

ویژگی‌ها و اثرهای دورپیوندی ال‌نینوهای فرین شرق و مرکز اقیانوس آرام و ال‌نینوی فرین ترکیبی

مونا ذوالقدر شجاعی - دانشجوی کارشناسی ارشد هواشناسی گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
امید علیزاده چوبری* - دانشیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
پرویز ایران‌نژاد - دانشیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
فرهنگ احمدی گیوی - دانشیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۴/۱۶

چکیده

با استفاده از داده‌های میانگین ماهانه ERA-Interim، ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۰۹-۲۰۱۰، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶، که به ترتیب ال‌نینوهای فرین شرق و مرکز اقیانوس آرام و ال‌نینوی فرین ترکیبی اند مطالعه شده است. نتایج نشان داد آغاز هر سه ال‌نینوی فرین از ماه ژوئیه بوده است؛ در حالی که تفاوت‌های بارزی در زمان از بین رفتن ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ وجود دارد. در هر سه ال‌نینو، بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی دمای سطح دریا به ترتیب در مناطق استوایی شرق و غرب اقیانوس آرام تشکیل شده‌اند. بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا طی وقوع ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در مناطق استوایی شرق اقیانوس آرام و در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ در مناطق استوایی مرکز اقیانوس آرام قرار دارند. بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ از مرکز تا شرق مناطق استوایی اقیانوس آرام کشیده شده‌اند. همچنین، اندازه بی‌هنجاری‌های دمای سطح دریا و فشار تراز دریا در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ از ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بزرگ‌تر بوده است. در هر سه ال‌نینو، بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در همان مناطقی از اقیانوس آرام حاره‌ای شکل گرفته‌اند که بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) دمای سطح دریا مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری‌های شکل گرفته در ترازهای فوقانی وردسپهر در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام در طی این سه ال‌نینو بر الگوهای جوی مناطق دیگر تأثیر گذاشته‌اند.

واژگان کلیدی: ال‌نینو- نوسان جنوبی (انسو)، ال‌نینوی ترکیبی، ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام، ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام، دورپیوندها.

مقدمه

ال‌نینو یک پدیده گرمایی بزرگ مقیاس در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام است که به‌تأوی معمولاً هر ۳ تا ۵ سال یک بار اتفاق می‌افتد (نیلین، ۲۰۱۱). هنگام رخداد ال‌نینو، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مناطق حاره‌ای شرق یا مرکز اقیانوس آرام و بی‌هنجاری‌های منفی دمای سطح دریا در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس شکل می‌گیرند (نیلین، ۲۰۱۱). این تغییرات دمای سطح دریا باعث بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام و بی‌هنجاری‌های منفی دمای سطح دریا در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام می‌شود. این تغییرات مداری فشار در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام به نام نوسان جنوبی^۱ شناخته می‌شود (واکر و بلیس، ۱۹۳۲). در واقع، نوسان جنوبی یک نوسان

Email: omid.alizadeh@ut.ac.ir

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۱۶۱۱۱۸۴۶۹

1. Southern Oscillation

الاکلنگی فشار تراز دریا بین مناطق حاره‌ای شرق و غرب اقیانوس آرام است. افزایش فشار تراز دریا در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام با کاهش فشار در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام همراه است و برعکس که برای اولین بار واکر و بلیس (۱۹۳۲) آن را مطرح کردند و آن را نوسان جنوبی نامیدند. در ابتدا ال‌نینو و نوسان جنوبی دو رخداد مجزا و مستقل از یکدیگر فرض می‌شدند، اما بیرکنس (۱۹۶۹) فرضیه جفت‌شدگی این دو پدیده را مطرح کرد. طبق این فرضیه، به دلیل اختلاف دمایی بین استخر گرم^۱ در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام و زبانه سرد^۲ در شرق آن، یک کم‌فشار نسبی در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام و یک پرفشار نسبی در شرق آن ایجاد می‌شود. به عبارت دیگر، ال‌نینو و نوسان جنوبی به ترتیب جنبه‌های اقیانوسی و جوی از یک پدیده یکتا به نام ال‌نینو-نوسان جنوبی (انسو)^۳ هستند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۷).

در فاز گرم انسو یا ال‌نینو، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مناطق استوایی شرق اقیانوس آرام شکل می‌گیرد. ال‌نینو به وضعیتی گفته می‌شود که طی آن گردان دمای سطح دریا بین مناطق استوایی غرب و شرق اقیانوس آرام کاهش می‌یابد که پیامد آن تضعیف گردش واکر و بادهای سطحی همراه آن و حتی تغییر جهت این بادهاست. به بیانی دقیق‌تر، در این شرایط بادهای بسامان شرقی در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام تضعیف می‌شوند و در مواردی ممکن است بادهای غربی حاکم شود. در مقابل، در هنگام رخداد لانینا یا فاز سرد چرخه انسو، بادهای بسامان شرقی تقویت می‌شوند (نیلین، ۲۰۱۱).

برای اولین بار فو و همکاران (۱۹۸۶) بحث انواع ال‌نینو را مطرح کردند. براساس مطالعه آن‌ها، با توجه به موقعیت مکانی بیشینه بی‌هنجاری‌های دمای سطح دریا در شرق یا مرکز اقیانوس آرام، ال‌نینوهای شرق^۴ یا مرکز اقیانوس آرام (Central Pacific El Niño) رخ می‌دهد. با استفاده از روش تحلیلی و الگوی همبستگی مکانی، یو و کیم (۲۰۱۳) علاوه بر ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام، وقوع ترکیبی (Mixed) از آن‌ها را نیز مطرح کردند. به این ترتیب، ال‌نینو به سه دسته ال‌نینوی شرق و ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام و ترکیبی از این دو تقسیم می‌شود.

به طور تجربی مشخص شده است که همرفت‌های شدید معمولاً در مناطقی اتفاق می‌افتد که دمای سطح دریا بیش از 27.5°C است (بارسوقلی و سردشماک، ۲۰۰۲). مطالعات نشان می‌دهند که در ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام موقعیت مکانی همرفت‌های شدید در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام تغییر می‌کند که در نتیجه به اثرهای دورپیوندی متفاوتی در مناطق مختلف کره زمین منجر می‌شود (یه و همکاران، ۲۰۱۸). برای نمونه، موسمی تابستانی شمال غرب اقیانوس آرام به شدت با ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام در ارتباط است (کای و همکاران، ۲۰۱۵). ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام عمدتاً مناطق حاره‌ای اقیانوس هند را تحت تأثیر قرار می‌دهد، درحالی‌که ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام بر مناطق جنوبی اقیانوس هند مؤثر است (کای و همکاران، ۲۰۱۵؛ کائو و یو، ۲۰۰۹). همچنین، الگوی بارش در جنوب چین طی رخداد این دو نوع ال‌نینو متفاوت است (فنگ و لی، ۲۰۱۱). میزان بارش در استرالیا در هنگام رخداد ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام در مقایسه با میزان آن در هنگام رخداد ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام بسیار بیشتر است (وانگ و هندن، ۲۰۰۷). همچنین، کومار و همکاران (۲۰۰۶) نشان دادند که در ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام در مقایسه با ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام بارش‌های موسمی هند بیشتر کاهش می‌یابند. آشوک و همکاران (۲۰۰۷) نشان دادند که مسیرهای طوفان در نیم‌کره جنوبی عمدتاً تحت تأثیر ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام قرار می‌گیرد. براساس نتایج ژوو و همکاران (۲۰۱۴)، طی

1. Warm pool
2. Cold tongue
3. El Niño-Southern Oscillation (ENSO)
4. Eastern Pacific El Niño

وقوع ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام نه تنها مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام شرایط اقلیمی متفاوتی را تجربه می‌کنند، بلکه شرایط اقلیمی در مناطق امریکای شمالی و شمال اقیانوس اطلس نیز متفاوت می‌شود. ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام تأثیر بیشتری در شکل‌گیری و پراکندگی بی‌هنجاری‌های دمای هوا و بارش در امریکای شمالی می‌گذارد (یو و همکاران، ۲۰۱۵؛ جیو و همکاران، ۲۰۱۷). همچنین، ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام ال‌گوهای دمای هوا و بارش را در ایالات متحده امریکا طی فصل زمستان به طرز متفاوت تغییر می‌دهند، به نحوی که ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام زمستان‌های خشک‌تری را در ایالات متحده در پی دارد (یو و زو، ۲۰۱۳؛ یو و همکاران، ۲۰۱۲). همچنین، ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام و ال‌نینوی ترکیبی به دلیل تضعیف گردش واکر، بارش کمتر از مقدار میانگین را در فصل‌های تابستان و زمستان برای مناطق شمالی امریکای جنوبی به همراه دارند (اندرولی و همکاران، ۲۰۱۶).

ال‌نینو و ل‌نینا از نظر شدت نیز تقسیم‌بندی شده‌اند که شامل رویدادهای ضعیف، متوسط، و فرین است. در هنگام رخداد ال‌نینوی فرین، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مناطق استوایی شرق اقیانوس آرام شدیدتر است که باعث کاهش قابل ملاحظه‌ی گرادیان دمای سطح دریا و در نتیجه تضعیف بادهای بسامان شرقی بین مناطق استوایی شرق و غرب اقیانوس آرام می‌شود. مطالعات پیشین عمدتاً به بررسی اثر ترکیبی چندین ال‌نینو به طور عام پرداخته‌اند، فارغ از اینکه این ال‌نینوها از نوع شرق اقیانوس آرام، مرکز اقیانوس آرام، یا ترکیبی از این دو باشند. در بین مطالعات انجام‌شده که در آن‌ها اثرهای دورپیوندی ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام و ال‌نینوی ترکیبی بررسی شده است، به ال‌نینوهای فرین کمتر توجه شده است. بنابراین، در مطالعه حاضر الگو و اثرهای دورپیوندی ال‌نینوهای فرین شرق و مرکز اقیانوس آرام و ال‌نینوی فرین ترکیبی بررسی می‌شود. نتایج مطالعات آرنس (۲۰۱۲) و پائک و همکاران (۲۰۱۷) نشان داد که طی دوره ۱۹۵۰-۲۰۱۷، تعداد ۹ ال‌نینوی فرین در سال‌های ۱۹۵۷-۱۹۵۸، ۱۹۶۵-۱۹۶۶، ۱۹۷۲-۱۹۷۳، ۱۹۸۲-۱۹۸۳، ۱۹۸۶-۱۹۸۷، ۱۹۹۱-۱۹۹۲، ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۰۹-۲۰۱۰، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ به وقوع پیوسته‌اند. از بین این رویدادها، در مطالعه حاضر ویژگی ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۰۹-۲۰۱۰، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بررسی می‌شود. این سه رویداد به این دلیل انتخاب شده‌اند که به ترتیب شدیدترین ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام و ال‌نینوی ترکیبی در یک قرن گذشته شناخته می‌شوند (آرنس، ۲۰۱۲؛ پائک و همکاران، ۲۰۱۷).

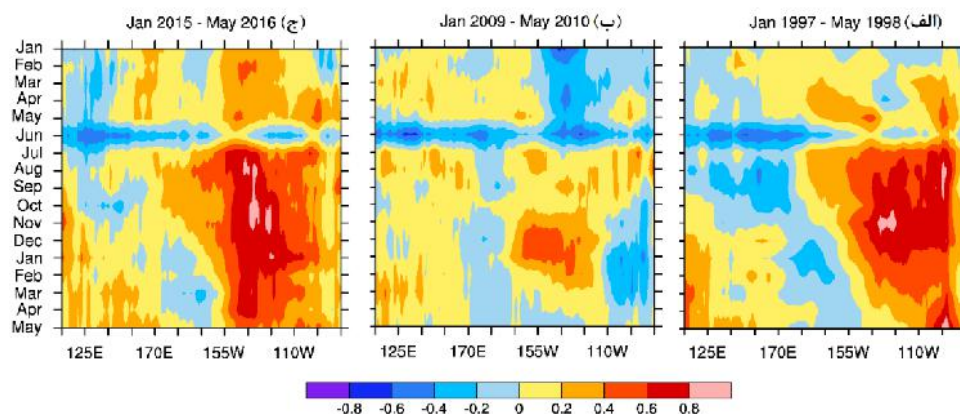
مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های ماهانه بازتحلیل مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان‌مدت وضع هوا (The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis Interim (ERA-Interim) for <http://apps.ecmwf.int/datasets/>; بریسفورد و همکاران، ۲۰۰۹) با تفکیک افقی $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ مربوط به دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۶ استفاده شده است. برای بررسی ویژگی ال‌نینوهای فرین ۱۹۹۷-۱۹۹۸ (ال‌نینوی شرق آرام)، ۲۰۰۹-۲۰۱۰ (ال‌نینوی مرکز آرام)، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ (ال‌نینوی ترکیبی)، بی‌هنجاری‌های برخی متغیرهای هواشناسی تحلیل شده‌اند. این متغیرها عبارت‌اند از: دمای سطح دریا، فشار تراز دریا، سمت و سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین، دمای هوا در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین، سرعت قائم (أمگا)، و بارش. همچنین، دمای هوا، سمت و سرعت باد، و ارتفاع ژئوپتانسیلی در دو سطح هم‌فشار ۸۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام تحلیل شده‌اند. بی‌هنجاری‌های سالانه متغیرهای هواشناسی مربوط به هر یک از سه رویداد از ماه ژوئن سال مورد نظر تا ماه مه سال بعد نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ محاسبه شده‌اند. همچنین، الگوی کلی اثرهای دورپیوندی سه ال‌نینوی فرین انتخاب‌شده در مقیاس جهانی بررسی و با نتایج مطالعات پیشین مقایسه شده است.

یافته‌های پژوهش

ویژگی ال‌نینوهای فرین انتخابی

در شکل ۱ نمودار هافمولر^۱ بی‌هنجاری‌های میانگین ماهانه دمای سطح دریا در نواحی حاره‌ای اقیانوس آرام برای سه ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۰۹-۲۰۱۰، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ ترسیم شده است. برای رسم نمودار هافمولر روی همه عرض‌های جغرافیایی میانگین‌گیری شده است. محورهای افقی طول جغرافیایی در منطقه اقیانوس آرام و محورهای قائم زمان را بر حسب ماه نشان می‌دهند. مشاهده می‌شود که به‌طور تقریبی زمان آغاز هر سه ال‌نینو در پایان فصل بهار و آغاز ماه ژوئن است؛ درحالی‌که زمان از بین رفتن آن‌ها در فصل بهار سال بعد در ماه مه است.



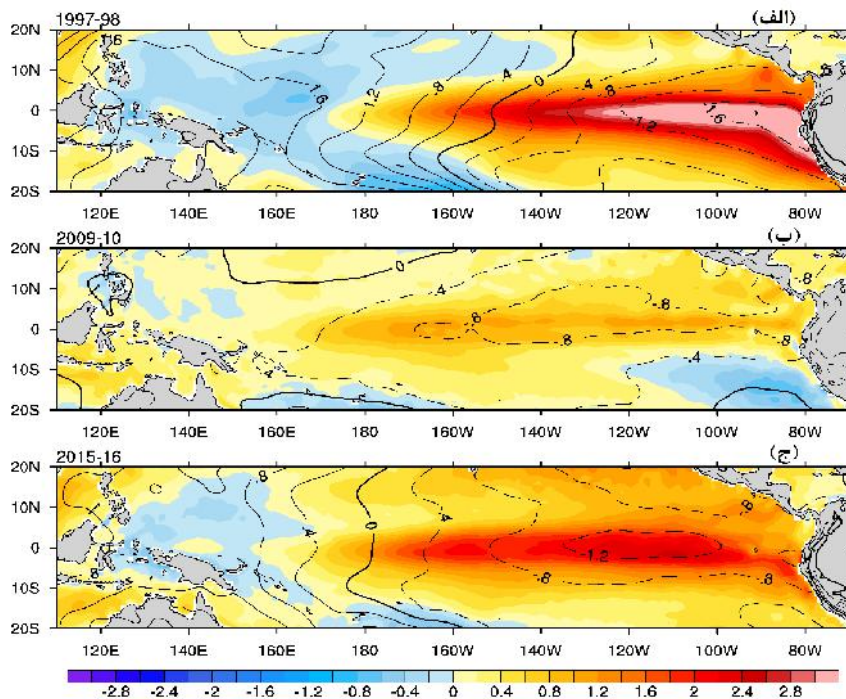
شکل ۱. بی‌هنجاری‌های میانگین ماهانه دمای سطح دریا (°C) در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ طی وقوع ال‌نینوهای فرین (الف) شرق اقیانوس آرام (۱۹۹۷-۱۹۹۸)، (ب) مرکز اقیانوس آرام (۲۰۰۹-۲۰۱۰) و (ج) ترکیبی (۲۰۱۵-۲۰۱۶)

در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام از سواحل امریکای جنوبی پدیدار شده و در حین تکامل به سمت خط روزگردان (180°) گسترش یافته است. همچنین، در نواحی حاره‌ای غرب اقیانوس آرام مقادیر کوچکی از بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا مشاهده می‌شود (شکل ۱- الف و ۱- ج). طی وقوع ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، بی‌هنجاری‌های منفی دمای سطح دریا در نواحی حاره‌ای شرق اقیانوس آرام ایجاد شده است، درحالی‌که بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا عمدتاً در نزدیکی خط روزگردان شروع به گسترش کرده‌اند (شکل ۱- ب). شدت بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در محدوده 175°W - 110°W طی وقوع ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ نسبت به دو ال‌نینوی دیگر ضعیف‌تر است، ولی شدت بی‌هنجاری‌های منفی دمای سطح دریا در محدوده 170°E - 125°E در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ از دو ال‌نینوی دیگر بیشتر است. زمان اوج ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ به‌طور متوسط از ماه ژوئیه آغاز شده و تا ماه دسامبر ادامه یافته است، درحالی‌که در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ دوره اوج در بازه زمانی کوتاه‌تری بین ماه نوامبر تا دسامبر مشاهده می‌شود. مطابق شکل ۱، در مرحله از بین رفتن، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ سریع‌تر از دو ال‌نینوی دیگر تضعیف می‌شود. اگرچه ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در ماه مه در مرحله از بین رفتن قرار می‌گیرند، بین این دو نیز تفاوت‌های بارزی وجود دارد. مکان بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مرحله از بین رفتن ال‌نینوی

1. Hovmöller

۱۹۹۸-۱۹۹۷ در نواحی حاره‌ای شرق اقیانوس آرام (محدوده $90^{\circ}W$) است، درحالی‌که مکان بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مرحله از بین رفتن ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در نواحی حاره‌ای مرکز اقیانوس آرام (محدوده $140^{\circ}W$) است. این تفاوت در مکان از بین رفتن می‌تواند ناشی از آن باشد که این دو ال‌نینو از لحاظ دینامیکی با یکدیگر متفاوت‌اند. در واقع، از بین رفتن ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ مشابه از بین رفتن ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام (شکل ۱-ب) است، زیرا بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در هر دو مورد در مرکز اقیانوس آرام باقی مانده‌اند.

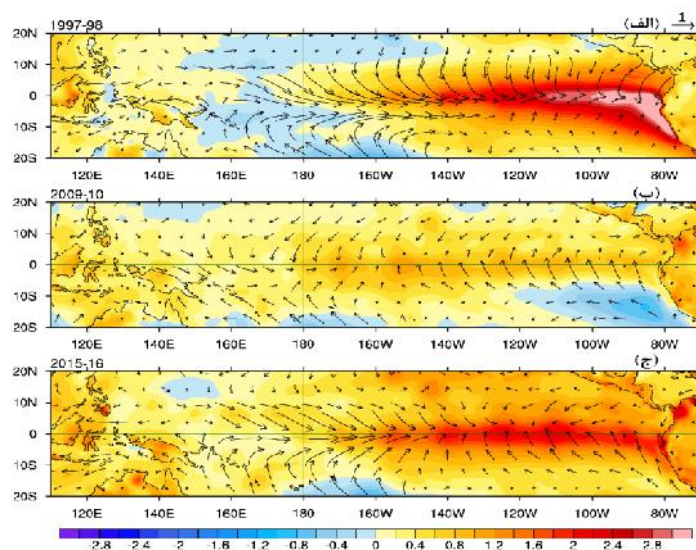
بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمای سطح دریا و فشار تراز دریا برای سه ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۰۹-۲۰۱۰، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، سه ال‌نینو از لحاظ شرایط اقیانوسی و جوئی با یکدیگر متفاوت‌اند. طبق تعریف فاز گرم انسو، در هر سه ال‌نینو بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی دمای سطح دریا به ترتیب در مناطق استوایی شرق و غرب اقیانوس آرام تشکیل شده‌اند، اگرچه در مناطق استوایی دوردست غرب اقیانوس آرام بی‌هنجاری‌های مثبت ناچیز دمای سطح دریا در دو ال‌نینوی ۱۹۹۸-۱۹۹۷ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ به چشم می‌خورد. به علاوه، در هر سه ال‌نینو، فشار تراز دریا در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام کاهش یافته است، اما بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام فقط طی وقوع ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ مشاهده می‌شود. بازه تغییرات بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ نسبت به دو ال‌نینوی دیگر بیشتر است. شایان ذکر است که در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بی‌هنجاری‌های منفی فشار تراز دریا در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام تشکیل شده‌اند، درحالی‌که در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های منفی فشار تراز دریا به خوبی تا مرکز اقیانوس آرام گسترش یافته‌اند.



شکل ۲. بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمای سطح دریا ($^{\circ}C$ ، رنگ‌ها) و فشار تراز دریا (پریندها به فاصله $0.4hPa$) در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ برای ال‌نینوهای فرین (الف) شرق اقیانوس آرام (۱۹۹۷-۱۹۹۸)، (ب) مرکز اقیانوس آرام (۲۰۰۹-۲۰۱۰)، و (ج) ترکیبی (۲۰۱۵-۲۰۱۶)

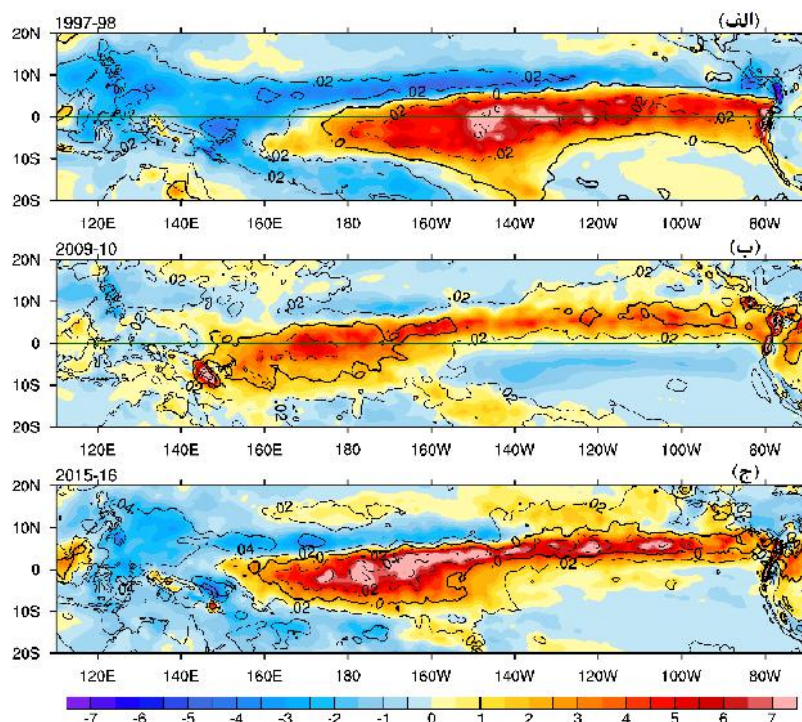
ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ حالت فرینی از ال نینوی شرق آرام است که در آن بی‌هنجاری‌های دمایی سطح دریا عمدتاً در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام متمرکز شده‌اند و تا بیش از 3°C نیز می‌رسند. بیشینه بی‌هنجاری‌های دمایی سطح دریا و فشار تراز دریا در ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در مقایسه با بیشینه همان بی‌هنجاری‌ها در ال نینوی مرکز اقیانوس آرام در ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بزرگ‌تر است. این موضوع تأییدی است بر این نکته که ال نینوهای مرکز اقیانوس آرام عمدتاً ضعیف‌تر از ال نینوهای شرق آرام‌اند (کائو و یو، ۲۰۰۹؛ یو و همکاران، ۲۰۱۰). در ال نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های مثبت دمایی سطح دریا به‌طور کلی در مناطق حاره‌ای مرکز اقیانوس آرام و در نزدیکی خط روزگردان متمرکزند، درحالی‌که در ال نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶، که نمونه‌ای فرین از ترکیب ال نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام است، بی‌هنجاری‌های مثبت دما از مرکز تا شرق مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام کشیده شده‌اند.

در شکل ۳ بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمایی هوا در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین و بی‌هنجاری‌های سمت و سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ برای سه ال نینوی ذکر شده نشان داده شده‌اند. بی‌هنجاری‌های دمایی هوا در ال نینوهای ۲۰۰۹-۲۰۱۰ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در بیشتر مناطق استوایی اقیانوس مقادیری مثبت دارند. در ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ نیز بی‌هنجاری‌های مثبت دمایی هوا در بیشتر مناطق استوایی اقیانوس آرام وجود دارد، به‌نحوی که بی‌هنجاری‌های منفی دمایی سطح دریا فقط در بخش‌های اندکی از مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام (حوالی 150°W - 150°E) شکل گرفته است. مشابه بی‌هنجاری‌های دمایی سطح دریا، بی‌هنجاری‌های دمایی هوا در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین مقادیر بزرگ‌تری را به‌ترتیب برای ال نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۱۵-۲۰۱۶ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ نشان می‌دهند. از لحاظ جوی، به‌نظر می‌رسد که بی‌هنجاری‌های سرعت باد در ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ شدیدتر از دو ال نینوی دیگر است. در ال نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶، بی‌هنجاری‌های باد غربی در بخش‌هایی از مناطق حاره‌ای شرق و مرکز اقیانوس آرام به‌ترتیب در حدود 110°W - 170°E و 150°W - 150°E مشاهده می‌شود، درحالی‌که در ال نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های باد غربی فقط در مناطق حاره‌ای مرکز اقیانوس آرام (در حدود 170°W - 160°E) شکل گرفته‌اند و از لحاظ شدت ضعیف‌تر از بی‌هنجاری‌های باد در دو ال نینوی دیگر هستند.



شکل ۳. مشابه شکل ۲، اما برای بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمایی هوا در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین ($^{\circ}\text{C}$ ، رنگ‌ها) و سمت و سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین (m s^{-1} ، بردارها)

در فاز خنثای چرخه انسو، مراکز کم‌فشار در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام شکل می‌گیرند. در نتیجه، همرفت‌های عمیق و بارش‌های قابل توجهی روی آب‌های گرم مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس اتفاق می‌افتد (نیلین، ۲۰۱۱). در هنگام وقوع ال‌نینو، با شکل‌گیری بی‌هنجاری‌های مثبت دمایی سطح دریا در مناطق حاره‌ای مرکز تا شرق اقیانوس آرام، گردش واکر از نظر شدت و حتی جهت تغییر می‌یابد، به نحوی که فرایندهای همرفتی و بارش از مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام به سمت مرکز و شرق آن جابه‌جا می‌شوند. در اثر این جابه‌جایی، بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در مناطق حاره‌ای مرکز تا شرق اقیانوس پدیدار می‌شوند. شکل ۴ بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه بارش و مقدار سرعت قائم اُمگا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ برای سه ال‌نینوی موردنظر نشان می‌دهد. یادآوری این نکته لازم است که مطابق رابطه $w \approx -\rho g w$ (هولتون، ۲۰۰۴)، علامت سرعت قائم w در مختصات فشاری برخلاف سرعت قائم w در مختصات ارتفاع است؛ یعنی مقادیر منفی و مثبت اُمگا به ترتیب بیانگر حرکت‌های صعودی و نزولی‌اند.



شکل ۴. مشابه شکل ۲، اما برای بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه بارش (mm day^{-1} , رنگ‌ها) و اُمگا (Pa s^{-1} , پربندها) در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال

در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام و سواحل امریکای جنوبی تشکیل شده‌اند و تا مرکز اقیانوس آرام در محدوده 160°E گسترش یافته‌اند. مشابه نتایج کای و همکاران (۲۰۱۴)، بارش‌های قابل توجهی در مجاور مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام، مانند اکوادور و شمال پرو، که عموماً داری اقلیم سرد و خشک هستند، مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری‌های منفی بارش عمدتاً در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام تشکیل شده‌اند، اگرچه این بی‌هنجاری‌ها در شمال استوا در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام نیز وجود دارند (شکل ۴-الف). بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در طی وقوع ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ نواحی غربی کلمبیا تا نواحی حاره‌ای مرکز اقیانوس آرام (محدوده 140°E - 60°W) را پوشانده است و بیشینه مقدار آن، علاوه بر مناطق حاره‌ای مرکز اقیانوس آرام،

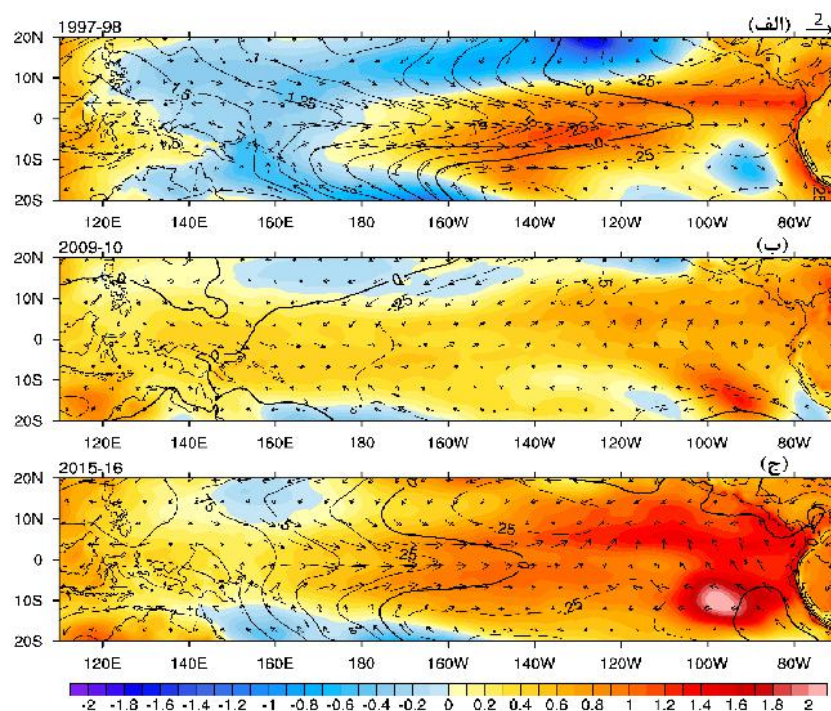
در مناطق شرقی اندونزی، پاناما، کلمبیا، و اکوادور واقع است، درحالی‌که در شمال و جنوب استوا بی‌هنجاری‌های منفی بارش به‌صورت پراکنده مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب). در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶، بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در مناطق حاره‌ای مرکز اقیانوس آرام (محدوده $60^{\circ}W - 170^{\circ}E$) مشاهده می‌شود و بی‌هنجاری‌های منفی بارش همچون ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ بیشتر در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام تشکیل شده و تا بخش‌هایی از شمال و جنوب نواحی حاره‌ای مرکز تا شرق اقیانوس آرام کشیده شده‌اند (شکل ۴-ج).

مطابق شکل ۴، به‌طورکلی مقادیر بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی بارش در مناطق استوایی مرکز و شرق اقیانوس آرام در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بزرگ‌تر از ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ است. مشابه نتایج کاگ و همکاران (۲۰۰۹)، در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، که نمونه‌ای از ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام است، الگوی دوقطبی بی‌هنجاری بارش در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام (شمال و جنوب خط استوا) قرار دارد. برخلاف نتایج کاگ و همکاران (۲۰۰۹)، در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، که نمونه‌ای از ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام است، الگوی دوقطبی بی‌هنجاری بارش در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام (شمال و جنوب خط استوا) به‌وضوح مشاهده‌شدنی است. علامت قطب‌های مثبت و منفی این الگوی دوقطبی بی‌هنجاری بارش در طرفین استوا در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ برعکس یکدیگر است. در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، قطب مثبت در جنوب استوا است، درحالی‌که در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ در شمال استوا قرار دارد. به‌علاوه، الگوی دوقطبی در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ مشابه الگوی دوقطبی موجود در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ است. گستره مکانی بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ نسبت به دو ال‌نینوی دیگر بیشتر است و بیشتر مناطق حاره‌ای شرق و مرکز اقیانوس آرام را دربر گرفته است. الگوی بارش در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ بسیار مشابه با الگوی بارش مشاهده‌شده در ال‌نینوهای شرق اقیانوس آرام است، درحالی‌که الگوی بارش ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ شبیه به الگوی بارش مشاهده‌شده در ال‌نینوهای مرکز اقیانوس آرام است. همچنین، بررسی کمیت‌های بارش و امگا در شکل ۴ نشان می‌دهد که در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام بی‌هنجاری‌های منفی و مثبت امگا (به‌ترتیب صعود و نزول هوا) با تقریب قابل قبولی با بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی بارش در همان مناطق هم‌خوانی دارند.

در شکل ۵ بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه ارتفاع ژئوپتانسیل، دمای هوا، و سمت و سرعت باد در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام برای سه ال‌نینوی موردبررسی نشان داده شده است. در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در مناطق استوایی شرق و مرکز اقیانوس آرام مشاهده می‌شود، درحالی‌که بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا در مناطق استوایی غرب اقیانوس آرام شکل گرفته‌اند. در دو ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام از شرق تا غرب گسترش یافته‌اند، درحالی‌که بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا فقط در شمال و جنوب نواحی حاره‌ای مرکز و غرب اقیانوس آرام مشاهده می‌شود. بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا به بیش از $3^{\circ}C$ در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ رسیده است.

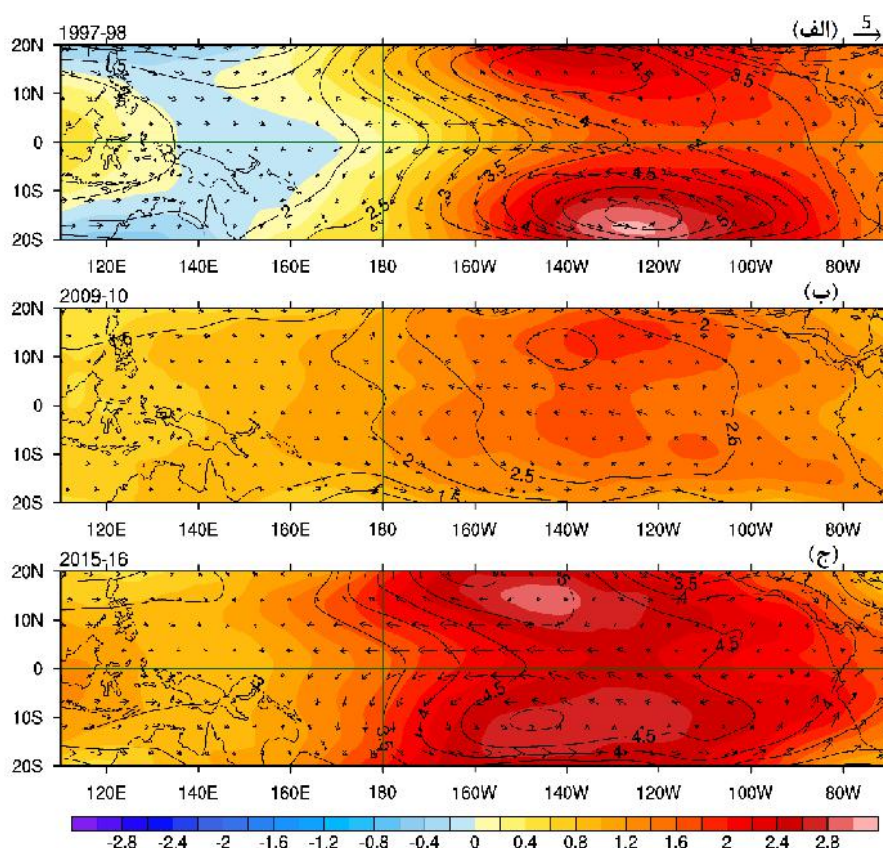
در هر سه ال‌نینو، بی‌هنجاری‌های منفی (مثبت) ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در همان مناطق حاره‌ای از اقیانوس آرام شکل گرفته‌اند که بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) دمای سطح دریا وجود دارد (شکل‌های ۲ و ۵). در هر سه ال‌نینو، بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام و کمینه این بی‌هنجاری‌ها در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام مشاهده می‌شود. بیشینه مقدار بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ از دو ال‌نینوی دیگر تا ۱/۵ ژئوپتانسیل دکامتر بیشتر است. در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در بیشتر نواحی حاره‌ای اقیانوس آرام منفی و بیشینه مقدار آن صفر ژئوپتانسیل دکامتر

است که در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام قرار دارد. بیشترین تغییرات در بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل از شرق تا غرب نواحی حاره‌ای اقیانوس آرام مربوط به ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ است که بازه‌ی این تغییرات بین ۰/۲۵- تا ۱/۵ ژئوپتانسیل دکامتر است. الگوی بی‌هنجاری‌های جهت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در هر سه ال‌نینو غالباً غربی است و در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ از شدت بیشتری نسبت به دو ال‌نینوی دیگر برخوردار است (شکل ۵).



شکل ۵. مشابه شکل ۲، اما برای بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمای هوا (°C، رنگ‌ها)، ارتفاع ژئوپتانسیل (پربندها به فواصل ۰/۲۵ ژئوپتانسیل دکامتر)، و سمت و سرعت باد ($m s^{-1}$ بردارها) در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال

بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه ارتفاع ژئوپتانسیل، دمای هوا، و سمت و سرعت باد در تراز فشاری ۳۰۰ هکتوپاسکال در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام برای سه ال‌نینوی مورد بررسی در شکل ۶ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ مشاهده می‌شود، اما در دو ال‌نینوی دیگر از شرق تا غرب مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام گسترش یافته است. بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال فقط در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام واقع است. همچنین، در هر سه ال‌نینوی مورد بررسی، بیشینه مقدار بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در شمال و جنوب استوا، در نواحی حاره‌ای شرق، و مرکز اقیانوس آرام قرار دارند و شدت این بی‌هنجاری در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ ضعیف‌تر از دو رخداد دیگر است. در هر سه ال‌نینو، بیشینه بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در مکان‌هایی واقع است که بیشینه بی‌هنجاری‌های دمای هوا در این تراز مشاهده می‌شود. شکل‌گیری بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای فوقانی وردسپهر حاکی از ستون هوای گرم (سرد) در زیر آن است؛ این موضوع پیش‌تر در بررسی بی‌هنجاری‌های فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مشاهده شد و با توضیحات نیلین (۲۰۱۱) درباره‌ی گردش ناشی از گرمایش سطح مطابقت دارد.



شکل ۶. مشابه شکل ۲، اما برای بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمای هوا (C، رنگ‌ها)، ارتفاع ژئوپتانسیل (پربندها به فواصل ۵ ژئوپتانسیل دکامتر)، و سمت و سرعت باد ($m s^{-1}$ بردارها) در تراز فشاری ۳۰۰ هکتوپاسکال

در هر سه ال‌نینو، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) ارتفاع ژئوپتانسیل در همان مناطق حاره‌ای از اقیانوس آرام مشاهده می‌شوند که بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) دمای هوا در سطح زمین و ترازهای ۸۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال شکل گرفته است (شکل‌های ۲، ۵، و ۶). بی‌هنجاری‌های جهت باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، همچون تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ از شدت بیشتری نسبت به دو ال‌نینوی دیگر برخوردار است. همچنین، در هر سه ال‌نینو بی‌هنجاری‌های جهت باد غالباً جنوب شرقی و شرقی‌اند. الگوی بی‌هنجاری میدان باد در شکل‌های ۲، ۵، و ۶ نشان‌دهنده الگوی تغییر یافته گردش واکر است که در مطالعه یه و همکاران (۲۰۱۸) نیز به آن اشاره شده است. طبق این الگو در فاز ال‌نینو، در ترازهای زیرین جو از شرق به غرب مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام ابتدا بی‌هنجاری‌های جهت باد شرقی است. سپس، با جابه‌جایی به مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام به دلیل جابه‌جایی مکان همگرایی غربی می‌شود. بی‌هنجاری‌های جهت باد در ترازهای فوقانی و ردسپهر در هنگام رخداد ال‌نینو برعکس بی‌هنجاری‌های جهت باد در ترازهای زیرین و ردسپهر است.

اثرهای دورپیوندی سه نوع ال‌نینوی مورد بررسی

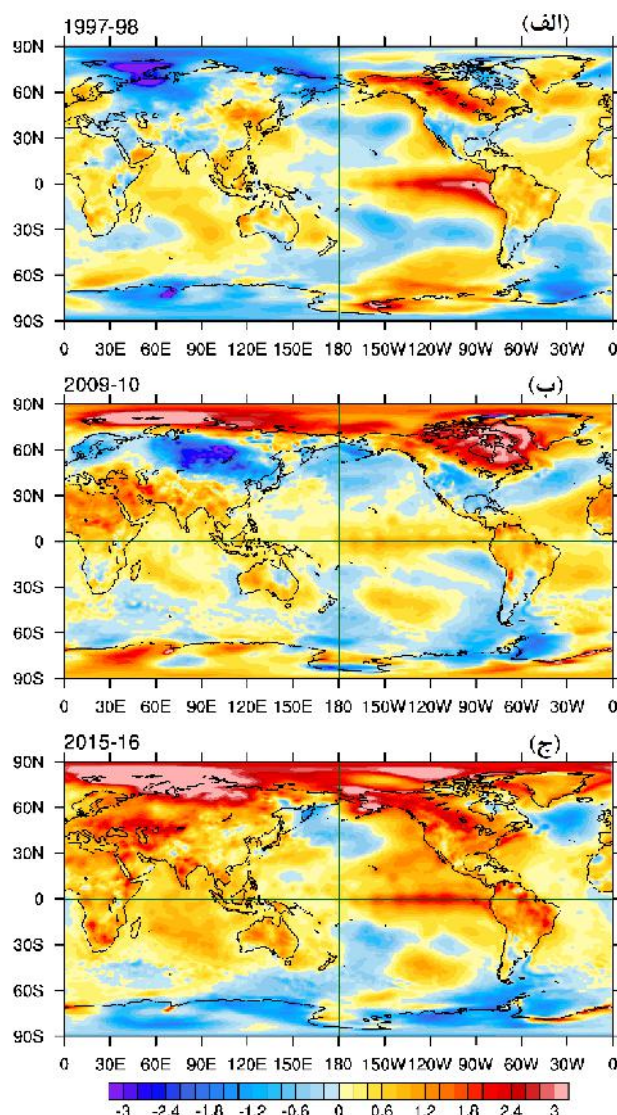
همان‌گونه که پیش‌تر بیان شد، فازهای انسو از طریق جو و اقیانوس می‌توانند بر تغییرپذیری بین‌سالانه اقلیم در مناطق مختلف جهان تأثیر قابل‌ملاحظه‌ای بگذارند (کومار و همکاران، ۲۰۰۶؛ وانگ و هندن، ۲۰۰۷؛ فینگ و لی، ۲۰۱۱؛ کای و

همکاران، ۲۰۱۴؛ لی و همکاران، ۲۰۱۷؛ علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۸؛ علیزاده چوبری و نجفی، ۲۰۱۸؛ یه و همکاران، ۲۰۱۸)، اگرچه این تأثیر ممکن است با تأخیر زمانی رخ دهد. شرایط اقلیم هر منطقه بر چگونگی رفتار متغیرهای هواشناسی در آن منطقه مؤثر است و می‌تواند اثرهای دورپیوندی فازهای مختلف انسو را تحت تأثیر قرار دهد. از آنجا که ال‌نینوهای موردبررسی در این پژوهش نمونه‌هایی فرین از انواع متفاوت ال‌نینو هستند، انتظار می‌رود اثرهای دورپیوندی این رویدادها نیز متفاوت و قابل ملاحظه باشد. همچنین، به دلیل آنکه در این مطالعه فقط اثرهای دورپیوندی یک ال‌نینو از هر نوع بررسی شده است، نتایج لزوماً قابل تعمیم به انواع ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام و ترکیبی نیست.

بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمای هوا در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین و فشار تراز دریا برای سه ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۰۹-۲۰۱۰، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در مقیاس جهانی به ترتیب در شکل‌های ۷ و ۸ نشان داده شده است. در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در مناطق وسیعی از کانادا، امریکای جنوبی، شمال و جنوب مرکز اقیانوس آرام، مناطقی از استرالیا و نواحی حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای اقیانوس اطلس مشاهده می‌شود (شکل ۷-الف). علاوه بر آن، بی‌هنجاری‌های مثبت نسبتاً قابل توجه دمای هوا در بخش‌هایی از اقیانوس هند، افریقا، چین، و بخش‌هایی از اروپای غربی وجود دارد. بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام رخ داده است.

بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوای نزدیک سطح زمین در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، مشابه ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، در مناطقی همچون کانادا، امریکای جنوبی، نواحی حاره‌ای و مناطق جنب‌حاره‌ای اقیانوس اطلس، استرالیا، و افریقا مشاهده می‌شود. به علاوه، همانند نتایج کیم و همکاران (۲۰۱۱)، طی وقوع ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا روی اقیانوس هند شکل گرفته است. بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ در مناطقی از کانادا، خلیج بافین^۱، دریای کارا^۲ و دریای بارنت^۳ از شمالگان واقع است (شکل ۷-ب). در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶، پراکندگی مکانی بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا نسبت به دو ال‌نینوی دیگر بزرگ‌تر و از لحاظ شدت قوی‌تر است (شکل ۷-ج)، به نحوی که بخش‌های عمده‌ای از کره زمین را فراگرفته است و فقط مناطق کوچکی (از جمله سواحل جنوبی امریکای جنوبی و نواحی شرقی اقیانوس اطلس شمالی) دارای بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا هستند. بیشترین بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در مناطق وسیعی از شمالگان مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در مناطق وسیعی از افریقا و کانادا طی ال‌نینوهای ۲۰۰۹-۲۰۱۰ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ مقادیر بزرگ‌تری را در مقایسه با بی‌هنجاری‌های دمای هوا در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ نشان می‌دهند. به علاوه، در ال‌نینوهای ۲۰۰۹-۲۰۱۰ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶، در مناطق وسیعی از شمالگان بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا مشاهده می‌شود، درحالی‌که در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در همان مناطق بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا مشاهده می‌شود.

1. Baffin Bay
2. Kara Sea
3. Barents Sea



شکل ۷. بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه دمای هوا (°C) در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین در مقیاس جهانی نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ طی وقوع ال‌نینوهای فرین (الف) شرق اقیانوس آرام (۱۹۹۷-۱۹۹۸)، (ب) مرکز اقیانوس آرام (۲۰۰۹-۲۰۱۰)، و (ج) ترکیبی (۲۰۱۵-۲۰۱۶)

بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوای نزدیک سطح زمین طی وقوع سه نوع ال‌نینوی مورد بررسی در مناطق مختلف کره زمین یکنواخت نیست. بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در دریای اوکوتسک^۱ واقع در شرق روسیه، شمال و جنوب نیم‌کره شرقی (محدوده °E ۱۸۰-۰)، دریای اسکوشیا^۲، بخش‌هایی از ایالات متحده آمریکا، و مناطقی از شمال و جنوب اقیانوس اطلس مشاهده می‌شود. کمینه بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا طی وقوع ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در دریای بارنت قرار دارد، در حالی که در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در این منطقه تشکیل شده است (شکل‌های ۷-الف و ۷-ب).

1. Okhotsk Sea
2. Scotia Sea

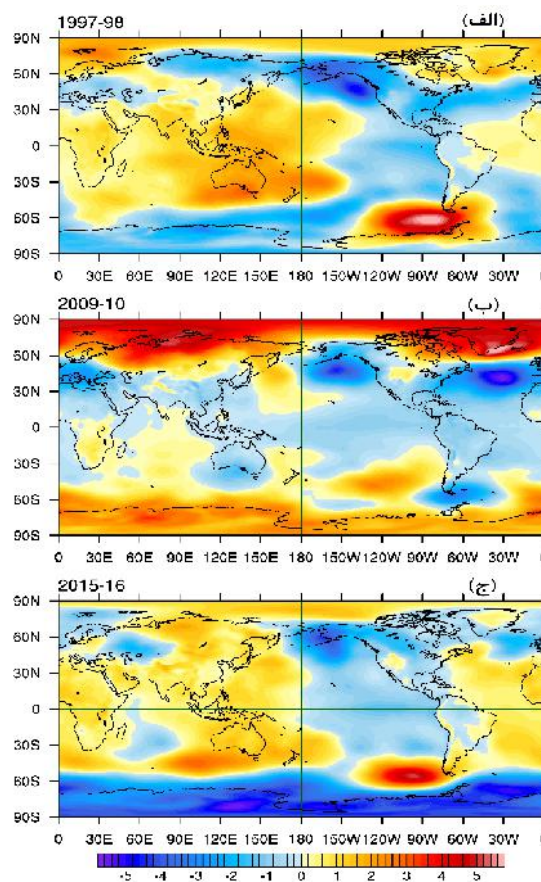
در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، گسترش مکانی بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوای نزدیک سطح زمین و همچنین بزرگی این بی‌هنجاری‌ها نسبت به ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ کمتر است. کمینه بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا طی وقوع ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ در مناطقی از شمال روسیه قرار دارد. همانند نتایج یه و همکاران (۲۰۱۸) و آشوک و همکاران (۲۰۰۹)، در شکل‌های ۷-الف و ۷-ب مشاهده می‌شود که در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های دمای هوای نزدیک سطح در جنوبگان کاملاً برعکس یکدیگر است، در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا و در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوا در این منطقه به چشم می‌خورد. گسترش مکانی بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا و همچنین بزرگی این بی‌هنجاری‌ها در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ نسبت به دو ال‌نینوی دیگر کاهش بیشتری یافته است، به نحوی که در نیم‌کره شمالی فقط در بخش‌هایی از شمال اقیانوس اطلس و شمال اقیانوس آرام بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا مشاهده می‌شود. کمینه بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در مناطقی از جنوبگان مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا طی وقوع هر سه ال‌نینوی مورد بررسی روی دریای اسکوشیا واقع در جنوب اقیانوس اطلس مشاهده می‌شود. برخلاف ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ (شکل ۷-ج)، در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ (شکل ۷-الف) و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ (شکل ۷-ب) بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا در مناطقی از آسیا شکل گرفته است.

تغییرات دمای سطح دریا در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام به تغییر دمای هوا در نزدیکی سطح زمین منجر می‌شود و این تغییر دما می‌تواند در نهایت الگوی فشار جو را هم در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام هم در مقیاس جهانی تغییر دهد. مثلاً، طی وقوع سه ال‌نینوی که در این مطالعه بررسی شده‌اند، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوای نزدیک سطح در غرب کانادا و بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوا در مناطق جنب‌حاره‌ای تا برون‌حاره‌ای مرکز اقیانوس آرام شمالی بر کم‌فشار آلوشین تأثیرگذار است. طی وقوع فاز گرم انسو، کم‌فشار آلوشین واقع در جزایر آلوشین در اقیانوس آرام شمالی تقویت می‌شود. این موضوع در هر سه ال‌نینوی مورد بررسی در شکل ۸ مشخص است. کم‌فشار آلوشین در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶، در مقایسه با دو ال‌نینوی دیگر، اندکی به سمت جنوب‌غرب جابه‌جا شده است. همچنین، در هر سه ال‌نینو، پُرفشار تشکیل شده در نواحی جنوب غرب امریکای جنوبی (واقع در 50°S و 70°S و 120°W تا 90°W) مشاهده شدنی است. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد و از تعریف فاز گرم انسو انتظار می‌رود، توزیع مکانی کم‌فشار نسبی در هر سه ال‌نینو از مرکز تا شرق نواحی حاره‌ای اقیانوس آرام و پُرفشار نسبی در نواحی غربی آن است. در سه سال مورد بررسی بی‌هنجاری‌های فشار بین ۶- تا ۶ هکتوپاسکال متغیر است. بیشینه بی‌هنجاری مثبت در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ در منطقه شمالگان و بیشینه بی‌هنجاری منفی در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در منطقه جنوبگان مشاهده شده است.

در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا روی مناطق وسیعی از جمله قاره دریایی^۱ (محدوده 9°N تا 153°E و 102°E)، استرالیا، نواحی حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای مرکز و شرق اقیانوس هند، دریای عرب، شبه‌قاره هند، و بخش‌هایی از جنوب آسیا حاکم است. همچنین، مناطقی از مرکز تا شرق افریقای جنوبی، غرب نواحی حاره‌ای اقیانوس اطلس، و نواحی شمال شرق کانادا طی وقوع ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ تحت تأثیر بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا قرار گرفته‌اند (شکل ۸-الف). در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا عمدتاً در شمالگان و جنوبگان تشکیل شده‌اند؛ بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا در مناطقی از اقیانوس آرام جنوبی، دریای اوکوتسک، و

1. Maritime Continent

اقیانوس هند نیز وجود دارد (شکل ۸-ب). در ال نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، بی‌هنجاری‌های منفی فشار تراز دریا روی مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام مشاهده می‌شود، درحالی‌که در ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ این بی‌هنجاری‌ها روی جزایر آلوشین شکل گرفته‌اند که با نتایج علیزاده چوبری (۲۰۱۷)، که اثرهای دورپیوندی ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام را بررسی کرده است، هماهنگی دارد. همچنین، برخلاف ال نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰، بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا در ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ روی مناطق مرکزی تا شرقی نواحی حاره‌ای اقیانوس اطلس تشکیل شده است (شکل‌های ۸-الف و ۸-ب). همان‌طور که در شکل ۸-ج مشخص است، طی وقوع ال نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ مناطق وسیعی از نیم‌کره شرقی تحت تأثیر بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا قرار گرفته‌اند. در نیم‌کره غربی نیز بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا در مناطق وسیعی از اقیانوس اطلس شمالی و جنوبی دیده می‌شود.



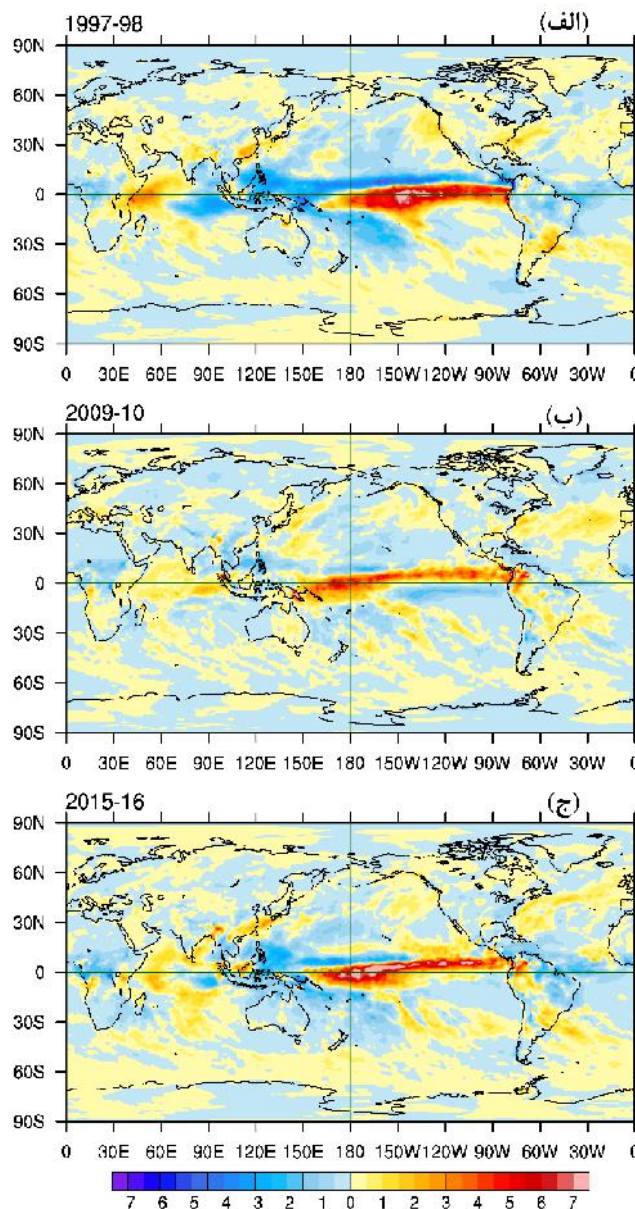
شکل ۸. مشابه شکل ۷، اما برای بی‌هنجاری‌های فشار تراز دریا (hPa)

در ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، بی‌هنجاری‌های منفی فشار تراز دریا بر روی شمال مناطق مرکزی روسیه و مناطقی از اقیانوس اطلس شمالی شکل گرفته است (شکل ۸-الف)، حال آنکه در ال‌نینوهای ۲۰۰۹-۲۰۱۰ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بیشتر مناطق نیم‌کره غربی تحت تأثیر بی‌هنجاری‌های منفی فشار تراز دریا قرار دارند. مشابه شکل ۸-ب، یه و همکاران (۲۰۱۸) نیز نشان دادند که در ال نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ فشار تراز دریا در شمال اقیانوس آرام و شمال اقیانوس اطلس کاهش یافته است. همچنین، بی‌هنجاری‌های منفی فشار در مناطق جنوب شرق و غرب آسیا و شمال آفریقا مشاهده می‌شود (شکل ۸-ب).

بی‌هنجاری‌های میانگین سالانه بارش سه ال‌نینوی موردبررسی نسبت به دوره پایه ۱۹۸۱-۲۰۱۰ در مقیاس جهانی در شکل ۹ نشان داده شده‌اند. به‌طور کلی، بی‌هنجاری‌ها در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام، که محل شکل‌گیری ال‌نینو است، بیشتر از دیگر مناطق کره زمین است. در هر سه ال‌نینو، در مناطق عمده‌ای از کره زمین بی‌هنجاری‌های قابل توجه بارش شکل گرفته است که دامنه تغییرات آن بین ۲- تا ۲ میلی‌متر بر روز است. مناطق حاره‌ای شرق تا مرکز اقیانوس آرام، غرب نواحی حاره‌ای اقیانوس هند، سواحل شرقی و غربی ایالات متحده آمریکا، و شمال شرق روسیه از جمله مناطقی هستند که طی وقوع ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در آن‌ها بی‌هنجاری‌های مثبت بارش مشاهده می‌شود (شکل ۹- الف). بی‌هنجاری‌های بارش در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ (شکل ۹- ب) نسبت به ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ مقادیر کمتری را نشان می‌دهند. همچنین، در مناطقی از اندونزی و مالزی، که بی‌هنجاری‌های منفی بارش در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ رخ داده است، بی‌هنجاری مثبت بارش در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ مشاهده می‌شود. در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶، بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در مناطقی از اقیانوس هند، امریکای جنوبی، شمال و جنوب اقیانوس اطلس، و سواحل غربی ایالات متحده آمریکا مشاهده می‌شود. در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، بی‌هنجاری‌های منفی بارش روی قاره دریایی، مناطق حاره‌ای شمال اقیانوس آرام شمالی (N⁰-۵ و E^{۱۵۰}-۹۰°W)، و شمال شرق برزیل مشاهده می‌شود (شکل ۹- الف). به‌علاوه، در مناطق وسیعی از اقیانوس هند و اندونزی، مناطق حاره‌ای اقیانوس اطلس، و افریقای مرکزی نیز بی‌هنجاری‌های منفی بارش مشاهده می‌شود. مقادیر بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی بارش در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام طی وقوع ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ کمتر از بی‌هنجاری‌های بارش در دو ال‌نینوی دیگر است که نشان‌دهنده ضعیف‌تر بودن اثرهای دورپیوندی آن است. در برخی نواحی از مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس هند و بخش‌هایی از کلمبیا و ونزوئلا بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ اتفاق افتاده است، درحالی‌که در همین مناطق بی‌هنجاری‌های منفی بارش در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ مشاهده می‌شود. در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶، بی‌هنجاری‌های منفی بارش در مناطقی از جمله مرکز افریقا، قاره دریایی، اندونزی، استرالیا، و مناطق حاره‌ای اقیانوس اطلس وجود دارد. همچنین، مشابه نتایج لی و همکاران (۲۰۱۷)، در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ کاهش بارش در مناطق جنوبی آسیا رخ داده است (شکل ۹- ج).

بی‌هنجاری‌های مثبت بارش در استرالیا طی رخداد ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ در مقایسه با ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ مقادیر بسیار بزرگ‌تری را نشان می‌دهند (شکل‌های ۹- الف و ۹- ب) که با نتایج وانگ و هندن (۲۰۰۷) در بررسی الگوی کلی ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام هماهنگی دارد. همچنین، در هر سه ال‌نینو، در مناطقی که بی‌هنجاری‌های مثبت یا منفی بارش مشاهده می‌شود، هماهنگی قابل قبولی با نتایج ساراچیک و کان (۲۰۱۰) وجود دارد؛ اگرچه آن‌ها الگوی کلی انواع ال‌نینو را بررسی کرده‌اند. مطابق نتایج یو و همکاران (۲۰۱۵) و جیو و همکاران (۲۰۱۷)، ال‌نینوی شرق اقیانوس آرام بیشتر از ال‌نینوی مرکز اقیانوس در شکل‌گیری و پراکندگی بی‌هنجاری‌های دمای هوا و بارش در امریکای شمالی تأثیرگذارند. این موضوع با شکل‌های ۷- الف و ۷- ب، که به‌ترتیب مربوط به ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام‌اند، هماهنگی دارد. مطابق شکل‌های ۷- الف و ۷- ب، پراکندگی بی‌هنجاری‌های دمای هوا در منطقه امریکای شمالی در دو ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ تقریباً یکسان است. با این حال، به‌نظر می‌رسد بی‌هنجاری‌های بارش در این مناطق طی ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ (شکل ۹- الف) بیشتر از ۲۰۰۹-۲۰۱۰ (شکل ۹- ب) است. مشابه نتایج جیمنز-مانوز و همکاران (۲۰۱۶)، در ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ کاهش بارش در جنگل‌های آمازون مشاهده می‌شود (شکل ۹- ج). مطالعه کومار و همکاران (۲۰۰۶) نیز نشان داد که الگوی بی‌هنجاری‌های بارش طی دو ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و

۲۰۱۰-۲۰۰۹ متفاوت است. ال نینوی ۲۰۱۰-۲۰۰۹ نسبت به ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ به کاهش بیشتر بارش در منطقه هند منجر شده است، اما در منطقه شرق استرالیا و مکزیک بی‌هنجاری‌های منفی بارش طی ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در مقایسه با ال نینوی ۲۰۱۰-۲۰۰۹ بیشتر است که این موضوع با نتایج مطالعه حاضر در شکل‌های ۹- الف و ۹- ج هماهنگی دارد. مطابق شکل‌های ۹- الف و ۹- ج، در ال نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۰-۲۰۰۹ بی‌هنجاری‌های بارش در جنوبگان الگویی خلاف یکدیگر دارند، به نحوی که در ال نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ بی‌هنجاری مثبت بارش و در ال نینوی ۲۰۱۰-۲۰۰۹ بی‌هنجاری منفی بارش در این منطقه رخ داده است.



شکل ۹. مشابه شکل ۷، اما برای بی‌هنجاری‌های بارش (mm day^{-1})

بحث و نتیجه‌گیری

براساس شواهد موجود، فراوانی وقوع ال‌نینو و لائیناهای شدید به‌واسطه گرمایش زمین به‌ویژه در چند دهه اخیر افزایش یافته است. برای مثال، مشاهدات نشان می‌دهند که بیشتر ال‌نینوهای بسیار شدید در طی نیم‌قرن اخیر رخ داده‌اند که شامل ال‌نینوهای ۱۹۸۲-۱۹۸۳، ۱۹۹۷-۱۹۹۸، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ است (کای و همکاران، ۲۰۱۴؛ پائک و همکاران، ۲۰۱۷). ال‌نینوی بسیار شدید ۱۹۹۷-۱۹۹۸ لائینای شدید ۱۹۹۸-۱۹۹۹ را در پی داشت (مک‌فادن، ۱۹۹۹). چندین لائینای شدید نیز در چند دهه اخیر رخ داده‌اند؛ از جمله می‌توان به وقوع آن‌ها در ۱۹۸۸-۱۹۸۹، ۱۹۹۹-۲۰۰۰، ۲۰۰۷-۲۰۰۸، و ۲۰۱۰-۲۰۱۱ اشاره کرد. بنابراین، ممکن است ارتباطی بین گرمایش زمین و فراوانی وقوع رویدادهای فرین انسو وجود داشته باشد. این ارتباط عمدتاً به تغییر در وضعیت میانگین اقلیم مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام (به‌ویژه دمای سطح دریا) در پاسخ به گرمایش زمین نسبت داده شده است، اگرچه چگونگی تغییر آن پیچیده و مناقشه‌انگیز است (کای و همکاران، ۲۰۱۵، مرجانی و همکاران، ۲۰۱۹). با توجه به افزایش فراوانی وقوع ال‌نینوهای بسیار شدید در چند دهه اخیر، مطالعه ویژگی‌های آن‌ها از اهمیت قابل توجهی برخوردار است که در این مطالعه به آن پرداخته شده است.

در مطالعه حاضر با استفاده از داده‌های ماهانه ERA-Interim ویژگی‌های ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸، ۲۰۰۹-۲۰۱۰، و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بررسی شد که به ترتیب شدیدترین ال‌نینوی شرق آرام، مرکز آرام، و ترکیبی در دوره مورد مطالعه است. نتایج نشان داد که به‌طور تقریبی زمان آغاز هر سه ال‌نینو در پایان فصل بهار و آغاز ماه ژوئن و زمان از بین رفتن آن‌ها در فصل بهار سال بعد در ماه مه است. در مرحله از بین رفتن، بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در ال‌نینوی مرکز آرام ۲۰۰۹-۲۰۱۰ سریع‌تر از دو ال‌نینوی دیگر تضعیف می‌شود. مکان بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا طی وقوع ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ در ماه مه به ترتیب در نواحی حاره‌ای شرق (محدوده $14^{\circ}W$) و مرکز اقیانوس آرام (محدوده 18°) قرار دارد. این تفاوت در مکان از بین رفتن می‌تواند بیانگر آن باشد که این دو ال‌نینو از لحاظ دینامیکی با یکدیگر متفاوتند. درواقع، از بین رفتن ال‌نینوی ۲۰۱۵-۲۰۱۶ مشابه از بین رفتن ال‌نینوی مرکز اقیانوس آرام است، زیرا بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در مرکز اقیانوس آرام باقی مانده‌اند.

بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا با بی‌هنجاری‌های منفی دمای هوای نزدیک سطح زمین در مناطق حاره‌ای غرب اقیانوس آرام در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ مطابقت دارند. بازه تغییرات بی‌هنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ نسبت به دو ال‌نینوی دیگر بیشتر است. همچنین، بیشینه بی‌هنجاری‌های دمای سطح دریا و فشار تراز دریا در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ در مقایسه با بیشینه همان بی‌هنجاری‌ها در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بزرگ‌تر است. این موضوع می‌تواند تأییدی بر این نکته باشد که ال‌نینوهای مرکز اقیانوس آرام عمدتاً ضعیف‌تر از ال‌نینوهای شرق آرام هستند. بی‌هنجاری‌های دمای هوای نزدیک سطح دریا در ال‌نینوهای ۲۰۱۵-۲۰۱۶ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ در بیشتر مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام مقادیری مثبت را نشان می‌دهند. در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ نیز بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوای نزدیک سطح زمین در بیشتر مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام مشاهده شد، حال آنکه بی‌هنجاری‌های منفی فقط در بخش‌های اندکی از مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام ($15^{\circ}E - 15^{\circ}W$) وجود دارد. به‌علاوه، بی‌هنجاری‌های باد در ال‌نینوی شرق آرام در ۱۹۹۷-۱۹۹۸ شدیدتر از بی‌هنجاری‌های باد در دو ال‌نینوی دیگر است.

در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ (نمونه‌هایی از ال‌نینوهای شرق و مرکز اقیانوس آرام)، الگوی دوقطبی بی‌هنجاری‌های بارش در مناطق حاره‌ای شرق اقیانوس آرام در طرفین استوا مشاهده می‌شود که علامت قطب‌های مثبت و منفی این الگوی دوقطبی بی‌هنجاری بارش برعکس یکدیگر است. همچنین، در هر سه ال‌نینو، در تراز ۸۵۰

هکتوپاسکال بی‌هنجاری‌های منفی (مثبت) ارتفاع ژئوپتانسیل در همان مناطق حاره‌ای از اقیانوس آرام شکل گرفته است که بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) دمای هوای نزدیک سطح قرار دارند. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) ارتفاع ژئوپتانسیل در همان مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام مشاهده می‌شوند که بی‌هنجاری‌های مثبت (منفی) دمای هوای نزدیک واقع هستند.

بررسی اثرهای دورپیوندی سه ال‌نینو نشان داد که در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های دمای هوای نزدیک سطح زمین در منطقه جنوبگان کاملاً برعکس بی‌هنجاری‌های دمای مشاهده‌شده در این منطقه طی دو ال‌نینوی بررسی‌شده دیگر است. در واقع، در ال‌نینوهای ۱۹۹۷-۱۹۹۸ و ۲۰۱۵-۲۰۱۶ بی‌هنجاری‌های منفی و در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ بی‌هنجاری‌های مثبت دمای هوای نزدیک سطح زمین در جنوبگان مشاهده شد. همچنین، در ال‌نینوی ۱۹۹۷-۱۹۹۸ بی‌هنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا در مناطق مرکزی تا شرقی نواحی حاره‌ای اقیانوس اطلس مشاهده شد که برخلاف الگوی مشاهده‌شده در ال‌نینوی ۲۰۰۹-۲۰۱۰ است. نتایج مطالعه حاضر همچنین نشان داد که ال‌نینوی مرکز آرام در مقایسه با ال‌نینوی شرق آرام باعث کاهش محسوس‌تر بارش در منطقه استرالیا می‌شود.

منابع

- Ahrens, C.D. (2012). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Cengage Learning.
- Alizadeh-Choobari, O. (2017). Contrasting global teleconnection features of the eastern Pacific and central Pacific El Niño events, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 80: 139-154.
- Alizadeh-Choobari, O.; Adibi, P. and Irannejad, P. (2018). Impact of the El Niño–Southern Oscillation on the climate of Iran using ERA-Interim data, *Climate Dynamics*, 51: 2897-2911.
- Alizadeh-Choobari, O. and Najafi, M.S. (2018). Climate variability in Iran in response to the diversity of the El Niño–Southern Oscillation, *International Journal of Climatology*, 38: 4239-4250.
- Andreoli, R.V.; Oliveira, S.S.; Kayano, M.T.; Viegas, J.; Souza, R.A.F. and Candido, L.A. (2016). The influence of different El Niño types on the South American rainfall, *International Journal of Climatology*, 37(3): 1374-1390.
- Ashok, K.; Behera, S.K.; Rao, S.A.; Weng, H. and Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112, C11007.
- Ashok, K.; Iizuka, S.; Rao, S.A.; Saji, N.H. and Lee, W.J. (2009). Processes and boreal summer impacts of the 2004 El Niño Modoki: An AGCM study, *Geophysical Research Letters*, 36, L04703.
- Barsugli, J.J. and Sardeshmukh, P.D. (2002). Global atmospheric sensitivity to tropical SST anomalies throughout the Indo-Pacific basin, *Journal of Climate*, 15(23): 3427-3442.
- Bellenger, H.; Guilyardi, E.; Leloup, J.; Lengaigne, M. and Vialard, J. (2014). ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, 42: 1999-2018.
- Berrisford, P.; Dee, D.P.; Fielding, K.; Fuentes M.; Kallberg, P.; Kobayashi, S. and Uppala, S.M. (2009). *The ERA-Interim archive: Era Report Series, 1. Era report series*. ECMWF, Reading.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly weather review*, 97(3): 163-172.
- Cai, W.; Borlace, S.; Lengaigne, M.; Van Rensch, P.; Collins, M.; Vecchi, G. ... and England, M.H. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nature Climate Change*, 4(2): 111-116.
- Cai, W.; Santoso, A.; Wang, G.; Yeh, S.W.; An, S.I.; Cobb, K.M. ... and Lengaigne, M. (2015). ENSO and greenhouse warming, *Nature Climate Change*, 5(9): 849-859.
- Feng, J. and Li, J. (2011). Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over south China, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116, D13102.
- Fu, C.; Diaz, H.F. and Fletcher, J.O. (1986). Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episodes of the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 114(9): 1716-1739.
- Guo, Y.; Ting, M.; Wen, Z. and Lee, D.E. (2017). Distinct patterns of tropical Pacific SST anomaly and their impacts on North American climate, *Journal of Climate*, 30(14): 5221-5241.
- Holton, J.R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Burlington, MA: Elsevier.
- Jiménez-Muñoz, J.C.; Mattar, C.; Barichivich, J.; Santamaría-Artigas, A.; Takahashi, K.; Malhi, Y. ... and Van Der Schrier, G. (2016). Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016, *Scientific reports*, 6: 1-12.
- Kao, H.Y. and Yu, J.Y. (2009). Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO, *Journal of Climate*, 22(3): 615-632.
- Kim, W.; Yeh, S.W.; Kim, J.H.; Kug, J.S. and Kwon, M. (2011). The unique 2009–2010 El Niño event:

- A fast phase transition of warm pool El Niño to La Niña, *Geophysical Research Letters*, 38: L15809.
- Kug, J.S.; Jin, F.F. and An, S.I. (2009). Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño, *Journal of Climate*, 22(6): 1499-1515.
- Kumar, K.K.; Rajagopalan, B.; Hoerling, M.; Bates, G. and Cane, M. (2006). Unraveling the mystery of Indian monsoon failure during El Niño, *Science*, 314(5796): 115-119.
- Lee, B.P.Y.; Davies, Z.G. and Struebig, M.J. (2017). Smoke pollution disrupted biodiversity during the 2015 El Niño fires in Southeast Asia, *Environmental Research Letters*, 12(9): 094022.
- Marjani, S.; Alizadeh-Choobari, O. and Irannejad, P. (2019). Frequency of extreme El Niño and La Niña events under global warming, *Climate Dynamics*, 53: 5799-5813.
- McPhaden, M.J. (1999). El Niño the child prodigy of 1997–98, *Nature*, 398: 559-562.
- McPhaden, M.J.; Busalacchi, A.J.; Cheney, R.; Donguy, J.; Gage, K.S.; Halpern, D.; Ji, M.; Julian, P.; Meyers, G.; Mitchum, G.T.; Niiler, P.P.; Picaut, J.; Reynolds, R.W.; Smith, N. and Takeuchi, K. (1998). The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: a decade of progress, *Journal of Geophysical Research*, 103: 14169-14240.
- McPhaden, M.J.; Zebiak, S.E. and Glantz, M.H. (2006). ENSO as an integrating concept in Earth science, *Science*, 314: 1740-1745.
- Neelin, J.D. (2011). *Climate change and climate modeling*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Paek, H.; Yu, J.Y. and Qian, C. (2017). Why were the 2015/2016 and 1997/1998 extreme El Niños different?, *Geophysical Research Letters*, 44(4): 1848-1856.
- Sarachik, E.S. and Cane, M.A. (2010). *The El Niño-southern oscillation phenomenon*, Cambridge University Press.
- Walker, G.T. and Bliss, E.M. (1932). World weather V, *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4(36): 53-84.
- Wang, C.; Deser, C.; Yu, J.Y.; DiNezio, P. and Clement, A. (2017). El Niño and southern oscillation (ENSO): a review, In *Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific*: Springer, Dordrecht, 85-106.
- Wang, G. and Hendon, H.H. (2007). Sensitivity of Australian rainfall to inter-El Niño variations, *Journal of climate*, 20(16): 4211-4226.
- Yeh, S.W.; Cai, W.; Min, S.K.; McPhaden, M.J.; Dommenges, D.; Dewitte, B.; ... and Kug, J.S. (2018). ENSO atmospheric teleconnections and their response to greenhouse gas forcing, *Reviews of Geophysics*, 56(1): 185-206.
- Yu, B.; Zhang, X.; Lin, H. and Yu, J.Y. (2015). Comparison of wintertime North American climate impacts associated with multiple ENSO indices, *Atmosphere-ocean*, 53(4): 426-445.
- Yu, J.Y. and Zou, Y. (2013). The enhanced drying effect of Central-Pacific El Niño on US winter, *Environmental Research Letters*, 8(1): 014019.
- Yu, J.Y.; Zou, Y.; Kim, S.T. and Lee, T. (2012). The changing impact of El Niño on US winter temperatures, *Geophysical Research Letters*, 39(15): L15702.
- Yu, J.Y. and Kim, S.T. (2013). Short Communication Identifying the types of major El Niño events since 1870, *International Journal of Climatology*, 33(8): 2105-2112.
- Yu, J.Y.; Kao, H.Y. and Lee, T. (2010). Subtropics-related interannual sea surface temperature variability in the central equatorial Pacific, *Journal of Climate*, 23(11): 2869-2884.
- Zhou, T.; Wu, B. and Dong, L. (2014). Advances in research of ENSO changes and the associated impacts on Asian-Pacific climate, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 50(4): 405-422.