ۱۹۶۴؛ چانگ، ۱۹۶۷؛ وارنر، ۲۰۰۴: ۴۴؛ نیکولسن، ۲۰۱۱: ۳۵۶). فراوانی این سامانه در طی یک دوره آماری ۵۴ ساله(۲۰۰۳ ـ ۱۹۵۰) در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان در حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ رخداد می‌باشد(گلارنیو و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۶۱). مرکز واچرخند آزور از سطح دریا به سمت ترازهای بالاتر جو گسترش یافته و سبب شکل‌گیری جریانات شرقی حاره‌ای عمیق، در سمت استوا سوی خود و بادهای غربی برون‌حاره در سمت قطب سو می‌شود(هوردون و بینکلی، ۲۰۰۴: ۱۵۴). همانطور که در شکل ۴ الف مشاهده می‌شود این سامانه فشاری، در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بسیار قوی بوده به طوری که تمام اقیانوس اطلس غربی، مرکزی، شرقی، شمال آفریقا، تمام خاورمیانه و از جمله جو کشور ایران را تحت کنترل خود در آورده است. بنابراین بر خلاف یافته های برخی از محققین که این سامانه فشاری را در تراز زیرین جو و به علت سرمایش تشعشعی جریانات آب سرد اقیانوسی معرفی می کنند(لیو و همکاران، ۲۰۰۴؛ زرین و همکاران، ۲۰۱۰). قویا اثبات می‌شود که این واچرخند در فصل گرم سال در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، یکی از سامانه‌های غالب در مناطق جنب حاره‌ای نیمکره شمالی می‌باشد(پارکر و همکاران[2]، ۱۹۸۹). در مجموع می‌توان گفت که واچرخند جنب حاره ای آزور در ۲۱۸ روز به صورت مستقل(۶/۴ درصد) و در ۱۳۸۱ روز(۴۰/۸۳ درصد) به صورت ترکیبی(به همراه واچرخندهای عربستان و شمال غرب آفریقا) جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی کشور ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد. ذکر این نکته ضروری است که واچرخند آزور در بیشتر روزهای فصل تابستان، در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود داشته، اما چون اثرات آن بر روی ایران مشاهده نمی‌شد، جزء هیچ کدام از الگوهای موثر بر جو تراز میانی ابران قرار نگرفته است.

1. Lutgens et al
2. Parker et al

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

شکل(۳) ب: الگوی واچرخندی شمال غرب آفریقا(روز نمونه: ۴ ژوئیه ۲۰۰۲) را در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. مرکز این سامانه معمولا در محدوده شمال غرب آفریقا واقع شده است، اما زبانه‌های آن بیشتر قسمت‌های اقیانوس اطلس مرکزی و تمام مرکز، شمال و شرق آفریقا و تمام محدوده خاورمیانه از جمله کشور ایران را در بر می‌گیرد. حداکثر توسعه شرق سوی این سامانه‌های واچرخندی، تا غرب کشورهای پاکستان و افغانستان می‌باشد زیرا گسترش شرق سوی آن در این مناطق به وسیله سامانه کم‌فشار موسمی محدود می‌شود. این سامانه فشاری در ۴۸۱ روز (۱۴/۲درصد) به صورت مستقل و در ۱۹۴۲ روز(۵۷/۴۲ درصد) به صورت ترکیبی (به همراه واچرخندهای عربستان و آزور) جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کشور ایران را به کنترل خود در می‌آورد.

شکل(۳) پ: نماینده الگوی واچرخندی عربستان(روز نمونه: ۲۵ اوت ۲۰۰۸) در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. مرکز این واچرخند معمولا بر روی شمال شبه جزیره عربستان، عراق و جنوب ایران استقرار می‌یابد. وسعت و شدت این سامانه فشاری از واچرخندهای شمال غرب آفریقا و آزور، کمتر است. حداکثر گسترش غرب سوی این سامانه تا شرق آفریقا و حداکثر گسترش شرق سوی آن، محدوده کشورهای ترکمنستان، افغانستان و پاکستان را در بر می‌گیرد. محور واچرخند عربستان در بیشتر مواقع جنوب غربی ـ شمال شرقی می‌باشد. در بیشتر موارد، در مواقع رخداد این الگو، واچرخندهای شمال غرب آفریقا و آزور هم در این سطح فشاری حضور داشته اما به دلیل اینکه زبانه‌های آن‌ها نتوانسته اند جو فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کشور را متاثر سازند، جزء هیچ الگویی قرار نگرفته‌اند و این به این معنا نیست که واچرخندهای فوق الذکر وجود نداشته‌اند. الگوی واچرخندی عربستان در ۷۹۴ روز(۲۳/۴۷درصد) به صورت مستقل و در ۲۱۰۰ روز(۶۲/۰۹ درصد) به صورت ترکیبی(به همراه واچرخندهای شمال غرب آفریقا و آزور)، جو تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال کشور ایران را در فصل گرم سال کنترل کرده است.

شکل(۳) ت: نماینده الگوی واچرخندی ترکیبی آزور و شمال غرب آفریقا(روز نمونه: ۱ژوئن ۲۰۰۴) در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. این الگوهای واچرخندی، شبیه به همان الگوهای واچرخندی مستقل(شکل۵ الف؛ ۵ ب و ۵ پ) می‌باشد با این تفاوت که در روزهای مورد بررسی، به صورت ترکیبی وجود داشته و حداقل یکی از زبانه‌های آن‌ها، تمام یا بخشی از جو کشور ایران را تحت تأثیر قرار داده است. در شکل۵ ت دو مرکز واچرخندی، که یکی بر روی اقیانوس اطلس و دیگری در شمال غرب آفریقا، را نشان می‌دهد. زبانه‌های این دو واچرخند با حداکثر گسترش شرق سوی خود، جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال خاورمیانه از جمله ایران را به کنترل خود در آورده است. الگوی فوق در ۵۸۳ روز(۱۷/۲۳درصد) از مواقع بر روی جو تراز میانی کشور ایران، اثر گذار بوده است. ذکر این نکته ضروری است که در این الگو، گاهی اوقات واچرخند عربستان وجود داشته اما اثرات آن بر روی کشور ایران مشاهده نشده است.

شکل(۳)ث: دو مرکز واچرخندی، که یکی بر روی اقیانوس اطلس و دیگری بر روی شبه جزیره عربستان قابل(روز نمونه: ۳۰ اوت ۱۹۹۹) مشاهده است. در این الگو، مرکز واچرخند عربستان، نیمه جنوبی جو تراز میانی کشور ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد، اما زبانه‌های واچرخند آزور، بخش های شمالی، شمال غرب و شمال شرق کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در حقیقت در این الگو نیمه جنوبی کشور ایران، تحت تأثیر واچرخند عربستان و نیمه شمالی، بیشتر تحت تأثیر واچرخند آزور قرار می‌گیرد. الگوی مذکور در ۱۶۵

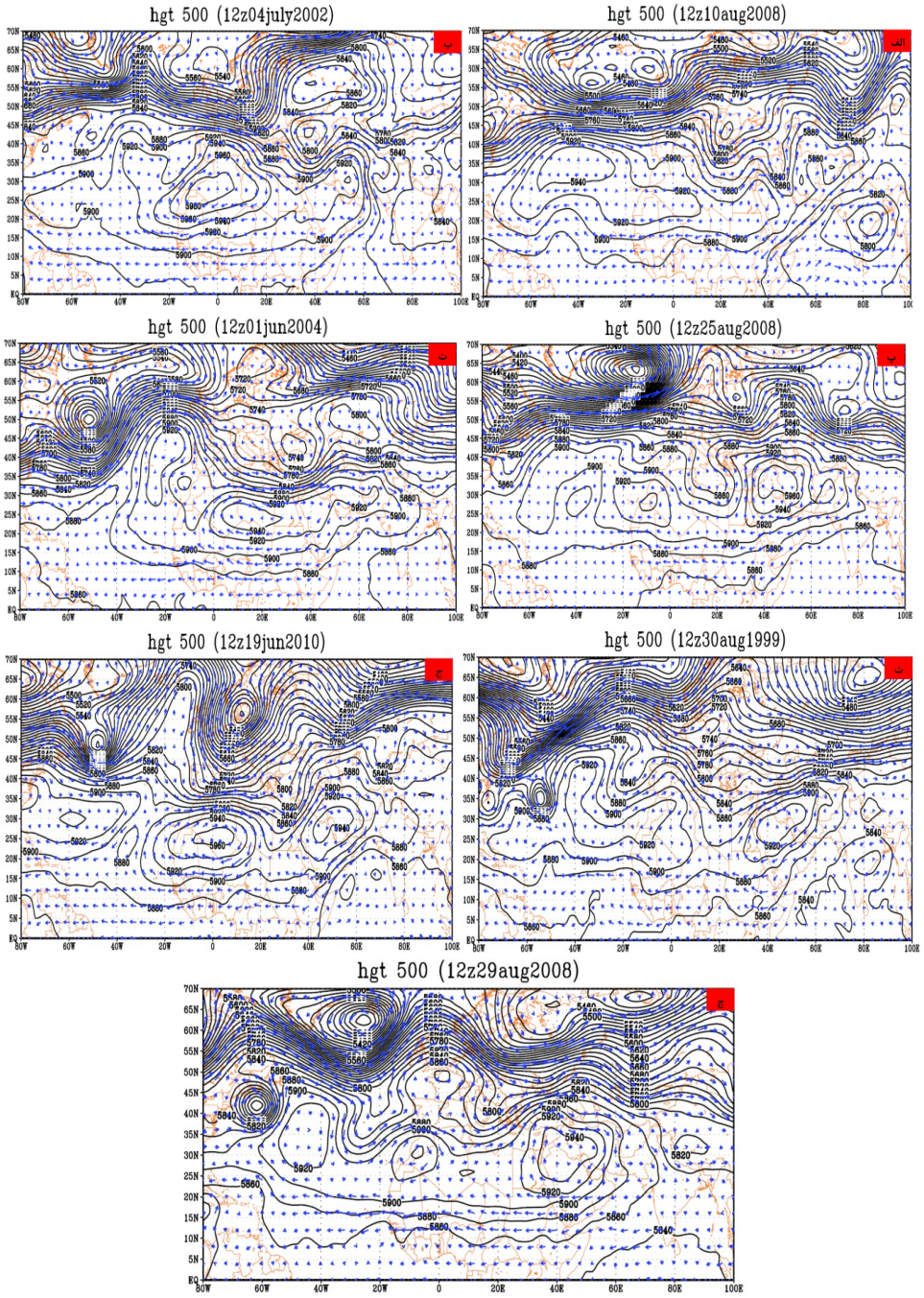
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

روز(۴/۸۸ درصد) از روزهای مورد بررسی، بر روی کشور ایران فعال بوده است. الگوی فوق کم‌ترین فراوانی را در بین تمام الگوهای مورد بررسی بر روی کشور داشته است.

شکل(۳) ج: دو مرکز واچرخندی، یکی بر روی شمال غرب آفریقا و دیگری بر روی شبه جزیره عربستان(روز نمونه: ۱۹ ژوئن ۲۰۱۰) قابل مشاهده است. در الگوهایی که واچرخند عربستان وجود دارد، بیشتر مساحت کشور تحت تأثیر این الگو قرار می‌گیرد و تنها قسمت‌هایی از نواحی شمال غرب، شمال، شمال شرق، شرق و جنوب شرق کشور، یعنی بیشتر در محدوده نواحی مرزی کشور ایران، تحت تأثیر زبانه‌های واچرخندهای دیگر قرار گرفته است. الگوی فوق در ۵۰۸ روز(۱۵/۰۲درصد) جو تراز میانی کشور ایران را تحت تأثیر قرار داده است. همچنین در تمامی روزهای مورد بررسی، زبانه‌های جنوب سو و غرب سوی واچرخندهای جنب حاره‌ای، با ارتفاع ۵۸۸۰ تا ۵۸۶۰ ژئوپتانسیل متر، تا حدود مدار ۱۰ درجه شمالی و نصف النهارهای ۵۰ درجه شرقی تا ۴۰ درجه غربی را تحت پوشش خود قرار داده‌اند.

شکل(۳) چ: در این الگو سه مرکز واچرخندی بر روی اقیانوس اطلس مرکزی، شمال غرب آفریقا و عربستان(روز نمونه: ۲۹ اوت ۲۰۰۸) قابل مشاهده است. مرکز واچرخندی عربستان به صورت مستقیم جو کشور ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد ولی در واچرخندهای اقیانوس اطلس و شمال غرب آفریقا، بیرونی ترین زبانه‌های آن‌ها، جو تراز میانی کشور ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند. فشار مرکزی واچرخند عربستان، به طور متوسط ۲۰ تا ۴۰ ژئوپتانسیل متر از فشار مرکزی واچرخند های اقیانوس اطلس مرکزی و شمال غرب آفریقا کمتر است، ولی ارتفاع ژئوپتانسیل واچرخند عربستان بر روی کشور بیشتر از دو واچرخند دیگر است. این مساله به دلیل مجاورت این مرکز واچرخند با کشور ایران است. الگوی ترکیبی فوق الذکر در ۶۳۳ روز(۱۸/۷۱درصد) بر روی کشور ایران مشاهده شده است. این الگو در بین الگوهای ترکیبی، بیشترین فراوانی و در بین تمام الگوها بعد از واچرخند عربستان(با فراوانی ۷۹۴ روز) دومین الگوی پربسامد در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی جو کشور ایران در فصل گرم سال بوده است. همانطور که مشاهده می‌شود در تمامی نقشه‌های مورد بررسی از مدار ۱۰ تا حدود ۴۰ درجه شمالی و از نصف‌النهار ۸۰ درجه غربی تا ۶۰ درجه شرقی، تنها عارضه در جو فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، واچرخندهای جنب‌حاره‌ای هستند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]



شکل(۳) الف تا چ به ترتیب نمونه الگوی واچرخند آزور؛ شمال غرب آفریقا؛ عربستان؛ آزور– شمال غرب آفریقا؛ آزور – عربستان؛ عربستان – شمال غرب آفریقا؛ آزور– شمال غرب آفریقا – عربستان.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

نتیجه گیری

از بررسی نقشه‌های فشار تراز دریا، ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در سه ماه فصل گرم سال (ماه های ژوئن، ژوئیه و اوت) نتایج زیر بدست آمده است:

- در فشار تراز دریا و ۸۵۰ هکتوپاسکال در طی دوره آماری ۳۸ ساله(۲۰۱۶ ـ ۱۹۷۹) دو مولفه اصلی کلان مقیاس گردش عمومی جو، شامل سامانه کم‌فشار موسمی در جنوب و جنوب غرب آسیا و واچرخند جنب حاره ای آزور می‌باشد. بیشتر جو کشور در این تراز فشاری، تحت تأثیر سامانه کم‌فشار موسمی قرار می‌گیرد.
- واچرخند اقیانوس اطلس بیشینه گسترش شرق سوی خود را در ماه های ژوئیه و اوت، همزمان با بیشینه فشار در مرکز این واچرخند کسب کرده است. حداکثر گسترش غرب سوی زبانه‌های سامانه کم فشار موسمی و زبانه‌های شرق‌سوی واچرخند آزور در فشار تراز دریا و ۸۵۰ هکتوپاسکال در شرق دریای مدیترانه می‌باشد.
- واچرخند جنب حاره‌ای آزور تمام اقیانوس اطلس غربی، مرکزی و شرقی، بخش های وسیعی از اروپا، غرب و شمال آفریقا، غرب و مرکزدریای مدیترانه را در بر می‌گیرد. در بسیاری از موارد زبانه‌های شرق سوی این سامانه تا مرکز دریای مدیترانه گسترش می‌یابد به طوری که گسترش شرق‌سوی آن به وسیله جریانات غرب سوی کم‌فشار موسمی در محدوده شرق دریای مدیترانه کنترل می‌شود.گسترش و شیو زیاد فشار در واچرخند جنب حاره‌ای آزور (بر روی اقیانوس اطلس) در فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، نشان‌دهنده تقویت بیشتر این سامانه با افزایش ارتفاع است.
- یافته های این پژوهش قویاً اثبات می‌کند که سامانه واچرخندی آزور در سطح فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان یک جریان واچرخندی غالب در شرق، مرکز و غرب اقیانوس اطلس می‌باشد همچنین در بسیاری از مواقع زبانه‌های آن سبب پایداری جو ایران در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌گردد.
- بررسی‌های صورت گرفته مشخص می‌کند که در طی دوره آماری ۳۸ ساله (۱۹۷۵ ـ ۲۰۱۲) از ۳۳۸۲ سامانه فشاری، ۲۱۸ سامانه فشاری مربوط به واچرخند آزور بوده که به صورت مستقل جو فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کشور ایران را کنترل نموده است. همچنین الگوهای ترکیبی این سامانه با سامانه‌های واچرخندی عربستان و شمال غرب آفریقا در ۱۳۸۱ روز دیگر جو فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کشور را کنترل نموده است.
- در سه ماهه ژوئن، ژوئیه و اوت در طی دوره آماری ۳۸ ساله(۱۹۷۵ ـ ۲۰۱۲) در حدود ۴۷,۳ درصد از مواقع، سامانه واچرخندی آزور به همراه واچرخندهای عربستان و واچرخند شمال غرب آفریقا بر فراز جو ایران در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکم بوده اند و در حدود ۵۲,۷ درصد دیگر، واچرخندهای عربستان و شمال غرب آفریقا جو تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران را کنترل کرده‌اند.
- واچرخند شمال غرب آفریقا در طی دوره آماری (۱۹۷۵ ـ ۲۰۱۲) به صورت مستقل در حدود ۱۴,۲ از مواقع، جو فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران را کنترل نموده است
- واچرخند عربستان در طی دوره آماری فوق الذکر در ۲۳,۴۷ درصد به صورت مستقل، جو ایران را در فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال کنترل نموده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

- بیشترین ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده شده در سامانه‌های واچرخندی مورد بررسی، بر روی شمال غرب افریقا و آزور مشاهده شده است که در بسیاری از موارد، مرکز سامانه بیشتر از ۵۹۴۰ ژئوپتانسیل متر ارتفاع داشته است. این درحالی است که در بسیاری از مواقع، سامانه واچرخندی عربستان ۵۹۲۰ و در بعضی از موارد ۵۹۴۰ ژئوپتانسیل متر ارتفاع داشته است.
- واچرخند عربستان که در بسیاری از موارد با یک یا دو منحنی پربندی بسته(با شیو ۲۰ ژئوپتانسیل‌متر) مشاهده می‌شود، در بیشتر مواقع، نیمه جنوبی کشور را تحت تاثیر قرار می‌دهد و نیمه شمالی کشور را سامانه‌های واچرخندی آزور و شمال غرب آفریقا کنترل می‌کند.

منابع

امیدوار، کمال. (۱۳۸۹). **اقلیم شناسی دینامیک**، تهران: انتشارات دانشگاه یزد.

بایرز، هاریس رابرت. (۱۳۷۷). **هواشناسی عمومی**، ترجمه: تاج الدین بنی هاشم، بهروز حاجبی و علیرضا بهروزیان، تهران: مرکز نشر دانشگاهی.

براتی، غلامرضا؛ لشکری، حسن؛ کرمی، فریبا. (۱۳۹۰). **نقش همگرایی سامانه‌های فشار بر رخداد توفان‌های غباری استان خوزستان**، فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۲۲: ۵۶ ـ ۳۹.

بوشر، کیت. (۱۳۷۳). **آب و هوای کره زمین**، جلد اول، ترجمه: هوشنگ قائمی، تهران: انتشارات سمت.

بوشر، کیت.(۱۳۸۵). **آب و هوای کره زمین**، جلد دوم، ترجمه: بهلول علیجانی، تهران: انتشارات سمت.

پرهیزگار، داود؛ احمدی گیوی، فرهنگ. (۱۳۹۱). **مطالعه ارتباط انسو (ENSO) با نوسان سالانه واچرخند جنب‌حارهای بر روی خاورمیانه در یک دوره سی‌ساله**، نشریه پژوهشهای اقلیم شناسی، ۳(۹): ۶۸ ـ ۵۵.

تریپله، روش. (۱۳۸۰). **هواشناسی عمومی**، ترجمه جمشید شاهرخی، تهران: مرکز نشر دانشگاهی.

جعفرپور، ابراهیم. (۱۳۸۶). **مبانی اقلیم شناسی**، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور.

جوانمرد، سهیلا؛ بابائیان، ایمان؛ بداق جمالی، جواد؛ شهاب فر، علیرضا؛ خزانه داری، لیلی. (۱۳۸۲). **بررسی همبستگی بین تغییرات فشار قزاقستان ـ دریای عمان با نوسان های بارش ایران**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۱۸(۴): ۱۵۰ـ ۱۳۴.

حجازی زاده، زهرا. (۱۳۷۲). **بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران**، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.

حجازی زاده، زهرا. (۱۳۷۶). **بررسی سینوپتیکی نرمال پرفشار جنب حاره**، رشد آموزش جغرافیا، ۴۵: ۲۵ـ ۲۰.

حلبیان، امیر حسین. (۱۳۸۹). **تحلیل همدید ارتباط پرفشار آزور با دماهای بیشینه ایران**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۹۶: ۷۸ ـ ۵۱.

حلبیان، امیر حسین. (۱۳۹۰). **شناسایی تنوع آرایش جوی در ورد سپهر میانی و اندرکنش الگوهای همدید موثر بر ایران**، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۸(۲۱): ۱۵۶ ـ ۱۳۱.

حلبیان، امیر حسین؛ رزمجویی، فرشته. (۱۳۹۰). **تحلیل تیپ های هوای زابل و ارتباط آن ها با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال**، فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۲۳: ۹۸ ـ ۶۹.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

خورشید دوست، علی محمد؛ محمدی؛ غلامحسن؛ حسینی صدر، عاطفه؛ جوان، خدیجه؛ جمالی، ابوالفضل. (۱۳۹۲). **تحلیل همدید عوامل موثر در فراوانی روزهای گردوغباری غرب کشور**، نشریه علمی ـ پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۱۷(۴۶): ۶۶ ـ ۴۷.

خوش اخلاق، فرامرز. (۱۳۷۷). **تحقیق در خشکسالی های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل های سینوپتیکی**، رساله دکتری، دانشکده علوم انسانی دانشگاه تبریز.

خوشحال دستجردی، جواد؛ علی زاده، تیمور. (۱۳۸۹). **بررسی همدیدی و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب۱۳۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی**، فصلنامه مدرس علوم انسانی ـ برنامه ریزی و آمایش فضا، ۱۴، (۴): ۱۰۹ـ۸۷.

خوشحال دستجردی، جواد؛ موسوی، سید حجت؛ عبدالرضا، کاشکی. (۱۳۹۱). **تحلیل همدید توفان های گردوغبار ایلام«۱۹۸۷ ـ ۲۰۰۵»**، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۳۳(۲): ۳۴ ـ ۱۵.

خوشحال، جواد. (۱۳۷۸). **تاثیر پرفشار جنب حاره بر بارش‌های موسمی جنوب‌شرق و سواحل جنوبی ایران**، مجله علمی ـ پژوهشی دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، ۱۸- ۱۹: ۱۶۴ـ ۱۳۷.

ذوالفقاری، حسن؛ عابد زاده، حیدر. (۱۳۸۴). **تحلیل سینوپتیک سیستم های گردوغبار در غرب ایران**، مجله جغرافیا و توسعه، ۳(۶): ۱۸۸ـ ۱۷۳.

ذوالفقاری، حسن؛ معصوم پور سماکوش، جعفر؛ شایگان مهر، شاپور؛ احمدی، محمد. (۱۳۹۰). **بررسی همدید توفان های گرد و غبار در مناطق غربی ایران طی سال های ۱۳۸۴ تا ۱۳۸۸ مطالعه موردی موج فراگیر تیر ماه ۱۳۸۸**، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۲۲(۳): ۳۴ ـ ۱۷.

زرین، آذر. (۱۳۸۶). **تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه بر روی ایران**، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.

زرین، آذر؛ مفیدی، عباس(۱۳۹۰) **آیا پرفشار جنب حاره ای تابستانه بر روی ایران زبانه ای از پرفشار جنب حاره ای آزور است «بررسی یک نظریه»**، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران، ۲۴ و ۲۵ شهریور ماه، دانشگاه شهید بهشتی، صص ۱۵ ـ ۱.

سلیقه، محمد(۱۳۸۰) **الگوی سینوپتیکی بارش های تابستانه جنوب شرق ایران**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۶۲: ۱۲۵ ـ ۱۱۴.

سلیقه، محمد. (۱۳۸۳). **هماهنگی مراکز فشار جنب حاره ای در بارش های سیل آسای منطقه جنوب و جنوب شرق ایران**، فصلنامه جغرافیای سرزمین، ۱(۱): ۱۱۶ـ۱۰۲.

سلیقه، محمد.(۱۳۸۲). **مدل‌سازی اثرهای آب و هوایی کم فشارهای حرارتی در منطقه جنب حاره**، تحقیقات جغرافیایی، ۷۰: ۹۰ ـ ۷۴.

سلیقه، محمد؛ بریمانی، فرامرز. (۱۳۸۶). **اثر سیستم های آب و هوایی موسمی بر کشاورزی بلوچستان**، فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۳۸ ـ ۲۵.

علیجانی، بهلول(۱۳۸۱). **بررسی سینوپتیک الگوی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۹۰ ـ ۱۹۶۱**، مجله نیوار، ۴۴ – ۴۵: ۲۹ ـ ۷.

علیجانی، بهلول. (۱۳۷۳). **آب و هوای ایران**، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور.

علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱) **اقلیم شناسی سینوپتیک**، تهران، انتشارات سمت.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

علیجانی، بهلول؛ کاویانی، محمدرضا. (۱۳۷۱). **مبانی آب و هواشناسی**، چاپ اول، تهران: انتشارات سمت.

فلاح قالهری، غلامعباس. (۱۳۹۰). **اصول و مبانی هواشناسی**، مشهد: انتشارات پژوهشکده اقلیم شناسی.

قادری، حیدر؛ علیجانی، بهلول. (۱۳۸۹). **تحلیل سینوپتیکی بارش های شدید لارستان**، فصلنامه جغرافیای طبیعی، ۳(۸): ۳۶ ـ۱۷.

قائمی، هوشنگ؛ زرین، آذر؛ خوش اخلاق، فرامرز. (۱۳۹۱). **اقلیم شناسی مناطق خشک**، تهران: انتشارات سمت.

قائمی، هوشنگ؛ زرین، آذر؛ مجید، آزادی؛ فرج زاده اصل، منوچهر. (۱۳۸۸). **تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا**، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ۱۳(۱): ۲۴۵ ـ ۲۱۹.

کاویانی، محمد رضا؛ مسعودیان، سید ابوالفضل، حلبیان، امیر حسین. (۱۳۸۷). **بررسی تاثیر سامانه پرفشار آزور بر بارش ایران زمین**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۸۸: ۵۰ ـ ۲۵.

لشکری، حسن. (۱۳۷۵). **الگوی سینوپتیکی بارش های شدید جنوب غربی ایران**، رسالهٔ دکتری، تهران، دانشگاه تربیت مدرس.

لشکری، حسن؛ محمدی، زینب. (۱۳۹۴). **اثر موقعیت استقرار پرفشار جنب حاره ای عربستان بر سامانه های بارشی در جنوب و جنوب غرب ایران**، پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۴۷(۱): ۹۰ ـ ۷۳.

مجرد، فیروز؛ معصوم پور، جعفر؛ رستمی، طیبه. (۱۳۹۴). **تحلیل آماری ـ همدیدی امواج گرمایی بالای ۴۰ درجه سلسیوس در غرب ایران**، فصلنامه جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۴(۱۳): ۵۷ ـ۴۱.

محمد نژاد، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ؛ ایران نژاد، پرویز. (۱۳۸۸). **اثر بازه های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران**، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۵، (۴): ۱۳۰ ـ ۱۱۵.

محمدی، بختیار؛ مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۸۶). **ارتباط تیپ های همدید هوای ایستگاه سنندج با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مجله جغرافیا و توسعه**، ۵(۹): ۵۶ ـ ۳۹.

مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کاویانی محمد رضا. (۱۳۸۷). **اقلیم شناسی ایران**، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.

مفیدی، عباس. (۱۳۸۶). **تحلیل گردش جو تابستانه بر روی ایران و ارتباط آن با بارش های تابستانه فلات ایران**، رساله دکتری، تهران، دانشگاه تربیت معلم.

مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۸۵). **تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز پرفشار و کم فشار**، رشد آموزش زمین شناسی، ۴۶: ۶۱ ـ ۵۳.

مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۹۰). **بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا**، نشریه پژوهش های اقلیم شناسی، ۳(۱۱): ۴۰ ـ ۱۵.

ناظم السادات، سید محمد جعفر. (۱۳۹۲). **مبانی هوا و اقلیم شناسی**، تهران: مرکز نشر دانشگاهی.

ویلیام کار، مایکل. (۱۳۸۸). **مقدمه ای بر هواشناسی همدیدی و ماهواره‌ای**، ترجمه: فرامرز خوش اخلاق و علی اکبر شمسی پور، تهران: انتشارات آرین زمین.

Ahrens, Donald. C (2001) **Essentials of meteorology an invitation to the atmosphere**, third edition, Australia.

Ahrens, Donald. C (2009) **Meteorology Today: An introduction to Weather, climate, and the Environment**, 9th Ed.P.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]

[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

Alijani, B., J. O'Brien, and B. Yarnal, (2008) **Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran**, Theoretical and Applied Climatology, 94, 107–124.
Allaby,Michael(2004) **Dangerous Weather Tornadoes**, United States.
Allaby,Michael(2007) **Encyclopedia of weather and Climate**, Vol 1,New York.
Allaby,Michael(2009) **Atmosphere A Scientific History of air, Weather and climate**, New york.
Alpert, P.,Neeman,B.U and Shay-EL,Y(1990) **Intermonthly Variability of Cyclone Tracks in the Mediterranean**, Journal of Climate,3,1474-1478.
Angell,J.K. and korshover,J(1974) **Quasi-Biennial and long-term Fluctuations in the Centers of action**, Monthly Weather review, 102,No10,: 669-678.
Barry, Roger G. Chorley, Richard J (2010) **Atmosphere, Weather and Climat**e, Routledge, London and New York, Eighth edition.
Bell, G.D. and Bosart, L.F (1989) **A 15- year Climatology of Northern hemisphere 500 mb closed Cyclone and anticyclone Centers**, Monthly weather Review, 117, 2142-2163.
Bitan, A., and H. Saaroni, (1992) **The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf pressure trough**. Int. J. Climatol, 12, 733–747.
Bluestein, Howard B. (1993) **Synoptic – Dynamic meteorology in midlatitudes**, Vol.2, Oxford.
Cau,Piero. Methven,John and Hoskins, Brian(2007) **Origins of Dry Air in the Tropics and Subtropics, journal of climate**, 20, 2745-2759.
Chang, J., (1967) **The Indian Summer Monsoon**. Geographical Review, 57: 372–396.
Chen, ping. Hoerling, martin p.Dole, Randall M(2001) **The Origin of the Subtropical Anticyclones**, Journal of the Atmospheric Sciences, 58,1827-1835.
Davis, Robert. E., Hayden, Bruce. P., Gay, David. A., Phillips, William. L., and Jones, Gregogy. V., (1997), **"The North Atlantic Subtropical Anticyclone"**. Journal of Climate, 10, 728-744.
Duan, A.M. Wu,G.X.(2005) **Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer Climate patterns over subtropical Asia**, Climate Dynamics, 24,793-807.
Galarneau Jr, T. J., Bosart, L. F., & Aiyyer, A. R. (2008). **Closed anticyclones of the subtropics and midlatitudes: A 54-yr climatology (1950–2003) and three case studies**. In Synoptic—Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting (pp. 349-392). American Meteorological Society.
Goudie,A.S; Middleton,N.J(2006) **Desert dust in the global system**, New york.
Holton, James R (2004) **an introduction Dynamic meteorology**, Fourth edition.
Hordon, Robert M. Binkley (2004) **Azores (Bermuda) high, Encyclopedia of World Climatology**, Edited by John E.Olivier. New York.
Lester,Peter F(2007) **Aviation weather**, united states.
Li, L., Li, W., & Kushnir, Y. (2012). **Variation of the North Atlantic subtropical high western ridge and its implication to Southeastern US summer precipitation**. Climate Dynamics, 39(6), 1401-1412.
Li, wenhong. Li, laifang. Fu, rong. Deng, yi. Wang, hui (2011) **Changes to the North Atlantic Subtropical High and Its Role in the Intensification of Summer Rainfall Variability in the Southeastern United States**, journal of climate,24,1499-1506.
Li, Wenhong. Li, Lifang. Ting, Mingfang and liu, Yimin (2012) **Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate**,nature geoscience, 5, 830-834.
Liu,Yimin. Wu,Guoxiong and Ren, Rongcai(2004) **Relationship between the Subtropical Anticyclone and Diabatic Heating**, journal of climate, 17, 682-698.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]

Liu.,Yimin;Wu;Guoxiong(2004) **Progress in the Study on the Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone**, advances in atmospheric sciences, vol. 21, no. 3, P. 322–342

Lolis,C.j, Bartzokas,A. And Katsoulis,B.D(2002) **spatial and temporal 850 hpa air temperature and Sea-surface temperature covariance's in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation**, International journal of climatology, 22, 633-676.

Lutgens, Frederick. K; Tarbuck, Edward.J(2010) **the atmosphere introduction to meteorology**, 11 th ed, united states.

Nicholson, Sharon. E (2011) **Dry land climatology**, first published, Cambridge university press.

Perry, A.H. (1976). **Mediterranean downpours in 1976**. Journal of Meteorology, 2: 10–11.

Rashid, shahnaz ali. Iqbal,Muhammad jawed and hussain, Muhammad arif(2012) **impact of north – south shift of Azores high on summer precipitation over north west Europe**, international journal of geo sciences, 992 – 999.

Robert e. Davis, bruce p. Hayden, david a. Gay, william l. Phillips, and gregory v. Jones (1997) **"The North Atlantic Subtropical Anticyclone".** Journal of Climate,Vol 10, 728-744.

Rodwell,mark.J. And Hoskins, Brian, J (1996) **Monsoons and the dynamics of deserts**, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 122, 1385 – 1404.

Rodwell,mark.J. And Hoskins, Brian, J (2001) **subtropical antycyclones and summer monsoons**, Journal of Climate, Vol14, P: 3192-3211.

Tsuchija, I., (1964). **Climate of Asia**. World Climatology, vol. 1. Tokyo: Kokon Shoin, p.577.

Warner, Thomas, T (2004) **Desert Meteorology**, Cambridge, first published.

Whiteman,C.David(2000)**Mountain Meteorology**, Fundamentals and application, Oxford university Press.

Wu, Guoxion. Liu Yimin (2003) **summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation**, geophysical research letters, 30, NO. 5, 1-5.

Zaitchik, B. F., Evans, EVANS J. P., and Smith, R. B., (2007), **"Regional impact of an elevated heat source: the Zagros Plateau of Iran"**. Journal of Climate, 20: 4133-4146.

Zarrin, Azar. GHaemi, Hooshang. Azadi, Majid and Farajzadeh, manuchehr(2010) **The spatial pattern of summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa: A climatological review**, international journal of climatology,30, 159-173.

Zarrin, Azar. GHaemi, Hooshang. Azadi, Majid. Mofidi,abbas. Mirzaei, Ebrahim (2011) **The effect of the Zagros Mountains on the formation and maintenance of the Iran Anticyclone using RegCM4**, Meteorology and Atmospheric Physics, 112, 91-100.

Ziv, Baruch; Saaroni, Hadas;Alpert,Pinhas(2004)**the factors Governing the summer regime of the eastern Mediterranean**, international journal of climatology, 24,1859-1871.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1400.21.63.4.6]
[DOI: 10.52547/jgs.21.63.153]