

## تحلیلی بر پُرفشارهای جنب حاره آزورس و هاوایی

علی‌اکبر گرمسیری مهوار - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران  
قاسم عزیزی\* - استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۰۹

### چکیده

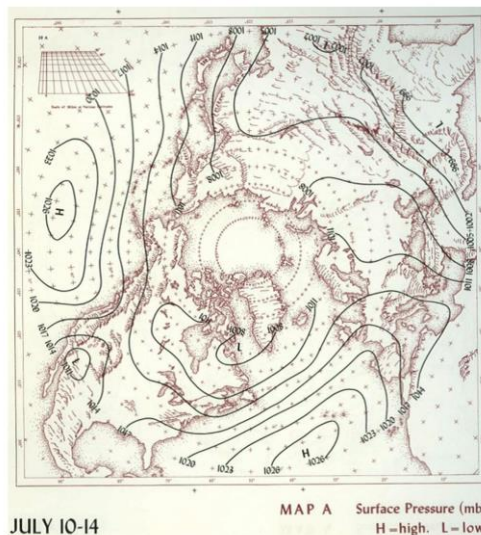
مراکز پُرفشار جنب حاره ابعاد ناشناخته‌ای دارند. در این تحقیق، نخست سیر تحول ماهانه پُرفشارهای آزورس و هاوایی با استفاده از داده‌های فشار سطح دریا و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد ارائه شده است. سپس، سطح مقطع قائم جریان واچرخندی، سرعت قائم، ارتفاع ژئوپتانسیل، و واگرایی افقی در موقعیت این سامانه‌ها تحلیل شده است. داده‌ها با تفکیک افقی  $0.25 \times 0.25$  درجه از مرکز ECMWF و نسخه ERA5 در یک بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸) انتخاب شده‌اند. نتایج نشان داد در جولای جریان واچرخندی و فشار سطح دریا دو عامل اساسی در شکل‌گیری سلول‌های پُرفشار در ترازهای زیرین‌اند و فرونشست هوا نقشی در شکل‌گیری پیشینه فشار سطح دریا و سلول‌های پُرفشار ندارد. سلول‌های پُرفشار در ترازهای بالاتر به سمت غرب تمایل پیدا می‌کنند. صعود هوای گرم و گرمای نهان آزادشده نقشی اساسی در شکل‌گیری زبانه‌های پُرفشار در جناح غربی دارند. اگرچه در جولای جریان واچرخندی و سلول‌های پُرفشار در ترازهای زیرین از شدت و گرادیان بیشتری برخوردارند، الگوهای استخراج‌شده از کمیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند پُرفشارهای جنب حاره را نمی‌توان محدود به ترازهای زیرین دانست.

واژه‌های کلیدی: پُرفشار آزورس، پُرفشار، پُرفشار جنب حاره، پُرفشار هاوایی، واچرخند.

### مقدمه

گمانه‌زنی‌ها درباره سامانه‌های پُرفشار، کم‌فشار، و گردش کلی جو بعد از اختراع فشارسنج در قرن ۱۷ توسط توریچلی آغاز شد. پس از آن اندازه‌گیری‌های منظم از فشار سطحی در اواسط قرن ۱۸ در اروپا آغاز شد (لمب و جانسون، ۱۹۵۹؛ ماوگری و همکاران، ۲۰۰۴). سپس، با توجه به فشار نسبی سطح، سامانه‌های پُرفشار و کم‌فشار در مناطق مختلف مشخص شد. قدیمی‌ترین نقشه از فشار سطح دریا در نیم‌کره شمالی توسط لیپهی و همکاران در سال ۱۹۵۸ انتشار یافته است (شکل ۱). در این نقشه وجود تعدادی از «مراکز عمل» شبه‌پایدار در جو مشهود است. در عرض‌های میانی و در مقیاس سینوپتیک، گردش کلی جو شامل چرخندها و واچرخندهایی است که معمولاً به سمت شرق/شمال شرق گسترش می‌یابند. برآیند فعالیت این سامانه‌ها در بزرگ‌مقیاس تبادل گرمای نصف‌النهاری است (پیترسن، ۱۹۵۶؛ کلین، ۱۹۵۷؛ زیشکا و اسمیت، ۱۹۸۰؛ گارامان، ۱۹۸۷؛ والاس و همکاران، ۱۹۸۸). مدت زمان زیادی است که اثر این مراکز عمل در اقلیم و وضعیت آب و هوای مناطق تحت تأثیرشان شناخته شده است. توزیع میانگین بلندمدت فشار سطح دریا مراکز عمل را به روشنی به‌نمایش می‌گذارد و بی‌هنجاری در برخی از متغیرهای جوی از قبیل دما، بارش، رطوبت، و دیگر کمیت‌های جوی به نوسان شدت و مکان این مراکز پُرفشار و کم‌فشار بستگی دارد (شی و همکاران، ۱۹۹۹). گیلبرت

واکر اولین شخصی بود که مطالعات جامعی از مراکز عمل انجام داد. او گزارش‌هایی در یک سری از مقاله‌ها با عنوان «وضعیت آب‌وهوای جهان» با محاسبه ضرایب همبستگی بین فشار، دما، و بارش در سال‌های ۱۹۲۴ تا ۱۹۳۷ ارائه کرد. گردش عمومی جو و اقلیم بسیاری از مناطق نیم‌کره شمالی تحت تأثیر نوسان مراکز عملی است که بر روی خشکی‌ها یا اقیانوس‌ها فعال‌اند. اقلیم بسیاری از مناطق در نیم‌کره شمالی از نوسان در چهار مرکز عمل کم‌فشار ایسلند و پرفشار آژورس در اطلس شمالی و کم‌فشار آلوشین و پرفشار هاوایی در آرام شمالی تأثیرپذیر است (به‌عنوان مثال، سِرز و همکاران، ۱۹۹۷؛ دیویس و همکاران، ۱۹۹۷؛ انگل و کورشهوفر، ۱۹۸۲؛ روگرز، ۱۹۸۵؛ فریتز، ۱۹۸۵). در زمستان نیم‌کره شمالی در عرض‌های میانی و جنب حاره بادهای غربی حاکم‌اند و ناهمواری‌ها نقش مهمی در شکل‌گیری الگوهای گردش جو در این مناطق بازی می‌کنند (چارنی و الیاسن، ۱۹۴۹؛ بولین، ۱۹۵۰؛ یاه، ۱۹۵۰؛ رودول و هاسکینز، ۲۰۰۱)؛ درحالی‌که در تابستان، بادهای غربی در جنب حاره ضعیف‌اند و واداشتهای گرمایی اثر بیشتری در شکل‌گیری الگوهای گردش جو دارند (هاسکینز، ۱۹۸۷). گردش ترازهای زیرین روی اقیانوس‌ها به‌عنوان پرفشارها یا واچرخندهای جنب حاره معروف‌اند که دارای یک روند سالانه‌اند و حدود ۴۰ درصد از سطح زمین را دربر می‌گیرند (رودول و هاسکینز، ۲۰۰۱). این سامانه‌ها، علاوه بر اثرهای جوی با توجه به اثر اِکمن در شکل‌گیری جریان‌های سطحی اقیانوس‌ها، چون جریان گرم اقیانوسی قطب سو (گلف استریم و کروشویو) در مرز غربی اقیانوس‌ها و جریان سرد اقیانوسی استواسو (جریان کالیفرنیا و کاناری) در سواحل غربی قاره‌ها اثرگذارند (اندرسون و گیل، ۱۹۷۵).



شکل ۱. توزیع فشار سطح دریا که برای ۱۰ تا ۱۴ جولای از ۱۹۰۷ تا ۱۹۱۳ و ۱۹۲۵ تا ۱۹۳۷ میانگین‌گیری شده (لیهی و همکاران، ۱۹۵۸)

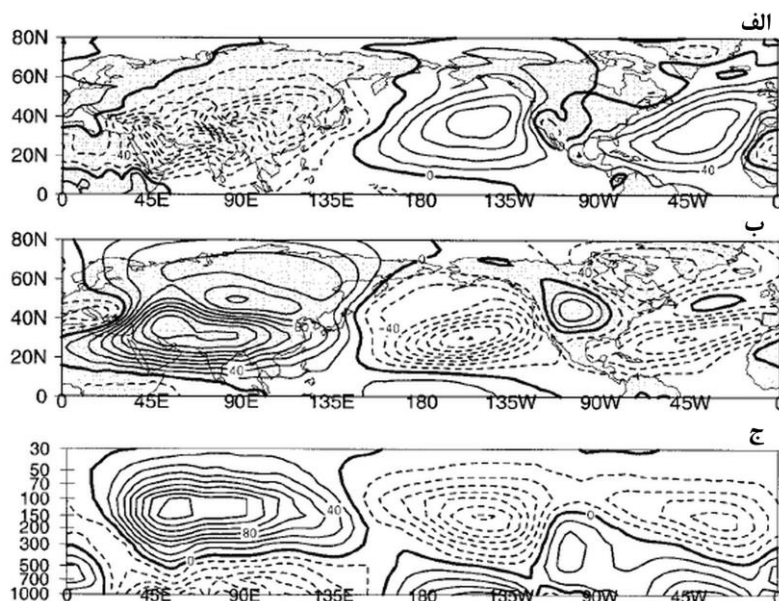
پیشینه مطالعات درباره پرفشار جنب حاره به مقاله «توده هواها و توسعه جبهه‌ای» برگرون (۱۹۳۰) برمی‌گردد. برگرون تأکید داشت که یک کمربند پرفشار سرتاسر کره زمین در جنب حاره را فراگرفته است و وجود این کمربند پرفشار را به نزول هوا در شاخه قطب سوی یک گردش نصف‌النهاری نسبت می‌دهد. برگنس (۱۹۳۵) در بحث «تحلیل‌های پایداری» اظهار می‌کند که این کمربند یکنواخت از فشار زیاد باید شامل پرفشارهای مجزا و مناطق کول (Col) یا مناطق با فشار نسبی کم در بین آن‌ها باشد. او همچنین درباره مناطق نزول و صعود هوا در یک گردش نصف‌النهاری بحث

می‌کند و مناطق نزول هوا را چه در خشکی چه در اقیانوس منطبق بر بیابان می‌داند. وجود ناهمواری‌ها، برهم‌کنش هوا دریا، فعل و انفعالات روی خشکی‌ها، و تضاد خشکی و دریا، پوشش برف، یخ و آب از جمله دلایلی هستند که بودجه انرژی جو را تغییر می‌دهند و باعث شکسته‌شدن این کمربند به سلول‌های واچرخندی مجزا می‌شوند (و و همکاران، ۲۰۰۴). هاسکینز (۱۹۹۶) فرضیات مختلفی را برای توسعه و تقویت پُرفشارهای جنب حاره برشمرد. یکی از این فرضیات اثر گرمایش مانسون در شرق و غرب این سامانه‌هاست. او اعتقاد دارد که گرمای نهان آزادشده روی مناطق خشکی قاره‌های اطراف پُرفشارهای جنب حاره در طی توسعه مانسون به سمت شمال غرب جریان پیدا می‌کند و در توسعه واچرخند و نزول در آن سهیم است. به دیگر سخن، این پژوهش بیان می‌کند که گرمایش روی امریکا در طی تابستان نیم‌کره شمالی به سمت شمال غرب حرکت کرده و باعث نزول بر روی شمال شرق آرام شده است و به‌طور مشابه گرمایش روی افریقای شمالی در شمال شرق اطلس نزول پیدا کرده و باعث توسعه و تقویت واچرخند آزورس شده است. رودول و هاسکینز (۲۰۰۱) در مورد اثر گردش هدلی در توسعه و تقویت پُرفشارهای جنب حاره تأکید می‌کنند که میانگین مداری گردش نصف‌النهاری هدلی در تابستان نیم‌کره شمالی نسبت به تابستان نیم‌کره جنوبی بسیار ضعیف‌تر است و این گردش به اندازه کافی قوی نیست تا ماکزیمم‌های تابستانه مشاهده‌شده از شدت پُرفشار جنب حاره را ایجاد کند. بنابراین، آن‌ها به این نتیجه می‌رسند که «تئوری گردش هدلی» کلاسیک به‌تنهایی قادر نخواهد بود وجود ماکزیمم فشار سطح دریا در جنب حاره نیم‌کره شمالی را تشریح کند. آن‌ها همچنین اثر گرمایش و تضاد خشکی و دریا را در توسعه واچرخند اقیانوس آرام توسط مدل‌سازی ارزیابی کردند. این محققان در مقایسه اثر واداشت‌های سطحی و گرمایش امریکا به این نتیجه رسیدند که گرمایش امریکا سهمی بالغ بر ۴۰ درصد را در نزول بر روی پُرفشار روی اقیانوس آرام دارد. نوریس و همکاران (۱۹۹۸) رابطه آماری معنی‌داری بین دمای سطح دریا، پوشش ابر استراتوس دریایی، و فشار سطح دریا در اقیانوس آرام شمالی به‌دست آوردند. آن‌ها تقویت (تضعیف) پُرفشار هاوایی را به افزایش (کاهش) پوشش ابر استراتوس دریایی در ساحل کالیفرنیا در شرق اقیانوس آرام ربط دادند. سیگر و همکاران (۲۰۰۳) دمای سطح دریا را به فشار سطح دریا مرتبط دانستند. آن‌ها بر این اعتقاد بودند که عدم تقارن شرق-غرب دمای سطح دریا در حوزه اقیانوس آرام در برون حاره از توسعه و تقویت پُرفشار هاوایی متأثر است.

کم‌فشار آلوشین و ایسلند دو مرکز عمل اصلی در اقیانوس آرام و اطلس شمالی‌اند که نوسان و تغییرات فصلی آن‌ها در توسعه و جابه‌جایی سامانه‌های پُرفشار جنب حاره اثرگذارند. بنابراین، ضرورت دارد در ادامه به بیان برخی ویژگی‌های اقلیمی این کم‌فشارها و ارتباط آن‌ها با پُرفشارهای جنب حاره پرداخته شود. تغییرپذیری اقلیمی در اقیانوس آرام شمالی به‌طور عمده به نوسانات در مرکز عمل کم‌فشار آلوشین و پُرفشار هاوایی بستگی دارد. فعالیت کم‌فشار آلوشین در طی پاییز و زمستان است و از غرب به سمت شرق گسترش می‌یابد (اوورلند و هیستر، ۱۹۸۰). در شرق قاره آسیا و به‌علت تضاد دو توده هوای سرد و خشک قاره‌ای و گرم و مرطوب دریایی این چرخندها شکل می‌گیرند. هوای سرد و خشک قاره‌ای از منطقه سیبری و هوای گرم و مرطوب دریایی از جنب حاره نشئت می‌گیرد (ترادا و هانزاوا، ۱۹۸۴). با شکل‌گیری این کم‌فشار در شرق قاره و حرکت آن‌ها به سمت شرق شدتشان در منطقه جزایر آلوشین افزایش می‌یابد و به همین سبب به کم‌فشارهای آلوشین معروف‌اند (ویلسون و اوورلند، ۱۹۸۶؛ ترادا و هانزاوا، ۱۹۸۴؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۴). در زمستان کم‌فشار آلوشین و ناپایداری‌های آن شمال غرب امریکای شمالی تا کالیفرنیا را تحت اثر اقلیمی خود قرار می‌دهد. این سامانه در زمستان بادهای جنوبی و جنوب غربی شدیدی را در طول سواحل غربی امریکای شمالی ایجاد می‌کند و باعث بارش‌های شدیدی در جنوب غرب ایالات متحده می‌شود. شدت و موقعیت جغرافیایی کم‌فشار

آلوشین به‌طور قابل توجهی در بازه‌های زمانی ماهانه، سالیانه، و حتی دهه به دهه تغییر می‌کند (اُورلند و همکاران، ۱۹۹۹). یکی دیگر از الگوهای سینوپتیکی از گردش کلی جو در زمستان اقیانوس اطلس شمالی کم‌فشار ایسلند است. این کم‌فشار در ترازهای بالایی جو با یک تراف در شرق قاره آمریکا شمالی همراه است. کم‌فشار ایسلند دارای یک مسیر حرکت اصلی به سمت قطب شامل منطقه گرینلند و اسکانڈیناوی است. با فعالیت این کم‌فشار و انتقال انرژی (گرمای نهان و محسوس) به کلاهک قطبی افت انرژی تابشی که در عرض‌های بالاتر رخ می‌دهد به توازن می‌رسد (ناکامورا و اورت، ۱۹۸۸؛ اُورلند و تورت، ۱۹۹۴). شدت و مکان کم‌فشار ایسلند توسط فازهای معروف نوسان اطلس شمالی شناخته می‌شود که به‌صورت دوسویه می‌تواند شدت و ضعف پُرفشار آژورس و کم‌فشار ایسلند را تشریح کند.

چن و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده از یک مدل شبه‌زمین‌گرد خطی و از دیدگاه امواج ایستا به تحلیل خاستگاه واچرخندهای جنب حاره پرداختند. آن‌ها بر آن‌اند که واچرخندهای جنب حاره سطحی در اقیانوس آرام و اطلس شمالی بایستی به‌عنوان یک پاسخ از دور از امواج راسبی تفسیر شوند که توسط منابع گرمای بزرگ‌مقیاس روی آسیا اعمال می‌شوند. همچنین، نتایج به‌دست‌آمده نظریه موجود را تقویت می‌کند که کم‌فشارهای تراز پایین و واچرخندهای ترازهای بالایی مشاهده‌شده روی آسیا و آمریکای شمالی یک پاسخ محلی به گرمای نهان مانسونی آزادشده در تروپوسفر میانی است. در این تحقیق به‌خوبی الگوی امواج ایستا در قالب بی‌هنجاری در ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی قاره‌ها و اقیانوس‌ها نمایش داده شده است (شکل ۲). همان‌گونه که در شکل ۲ مشخص است، امواج ایستای تابستانی در نیم‌کره شمالی در تروپوسفر پایینی تحت سلطه کم‌فشارهای گرمایی قاره‌ای و واچرخندهای اقیانوسی‌اند و در تروپوسفر فوقانی با پشته‌های قاره‌ای و تراف‌های اقیانوسی همراه‌اند. این امواج ایستا حداکثر دامنه خود را نزدیک سطح و تروپوپاز با یک نقطه تلاقی در تراز حدود ۵۰۰ هکتوپاسکال کسب می‌کنند. بنابراین، الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی قاره‌ها در ترازهای زیرین و فوقانی با الگوی روی اقیانوس‌ها بسیار متفاوت است.



شکل ۲. توزیع اقلیم‌شناختی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل در جولای (۱۹۶۰ تا ۱۹۹۹): الف) ۱۰۰۰ هکتوپاسکال؛ ب) ۱۵۰ هکتوپاسکال؛ ج) سطح مقطع در ۳۵ درجه شمالی. کنتورها با فاصله ۲۰ متر و داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR (چن و همکاران، ۲۰۰۱)

در پژوهش داخلی کمتر به تحلیل ساختار و سازوکار سامانه‌های پُرفشار روی اقیانوس‌ها پرداخته شده است. مرور تحقیقات انجام‌شده در رابطه با پُرفشارهای جنب حاره در خاورمیانه و ایران بیانگر کمبود مطالعات، نقص، و شکاف علمی قابل ملاحظه‌ای در این حوزه است (قائمی و همکاران، ۱۳۸۶). قائمی و همکاران (۱۳۸۶) در تحقیقی به تحلیل الگوی فضایی پُرفشار جنب حاره بر روی آسیا و افریقا پرداختند. آن‌ها دریافتند که الگوی موقعیت جغرافیایی مراکز پُرفشار جنب حاره در فصل تابستان در ترازهای ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰، و ۱۰۰ هکتوپاسکال به‌ترتیب یک‌مدی (شرق اقیانوس اطلس)، سه‌مدی (شمال غرب افریقا - عربستان - ایران)، پراکنده (از جنوب چین تا غرب ایران)، و دومدی (فلات تبت - فلات ایران) است. این تحقیق پُرفشار آزورس را محدود به ترازهای زیرین وردسپهر در شرق اطلس (و مغایر با تصور موجود در متون اقلیم‌شناسی ایران مبنی بر گسترش پُرفشار آزورس تا وردایست) می‌داند. از طرفی، اغلب پژوهش‌های داخلی در این حوزه به تحلیل کمیت ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی قاره‌ها تمرکز دارند. در این پژوهش‌ها شکل‌گیری الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل به سامانه‌های پُرفشار جنب حاره نسبت داده شده یا به‌عنوان پُرفشار یا زبانه پُرفشار جنب حاره در نظر گرفته شده‌اند. برای نمونه، حجازی‌زاده (۱۳۷۲) با تحلیل مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره می‌پردازد. در این تحقیق پربند ۵۸۴ دکامتر بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌عنوان فشار زیاد معرفی می‌شود. عساکره و همکاران (۱۳۹۵) در مقاله‌ای به تحلیل اقلیم‌شناختی مرز شمالی پشته پُرفشار جنب حاره بر روی ایران می‌پردازند. آن‌ها مقادیر خاصی برای ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌عنوان مرز شمالی پشته جنب حاره تعیین می‌کنند و مقدار جابه‌جایی فصلی این پشته را ارائه می‌کنند و بر آن‌اند که برای ترازهای بالاتر و پایین‌تر از ترازهای فوق مرز شمالی قابل رؤیت نیست.

پرداختن به سامانه‌های واچرخندی و ساختار و سازوکار مربوط به آن‌ها بر روی اقیانوس‌ها و قاره‌ها در فصل گرم مستلزم تحلیل پدیده‌های بسیاری در جو است. از جمله این پدیده‌ها می‌توان به گردش نصف‌النهاری هدلی، گرمایش در جو، رخداد مانسون بر روی قاره‌ها، و گرمای نهان آزادشده در این مناطق و شارش‌های شرقی در ترازهای فوقانی جو اشاره کرد. ماهیت پیچیده هر یک از این پدیده‌ها و وسعت زیاد جنب حاره مانع اجرای یک تحقیق جامع در این سطح می‌شود. بنابراین، در این پژوهش تلاش می‌شود با استفاده از داده‌های جوی تحلیل جامع و عمیق‌تری از ساختار پُرفشارهای جنب حاره (آزورس و هاوایی) به‌نمایش گذاشته شود که مطمئناً در شناخت و تحلیل ما از سامانه‌های واچرخندی روی قاره‌ها نیز مؤثر خواهد بود. این مطالعه شامل تحلیل مکانی و بررسی تغییرپذیری این سامانه‌ها و شناخت هرچه بیشتر سطح مقطع قائم جریان واچرخندی، سرعت قائم، واگرایی، و ارتفاع ژئوپتانسیل در این سامانه‌هاست.

## داده‌ها و روش کار

در این مقاله از کمیت‌های فشار سطح دریا، مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد، سرعت قائم در دستگاه فشاری یعنی اُمگا، ارتفاع ژئوپتانسیل، و واگرایی افقی استفاده شده است. نخست میانگین ماهانه کمیت‌های فشار سطح دریا و میانگین بردار باد در ۶ تراز (۷۰۰، ۷۵۰، ۷۷۵، ۸۰۰، ۸۲۵، و ۸۵۰ هکتوپاسکال) در اطلس و آرام شمالی تحلیل شده است. فشار سطح دریا برحسب هکتوپاسکال به‌عنوان معیاری برای شدت و جابه‌جایی سامانه‌های پُرفشار جنب حاره به‌کار برده شده است. همچنین، میانگین باد در ۶ تراز فوق به‌عنوان نماینده جریان در این سامانه‌ها به‌کار برده شده است و منظور از باد و شارش در بحث‌های پیش رو میانگین جریانی است که از ۶ تراز فوق استخراج شده است. به‌علت تفکیک بالای داده‌ها، امکان نمایش باد به‌صورت برداری نبوده و این کمیت به‌صورت خطوط جریان نمایش داده شده است. در ادامه این

قسمت شدت و جابه‌جایی ماهانه مراکز پُرفشار بر روی اطلس و آرام شمالی براساس بیشینه میانگین ماهانه فشار سطح دریا بررسی شده است. در قسمت دوم به منظور شناخت شدت و وسعت جریان واچرخندی و فرونشست جریان هوا در این سامانه‌ها، الگوی سطح مقطع قائم مؤلفه نصف‌النهاری باد و امگا در موقعیت این سامانه‌ها در ژانویه و جولای بررسی شده است. برای بزرگ‌نمایی و پرهیز از ارقام اعشاری کمیت امگا برحسب پاسکال بر دقیقه ارائه شده است. در پایان به تحلیل سطح مقطع قائم ارتفاع ژئوپتانسیل و واگرایی افقی سرعت در موقعیت این سامانه‌ها در جولای پرداخته شده است. واگرایی افقی نرخ انتشار یا خروج هوا به صورت افقی را از یک نقطه در هر متر مربع نشان می‌دهد که برحسب  $s^{-1}$  است. در مناطقی که واگرایی جریان هوا رخ می‌دهد مقدار این کمیت مثبت و در مناطق همگرایی مقدار آن منفی است. موقعیت سامانه‌ها در الگوی سطح مقطع قائم کمیت‌های مورد مطالعه یک بازه ده‌درجه‌ای عرض جغرافیایی در نظر گرفته شده است که مرکز جریان واچرخندی را دربر می‌گیرد. در واقع، سطح مقطع مورد نظر میانگین نصف‌النهاری کمیت‌های مورد مطالعه را در این بازه ده‌درجه‌ای به نمایش می‌گذارد. قسمت اول پژوهش در دو دوره گرم (آوریل تا سپتامبر) و سرد سال (اکتبر تا مارس) انجام گرفته است. داده‌ها با تفکیک افقی  $0.25 \times 0.25$  درجه از مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپا (ECMWF)<sup>۱</sup> و از نسخه ERA5 استخراج شده است. این داده‌ها بازتحلیل داده‌های ایستگاهی و خروجی مدل‌های عددی‌اند. میانگین‌های ماهانه کمیت‌های مورد استفاده در یک بازه چهل‌ساله و از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ انجام گرفته است.

## یافته‌های پژوهش

### الف) تحلیل مکانی و بررسی تغییرپذیری پُرفشارهای جنب حاره

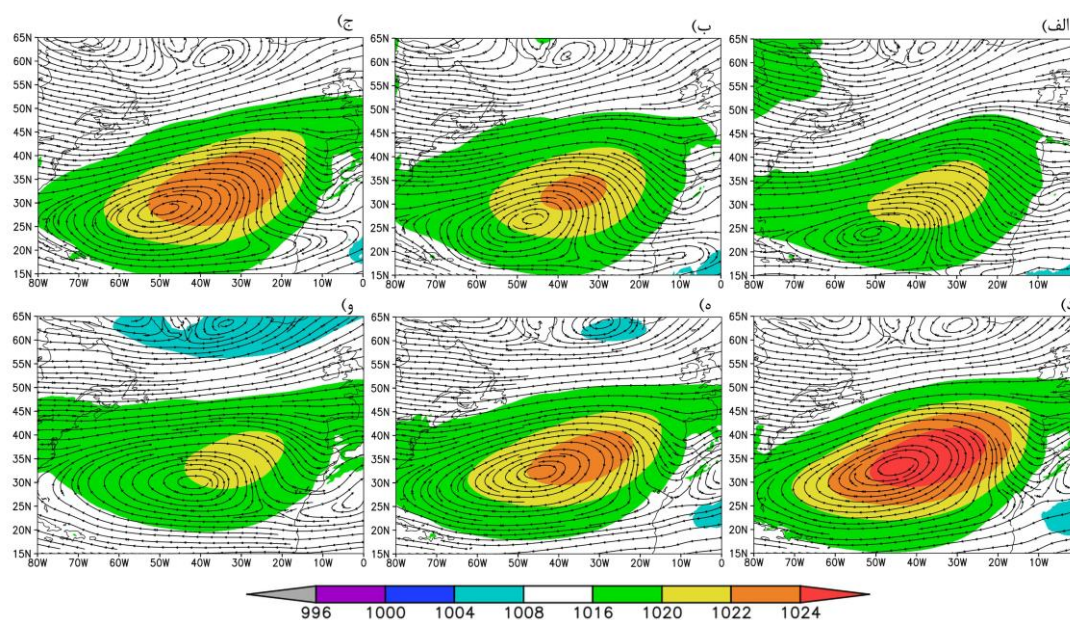
#### پُرفشار آزورس در فصل گرم سال

به دلیل اینکه فشار سطح دریا در جو استاندارد تقریباً ۱۰۱۳ هکتوپاسکال است، برای تفکیک هرچه بیشتر سامانه‌های پُرفشار و کم‌فشار از نمایش این کمیت در بازه ۱۰۰۸ تا ۱۰۱۶ هکتوپاسکال پرهیز شده است. الگوی میانگین ماهانه فشار سطح دریا نشان می‌دهد که از ماه آوریل تا سپتامبر بیشینه فشار بر روی آب‌های اطلس شمالی مشاهده می‌شود. اما در شش ماه دیگر سال خشکی‌های قاره‌های اروپا، افریقا، و آسیا نیز به‌طور نسبی از فشار سطحی بالایی برخوردارند. آوریل زمانی است که سلول ۱۰۱۶ هکتوپاسکال کاملاً بر روی اطلس شمالی مشاهده می‌شود (شکل ۳- الف). در ادامه خواهیم دید که این زمان را می‌توان آغازی برای توسعه و تقویت پُرفشار آزورس در فصل گرم بر روی اطلس شمالی دانست. فشار مرکزی سامانه در آوریل به بیش از ۱۰۲۰ هکتوپاسکال رسیده است و جریان واچرخندی مربوط به این سامانه نیز حول موقعیت (۵۰W, ۲۳N) به‌وضوح مشاهده می‌شود. به‌طور پیوسته، در طی ماه‌های می و جون فشار بر روی اطلس شمالی افزایش یافته و سلول ۱۰۲۲ هکتوپاسکال وسعت قابل توجهی پیدا کرده است (شکل ۳- ج).

در جولای فشار مرکزی پُرفشار آزورس به بیش از ۱۰۲۴ هکتوپاسکال رسیده است (شکل ۳- د). البته، داده‌های بلندمدت نشان می‌دهد که معمولاً این کمیت در این زمان از ۱۰۲۶ هکتوپاسکال فراتر نخواهد رفت. در جولای شارش‌های شرقی در جنوب سامانه با افزایش شدت و وسعت نسبت به ماه‌های قبل تا عرض جغرافیایی حدود ۳۰ درجه شمالی را دربر می‌گیرند. در این زمان، علاوه بر فشار، شدت جریان واچرخندی سامانه نیز به بیشینه مقدار در طی سال رسیده است. مرکز این شارش واچرخندی، که میانگینی از شش تراز مورد اشاره است، به حدود ۳۵ درجه شمالی رسیده که نسبت به ماه‌های قبل به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابه‌جا شده است (شکل ۳- د). در آگوست و سپتامبر پُرفشار آزورس تمایل به

1. European Center for Medium-Range Weather Forecasts

فاصله گرفتن از بیشینه شدت و وسعت خود در طی سال دارد و فشار و جریان واچرخندی آن تضعیف می شود. الگوی جریان واچرخندی و فشار نشان می دهند که مرکز شارش واچرخندی بر مرکز فشار سطح دریا منطبق نیست و محور شارش واچرخندی با افزایش ارتفاع به سمت جنوب غرب انحراف دارد. با تشدید فعالیت پرفشار آزورس انحراف محور کاهش می یابد و در جولای به کمترین مقدار خود می رسد و مرکز جریان واچرخندی و فشار سطحی به بیشترین انطباق در طی فصل گرم دست می یابد. بنابراین، وضعیت این محور می تواند معیاری برای شدت و توسعه سامانه در نظر گرفته شود. در سپتامبر نوار باریکی از فشار بالا (۱۰۱۶ تا ۱۰۲۰ هکتوپاسکال) از آسیای میانه تا اقیانوس اطلس را در عرض های میانی دربر گرفته است. این در حالی است که پرفشار آزورس در یک موقعیت نسبتاً ضعیف قرار دارد (شکل ۳- و؛ پهنه مورد نظر نمایش داده نشده است). وسعت این نوار در طی فصل سرد افزایش می یابد؛ طوری که در زمستان اغلب خشکی های آسیا، اروپا، و شمال افریقا را دربر می گیرد. هرچند پرفشار سیبری نقش مهمی در شکل گیری فشار سطحی بالا در آسیای میانه دارد، اما به نظر می رسد نمی توان فشار سطحی بالا در خشکی ها را به گسترش و پیوند پرفشارهای آزورس و سیبری نسبت داد، بلکه می توان عبور سامانه های پرفشار، گردش کلی جو، و سردی نسبی خشکی ها را از جمله دلایل شکل گیری چنین الگویی از فشار سطحی بالا نام برد که به پژوهشی مجزا نیاز دارد.

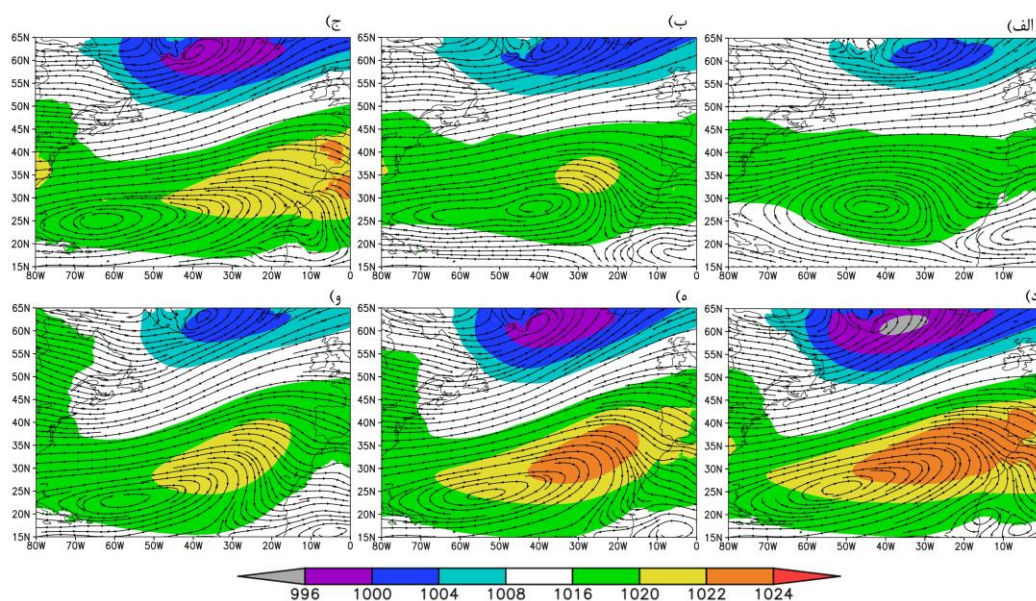


شکل ۳. توزیع میانگین ماهانه فشار سطح دریا (زمینه رنگی بر حسب هکتوپاسکال) و میانگین بردار باد (ترازهای ۸۲۵، ۸۵۰، ۸۰۰، ۷۷۵، ۷۵۰، و ۷۰۰ هکتوپاسکال) از ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸. الف) آوریل؛ ب) می؛ ج) جون؛ د) جولای؛ ه) آگوست؛ و) سپتامبر

### پرفشار آزورس در فصل سرد سال

در اکتبر با وجود اینکه فشار در اطلس شمالی به کمتر از ۱۰۲۰ هکتوپاسکال رسیده است و براساس مقیاس ترسیمی هیچ سلول بیشینه ای بر روی اطلس شکل نگرفته است، همچنان شارش واچرخندی حول مرکزی واقع در ۴۰W, ۲۸N مشاهده می شود (شکل ۴- الف). برخلاف اکتبر در نوامبر اگرچه فشار سطحی در شرق اطلس به طور نسبی افزایش یافته است، جریان واچرخندی آزورس بسیار کاهش یافته است (شکل ۴- ب). تضعیف این جریان از تضعیف بادهای شمالی و جنوبی در جناح شرقی و غربی آن و گسترش مداری شارش واچرخندی نمایان می شود. تغییرات ماهانه کمیت های فوق

بر روی اطلس شمالی کمینه فشار سطحی را در اکتبر و ضعیف‌ترین جریان و اچرخندی را در نوامبر نشان می‌دهد. جریان و اچرخندی و فشار سطحی به تدریج در ماه‌های بعد افزایش یافته‌اند؛ طوری که در ژانویه سلول ۱۰۲۰ هکتوپاسکال وسعت زیادی از شرق اطلس و خشکی‌های شمال آفریقا را فراگرفته است و فشار سطح دریا نیز به ۱۰۲۲ تا ۱۰۲۴ هکتوپاسکال رسیده است (شکل ۴-د). جریان و اچرخندی نیز به صورت شمال شرقی - جنوب غربی گسترش پیدا کرده است. به نظر می‌رسد توسعه و تقویت کم‌فشار ایسلند و تشدید بادهای غربی در اطلس شمالی نقش اساسی در شکل‌گیری چنین الگویی از جریان و اچرخندی دارند. در فصل سرد نیز محور شارش و اچرخندی نسبت به افزایش ارتفاع به سمت جنوب غرب تمایل دارد و بیشترین انطباق فشار سطحی و محور جریان و اچرخندی در ژانویه مشاهده می‌شود. بنابراین، می‌توان گفت پُرفشار آژورس در ژانویه نیز به یک بیشینه از فعالیت خود بر روی اطلس شمالی دست پیدا می‌کند. هرچند این وضعیت ضعیف‌تر از از بیشینه تابستانه‌اش است.



شکل ۴. همانند شکل ۳، در اطلس شمالی در فصل سرد؛ (الف) اکتبر؛ (ب) نوامبر؛ (ج) دسامبر؛ (د) ژانویه؛ (ه) فوریه؛ (و) مارس

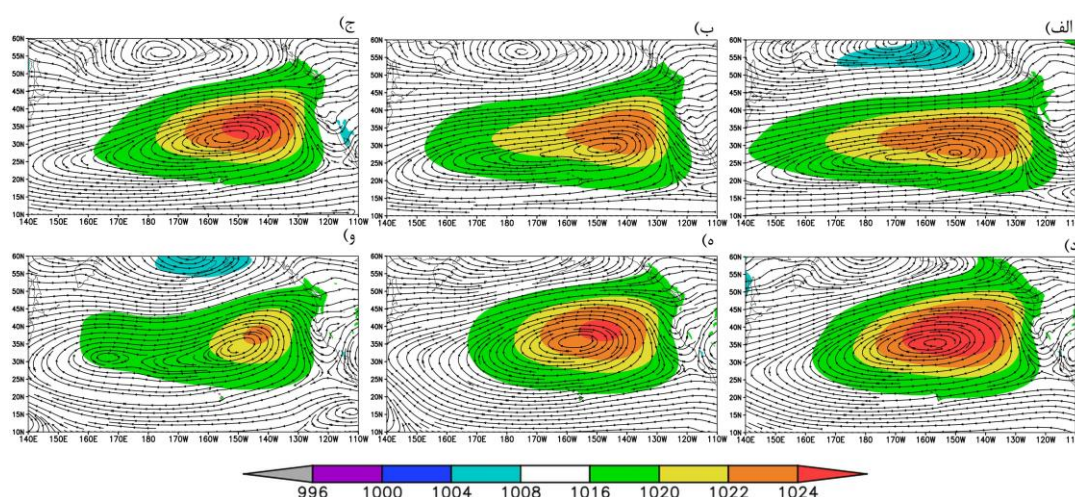
با آغاز فصل سرد یکی از سامانه‌هایی که در عرض‌های میانی و بالاتر در اطلس شمالی مؤثر است کم‌فشار ایسلند است. در اکتبر سلول ۱۰۰۴ هکتوپاسکال در شمال اقیانوس اطلس حاکی از آغاز فعالیت این سامانه دارد (شکل ۴-الف). در ژانویه کم‌فشار ایسلند به بیشینه شدت و وسعت خود دست یافته است؛ طوری که فشار مرکزی آن به حدود ۹۹۶ هکتوپاسکال رسیده است. در این زمان فشار سطح دریا در شرق اطلس ۱۰۲۰ هکتوپاسکال است و گرادیان فشار بین این دو منطقه به بیشینه مقدار خود در طی سال رسیده است (شکل ۴-د). بنابراین، در ژانویه شدت و وسعت بادهای غربی و جنوب غربی به بیشینه مقدار در طی سال می‌رسند و پدیده غالب بر روی اطلس شمالی به‌شمار می‌آیند. در ماه‌های فوریه و مارس به تدریج فشار مرکزی کم‌فشار ایسلند افزایش یافته و از شدت و سلطه این سامانه بر روی اطلس کاسته شده است.

#### پُرفشار هاوایی در فصل گرم سال

در اقیانوس آرام شمالی، مشابه آنچه بر روی اطلس شمالی رخ می‌دهد، سامانه پُرفشاری به نام «پُرفشار هاوایی» شکل می‌گیرد. در آوریل و در آرام شمالی سلول بیشینه فشار سطحی مقدار ۱۰۲۲ هکتوپاسکال را به خود می‌گیرد و تا حدی



بیشتر از مشابه خود بر روی اطللس شمالی است (شکل ۵-الف). شارش و اچرخندی مربوط به این سامانه بر روی اقیانوس بسیار مشهود است. بادهای غربی در شمال سامانه از مناطق جنوب شرق آسیا تا شمال شرق آرام امتداد پیدا کرده‌اند و دامنه بادهای شرقی به عرض جغرافیایی ۲۵ درجه شمالی رسیده است. در آوریل سلول کم‌فشار ۱۰۰۸ هکتوپاسکال و جریان چرخندی مربوط به آن در شمال آرام حاکی از فعالیت ضعیف کم‌فشار آلوئین است که از وضعیت بیشینه فعالیتش فاصله گرفته است (شکل ۵-الف). کم‌فشار آلوئین در دیگر ماه‌های فصل گرم سال ناپدید می‌شود و اثر قابل توجهی در آرام شمالی ندارد. اگرچه در می تقریباً تغییر قابل توجهی در الگوی کمیت‌های مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود (شکل ۵-ب)، در جون شدت فشار و شارش و اچرخندی پُرفشار هاوایی افزایش یافته است؛ طوری که سلول ۱۰۲۴ هکتوپاسکال بر روی آرام شمالی شکل گرفته است (شکل ۵-ج).



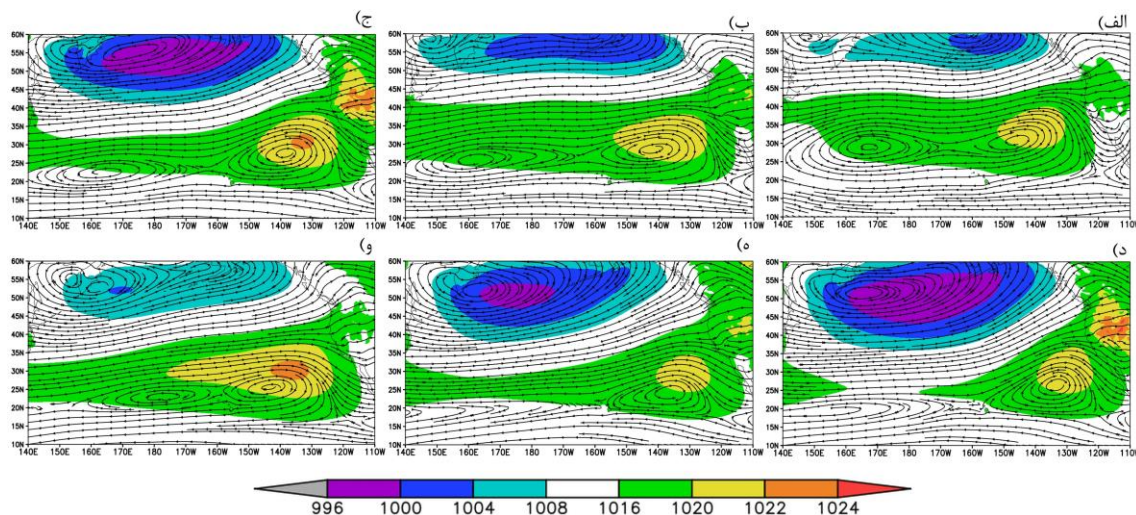
شکل ۵. همانند شکل ۳، در آرام شمالی در فصل گرم؛ (الف) آوریل؛ (ب) می؛ (ج) جون؛ (د) جولای؛ (ه) آگوست؛ (و) سپتامبر

مشابه آنچه در آزورس مشاهده شد، پُرفشار هاوایی نیز در جولای به بیشینه شدت خود دست پیدا کرده است و بیشینه انطباق بین مرکز پُرفشار و محور جریان و اچرخندی مشاهده می‌شود (شکل ۵-د). در جولای پُرفشار هاوایی تنها سامانه مؤثر در آرام شمالی است که گستره پهناوری از اقیانوس را دربر گرفته است. فشار مرکزی آن به بیشینه مقدار در طی سال یعنی ۱۰۲۴ تا ۱۰۲۶ هکتوپاسکال رسیده است. در جولای شارش‌های شرقی وسعت زیادی در منطقه حاره را دربر گرفته‌اند و همراه با جریان‌های شمالی و غربی در شرق و شمال سامانه جریان و اچرخندی قابل توجهی را به‌نمایش می‌گذارند. در آگوست وسعت سلول بیشینه فشار سطحی ۱۰۲۴ هکتوپاسکال بر روی آرام کاهش یافته است (شکل ۵-ه). در واقع، پُرفشار هاوایی به‌تدریج از وضعیت بیشینه تابستانه خود فاصله می‌گیرد؛ طوری که در سپتامبر سلول مرکزی سامانه تقریباً به ۱۰۲۰ هکتوپاسکال رسیده است و شدت جریان و اچرخندی آن نیز بسیار ضعیف‌تر از جون، جولای، و آگوست شده است (شکل ۵-و). مشابه آنچه در آزورس مشاهده شد، تضعیف جریان و اچرخندی با گسترش مداری آن همراه است که در سپتامبر این وضعیت به‌روشنی مشخص است.

### پُرفشار هاوایی در فصل سرد سال

کمیت‌های مورد مطالعه در فصل سرد نشان می‌دهد کم‌فشار آلوئین تأثیر بیشتری نسبت به پُرفشار هاوایی بر روی آرام شمالی دارد (شکل ۶). در اکتبر فشار مرکزی این سامانه به ۱۰۰۰ تا ۱۰۰۴ هکتوپاسکال رسیده است (شکل ۶-الف).

به تدریج در ماه‌های نوامبر، دسامبر، و ژانویه فشار مرکزی آن کاهش پیدا کرده و گستره آن بر روی آرام شمالی افزایش یافته است؛ طوری که در ژانویه فشار مرکزی آن به کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال رسیده است (شکل ۶-د). این سامانه چرخندی در این زمان به بیشینه فعالیت خود بر اقیانوس دست یافته است و تقریباً نیمه شمالی آرام را احاطه کرده است. با گسترش و تقویت کم‌فشار آلوشین، پُرفشار هاوایی از نظر وسعت و شارش و اچرخندی تضعیف شده و نسبت به موقعیت تابستانه خود به سمت جنوب شرق اقیانوس جابه‌جا شده است. برخلاف آژورس، که علاوه بر فصل گرم دارای یک بیشینه فشار در ژانویه نیز بود، سلول بیشینه فشار در آرام شمالی در دوره سرد سال تقریباً مقدار ثابت ۱۰۲۰ هکتوپاسکال را به خود گرفته است.



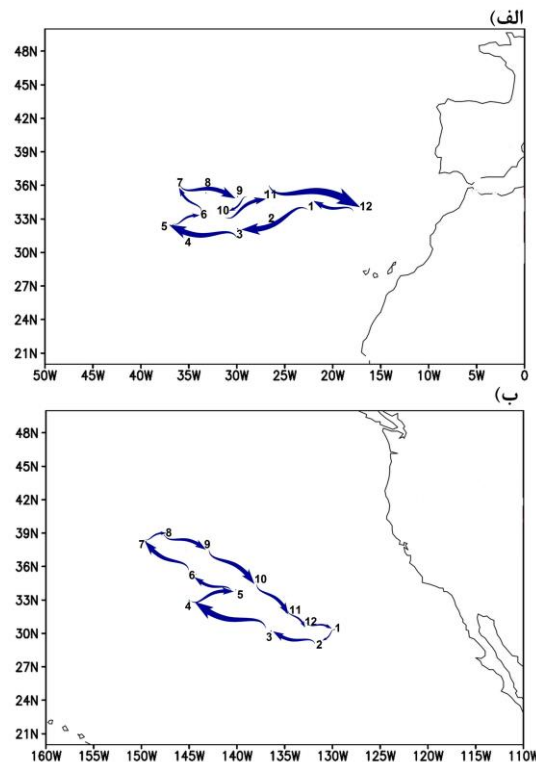
شکل ۶. همانند شکل ۳، در آرام شمالی در فصل سرد؛ الف) اکتبر؛ ب) نوامبر؛ ج) دسامبر؛ د) ژانویه؛ ه) فوریه؛ و) مارس

در فصل سرد و به‌خصوص در اکتبر، نوامبر، و دسامبر با تشدید بادهای غربی از وسعت نصف‌النهاری شارش و اچرخندی کاسته شده و وسعت مداری آن افزایش یافته است؛ طوری که حتی دو سلول و اچرخندی ضعیف در غرب و شرق اقیانوس در محل تلاقی بادهای غربی و شرقی شکل گرفته است. هم‌ارز با جریان و اچرخندی فوق‌زبانۀ فشار سطحی ۱۰۱۶ هکتوپاسکال نیز به سمت غرب اقیانوس کشیده شده است. به تدریج از ژانویه سلول و اچرخندی غرب آرام ضعیف شده است و اثر قابل ملاحظه‌ای بر آرام ندارد. همان‌گونه که انتظار می‌رود، در ماه‌های فوریه و مارس به تدریج از سلطه کم‌فشار آلوشین بر آرام کاسته شده و الگوی کمیت‌های مورد مطالعه به سمت وضعیت فصل گرم تمایل پیدا کرده است. یعنی فشار سطحی و شارش و اچرخندی هاوایی از نظر مداری و نصف‌النهاری گسترش و تقویت یافته است (شکل ۶-و).

#### جابه‌جایی فصلی پُرفشارهای جنب حاره

شکل ۷- الف و ب به ترتیب جابه‌جایی ماهانه مرکز پُرفشار آژورس و هاوایی را نشان می‌دهند. این مکان‌ها براساس بیشینه فشار سطح دریا در اطلس و آرام شمالی استخراج شده‌اند. مراکز پُرفشار در طی سال به صورت مداری و نصف‌النهاری جابه‌جا می‌شوند. معمولاً در فصل سرد تمایل دارند در شرق اقیانوس‌ها قرار گیرند و در فصل گرم به سمت مرکز و عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابه‌جا شوند. در اطلس و آرام شمالی جابه‌جایی مداری پُرفشارهای جنب حاره بسیار

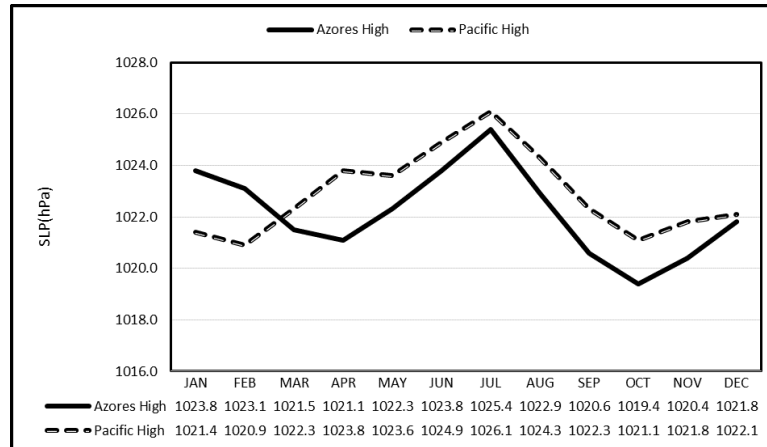
بیشتر از جابه‌جایی نصف‌النهاری است. به‌طور متوسط بیشترین جابه‌جایی مداری پُرفشار آزورس و هاوایی تفاوت چندانی با هم ندارند و حدوداً ۲۰ درجه است؛ در حالی که جابه‌جایی نصف‌النهاری هاوایی بسیار بیشتر از آزورس است. بیشترین جابه‌جایی نصف‌النهاری در پُرفشار هاوایی ۱۰ درجه و در پُرفشار آزورس ۴ درجه است. جولای، آگوست، و سپتامبر زمانی است که پُرفشار هاوایی در شمالی‌ترین وضعیت خود بر روی اقیانوس و در عرض‌های جغرافیایی حدود ۳۸ تا ۳۹ درجه شمالی قرار گرفته است. این در حالی است که بر روی اطلس شمالی، علاوه بر جولای و آگوست در زمستان نیز بیشینه فشار سطحی حدوداً در یک موقعیت شمالی شکل می‌گیرد. شاید این موضوع را می‌توان به تأثیر پهنه سرد و بزرگ خشکی‌های اروپا و شمال آفریقا مرتبط دانست. فشار سطحی بالا بر روی این خشکی‌ها در فصل سرد می‌تواند بر روی اطلس تأثیرگذار باشد و شکل‌گیری سلول‌هایی با فشار نسبی بالا بر روی اطلس را به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر سوق دهد. در حالی که پهنای کم امریکای شمالی چنین اثرگذاری بر آرام شمالی ندارد و پُرفشار هاوایی در فصل سرد در جنوبی‌ترین وضعیت خود بر روی اقیانوس قرار گرفته است و با موقعیت تابستانه‌اش بسیار فاصله دارد. البته، چگونگی گردش هدلی در زمستان بر روی آرام و اطلس نیز می‌تواند در شکل‌گیری چنین الگویی مؤثر باشد.



شکل ۷. موقعیت مراکز پُرفشار جنب حاره براساس بیشینه فشار سطح دریا (۱۹۷۹-۲۰۱۸) که اعداد معادل ماه‌های میلادی‌اند؛ (الف) پُرفشار آزورس؛ (ب) پُرفشار هاوایی.

شکل ۸ نمودار تغییرات بیشینه فشار سطح دریا در مرکز پُرفشار آزورس و هاوایی را نشان می‌دهد. این نمودار نشان می‌دهد که پُرفشارهای جنب حاره در جولای به بیشینه شدت خود دست پیدا می‌کنند. آوریل زمانی است که تقویت پُرفشار آزورس و حرکت به سمت بیشینه تابستانه آغاز می‌شود. در حالی که در هاوایی این وضعیت تقریباً در فوریه صورت می‌گیرد. اکتبر نیز زمانی است که دو سامانه فوق پس از طی بیشینه تابستانه به کمینه فشار سطحی خود

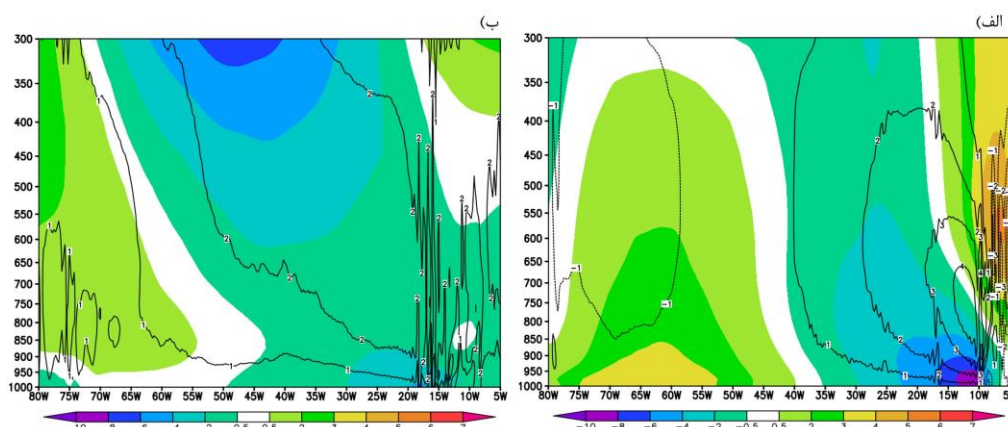
می‌رسند. در زمستان تغییر قابل توجهی در بیشینه فشار سطحی هاوایی مشاهده نمی‌شود؛ در حالی که در آژورس از اکتبر تا ژانویه به تدریج این مقدار افزایش می‌یابد و در ژانویه نیز به یک بیشینه زمستانه می‌رسد. اختلاف بین بیشینه و کمینه فشار مرکزی آژورس به حدود ۶ و در هاوایی به ۵٫۲ هکتوپاسکال می‌رسد. فشار سطح دریا در آرام شمالی به جز ماه‌های ژانویه و فوریه از آژورس بیشتر است. بنابراین، فقط در فصل زمستان فشار مرکزی آژورس می‌تواند از هاوایی بیشتر باشد.



شکل ۸. تغییرات بیشینه فشار سطح دریا در مراکز پُرفشار جنب حاره (۱۹۷۹-۲۰۱۸)، خط ممتد (پُرفشار آژورس)، و خط چین (پُرفشار هاوایی)

### ب) سطح مقطع قائم جریان و اچرخندی و سرعت قائم در پُرفشار های جنب حاره پُرفشار آژورس

شکل ۹ سطح مقطع مؤلفه نصف‌النهاری باد و امگا را برای و اچرخند آژورس در جولای و ژانویه نشان می‌دهد. در جولای دو جریان متقارن از بادهای شمالی و جنوبی به ترتیب جناح شرقی و غربی و اچرخند آژورس را به نمایش می‌گذارند (شکل ۹-الف). بیشینه بادهای شمالی در نواری از آب‌های ساحلی شرق اطلس در طول جغرافیایی حدود ۱۰ درجه غربی به میزان حدود ۸ تا ۱۰ متر بر ثانیه مشاهده می‌شود و بیشینه بادهای جنوبی در ضخامت بسیار بیشتری (تا حدود ۸۵۰ هکتوپاسکال) از ۵۳ تا ۷۵ درجه غربی با سرعت ۳ تا ۴ متر بر ثانیه در جریان‌اند. بادهای شمالی در جناح شرقی آژورس از گرادبان قائم شدیدتری نسبت به بادهای جنوبی در جناح غربی برخوردارند و در نوار باریکی در شرق اقیانوس تمرکز دارند. درحالی‌که بادهای جنوبی در غرب سامانه از وسعت مداری نسبتاً بیشتری برخوردارند. سرعت بادهای نصف‌النهاری بر روی اطلس با افزایش ارتفاع کاهش یافته است. بنابراین، شدت جریان و اچرخندی آژورس در سطح بسیار شدیدتر از ترازهای فوقانی است. اگرچه با افزایش ارتفاع جریان و اچرخندی در این سامانه ضعیف می‌شود، همچنان این جریان تا تراز حدود ۳۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. محل جدایی بادهای شمالی و جنوبی نوار سفیدرنگی است که با افزایش ارتفاع به سمت غرب انحراف پیدا کرده است. این نوار درواقع محوری است که مرکز جریان و اچرخندی را در ترازهای مختلف به نمایش می‌گذارد. مرکز جریان و اچرخندی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تقریباً در طول جغرافیایی ۳۷٫۵ درجه غربی واقع است. با توجه به اینکه بیشینه فشار سطحی در جولای در سطح دریا در طول جغرافیایی ۳۶ درجه غربی است، می‌توان نتیجه گرفت که مرکز جریان و اچرخندی در سطح دریا منطبق بر بیشینه فشار است.



شکل ۹. سطح مقطع مؤلفه نصف‌النهاری باد (زمینه رنگی باد بر حسب متر بر ثانیه؛ منفی: باد شمالی، مثبت: باد جنوبی) و امگا (خطوط بر حسب پاسکال بر دقیقه؛ مثبت: نزول هوا، منفی: صعود هوا) که به صورت ماهانه (۱۹۷۹-۲۰۱۸) در اطلس شمالی؛ الف) جولای از ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی و ب) ژانویه از ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی میانگین گیری شده است

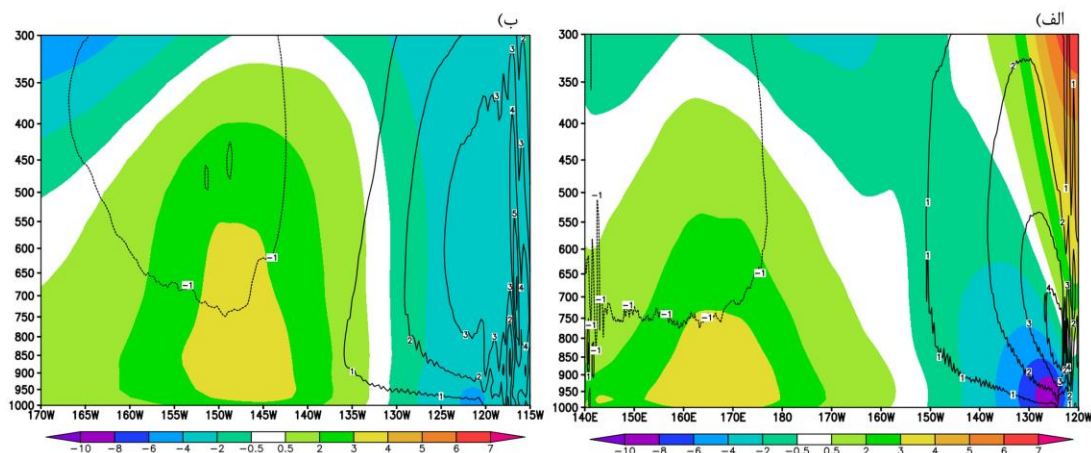
بادهای شمالی در جولای و در جناح شرقی آزورس باعث فرارفت هوای سرد در این مناطق می‌شوند. همچنین، منطبق بر این بادها و تا ترازهای فوقانی جو فرونشست جریان هوا مشاهده می‌شود. پربند یک پاسکال بر دقیقه از امگا تقریباً جناح شرقی و اچرخند آزورس را فراگرفته است. بیشینه فرونشست منطبق بر محل بیشینه بادهای شمالی با مقدار ۴ پاسکال بر دقیقه از تراز ۹۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است (شکل ۹-الف). بنابراین، بادهای شمالی در جناح شرقی آزورس باعث فرارفت هوای سرد و ایجاد فرونشست و پایداری در این مناطق می‌شوند. الگوی سرعت قائم در جناح غربی آزورس مقدار منفی یک پاسکال بر دقیقه را از تراز ۸۵۰ تا ترازهای فوقانی جو به نمایش گذاشته است. بنابراین، فرارفت گرم و صعود جریان هوا در جناح غربی با شدت بسیار کمتری نسبت به فرارفت سرد و فرونشست جریان هوا در جناح شرقی رخ داده است.

در ژانویه شدت و وسعت بادهای شمالی در ترازهای زیرین جناح شرقی نسبت به جولای بسیار کاهش پیدا کرده است. همچنین، تقارن قابل توجهی بین شدت بادهای شمالی و جنوبی در جناح شرقی و غربی سامانه وجود ندارد (شکل ۹-ب). به نظر می‌رسد در ژانویه واداشت‌های سطوح فوقانی جو بر روی اطلس حاکم‌اند و اثر واداشت‌های سطحی و محلی چندان قابل توجه نیستند. اثر واداشت سطوح فوقانی به صورت زبانه‌ای از جریان شمالی و جنوبی از تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به سمت ترازهای زیرین نمایان شده است. در این زمان، طول جغرافیایی مورد مطالعه و تقریباً کل جو را پربند یک پاسکال بر دقیقه فراگرفته که در مناطق شرقی اطلس این مقدار به ۲ پاسکال بر دقیقه نیز می‌رسد. در جولای فرونشست جریان هوا در جناح شرقی پُرفشار آزورس تمرکز پیدا کرده بود. درحالی‌که در ژانویه کل جو شاهد نزول تقریباً یکنواختی از جریان هواست. از مقایسه الگوی فرونشست در ژانویه و جولای در حوزه مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که فرونشست جریان هوا در فصل گرم و سرد با سازوکارهای مختلفی انجام می‌گیرد و نمی‌توان گردش کلی جو را در دو زمان مذکور یکسان تصور کرد. در جولای فرونشست جریان هوا با شدت بیشتری در جناح شرقی این و اچرخند تمرکز دارد؛ درحالی‌که در ژانویه نزول جریان هوا وسعت مداری زیادی از اطلس شمالی را دربر می‌گیرد.

### پُرفشار هاوایی

شکل ۱۰ الگوی سطح مقطع قائم کمیت‌های مورد مطالعه را در جولای و ژانویه در موقعیت پُرفشار هاوایی به نمایش می‌گذارد. الگوی شارش نصف‌النهاری، محور و اچرخند، فرونشست، و صعود جریان هوا در جولای بر روی آرام شمالی

به‌طور قابل توجهی شبیه به آنچه هست که در اطلس شمالی تحلیل شده است (شکل ۱۰- الف). حتی در بسیاری از موارد کمیت‌های مورد مطالعه در دو سامانه مقادیر یکسانی را نشان می‌دهند که از بیان آن‌ها پرهیز می‌شود. اما در ژانویه در آرام شمالی، برخلاف اطلس، پیچیدگی‌های خاصی در الگوهای کمیت‌های مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود (شکل ۱۰- ب). می‌توان گفت تفاوت عمده‌ای که در الگوی کمیت‌ها نسبت به جولای رخ می‌دهد، در وسعت، شدت و مکان رخداد این کمیت‌ها است. همان‌گونه که قبلاً اشاره شد، پُرفشار هاوایی در ژانویه به محدوده کوچکی در شرق آرام محدود می‌شود. در این زمان از وسعت مداری شارش و اچرخندی سامانه بسیار کاسته شده است؛ طوری که مرکز شارش‌های شمالی و جنوبی دارای فاصله ۲۵ درجه طول جغرافیایی‌اند. در حالی که در جولای این مقدار حدود ۷۰ درجه است. بنابراین، در ژانویه وسعت مداری شارش و اچرخندی آرام حدوداً به یک‌سوم وسعتش در جولای کاهش یافته است. در ژانویه شدت و وسعت بادهای شمالی در ترازهای زیرین کاهش یافته است. به‌نظر می‌رسد اثر واداشتهای سطحی کاهش یافته و واداشتهای ترازهای فوقانی جو اثر بیشتری در شکل‌گیری الگوی بادهای شمالی دارند. در ژانویه الگو و مقادیر مربوط به فرونشست و صعود جریان هوا در موقعیت پُرفشار هاوایی تفاوت قابل توجهی نسبت به جولای پیدا نکرده است.

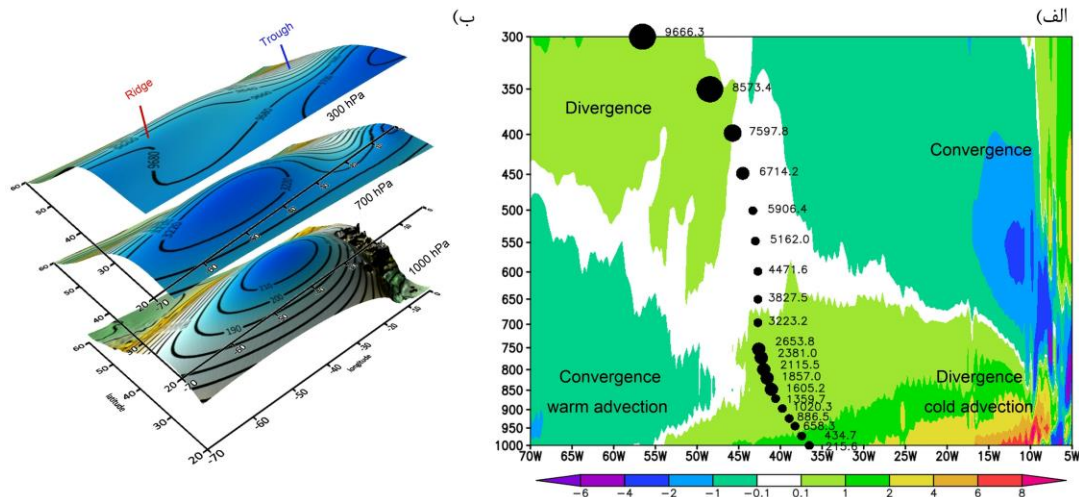


شکل ۱۰. همانند شکل ۹، در آرام شمالی؛ الف) جولای از ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی؛ ب) ژانویه از ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی

### ج) سطح مقطع قائم ارتفاع ژئوپتانسیل و واگرایی در پُرفشار های جنب حاره در جولای

شکل‌های ۱۱ و ۱۲- الف) سطح مقطع قائم واگرایی افقی و بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی اطلس و آرام شمالی را در جولای به‌نمایش می‌گذارند. همان‌گونه که اشاره شد، جناح شرقی و غربی و اچرخند آزورس به‌ترتیب با فرونشست و صعود جریان هوا همراه‌اند. این موضوع به‌روشنی توسط کمیت واگرایی نیز در شکل ۱۱- الف به‌نمایش درآمده است. در ترازهای پایین و در جناح شرقی و اچرخند و منطبق بر محل بیشینه بادهای شمالی بیشینه واگرایی ( $10^{-1} \times 8$  تا  $6$ ) شکل گرفته است. البته، این واگرایی با شدت کمتری تا ترازهای میانی جو (حدود ۶۵۰ هکتوپاسکال) و طول جغرافیایی ۵۰ درجه غربی امتداد یافته است. هم‌ارز با واگرایی در ترازهای زیرین، در ترازهای میانی و فوقانی جو همگرایی رخ داده است که بیشینه آن ( $10^{-1} \times 4$  تا  $-2$ ) در تراز حدود ۶۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. بیشینه همگرایی تقریباً در طول جغرافیایی ۱۰ درجه غربی یعنی بر بیشینه واگرایی در ترازهای زیرین منطبق است. در حالی که مرکز جریان و اچرخندی و بیشینه فشار در سطح دریا تقریباً در طول جغرافیایی ۳۶ درجه غربی بر هم منطبق‌اند. بنابراین، بیشینه فشار سطح دریا بر بیشینه واگرایی منطبق نیست و فرونشست جریان هوا عامل اصلی در شکل‌گیری بیشینه فشار در سطح دریا

نیست و عوامل دیگری چون تضاد خشکی و دریا، پوشش ابر استراتوس، و دمای سطح آب که در مقدمه نیز به آن‌ها اشاره شد، در تشکیل بیشینه فشار در سطح دریا در فصل گرم تأثیر گذارند. همان‌گونه که انتظار می‌رود، الگوی واگرایی در جناح غربی و اچرخند متفاوت و ضعیف‌تر از الگوی جناح شرقی است. فرارفت گرم و صعود جریان هوا در جناح غربی موجب شکل‌گیری همگرایی در نیمه زیرین و واگرایی در نیمه فوقانی شده است.



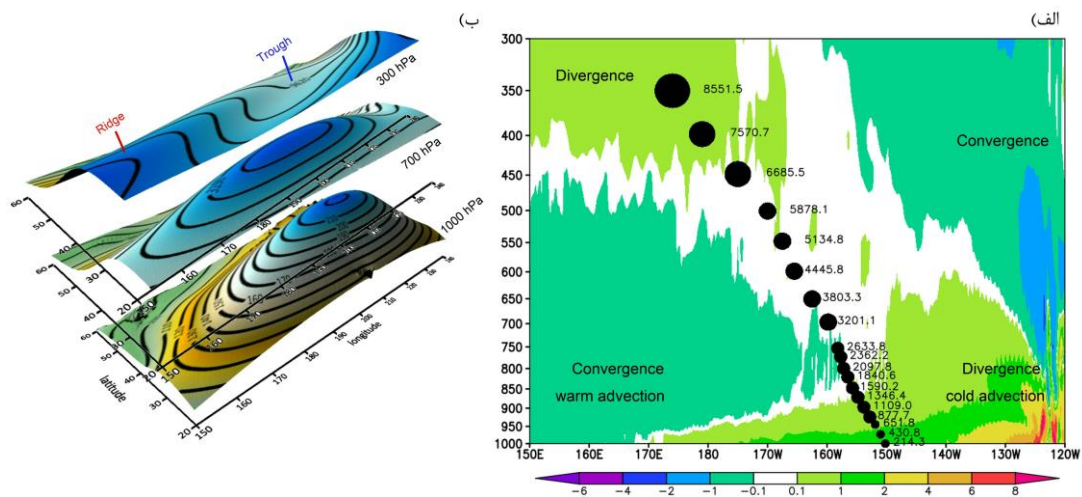
شکل ۱۱. الف) سطح مقطع واگرایی افقی (زمینه رنگی برحسب نایبه/۱ در واحد ۶-۱۰) و بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل (قطر دایره‌های سیاه‌رنگ نشان‌دهنده تعداد نقاطی است که بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیلی در آن‌ها رخ داده است و اعداد مقدار بیشینه ارتفاع برحسب متر است)، میانگین ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی؛ ب) ارتفاع ژئوپتانسیل در سه تراز ۷۰۰، ۱۰۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال. در جولای و در حوزه اطلس شمالی که از ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ میانگین‌گیری شده است.

دایره‌های سیاه‌رنگ در شکل ۱۱-الف) سطح مقطع بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل را برحسب متر نشان می‌دهند. این سطح مقطع به‌طور قابل توجهی منطبق بر محور جریان و اچرخندی است (نوار سفیدرنگ در شکل ۹-الف). بنابراین، بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای مختلف در مرکز جریان و اچرخندی رخ داده است. پس به‌طور مشابه و همان‌گونه که در نقشه مشاهده می‌شود، بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل نیز در ترازهای مختلف با افزایش ارتفاع به سمت غرب تمایل پیدا کرده است (شکل ۱۱-الف). همچنین، مقادیر بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای فوقانی نقاط (یا طول‌های جغرافیایی) بیشتری را دربر می‌گیرد. این موضوع با توجه به شکل‌گیری پشته در ترازهای فوقانی (مثلاً ۲۰۰ یا ۳۰۰ هکتوپاسکال) تصورکردنی است. قابل توجه است که در محل بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای مختلف واگرایی نسبتاً کمی مشاهده می‌شود (حداکثر  $10^{-6} s^{-1}$ ) که حتی در ترازهای ۶۵۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال به صفر رسیده است. بنابراین، محور بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل از یک فشار نسبی بالا نسبت به اطراف خود برخوردار نیست.

شکل ۱۱-ب) میانگین بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیل در جولای را در سه تراز ۱۰۰۰، ۷۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال بر روی اطلس شمالی به‌نمایش می‌گذارد. فشار سطحی و جریان و اچرخندی قوی دو عاملی هستند که در شکل‌دهی الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای زیرین تأثیر گذارند. بیشینه فشار سطحی و جریان و اچرخندی قوی در لایه‌های زیرین باعث می‌شوند که ترازهای فشار ثابت در این مناطق در ارتفاع بالاتری شکل گیرند. بنابراین، الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای فشار ثابت به‌صورت سلول‌های پُراتفعا در اطراف مرکز و اچرخند به‌نمایش درآمده‌اند (به‌عنوان مثال، شکل ۱۱-ب؛ تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال). در ترازهای بالاتر و میانی با کاهش اثر فشار سطحی و تضعیف جریان و اچرخندی از تراکم

سلول‌های پُراتفعا یا گرادیان افقی ارتفاع ژئوپتانسیل کاسته شده است (نسبت به الگوی ترازهای زیرین) و به سمت غرب جابه‌جا شده‌اند (به‌عنوان مثال، شکل ۱۱-ب؛ تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال). در ترازهای فوقانی واداشتهای مذکور شدت لازم برای تشکیل سلول‌های پُراتفعا را ندارند و الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل به‌صورت پشته یا زبانه پُراتفعا ظهور پیدا کرده است (به‌عنوان مثال، شکل ۱۱-ب؛ تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال). فرارفت گرم در ترازهای زیرین، صعود هوای گرم، و گرمای نهان آزادشده در جناح غربی نقش اساسی در شکل‌گیری زبانه پُراتفعا در ترازهای فوقانی دارند.

شکل ۱۲ سطح مقطع کمیت‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و واگرایی را برای واچرخند هاوایی به‌نمایش می‌گذارد. الگوهای نمایش‌داده‌شده در شکل بسیار شبیه به آنچه هست که در اطلس شمالی تحلیل شد. بنابراین، از بازگویی مجدد آن‌ها پرهیز می‌شود. در جناح شرقی واچرخند هاوایی نیز بیشینه همگرایی در ترازهای میانی بر بیشینه واگرایی در ترازهای زیرین منطبق است. این الگو با شدت کمتری نسبت به آژورس در ۱۲۵ درجه غربی رخ داده است. در اینجا نیز بیشینه واگرایی در ترازهای زیرین بر بیشینه فشار سطحی، بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل، و مرکز جریان واچرخندی منطبق نیست. این تصور که سلول‌ها و زبانه‌های پُراتفعا در پُرفشارهای جنب حاره از گرمایش بی‌دررو در اثر نزول جریان هوا شکل می‌گیرند کاملاً نادرست به‌نظر می‌رسد. زیرا در این سامانه‌ها، علاوه بر اینکه فرونشست جریان هوا منطبق بر سلول‌های پُراتفعا نیست، بلکه فرونشست در جناح شرقی با شکل‌گیری ناوه در ترازهای میانی و فوقانی همراه است و هیچ نقشی در شکل‌گیری سلول‌ها و زبانه‌های پُراتفعا ندارد. از طرفی، علت اصلی شکل‌گیری زبانه‌های پُراتفعا در جناح غربی نیز فرارفت گرم در ترازهای زیرین، صعود هوای گرم، و گرمای نهان آزادشده در این ناحیه است.



شکل ۱۲. همانند شکل ۱۱، در آرام شمالی

## بحث و نتیجه‌گیری

پهنه‌های بزرگ آبی در نیم‌کره شمالی سامانه‌های واچرخندی بزرگ‌مقیاسی را در خود شکل می‌دهند. جریان واچرخندی و بالاتر بودن فشار دو ویژگی برجسته این سامانه‌ها می‌باشند. تحلیل داده‌های بلندمدت فشار سطح دریا و بردار باد بر روی اطلس و آرام شمالی نشان می‌دهند که این سامانه‌ها دارای یک روند سالانه‌اند. این واچرخندها با شروع فصل گرم به سمت مرکز اقیانوس و عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابه‌جا می‌شوند. جریان واچرخندی و فشار سطح دریا به تدریج در طی فصل گرم افزایش می‌یابد و در جولای به بیشینه مقدار خود در طی سال می‌رسند. سطح مقطع سرعت قائم در موقعیت



واچرخند آزورس و هاوایی نشان می‌دهد فرونشست هوا در جولای در جناح شرقی این سامانه‌ها رخ می‌دهد (شکل ۹ و ۱۰-الف). میانگین ماهانه بیشینه فرونشست هوا در جولای در اطلس و آرام شمالی با مقدار ۴ پاسکال بر ثانیه به ترتیب در ۱۰ و ۱۲۰ درجه غربی مشاهده می‌شود. همچنین، الگوی فرونشست مذکور بر جریان‌های شدید شمالی در ترازهای زیرین و فرارفت سرد ناشی از آن‌ها منطبق‌اند. وضعیت فوق شرایط پایداری در جناح شرقی واچرخندهای جنب حاره ایجاد کرده است. هاسکینز (۱۹۹۶) نیز شمال شرق اطلس و آرام شمالی را محل نزول هوای ناشی از گرمایش مانسون بر روی قاره‌ها معرفی می‌کند. بنابراین، الگوهای استخراج‌شده از فرونشست هوا با نتیجه فوق همخوانی دارند. پایداری در جناح شرقی پُرفشارهای جنب حاره در جولای به روشنی توسط کمیت واگرایی نیز نمایش داده شده است (شکل ۱۱ و ۱۲-الف). همان‌طور که اشاره شد، بیشینه واگرایی در ترازهای زیرین در اطلس و آرام شمالی به ترتیب در حدود طول‌های جغرافیایی ۱۰ و ۱۲۰ درجه غربی رخ می‌دهد. بنابراین، همان‌گونه که انتظار می‌رود، در جولای بیشینه فرونشست هوا در ترازهای بالاتر بر بیشینه واگرایی در ترازهای زیرین منطبق است. اما نکته قابل تأمل اینکه مناطق با بیشینه فرونشست و واگرایی بر بیشینه فشار سطحی منطبق نیستند. زیرا بیشینه فشار سطحی در جولای در اطلس و آرام شمالی به ترتیب در ۳۶ و ۱۵۰ درجه غربی رخ می‌دهد (شکل ۷). بنابراین، نمی‌توان فرونشست هوا را عاملی اساسی برای شکل‌گیری بیشینه فشار سطح دریا برشمرد. اگرچه نتیجه فوق به روشنی از الگوهای واگرایی استخراج می‌شود، پژوهش‌های نوریس و همکاران (۱۹۹۸)، سیگر و همکاران (۲۰۰۳)، و سایر پژوهشگران در خصوص اثر دمای سطح دریا، پوشش ابر استراتوس دریایی، تضاد خشکی و دریا در شکل‌گیری فشار سطح دریا در اطلس و آرام شمالی نیز نشان می‌دهد که عواملی غیر از فرونشست در شکل‌گیری بیشینه فشار سطح دریا مؤثر و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

واچرخند آزورس، علاوه بر جولای، در ژانویه نیز به یک بیشینه فشار و جریان واچرخندی دست می‌یابد. درحالی‌که بیشینه فشار در آرام شمالی در دوره سرد سال تقریباً مقدار ثابت ۱۰۲۰ هکتوپاسکال است و جریان واچرخندی آن نیز به تدریج تضعیف می‌شود و در ژانویه به شرق آرام محدود می‌شود. الگوی فرونشست هوا در واچرخند هاوایی در ژانویه و جولای تفاوت قابل توجهی با هم ندارند. درحالی‌که در آزورس شرایط تا حدی متفاوت است. در جولای، فرونشست هوا در واچرخند آزورس با شدت بیشتری نسبت به ژانویه در جناح شرقی واچرخند تمرکز دارد. ولی در ژانویه، نزول هوا به‌طور نسبتاً یکنواخت وسعت مداری زیادی از اطلس شمالی در جنب حاره را دربر می‌گیرد. مشاهدات حاکی از ادامه این الگوی یکنواخت از فرونشست بر روی خشکی‌های افریقا نیز دارد (الگو ارائه نشده است). از این قیاس می‌توان نتیجه گرفت که گردش کلی جو در اطلس شمالی در فصل گرم و سرد با هم متفاوت و با سازوکارهای مختلفی انجام می‌گیرد. البته، این برداشت با نتایج رودول و هاسکینز (۲۰۰۱) و چان (۲۰۰۸) مبنی بر قوی‌تر بودن گردش هدلی در زمستان نسبت به تابستان سازگار است. این پژوهشگران گردش کلی جو بر روی اطلس شمالی را در تابستان به رخداد مانسون و در زمستان به گردش هدلی مرتبط می‌دانند. با توجه به اینکه اطلس شمالی در مجاورت خشکی‌های افریقا است و گردش هدلی در زمستان از منطقه همگرایی در خشکی‌های افریقای جنوبی منشأ می‌گیرد، انتظار گردش متفاوت از جریان جو در زمستان نسبت به تابستان دور از ذهن نیست. البته، اظهارنظر مستند و دقیق‌تر نیاز به پژوهشی مجزا در این خصوص دارد. مطمئناً شناخت دقیق گردش کلی جو تأثیر بسزایی در شناخت پُرفشارهای جنب حاره دارد و می‌تواند مورد توجه پژوهشگران داخلی نیز قرار گیرد.

سطح مقطع مولفه نصف‌النهاری باد در اطلس و آرام شمالی در جولای نشان می‌دهد که شدت جریان واچرخندی در ترازهای زیرین قوی‌تر از ترازهای فوقانی‌اند و با افزایش ارتفاع شدت آن کاهش می‌یابد و مرکز جریان نیز به سمت غرب

تمایل پیدا می‌کند (شکل ۹ و ۱۰-الف). از طرف دیگر، الگوی سطح مقطع بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل در جولای نشان می‌دهد که محور این کمیت به‌طور قابل توجهی بر محور جریان واپرخندی منطبق است و این محور نیز با افزایش ارتفاع به سمت غرب تمایل پیدا می‌کند (شکل ۱۱ و ۱۲-الف). الگوی بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل استخراج شده کاملاً در تطابق با الگوی سطح مقطع بی‌هنجاری ژئوپتانسیلی است که توسط چن و همکاران (۲۰۰۱) ارائه شده است (شکل ۲-ج). در مطالعه چن و همکاران بی‌هنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب تقریباً در ۳۵ و ۱۵۰ درجه غربی (منطبق بر بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل در اطلس و آرام شمالی) رخ داده است و با افزایش ارتفاع به سمت غرب تمایل پیدا کرده است. همچنین، به‌روشنی مشخص است که ترازهای فوقانی جناح غربی و شرقی اقیانوس‌های اطلس و آرام شمالی به ترتیب با بی‌هنجاری مثبت (پشته) و منفی (ناوه) همراه‌اند. از الگوی فشار سطح دریا، جریان واپرخندی، و ارتفاع ژئوپتانسیل ارائه شده در ترازهای ۱۰۰۰، ۷۰۰، و ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۱۱ و ۱۲-ب) نتیجه شده است که فشار سطح دریا و جریان واپرخندی دو عامل اساسی در شکل‌گیری سلول‌های پُراارتفاع در ترازهای زیرین‌اند. زیرا بیشینه فشار سطح دریا باعث می‌شود ترازهای فشار ثابت در این مناطق در ارتفاع بالاتری شکل‌گیرند و سلول‌های پُراارتفاع در این ترازها با گرادیان افقی شدیدی در اطراف مرکز واپرخند ظاهر شوند (به‌طور مثال، شکل ۱۱ و ۱۲-ب، تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال). با افزایش ارتفاع و کاهش اثر این دو عامل، از گرادیان افقی سلول‌های پُراارتفاع کاسته می‌شود و الگوی این کمیت در ترازهای فوقانی به‌صورت پشته یا زبانه پُراارتفاع در جناح غربی ظاهر می‌شود (به‌طور مثال، شکل‌های ۱۱ و ۱۲-ب، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال). با توجه به اینکه جناح غربی با فرارفت گرم و مرطوب، صعود هوا، ناپایداری، و بارش و در نتیجه آزاد شدن گرمای نهان همراه است، عوامل فوق نقش مهمی در شکل‌گیری زبانه‌های پُراارتفاع در ترازهای فوقانی جناح غربی دارند.

اغلب پژوهش‌های داخلی در مطالعه پُرفشارهای جنب حاره به تحلیل کمیت ارتفاع ژئوپتانسیل پرداخته‌اند. هرچند برخی نتایج در مقالات داخلی (به‌عنوان مثال، قائمی و همکاران، ۱۳۸۸) با مطالعه سلول‌های پُراارتفاع در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال پُرفشار آژورس را محدود به ترازهای زیرین فرض کرده‌اند. اما در پژوهش حاضر، که از داده‌های ۲۰ تراز جوی (از ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال) بهره برده است، مشخص شد جریان واپرخندی ناشی از پُرفشارهای جنب حاره و اثرهای آن‌ها در ضخامت گسترده‌ای از جو حاکم‌اند. بنابراین، اگرچه سلول‌های پُراارتفاع در ترازهای زیرین بر روی اطلس و آرام شمالی از گرادیان شدیدتری نسبت به ترازهای فوقانی برخوردارند، نمی‌توان به این دلیل این سامانه‌ها را محدود به ترازهای زیرین دانست. از طرفی، آثار منتشرشده در داخل کشور عمدتاً بر پایه واکاوی ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای میانی جو انجام شده و سلول‌ها و زبانه‌های پُراارتفاع را پُرفشار جنب حاره در نظر گرفته‌اند. مثلاً، حجازی‌زاده (۱۳۷۲) پربند ۵۸۴ دکامتر را پُرفشار و عساکره و همکاران (۱۳۹۵) مقادیر خاصی را در ترازهای مختلف به‌عنوان مرز شمالی پشته‌های جنب حاره معرفی می‌کنند. این پژوهش بر حوضه اقیانوسی متمرکز بوده و قضاوت در مورد پُراارتفاع مؤثر بر ایران به پژوهش‌های آتی موکول کرده است. پشته‌ها در آژورس و هاوایی را نمی‌توان به گرمای بی‌دررو ناشی از نزول هوا و پایداری نسبت داد. زیرا فرونشست هوا در جناح شرقی رخ می‌دهد و با شکل‌گیری ناهه جریان پایین‌دست و در ترازهای میانی و فوقانی جو همراه است. اگرچه بدون مطالعات جامعی بر روی خشکی‌ها نمی‌توان به اظهارنظر قاطع در این حوزه پرداخت. اما به‌نظر می‌رسد مطالعات بر روی قاره‌ها در منطقه جنب حاره در فصل گرم و صرفاً با تمرکز بر کمیت ارتفاع ژئوپتانسیل و بدون توجه به عوامل شکل‌گیری آن نتایج قابل توجهی از این مراکز واپرخندی به‌نمایش نمی‌گذارد.

## منابع

- حجازی زاده، ز. (۱۳۷۲). بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- زرین، آ. (۱۳۸۶). تحلیل پُرفشارهای جنب حاره تابستانه بر روی ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- زرین، آ. و مفیدی، ع. (۱۳۹۰). آیا پُرفشار جنب حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پُرفشار جنب حاره‌ای آزرورس است بررسی یک نظریه، یازدهمین کنگره جغرافیدانان ایران، تهران، انجمن جغرافیایی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- عساکره، ح؛ قائمی، ه. و فتاحیان، م. (۱۳۹۵). اقلیم‌شناسی مرز پشته پُرفشار جنب حاره بر روی ایران، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۷(۲۵ و ۲۶): ۳۳-۲۱.
- قائمی، ه؛ زرین، آ؛ آزادی، م. و فرج‌زاده اصل، م. (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پُرفشار جنب حاره بر روی آسیا و افریقا، فصل‌نامه مدرس علوم انسانی، ۱۳(۱): ۲۴۵-۲۱۹.
- لشکری، ح. و محمدی، ز. (۱۳۹۴). اثر موقعیت استقرار پُرفشار جنب حاره عربستان بر سامانه‌های بارشی در جنوب و جنوب غرب، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۷(۱): ۷۳-۹۰.
- Anderson, DL. and Gill, AE. (1975). Spin-up of a stratified ocean, with applications to upwelling. Deep-Sea Res. 1975 Jan 1, 22(9): 583-596.
- Asakereh, H.; Ghaemi, H. and Fatahian, M. (2016). Climatology Study of Subtropical High Pressure Ridge on Iran, Journal of climatological research, 7(25-26): 21-32.
- Bergeron, T. (1930). Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. Meteorologische Zeitschrift, 47(7): 246-262.
- Bjerknes, J. (1935). La circulation atmosphérique dans les latitudes sous-tropicales.
- Chan, S. C. (2008). On the summer time development of the North Pacific Sea-level Pressure Anticyclone (Doctoral dissertation).
- Chen, P.; Hoerling, M. P. and Dole, R. M. (2001). The origin of the subtropical anticyclones. Journal of the atmospheric sciences, 58(13): 1827-1835.
- Ghaemi, H.; Zarin, A.; Azadi, M. and Farajzadehasl, M. (2009). Spatial Analysis of Subtropical High Pressure over Asia and Africa. Journal of Human Sciences MODARES, 13(1): 219-245.
- Gyakum, J. R.; Anderson, J. R.; Grumm, R. H. and Gruner, E. L. (1989). North Pacific cold-season surface cyclone activity: 1975-1983. Monthly weather review, 117(6): 1141-1155.
- Hejazizadeh, Z. (1993). Investigation of Subtropical High Pressure Fluctuation in Iran Season Change, Doctoral dissertation, Natural Geography, Tarbiat Modarres University.
- Hoerling, M. P.; Hurrell, J. W. and Xu, T. (2001). Tropical origins for recent North Atlantic climate change. Science, 292(5514): 90-92.
- Hoskins, B. J. (1996). On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 1287-1292.
- Kapala, A.; Mächel, H. and Flohn, H. (1998). Behavior of the centers of action above the Atlantic since 1881. Part II: Associations with regional climate anomalies. International Journal of Climatology, 18(1): 23-36.
- Lahey, J. F.; Bryson, R. A. and Wahl, E. W. (1958). Atlas of five-day normal sea-level pressure charts for the Northern Hemisphere. University of Wisconsin Press.

- Liu, Y.; Wu, G. and Ren, R. (2004). Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. *Journal of Climate*, 17(4): 682-698.
- Lashkari, H. and Mohammadi, Z. (2015). The Role of Saudi Arabia Subtropical High Pressure Position on Precipitation Systems in the South and Southwest of Iran, *Journal of Physical Geographical Research*, 47(1): 73-90.
- Mächel, H.; Kapala, A. and Flohn, H. (1998). Behavior of the centers of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *International Journal of Climatology*, 18(1): 1-22.
- Nigam, S. and Chan, S. C. (2009). On the summertime strengthening of the Northern Hemisphere Pacific sea level pressure anticyclone. *Journal of Climate*, 22(5): 1174-1192.
- Norris, J. R. (1998). Low cloud type over the ocean from surface observations. Part I: Relationship to surface meteorology and the vertical distribution of temperature and moisture. *Journal of Climate*, 11(3): 369-382.
- Oort, A. H. and Yienger, J. J. (1996). Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *Journal of Climate*, 9(11): 2751-2767.
- Rodionov, S. N.; Overland, J. E. and Bond, N. A. (2005). A: Spatial and temporal variability of the Aleutian climate. *Fisheries Oceanography*, 14, 3-21.
- Rodionov, S. N.; Overland, J. E. and Bond, N. A. (2005). The Aleutian low and winter climatic conditions in the Bering Sea. Part I: Classification. *Journal of Climate*, 18(1), 160-177.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15): 3192-3211.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J. (1996). Monsoons and the dynamics of deserts, *QJ Roy. Meteor. Soc.*, 122: 1385-1404.
- Seager, R.; Murtugudde, R.; Naik, N.; Clement, A.; Gordon, N. and Miller, J. (2003). Air-sea interaction and the seasonal cycle of the subtropical anticyclones. *Journal of climate*, 16(12): 1948-1966.
- Serreze, M. C.; Carse, F.; Barry, R. G. and Rogers, J. C. (1997). Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Climate*, 10(3): 453-464.
- Walker, G. T. Y EW Bliss, (1932). *World weather V*, *Men. Roy. Meteor. Soc.*, 4: 53-84.
- WU, G.; LIU, Y. and LIU, P. (2004). Formation of the summertime subtropical anticyclones. In *East Asian Monsoon* (pp. 499-544).
- Zarin, A. (2007). Analysis of Summertime Subtropical High Pressure over Iran, Doctoral dissertation, Natural Geography, Tarbiat Modarres University.
- Zarin, A. and Mofidi, A. (2001). Is summertime subtropical High in Iran a tongue of Azores High? a Theory Review, 11th Congress of Iranian Geographers, Tehran, Iran Geographical Association, Shahid Beheshti University.