

تحلیلی بر واچرخندهای جنب‌حاره در ترازهای میانی جو از شمال آفریقا تا ایران

علی اکبر گرمسیری مهور^۱، قاسم عزیزی^{۲*}، حسین محمدی^۲، مصطفی کریمی احمدآباد^۲

^۱ موسسه جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۱/۰۵ ، تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۲/۰۶

چکیده

این پژوهش یک تحلیل اقلیم‌شناختی از واچرخندهای جنب‌حاره از شمال آفریقا تا ایران را با تمرکز بر بیشینه جریان واچرخندی به نمایش گذاشته است. از داده‌های جوی با تفکیک افقی 0.25×0.25 درجه از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت وضع هوا (ECMWF) و نسخه ERA5 در یک بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸) استفاده شده است. نتایج حاکی از فعالیت سه واچرخند مجزا در ترازهای میانی جو بر روی آفریقا، عربستان و ایران دارد که بیشینه جریان واچرخندی آنها تقریباً در ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است. سلول‌های پراتفعا در ترازهای میانی نیز بر بیشینه جریان واچرخندی منطبق هستند و در خارج از ترازهای مذکور، از گرادیان سلول‌های پراتفعا در ترازهای فشاری کاسته شده است. فرونشست هوا در جناح شرقی واچرخندها و با تمرکز در شمال شرق مرکز سامانه‌ها رخ داده و منطبق بر سلول‌ها و زبانه‌های پراتفعا در ترازهای میانی نیست. بنابراین گرمایش بی‌دررو ناشی از نزول هوا نقشی در شکل‌گیری سلول‌ها و زبانه‌های پراتفعا ندارد. نتایج نشان می‌دهند که الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای میانی فوقانی نمی‌توانند به معنای پایداری تفسیر گردند، بلکه حاکی از صعود هوای گرم ناشی از گرمایش شدید محسوس سطح و ترازهای زیرین در این مناطق می‌باشند. از نتایج مهم این پژوهش ارائه ساختار و ماهیتی متفاوت بین واچرخند یا پرفشار روی دریای عرب و واچرخند ترازهای میانی روی خشکی‌های عربستان می‌باشد. واداشت اساسی در واچرخند عربستان، گرمایش محسوس می‌باشد در حالی که تضاد دمایی خشکی-دریا و واداشت‌های محلی نقش اساسی در شکل‌گیری پرفشار روی دریای عرب دارند.

کلمات کلیدی: پراتفعا، پرفشار جنب‌حاره، گرمایش بی‌دررو، گرمایش محسوس، واچرخندهای جنب‌حاره.

گردش عمومی جو و اقلیم بسیاری از مناطق نیم‌کره شمالی، تحت تاثیر فعالیت و نوسان سامانه‌های چرخندی و واچرخندی هستند که بر روی قاره‌ها و اقیانوس‌ها فعال می‌باشند. واچرخندهای جنب‌حاره نیز از جمله این سامانه‌ها هستند که در سطح و ترازهای مختلف، وردسپهر را تحت تاثیر فعالیت خود قرار می‌دهند. نتایج برکنس (۱۹۳۵) نشان می‌دهند که بر جنب‌حاره یک کمربند یکنواخت از فشار زیاد حاکم نیست، بلکه شامل پرفشارهای مجزا و مناطق با فشار نسبی کم (Col) در بین آنها می‌باشد. عواملی چون وجود ناهمواری‌ها، برهمکنش هوا-دریا، فعل و انفعالات روی خشکی‌ها، تضاد دمایی خشکی-دریا، پوشش برف، یخ و آب که بودجه انرژی جو را تغییر می‌دهند از دلایل شکسته شدن این کمربند پرفشار به سلول‌های واچرخندی مجزا می‌باشند (و و همکاران، ۲۰۰۴). یکی از عوامل شکل‌گیری واچرخندها، پهنه‌های آبی درون قاره‌ها می‌باشند که مورد توجه پترسن (۱۹۵۶) قرار گرفته است. نتایج این محقق حاکی از آن است که دریاچه‌های بزرگ آمریکای شمالی، دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای خزر در تابستان باعث شکل‌گیری یک واچرخند سرد و سطحی می‌شوند که شدت آن نسبت به زمستان بیشتر است. این محقق توزیع مشاهده شده را ناشی از سرد بودن این آب‌ها نسبت به خشکی‌های اطرافش می‌داند. رخداد مراکز واچرخندی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی اقیانوس‌های جنب‌حاره در همه فصل‌ها، و بر روی قاره‌ها در تابستان بیشینه می‌باشد (بل و بوسارت، ۱۹۸۹). نتایج گلارنو و همکاران (۲۰۰۸) نشان می‌دهد که سلول‌های بسته ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، در تابستان و روی قاره‌ها شکل می‌گیرند و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در همه فصل‌ها بر روی اقیانوس‌ها و در تابستان بر روی قاره‌ها ظهور پیدا می‌کنند.

انواع مختلف گرمایش نقش مهمی در نگهداشت و تغییرپذیری واچرخندهای جنب‌حاره دارند و مورد توجه بسیاری از محققین بوده است. در اوایل بهار گرمایش

محسوس شدید سطح فلات تبت با نرخ‌ی در حدود ۲ تا ۴ درجه سلسیوس در روز، هوای ترازهای بالاتر را گرم می‌کند (و و ژانگ، ۱۹۹۸؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۱). صعود شدید هوا در روی فلات به علت چنین گرمایش محسوسی باعث همگرایی و صعود جریان هوا در ترازهای زیرین و واگرایی در ترازهای فوقانی می‌شود. این فرایند دقیقاً همانند یک پمپ عمل می‌کند. به علت اینکه این پمپ هوا اساساً به وسیله شار گرمای محسوس سطح تحریک می‌شود. بنابراین به عنوان پمپ هوای گرمای محسوس معروف و شناخته شده است (و و همکاران، ۱۹۹۷؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۱). این پمپ هوا تاوایی مثبت را در سطح و ترازهای زیرین و تاوایی منفی در ترازهای فوقانی ایجاد می‌کند و ساختار گردش جو را در این منطقه شکل می‌دهد. این ساختار از تاوایی منفی در مناطق مرتفعی چون فلات تبت، در ترازهای بالاتری (حدوداً ۲۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال) و در مناطق پست‌تر چون آفریقا و عربستان، در ترازهای پائین‌تری (حدوداً ۵۰۰ هکتوپاسکال) شکل می‌گیرند. گرمایش محسوس سطح، پمپ جریان هوا و واداشتهای مکانیکی، عوامل اساسی در بقا و وجود واچرخندهای فوقانی با هسته‌های گرم و مرطوب هستند (یه و همکاران، ۱۹۵۷؛ یه و و، ۱۹۹۸؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۱). لیو و همکاران (۲۰۰۴) اثرات انواع مختلف گرمایش و ترکیبی از آنها را در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره تابستانی مورد مطالعه قرار داده‌اند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که در شرق قاره‌ها گرمایش نهان حاکم است و در غرب این گرمایش (یعنی بر روی خشکی‌های غرب قاره‌ها)، گرمایش محسوس شدیدی حاکم است که چرخندها را در ترازهای زیرین و واچرخندها را در ترازهای فوقانی ایجاد کرده است. این در حالی است که سرمایه تابشی روی شرق اقیانوس‌ها، واچرخندها را در ترازهای زیرین و گردش‌های چرخندی را در ترازهای فوقانی ایجاد کرده است. نتیجه نهایی این پژوهش این است که در تابستان جنب‌حاره، روی هرکدام از قاره‌ها و اقیانوس‌ها انواع مختلفی از گرمایش (سرمایش با طول موج بلند تابشی، گرمایش محسوس، گرمایش نهان و گرمایش

. این توازن با تحلیل مقیاس معادله تاوایی پتانسیلی در یک وضعیت پایدار به صورت زیر ارائه شده است:

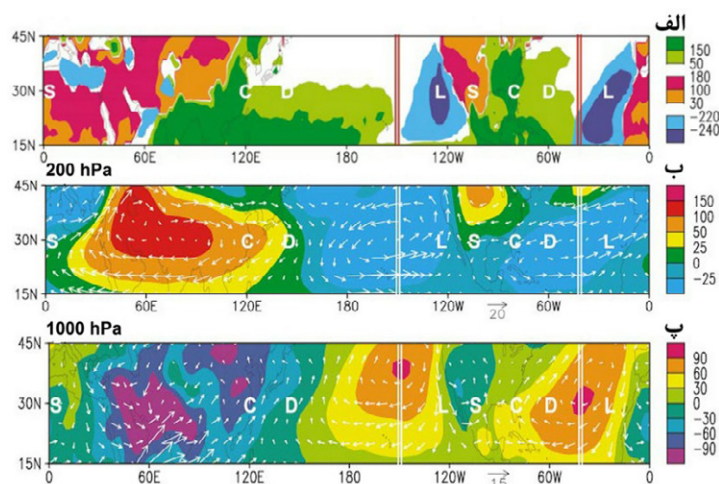
$$\mathbf{V} \cdot \nabla \xi + \beta v \approx \theta_z^{-1} (f + \xi) Q_z \quad (\theta_z \neq 0) \quad (1)$$

در جنب‌حاره تابستان نیمکره شمالی، با وجود یک همرفت شدید بر روی خشکی‌ها، در وردسپهر زیرین و فوقانی فرارفت تاوایی بسیار ضعیف می‌باشد. بنابراین از جمله اول معادله فوق می‌توان صرف‌نظر کرد و معادله به صورت ساده‌تری بیان شود:

$$\beta v \approx \theta_z^{-1} (f + \xi) Q_z \quad (\theta_z \neq 0) \quad (2)$$

که در آن f پارامتر کوریولیس، $\beta = \frac{df}{dy}$ ، θ دمای پتانسیل، $\theta_z = \frac{\partial \theta}{\partial z}$ ، Q گرمایش دررو، $Q_z = \frac{\partial Q}{\partial z}$ و ξ تاوایی نسبی می‌باشد. معادله بالا به این موضوع اشاره دارد که گردش واداشتی در جنب‌حاره به طور زیادی به پروفایل قائم گرمایش بستگی دارد. با توجه به اینکه f در نیم‌کره شمالی مثبت است، بنابراین در جایی که گرمایش با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد، سمت راست معادله بالا مثبت می‌شود، در نتیجه بایستی v در معادله بالا

ترکیبی محسوس-نهان) حاکم است و الگوهای گردش در جنب‌حاره متأثر از گرمایش‌های مذکور هستند (شکل ۱). براساس فرآیندها و پدیده‌های مذکور واچرخندهای جنب‌حاره نقش مهمی نیز در شکل‌گیری امواج گرمایی دارند. گِلارنو و همکاران (۲۰۰۸) سه مطالعه موردی از نقش واچرخندهای جنب‌حاره در شکل‌گیری امواج گرمایی شدید بر روی ایالات متحده، اروپا و استرالیا به ترتیب در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴ مورد توجه قرار داده‌اند. این محققین در تشریح امواج گرمایی مذکور اظهار می‌دارند که هوای گرم تولید شده روی مناطق خشک و نیمه خشک جنب‌حاره با یک ارتباط دینامیکی باعث توسعه و تقویت پشته ترازهای بالایی می‌شود. در این پدیده، هوای گرم صعود یافته ناشی از گرمایش سطح قاره‌ها، از یک طرف باعث تشدید پشته در ترازهای بالایی شده و از طرف دیگر توسط جریان‌های جناح غربی واچرخند به سمت جریان‌سو (downstream) فرارفت پیدا می‌کند (فرارفت گرم) و امواج گرمایی را شکل می‌دهد. ارتباط دینامیکی بین گرمایش دررو و گردش‌های جوی واداشتی ناشی از آن، بر اساس توازن اِسوردِرَپ (Sverdrup balance) تفسیر و تشریح شده است (به طور مثال: لیو و همکاران، ۲۰۰۴؛ و همکاران، ۲۰۰۴ و ۲۰۱۵)



شکل ۱. الف) توزیع انواع مختلف گرمایش در ماه ژوئیه (L: سرمای‌ش با طول موج بلند، D: گرمایش ترکیبی نهان-محسوس، C: گرمایش نهان، S: گرمایش محسوس، مقادیر برحسب وات بر متر مربع) ب) توزیع انحراف مداری باد (پیکان‌ها) و ارتفاع ژئوپتانسیل (زمینه رنگی) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (پ) همانند قسمت (ب) در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (لیو و همکاران، ۲۰۰۴).

مثبت باشد، یعنی یک شارش شمال سو ایجاد می‌شود. به طور عکس کاهش گرمایش با ارتفاع یک جریان استواسو ایجاد می‌کند. بنابراین با توجه مباحث دینامیکی مطرح شده، ساختار گرمایش در جنب‌حاره پایه و اساسی برای شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در تابستان به شمار می‌آید.

یکی دیگر از موضوعات مرتبط با توسعه و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره، فرونشست هوایی است که در سازوکار آنها رخ می‌دهد. به اعتقاد هاسکینز (۱۹۹۶) فرونشست حاکم بر واچرخندهای روی اقیانوس‌های جنب‌حاره ناشی از رخداد مونسون در شرق و غرب این سامانه‌ها می‌باشد. بر این اساس گرمای نهان آزاد شده روی قاره‌های اطراف واچرخندهای جنب‌حاره در طی توسعه مونسون به سمت شمال غرب جریان پیدا کرده و در شمال شرق اطلس و آرام شمالی نزول پیدا کرده و در توسعه و تقویت واچرخندها و نزول هوا در آنها سهیم می‌باشد. گرمسیری و عزیز (۱۳۹۹) در تحلیل جریان واچرخندی و فرونشست هوا در اطلس و آرام شمالی اظهار می‌دارند که بیشینه فرونشست در جناح شرقی واچرخندهای جنب‌حاره، منطبق بر بیشینه بادهای شمالی در ترازهای زیرین و ناوه ترازهای فوقانی رخ داده است. در این پژوهش به رخداد فرارفت گرم، صعود هوا و آزاد شدن گرمای نهان در جناح غربی واچرخندها که با زبانه پرارتفاع در ترازهای فوقانی همراه می‌باشد نیز اشاره شده است.

بسیاری از محققین داخلی بر این باورند که سلول‌ها و زبانه‌های پرارتفاع در جنب‌حاره به دلیل فرونشست هوا در شاخه نزولی سلول هدلی شکل گرفته‌اند و گرمایش ناشی از نزول بی‌دررو هوا باعث شکل‌گیری چنین الگوهایی از ارتفاع ژئوپتانسیل شده است. در بسیاری از متون داخلی، سلول‌های پرارتفاع در ترازهای مختلف را پرفشار جنب‌حاره می‌نامند و با توجه به موقعیت مکانی، نام‌هایی نظیر پرفشار آژورس، آفریقا، عربستان، ایران و غیره به آنها اطلاق شده است. پژوهش قائمی و همکاران (۱۳۸۸) از معدود مطالعات داخلی است که در وسعت زیادی از نیم‌کره

شمالی به بحث در مورد واچرخندهای جنب‌حاره پرداخته است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که الگوی موقعیت جغرافیایی مراکز پرفشار جنب‌حاره در فصل تابستان در ترازهای ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب یک مدی (شرق اقیانوس اطلس)، سه مدی (شمال غرب آفریقا- عربستان- ایران)، پراکنده (از جنوب چین تا غرب ایران) و دو مدی (فلات تبت- فلات ایران) می‌باشد. نتایج علی‌پور و همکاران (۱۳۹۷) نشان می‌دهد میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در نیوار ایران با آهنگ ۵/۸۷ ژئوپتانسیل متر در هر ۱۰ سال افزایش یافته است. این محققین معتقدند افزایش آنومالی مثبت در کمیت ارتفاع ژئوپتانسیل به معنای افزایش قدرت پرفشار جنب‌حاره و تشدید پایداری، سازوکار عدم صعود و بوجود آمدن شرایط خشکی و خشک‌سالی می‌باشد. برخی پژوهش‌های داخلی بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیلی که در ترازهای مختلف فشاری بر روی شبه جزیره عربستان و دریای عرب شکل می‌گیرند را به عنوان پرفشار عربستان معرفی می‌نمایند (به عنوان مثال: لشکری، ۱۳۷۵؛ لشکری و محمدی، ۱۳۹۴؛ لشکری و همکاران، ۱۳۹۶؛ محمدی و لشکری، ۱۳۹۷؛ خوش اخلاق و همکاران ۱۳۹۱؛ کریمی و همکاران ۱۳۹۵). به اعتقاد این محققین پرفشار عربستان یکی از سلول‌های پرفشار جنب‌حاره‌ای است که بر روی شبه‌جزیره عربستان تشکیل می‌شود و به پیروی از حرکت ظاهری خورشید به طرف عرض‌های بالا و پائین جابجا می‌شود. این سامانه در دوره‌های خشک معمولاً با جابه‌جایی غرب‌سو، قرارگیری بر روی شبه جزیره و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی همراه است و دوره‌های مرطوب با جابه‌جایی شرق‌سو و قرارگیری بر روی دریای عرب و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی مرکز آن همراه است.

ساختار، سازوکار و عوامل موثر در توسعه و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره چه بر روی اقیانوس‌ها و چه بر روی قاره‌ها همواره یک موضوع باز در مجامع علمی بوده است. مرور مطالعات صورت گرفته در این خصوص نشان می‌دهد که عوامل مختلفی چون انواع مختلف گرمایش، گردش نصف‌النهاری و مداری، مونسون روی

قاره‌ها، عوامل محلی (تضاد خشکی- دریا، ابرناکی، دمای سطح دریا و غیره)، جابه‌جایی منطقه همگرایی درون حاره (ITCZ) و گرمایش جهانی در شکل‌گیری، توسعه، تقویت و سیر تحول واچرخندهای جنب‌حاره سهمیم هستند. این در حالی است که این موضوع در پژوهش‌های داخلی از نظر کمی و موضوعی بسیار محدود می‌باشد. به اعتقاد بسیاری از محققین داخلی، تحقیقات انجام شده بیانگر کمبود مطالعات و شکاف علمی در این زمینه است (قائمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۹۷). این پژوهش در تلاش است یک مطالعه اقلیم شناختی از واچرخندهای جنب‌حاره بر روی خشکی‌های آفریقا تا ایران را به نمایش بگذارد و به روشن‌گری در خصوص برخی از ابهامات در متون داخلی که در ادامه به صورت سوال بیان شده است، بپردازد.

آیا واچرخندهای مجزایی در قلمرو مورد مطالعه فعالیت می‌کنند؟ در صورت رخداد چنین شرایطی، تغییرپذیری فصلی آنها چگونه است؟ ساختار فرونشست هوا در این سامانه‌ها چگونه است و آیا ارتباطی بین نزول بی‌دررو هوا و ارتفاع ژئوپتانسیل وجود دارد؟ آیا سلول‌ها و زبانه‌های پراتفاح حاکی از یک وضعیت پایدار هستند و بی‌هنجاری مثبت در ارتفاع ژئوپتانسیل تشدید شرایط پایدار را نشان می‌دهد؟ و آیا عنوان «پرفشار» واژه صحیحی برای سلول‌ها و زبانه‌های پراتفاح می‌باشد؟

مواد و روش‌ها

قلمرو مورد مطالعه در این پژوهش، غرب آفریقا تا شرق ایران در جنب‌حاره و عرض‌های میانی را دربرگرفته است. این پژوهش با تمرکز بر ساختار خطوط جریان در این قلمرو صورت گرفته است. گردش و تاوایی دو کمیت مهم در چرخش یک شاره می‌باشند. گردش در یک سلول بسته از جریان، به صورت زیر تعریف می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴؛ فصل ۴):

$$C = \oint \mathbf{U} \cdot d\mathbf{l} = 2\Omega\pi R^2 = 2\Omega \times \text{مساحت حلقه} \quad (۳)$$

رابطه بالا نشان می‌دهد که هرچقدر مساحت یک سلول بسته از جریان بیشتر باشد، کمیت گردش نیز بیشتر است. از طرفی بر اساس نظریه گردش برکنس، تغییرات گردش از یک حالت اولیه به حالت دیگر به صورت:

$$C_2 - C_1 = -2\Omega (A_2 \sin\phi_2 - A_1 \sin\phi_1) \quad (۴)$$

معرفی می‌گردد. بنابراین در صورت تغییر مساحت حلقه یا عرض جغرافیایی، گردش نسبی نیز تغییر می‌کند. هرچه مساحت و عرض جغرافیایی گردش بیشتر باشد، گردش نسبی افزایش پیدا می‌کند و در نتیجه آن تاوایی نسبی نیز افزایش می‌یابد (هولتون، ۲۰۰۴). بررسی‌های صورت گرفته از ساختار خطوط جریان در واچرخندهای جنب‌حاره در ترازهای میانی جو در فصل سرد سال نشان می‌دهند که این سامانه‌ها از یک سطح بسیار کوچک برخوردار بوده و در عرض‌های جغرافیایی نزدیک استوا مستقر هستند. بنابراین ویژگی‌های قابل توجهی از گردش و تاوایی به نمایش نمی‌گذارند. به طور عکس در فصل گرم و به خصوص در تابستان این سامانه‌ها از یک سطح گسترده‌تر برخوردارند و در عرض‌های جغرافیایی بالاتری استقرار می‌یابند. به همین دلیل در پژوهش حاضر ساختار واچرخندهای جنب‌حاره در فصل گرم مورد تحلیل قرار گرفته است. معمولاً این سامانه‌ها در ماه ژوئیه به بیشینه شدت و وسعت خود دست می‌یابند و بر همین اساس جهت تحلیل برخی ویژگی‌های هواشناختی سطح و ترازهای بالاتر، ساختار برخی کمیت‌ها در این ماه مورد توجه قرار گرفته است. در واقع، ماه ژوئیه به عنوان نماینده فصل گرم جهت شناخت برخی ویژگی‌های هواشناختی در نظر گرفته شده است. به طور کلی روش صورت گرفته در این پژوهش را می‌توان به سه بخش تقسیم کرد؛

(۱) همانگونه که در مباحث قبلی بیان شد؛ حاکمیت واچرخندهای جنب‌حاره بر روی قاره‌ها در فصل گرم و در ترازهای میانی و فوقانی نمود پیدا می‌کند. از طرفی الگوهای هواشناختی در سطح و ترازهای زیرین ارتباطی متقابل و پیوسته با الگوهای ترازهای میانی و فوقانی

ساختار دما مورد مطالعه قرار گرفته است. برای این منظور سطح مقطع دما و مولفه نصف‌النهاری باد و الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۹۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در واچرخند آفریقا مورد تحلیل قرار گرفته است.

در این تحقیق از کمیت‌های فشار سطح دریا، مولفه مداری و نصف‌النهاری باد، سرعت قائم در دستگاه فشاری یعنی امگا، ارتفاع ژئوپتانسیل و دمای جو استفاده شده است. داده‌ها با تفکیک افقی 0.25×0.25 درجه در ۲۰ تراز از ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال (۱۰۰۰، ۹۷۵، ۹۵۰، ۹۲۵، ۹۰۰، ۸۷۵، ۸۵۰، ۸۲۵، ۸۰۰، ۷۷۵، ۷۵۰، ۷۰۰، ۶۵۰، ۶۰۰، ۵۵۰، ۵۰۰، ۴۵۰، ۴۰۰، ۳۵۰) از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت وضع هوا (ECMWF) و نسخه ERA5 استخراج شده است. این داده‌ها بازتحلیل داده‌های ایستگاهی، داده‌های برآوردی از اطلاعات ماهواره‌ای و خروجی مدل‌های عددی می‌باشند. میانگین‌های ماهانه کمیت‌های مورد استفاده در یک بازه ۴۰ ساله و از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ صورت گرفته است.

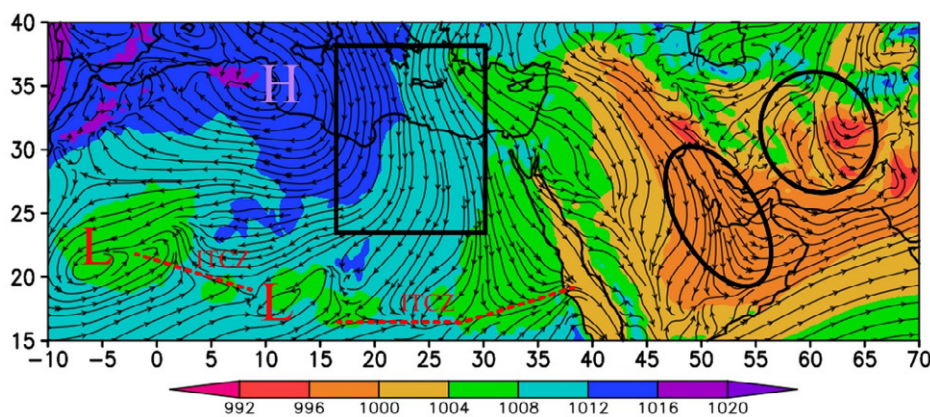
نتایج و بحث

الف) الگوهای هم‌مدیدی سطح و ترازهای زیرین

شکل ۲ میانگین ماهانه فشار سطح دریا و خطوط جریان در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال را در ماه ژوئیه به نمایش گذاشته است. در این زمان چرخندها و کم‌فشارهای

جو دارند. بنابراین در ابتدا جهت روشن شدن الگوهای هم‌مدیدی در سطح و ترازهای زیرین در فصل گرم، به تحلیل میانگین ماهانه فشار سطح دریا و خطوط جریان در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژوئیه پرداخته شده است. در مرحله دوم با توجه به الگوی سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد در ماه ژوئیه، ترازهای فشاری که بیشینه جریان واچرخندی در آنها رخ داده است، آشکارسازی شده‌اند. بیشینه جریان واچرخندی در الگوی سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد، با توجه به تقارن بیشینه بادهای شمالی و جنوبی استخراج شده است. بر این اساس سه سامانه واچرخندی در ترازهای میانی بر روی آفریقا، عربستان و ایران و یک سامانه واچرخندی سطحی بر روی دریای عرب شناسایی شده است. جهت مطالعه تغییرپذیری و شناسایی ساختار فرونشست در این سامانه‌ها، سیر تحول فصلی میانگین ماهانه خطوط جریان در ترازهای آشکارسازی شده و سرعت قائم از تراز ۶۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال مورد تحلیل قرار گرفته است. ترازهای ۶۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال به این دلیل انتخاب شده‌اند که در فصل گرم بر روی قاره‌ها کم‌فشارهای حرارتی و صعود هوا حاکم است و فرونشست هوا غالباً در ترازهای فوقانی رخ می‌دهد.

۳) در پایان اثر گرمایش محسوس در شکل‌گیری الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل و جریان واچرخندی را با توجه به



شکل ۲: توزیع میانگین ماهانه فشار سطح دریا (زمینه رنگی بر حسب هکتوپاسکال) و میانگین ماهانه خطوط جریان در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال در ژوئیه از ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

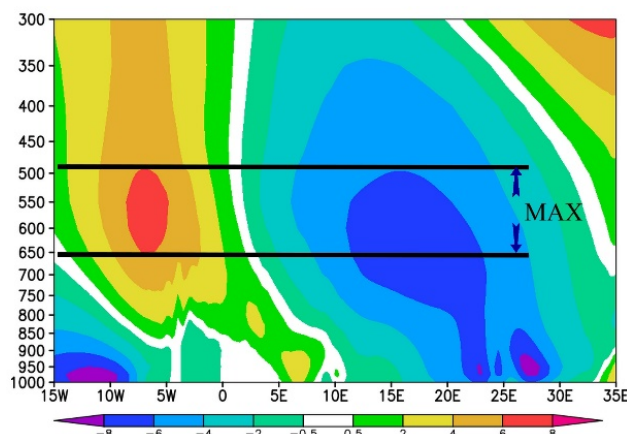
حرارتی اغلب خشکی‌های جنب‌حاره را فراگرفته‌اند. فشار سطح دریا بر روی خشکی‌های منطقه مورد مطالعه تقریباً از ۱۰۱۲ هکتوپاسکال کمتر می‌باشد و حتی در بعضی مناطق چون؛ بیابان‌های عربستان، عراق و مناطق مرکزی ایران به کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز رسیده است (شکل ۲). منطقه همگرایی درون حاره بر روی آفریقا تقریباً در عرض جغرافیایی ۲۰ درجه شمالی واقع شده است. یکی از موارد برجسته در شکل ۲، تراکم شدیدی از خطوط جریان شمالی است که بر روی نیمه شرقی مدیترانه (حدوداً ۱۵ تا ۳۰ درجه شرقی - مستطیل سیاه در شکل ۲) شکل گرفته است. این جریان‌ها با عبور از روی خشکی‌های شمال شرق آفریقا، به سمت مناطق کم‌فشار حرارتی و منطقه همگرایی درون حاره در عرض‌های جغرافیایی پائین‌تر هدایت شده‌اند. این جریان‌های شمالی فضای وسیعی از مدیترانه و شمال شرق آفریقا را فراگرفته‌اند و حجم عظیمی از هوا را به درون این مناطق همگرایی هدایت کرده‌اند. بر روی خلیج فارس و شمال شرق عربستان (حول و حوش ۴۵ تا ۵۵ درجه شرقی - بیضی سیاه در شکل ۲) و در شرق و شمال شرق ایران (حول و حوش ۶۰ درجه شرقی - دایره سیاه در شکل ۲) نیز چنین جریان‌های شمالی با شدت و وسعت مداری کمتری مشاهده می‌شوند. همانگونه که در مقدمه اشاره شد و از نتایج پژوهش پترسن (۱۹۵۶) استخراج

شده است، در فصل گرم و بر روی مدیترانه یک جریان واپرخندی در ترازهای زیرین شکل می‌گیرد. این سامانه ضخامت چندانی ندارد و از سردی نسبی دریا نسبت به خشکی‌های اطراف ناشی می‌شود که الگوی آن به روشنی در شکل ۲ مشخص شده است. واپرخند روی مدیترانه از فشار نسبی بالاتری نسبت به اطراف بر خوردار است و به نظر می‌رسد در فرونشست و تشدید بادهای شمالی در این ناحیه موثر باشد، در حالی که بادهای شمالی در دو ناحیه دیگر (ایران و عربستان) از فشار سطحی بالایی برخوردار نیستند. اگرچه به نظر می‌رسد منطقه همگرایی درون حاره نیز نقش مهمی در شکل‌گیری چنین جریان‌های شمالی دارد اما می‌توان آنها را به عنوان جزء مهمی از گردش عمومی جو مورد بررسی قرار داد.

ب) تغییرپذیری مکانی واپرخندهای جنب‌حاره و ساختار فرونشست در آنها

واپرخند آفریقا

شکل ۳ سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد در عرض جغرافیایی ۳۴ درجه شمالی را در ماه ژوئیه به نمایش گذاشته است. بادهای شمالی از وسعت و ضخامت قابل توجهی برخوردارند. این جریان‌ها حدوداً طول‌های جغرافیایی ۱۰ تا ۳۵ درجه شرقی را از سطح تا ترازهای فوقانی، دربرگرفته‌اند. در بخش قبل، الگوی این جریان‌ها



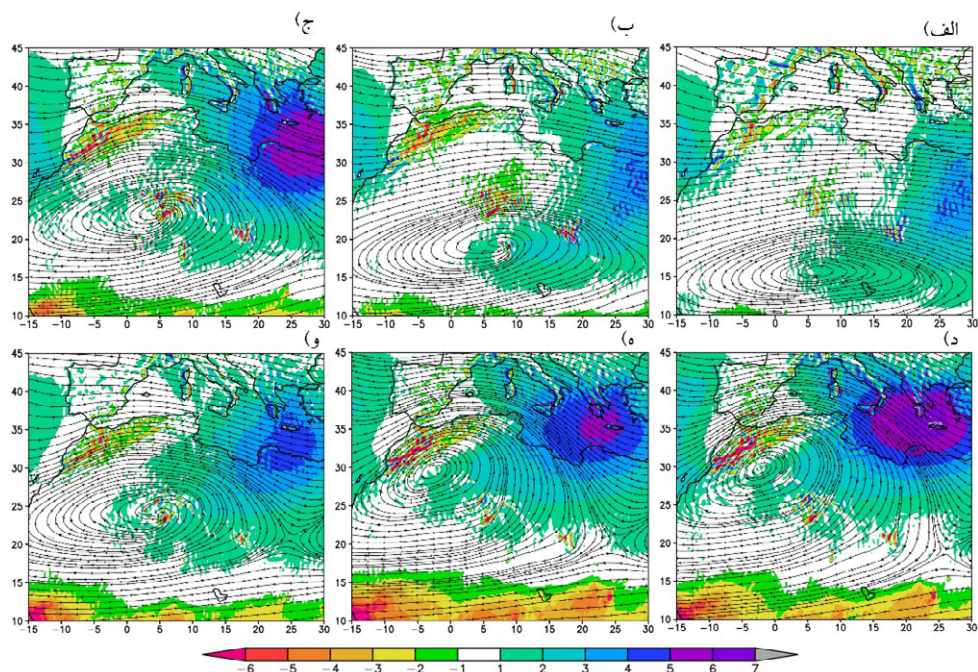
شکل ۳: میانگین ماهانه سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد در عرض جغرافیایی ۳۴ درجه شمالی در ژوئیه (۲۰۱۸-۱۹۷۹)؛ بر حسب متر بر ثانیه، مقادیر منفی و مثبت به ترتیب بادشمالی و جنوبی را نشان می‌دهند.

در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال بر روی نیمه شرقی مدیترانه مورد توجه قرار گرفت. با یک تقارن نسبی، در غرب جریان‌های شمالی، بادهای جنوبی حاکم هستند که تقریباً از سطح جدا هستند و در ترازهای بالاتری رخ داده‌اند. این جریان‌های شمالی و جنوبی به ترتیب جناح شرقی و غربی و اچرخند آفریقا را به نمایش گذاشته‌اند.

بیشینه جریان‌های شمالی با سرعت ۶ تا ۸ متر بر ثانیه در ترازهای میانی رخ داده است که زبانه آن به سمت ترازهای زیرین کشیده شده است. در حالی که بیشینه بادهای جنوبی نیز با همان شدت بیشینه بادهای شمالی در وسعت کمتری از تراز حدود ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال جاری هستند و زبانه آن به سمت ترازهای فوقانی کشیده شده است. با توجه به تقارن بادهای شمالی و جنوبی، می‌توان نتیجه گرفت که بیشینه جریان و اچرخندی این سامانه در ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است و در ترازهای بالاتر و پایین‌تر از این ترازها، با توجه به تضعیف تقارن بادهای شمالی و جنوبی، جریان و اچرخندی تضعیف شده است. شایان ذکر است که جریان شمالی

ترازهای زیرین واقع در ۵ تا ۱۵ درجه غربی مربوط به جناح شرقی آژورس می‌باشد که در پژوهشی دیگر مورد مطالعه قرار گرفته است. با توجه به آشکارسازی ترازهایی که بیشینه جریان و اچرخندی در آنها رخ داده است، در ادامه پژوهش به تحلیل میانگین جریان باد در سه تراز انتخابی ۶۰۰، ۵۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و میانگین سرعت قائم از تراز ۶۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال پرداخته شده است. شکل ۴ الگوی کمیت‌های مذکور را از ماه آوریل تا سپتامبر به نمایش گذاشته است.

مباحث مطرح شده از گردش و تاوایی در بخش مواد و روش و الگوهای استخراج شده از کمیت‌های مورد مطالعه در ماه‌های مختلف سال نشان می‌دهند که ماه آوریل را می‌توان آغازی برای توسعه و تقویت و اچرخند آفریقا در نظر گرفت. مرکز جریان و اچرخندی در ماه آوریل حدوداً در (EY,N15) واقع شده است. اگرچه شدت و وسعت جریان و اچرخندی در این زمان در یک شرایط نسبتاً ضعیف قرار دارد اما الگوی سرعت قائم نشان می‌دهد که فرونشست در جناح شرقی و اچرخند و با تمرکز در



شکل ۴: توزیع میانگین ماهانه خطوط جریان (میانگین ترازهای ۶۰۰، ۵۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) و میانگین ماهانه سرعت قائم بر حسب پاسکال بر دقیقه (زمینه رنگی - میانگین ترازهای ۶۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال) از ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸؛ (الف) آوریل، (ب) مه، (ج) ژوئن، (د) ژوئیه، (ه) اوت و (و) سپتامبر.

شمال شرق مرکز سامانه شکل گرفته است (شکل ۴). الف). جریان واپرخندی در این سامانه در ماه‌های مه و ژوئن به تدریج توسعه و تقویت یافته و مرکز آن به ترتیب در عرض جغرافیایی ۱۹ و ۲۴ درجه شمالی قرار گرفته است. هم‌ارز با توسعه، تقویت و جابه‌جایی شمال سوی واپرخند، الگوی فرونشست ناشی از آن نیز از وسعت و شدت بیشتری برخوردار شده و نسبت به ماه آوریل به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابجا شده است. الگوی سرعت قائم در طی فصل گرم، بیشینه فرونشست را در ماه ژوئیه و با مقدار ۶ تا ۷ پاسکال بر دقیقه در شمال شرق واپرخند و بر روی مرکز مدیترانه شرقی به نمایش گذاشته است (شکل ۴.د). براساس الگوهای مورد مطالعه می‌توان گفت که واپرخند آفریقا در ماه ژوئیه به بیشینه فعالیت خود در شمال غرب آفریقا (۳۰N, ۳۰W) دست یافته است. زیرا جریان واپرخندی در این زمان، سطح گسترده‌تری نسبت به ماه‌های قبل دربرگرفته و در عرض‌های جغرافیایی بالاتری نیز قرار گرفته است و بر اساس پارامترهایی که در معادله (۴) بیان شده است از گردش و تلاوایی قابل توجهی برخوردار است. در ماه‌های اوت و سپتامبر به تدریج از شدت و وسعت فرونشست ناشی از واپرخند آفریقا کاسته شده است. الگوی جریان واپرخندی در ماه اوت تفاوت قابل توجهی با ماه ژوئیه ندارد اما پس از آن تضعیف یافته و به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر جابجا شده است طوری که در ماه سپتامبر در عرض جغرافیایی حدود ۲۵ درجه شمالی قرار گرفته است.

مرکز جریان واپرخندی مورد مطالعه از آوریل تا ژوئیه به صورت شمال غربی جابجا شده است. حدوداً ۱۵ درجه عرض جغرافیایی به سمت شمال و ۱۰ درجه طول جغرافیایی به سمت غرب جابجا شده است. بنابراین واپرخند آفریقا نیز همانند سامانه‌های واپرخندی روی اقیانوس‌ها با شروع فصل گرم بتدریج به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابجا شده و در ماه ژوئیه به بیشینه شدت، وسعت و موقعیت شمالی خود در طی سال دست یافته است. به تدریج، با آغاز فصل سرد و با جابه‌جایی

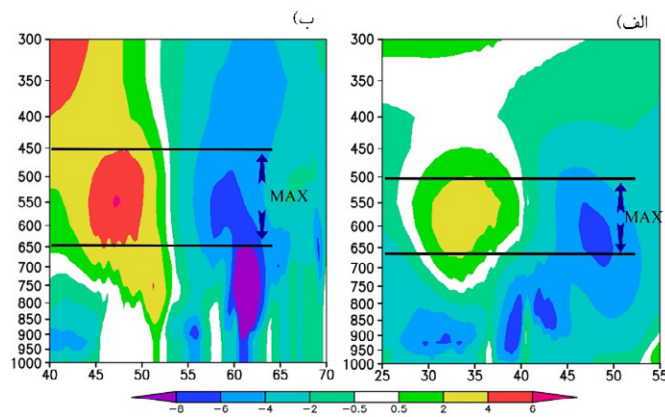
جنوب‌سوی منطقه همگرایی درون حاره و تشدید و گسترش بادهای غربی در عرض‌های میانی، فعالیت واپرخند آفریقا تضعیف یافته و با یک گسترش مداری در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تری قرار گرفته است. بنابراین با توجه به اینکه در فصل سرد ساختاری از واپرخندهای جنب‌حاره مشاهده نشده است، نقشه‌های مربوط به فصل سرد ارائه نشده است. از مقایسه الگوی سرعت قائم در واپرخند آفریقا (شکل ۴-د) و الگوی جریان در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲) می‌توان نتیجه گرفت که فرونشست هوا نقش مهمی در شکل‌گیری نوار بیشینه بادهای شمالی در ترازهای زیرین بر روی مدیترانه و شمال شرق آفریقا دارد. بیشینه فرونشست هوا در شمال شرق این واپرخند موجب افزایش جرم در ترازهای زیرین و سپس شکل‌گیری جریان‌های شدید شمالی به سمت منطقه همگرایی درون حاره شده است.

واپرخند عربستان و ایران

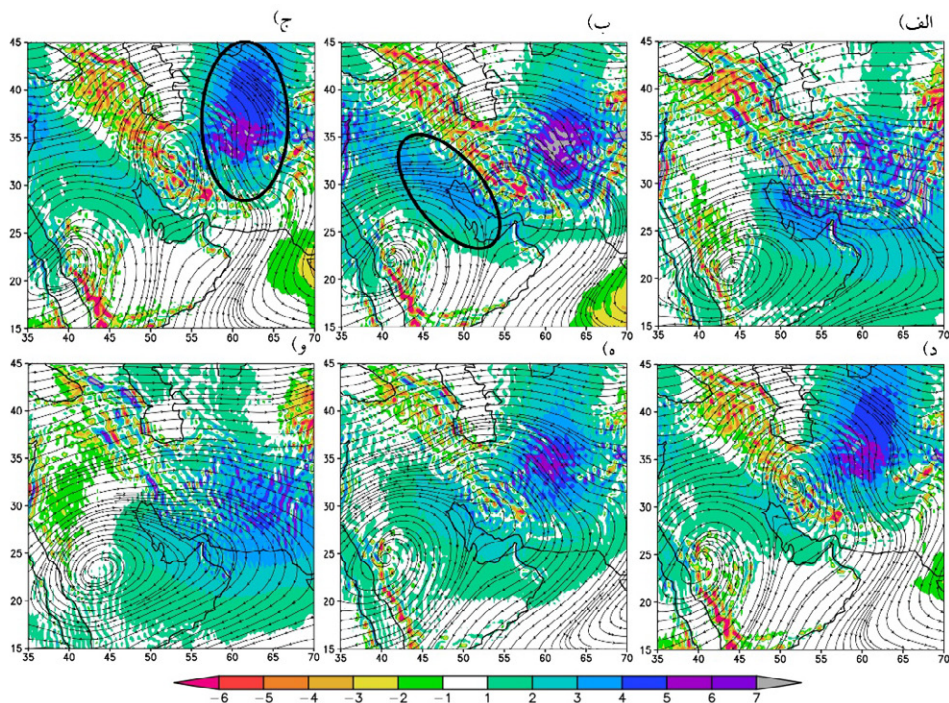
شکل ۵. الف و ب سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد را به ترتیب در عرض‌های جغرافیایی ۲۱ و ۳۵ درجه شمالی (موقعیت واپرخند عربستان و ایران) در ژوئیه به نمایش گذاشته‌اند. تقارن نسبی بادهای شمالی و جنوبی در این الگوها حاکی از وجود جریان‌های واپرخندی در این منطقه دارند که از شدت و وسعت قائم کمتری نسبت به واپرخند آفریقا برخوردار هستند. به نظر می‌رسد ناهموازی‌ها و واداشتهای محلی نقش مهمی در ساختار بادهای نصف‌النهاری در این مناطق داشته و الگوهای پیچیده‌تری نسبت به واپرخند آفریقا ایجاد کرده‌اند. یکی از نکات درخور توجه در الگوهای فوق این است که زبانه بیشینه بادهای شمالی به سمت ترازهای زیرین کشیده شده‌اند که مشابه الگوی بادهای شمالی در واپرخند آفریقا می‌باشد. همانگونه که اشاره شد این پدیده به دلیل فرونشست هوایی است که در جناح شرقی واپرخند رخ می‌دهد. این فرآیند باعث افزایش جرم در ترازهای زیرین و تشدید بادهای شمالی در این مناطق شده است. با توجه به اینکه شدت بیشینه بادهای جنوبی از شدت بیشینه

هکتوپاسکال به نمایش گذاشته است (شکل ۵، الف و ب). بر این اساس جهت تحلیل جریان‌های واچرخندی فوق و فرونشست حاکم بر آنها، میانگین جریان در سه تراز انتخابی مشترک ۶۵۰، ۶۰۰، ۵۵۰ هکتوپاسکال و میانگین سرعت قائم از ۶۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال، از ماه مه تا اکتبر مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۶).

بادهای شمالی کمتر است بنابراین ضخامت بیشینه بادهای جنوبی تعیین کننده بیشینه جریان واچرخندی در ترازهای میانی جو می‌باشد. الگوی سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد، شدیدترین جریان واچرخندی (تقارن بیشینه بادهای شمالی و جنوبی) در واچرخند عربستان را از تراز ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال و در واچرخند ایران از ۶۵۰ تا ۴۵۰



شکل ۵: همانند شکل (۲)؛ الف) ۲۱ درجه شمالی (موقعیت واچرخند عربستان)، ب) ۳۵ درجه شمالی (موقعیت واچرخند ایران).



شکل ۶: همانند شکل (۴)، فقط میانگین خطوط جریان در ترازهای ۶۵۰، ۶۰۰ و ۵۵۰ هکتوپاسکال صورت گرفته است؛ الف) مه، ب) ژوئن، ج) ژوئیه، د) اوت، ه) سپتامبر و و) اکتبر.

بررسی نقشه‌های همدیدی از کمیت‌های مورد مطالعه در فصل سرد نشان می‌دهد که واچرخند عربستان نیز مشابه واچرخند آفریقا از یک فعالیت بسیار ضعیف برخوردار است. زیرا جریان واچرخندی در عرض‌های جغرافیایی پایین واقع شده و مساحت کمی را دربر گرفته است. در این زمان تقریباً بر روی خلیج عدن مستقر شده و ساختار قابل تحلیلی از فرونشست و جریان واچرخندی ندارد. بنابراین از ارائه نقشه‌های همدیدی مربوط به این زمان خودداری شده است. سامانه مذکور با شروع فصل گرم به تدریج با جابه‌جایی شمال‌سو در شرق دریای سرخ، توسعه و تقویت می‌یابد. در ماه مه مرکز جریان واچرخندی به عرض جغرافیایی حدود ۲۰ درجه شمالی رسیده است و گسترش مداری‌اش از گسترش نصف‌النهاری‌اش بیشتر است (شکل ۶. الف). این وضعیت مترادف با شکل‌گیری یک الگوی نسبتاً منظم و مداری از فرونشست هوا در شرق واچرخند است که بیشینه آن در شمال شرق مرکز واچرخند با مقدار ۳ تا ۴ پاسکال در دقیقه بر روی خلیج فارس شکل گرفته است (شکل ۶. الف). در ماه ژوئن با توسعه و گسترش نصف‌النهاری واچرخند عربستان به سمت شمال غرب، الگوی فرونشست نیز به سمت شمال غرب جابجا شده و خشکی‌های عراق را نیز دربر گرفته است (شکل ۶. ب). نکته قابل توجه در ماه ژوئن، آغاز شکل‌گیری یک جریان واچرخندی در جنوب ایران می‌باشد. این واچرخند زبانه‌ای از واچرخند عربستان نیست و در ماه‌های ژوئیه و اوت ویژگی‌های مستقلی از خود به نمایش گذاشته است و در واقع همان واچرخند معروف به ایران می‌باشد. شکل ۶. ب به روشنی بیشینه فرونشست ناشی از این سامانه با مقدار حدود ۶ تا ۷ پاسکال بر دقیقه را در شرق ایران به نمایش گذاشته است. فرونشستی که در شمال شرق این سامانه رخ داده، وسعت زیادی از شرق ایران تا دریاچه آرال را در بر گرفته است. بنابراین شدت و وسعت فرونشست متناسب به واچرخند ایران در ماه ژوئن بسیار بیشتر از فرونشستی است که در شمال شرق واچرخند عربستان رخ داده است. در شدت فرونشست واچرخند ایران در ماه ژوئیه نسبت به ماه ژوئن تغییر

تملیلی بر واچرخندهای جنب‌ماره در ترازهای میانی جو از شمال آفریقا تا ایران

قابل ملاحظه‌ای رخ نداده است اما با توسعه و جابه‌جایی شمال‌سو آن، الگوی فرونشست نیز در عرض‌های جغرافیایی بالاتری شکل گرفته است. در این زمان جریان واچرخندی این سامانه قسمت وسیعی از عرض‌های میانی را فرا گرفته و مرکز آن تقریباً در مرکز ایران واقع شده است (شکل ۶. ج). الگوهای جریان و فرونشست در ماه‌های ژوئیه و اوت بسیار شبیه به هم هستند. در این ماه‌ها اگرچه همچنان الگوی کلی فرونشست در شمال شرق واچرخند عربستان مشاهده می‌شود اما شدت آن نسبت به ژوئن کاسته شده است. در واقع می‌توان گفت بیشینه مقدار فرونشست متناسب به واچرخند عربستان در ماه ژوئن رخ داده است و پس از آن کاهش یافته است در حالی که بیشینه فرونشست ناشی از واچرخند ایران تقریباً در ماه‌های ژوئیه و اوت رخ داده است (شکل‌های ۶. ج و د). در ماه سپتامبر فرونشست هوا در شرق ایران تمرکز یافته و خطوط جریان، تضعیف فعالیت واچرخندی ایران را به نمایش گذاشته است (شکل ۶. ه). گسترش و تشدید بادهای غربی در عرض‌های میانی موجب تضعیف واچرخندها و گسترش مداری آنها شده است. این موضوع به روشنی در نقشه خطوط جریان در اکتبر به نمایش درآمده است. در این زمان از تمرکز نزول هوا در شمال شرق سامانه‌ها کاسته شده و الگوی آنها گسترش مداری پیدا کرده است (شکل ۶. و).

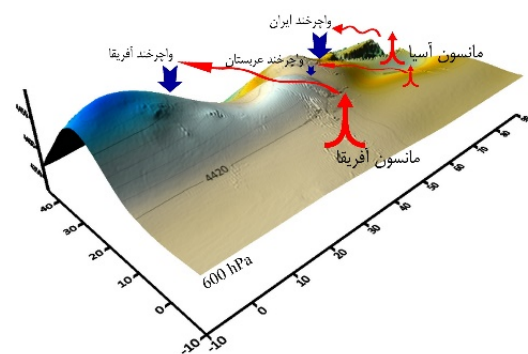
الگوهای مورد مطالعه نشان می‌دهند که واچرخندهای آفریقا، عربستان و ایران پدیده‌های فصل گرم جنب‌حاره و عرض‌های میانی هستند. به تدریج در طی فصل گرم و با پیروی از حرکت ظاهری خورشید و همراه با شکل‌گیری کم‌فشارهای حرارتی و افزایش گرمایش محسوس بر روی قاره‌ها، توسعه و تقویت می‌یابند. در واچرخندهای مجزای مذکور یک ساختار مشخص و ایده‌آل از فرونشست هوا حاکم است. فرونشست هوا در جناح شرقی این واچرخندها رخ داده و بیشینه آن در شمال شرق مرکز واچرخند تمرکز دارد. بیشینه فرونشست هوا در واچرخند آفریقا و ایران در ماه ژوئیه و در واچرخند عربستان در ماه ژوئن مشاهده شده است. به نظر می‌رسد نزول هوا

ژوئیه و اوت، با تقویت و گسترش مونسون به عرض‌های بالاتر، نزول هوا در شمال شرق و اچرخند ایران تمرکز پیدا می‌کند. به طور مشابه صعود هوای ناشی از رخداد مونسون در نیمه شرقی آفریقا، در ترازهای فوقانی به سمت شمال غرب انتقال یافته و در نیمه شرقی مدیترانه و شمال شرق آفریقا نزول پیدا می‌کند. البته بایستی گردش‌های فوق به صورت جامع‌تری مورد تحقیق واقع شود. این موضوع صرفاً بعنوان یک فرضیه بیان می‌گردد.

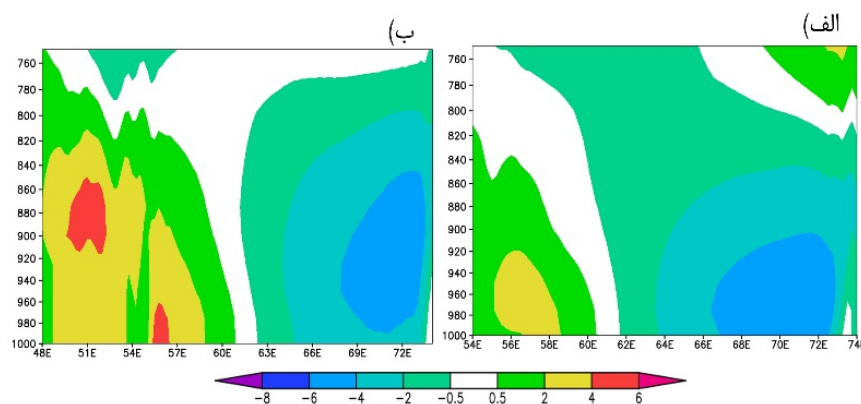
واچرخند یا پرفشار دریای عرب

بررسی سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد بر روی دریای عرب حاکی از شکل‌گیری یک جریان واچرخندی در ماه‌های خاصی می‌باشد. این جریان واچرخندی در ماه‌های مارس و آوریل به بیشینه مقدار خود دست یافته که الگوی آن در شکل ۸ به نمایش گذاشته شده است. بیشینه جریان واچرخندی در ماه مارس بر سطح منطبق است و نهایتاً تا تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال گسترش یافته است (شکل ۸. الف). در ماه آوریل تا حدی بر شدت و وسعت این جریان واچرخندی افزوده شده است. سلول‌های بیشینه بادهای شمالی و جنوبی در جناح شرقی و غربی دارای مقادیر ۴ تا ۶ متر بر ثانیه هستند (شکل ۸. ب). بیشترین ضخامتی که الگوی مولفه نصف‌النهاری باد برای این سامانه در ماه آوریل به نمایش گذاشته است، از سطح تا تراز ۷۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد. جناح غربی این سامانه

در واچرخندهای آفریقا، عربستان و ایران در شکل‌گیری بادهای شدید جنوب‌سوی نمایش داده شده در شکل ۲ موثر می‌باشد. الگوی فرونشست در این سامانه‌ها شباهت ساختاری زیادی با الگوی فرونشست واچرخندهای روی اطلس و آرام شمالی دارد. بنابراین می‌توان مشابه نتایج هاسکینز (۱۹۹۶)، فرونشست در واچرخند های آفریقا، عربستان و ایران را نیز می‌توان به گرمای نهان آزاد شده در مونسون آفریقا و آسیا مرتبط دانست و الگوی فرضی ارائه شده در شکل ۷ را برای گردش عمومی جو در این منطقه معرفی کرد. بر این اساس بیشینه بودن فرونشست در واچرخند عربستان در ماه ژوئن را می‌توان به آغاز فعالیت مونسون مرتبط دانست. در این زمان گرمای نهان آزاد شده در خلیج‌بنگال و مناطق جنوبی هندوستان در شمال شرق واچرخند عربستان نزول پیدا می‌کند. در ماه‌های



شکل ۷: ساختار فرضی گردش عمومی جو در منطقه مورد مطالعه

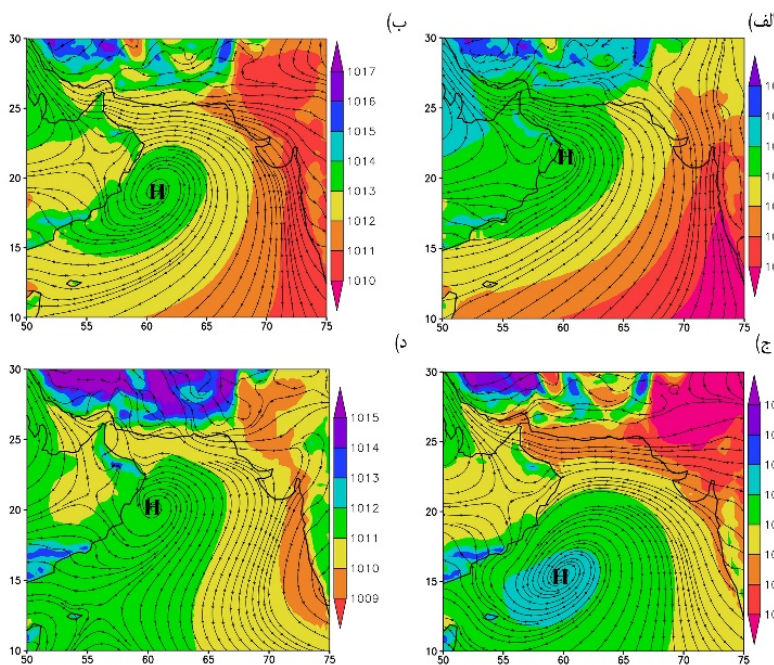


شکل ۸: همانند شکل ۲، در حوزه دریای عرب؛ الف) ۲۱ درجه شمالی در مارس، ب) ۱۷ درجه شمالی در آوریل.

از دو سلول بیشینه جریان جنوبی تشکیل شده است. این جدایی دقیقاً به دلیل مرز خشکی و دریا می‌باشد که در طول جغرافیایی ۵۴ درجه شرقی رخ داده است. مرکز بیشینه بادهای جنوبی بر روی خشکی در ترازهای بالاتری شکل گرفته است. با توجه به اینکه جریان واپرخندی در ترازهای زیرین از شدت بیشتری برخوردارند بنابراین در ادامه، میانگین جریان ترازهای ۱۰۰۰ تا ۹۰۰ هکتوپاسکال همراه با فشار سطح دریا مورد بررسی قرار گرفته است.

شکل ۹ میانگین ماهانه فشار سطح دریا و باد در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۹۰۰ هکتوپاسکال را به نمایش گذاشته است. در ماه فوریه بر روی غرب دریای عرب و در موقعیت (E۶۰، N۲۲) زبانه پرفشاری شکل گرفته است. این الگو ساختار نسبتاً ضعیفی از یک جریان واپرخندی به نمایش گذاشته است (شکل ۹. الف). در ماه مارس جریان واپرخندی و فشار در موقعیت سامانه افزایش یافته است. جریان واپرخندی نسبت به ماه فوریه به سمت جنوب و تا عرض جغرافیایی حدود ۱۹ درجه شمالی جابجا شده است و سلولی از فشار زیاد ۱۰۱۳ هکتوپاسکال بر روی

دریای عرب شکل گرفته است (شکل ۹. ب). در ماه آوریل، مرکز جریان واپرخندی تا عرض جغرافیایی حدود ۱۵ درجه شمالی جابجا شده است (شکل ۹. ج). بنابراین مرکز این سامانه از ماه فوریه تا آوریل حدود ۷ درجه عرض جغرافیایی جابه‌جایی جنوب‌سو داشته است. اگرچه فشار مرکزی سامانه در ماه آوریل نسبت به مارس حدود ۲ هکتوپاسکال کاهش یافته است اما فشار نسبی بالایی در منطقه مورد مطالعه شکل داده است. از ماه مه تا اکتبر با استقرار جریان‌های جنوب غربی بر روی دریای عرب و اقیانوس هند که عامل اصلی انتقال رطوبت به خشکی‌های هندوستان هستند، دیگر اثری از این سامانه واپرخندی مشاهده نمی‌شود. اکتبر زمانی است که مجدداً جریان واپرخندی با ویژگی‌های مذکور بر روی دریای عرب شکل گرفته است (شکل ۹. د). بررسی کمیت‌های فوق نشان می‌دهد که در نوامبر، دسامبر و ژانویه با حاکمیت جریان‌های سرد شمالی در منطقه، اثر قابل توجهی از این سامانه مشاهده نمی‌شود (نقشه‌های همیدی در ماه‌هایی که واپرخند شکل نگرفته است، نمایش داده نشده‌اند).



شکل ۹: توزیع میانگین فشار سطح دریا (زمینه رنگی بر حسب هکتوپاسکال) و میانگین خطوط جریان (ترازهای ۱۰۰۰، ۹۷۵، ۹۵۰، ۹۲۵ و ۹۰۰ هکتوپاسکال) از ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸؛ الف) فوریه، ب) مارس، ج) آوریل و د) اکتبر.

سیرتحوالی که بیان شد نشان می‌دهد که امکان شکل‌گیری و فعالیت این سامانه به ماه‌های خاصی وابسته می‌باشد و این امکان، در زمان گذار از فصل سرد به گرم و برعکس بیشتر می‌باشد. در این زمان‌ها واداشت‌های محلی چون تضاد دمایی خشکی - دریا به بیشینه مقدار خود می‌رسند. با توجه به وسعت کم این پهنه آبی، در فصل تابستان، استقرار جریان‌های جنوبی و جنوب غربی و حاکمیت توده هوای گرم و در فصل زمستان، استقرار جریان‌های سرد شمالی مانع از شکل‌گیری تضاد دمایی بین خشکی و دریا و شرایط خاص برای شکل‌گیری این سامانه می‌شوند. این وضعیت مشابه وضعیتی است که پترسن (۱۹۵۶) برای شکل‌گیری واپرخندها بر روی پهنه‌های آبی درون قاره‌ها معرفی کرده است که نمونه آن بر روی مدیترانه در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال مورد توجه قرار گرفته است (شکل ۲). همچنین این سامانه در یک مقیاس بسیار کوچک، ویژگی‌های مشابه واپرخند یا پرفشار آزورس و هاوایی (در اطلس و آرام شمالی) به نمایش گذاشته است (از یک جریان واپرخندی در ترازهای زیرین و یک فشار نسبی بالا در سطح برخورداری می‌باشد). بر همین اساس می‌توان واپرخند روی دریای عرب را به طور مشابه پرفشار یا واپرخند دریای عرب نامید.

واپرخند ترازهای میانی جو بر روی خشکی‌های عربستان ساختاری متفاوت از پرفشار دریای عرب دارد. بیشینه جریان واپرخندی پرفشار دریای عرب در ترازهای زیرین مشاهده شده است و با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد، در حالی که بیشینه جریان در واپرخند عربستان در ترازهای میانی رخ داده است. مرکز این دو سامانه واپرخندی فاصله زیادی با هم دارند و نمی‌توان محور مشترکی برای آنها متصور بود. به عنوان مثال در اکتبر مرکز واپرخند دریای عرب و واپرخند عربستان به ترتیب در طول جغرافیایی حدود ۶۰ و ۴۳ درجه شرقی مستقر شده‌اند و حدود ۱۷ درجه طول جغرافیایی با هم فاصله دارند (شکل ۹. د و شکل ۶. و). البته در نتایج لشکری و همکاران (۱۳۹۳) نیز به فاصله بیش از

۱۰ درجه طول جغرافیایی این مراکز اشاره شده است. به نظر می‌رسد رخداد چنین شرایطی که یک سامانه واپرخندی از جریان‌های شدیدی در سطح و ترازهای میانی برخوردار باشد و فاصله مراکز آن در حدود ۱۷ درجه طول جغرافیایی باشد، امکان پذیر نیست و نمی‌توان آنها را در قالب یک سامانه در نظر گرفت. اگرچه داده‌های بلند مدت ظهور پرفشار دریای عرب را بیشتر در ماه‌های فوریه، مارس، آوریل و اکتبر نشان می‌دهند. اما به نظر می‌رسد در شرایط خاص که تضاد دمایی خشکی و دریا به بیشینه مقدار برسد، این سامانه بر روی دریای عرب شکل می‌گیرد. این سامانه نقش مهمی در انتقال رطوبت به داخل کم‌فشارهای سودانی، جنوب و جنوب غرب ایران دارد که در برخی متون داخلی به این موضوع پرداخته شده است.

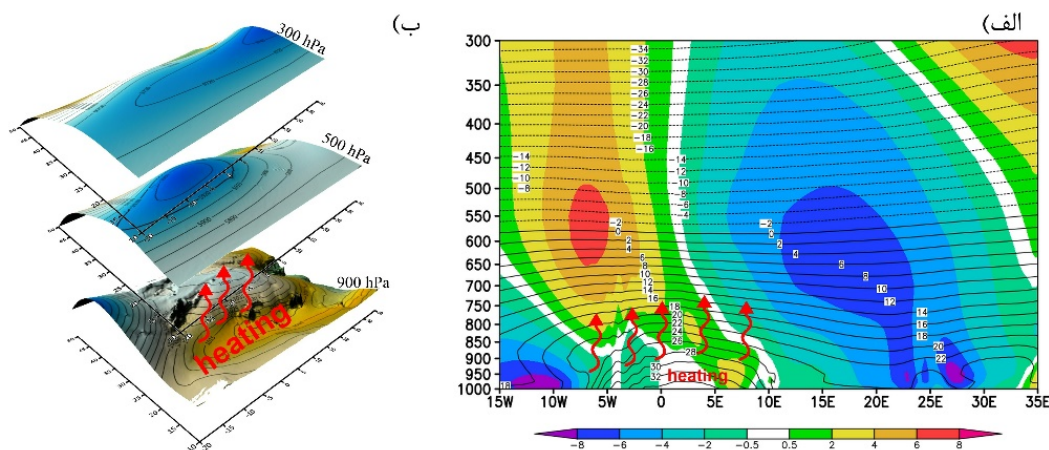
ج) ساختار دما و ارتفاع ژئوپتانسیل در واپرخندهای جنب‌حاره

در این بخش نقش گرمایش محسوس سطح و ترازهای زیرین در شکل‌گیری واپرخندهای جنب‌حاره را با توجه به ساختار دما و ارتفاع ژئوپتانسیل مورد توجه قرار گرفته است. شکل ۱۰. الف سطح مقطع دما را در محل واپرخند آفریقا به نمایش گذاشته است. سطح مقطع دما در محل واپرخند آفریقا، بیشینه گرمایش را در طول جغرافیایی حدود ۰ تا ۵ درجه شرقی نشان داده است. پربند بیشینه ۳۴ درجه سلسیوس در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال این وضعیت را در این منطقه به نمایش گذاشته است. گرمایش در حول‌وحوش این بیشینه، وسعت مداری قابل توجهی را تا تراز حدود ۷۵۰ هکتوپاسکال دربرگرفته است. مرکز بیشینه جریان واپرخندی در ترازهای میانی دقیقاً منطبق بر بیشینه گرمایش محسوس سطح و ترازهای زیرین می‌باشد. جناح غربی نیز بر گرمایش سطح و ترازهای زیرین منطبق می‌باشد، در حالی که در جناح شرقی که با فرارفت سرد و فرونشست هوا همراه می‌باشد و بر یک گرمایش نسبی منطبق می‌باشد (شکل ۱۰. الف). ترکیب گرمایش و جریان واپرخندی فوق نشان

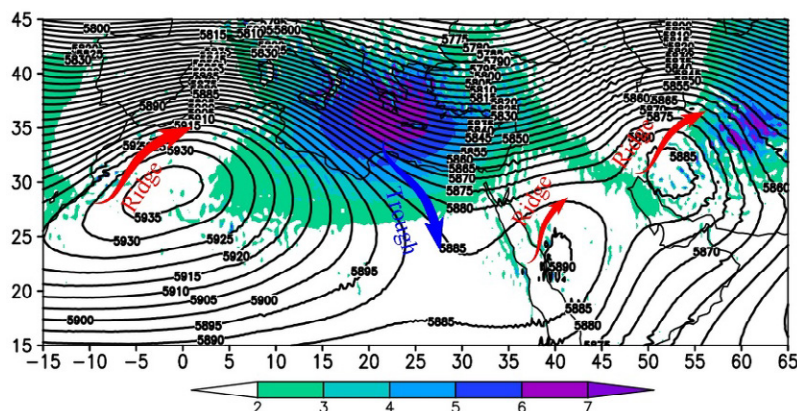
می‌دهد که هوای گرم صعود یافته از ترازهای زیرین در بیشینه جریان و اچرخندی ترازهای میانی به دام افتاده و ضخامت جو را افزایش داده و سلول‌های پراترفاع را شکل داده است. بنابراین بر اساس توازن اسوردراپ که در مقدمه تشریح شد در محل گرمایش محسوس، بادهای جنوبی (قطب‌سو) و در محل سرمایش، بادهای شمالی (استواسو) شکل گرفته‌اند و موجب شکل‌گیری و اچرخند در ترازهای میانی شده‌اند. همچنین، فرارفت گرم حاصل از بادهای جنوبی در جناح غربی، باعث انتقال هوای گرم به عرض‌های جغرافیایی بالاتر شده و زبانه‌های پراترفاع

را در این مناطق شکل داده‌اند. با توجه به اینکه بیشینه بادهای جنوبی در ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است بنابراین انتظار می‌رود بیشترین گسترش زبانه پراترفاع نیز در این ترازها رخ دهد.

شکل ۱۰. ب به روشنی موارد تشریح شده فوق را در ترازهای ۹۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به نمایش گذاشته است. گرمایش محسوس سطح و مناطق کم‌فشار حرارتی حاکم بر بیابان‌های شمال غرب آفریقا به روشنی به صورت سلول‌ها و زبانه‌های کم ارتفاع در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال به نمایش درآمده است. هوای گرم صعود یافته در این



شکل ۱۰: الف) میانگین ماهانه سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد (زمینه رنگی برحسب متر بر ثانیه) و دما (خطوط ممتد و نقطه چین، بر حسب درجه سلسیوس) در عرض جغرافیایی ۳۴ درجه شمالی، ب) میانگین ماهانه ارتفاع‌ژئوپتانسیل در ترازهای ۹۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال؛ در ژوئیه (۲۰۱۸-۱۹۷۹).



شکل ۱۱: توزیع میانگین ماهانه ارتفاع‌ژئوپتانسیل (در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بر حسب متر) و میانگین ماهانه سرعت قائم بر حسب پاسکال بر دقیقه (زمینه رنگی) - میانگین ترازهای ۶۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال که مقادیر بیشتر از ۲ پاسکال بر دقیقه نمایش داده شده است) در ژوئیه از ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸.

زبان‌های پرارتفاع در ترازهای میانی و فوقانی به رخداد فرارفت گرم در جناح غربی واچرخندهای مورد بحث مرتبط می‌باشد. جناح غربی واچرخندها نقش مهمی در انتقال گرما به عرض‌های جغرافیایی بالاتر دارند. هوای بسیار گرم صعود یافته از سطح و ترازهای زیرین، توسط بادهای شدید جنوبی و جنوب غربی در جناح غربی واچرخندها به عرض‌های جغرافیایی بالاتر منتقل می‌شود و زبان‌های پرارتفاع در ترازهای میانی و فوقانی شکل می‌گیرند.

نتیجه گیری

در این پژوهش سه جریان واچرخندی مجزا بر روی خشکی‌های آفریقا، عربستان و ایران در ترازهای میانی آشکارسازی و مورد تحلیل قرار گرفته است. تحلیل‌های اقلیم شناختی نشان می‌دهند که واچرخندهای مذکور، پدیده‌های فصل گرم جنب‌حاره و عرض‌های میانی هستند. به تدریج در طی فصل گرم و با پیروی از حرکت ظاهری خورشید، همراه با شکل‌گیری کم‌فشارهای گرمایی و افزایش گرمایش محسوس بر روی قاره‌ها، توسعه و تقویت می‌یابند. میانگین بلند مدت خطوط جریان در ترازهای میانی نشان می‌دهند که مرکز واچرخند آفریقا در ماه آوریل در عرض جغرافیایی حدود ۱۵ درجه شمالی، حدوداً در مرکز آفریقا قرار دارد و در ماه ژوئیه در ۳۰ درجه شمالی در شمال غرب آفریقا به بیشینه شدت و وسعت خود دست یافته است. جریان واچرخندی بر روی عربستان با آغاز فصل گرم به تدریج با جابه‌جایی شمال‌سو در شرق دریای سرخ، توسعه و تقویت می‌یابد. نتایج نشان می‌دهند که آغاز و پایان فعالیت واچرخند ایران به ترتیب در ماه‌های ژوئن و سپتامبر رخ داده است و در ماه ژوئیه با استقرار مرکز واچرخند در مرکز ایران به بیشینه شدت و وسعت خود دست یافته است. به طور متوسط بیشینه جریان واچرخندی در این سامانه‌ها در ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است و گرادیان سلول‌های پرارتفاع نیز در ترازهای فوق بیشینه می‌باشد. به دیگر سخن رخداد سلول‌های بسته ارتفاع ژئوپتانسیل در

مناطق موجب شکل‌گیری سلول‌های پرارتفاع در تراز ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال شده است (با توجه به بیشینه جریان واچرخندی در تراز ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال). الگوی این سلول‌ها در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نمونه ارائه شده است (شکل ۱۰ ب). گرادیان سلول‌های بسته ارتفاع ژئوپتانسیل در خارج از ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، به تدریج کاهش یافته است. این وضعیت به روشنی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به نمایش درآمده است (شکل ۱۰ ب).

با توجه به ساختاری که از سطح مقطع دما و ارتفاع ژئوپتانسیل در شمال آفریقا نمایش داده شده است (شکل ۱۰) و اینکه موقعیت واچرخندهای عربستان و ایران نیز به ترتیب بر بیابان‌های غرب عربستان و جنوب و مرکز ایران منطبق هستند. بنابراین سازوکارهای تشریح شده در واچرخند آفریقا را می‌توان به عنوان عوامل اساسی شکل‌گیری واچرخندها در منطقه مورد مطالعه به حساب آورد. بر این اساس سلول‌های پرارتفاع، پشته‌ها و ناوه‌هایی که در فصل گرم آفریقا تا ایران را در ترازهای میانی و فوقانی دربرمی‌گیرند، حاصل فعالیت سه واچرخند مجزای آفریقا، عربستان و ایران می‌باشند. شکل ۱۱ به روشنی ساختار فرونشست و ارتفاع ژئوپتانسیل را در ماه ژوئیه و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد مطالعه به نمایش گذاشته است.

مهمترین نکته مشاهده شده در شکل ۱۱ عدم انطباق بیشینه فرونشست هوا با سلول‌های پرارتفاع می‌باشد. بیشینه فرونشست هوا در شمال شرق مراکز واچرخندهای جنب‌حاره رخ داده است در حالی که سلول‌های پرارتفاع منطبق بر جریان واچرخندی و بیشینه گرمایش محسوس سطح هستند. این وضعیت بدین معنی است که نزول بی‌دررو هوا نقشی در شکل‌گیری سلول‌های پرارتفاع ندارد، زیرا اگر چنین سازوکاری در شکل‌گیری سلول‌های پرارتفاع موثر می‌بود، سلول‌های پرارتفاع می‌بایستی در محل بیشینه فرونشست هوا شکل می‌گرفتند. بنابراین گرمایش محسوس سطح و ترازهای زیرین نقشی اساسی در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره دارند. شکل‌گیری

ترازهای فوق از ترازهای دیگر بیشتر می‌باشد. در خارج از ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، به تدریج از گرادیان سلول‌های پرارتفاع در ترازهای فشاری کاسته شده است، طوری که در ترازهای بالاتر پشته‌ها یا زبانه‌های پرارتفاع حاکم می‌شوند و در ترازهای پایین‌تر به تدریج اثری از سلول‌ها و زبانه‌های پرارتفاع مشاهده نمی‌شود. این موضوع با نظر بسیاری از محققین از جمله؛ بل و بوسارت (۱۹۸۹) و گِلارنو و همکاران (۲۰۰۸) مبنی بر اینکه رخداد مراکز واچرخندی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی قاره‌ها در تابستان بیشینه می‌باشد و نتیجه قائمی و همکاران (۱۳۸۸) مبنی بر سه مدی بودن واچرخندهای جنب‌حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این منطقه هماهنگ می‌باشد.

در واچرخند آفریقا، مرکز جریان واچرخندی و سلول‌های پرارتفاع در ترازهای میانی منطبق بر گرمایش محسوس سطح و ترازهای زیرین می‌باشند. هوای گرم صعود یافته در این مناطق در بیشینه جریان واچرخندی ترازهای میانی به دام افتاده و ضخامت جو را افزایش داده و سلول‌های پرارتفاع را شکل داده است. بنابراین مشابه سازوکاری که بسیاری از محققین از آن نام برده‌اند (به عنوان مثال: لیو و همکاران، ۲۰۰۴؛ یه و و، ۱۹۹۸ و و همکاران، ۱۹۹۷)؛ صعود هوای گرم روی خشکی‌های شمال غرب آفریقا باعث همگرایی جریان هوا در ترازهای زیرین و واگرایی در ترازهای بالاتر شده است و چرخند را در ترازهای زیرین و واچرخند را در ترازهای میانی ایجاد کرده است. با توجه به ویژگی‌های اقلیمی مشابهی که بر روی شبه‌جزیره عربستان و جنوب و مرکز ایران وجود دارد، گرمای محسوس نقش اساسی در شکل‌گیری واچرخندها در منطقه مورد مطالعه دارد. از طرف دیگر انطباقی بین بیشینه فرونشست هوا با سلول‌های پرارتفاع و مرکز جریان واچرخندی مشاهده نمی‌شود، زیرا بیشینه فرونشست هوا در شمال شرق مراکز واچرخندی رخ داده است. این وضعیت بدین معنی است که نزول بی‌دررو هوا نقشی در شکل‌گیری سلول‌های پرارتفاع ندارد، زیرا اگر چنین سازوکاری در شکل‌گیری سلول‌های

پرارتفاع موثر می‌بود، سلول‌های پرارتفاع می‌بایستی در محل بیشینه فرونشست هوا شکل می‌گرفتند. بنابراین برخلاف نظر بسیاری از محققین داخلی (به عنوان مثال: علیپور و همکاران، ۱۳۹۷)، سلول‌ها و زبانه‌های پرارتفاع و بی‌هنجاری مثبت در آنها نمی‌تواند به معنای تشدید پایداری و مکانیسم عدم صعود تفسیر شود. بلکه بایستی آن را مرتبط با تشدید گرمایش سطح و ترازهای زیرین و تشدید صعود هوای گرم این مناطق بدانیم.

نتایج این پژوهش نشان می‌دهند که سلول‌های پرارتفاع، پشته‌ها و ناوه‌هایی که در فصل گرم، آفریقا تا ایران را در ترازهای میانی و فوقانی جو در برمی‌گیرند، حاصل فعالیت سه واچرخند مجزای آفریقا، عربستان و ایران می‌باشند. این واچرخندها دو نقش اساسی در منطقه مورد مطالعه بازی می‌کنند. اول اینکه: در سازوکار آنها فرونشستی رخ می‌دهد که بخشی از گردش عمومی جو است. این فرآیند در جناح شرقی و با تمرکز در شمال شرق مرکز واچرخندها رخ می‌دهد و در شکل‌گیری بادهای شدید شمالی در سطح (نیمه شرقی مدیترانه و شمال شرق آفریقا، شمال شرق عربستان و روی خلیج فارس و شرق و شمال شرق ایران) موثر می‌باشد. دوم اینکه: جناح غربی این واچرخندها نقش مهمی در انتقال گرما به عرض‌های جغرافیایی بالاتر دارند (موج گرما). در این پدیده هوای بسیار گرم صعود یافته از سطح و ترازهای زیرین، توسط بادهای شدید جنوبی و جنوب غربی در جناح غربی واچرخندها به عرض‌های جغرافیایی بالاتر منتقل می‌شود (مشابه سازوکاری که در مطالعات موردی گِلارنو و همکاران، ۲۰۰۸ ارائه شده است). این فرارفت گرم زبانه‌های پرارتفاع را در ترازهای میانی و فوقانی شکل می‌دهند. بنابراین زبانه‌های پرارتفاع نیز به علت گرمایش ناشی از نزول بی‌دررو شکل نگرفته‌اند و فرونشستی بر آنها حاکم نیست. به همین دلیل عنوان «پرفشار» واژه مناسبی برای این الگوها از ارتفاع ژئوپتانسیل نیست. نتایج این پژوهش نشان می‌دهند که مطالعات در جنب‌حاره بایستی براساس نقش و اثر «واچرخند»‌های مجزایی که در این منطقه فعال هستند، صورت گیرد.

از نتایج مهم این پژوهش ارائه ساختار و ماهیتی متفاوت بین واچرخند روی دریای عرب و واچرخند ترازهای میانی روی عربستان می‌باشد. الگوی بلند مدت فشار سطح دریا و خطوط جریان در حوزه دریای عرب نشان می‌دهند که در ماه‌های گذار، یک پرفشار بر روی دریای عرب شکل می‌گیرد. شدت جریان واچرخندی این سامانه در ترازهای نزدیک سطح بیشتر است و با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد. به نظر می‌رسد نمی‌توان پرفشار روی دریای عرب و واچرخند ترازهای میانی روی عربستان را در قالب یک سامانه معرفی کرد (بر خلاف نظر برخی محققین داخلی، به طور مثال؛ لشکری و همکاران، ۱۳۹۳؛ خوش اخلاق و همکاران، ۱۳۹۱). زیرا با توجه به نتایج این پژوهش این دو سامانه از نظر ماهیت و ساختار با هم متفاوت هستند. واچرخند روی دریای عرب در زمانی شکل می‌گیرد که واداشت‌های محلی و تضاد خشکی - دریا به بیشینه مقدار خود می‌رسند. این وضعیت دقیقاً مشابه وضعیت شکل‌گیری واچرخندها روی پهنه‌های آبی درون قاره‌ها می‌باشد و حتی در یک مقیاس بسیار کوچک، ویژگی‌هایی مشابه پرفشار آژورس و هاوایی (در اطلس و آرام شمالی) به نمایش می‌گذارند. بنابراین با توجه به ویژگی‌های مشاهده شده از این سامانه، می‌توان به طور مشابه آن را پرفشار یا واچرخند دریای عرب نامید. با توجه به وسعت کم این پهنه آبی، در فصل تابستان استقرار جریان‌های جنوبی و جنوب غربی و حاکمیت توده هوای گرم و در فصل زمستان استقرار جریان‌های سرد شمالی مانع از شکل‌گیری تضاد دمایی بین خشکی و دریا و شرایط خاص برای شکل‌گیری این سامانه می‌شوند. این در حالی است که ماهیت واچرخند روی خشکی‌های عربستان در ترازهای میانی به گرمایش محسوس سطح بستگی دارد. از نظر ساختاری نیز، مرکز جریان واچرخندی ترازهای میانی فاصله زیادی با مرکز واچرخند دریای عرب دارد و نمی‌توان محور مشترکی برای این دو جریان متصور بود. به عنوان مثال، فاصله مراکز این دو جریان واچرخندی از سطح تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در اکتبر حدود ۱۷ درجه طول جغرافیایی

است. این در حالی است رخداد چنین شرایطی که در مقیاس همدیدی یک سامانه از جریان‌های قوی در سطح و ترازهای میانی با فاصله مراکز حدود ۱۷ درجه طول جغرافیایی برخوردار باشد، امکان پذیر نیست. بنابراین این دو سامانه ساختار و ماهیتی متفاوت از هم دارند و بر اساس همین ساختار، ماهیت و ویژگی‌های خاص خود بر اقلیم منطقه تاثیرگذار هستند.

مراجع

- حجازی زاده، ز.، ۱۳۷۲، بررسی نوسانات فشار زیاد جنب‌حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- خوش اخلاق، ف.، عزیزی، ق.، رحیمی، م.، ۱۳۹۱، الگوهای همدید خشکسالی و ترسالی زمستانه در جنوب غرب ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۵، صفحات ۵۷ تا ۷۷.
- علی پور، ی.، حجازی زاده، ز.، اکبری، م.، سلیقه، م.، ۱۳۹۷، بررسی تغییرات پرفشار جنب‌حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران با رویکرد تغییر اقلیم، مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۷، صفحات ۱ تا ۱۶.
- علیجانی، ب.، طولابی نژاد، م.، کربلائی درئی، ع.، ۱۳۹۷، رفتار سنجی اثر گرمایش جهانی بر پرفشارهای جنب‌حاره، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۱، صفحات ۳۳ تا ۵۰.
- قائمی، ه.، زرین، آ.، آزادی، م.، فرج زاده اصل، م.، ۱۳۸۸، تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب‌حاره بر روی آسیا و آفریقا، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۳، شماره ۱، صفحات ۲۱۹ تا ۲۴۵.
- کریمی، م.، خوش‌اخلاق، ف.، شمسی‌پور، ع.، نوروزی، ف.، ۱۳۹۵، الگوی گردشی پراتفاح جنب‌حاره‌ای عربستان در تراز میانی و ارتباط آن با بارش‌های ایران، نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۳، شماره ۶۹، صفحات ۲۳۳ تا ۲۵۵.
- گرمسیری‌مهوار، ع.، عزیزی، ق.، ۱۳۹۹، تحلیلی بر پرفشارهای جنب‌حاره آژورس و هاوایی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۲، شماره ۲، صفحات ۴۰۹ تا ۴۲۸.
- لشکری، ح.، ۱۳۷۵، الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غربی ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- لشکری، ح.، محمدی، ز.، ۱۳۹۴، اثر موقعیت استقرار پرفشار جنب‌حاره عربستان بر سامانه‌های بارشی در جنوب و جنوب غرب، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷، شماره ۱، صفحات ۷۳ تا ۹۰.
- لشکری، ح.، متکان، ع.، آزادی، م. و محمدی، ز.، ۱۳۹۶، تحلیل همدیدی نقش پرفشار جنب‌حاره‌ای عربستان و رودباد

- monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 17(4), pp.327-338.
- Liu, Y., Wu, G. and Ren, R., 2004. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. *Journal of Climate*, 17(4), pp.682-698.
- Liu, Y., Wang, Z., Zhuo, H., & Wu, G. (2017). Two types of summertime heating over Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing II. Sensible heating over Tibetan-Iranian Plateau. *Science China Earth Sciences*, 60(4), 733-744.
- Petterssen, S., 1956. *Weather Analysis and Forecasting*. Vol. 1 Motion and Motion Systems. McGraw-Hill.
- Wu, G., and Zhang, Y. (1998). Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Monthly weather review*, 126(4), 913-927.
- WU, G., LIU, Y., and LIU, P. (2004). Formation of the summertime subtropical anticyclones. In *East Asian Monsoon* (pp. 499-544).
- Wu, G. X., Zhang, Y. S., and Liu, Y. M. W. Li, H. Guo, H. Liu, J. Xue, and Z. Wang, 1997: Sensible heat driven air-pump over the Tibetan Plateau and its impacts on the Asian summer monsoon. *Collections on the Memory of Zhao Jiuzhang*, 116-126.
- Wu, G., He, B., Liu, Y., Bao, Q., & Ren, R. (2015). Location and variation of the summertime upper-troposphere temperature maximum over South Asia. *Climate Dynamics*, 45(9), 2757-2774.
- Ye, T. C., S. W. Luo, and P. C. Chu, 1957: The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding. *Acta Meteor. Sin.*, **28**, 108-121.
- Ye, D.Z. and Wu, G.X., 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67(1-4), pp.181-198.
- Zhang, P., Liu, Y., & He, B. (2016). Impact of East Asian summer monsoon heating on the interannual variation of the South Asian high. *Journal of Climate*, 29(1), 159-173.
- جنب‌حاره‌ای در خشک‌سالی‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های دانش زمین، دوره ۸، شماره ۳۰، صفحات ۱۴۱ تا ۱۶۳.
- محمدی، ز.، لشکری، ح.، ۱۳۹۷، نقش جابه‌جایی مکانی پرفشار عربستان و رودباد جنب‌حاره‌ای در الگوهای همدیدی و ترمودینامیکی ترسالی‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۰، شماره ۳، صفحات ۴۹۱ تا ۵۰۹.
- 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(10), 2142-2164.
- Bergeron, T. (1930). *Richtlinien einer dynamischen Klimatologie*. *Meteorologische Zeitschrift*, 47(7), 246-262.
- Bjerknes, J., 1935. La circulation atmosphérique dans les latitudes sous-tropicales, *scientia*, 57, 114-123.
- Duan, A., Sun, R., & He, J. (2017). Impact of surface sensible heating over the Tibetan Plateau on the western Pacific subtropical high: A land-air-sea interaction perspective. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(2), 157-168.
- Galarneau, T. J., Bosart, L. F., and Ayyer, 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, Boston, MA.
- Holton, J. R. (2004). *An introduction to dynamic meteorology* Fourth edition. Department of Atmo.
- Hoskins, B., 1996. On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones: Bernhard Haurwitz memorial lecture. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(6), pp.1287-1292.
- Li, W., Li, L., Ting, M., Deng, Y., Kushnir, Y., Liu, Y., ... & Zhang, P. (2013). Intensification of the Southern Hemisphere summertime subtropical anticyclones in a warming climate. *Geophysical research letters*, 40(22), 5959-5964.
- Liu, Y.M., Wu, G.X., Liu, H. and Liu, P., 2001. Condensation heating of the Asian summer

An analysis of subtropical anticyclones in middle levels from North Africa to Iran

Ali Akbar Garmsiri Mahvar¹, Ghasem Azizi^{2*}, Hossain Mohammadi², Mostafa Karimi²

¹ Faculty of Geography, University of Tehran, Iran

² Department of Natural Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Iran

*Corresponding Author Email: ghazizi@ut.ac.ir

Received: 24 January 2020,

accepted: 26 April 2020

ABSTRACT

This study presents a climatological study of a subtropical anticyclone from North Africa to Iran, focusing on maximum counter-clockwise current. Atmospheric data with a horizontal resolution of $0.25 \times 0.25^\circ$ from the European Center for Medium Weather Forecasting (ECMWF) and the ERA5 version have been used. The monthly mean of the data used was conducted over 40 years, from 1979 to 2018. The results show three separate anticyclones in the middle atmospheric levels in Africa, Saudi Arabia, and Iran. These anticyclones have a seasonal evolution and reach their maximum intensity in the boreal summer. The maximum counter-clockwise flow in these systems occurred at approximately 650 to 500 hPa levels. High cells in the middle levels also correspond to the maximum counter-clockwise flow, and outside of these levels, the gradient of high cells in the pressure levels is reduced.

Air subsidence occurs on the east side of the anticyclones and concentrates northeast of the center of the systems, and does not correspond to the high cells and ridges in the middle levels. Therefore, adiabatic heating due to air subsidence does not play a role in forming high cells and ridges, and their structure is due to the intense sensible heating of the surface and the lower levels in these areas. This study shows that the high cells, ridges, and troughs that cover Africa to Iran in the middle and upper levels of the atmosphere in the warm season result from the activity of three separate anticyclones of Africa, Saudi Arabia, and Iran. These anticyclones play two major roles in the study area. First: in their mechanism, subsidence occurs, which is part of the atmosphere's general circulation. This process occurs on the east side and focuses on the northeast of the center of the anticyclones, and is effective in forming strong north winds at the surface. Second, the western side of these anticyclones plays a vital role in transferring heat to higher latitudes (heatwave). In this phenomenon, very hot air rising from the surface and lower levels are transported to higher latitudes by strong south and southwest winds on the west side of anticyclones. This warm advection forms the ridges in the middle and upper levels. One of the important results of this research is to present a different structure and nature between anticyclone or high pressure on the Arabian Sea and anticyclone of intermediate levels on the Saudi mainland. The main forcing in the Saudi anticyclone is sensible heating, while the Local feedbacks and land-sea contrast play a major role in the formation of high pressure over the Arabian Sea.

Keywords: Subtropical High Pressure, Adiabatic Heating, Sensible Heating, Subtropical Anticyclones

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Garmsiri Mahvar, AA.; Azizi, A.; Mohammadi, H.; Karimi, M. (2020). Subtropical High Pressure, Adiabatic Heating, Sensible Heating, Subtropical Anticyclones. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 3(2): 129-147.

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

