

اندرکنش پدیده‌های سطحی (ال‌نینو) و جریان لایه‌های فوقانی (جت استریم) در رخداد دوره‌های خشک و تر ماهانه نواحی بارشی ایران

بهرام آصفی^۱، قاسم عزیزی^۲، مصطفی کریمی^{۳*}، معصومه مقبل^۴، فرامرز خوش‌اخلاق^۵

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

۲- استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

۳، ۴ و ۵- دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

چکیده

پژوهش حاضر با هدف تحلیل ارتباط بین ال‌نینو و دوره‌های خشک و تر ماهانه ایران انجام شده است. برای دستیابی به هدف پژوهش، بارش روزانه ۹۸ ایستگاه هم‌دید (۱۹۸۷-۲۰۱۸) از سازمان هواشناسی کشور و داده‌های شاخص SOI از پایگاه داده NOAA اخذ شد. ابتدا ایستگاه‌ها با وزن دهی ارتفاع و عرض جغرافیایی به ۱۰ خوشه مکانی (نواحی بارشی) ناحیه‌بندی گردید. نتایج حاکی از همبستگی در ماه‌های اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه، مارس و می در نواحی مجاور رشته‌کوه البرز و زاگرس بوده است. به دلیل تفاوت بارش در سال‌های ال‌نینو، برای حالت ال‌نینو پربارش و کم بارش نماینده‌ای انتخاب شد. در حالت کم بارش پرفشار اقیانوس آرام در مجاورت کشور شیلی و جت استریم با حالت تاوه‌ای در غرب امریکا دیده می‌شود و در وضعیت پربارش جت استریم در شرق مدیترانه حالت ناوه‌ای پیدا کرده و حالت تاوه در مرکز و غرب اروپا به دست آورده است. در تمامی ماه‌های پربارش نفوذ رطوبت جنوبی وجود داشته و از نظر دمایی به‌غیر از ماه نوامبر در بقیه ماه‌ها کاهش دما مشاهده می‌شود. تأثیر ال‌نینو بر بارش ایران عمدتاً از طریق تغییر در مسیر و شدت سامانه‌های بارشی مدیترانه‌ای است که ورود آن‌ها به منطقه به‌شدت وابسته به موقعیت و شکل جت استریم‌ها می‌باشد. وضعیت ناوه‌ای جت استریم در شرق مدیترانه و وضعیت تاوه جت استریم در غرب و مرکز اروپا موجب انتقال رطوبت جنوبی به سمت ایران و عامل تقویت و انتقال امواج مدیترانه به سمت ایران می‌شود از طرفی قرارگیری هسته جت در شمال عربستان و جنوب عراق و قرارگیری ایران در ناحیه سمت قطب سوی خروجی جت موجب تشدید بارش‌ها در ایران می‌شود.

کلید واژه‌ها: شاخص نوسان جنوبی، ماه‌های تر، ماه‌های خشک، جنوب غرب آسیا، ایران.

مقدمه

تغییرات آب و هوایی و جت استریم، الگوهای آب و هوایی را در سراسر جهان بازآرایی می‌کند و باعث رویدادهای شدید متعددی می‌شود (Woollings, 2019).

همبستگی بین شاخص‌های نوسان جنوبی و میانگین بارندگی منطقه‌ای برای ۱۰۷ ناحیه بارندگی در استرالیا برای دوره دسامبر ۱۹۳۲ تا نوامبر ۱۹۷۴ محاسبه شده است. همبستگی همزمان بین نوسان جنوبی و بارندگی یک چرخه سالانه واضح را نشان می‌دهد که بهترین رابطه در بهار (سپتامبر - نوامبر) رخ می‌دهد. فصلی که ضعیف‌ترین رابطه را دارد تابستان (دسامبر - فوریه) است (McBride & Nicholls, 1983). این ارتباط بین حوضه‌های اقیانوسی از طریق «پل جوی» می‌باشد مطالعات مشاهده‌ای و مدل‌سازی در حال حاضر ارتباط واضحی بین ناهنجاری‌های SST در اقیانوس آرام استوایی با ناهنجاری‌های SST اقیانوس آرام شمالی، اقیانوس اطلس شمالی و اقیانوس‌های هند در زمستان و بهار ایجاد کرده‌اند. ناهنجاری‌های SST مرتبط با انسو نیز در طول تابستان در غرب اقیانوس آرام شمالی و در طول پاییز در اقیانوس هند قوی هستند (Alexander et al, 2002). در سال‌های ال‌نینو و در زمستان نیمکره شمالی، احتمال انتشار عمودی امواج راسبی شبه ایستا که از تروپوسفر به سمت استراتوسفر خارج می‌شوند افزایش می‌یابد. در اواخر زمستان و اوایل بهار این آشفتگی در امواج راسبی منجر به گرمایش قطبی چند درجه‌ای در استراتوسفر پایینی می‌شود و در نتیجه، تاوه قطبی ضعیف می‌شود (Manzini et al, 2006). با استفاده از یک مدل گردش عمومی جوی (AGCM)، نشان دادند که تغییرات در گرادیان SST در غرب اقیانوس آرام استوایی به ناهنجاری‌های NAO در مقیاس زمانی دهه‌ای مربوط می‌شود و ممکن است به تمایل به تغییر NAO به سمت فاز مثبت که در اواخر قرن بیستم مشاهده شده است، کمک کرده باشد (Kucharski et al, 2006). استرالیا در رویدادهای ال‌نینو و در طول ماه‌های بین ژوئن تا دسامبر تمایل به وضعیت گرم و خشک دارد، اما این میزان گرم و خشک شدن با بزرگی ناهنجاری ال‌نینو ارتباط مستقیم خطی ندارد یعنی هرچقدر ال‌نینو قوی‌تر باشد استرالیا گرم و خشک تر نخواهد شد. این ارتباط غیرخطی در غرب ایالات متحده و شمال مکزیک نیز مشهود است (Power et al, 2006). اثر انسو در استراتوسفر در ناحیه اروپا ایجاد یک تاوه قطبی ضعیف و گرم در استراتوسفر قطب می‌باشد که در نیمه دوم زمستان بر روی تروپوسفر و سیستم‌های جوی تأثیرگذار

ال‌نینو و لائینا، دو پدیده برجسته در سیستم‌های جوی و اقیانوسی می‌باشند (Fan et al, 2024)، به دلیل تأثیرات عمیق خود بر الگوهای آب و هوایی جهانی، توجه زیادی را به خود جلب کرده‌اند. (Dutheil et al, 2024). این رویدادهای دوره‌ای که در مجموع به‌عنوان نوسان جنوبی (انسو) نامیده می‌شود، با فازهای شدید ناهنجاری‌های دمای سطح دریا در اقیانوس آرام استوایی مرکزی و شرقی مشخص می‌شوند. ال‌نینو با دمای غیرعادی و گرم اقیانوس همراه است، درحالی‌که لائینا با دمای سردتر از دمای سطحی دریاها همراه است. فراتر از اقیانوس، رویدادهای انسو تأثیرات گسترده‌ای برگردش اتمسفر و متغیرهای آب‌وهوای منطقه‌ای مانند دمای جهانی و الگوهای بارش دارند (Zheng et al, 2024). درحالی‌که عوامل دیگری مانند گرم شدن کره زمین، از دست دادن یخ دریای قطب شمال و گردش‌های جوی نیز نقش مهمی در تعدیل آب‌وهوا دارند، تأثیر انسو به دلیل پوشش فضایی گسترده و واکنش سریع اکوسیستم‌ها و الگوهای آب و هوایی به مراحل آن برجسته است (Timmermann et al, 2018). مطالعات نشان داده‌اند که ناهنجاری‌های آب و هوایی مرتبط با انسو می‌توانند باعث تغییرات ناگهانی و واضح در سیستم‌های آب‌وهوای منطقه‌ای و جهانی شوند و آن را به یک عامل کلیدی در درک تنوع آب و هوایی بین سالانه تبدیل کنند. نوسانات جنوبی اصلی‌ترین عامل تغییرات سالانه در سیستم آب و هوایی در مقیاس کلان است که به‌شدت بر آب‌وهوای بسیاری از مناطق جهان تأثیر می‌گذارد. (Rasmusson & Carpenter, 1982). رویدادهای ال‌نینو و لائینا به‌طور قابل توجهی بر جت استریم تأثیر می‌گذارند و الگوهای آب و هوایی جهانی را تحت تأثیر قرار می‌دهند. در طول ال‌نینو، جت استریم جنب حاره به سمت شرق تغییر می‌کند، درحالی‌که در طول لائینا به سمت غرب حرکت می‌کند و بر الگوی دور پیوند اقیانوس آرام - آمریکای شمالی تأثیر می‌گذارد (Wang et al, 2021). این رویدادها همچنین جت استریم شرقی گرمسیری را تغییر می‌دهند، به‌طوری‌که لائینا آن را تقویت و گسترش می‌دهد، درحالی‌که ال‌نینو آن را تضعیف و کوچک می‌کند (Nithya et al, 2017). تغییرپذیری جت استریم غرب اقیانوس آرام به‌شدت با انسو، گرمایش سطح اقیانوس و فعالیت گردابی گذرا در مقیاس سینوپتیکی در شمال اقیانوس آرام مرتبط است (Ren et al, 2008). تأثیر قدرتمند ال‌نینو بر

اطلس و اوراسیا ناهنجاری‌های مثبت دیده می‌شود این در حالی است که در وضعیت‌النینو این آنومالی‌ها در ارتفاع جو دیده نمی‌شود (Feng et al, 2017). در طول سال‌های ال‌نینو شرایط سرد در شمال اروپا و شرایط معتدل در جنوب اروپا در اواخر زمستان رخ می‌دهد (Ineson & Scaife, 2009). دما و بارندگی در اروپا در ماه نوامبر با شاخص انسو همبستگی مثبت دارد که نشان‌دهنده تأثیر بالقوه این شاخص بر پدیده‌های آب و هوایی در ناحیه اطلس شرقی در اواخر پاییز است (King et al, 2018). اثر ال‌نینو بر بارش مناطق حاره آمریکای جنوبی از طریق تولید یک یا دو موج شبه ساکن راسبی و تشدید جریان جت سطوح بالایی بوده است (Martín-Gómez et al, 2020). ارتفاع جت جنب حاره در طول ال‌نینو افزایش می‌یابد و در دسامبر ژانویه-فوریه نیمکره شمالی در شرق اقیانوس آرام به سمت قطب تغییر می‌کند. در طول ال‌نینو، جت‌های قطبی در نیمکره غربی ضعیف‌تر و در نیمکره شرقی، قوی‌تر هستند. برعکس، جت‌های جنب‌حاره‌ای در نیمکره غربی قوی‌تر و در نیمکره شرقی در زمستان و بهار ضعیف‌تر هستند. این تغییرات تفاوت‌های قدرت جت جنب حاره‌ای-قطبی را در طول ال‌نینو تقویت می‌کند که نشان‌دهنده تغییرپذیری جت‌ها در ارتباط با انسو می‌باشد (Manney et al, 2021). موقعیت جت جنب‌حاره‌ای بر فراز هیمالیا (جت هیمالیا) بر بارش و گرمای شدید در آسیای مرکزی و جنوبی تأثیر می‌گذارد. در ال‌نینو تغییر جت جنب‌حاره‌ای به سمت استوا، علت اصلی سرمایش در مناطق جنب حاره است، در حالی که در لائینا تغییر مکان جت جنب حاره به سمت قطب با گرمایش جنب حاره‌ای مرتبط است (Thapal & Stevenson, 2024).

مطالعات داخلی پدیده انسو را به‌عنوان یکی از مهم‌ترین الگوهای دور پیوند اقلیمی، تأثیرات قابل توجهی بر الگوهای بارش و اقلیم مناطق مختلف جهان، از جمله ایران، دارد را در نظر گرفته‌اند. این پدیده که شامل فازهای ال‌نینو و لائینا است، با تغییرات دما و فشار سطح اقیانوس آرام استوایی همراه بوده و می‌تواند به تغییرات قابل ملاحظه‌ای در رژیم بارش، دما و خشک‌سالی در ایران منجر شود (احمدی گیوی و پرهیزکار، ۱۳۸۷؛ ناظم السادات، ۱۳۹۵). مطالعات متعدد نشان داده‌اند که فازهای مختلف انسو با دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی در ایران ارتباط دارند (عزیزی، ۱۳۷۹؛ رضایی صدر و بهنیا، ۱۳۸۷). برای مثال، ارسلائی و عزیزی (۱۳۹۲) به بررسی

خواهد بود (Brönnimann, 2007). بین بارندگی استرالیا و نوسان جنوبی لائینا از نظر آماری ارتباط معناداری وجود دارد. در لائینا با جابجایی همرفت به سمت غرب اقیانوس آرام، افزایش بارندگی پاییزی در شمال غربی و شرق استرالیا اتفاق می‌افتد در حالی که در ال‌نینو ارتباط قوی‌ای مشاهده نمی‌شود (Cai & Cowan, 2009). ال‌نینو هم در اقیانوس آرام شرقی و مرکزی منجر به یک ناوه عمیق شمالی شده و یک تاوه قطبی ضعیف ایجاد می‌کند که اثرات آن در اواخر زمستان قوی‌تر از اوایل زمستان می‌باشد (Garfinkel et al, 2013). در طول ال‌نینو متعارف (لائینا)، در شمال آمریکای جنوبی در تمام فصول کاهش (افزایش) بارش وجود دارد. تفاوت در بارش مناطق گرمسیری آمریکای جنوبی در طول هر دو نوع انسو مربوط به تفاوت در گردش واکر است. در خارج از مناطق گرمسیری آمریکای جنوبی، تفاوت‌های بارندگی به دلیل تفاوت در رشته‌های امواج ارسالی از اقیانوس آرام و تفاوت در شدت شار رطوبت در این قاره بوده است (Tedeschi et al, 2013). تأثیر دور پیوند انسو در مناطق استوایی، بر روی نوسان شبه دوساله (QBO) است و در مناطق خارج از استوا بر روی استراتوسفر می‌باشد. زمستان‌های ال‌نینو با افزایش فشار سطح دریا بر روی قطب شمال همراه است در این وضعیت زمستان مناطق استوایی بدون گرم شدن ناگهانی استراتوسفر بوده و تعدیل می‌شود. ناهنجاری‌های منفی دمایی در استراتوسفر قطبی و تروپوسفر فوقانی در طول QBO غربی در مقایسه با سال‌های QBO شرقی دو برابر بیشتر می‌باشد و ناهنجاری‌های فشار سطح دریا در شرق اقیانوس اطلس و شمال اروپا مثبت‌تر از زمستان‌های فاز شرقی QBO است (Richter et al, 2015). در اروپا در وضعیت ال‌نینو جریان جت مداری در سطوح بالا، بر انتشار امواج از مناطق استوایی به عرض‌های میانی از طریق جو تأثیر می‌گذارد و موجب تغییرات بارش و دما در آنجا می‌شود. (López-Parages et al, 2015). استفاده از تکنیک‌های نمونه‌گیری تصادفی برای تفاوت‌های ترکیبی بین ۱۸ رویداد ال‌نینو و ۱۴ رویداد لائینا مشاهده‌شده از سال ۱۹۲۰ تا ۲۰۱۳، در مناطق عرض‌های میانی نیمکره شمالی به‌طور قابل توجهی عدم قطعیت از ارتباط بین انسو و فشار سطح دریا (SLP) نشان می‌دهد (Deser et al, 2017). در حالت لائینا پیچانه‌های خارج از استوا ضعیف‌تر هستند. در نواحی شمالی‌تر اقیانوس اطلس و اوراسیا با ناهنجاری‌های منفی ارتفاع و در نواحی جنب حاره اقیانوس

برای پیش‌بینی فصلی و پیش‌بینی تأثیرات اقلیمی بسیار مهم است، زیرا رفتار جت استریم در طول رویدادهای انسو نقش حیاتی در شکل‌دهی الگوهای آب و هوایی منطقه‌ای و جهانی ایفا می‌کند. در مطالعات داخلی کمتر به ارتباط بین ال نینو و جت استریم توجه شده است. از این‌رو در این مطالعه با توجه به شرایط بارشی ایران، نواحی بارشی تعیین شدند، سپس به‌صورت ماهیانه وضعیت همبستگی هر ناحیه با دور پیوند انسو مورد بررسی قرار گرفته شد، سپس ال‌نینوی پربارش و کم بارش بر اساس میزان بارش و گستردگی بارش انتخاب شدند. در دو وضعیت ال‌نینوی پربارش و کم بارش، در منطقه اقیانوس آرام الگوهای ماهیانه فشار سطح دریا و در منطقه خاورمیانه الگوهای ماهیانه جت استریم، ارتفاع تراز ۵۰۰ ه.پ، امگا، دما، رطوبت ویژه و فشار سطح دریا در ماه‌های دارای همبستگی مورد بررسی قرار گرفته شدند.

مواد و روش‌ها

محدوده مورد مطالعه شامل، محدوده سرزمینی ایران است که برای استخراج دوره‌های خشک و تر انتخاب شده است و ویژگی‌های جغرافیای آن مانند توزیع ناهمواری‌ها، طول و عرض جغرافیایی و موقعیت ایستگاه‌های همدید مورد استفاده در شکل ۱ آمده است. داده‌های بارشی ۹۸ ایستگاه همدید از سازمان هواشناسی کشور اخذ و ارتباط بارش ماهانه آن‌ها در یک دوره ۳۱ ساله با دور پیوند اقیانوس آرام جنوبی بررسی شد. برای سهولت مطالعه در ناحیه اقیانوس آرام استوایی و اندازه‌گیری دمای سطح آب در این نواحی، اقیانوس آرام استوایی به ۴ ناحیه شامل نواحی nino 3.4, nino 3, nino 1+2 و nino 4 تقسیم می‌شود. از این نواحی، ناحیه nino 3.4 از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، به‌طوری‌که دائماً دمای سطح آب در این ناحیه را برای تشخیص ال‌نینو (فاز گرم) و لانینا (فاز سرد) اندازه‌گیری می‌کنند (شکل ۲). برای محاسبه شاخص ال‌نینوی نوسان جنوبی (انسو)، روش‌های مختلفی وجود دارد از جمله می‌توان به شاخص‌هایی اشاره کرد که به SST وابسته می‌باشند؛ مانند روش ONI که ناهنجاری دمایی در ناحیه نینو ۳ و ۴ را در نظر می‌گیرد. از روش‌های دیگر می‌توان به روش JMA اشاره کرد که در آن شاخص ناهنجاری دمای سطح دریا در ناحیه Nino 3 در نظر گرفته می‌شود. در شاخص انسو چند متغیره با MEI میانگین وزنی ناهنجاری‌های مرتبط با ۶ متغیر هواشناسی در مناطق گرمسیری اقیانوس آرام

ارتباط شاخص نوسان جنوبی (SOI) با بارش بازسازی شده زاگرس میانی پرداخته و تأثیرات منطقه‌ای این پدیده را نشان داده‌اند. علاوه بر انسو، الگوهای دور پیوند دیگری مانند نوسانات جوی-اقیانوسی نیمکره شمالی (NAO) نیز بر اقلیم ایران اثرگذار هستند. (عزیزی و همکاران ۱۳۹۳) نشان داده‌اند که تعامل هم‌زمان فازهای SOI و NAO می‌تواند تغییرات اقلیمی در ایران را تشدید کند. همچنین، مطالعات منطقه‌ای مانند پژوهش (خورشید دوست و قویدل رحیمی ۱۳۸۵) در آذربایجان شرقی و (یوسفی و حجام ۱۳۹۱) در دشت قزوین، تأثیرات متفاوت انسو بر بارش و دما را در مقیاس‌های محلی بررسی کرده‌اند. در مقیاس وسیع‌تر، (فرج زاده اصل و همکاران ۲۰۱۳ و محجوبی و همکاران ۲۰۲۱) به تحلیل الگوهای دور پیوند و تأثیر آن‌ها بر بارش ایران پرداخته‌اند و نشان داده‌اند که این الگوها می‌توانند پیش‌بینی‌پذیری بارش را بهبود بخشند. تحلیل‌های داده محور نیز نقش مهمی در درک این روابط ایفا کرده‌اند. همچنین، (قاسمی و همکاران ۱۳۹۵) با بهره‌گیری از شبکه‌های عصبی مصنوعی، توانایی پیش‌بینی بارش ماهانه را با استفاده از الگوهای دور پیوند ارتقا داده‌اند. در نهایت، پژوهش‌های اخیر مانند (شاه‌محمدی و همکاران ۲۰۲۴ و هلالی و همکاران ۱۳۹۹) بر تحلیل تغییرات زمانی-مکانی بارش و ارتباط آن با نمایه‌های دور پیوندی تأکید دارند. این مطالعات به‌صورت جمعی نشان‌دهنده اهمیت الگوهای دور پیوند، به‌ویژه انسو، در درک و پیش‌بینی تغییرات اقلیمی ایران هستند. با این حال، تفاوت‌های منطقه‌ای و پیچیدگی‌های تعاملات این الگوها نیازمند تحقیقات بیشتری است تا بتوان به مدل‌های دقیق‌تر پیش‌بینی دست یافت.

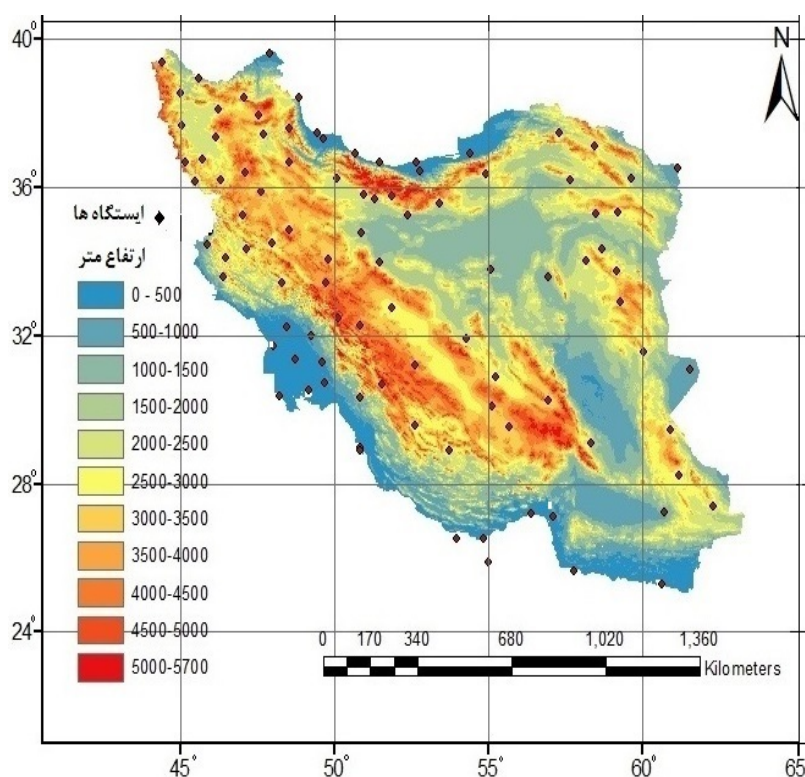
همان‌طور که یافته‌های مطالعات متعدد نشان می‌دهند، ال‌نینو با ایجاد ناهنجاری در توزیع دما و فشار اتمسفر بر فراز اقیانوس آرام، امواج عظیم راسبی را به حرکت درمی‌آورد. این امواج در مسیر خود بر موقعیت، شدت و الگوهای موجی شکل جت استریم‌های جنب‌حاره‌ای و قطبی تأثیر می‌گذارند. جت استریم جنب‌حاره‌ای که به‌عنوان یک مسیر اصلی برای سامانه‌های بارشی مدیترانه‌ای عمل می‌کند، در فاز ال‌نینو ممکن است تغییر جهت دهد، قوی‌تر یا ضعیف‌تر شود، یا حتی عرض جغرافیایی آن جابجا گردد. این تغییرات، به‌نوبه خود، نفوذ سامانه‌های کم‌فشار غربی حامل رطوبت به ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند؛ گاهی با هدایت آن‌ها به سمت شمال یا جنوب و گاهی با تضعیف یا تقویت آن‌ها. به‌هرحال درک این ارتباطات

یک ماه یا یک فصل، شاخه بالارونده کم‌فشار سطحی، جوی ناپایدار را در غرب اقیانوس آرام ایجاد می‌کند و شاخه فرونشینی، وضعیت پرفشار سطحی با هوای پایدار را در مرکز و شرق اقیانوس آرام ایجاد خواهد کرد (شکل ۳).

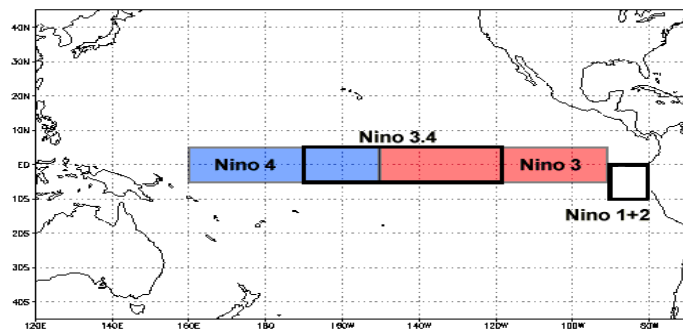
در طول رویدادهای لائینا، گردش واکر تشدید می‌شود و در نتیجه صعود هوا با بارندگی بیشتر در غرب اقیانوس آرام و فرونشینی بیشتر هوای خشک و کاهش بارندگی در مرکز و شرق اقیانوس آرام ایجاد می‌شود. فشار سطحی به صورت معمول و در حالت خستی بر روی شمال استرالیا و اندونزی پایین می‌باشد، این فشار سطحی در حالت لائینا کاهش یافته و تشدید می‌گردد. در جریان ال‌نینو، برعکس حالت لائینا، گردش واکر ضعیف یا حتی گاهی معکوس می‌شود. در حالت ال‌نینو شرایط برعکس می‌باشد به طوری که همرفت بیشتر همراه با بارندگی و فشار سطحی کمتر از حد متوسط در اقیانوس آرام مرکزی و همرفت کمتر با آسمانی صاف‌تر و فشار سطحی بالاتر از حد متوسط در غرب اقیانوس آرام ایجاد می‌گردد. در حالت کلی گردش واکر به‌عنوان بخشی از گردش عمومی جو در سطح جهان شناخته شده است (شکل ۴).

شامل دمای سطح دریا، فشار سطح دریا، دمای هوا، مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد سطحی و کسر ابر آسمان در نظر گرفته می‌شود. در نهایت متداول‌ترین روش SOI است که مورد استفاده در این تحقیق می‌باشد، برای محاسبه آن از ناهنجاری‌های فشار استاندارد شده به صورت اختلاف فشار متوسط سطح دریا بین ایستگاه‌های تاهیتی و داروین استفاده می‌شود.

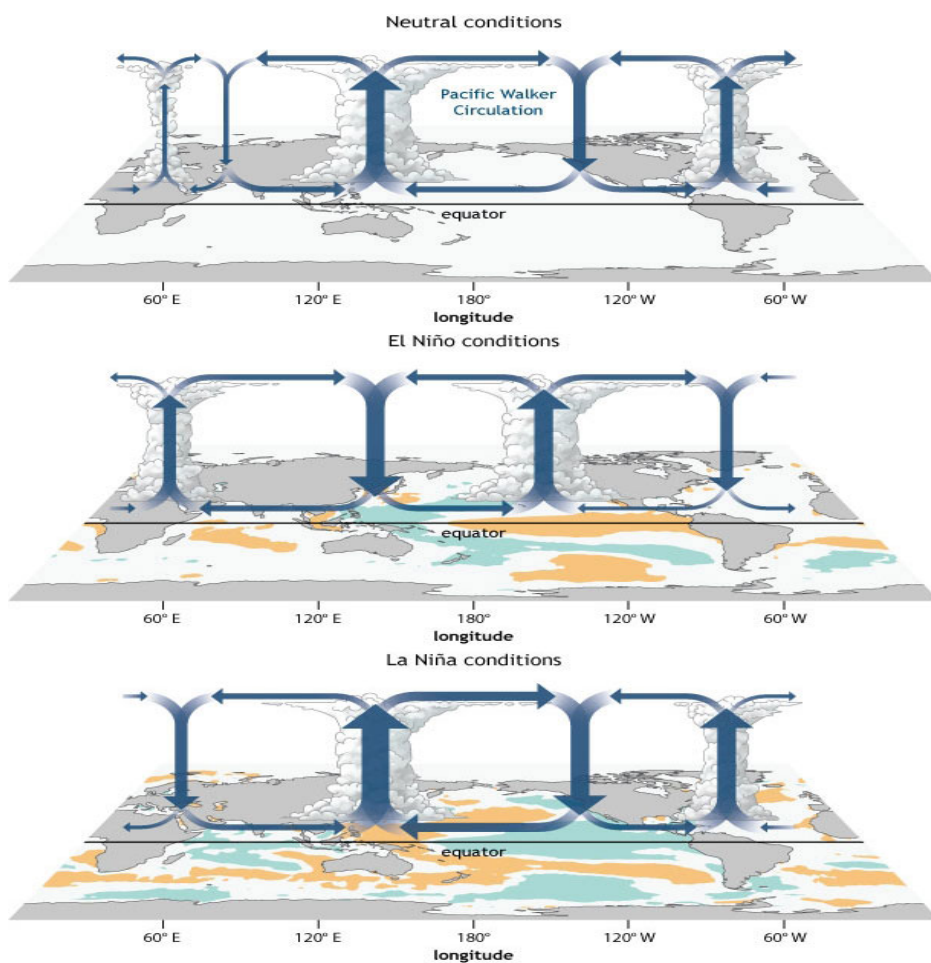
در روش SOI به جای اندازه‌گیری دمای سطح آب از فشار هوای سطح دریا استفاده می‌شود. ناهنجاری‌های فشار نشان می‌دهند که آیا گردش در مقیاس بزرگ بر فراز اقیانوس استوایی که به گردش واکر معروف است، قوی‌تر یا ضعیف‌تر از حالت عادی می‌باشد. گردش واکر یک حلقه غول‌پیکر از جریان‌های هوا در کره زمین است که در حالت نرمال، هوای سطح دریا در مرکز و شرق اقیانوس آرام به سمت غرب می‌وزد و در اقیانوس آرام غربی به جو بالا رفته، در ارتفاعات بالاتر به سمت شرق جریان می‌یابد و بر روی اقیانوس آرام مرکزی و شرقی به سطح دریا نزول می‌کند. به‌طور متوسط در طول



شکل ۱- محدوده کشور ایران به همراه توپوگرافی، طول و عرض جغرافیایی و پراکنندگی ایستگاه‌های مورد مطالعه.



شکل ۲- مناطق نینو



NOAA Climate.gov

شکل ۳- شکل شماتیک سه فاز نوسان جنوبی از بالا به پایین (فاز خنثی-فاز ال نینو-فاز لانیئا)

αSLP = فشار واقعی سطح دریا
 $mSLP$ = میانگین فشار سطح دریا
 σSLP = انحراف معیار
 N = تعداد ماهها
 مرجع: (سایت اداره ملی اقیانوسی و جوی امریکا)

محاسبه شاخص SOI

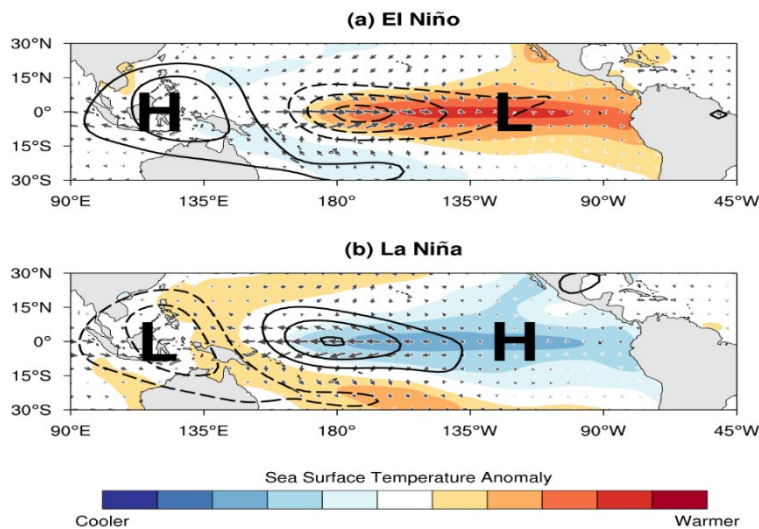
$$SOI = (sSLP_{Tahiti} - sSLP_{Darwin}) / \sigma_{monthly} \quad (1)$$

$$sSLP = (\alpha SLP - mSLP) / \sigma \quad (2)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(\alpha SLP - mSLP)^2}{N}}$$

SLP = فشار سطح دریا

SLP = فشار سطح دریای استانداردشده



شکل ۴- دمای آب، فشار سطحی و جریان باد در اقیانوس آرام در فاز ال‌نینو و فاز لانینا

براساس گستردگی و میزان بارش انتخاب و نقشه‌های سینوپتیک آن‌ها ترسیم و مقایسه گردید و شرایط جت استریم تراز ۵۰۰ ه‌پ، امگا و سایر پارامترهای مهم جوی مورد بررسی قرار گرفت.

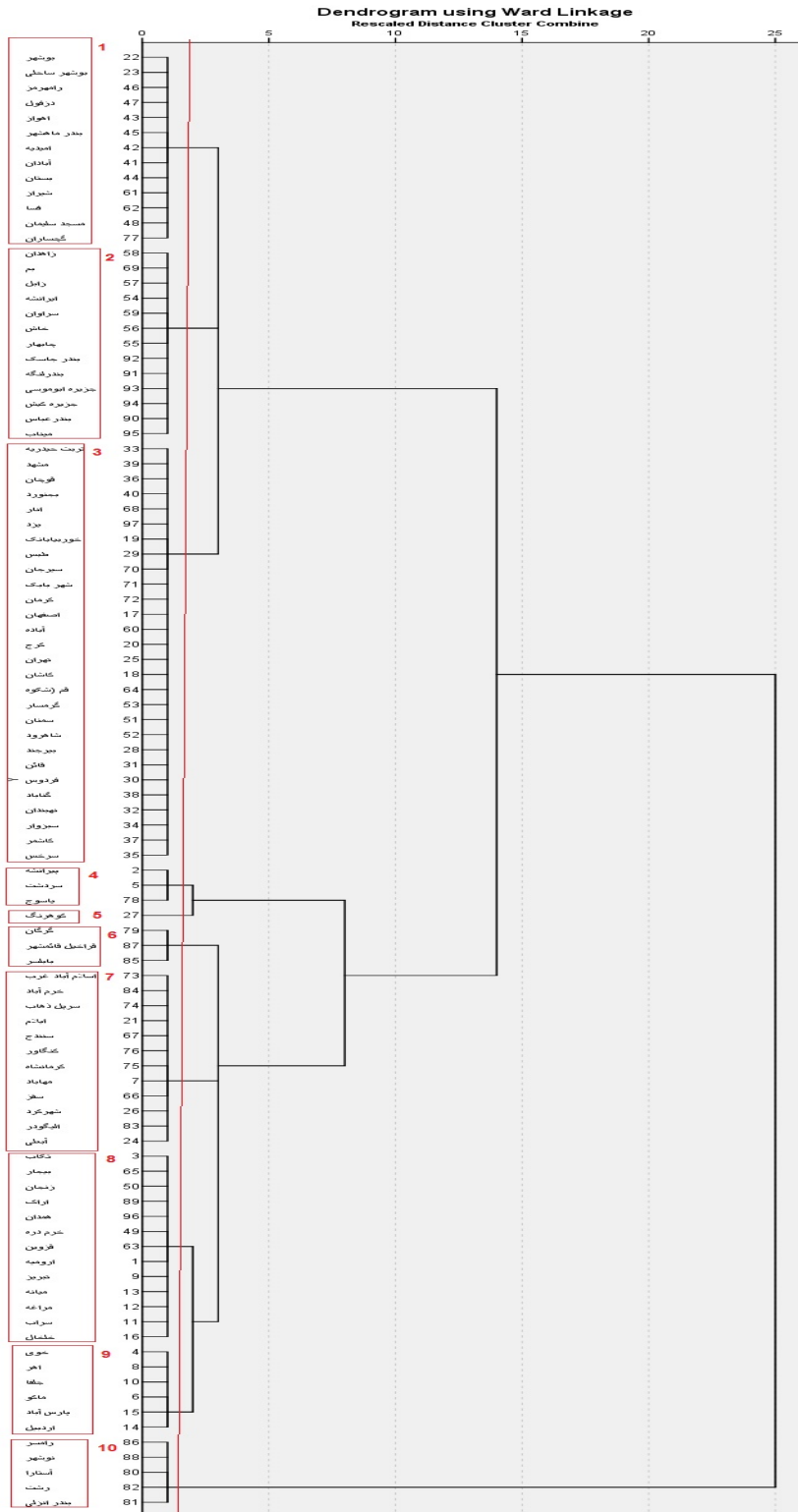
نتایج و بحث

همان‌طور که مشخص می‌باشد (شکل ۶) با انتخاب ۲ درصد فاصله، خوشه‌بندی بهتری از نظر مکانی و جغرافیایی (۱۰ خوشه مکانی) به دست خواهد آمد. بر پایه نتایج خوشه‌بندی نواحی خوزستان، بوشهر، سواحل خلیج فارس و جنوب غرب ایران در خوشه ۱، سواحل تنگه هرمز و دریای عمان، سیستان و بلوچستان، نواحی پست کرمان و دشت لوت در خوشه ۲، نواحی فلات مرکزی ایران شامل دشت کویر و نواحی حاشیه آن و خراسان بزرگ در خوشه ۳، ناحیه مرطوب زاگرس جنوبی شامل نواحی اطراف کوه دنا (کهکیلویه و بویراحمد و غرب فارس) و همچنین ناحیه مرطوب زاگرس غربی شامل غرب کردستان (پیرانشهر و سردشت) که به صورت ۲ ناحیه مجزا می‌باشند در خوشه ۴، زاگرس مرکزی شامل منطقه کوه‌رنگ و زرد کوه در خوشه ۵، ناحیه گلستان و شرق مازندران در خوشه ۶، دامنه‌های بادگیر زاگرس در کردستان، کرمانشاه، ایلام، جنوب همدان، لرستان و غرب اصفهان و قسمت‌هایی از چهارمحال بختیاری و نواحی مرتفع رشته‌کوه البرز به صورت ۲ ناحیه مجزا در خوشه ۷، دامنه‌های شرقی زاگرس شامل جنوب و مرکز آذربایجان، شرق کردستان،

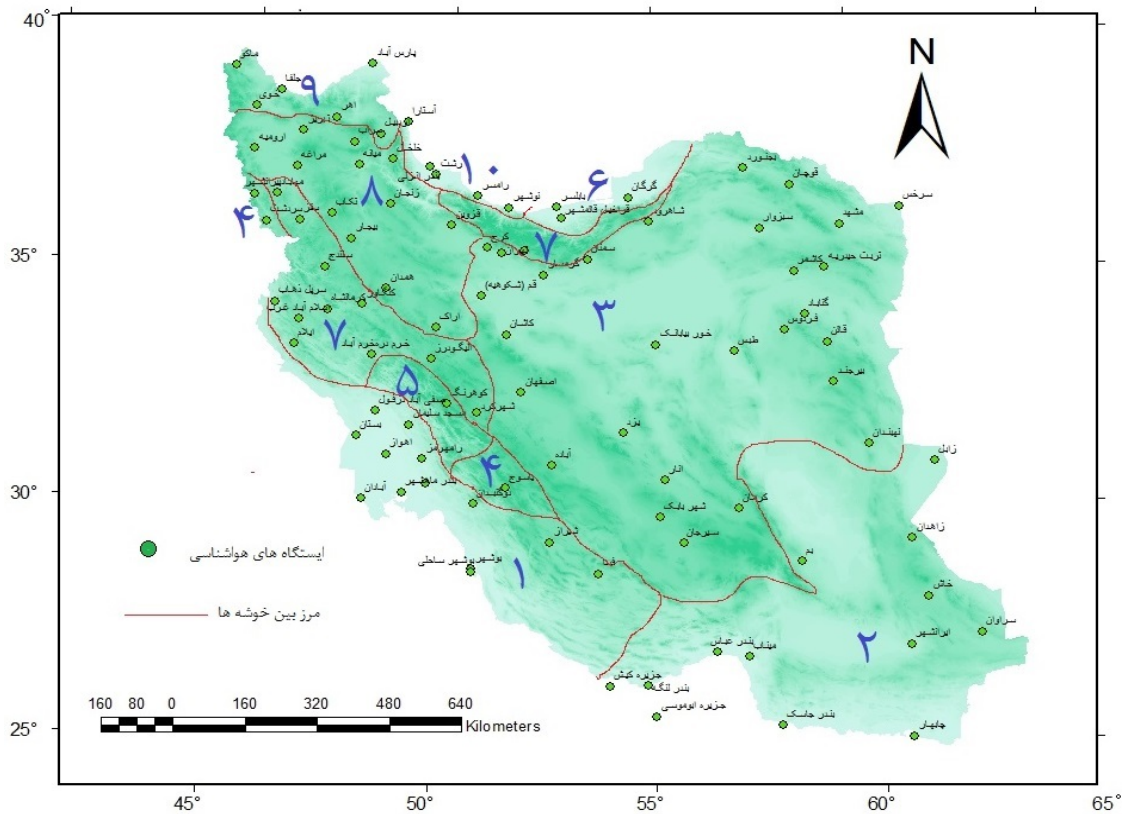
داده‌های SOI به صورت ماهانه در پایگاه NOAA محاسبه و آرشیو شده‌اند. ماه‌های همراه با شرایط ال‌نینو اعداد شاخص منفی و ماه‌های همراه با شرایط لانینا اعداد شاخص مثبت را دارا می‌باشند. در این مطالعه داده‌های مورد نیاز و ماهانه SOI (موارد ال‌نینو) در بازه زمانی ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۸ از این پایگاه استخراج شدند. داده‌های روزانه بارش ۹۸ ایستگاه همدید ایران در همان دوره زمانی از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. داده‌های بارشی به دست آمده از ایستگاه‌های هواشناسی به صورت ماهانه و میانگین ۳۱ ساله در نرم‌افزار Excel مرتب و برای انجام محاسبات بعدی آماده‌سازی شدند، با توجه به این‌که ارتفاع و عرض جغرافیایی از پارامترهای مهم در بارش می‌باشند، با استفاده از نرم‌افزار SPSS وزن دهی ارتفاع از سطح دریا ایستگاه‌ها و وزن دهی عرض جغرافیایی مکان ایستگاه‌ها بر روی مقادیر بارش اعمال شد و ایستگاه‌ها خوشه‌بندی مکانی (ناحیه بندی) گردیدند، خوشه‌بندی بر اساس مجذور فاصله اقلیدسی و روش ادغام وارد (خوشه بندی بر اساس واریانس) در فاصله بین خوشه‌ها انجام گرفت. خوشه‌بندی مناطق بارشی ایران در فاصله جداسازی ادغام ۲ درصد انجام شد (شکل ۶). در گام بعد با استفاده از داده‌های ماهانه SOI در بازه زمانی (۱۹۸۷-۲۰۱۸) همبستگی ماهانه بین داده‌های SOI و بارش هر یک از خوشه‌ها در ماه‌های بارشی سال به غیر از ماه‌های جون، جولای، آگوست محاسبه شد. به دلیل اینکه برخی از ال‌نینوها پربارش و برخی کم بارش بودند پربارش‌ترین و کم بارش‌ترین ال‌نینوهای همراه

شمال همدان، زنجان و غرب استان مرکزی در خوشه ۸، ناحیه شمال آذربایجان و ارسباران در خوشه ۹ و در نهایت ناحیه غرب و مرکز سواحل جنوبی خزر شامل گیلان و غرب مازندران در خوشه ۱۰ طبقه‌بندی شدند (شکل ۷). در ادامه میانگین ماهانه بارش ایستگاه‌ها در هر خوشه محاسبه و بارش خوشه‌ها به صورت مجزا حاصل شد. در گام بعد با استفاده از داده‌های ماهانه SOI در بازه زمانی (۱۹۸۷-۲۰۱۸) همبستگی ماهانه بین داده‌های SOI و بارش هر یک از خوشه‌ها در ماه‌های بارشی سال به‌غیر از ماه‌های جون، جولای، آگوست محاسبه شد (جدول ۱). سپس با استفاده از نرم‌افزار SPSS بین ماه‌های دارای وضعیت ال‌نینو و بارش میانگین هریک از خوشه‌های بارشی با یک لگ زمانی ۱ ماهه به صورت مجزا آزمون همبستگی پیرسون انجام گرفت؛ یعنی SOI یک ماه قبل‌تر با بارش ماهانه خوشه موردنظر بررسی شد. به‌طور مثال SOI ماه دسامبر با بارش میانگین خوشه‌ها در ماه ژانویه در نظر گرفته شدند (جدول ۲). انتخاب تأخیر یک‌ماهه به علت الف: فاصله طولانی منشأ ناحیه انسو با منطقه مورد مطالعه (ایران) در حدود ۱۵ هزار کیلومتر است که به نظر می‌رسد با وجود این فاصله اثر حاصل از فعالیت ال‌نینو در ناحیه استوایی اقیانوس آرام بر سامانه‌های جوی خاورمیانه و ایران نمی‌تواند هم‌زمان با رخداد ال‌نینو باشد. ب: نتایج همبستگی‌های بارش و انسو که در نتایج در جدول‌های ۱ و ۲ (موارد هایلاپت شده) آورده شده، همبستگی‌ها در جدول ۲ (جدول دارای تأخیر یک‌ماهه زمانی)، افزایش‌یافته و توزیع همبستگی‌ها از نظر زمانی با بارش رخ‌داده همخوانی بیشتری دارند. در جدول ۱ (بدون تأخیر زمانی) مواردی مشاهده می‌شود که از نظر مشاهداتی چندان با واقعیت هم‌خوانی ندارد. به عنوان نمونه با دقت در میزان همبستگی‌های ماه دسامبر در جدول ۱ مشخص می‌گردد که بارش تمامی خوشه‌ها یا به عبارتی کل ایران همبستگی قوی منفی با انسو دارد، یعنی همراه با رخداد ال‌نینو باید انتظار ترسالی در همه خوشه‌های ده‌گانه را داشت؛ اما در واقعیت و با دقت در داده‌های بارشی ثبت شده چنین حالتی مشاهده نمی‌گردد و کمتر سالی وجود داشته که کل ایران درگیر ترسالی در ماه دسامبر بوده باشد. در جدول ۳ به صورت خلاصه ارتباط زمانی و مکانی خوشه‌ها با پدیده ال‌نینو نشان داده شده است. از طرفی از آنجایی که داده‌های

SOI به صورت ماهیانه محاسبه می‌شوند، یک ماه تأخیر زمانی (حداقل تأخیر) برای برآورد تأثیر پدیده انسو بر بارش‌های ایران قابل توجیه می‌باشد (جدول ۲). رابطه محاسباتی شاخص SOI (روش مورد استفاده در این تحقیق) به صورت ماهانه محاسبه می‌شود و استفاده از مقادیر کم‌تر از یک ماه امکان‌پذیر نبوده و مقادیر بالاتر از یک ماه نیز دقت محاسبات را پایین می‌آورد بنابراین بهترین بازه زمانی تأخیر، همان یک ماه تأخیر می‌باشد. از آنجایی که مقادیر SOI منفی نمایانگر پدیده ال‌نینو و عدد SOI مثبت نماینده پدیده لائینا می‌باشند، همبستگی منفی بارش با شاخص SOI یعنی افزایش بارش هم‌زمان با رخداد ال‌نینو (کاهش بارش با ایجاد پدیده لائینا) و همبستگی مثبت بارش با شاخص SOI به مفهوم کاهش بارش هم‌زمان با پدیده ال‌نینو (افزایش بارش با پدیده لائینا) می‌باشد. با این وجود در خوشه‌های دارای همبستگی در برخی ماه‌ها با وجود شرایط ال‌نینو، وضعیت کم‌بارشی وجود داشته است، برای بررسی شرایط هم‌دید دو حالت تر و خشک در شرایط ال‌نینو علاوه بر وضعیت SOI ماهانه، می‌بایست به شکل و الگوی نقشه‌های هم‌دید نیز توجه کرد. به این منظور در ماه‌هایی با همبستگی بارشی با پدیده انسو، یک نماینده با معیار فراگیر بودن بارش ناحیه و میزان همبستگی برای حالت‌های کم بارش و پربارش انتخاب و نقشه‌های سینوپتیک ترسیم شدند به دلیل اینکه محاسبات شاخص SOI وابسته به فشار سطح دریا می‌باشد، در ماه‌های دارای همبستگی، نقشه‌های هم‌دید فشار هوای سطح دریا در دو حالت ال‌نینوی کم بارش و ال‌نینوی پربارش در محدوده اقیانوس آرام استوایی با عرض جغرافیایی ۴۰ درجه جنوبی تا ۴۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۲۰ درجه شرقی تا ۶۰ درجه غربی با استفاده از پایگاه NOAA ترسیم و تحلیل هم‌دید شدند. سپس نقشه‌های ماهانه جت استریم، تراز ۵۰۰ ه.پ در کل نیمکره شمالی و نقشه‌های امگا، دما، رطوبت ویژه و فشار سطح دریا بر روی خاورمیانه در دو حالت ال‌نینوی کم بارش و ال‌نینوی پربارش مورد بررسی قرار گرفته شدند. در ادامه وضعیت فشار سطح دریا با یک ماه تأخیر زمانی در دو حالت پربارش و کم بارش در ماه‌های دارای همبستگی ترسیم شد (شکل ۸).



شکل ۶- خوشه‌بندی انجام‌شده در بارش ایستگاه‌های هم‌دید ایران بر اساس بارش با وزن دهی ارتفاع و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها (دوره زمانی ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۸).



شکل ۷- نواحی خوشه‌بندی شده بارشی ایستگاه‌های ایران بر اساس بارش با وزن دهی ارتفاع و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها.

جدول ۱- همبستگی ماهانه هم‌زمان بین داده‌های ماهانه SOI و میانگین ماهانه بارش در یک دوره ۳۱ ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۸).

ماهها	همبستگی	خوشه ۱	خوشه ۲	خوشه ۳	خوشه ۴	خوشه ۵	خوشه ۶	خوشه ۷	خوشه ۸	خوشه ۹	خوشه ۱۰
ژانویه	Correlation	-0.043	-0.038	-0.093	-0.237	-0.024	-0.047	-0.068	-0.073	-0.125	0.283
	Sig	0.816	0.835	0.613	0.191	0.898	0.799	0.71	0.902	0.496	0.117
فوریه	Correlation	-0.12	-0.348	-0.206	-0.186	-0.188	-0.127	-0.307	-0.307	-0.185	-0.326
	Sig	0.512	0.051	0.258	0.309	0.303	0.487	0.068	0.088	0.31	0.069
مارس	Correlation	-0.407*	-0.144	-0.246	-0.475**	-0.448*	-0.165	-0.502**	-0.495**	-0.112	-0.211
	Sig	0.021	0.432	0.174	0.006	0.01	0.365	0.003	0.004	0.541	0.247
آوریل	Correlation	-0.115	-0.076	-0.342	-0.029	-0.242	-0.387*	-0.186	-0.065	0.137	-0.091
	Sig	0.529	0.679	0.055	0.876	0.182	0.029	0.307	0.644	0.453	0.619
می	Correlation	0.224	-0.1	-0.266	0.108	0.027	-0.141	0.134	0.072	0.141	0.029
	Sig	0.218	0.586	0.142	0.557	0.885	0.442	0.466	0.696	0.442	0.874
سپتامبر	Correlation	0.116	0.104	0.182	-0.121	0.025	0.067	0.062	0.067	0.197	0.138
	Sig	0.528	0.57	0.318	0.511	0.893	0.636	0.655	0.717	0.28	0.45
اکتبر	Correlation	-0.478**	-0.358*	-0.125	-0.302	-0.408*	0.1	-0.397*	-0.258	0.036	-0.097
	Sig	0.006	0.044	0.494	0.093	0.02	0.587	0.024	0.154	0.846	0.598
نوامبر	Correlation	-0.244	-0.082	-0.084	-0.415*	-0.175	-0.368*	-0.31	-0.252	-0.315	0.005
	Sig	0.179	0.656	0.648	0.018	0.337	0.038	0.084	0.164	0.079	0.977
دسامبر	Correlation	0.558**	-0.435*	-0.561**	-0.541**	-0.415*	-0.544**	-0.408*	-0.318	-0.376*	-0.329
	Sig	0.001	0.013	0.001	0.001	0.018	0.001	0.021	0.076	0.034	0.066

*** و ** و * به ترتیب معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد.

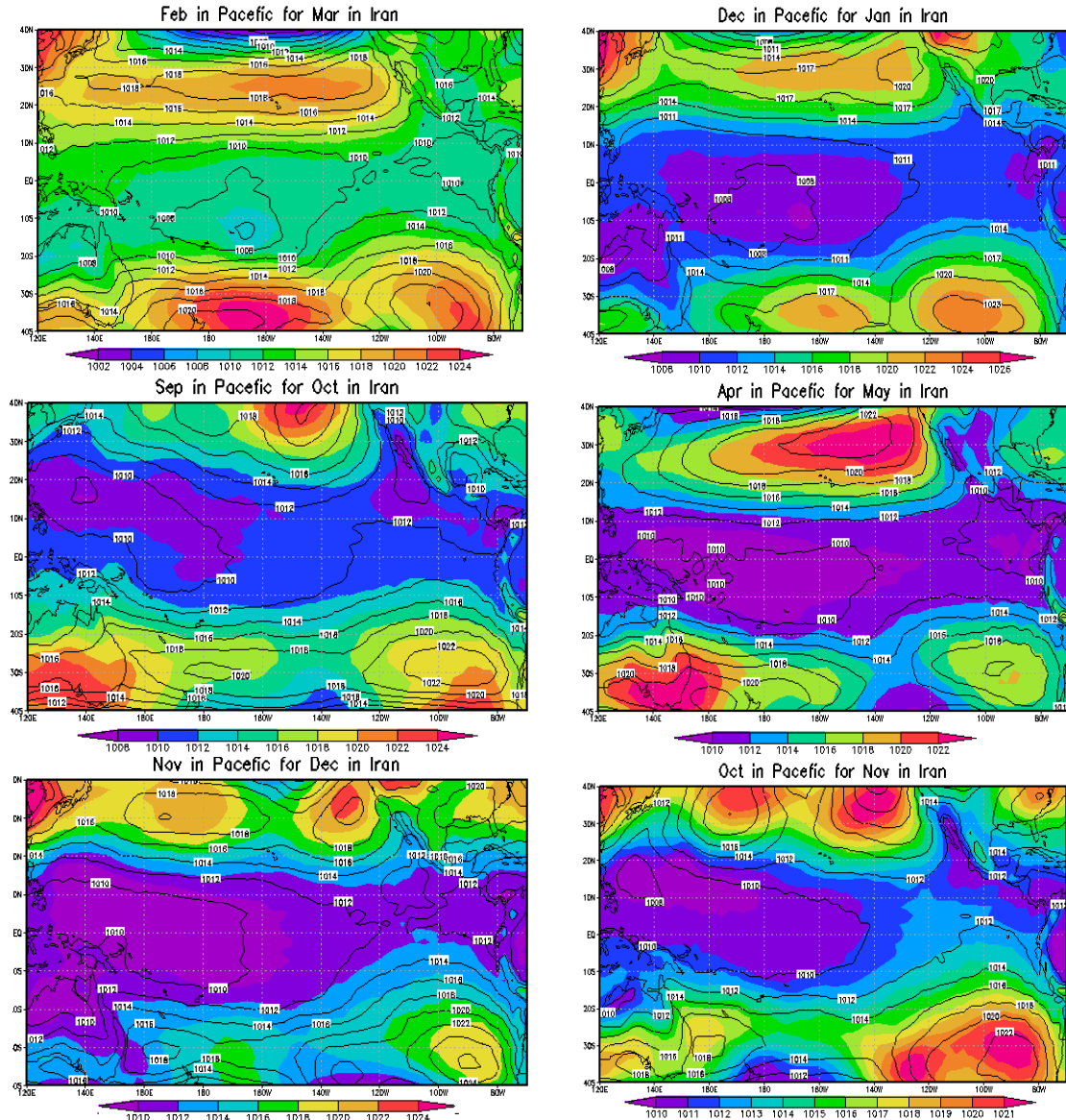
جدول ۲- همبستگی‌های ماهانه SOI با بارش ماهانه خوشه‌ها با یک ماه تأخیر زمانی در یک دوره ۳۱ ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۸).

ماهها	همبستگی	خوشه ۱	خوشه ۲	خوشه ۳	خوشه ۴	خوشه ۵	خوشه ۶	خوشه ۷	خوشه ۸	خوشه ۹	خوشه ۱۰
ژانویه	Correlation	0.038	0.061	0.057	-0.025	0.092	0.171	0.026	0.093	-0.058	0.346
	Sig	0.838	0.74	0.757	0.89	0.616	0.349	0.889	0.613	0.754	0.053
فوریه	Correlation	0.092	-0.062	-0.073	0.01	-0.162	-0.23	-0.023	0.025	-0.167	-0.168
	Sig	0.616	0.738	0.693	0.955	0.376	0.205	0.9	0.894	0.359	0.358
مارس	Correlation	-0.066	-0.008	-0.135	-0.173	-0.487**	0.011	-0.372*	-0.29	-0.06	-0.025
	Sig	0.719	0.965	0.46	0.343	0.005	0.952	0.036	0.107	0.745	0.892
آوریل	Correlation	0.039	0.011	-0.261	0.107	-0.19	-0.296	0.021	-0.054	0.061	-0.247
	Sig	0.833	0.951	0.149	0.56	0.299	0.1	0.908	0.77	0.739	0.172
می	Correlation	-0.005	-0.288	-0.396*	-0.155	-0.183	-0.238	-0.248	-0.329	-0.098	-0.031
	Sig	0.976	0.11	0.025	0.398	0.317	0.189	0.171	0.066	0.594	0.864
سپتامبر	Correlation	0.123	0.058	0.201	-0.119	-0.012	-0.006	-0.011	-0.031	0.086	0.075
	Sig	0.501	0.754	0.27	0.516	0.948	0.973	0.952	0.867	0.638	0.685
اکتبر	Correlation	-0.646**	-0.269	-0.362*	-0.420*	-0.478**	-0.132	-0.456**	-0.307	-0.123	-0.121
	Sig	0	0.137	0.042	0.017	0.006	0.471	0.009	0.088	0.503	0.51
نوامبر	Correlation	-0.191	-0.292	-0.172	-0.445*	-0.205	-0.398*	-0.404*	-0.408*	-0.447*	-0.203
	Sig	0.294	0.105	0.346	0.011	0.259	0.024	0.022	0.02	0.01	0.266
دسامبر	Correlation	-0.332	-0.295	-0.303	-0.309	-0.159	-0.379*	-0.219	-0.162	-0.321	-0.266
	Sig	0.063	0.101	0.092	0.085	0.384	0.032	0.228	0.376	0.073	0.141

*, **, *** به ترتیب معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد.

جدول ۳- نواحی مختلف خوشه‌بندی‌شده به همراه ماه‌های دارای همبستگی معنادار بارشی با شاخص SOI.

شماره خوشه	ناحیه خوشه	ماه‌های دارای همبستگی معنادار بارشی با شاخص انسو
خوشه ۱	جنوب غرب ایران	اکتبر و نوامبر
خوشه ۲	ناحیه سواحل دریای عمان و جنوب شرق ایران	دسامبر
خوشه ۳	نواحی فلات مرکزی ایران و خراسان بزرگ	می، اکتبر و دسامبر
خوشه ۴	دامنه‌های کوه دنا و غرب کردستان در دو مکان مجزا	اکتبر، نوامبر و دسامبر
خوشه ۵	ناحیه کوه‌رنگ و زرد کوه بختیاری	مارس و اکتبر
خوشه ۶	شرق و مرکز و سواحل جنوبی دریای خزر	نوامبر و دسامبر
خوشه ۷	دامنه‌های غربی زاگرس و البرز مرکزی در ۲ مکان مجزا	مارس، اکتبر و نوامبر
خوشه ۸	دامنه‌های شرقی زاگرس	می، اکتبر و نوامبر
خوشه ۹	شمال آذربایجان و ناحیه ارسباران	نوامبر و دسامبر
خوشه ۱۰	ناحیه غرب سواحل جنوبی دریای خزر	ژانویه



شکل ۸- نقشه‌های فشار متوسط سطح دریا (SLP) ماه‌های دارای همبستگی بین ال‌نینو و بارش ایران که براساس ردیف، به ترتیب از بالا به پایین ماه‌های دسامبر، فوریه، آوریل، سپتامبر، اکتبر و نوامبر، چپ پر بارش‌ترین و راست کم بارش‌ترین ال‌نینوها می‌باشند، لازم به توضیح است نقشه‌ها یک ماه زودتر از پر بارش‌ترین و کم بارش‌ترین ماهانه در نظر گرفته شده‌اند. (سطوح رنگی برای ماه پر بارش و هم‌فشارهای خطی برای ماه کم بارش می‌باشد).

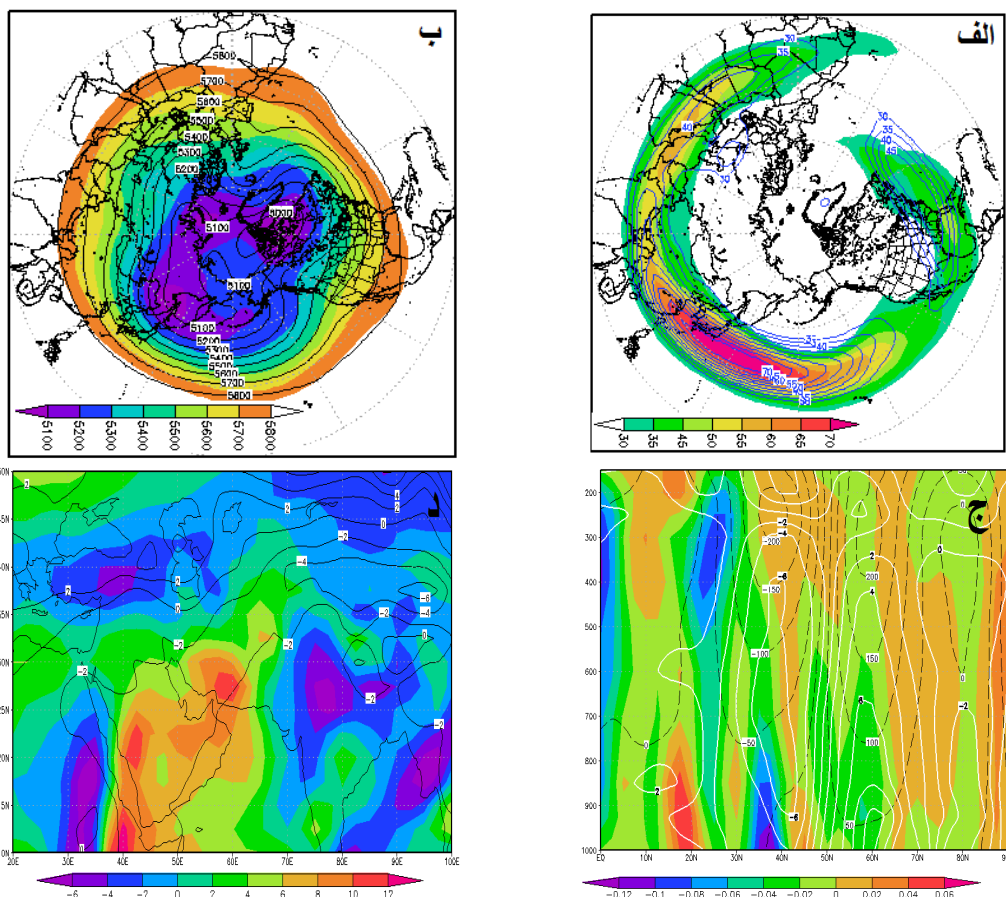
برگرفته و مراکز پرفشار جنب حاره به صورت دو سلول مجزا در جنوب غرب و جنوب شرق اقیانوس مشاهده می‌شوند. می‌کم بارش مشابه با حالت می پر بارش بوده، با این تفاوت که مراکز پرفشار جنب حاره در اقیانوس آرام تشدید شده‌اند. در پر بارش‌ترین ماه اکتبر، ناحیه کم‌فشار اقیانوس آرام هم از نظر شدت و هم از نظر وسعت گسترش زیادی را نشان می‌دهد به طوری که ناحیه مرکزی و شرقی اقیانوس آرام تقریباً در سیطره کمربند کم‌فشار اقیانوسی قرار گرفته و مراکز پرفشار در عرض‌های نزدیک به مدار قطبی جنوب به صورت دو سلول پرفشار مجزا نمایان شده‌اند. در کم بارش‌ترین اکتبر،

در پر بارش‌ترین ژانویه یک کم‌فشار سطحی از غرب تا مرکز اقیانوس وجود دارد اما در کم بارش‌ترین ژانویه یک کم‌فشار سطحی به صورت متمرکز در غرب اقیانوس آرام دیده می‌شود. در پر بارش‌ترین مارس مرکز کم‌فشار استوایی ضعیف‌تر بوده و ناحیه پرفشار عرض‌های میانی از جنوب شرقی اقیانوس آرام به جنوب اقیانوس منتقل شده ولی در کم بارش‌ترین مارس تشدید اختلاف فشار بین مرکز کم‌فشار اقیانوس آرام با نواحی پرفشار نواحی اطراف به ویژه پرفشار مجاور کشور شیلی دیده می‌شود. در ماه می پر بارش کمربند کم‌فشار سطحی کل اقیانوس و حتی عرض‌های میانی را در

بارش به صورت نمای قطبی، مقطعی و پهنه‌ای در محدوده نیمکره شمالی و خاورمیانه ترسیم شد. نقشه‌های جت پر بارش و کم بارش و تراز ۵۰۰ ه.پ برای دو حالت پربارش و کم بارش به صورت ترکیبی برای کل نیم‌کره شمالی ترسیم شدند. نصف النهار طولی ۵۲/۵ درجه به عنوان مدار نماینده‌ای که از مرکز ایران عبور می‌کند انتخاب شد و نقشه‌های برشی امگا، دما و تراز ۵۰۰ ه.پ به صورت اختلاف ماه پربارش منهای ماه کم بارش از استوا تا قطب ترسیم شدند. در نهایت نقشه‌های رطوبت ویژه و فشار سطح دریا به صورت اختلاف ماه پربارش منهای ماه کم بارش به صورت پهنه‌ای ترسیم گردید. به طور دقیق ترتیب نقشه‌های ترسیم شده برای همراه در شکل‌های ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ به صورت زیر می‌باشد:

سلول‌های پرفشار در مجاور مدار قطبی جنوب به صورت یک کمربند پرفشار پیوسته دیده می‌شوند، همچنین مرکز کم‌فشار در ناحیه استوایی ضعیف می‌باشد. در نوامبر پر بارش کم‌فشار سطحی اقیانوس آرام نسبتاً ضعیف بوده و گستردگی زیادی ندارد و در کم بارش‌ترین نوامبر کم‌فشار سطحی استوایی اقیانوس آرام به شدت تقویت شده و گسترش زیادی داشته است. ماه دسامبر در دو حالت کم بارش و پربارش کم‌فشار سطحی اقیانوس قدرت و گستردگی بالایی داشته است ولی در شرایط کم‌بارشی پرفشار مجاور کشور شیلی نیز قوی‌تر شده است (شکل ۸).

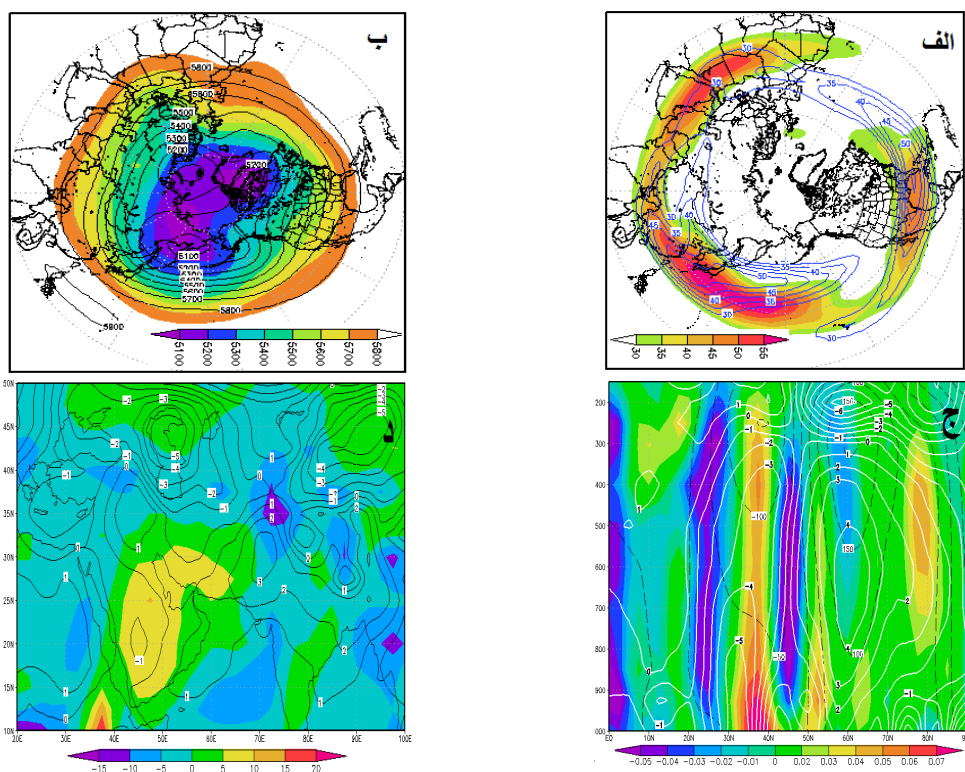
در ادامه برای ماه‌های دارای همبستگی بارشی با ال‌نینو یعنی ماه‌های ژانویه، مارس، آوریل، اکتبر، نوامبر و دسامبر، نقشه‌های سینوپتیک ترکیبی برای دو حالت پربارش و کم



شکل ۹- ژانویه پربارش (۱۹۹۸) و کم بارش (۱۹۸۷). (الف) ناحیه سرعت باد بیش از ۳۰ م.ث (جت استریم) تراز ۲۵۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ج) نمیرخ مداری قائم جو در راستای نصف النهار ۵۲.۵ درجه شرقی، اختلاف امگا (رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل به متر (خط منقطع سیاه) و دما به سلسیوس (خط سفید) در دو ماه پربارش و کم بارش و (د) اختلاف مجموع قائم رطوبت ویژه سطح زمین تا تراز ۵۰۰ ه.پ به گرم (رنگی) و اختلاف فشار متوسط سطح دریا ه.پ (خط چین) در دو ماه پربارش و کم بارش (منظور از اختلاف، ماه پربارش منهای ماه کم بارش می‌باشد).

از صعود قوی هوا دارد دیده می‌شود و امگای مثبت بسیار قوی در حوالی مدار ۲۰ درجه و در مدار ۴۵ درجه امگای نسبتاً قوی مشاهده می‌شود از نظر دما، در تمامی سطوح جو از مدار ۲۵ تا ۴۵ درجه هوا ۲ تا ۶ درجه سردتر می‌باشد و در عرض‌های بالاتر در حدود مدار ۶۰ درجه هوا تا ۱۰ درجه گرم‌تر از حالت کم بارش می‌باشد. از نظر اختلاف ارتفاع در حالت پربارش ارتفاع جو تا مدار ۳۵ درجه ۰ تا ۵۰ ه.پ کمتر از حالت کم بارش است و در نواحی شمالی‌تر ارتفاع جو بین ۰ تا ۵۰ ه.پ بالاتر از حالت کم بارش است. در اسلاید (د) در حالت پربارش نم ویژه از سطح زمین تا ارتفاع ۶۰۰ ه.پ به ویژه در نواحی جنوبی و مرکزی به وضوح بیشتر از حالت کم بارش بوده و فشار سطح دریا تا ۲ واحد کمتر از حالت کم بارش است که نشان از غالب بودن سیستم کم فشار سطحی در این نواحی است البته در نواحی شمالی‌تر این عدد کمتر می‌شود و رطوبت کمتری نیز مشاهده می‌شود.

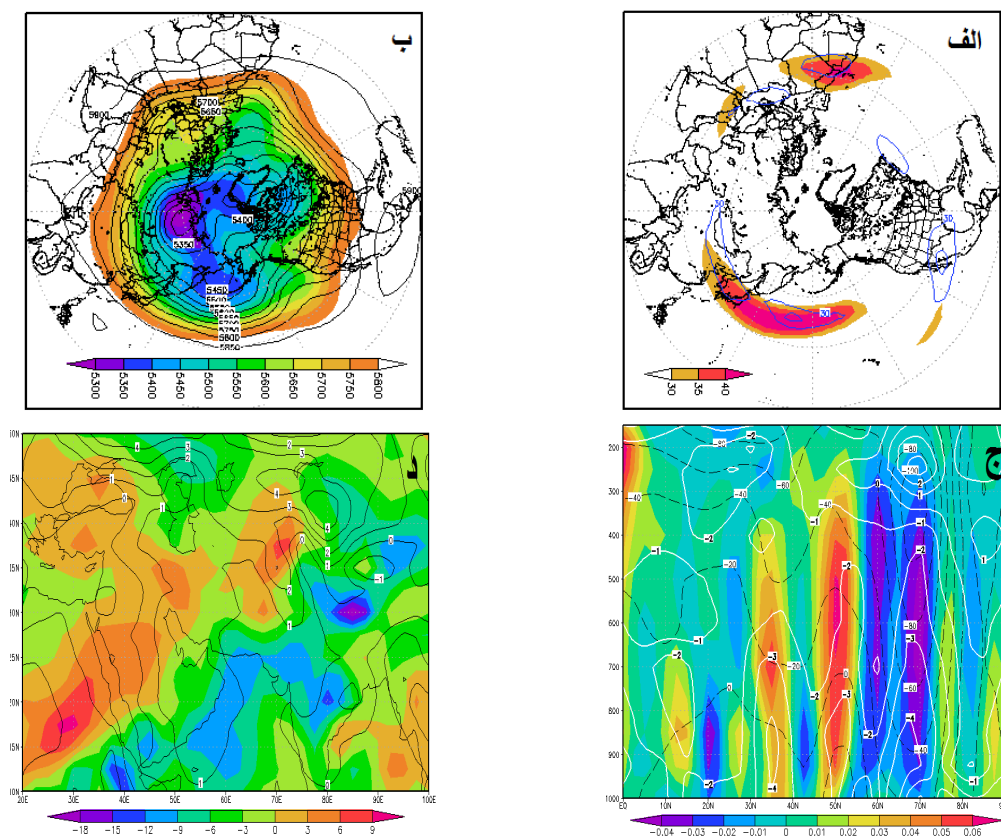
در اسلاید (الف) در حالت پربارش هسته جت استریم با سرعت بالایی در جنوب ایران متمرکز می‌باشد و جت نسبت به حالت کم بارش کشیدگی بیشتری بر روی شمال آفریقا به سمت اقیانوس اطلس دارد در حالی که در حالت کم بارش هسته جت با سرعت کمتر، در شمال عربستان و مصر قرار گرفته است از طرف دیگر در حالت پربارش جت استریم با سرعت بیشتری در شرق و جنوب آمریکا مشاهده می‌شود. در اسلاید (ب) مربوط به تراز ۵۰۰ ه.پ، در حالت پربارش کانترهای ارتفاع جو در منطقه خاورمیانه و ایران متمرکزتر بوده و کانتر حداکثر ارتفاع به سمت نواحی جنوبی‌تر منتقل شده است از طرفی کانترهای پایین ارتفاع بر روی قطب در نواحی مجاور از سیبری تا شمال کانادا دیده می‌شود در حالی که در حالت کم بارش این کانترها در مرکز قطب متمرکز می‌باشند، همچنین در حالت کم بارش پشته شرق اقیانوس اطلس قوی‌تر ظاهر شده است. در اسلاید (ج) در حالت پربارش در مدار ۳۰ تا ۴۰ درجه امگای به شدت منفی که نشان



شکل ۱۰- مارس پربارش (۱۹۹۸) و کم بارش (۲۰۱۰)، (الف) ناحیه سرعت باد بیش از ۳۰ م.ث (جت استریم) تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ج) نمبرخ مداری قائم جو در راستای نصف‌النهار ۵۲.۵ درجه شرقی، اختلاف امگای (رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل به متر (خط متقطع سیاه) و دما به سلسیوس (خط سفید) در دو ماه پربارش و کم بارش و (د) اختلاف مجموع قائم رطوبت ویژه سطح زمین تا تراز ۵۰۰ ه.پ به گرم (رنگی) و اختلاف فشار متوسط سطح دریا ه.پ (خط چین) در دو ماه پربارش و کم بارش (منظور از اختلاف، ماه پربارش منهای ماه کم بارش می‌باشد).

مدار ۲۵ تا ۳۵ مشاهده می‌شود و یک امگای به‌شدت مثبت از مدار ۳۵ تا ۴۵ درجه مشهود است از نظر دمایی در حالت پربارش در مدار ۲۵ تا ۴۰ درجه هوا سردتر است که بین مدار ۳۰ تا ۳۵ درجه این کاهش دما تا ۵ درجه سلسیوس سردتر می‌باشد. از نظر وضعیت ارتفاع جو از حدود مدار ۱۰ تا ۳۰ درجه ارتفاع جو بین ۰ تا ۵۰ ه.پ بالاتر و از مدار ۳۰ تا ۵۰ درجه در حدود ۰ تا ۵۰ ه.پ پایین‌تر می‌باشد در حالت پربارش در ارتفاع ۲۵۰ ه.پ یک مرکز کم ارتفاع با اختلاف سرمای منفی ۶ درجه و اختلاف ارتفاع منفی ۱۵۰ هکتو پاسکال نسبت به حالت کم بارش دیده می‌شود. در اسلاید (د) در حالت پربارش رطوبت به‌ویژه در نواحی جنوبی و مرکزی در حدود ۱۰ واحد بالاتر می‌باشد عموماً فشار سطحی در نواحی شمالی و مرکزی کمتر از حالت کم بارش بوده و کمترین فشار در شمال دریای خزر دیده می‌شود.

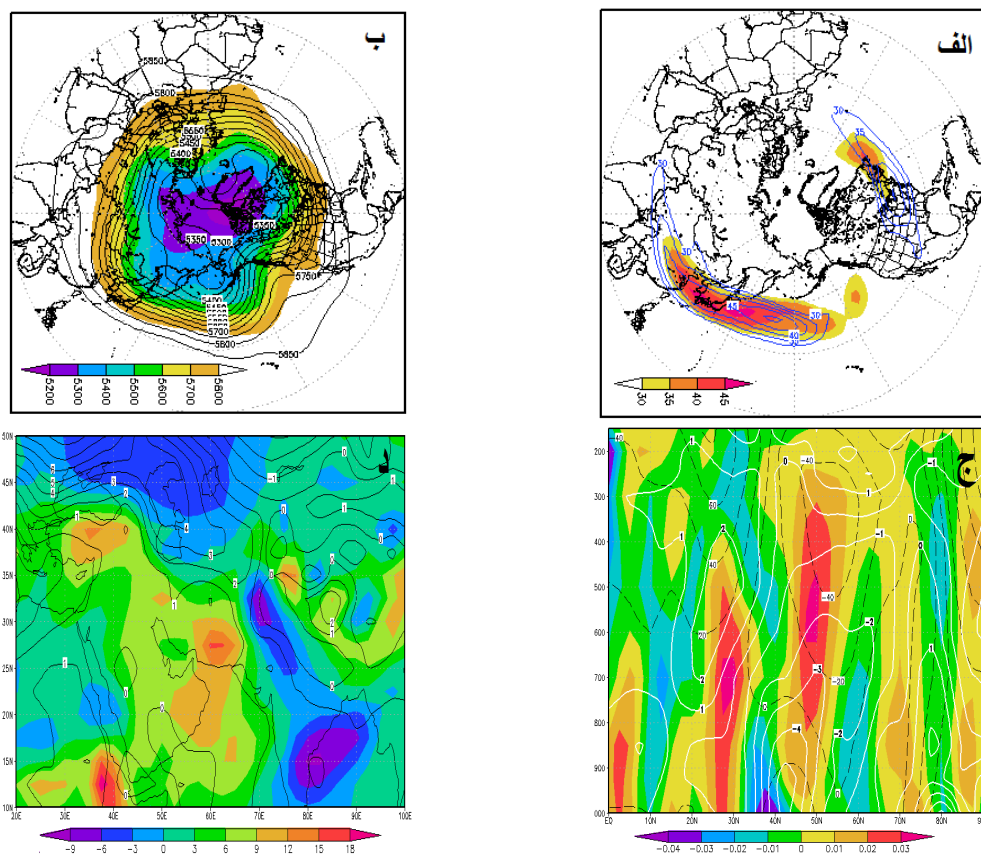
با توجه به اسلاید (الف) در حالت پربارش هسته جت استریم از شمال افریقا تا جنوب عراق کشیده شده است و جت استریم به‌صورت یک کمربند کل نیمکره شمالی را در برگرفته و بر روی شمال اقیانوس اطلس گسستگی دارد ولی در حالت کم بارش این گسستگی در شمال اقیانوس آرام دیده می‌شود از طرفی در حالت کم بارش بر روی خاورمیانه و شمال افریقا جت استریم ضعیف‌تر و شمالی‌تر شده است و در عوض جت استریم در مرکز و شرق آمریکا با قدرت بیشتری ظاهر شده است. در اسلاید (ب) در حالت پربارش در ناحیه خاورمیانه تمرکز کانتراهای تراز ۵۰۰ ه.پ بیشتر بوده و بیشترین تراز ارتفاع به نواحی جنوبی‌تر رفته است هسته‌های کم ارتفاع قطبی در سبیری و غرب گرینلند دیده می‌شود درحالی‌که در حالت کم بارش این هسته‌ها به شمال اسکانندیناوی و نواحی شرقی‌تر سبیری رفته‌اند. در اسلاید (ج) در حالت پربارش امگای منفی‌تر در تمامی سطوح از



شکل ۱۱- می پربارش (۱۹۹۳) و کم بارش (۲۰۱۶). (الف) ناحیه سرعت باد بیش از ۳۰ م.ث (جت استریم) تراز ۲۵۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ج) نمبرخ مداری قائم جو در راستای نصف‌النهار ۵۲.۵ درجه شرقی، اختلاف امگا (رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل به متر (خط منقطع سیاه) و دما به سلسیوس (خط سفید) در دو ماه پربارش و کم بارش و (د) اختلاف مجموع قائم رطوبت ویژه سطح زمین تا تراز ۵۰۰ ه.پ به گرم (رنگی) و اختلاف فشار متوسط سطح دریا ه.پ (خط چین) در دو ماه پربارش و کم بارش (منظور از اختلاف، ماه پربارش منهای ماه کم بارش می‌باشد).

درجه به طرف قطب امگا تقریباً منفی می‌باشد. از نظر دمایی در وضعیت پربارش دما ۲ تا ۴ درجه سردتر از حالت کم بارش است و در تراز ۵۰۰ ه.پ اختلاف چندانی بین حالت کم بارش و پربارش وجود ندارد در حالت پربارش در ارتفاع ۲۰۰ ه.پ یک مرکز کم ارتفاع با اختلاف سرمای منفی ۶ درجه و اختلاف ارتفاع منفی ۱۰۰ هکتوپاسکال نسبت به حالت کم بارش دیده می‌شود. در اسلاید (د) در حالت پربارش میزان رطوبت ویژه ۳ تا ۶ واحد بیشتر بروی فلات ایران دیده می‌شود و فشار سطحی در حدود ۱ واحد بالاتر می‌باشد.

در اسلاید الف جت در شمال عربستان و جنوب عراق وجود دارد که در حالت کم بارش دیده نمی‌شود در مراکش و الجزایر و شرق آسیا جت استریم در هر دو حالت مشاهده می‌شود که البته در حالت پربارش قدرت بیشتری دارد. در اسلاید (ب) در حالت پربارش چندین ناوه عمیق در شرق مدیترانه، شمال اقیانوس اطلس و غرب امریکا مشاهده می‌شود که در حالت کم بارش وجود ندارند در حالت پربارش نفوذ کم ارتفاع شمالی در غرب اروپا و با شدت کمتر در دریای سیاه دیده می‌شود. در اسلاید (ج) امگای منفی بین عرض ۲۰ تا ۳۰ درجه دیده می‌شود در عرض‌های بین ۳۰ تا ۴۰ درجه وضعیت امگا حالت مثبت دارد و از عرض ۵۰



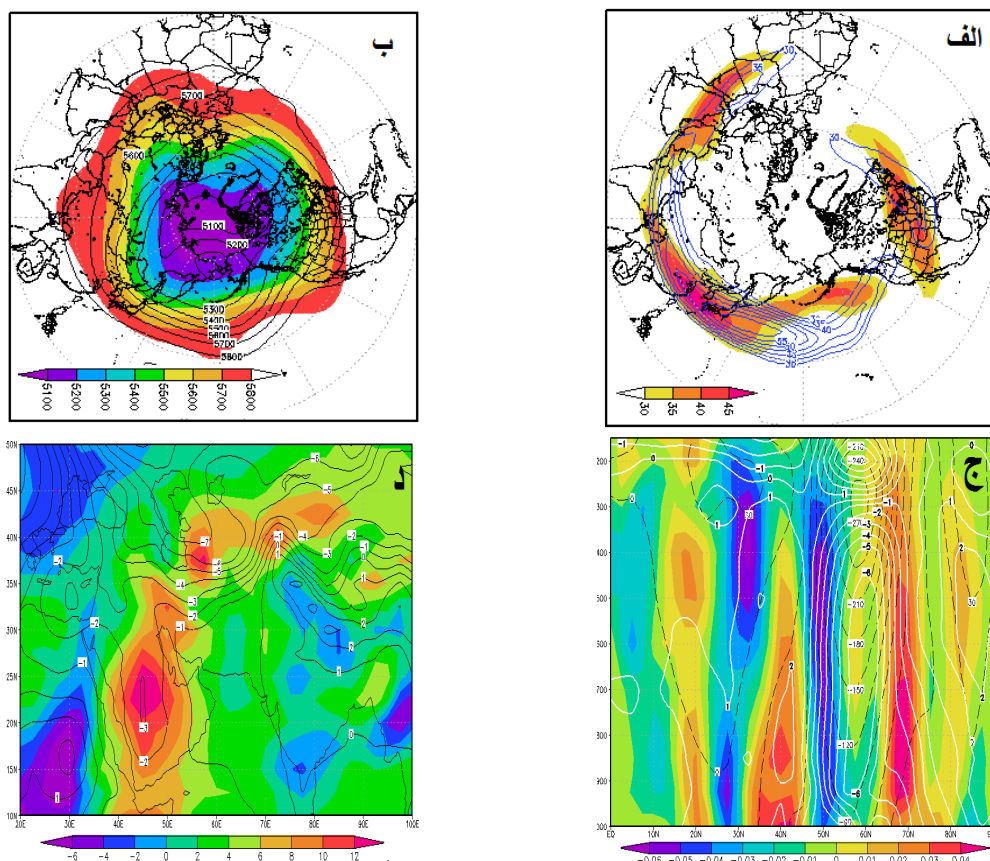
شکل ۱۲- اکتبر پربارش (۲۰۱۵) و کم بارش (۲۰۰۲)، (الف) ناحیه سرعت باد بیش از ۳۰ م.ث (جت استریم) تراز ۲۵۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ج) نمبرخ مداری قائم جو در راستای نصف النهار ۵۲.۵ درجه شرقی، اختلاف امگا (رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل به متر (خط منقطع سیاه) و دما به سلسیوس (خط سفید) در دو ماه پربارش و کم بارش و (د) اختلاف مجموع قائم رطوبت ویژه سطح زمین تا تراز ۵۰۰ ه.پ به گرم (رنگی) و اختلاف فشار متوسط سطح دریا ه.پ (خط چین) در دو ماه پربارش و کم بارش (منظور از اختلاف، ماه پربارش منهای ماه کم بارش می‌باشد).

خاورمیانه در هر دو حالت جت دیده نمی‌شود. در اسلاید (ب) در حالت پربارش دو ناوه بر روی دریای سیاه و غرب

در اسلاید (الف) در حالت پربارش جت استریم بر روی شرق امریکا و شمال اقیانوس آرام قدرت کمتری دارد بروی

می‌باشد از نظر ارتفاع ژئوپتانسیل اختلاف زیادی بین حالت پربارش و کم بارش دیده نمی‌شود. در اسلاید (د) در حالت پربارش رطوبت ویژه بین ۳ تا ۹ واحد به‌ویژه در مناطق جنوب شرق بالاتر است و در نهایت در حالت پربارش در حدود ۲ تا ۴ ارتفاع بالاتر بر روی دریای خزر و نواحی شمالی دیده می‌شود.

امریکا مشاهده می‌شود در حالت پربارش برخلاف انتظار ارتفاع جو بر روی فلات ایران بالاتر می‌باشد. منطقه کم ارتفاع بر روی قطب شمال در حالت پربارش در مرکز قطب بوده و متمرکزتر می‌باشد در اسلاید (ج) یک امگای منفی قوی بین مدار ۳۵ تا ۴۵ درجه دیده می‌شود بر روی فلات ایران دما تا ۱ درجه سردتر از حالت کم بارش می‌باشد و در مدار بین ۴۰ تا ۴۵ و در عرض ۸۰ درجه شمالی دما تا منفی ۵ درجه سردتر



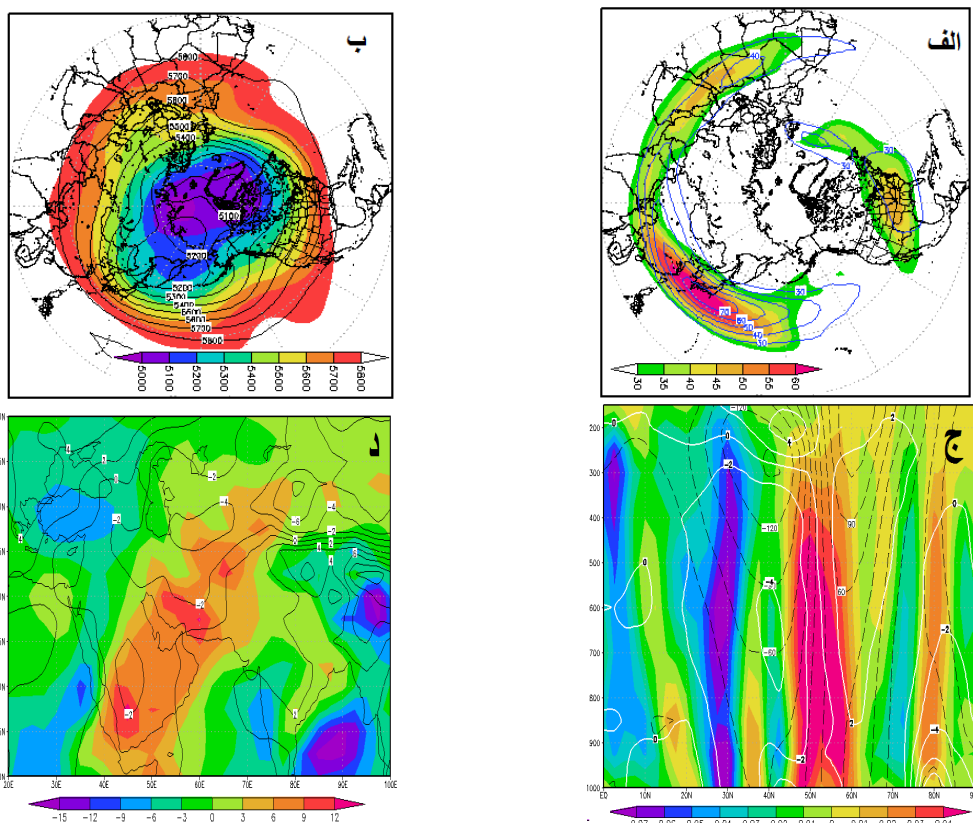
شکل ۱۳- نوامبر پربارش (۱۹۹۴) و کم بارش (۱۹۹۱)، (الف) ناحیه سرعت باد بیش از ۳۰ م.ث (جت استریم) تراز ۲۵۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ج) نمبرخ مداری قائم جو در ر شکل ۱۳- نوامبر پربارش (۱۹۹۴) و کم بارش (۱۹۹۱)، (الف) ناحیه سرعت باد بیش از ۳۰ م.ث (جت استریم) تراز ۲۵۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ج) نمبرخ مداری قائم جو در استای نصف‌النهار ۵۲.۵ درجه شرقی، اختلاف امگای (رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل به متر (خط منقطع سیاه) و دما به سلسیوس (خط سفید) در دو ماه پربارش و کم بارش و (د) اختلاف مجموع قائم رطوبت ویژه سطح زمین تا تراز ۵۰۰ ه.پ به گرم (رنگی) و اختلاف فشار متوسط سطح دریا ه.پ (خط چین) در دو ماه پربارش و کم بارش (منظور از اختلاف، ماه پربارش منهای ماه کم بارش می‌باشد).

کم بارش به موازات سواحل شرقی آمریکا به سمت شمال منحرف شده است و هسته جت شرق آسیا از روی چین به سمت نواحی شرقی‌تر و شمال اقیانوس آرام رفته است. در اسلاید (ج) در وضعیت پربارش بین مدار ۲۵ تا ۳۵ درجه

در اسلاید (الف) در حالت پربارش هسته جت بر روی شمال عربستان می‌باشد و قدرت بیشتری دارد در حالی که در حالت کم بارش این هسته به سمت لیبی و مصر رفته و ضعیف‌تر می‌باشد. در حالت کم بارش جت آمریکای شمالی در حالت

بارش بوده و ارتفاع آن در حدود ۲۷۰ ه.پ کمتر از حالت کم بارش می‌باشد در قسمت جنوبی این کم ارتفاع و در مدار ۵۰ درجه یک امگای منفی قوی مشاهده می‌شود. از نظر اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل در محدوده فلات ایران بین حالت کم بارش و پربارش اختلافی مشاهده نمی‌شود.

امگای منفی مشاهده می‌شود و در مدار ۳۵ تا ۴۵ درجه امگای مثبت مشاهده می‌شود و برخلاف انتظار در محدوده فلات ایران دما بین ۱ تا ۲ درجه گرم‌تر از حالت کم بارش است در مدار ۵۵ درجه یک هوای سرد از سطح بالای جو تا سطح زمین کشیده شده است که منفی ۶ درجه سردتر از حالت کم



شکل ۱۴-دسامبر پربارش (۱۹۹۲) و کم بارش (۲۰۱۴)، (الف) ناحیه سرعت باد بیش از ۳۰ م.ث (جت استریم) تراز ۲۵۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ (رنگی پربارش و خطی کم بارش)، (ج) نمیرخ مدارهای قائم جو در راستای نصف‌النهار ۵۲.۵ درجه شرقی، اختلاف امگا (رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل به متر (خط منقطع سیاه) و دما به سلسیوس (خط سفید) در دو ماه پربارش و کم بارش و (د) اختلاف مجموع قائم رطوبت ویژه سطح زمین تا تراز ۵۰۰ ه.پ به گرم (رنگی) و اختلاف فشار متوسط سطح دریا ه.پ (خط چین) در دو ماه پربارش و کم بارش (منظور از اختلاف، ماه پربارش منهای ماه کم بارش می‌باشد).

سطوح جو یک امگای منفی بین مدار ۲۵ تا ۳۵ درجه ایجاد شده است درحالی‌که در شمال آن و در کل سطوح جو بین مدار ۴۵ تا ۶۵ درجه امگا به شدت مثبت بوده و دمای هوا ۲ تا ۳ درجه سردتر از حالت کم بارش است. از نظر ارتفاع جو در محدوده فلات ایران در حدود ۳۰ ه.پ ارتفاع کمتر از حالت کم بارش می‌باشد. در اسلاید (د) در حالت پربارش رطوبت ویژه در حدود ۹ تا ۱۲ واحد بالاتر بوده و فشار سطحی در حدود ۲ تا ۴ واحد کمتر از حالت کم بارش می‌باشد.

با توجه به اسلاید (الف) در حالت پربارش جت استریم با قدرت بیشتر در شمال عربستان مستقر است درحالی‌که در وضعیت کم بارش جت استریم با قدرت کمتر در لیبی قرار دارد. در اسلاید (ب) در حالت پربارش یک ناوه در غرب مدیترانه دیده می‌شود و یک ناوه سمت شمال اقیانوس آرام دیده می‌شود و بر روی خاورمیانه ارتفاع جو کمتر می‌باشد. در اسلاید (ج) در حالت پربارش در مدار ۴۰ درجه و در سطح ۲۵۰ ه.پ یک کم ارتفاع قوی با اختلاف ارتفاعی در حدود ۱۲۰ ه.پ دیده می‌شود که در جنوب آن و در کل

ساحلی آمریکای جنوبی یا جنوب ایالات متحده)، در ایران، همبستگی‌های قوی و پایداری در طول زمان و مکان به‌ندرت مشاهده می‌شود. پیچیدگی از چندین عامل نشأت می‌گیرد. نخست، فاصله جغرافیایی قابل‌توجه ایران از هسته‌ی فعالیت انسو در اقیانوس آرام، به این معنی است که هرگونه تأثیر، از طریق مسیری طولانی و پر نوسان منتقل می‌شود. دوم و شاید مهم‌تر، نقش بی‌بدیل سایر الگوهای دور پیوندی و عوامل منطقه‌ای است. نوسان اطلس شمالی (NAO) و نوسان دو قطبی اقیانوس هند (IOD)، دو غول اقلیمی دیگر، اغلب تأثیر قوی‌تر و مستقیم‌تری بر الگوی جت استریم‌ها و به تبع آن بر بارش‌های ایران دارند. مقالات نشان می‌دهند که این پدیده‌ها می‌توانند اثر انسو را تعدیل، تقویت، تضعیف یا حتی کاملاً خنثی کنند. علاوه بر این، ویژگی‌های محلی مانند توپوگرافی کوهستانی و اثرات دریای خزر نیز در شکل‌گیری اقلیم منطقه‌ای ایران نقش اساسی ایفا می‌کنند. طبیعت ایران، در ترکیب خود با عناصر، همواره درس‌هایی از پیچیدگی و پویایی را به ما می‌آموزد.

نتیجه‌گیری

همان‌طور که اشاره شد در ایران از نظر زمانی ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر و از نظر مکانی رشته‌کوه البرز و زاگرس و فلات مرکزی در نواحی مجاور این رشته‌کوه‌ها بیشترین همبستگی بارشی را با دوره فعالیت ال‌نینو دارند این میزان همبستگی‌ها در سواحل جنوبی و شمالی فلات ایران، شمال آذربایجان، خوزستان، دشت لوت و نواحی جنوب شرقی کمتر شده است. همان‌طور که در بخش قبل نشان داده شد بیشتر همبستگی‌های معنادار در فصل پاییز می‌باشند، می‌توان گفت با ایجاد شرایط ال‌نینو بارش در اکثر نواحی بارشی به‌جز خوشه ۱۰ (سواحل غربی دریای خزر) افزایش یافته است. البته این همبستگی‌ها در ماه‌های مختلف و در نواحی مختلف متفاوت بوده است. در الگوهای پر بارش‌ترین و کم بارش‌ترین ماه‌های دارای همبستگی با ال‌نینو، الگوهای متفاوتی برای هرماه به دست آمد. در اکثر موارد دوره‌های خشک ایران همراه با تقویت پرفشار سطحی در مجاورت کشور شیلی بوده است. با در نظر گرفتن الگوهای پربارش و با مشاهده میزان بارش ایستگاه‌ها به‌طور کلی می‌توان گفت که با کاهش فشار

همان‌طور که تحقیقات قبلی نشان داده‌اند ال‌نینو به‌طور قابل توجهی بر الگوهای بارش در ایران تأثیر می‌گذارد، به‌طوری‌که ال‌نینو عموماً با شرایط مرطوب‌تر و لایننا با شرایط خشک‌تر مرتبط است، این تأثیر به‌صورت منطقه‌ای و فصلی متفاوت است و اثرات قوی‌تری در مناطق گرم و خشک مشاهده می‌شود (علیزاده و نجفی، ۲۰۱۸). رابطه بین انسو و بارش ایران پیچیده و غیر ایستا است و تحت تأثیر عواملی مانند دمای سطح دریا در شمال غربی اقیانوس هند قرار دارد (قاسمی، ۲۰۲۰). تغییر قابل‌توجهی در الگوهای انسو در اواسط دهه ۱۹۷۰ رخ داد که هم‌زمان با تغییرات روند بارش در سراسر ایران بود از آن زمان، رویدادهای ال‌نینو مکررتر و شدیدتر شده‌اند و منجر به افزایش بارندگی سالانه در بسیاری از مناطق، به‌ویژه در جنوب ایران شده‌اند (ناظم السادات و همکاران، ۲۰۰۶). رویدادهای ال‌نینو در شرق اقیانوس آرام و مرکز اقیانوس آرام می‌توانند تأثیرات متفاوتی بر بارندگی در مناطق مختلف داشته باشند (علیزاده و نجفی، ۲۰۱۸). این یافته‌ها تأثیرات پیچیده و گسترده انسو را بر الگوی بارش آسیای مرکزی و ایران برجسته می‌کند. در طول فازهای ال‌نینو، در جت استریم جنب حاره یک تغییر به سمت استوا بر فراز خاورمیانه به وجود می‌آید (Kumar & Ouarda, 2014). این تغییر با افزایش انتقال رطوبت از دریای سرخ و عرب به سمت خلیج فارس همراه است و باعث افزایش بارندگی می‌شود (Sandeep & Ajayamohan, 2018) ویژگی‌های غیرمعمول جت استریم، مانند انحنای ضدچرخندی و شیب به سمت شمال، با وقایع بارندگی شدید در منطقه مرتبط بوده‌اند (Dayan & Abranski, 1983). جت استریم خاورمیانه در درجه اول توسط گرمایش دیاباتیکی گرمسیری و نیروی گردابی گذرا با فرکانس پایین حفظ می‌شود و آن را از جت استریم‌های شرق آسیا و آمریکای شمالی متمایز می‌کند (Ren et al., 2022). این یافته‌ها، برهمکنش پیچیده بین انسو، دینامیک جت استریم و تغییرپذیری بارش در خاورمیانه را برجسته می‌کنند.

ارتباط سه‌گانه ال‌نینو، جت استریم و بارش‌های ایران برای اقلیم ایران، به طرز قابل‌ملاحظه‌ای پیچیده، ناسازگار و اغلب ضعیف است. برخلاف برخی مناطق جهان که ال‌نینو رابطه‌ای خطی و قابل پیش‌بینی با بارش‌های آن‌ها دارد (مثلاً مناطق

تشدید بارش‌ها در ایران می‌شود. ارتباط ال‌نینو با بارش‌های ایران اغلب غیرمستقیم است. همبستگی‌های قوی و پایداری در طول زمان و در سراسر مناطق ایران مشاهده نمی‌شود. این بدان معناست که یک سال ال‌نینو لزوماً به معنای خشک‌سالی یا ترسالی قطعی در ایران نیست.

منابع

- Ahmadi Givi, F. Parhizkar, D. & Hajjam, S. (2008). The effect of ENSO on the seasonal precipitation distribution in Iran during 1971–2000. *Journal of the Earth and Space Physics*, No. 35(4), pp.95–113.
- Alexander, M. Bladé, I. Newman, M. Lanzante, J. Lau, N. & Scott, J. (2002). The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *Journal of Climate*, No.15, pp.2205–2230. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2205: TABTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2205: TABTIO>2.0.CO;2)
- Alizadeh-Choobari, O. & Najafi, M. S. (2018). Climate variability in Iran in response to the diversity of the El Niño-Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, No. 38(11), pp.4239–4250. <https://doi.org/10.1002/joc.5564>
- Arsalani, M. & Azizi, G. (2013). Investigation of the relationship between the Southern Oscillation Index (SOI) and reconstructed precipitation in the Central Zagros. *Journal of Geography and Environmental Planning*, No. 24(3), pp.41–54.
- Azizi, G. (2000). El Niño and drought-wet periods in Iran. *Geographical Research*, No. 32(38), pp.71–84.
- Azizi, G. Chehraara, T. & Safarrad, T. (2014). The simultaneous effect of NAO and SOI phases on Iran's climate. *Geography and Environmental Sustainability*, No.21, pp.43–56.
- Behringer, D. W. (2007). The global ocean data assimilation system at NCEP. In *Proceedings of the 11th Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for the Atmosphere, Oceans, and Land Surface*. American Meteorological Society.
- Brönnimann, S. (2007). Impact of El Niño-Southern Oscillation. *Reviews of Geophysics*, No. 45, RG3003. <https://doi.org/10.1029/2006RG000199>
- Cai, W. & Cowan, T. (2009). La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability. *Geophysical Research Letters*, No. 36, pp.12805. <https://doi.org/10.1029/2009GL037880>
- Dayan, U. & Abramski, R. (1983). Heavy rain in the Middle East related to unusual jet stream properties. *Bulletin of the American*

هوا در مرکز و شرق اقیانوس آرام (ناحیه نینو ۱ و ۲) سامانه‌های بارشی جنوبی تقویت و با کاهش فشار هوا در غرب اقیانوس آرام (ناحیه نینو ۴ و اقیانوسیه) سامانه‌های بارش‌زای غربی تقویت می‌شوند. تأثیر ال‌نینو بر بارش‌های ماه‌های نوامبر، دسامبر و مارس در ایران بیشتر بر اثر تأثیر بر روی جت استریم می‌باشد درحالی‌که تأثیر ال‌نینو بر بارش ماه‌های می و اکتبر بیشتر در ناوه شرق مدیترانه و متعاقباً انتقال و جهت‌دهی رطوبت جنوبی و امواج سطوح میانی جو به سمت ایران و در نهایت تقویت همرفت سطحی بوده است. در ماه ژانویه تأثیر ال‌نینو بیشتر بر روی کم ارتفاع قطبی و حرکت مراکز کم ارتفاع قطبی به سمت عرض‌های پایین‌تر و استقرار پرفشار سطح زمین و پراارتفاع سطوح میانی جو بر روی عرض‌های میانی و دریای خزر بوده است که مانند یک مانع و بلاک در برابر سیستم‌های مرطوب جنوبی نفوذ یافته بر روی ایران عمل کرده و عامل ماندگاری سیستم‌های مرطوب بر روی ایران بوده است. در تمامی ماه‌های پربارش نفوذ رطوبت جنوبی وجود داشته و از نظر دمایی به‌غیر از ماه نوامبر در بقیه ماه‌ها کاهش دما مشاهده می‌شود. در ارتفاع تراز ۵۰۰ ه.پ و فشار سطح دریا به‌غیر از ماه اکتبر و می که افزایش ارتفاع و افزایش فشار سطحی دیده می‌شود در بقیه ماه‌ها کاهش فشار سطحی و کاهش ارتفاع تراز ۵۰۰ مشهود است، همچنین در ماه مارس پربارش وجود یک کم ارتفاع قوی در شمال دریای خزر الزامی است. در وضعیت پربارش در تراز ۵۰۰ ه.پ در همه ماه‌ها حالت ناوه در شرق مدیترانه و حالت تاوه در غرب و مرکز اروپا دیده می‌شود و در شرایط کم بارش در ماه‌های می، اکتبر، نوامبر و دسامبر حالت تاوه در غرب امریکا وجود دارد.

تأثیر ال‌نینو بر بارش ایران عمدتاً از طریق تغییر در مسیر و شدت سامانه‌های بارشی مدیترانه‌ای است که ورود آن‌ها به منطقه به‌شدت وابسته به موقعیت و شکل جت استریم‌ها می‌باشد وضعیت ناوه‌ای جت استریم در شرق مدیترانه و وضعیت تاوه جت استریم در غرب و مرکز اروپا موجب انتقال رطوبت جنوبی به سمت ایران و عامل تقویت و انتقال امواج مدیترانه به سمت ایران می‌شود از طرفی قرارگیری هسته جت در شمال عربستان و جنوب عراق و قرارگیری ایران در ناحیه سمت قطب سوی خروجی جت موجب

- El Niño. *Nature Geoscience*, No.2, pp.32–36. <https://doi.org/10.103>
- 21- Jamshidi, R. & Alizadeh, O. (2023). The impact of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on Southwest Asia in future climate. *Climatology Research*.
 - 22- Khorshidoost, A. M. & Ghaed Rahimi, Y. (2006). Evaluation of the effect of the ENSO phenomenon on the variability of seasonal precipitation in East Azerbaijan Province using the Multivariate ENSO Index. *Geographical Research*, No. 38(57), pp.15–26.
 - 23- King, M. P. Herceg-Bulić, I. Bladé, I. García-Serrano, J. Keenlyside, N. Kucharski, F. & Sobolowski, S. (2018). Importance of late fall ENSO teleconnection in the Euro-Atlantic sector. *Bulletin of the American Meteorological Society*, No.99, pp.1337–1343. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0022.1>
 - 24- Kucharski, F. Molteni, F. & Bracco, A. (2006). Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics*, No.26, pp.79–91. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0085-5>
 - 25- López-Parages, J. Rodríguez-Fonseca, B. & Terray, L. (2015). A mechanism for the multidecadal modulation of ENSO teleconnection with Europe. *Climate Dynamics*, No.45, pp.867–880. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2311-5>
 - 26- Mahjoubi, E. Bakhsh Robot, S. & Hosseinpour, M. (2021). A review of studies on the impact of teleconnections on precipitation in Iran during 2004–2018. *Nivar*, No. 45(112–113), pp.29–45. <https://doi.org/10.30467/nivar.2021.246857.1167>
 - 27- Manney, G. L. Hegglin, M. I. & Lawrence, Z. D. (2021). Seasonal and regional signatures of ENSO in upper tropospheric jet characteristics from reanalyses. *Journal of Climate*, No. 34(22), pp.9181–9200. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0947.1>
 - 28- Manzini, E. Giorgetta, M. A. Kornbluh, L. & Roeckner, E. (2006). The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM 4. *Journal of Climate*, No.19, pp.3863–3881. <https://doi.org/10.1175/JCLI3826.1>
 - 29- Martín-Gómez, V. Barreiro, M. & Mohino, E. (2020). Southern Hemisphere sensitivity to ENSO patterns and intensities: Impacts over subtropical South America. *Atmosphere*, No. 11(1), pp.77. <https://doi.org/10.3390/atmos11010077>
 - 30- McBride, J. N. & Nicholls, N. (1983). Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, No.111, pp.1998–2004. [https://doi.org/10.1175/15200493\(1983\)111<1998:SRBARA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200493(1983)111<1998:SRBARA>2.0.CO;2)
 - 31- Mirzaei Hasanlou, A. Abghari, H. & Erfaniyan, M. (2020). The impact of teleconnection patterns Meteorological Society, No. 64(10), pp.1138–1140.
 - 11- Deser, C. Simpson, I. McKinnon, K. & Phillips, A. (2017). The Northern Hemisphere extratropical atmospheric circulation response to ENSO: How well do we know it and how do we evaluate models accordingly? *Journal of Climate*, No. 30, pp.5059–5082. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0844.1>
 - 12- Dutheil, C. Lal, S. Lengaigne, M. Cravatte, S. Menkès, C. Recheur, A. Börgel, F. et al. (2024). The massive 2016 marine heatwave in the Southwest Pacific: An “El Niño–Madden-Julian Oscillation compound event. *Science Advances*, No. 10(41), eadp2948. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adp2948>
 - 13- Fan, H. Wang, C. Yang, S. & Zhang, G. (2024). Coupling is key for the tropical Indian and Atlantic oceans to boost super El Niño. *Science Advances*, No. 10(37), pp.2281. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adp2281>
 - 14- Farajzadeh Asl, M. Ahmadi, M. Alijani, B. Ghaed Rahimi, Y. & Mofidi, I. (2013). Investigation of teleconnection patterns and their impact on Iran’s precipitation. *Climatology Research*, No. 2013(15), pp.31–45.
 - 15- Feng, J. Chen, W. & Li, Y. (2017). Asymmetry of the winter extra-tropical teleconnections in the Northern Hemisphere associated with two types of ENSO. *Climate Dynamics*, No.48, pp.2135–2151. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3196-2>
 - 16- Garfinkel, C. I. Hurwitz, M. M. Waugh, D. W. & Butler, A. H. (2013). Are the teleconnections of Central-Pacific and Eastern-Pacific El Niño distinct in boreal wintertime? *Climate Dynamics*, No.41, pp.1835–1852. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1570-2>
 - 17- Ghasemi, A. R. (2020). Influence of northwest Indian Ocean Sea surface temperature and El Niño–Southern Oscillation on the winter precipitation in Iran. *Journal of Water and Climate Change*, No. 11(4), pp.1481–1494. <https://doi.org/10.2166/wcc.2019.274>
 - 18- Ghasemieh, H. Bazrafshan, O. & Bakhshayesh Manesh, K. (2016). Monthly precipitation forecasting using teleconnection patterns and artificial neural networks (Case study: Central Plateau of Iran). *Journal of the Earth and Space Physics*, No. 43(2), pp.405–418. <https://doi.org/10.22059/jesphys.2017.58913>
 - 19- Helali, J. Pishdad, E. Alidadi, M. Lookzadeh, S. Asadi Oskouei, E. & Norouz Valashdi, R. (2020). Correlation analysis of autumn precipitation in Iran’s watersheds with teleconnection indices. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, No. 51(8), pp.1921–1936. <https://doi.org/10.22059/ijswr.2020.294238.668434>
 - 20- Ineson, S. & Scaife, A. (2009). The role of the stratosphere in the European climate response to

- <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/124021>
- 42- Saligheh, M. Bayat, A. Beliyani, A. & Dustkamian, M. (2013). The relationship between the North Atlantic Oscillation (NAO) teleconnection pattern and droughts in Fars Province. *Geographical Thought*, No. 7(13), pp.63–83.
 - 43- Sandeep, S. & Ajayamohan, R. S. (2018). Modulation of winter precipitation dynamics over the Arabian Gulf by ENSO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, No. 123(1), pp.198–210. <https://doi.org/10.1002/2017JD027779>
 - 44- Shahmohammadi, Z. Yarahmadi, D. Asakereh, H. & Mirhashemi, H. (2024). Analysis of temporal clusters governing the spatio-temporal variations of annual precipitation in Iran. *Journal of Natural Geography Research*, No. 56(2), pp.71–89. <https://doi.org/10.22059/jphgr.2024.375059.1007826>
 - 45- Tedeschi, R. G. Cavalcanti, I. F. & Grimm, A. M. (2013). Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *International Journal of Climatology*, No.33, pp.1382–1400. <https://doi.org/10.1002/joc.3519>
 - 46- Thapal, U. K. & Stevenson, S. (2024). Influence of ENSO and volcanic eruptions on Himalayan jet latitude. *Geophysical Research Letters*, No. 51(10). <https://doi.org/10.1029/2023GL107271>
 - 47- Timmermann, A. An, S. I. Kug, J. S. Jin, F. F. Cai, W. Capotondi, A. Cobb, K. M. et al. (2018). El Niño–Southern Oscillation complexity. *Nature*, No. 559(7715), pp.535–545. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0252-6>
 - 48- Wang, Y. Hu, K. Huang, G. & Tao, W. (2021). Asymmetric impacts of El Niño and La Niña on the Pacific–North American teleconnection pattern: The role of subtropical jet stream. *Environmental Research Letters*, No. 16(11), pp.114040. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac31ed>.
 - 49- Woollings, T. (2019). Niño. Jet stream. In *Jet Stream*. Oxford University Press. pp. 171–192 <https://doi.org/10.1093/oso/9780198828518.003.0009>
 - 50- Yousefi, N. & Hajjam, S. (2012). Investigation of the impact of the ENSO phenomenon on climatic parameters of temperature and precipitation (Case study: Qazvin Plain). *Geographical Space*, No. 12(39), pp.195–210.
 - 51- Zheng, H. Xue, L. Ding, K. Lou, S. Wang, Z. Ding, A. & Huang, X. (2023). ENSO-related fire weather changes in southeast and equatorial Asia: A quantitative evaluation using fire weather index. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, No. 128(21). <https://doi.org/10.1029/2023JD039688>.
 - on precipitation and drought in the Urmia Lake Basin. *Journal of the Earth and Space Physics*, No. 46(3), pp.537–559. <https://doi.org/10.22059/jesphys.2020.292304.1007175>
 - 32- Nazemosadat, M. J. (2016). Investigation of the impact of El Niño–Southern Oscillation on autumn precipitation in Iran. In *Proceedings of the Second Regional Conference on Climate Change*. Nivar, No.37, pp.11–20.
 - 33- Nazemosadat, M. J. Samani, N. Barry, D. A. & Molaii Niko, M. (2006). ENSO forcing on climate change in Iran: Precipitation analysis. *Iranian Journal of Science and Technology, Transaction B: Engineering*, No.30, pp.555–565.
 - 34- Niranjana Kumar, K. & Ouarda, T. B. M. J. (2014). Precipitation variability over UAE and global SST teleconnections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, No. 119(17), pp.313–10,328. <https://doi.org/10.1002/2014JD021724>
 - 35- Nithya, K. Manoj, M. G. & Mohankumar, K. (2017). Effect of El Niño/La Niña on tropical easterly jet stream during Asian summer monsoon season. *International Journal of Climatology*, No. 37(15), pp.4994–5004. <https://doi.org/10.1002/joc.5137>
 - 36- Power, S. Haylock, M. Colman, R. & Wang, X. (2006). The predictability of interdecadal changes in ENSO activity and ENSO teleconnections. *Journal of Climate*, No.19, pp.4755–4771. <https://doi.org/10.1175/JCLI3868.1>
 - 37- Rasmusson, E. M. & Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, No. 110(5), pp.354–384. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<0354:VITSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2)
 - 38- Ren, Q. Wei, W. Lu, M. & Yang, S. (2022). Dynamical analysis of the winter Middle East jet stream and comparison with the East Asian and North American jet streams. *Journal of Climate*, No. 35(14), pp. 4455–4468. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0664.1>
 - 39- Ren, X. Zhang, Y. & Xiang, Y. (2008). Connections between wintertime jet stream variability, oceanic surface heating, and transient eddy activity in the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, No. 113(D21). <https://doi.org/10.1029/2007JD009464>
 - 40- Rezaei Sadr, H. & Behnia, A. (2008). The relationship between the El Niño phenomenon and drought in southern Iran. In *Proceedings of the First International Water Crisis Conference*.
 - 41- Richter, J. H. Deser, C. & Sun, L. (2015). Effects of stratospheric variability on El Niño teleconnections. *Environmental Research Letters*, No. 10(12), pp.124021.