

بسمه تعالی



دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور
حوزه معاونت پژوهشی

مجموعه مقالات

همایش منابع طبیعی و توسعه پایدار در عرصه های جنوبی دریای خزر

زمان:

روز پنجشنبه، مورخه ۱۷ / اسفند / ۱۳۸۵

مجری:

دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور
و با همکاری دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر و چالوس

آدرس دبیرخانه همایش: شهرستان نور، خیابان دانشگاه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور
حوزه معاونت پژوهشی

بسمه تعالی

سپاس بیکران به درگاه ایزد متعال که انسان را به لطف و عنایت بی دریغش به سوی کمال سوق داده و پدیده خلقت بشر را هدف دار ساخت. حوزه معاونت پژوهشی بر خود واجب می‌داند از آقایان دکتر صدرالدین متولی و دکتر مرتضی سام روسای محترم دانشگاههای آزاد اسلامی واحد نور و نوشهر-چالوس که در برگزاری هرچه بهتر این همایش همکاری داشته‌اند صمیمانه تشکر و قدر دانی نماید.

کمیته اجرایی همایش:

رئیس همایش	دکتر صدر الدین متولی
دبیر اجرایی	دکتر جلال محمودی
دبیر علمی همایش	دکتر بهروز ملکپور
معاون پژوهشی واحد نوشهر و چالوس	دکتر علی کیا لاشکی
معاون اداری و مالی	هوشنگ طالب آبادی
معاون دانشجویی واحد نور	کوروش نعمتی
مدیر گروه مرتع و آبخیزداری	مهندس محمد حسن جوری
مدیر پژوهش، مسوول هماهنگی	محمد رضا یوسفی
مدیر امور اداری	محمد رضا فلاح
مدیر دانشجویی	علیرضا رضایی
حراست	علیرضا هاشمی
کارشناس پیگیر امور همایشها	فرناز سالاریان
مسوول امور رایانه	شاهین نیک سیرت
مسوول سمعی بصری	حمید رضا قاسمی نژاد
کارشناسان حوزه پژوهش	سید عزیز حسینی و سرکار خانم برازنده

همچنین از آقایان دکتر مهدوی و مهندس جوادی اعضای محترم هیأت علمی گروه مرتع و آبخیزداری واحد نور که در برگزاری همایش تلاش نموده‌اند تشکر می‌گردد.

همایش منطقه ای منابع طبیعی و توسعه پایدار در عرصه های جنوبی دریای خزر

به مجوز سازمان مرکزی، با شماره ۱۰۲۷۴۷ / ۷۳ به تاریخ ۳ / ۵ / ۸۵ و با همکاری واحد نوشهر و چالوس برگزار گردید.

اعضاء کمیته علمی همایش:

دکتر صدرالدین متولی

دکتر بهروز ملکپور

دکتر محمد رضا مقدم

دکتر مریم شکری

دکتر نصرت ا... صفائیان

دکتر غلامرضا زهتابیان

دکتر محمود رائینی

دکتر قاسمعلی دیانته

دکتر علی کیا لاشکی

دکتر محمد علی هدایتی

دکتر شعبانعلی غلامی

دکتر جمشید قربانی

دکتر محمد مهدی حسین زاده

دکتر غلامرضا جانبازی

دکتر علی شیخ الاسلامی

دکتر جلال محمودی

دکتر محمد مهدوی

مهندس محمد حسن جوری

مهندس محمد رضا جوادی

بررسی سینوپتیکی بارش های شدید و سیل زای پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر

عباس مفیدی^۱، آذر زرین^۲، دکترغلامرضا جانباز قبادی^۳

چکیده:

به منظور تعیین الگوهای سینوپتیکی بارش های شدید و سیل زا در سواحل جنوبی دریای خزر، با استفاده از آمار ۸ ایستگاه سینوپتیک، الگوی بارش ماهانه، فصلی و روزانه منطقه خزری مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به آستانه ۵٪ از مقدار متوسط بارش سالانه (برابر با ۵۸/۵۰ میلیمتر) روزهای دارای بارش شدید و سیل زا برای تمامی فصول سال برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) تعیین گردید. در ادامه با توجه به تمرکز بیش از ۸۱ درصد از روزهای بارش شدید در فصل پاییز، آستانه ۱۰٪ از مقدار بارش فصلی (۵۲/۸۷ میلیمتر) جهت تعیین روزهای بارش شدید در فصل پاییز مورد محاسبه قرار گرفت و در نهایت ۲۸ روز بارش شدید و سیل زا در دوره ۱۰ ساله تعیین شد. جهت تعیین الگوی سینوپتیکی بارش های شدید و سیل زا، داده های مربوط به فشار تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، سرعت قائم (أمگا) تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، تابش طول موج بلند خروجی (OLR) و مؤلفه باد مداری (U) و نصف النهاری (V) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به صورت ۶ ساعته از دو روز قبل از بارش تهیه و نقشه های مربوط به داده های فوق همراه با نقشه های تاوایی، خطوط جریان و نقشه های برداری باد بصورت ترکیبی با استفاده از سیستم تحلیل و نمایش داده های شبکه بندی (GrADS) ترسیم گردید.

یافته ها نشان می دهند که بارش های شدید و سیل زای سواحل جنوبی دریای خزر در ۳ الگوی سینوپتیکی اصلی شامل الگوی پرفشار، کم فشار و زوجی جای می گیرند. از ۲۸ روز بارش شدید، ۱۶ روز آن (۵۷/۱۴٪) نتیجه استقرار الگوی گردش و اچرخندی و تاوایی منفی ناشی از نفوذ زبانه پرفشار در سواحل جنوبی دریای خزر و در مقابل تنها ۶ روز آن دارای الگوی گردش چرخندی (۲۱/۴۳٪) است. الگوی زوجی که شامل استقرار مرکز پرفشاری در غرب-شمالغرب دریای خزر و مرکز کم فشاری در شرق آن است، ۶ روز بارش شدید (۲۱/۴۳٪) را شامل می شود. در این الگو نیمه جنوبی دریای خزر عمدتاً تحت تأثیر گردش و اچرخندی دارای تاوایی منفی بوده اما بارش حاصله ناشی از همگرایی جریانات چرخندی و اچرخندی بر روی دریای خزر است. پیدایش یک جریان شمالی-جنوبی بر روی کل منطقه خزری با افزایش شیب فشار مداری در منطقه موجب تقویت جریانات شمالی-جنوبی و انتقال گسترده رطوبت به سواحل جنوبی دریای خزر می شود.

کلمات کلیدی: سواحل جنوبی دریای خزر، بارش های شدید، تاوایی، سرعت قائم، الگوی سینوپتیکی

^۱ - عضو هیأت علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

^۲ - عضو هیأت علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

^۳ - عضو هیأت علمی گروه جغرافیای دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

مقدمه:

سواحل جنوبی دریای خزر از نظر اقلیمی با سایر مناطق کشور بسیار متفاوت است. وجود دریای خزر، توپوگرافی پیچیده و تأثیرپذیری این منطقه از الگوی گردش بزرگ مقیاس برون حاره در تمام طول سال، ویژگی های اقلیمی بسیار پیچیده و برجسته ای را برای این منطقه فراهم نموده است. استقرار بزرگترین مرکز پرفشار ساکن نیمکره شمالی موسوم به پرفشار سیبری در مجاورت منطقه همراه با تأثیر مداوم و ممتد الگوی موجی عرض های برون حاره در کنار ویژگی های خاص محلی، تحلیل و پیش بینی وضعیت جوی و خصوصیات اقلیمی منطقه خزری را بسیار مشکل ساخته است. در این بین بی گمان بارش پرمودترین عنصر اقلیمی منطقه خزری است که تمایز بارزی را در مقایسه با سایر مناطق کشور و حتی خاورمیانه از خود نشان می دهد.

پرسشی اساسی که تاکنون ذهن پژوهشگران بسیاری را در مطالعات اقلیمی منطقه خزری به خود مشغول نموده است، این است که منشأ بارش های شدید منطقه خزری چیست؟ و اساساً وقوع و نحوه توزیع زمانی و مکانی چنین بارشهایی از کدام الگوهای سینوپتیکی تبعیت می کند؟

در طی چند دهه گذشته یافتن یک پاسخ علمی برای این پرسش، اقلیم شناسی منطقه خزری را به یکی از پرچالش ترین موضوعات اقلیم شناسی کشور تبدیل نموده است. بطوریکه تئوری های ارائه شده در رابطه با علت وقوع و نحوه توزیع بارش های خزری از هر حوزه دیگری در اقلیم شناسی ایران متنوع تر و پویاتر بوده است.

در یکی از اولین بررسی ها، گنجی بارش های منطقه خزری را ناشی از صعود هوای ناپایدار و مرطوب دریای خزر از دامنه های شمالی البرز دانسته است (گنجی، ۱۹۵۴ به نقل از علیجانی، ۱۳۷۲). خلیلی (۱۳۵۰) علت وقوع بارش های شدید در منتهی الیه جنوب غرب دریای خزر را نتیجه استقرار یک جریان شمالی-جنوبی و وقوع همرفت در منطقه خزری بیان نموده که استقرار یک جبهه محلی در منطقه دره سفیدرود، امکان افزایش بارش را در این منطقه فراهم ساخته است. علیجانی (۱۳۷۲) در بررسی بارش های خزری و توزیع زمانی و مکانی آن، پرفشار سیبری را عامل اصلی وقوع بارش و نحوه توزیع آن در فصل پاییز در سواحل خزری معرفی نموده است (علیجانی، ۱۳۷۶:۱۳۷۲). به اعتقاد ایشان گردش و اچرخندی مناسب ناشی از نفوذ زبانه پرفشار سیبری ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی، پدیده همرفت وزشی را در این منطقه موجب می شود. خوشحال (۱۳۷۶) در بررسی بارش های شدید سواحل خزری، استقرار یک مرکز پرفشار مهاجر در غرب-شمالغرب دریای خزر و فرارفت رطوبت دریای خزر توسط جریانات شمالی آن را علت اصلی بارش های شدید در منطقه خزری دانسته است که در این رابطه شکل گیری یک جبهه نسیم در سواحل منطقه خزری در فصل پاییز را عامل اصلی وقوع حداکثر بارش در نوار ساحلی بیان نموده است. مفیدی (۱۳۷۹) در بررسی نقش کم فشارهای منطقه شرق اروپا بر روی بارش های خزری، عبور یک جبهه سرد که مرکز کم فشار آن در عرض های میانی و بر روی روسیه به سمت شرق درحال جابجایی است را علتی برای بارش و نحوه

توزیع آن در منطقه خزری دانسته است. آخرین تحقیقات انجام شده ضمن تأکید بر الگویی مشابه با الگوی ارائه شده توسط خوشحال مبنی بر نقش پرفشارهای مهاجر، نقش و اهمیت پرفشار سیبری در وقوع بارش های خزری را مورد تردید جدی قرار داده است (یوسفی، ۱۳۸۲). با وجود تمامی مطالعات انجام شده، هنوز ابهامات قابل ملاحظه ای در رابطه با ساختار منطقه ای و محلی گردش جو و الگوهای سینوپتیکی منجر به وقوع بارش در منطقه خزری وجود دارد.

با توجه به یافته های فوق هدف اصلی مطالعه حاضر بررسی بارش های شدید و سیل زا در منطقه خزری و تعیین علل و الگوهای سینوپتیکی حاکم در زمان وقوع این بارش هاست. بر این اساس سؤالات اصلی که مطالعه حاضر درصدد پاسخگویی به آنهاست عبارتند از:

- ۱- توزیع زمانی و مکانی بارش های شدید منطقه خزری چگونه است؟
 - ۲- بارش های شدید پاییزی منطقه خزری تحت تأثیر کدام الگوهای سینوپتیکی می باشند؟
- بر این اساس ابتدا رژیم بارش سواحل جنوبی دریای خزر مورد بررسی قرار گرفته و ضمن تعیین شاخص هایی، بارش های شدید استخراج و سپس الگوهای سینوپتیکی حاکم بر آنها تعیین می شود.

مواد و روش:

به منظور تعیین الگوهای سینوپتیکی بارش های شدید و حدی در منطقه خزری، روش سینوپتیکی "محیط به گردش" بعنوان اصل اولیه مطالعه در نظر گرفته شد (علیجانی، ۱۳۸۱: Yarnal, 1993). بر این اساس ابتدا جهت تعیین رژیم فصلی و ماهانه بارش، داده های بارش ۸ ایستگاه سینوپتیک در ساحل جنوبی دریای خزر از سازمان هواشناسی کشور تهیه و پردازش لازم جهت تعیین رژیم بارش ماهانه و فصلی برای یک دوره پایه ۴۸ ساله (۲۰۰۳-۱۹۵۶) صورت گرفت^۴. سپس داده های بارش روزانه ۸ ایستگاه فوق برای آخرین دوره ده ساله موجود (۲۰۰۳-۱۹۹۴) از سازمان هواشناسی کشور دریافت و روزهای بارشی با توجه به آستانه حداقل ۱ میلیمتر برای تمامی ایستگاهها استخراج شد. در این رابطه یک روز بارشی در منطقه خزری روزی است که حداقل یک ایستگاه در مدت ۲۴ ساعت، حداقل ۱ میلیمتر بارش دریافت کرده باشد. جهت تعیین روزهای بارش شدید و حدی معیارهای زیر در نظر گرفته شد:

در این مطالعه به بارشی بارش شدید اطلاق می گردد که مقدار آن در طی ۲۴ ساعت برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه و یا برابر یا بیشتر از ۱۰٪ مقدار متوسط دراز مدت بارش فصلی در ایستگاه مربوطه باشد. در همین زمینه روز دارای بارش شدید در منطقه خزری روزی است که مقدار بارش در حداقل ۳ ایستگاه از ۸ ایستگاه (۳۰٪ ایستگاه های مورد مطالعه) برابر یا بیشتر از آستانه ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی و یا ۵٪ مقدار متوسط سالانه باشد.

۱- از میان ایستگاه های منتخب ۳ ایستگاه نوشهر، قائم شهر و آستارا با توجه به زمان تأسیس، تنها دارای آمار ۲۷،۲۰ و ۱۸ ساله بوده اند.

بر اساس آستانه ها و معیارهای فوق خصوصیات زمانی و مکانی بارش های شدید مورد بررسی قرار گرفت. و برای دوره ۱۰ ساله تعداد ۲۸ روز در فصل پاییز بعنوان روزهای بارشی شدید در منطقه خزری استخراج شد. مقدار بارش بر اساس آستانه ۱۰٪ مقدار بارش فصلی، ۵۲/۸۷ میلیمتر تعیین شد که در این رابطه حداقل ۳ ایستگاه باید دارای این مقدار بارش بوده باشند. در بررسی بارش های شدید، شرایط جوی مقیاس سینوپتیک عمدتاً نقش قابل ملاحظه ای دارند. به همین جهت به منظور آشکار ساختن برخی از خصوصیات اصلی بارش های شدید مطالعات سینوپتیکی از اهمیت خاصی برخوردارند (Harnack et al., 1999).

جهت تعیین الگوی سینوپتیکی برای هر روز بارش شدید در منطقه خزری، ابتدا داده های دوباره تحلیل شده با شبکه بندی ۲/۵*۲/۵ درجه از مرکز ملی پیش بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR) از دو روز قبل از هر بارش شدید تا زمان اوج بارش به صورت ۶ ساعته تهیه شد (Kalnay et al., 1996; Kristler, et al. 2001). برای هر روز بارش شدید داده های فشار برای تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، نم ویژه برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، مؤلفه باد مداری (U) و باد نصف النهاری (V) برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و سرعت قائم (أمگا) برای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به همراه داده های تابش طول موج بلند خروجی (OLR) بصورت روزانه تهیه شد. نقشه های فشار در تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ ه.پ. به ترتیب جهت تعیین الگوی فشار در سطح زمین و تروپوسفر میانی مورد بررسی قرار گرفت. همانطوری که در بسیاری از مطالعات ذکر گردیده، محتوی رطوبتی بالا در توده هوای مستقر بر روی منطقه و یا رطوبتی که بواسطه فرارفت به داخل منطقه آورده می شود به همراه حرکت قائم بالاسو و ناپایداری استاتیک عوامل اصلی وقوع بارش های شدید محسوب می گردند (Doswell et al., 1996; Harnack et al., 1999). به همین منظور، در مطالعه حاضر جهت بررسی دقیق تر بارش های شدید از پارامترها و نقشه های زیر استفاده گردید.

نقشه های نم ویژه جهت تعیین مقدار رطوبت و منشأ آن استفاده شد. تابش طول موج بلند خروجی نیز جهت تعیین همرفت و میزان شدت آن در منطقه خزری تهیه شد. بعلاوه جهت بررسی دقیق تر الگوی گردش در زمان بارش های شدید، با استفاده از مؤلفه های باد مداری و نصف النهاری، نقشه های جهت و شدت وزش باد، خطوط جریان، تاوایی و أمگا برای هر روز بارش شدید تهیه شد. مجموع پارامترهای فوق امکان شناسایی دقیق سینوپتیکی و دینامیکی الگوهای گردش بارش های شدید سواحل جنوبی دریای خزر را امکان پذیر می سازند. نقشه های تاوایی جهت تعیین نوع گردش هوا، میزان شدت آن و بویژه تعیین میزان گسترش سامانه های کم فشار و پرفشار و گردش چرخندی و اچرخندی در تراز پایین جو مورد استفاده قرار گرفت. تابش طول موج بلند خروجی (OLR) عمدتاً بعنوان شاخصی جهت تعیین میزان فعالیت همرفتی در نظر گرفته شد. بطوری که مقادیر کمتر از ۲۲۰ وات بر متر مربع بعنوان منطقه دارای همرفت و مقادیر کمتر از ۱۸۰ وات بر متر مربع نشان دهنده همرفت بسیار شدید است (Liebmann and Smith, 1996; Liebmann et al., 1998).

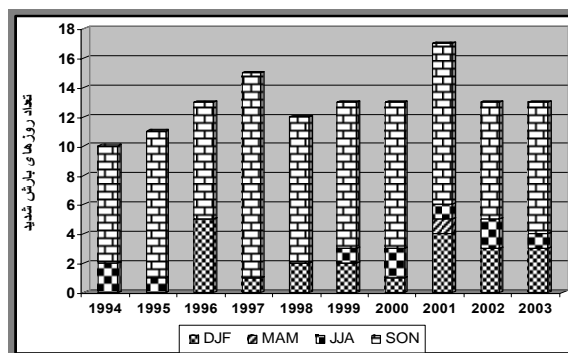
نقشه های خطوط جریان جهت تعیین مراکز همگرایی و واگرایی مورد استفاده قرار گرفت و الگوی جریان مسلط بر روی منطقه را به نمایش می گذارند. استفاده از نقشه های خطوط جریان در کنار نقشه های برداری باد(جهت و شدت باد) و نم ویژه دید جامعی را در رابطه با موقعیت مراکز پرفشار و کم فشار و شدت جریان و نحوه انتقال و فرارفت رطوبت و منشأ رطوبت بارش ها فراهم می نمایند. کلیه نقشه های فوق با استفاده از نرم افزار سیستم تحلیل و نمایش داده های شبکه بندی(GrADS) تولید گردید. برای تولید نقشه های تاوایی، خطوط جریان و نقشه های برداری باد برای تراز ۰.۸۵۰ پ. از اسکرپت های GrADS استفاده شد.

بحث:

– بررسی آماری بارش های شدید و سیل زا در سواحل خزری

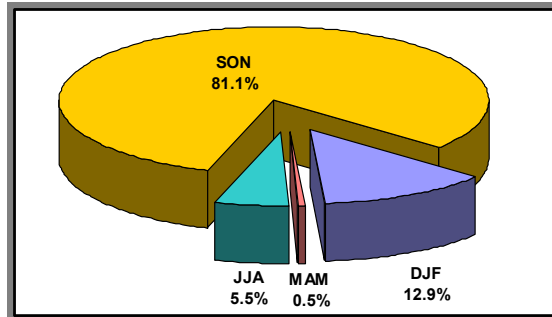
جهت تعیین بارش های شدید و حدی در منطقه خزری از شاخص «آستانه درصدی» و پایه «صدک» بارش استفاده گردید (Groisman,1999;Carvalho et al.,2002). در این تحقیق روز دارای بارش شدید در منطقه خزری عبارتست از روزی که مقدار بارش، حداقل در سه ایستگاه از ۸ ایستگاه مورد مطالعه (۳۰٪ از ایستگاه های منطقه) از آستانه های درصدی بارش سالانه و یا فصلی بدست آمده از مقدار متوسط بارش منطقه خزری، بیشتر باشد.

شکل ۱ توزیع سال به سال روزهای دارای بارش شدید را در دوره ۱۰ساله(۲۰۰۳-۱۹۹۴) به تفکیک فصول نشان می دهد. همانطوری که در شکل دیده می شود، تعداد روزهای بارش شدید در فصل پاییز(سپتامبر-اکتبر و نوامبر) در مقایسه با سایر فصول، سهم قابل ملاحظه ای را به خود اختصاص داده است. در واقع قسمت عمده بارش شدید در منطقه خزری در فصل پاییز فرو می ریزد و فصل پاییز بیش از ۸۱٪ از تعداد کل روزهای بارش شدید را به خود اختصاص می دهد(شکل ۲). بررسی اشکال ۱ و ۲ نقش برجسته و سهم بارز فصل پاییز را در رابطه با بارش های شدید منطقه خزری روشن می سازد.



شکل ۱. توزیع سال به سال روزهای بارش شدید در دوره ۱۰ساله(۲۰۰۳-۱۹۹۴) به تفکیک فصول بر اساس آستانه ۵٪ از متوسط درازمدت بارش سالانه در منطقه خزری (۵۸,۵۰ میلی متر).

بر این اساس جهت مطالعه دقیقتر بارش های شدید فصل پاییز، ابتدا با توجه به شاخص آستانه درصدی، بارش های شدید پاییزی برای دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) استخراج گردید (جدول ۱) و سپس نقشه های سینوپتیکی روزهای مذکور جهت تعیین الگوهای سینوپتیکی مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۲. توزیع درصدی بارش های شدید در منطقه خزری در دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) بر اساس آستانه ۵٪ از متوسط درازمدت بارش سالانه (۵۸,۵۰ میلی متر).

- بررسی سینوپتیکی بارش های شدید و سیل زا

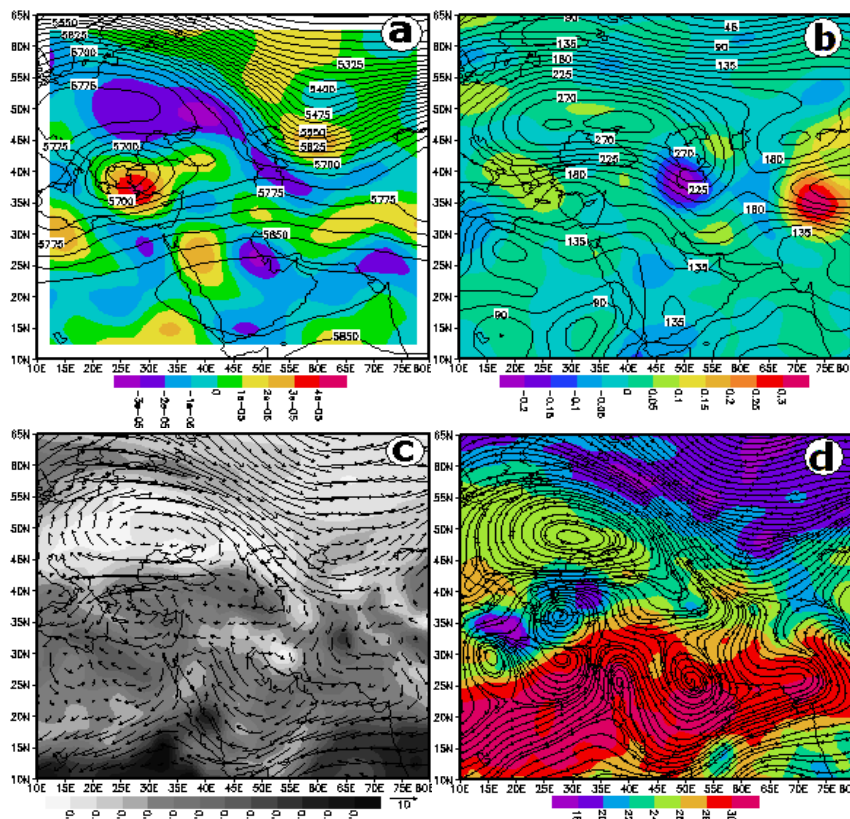
از بررسی نقشه های مربوط به تعداد ۲۸ روز بارش شدید در منطقه خزری ۳ الگوی سینوپتیکی اصلی زیر استخراج شد:

الف) الگوی پرفشار

در این الگو که ۱۶ روز از ۲۸ روز بارش شدید را شامل می شود مرکز کم فشار و یا منطقه همگرایی و گردش چرخندی در منطقه خزری مشاهده نشده است. در واقع در این الگو علت اصلی بارش در منطقه خزری، وقوع همرفت شدید با مقیاس محلی در حاشیه جنوبی دریای خزر می باشد. شکل ۳a الگوی فشار در تراز میانی تروپوسفر همراه با مقادیر تاوایی نسبی در تراز ۸۵۰ ه.پ. برای الگوی نمونه مربوط به ۲۴ اکتبر ۱۹۹۵ را نشان می دهد. همان طوریکه در نقشه مشاهده می شود استقرار پشته ای در حدفاصل شرق اروپا تا شمال شرق دریای سیاه از ویژگی های اصلی الگوی پرفشار محسوب می گردد. استقرار پشته در تروپوسفر میانی همراه با تقویت مرکز پرفشاری (پرارفعالی) در تراز دریا در شمال دریای سیاه (شکل ۳b) گردش و اچرخندی گسترده ای را بر روی منطقه خزر و قفقاز ایجاد نموده است (شکل ۳c و ۳d). نتیجه استقرار چنین الگویی نفوذ زبانه پرفشار بر روی منطقه خزری (شکل ۳b) و شکل گیری فرارفت تاوایی منفی بر روی کل منطقه خزری است (شکل ۳a). در این الگو شکل گیری و تداوم جریانات شمالی-جنوبی گسترده بر روی دریای خزر، ضمن انتقال رطوبت از روی دریا به سمت سواحل جنوبی (شکل ۳c) همرفت شدیدی را در منتهی الیه جنوبی دریا به دنبال دارد (شکل ۳d). نقشه سمت و سرعت باد در شکل ۳c و نقشه خطوط جریان در شکل ۳d نحوه انتقال رطوبت و ایجاد همرفت در تراز ۸۵۰ ه.پ. را در سواحل جنوبی دریای خزر به خوبی نشان می دهد.

در الگوی پرفشار موقعیت پشته در تراز میانی تروپوسفر و مرکز پرفشار دینامیکی در سطح زمین، نقش اصلی را در وقوع بارش شدید منطقه خزری ایفا می کند. با وجود فرارفت تاوایی منفی که و استقرار گردش و اچرخندی، مقادیر منفی سرعت قائم (أمگای منفی) در حاشیه جنوبی دریای خزر (شکل ۳b) دلالت بر صعود شدید هوا در این منطقه و گسترش همرفت دارد.

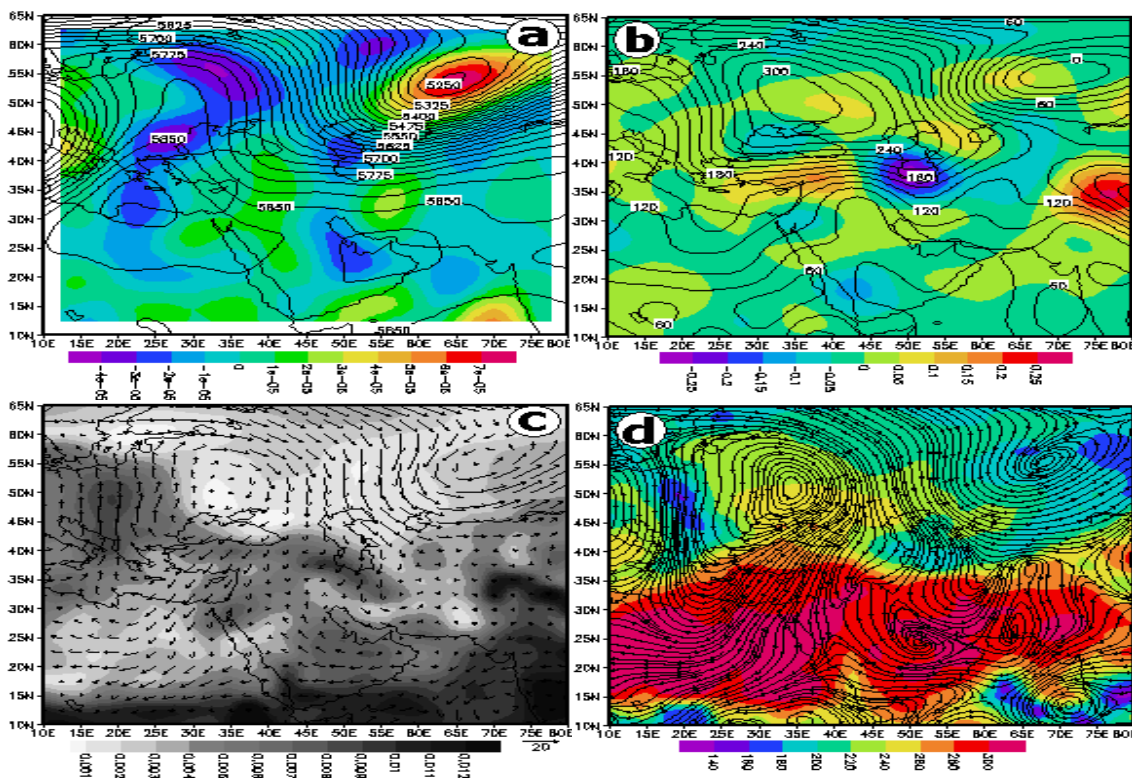
در الگوی معرف پرفشار مربوط به روز ۲۴ اکتبر ۱۹۹۵، تابش طول موج بلند خروجی (OLR) تنها در سواحل جنوبی دریای خزر و به صورت محدود، مقداری حدود ۲۰۰ وات بر مترمربع را نشان می دهد (رنگ آبی در شکل ۳d) که نشانگر وقوع همرفت در مقیاس محلی در نوار ساحلی جنوب دریای خزر می باشد. در این رابطه علیرغم فرارفت تاوایی منفی به میزان $-۰,۰۰۰۰۳$ ثانیه بر روی دریا (رنگ بنفش در شکل ۳a)، مقادیر أمگای منفی بر روی نیمه جنوبی دریای خزر به بالاترین میزان خود بر روی کل منطقه می رسد (یعنی -۰.۲۰) و مرکز اصلی سرعت قائم بالاسو در تراز تحتانی جو در محدوده جنوب غربی دریای خزر (رنگ بنفش در شکل ۳b) با میزان حداکثر ۰.۰۰۰۰۰۳ ویژه بر روی منطقه (رنگ تیره در شکل ۳c) انطباق کامل دارد و تأیید کننده وقوع پدیده همرفت در مقیاس محلی می باشد.



شکل ۳- نقشه های ترکیبی مربوط به الگوی پرفشار. نقشه های متوسط روزانه، الگوی نمونه مربوط به روز ۲۴ اکتبر ۱۹۹۵ را نشان می دهند. شکل ۳a وضعیت سینوپتیکی در تراز ۵۰۰ هپ. (gpm) همراه با تاوایی نسبی (s) در تراز ۸۵۰ هپ. شکل ۳b وضعیت سینوپتیکی در تراز ۱۰۰۰ هپ. (gpm) همراه با أمگا (Pa/s) در تراز ۱۰۰۰ هپ. شکل ۳c نم ویژه (kg/kg) همراه با بردار باد در تراز ۸۵۰ هپ. شکل ۳d تابش طول موج بلند خروجی (W / m^2) همراه با خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هپ.

ب) الگوی زوجی

در این الگو نیز که ۶ روز از ۲۸ روز بارش شدید را در منطقه خزری شامل می شود، همچون الگوی پرفشار، گردش چرخندی و یا همگرایی بر روی منطقه دریای خزر مشاهده نمی گردد (شکل ۴c و ۴d) و مشابه الگوی پرفشار، فرارفت رطوبت ناشی از استقرار یک جریان گسترده شمالی-جنوبی بر روی کل منطقه خزری، ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی دریا (شکل ۴c) صعود شدید هوای مرطوب را در سواحل جنوبی دریا (شکل ۴b) امکان پذیر ساخته است. الگوی زوجی که روز ۸ اکتبر ۱۹۹۸ الگوی معرف آن است، بواسطه گسترش نصف النهاری امواج غربی بر روی منطقه ایجاد می گردد. در این الگو پشته ای در غرب-شمالغرب دریای خزر و ناوه ای عمیق عمدتاً همراه با کم ارتفاعی بریده در شرق دریا در تراز ۵۰۰ ه.پ. (شکل ۴a) مشاهده می گردد که در ترازهای تحتانی جو، ضمن ایجاد و تقویت مراکز کم فشار و پرفشار دینامیکی به ترتیب در شرق و غرب دریای خزر (شکل ۴b)، جریانات گسترده شمالی-جنوبی را بر روی دریا ایجاد می نماید (شکل ۴c و ۴d).

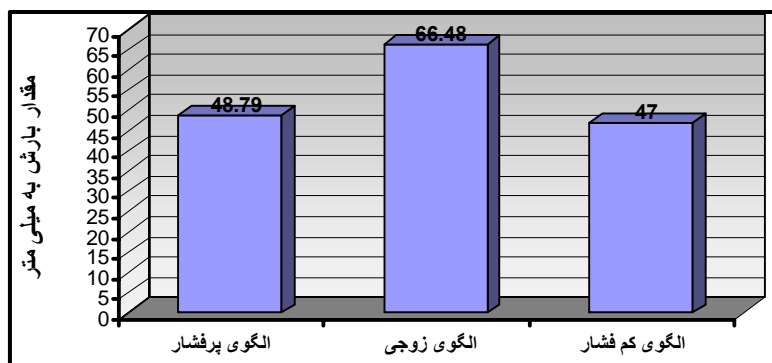


شکل ۴- نقشه های ترکیبی مربوط به الگوی زوجی. نقشه های متوسط روزانه، الگوی نمونه مربوط به روز ۸ اکتبر ۱۹۹۸ را نشان می دهند. شکل ۴a وضعیت سینوپتیکی در تراز ۵۰۰ ه.پ. (gpm) همراه با تاوایی نسبی (s) در تراز ۸۵۰ ه.پ. شکل ۴b وضعیت سینوپتیکی در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. (gpm) همراه با آمگا (Pa/s) در تراز ۱۰۰۰ ه.پ. شکل ۴c نم ویژه (kg/kg) همراه با بردار باد در تراز ۸۵۰ ه.پ. شکل ۴d تابش طول موج بلند خروجی (w/m^2) همراه با خطوط جریان در تراز ۸۵۰ ه.پ.

فاصله کم مراکز کم فشار و پرفشار در منطقه دریای خزر ضمن افزایش شیب فشار در امتداد مداری (شکل ۴b)، جریان شمالی-جنوبی شدیدی را در امتداد نصف النهاری بر روی دریا ایجاد می نماید که این جریان همگرای شدید (شکل ۴d) ضمن انتقال رطوبت، بارش های شدیدی را در منتهی الیه جنوبی دریای خزر به دنبال دارد.

بررسی ها نشان می دهد که شدیدترین بارش های منطقه خزری ناشی از استقرار الگوی زوجی است (شکل ۵). نکته جالب این که، در اغلب بارش های شدید دارای الگوی زوجی، گردش و اچرخندی (شکل ۴c و ۴d) و فرارفت تاوایی منفی (شکل ۴a) بر روی نیمه جنوبی دریای خزر تسلط دارد. برای نمونه مقادیر تاوایی منفی در روز ۸ اکتبر ۱۹۹۸ بر روی نیمه جنوبی دریای خزر به 3000000 - ثانیه می رسد (شکل ۴a). این امر نقش بارز مراکز پرفشار دینامیکی و زبانه آنها را در وقوع بارش های منطقه خزری نشان می دهد. از سویی در این الگو، ناوه تراز میانی و مرکز کم فشار مستقر بر روی شرق دریای خزر از این جهت حائز اهمیت است که ضمن افزایش شیب فشار و تقویت جریان همگرا، شدت جریان شمالی-جنوبی را بر روی دریای خزر به طور قابل ملاحظه ای افزایش می دهد (شکل ۴c).

در الگوی معرف مربوط به روز ۸ اکتبر ۱۹۹۸، تابش طول موج بلند خروجی از زمین (OLR) مقداری کمتر از 200 وات بر مترمربع را در نیمه جنوبی دریای خزر نشان می دهد (شکل ۴d) که نشانگر وقوع همرفت شدید در سواحل خزری است. در این رابطه علیرغم فرارفت تاوایی منفی (شکل ۴a) مقادیر امگای منفی در سواحل جنوبی دریای خزر به بالاترین میزان خود بر روی کل نقشه (یعنی 25 - (P/S)) می رسد که نشان دهنده سرعت قائم بالاسوی قابل ملاحظه در تراز تحتانی جو و تأیید کننده وقوع پدیده همرفت در مقیاس محلی می باشد.



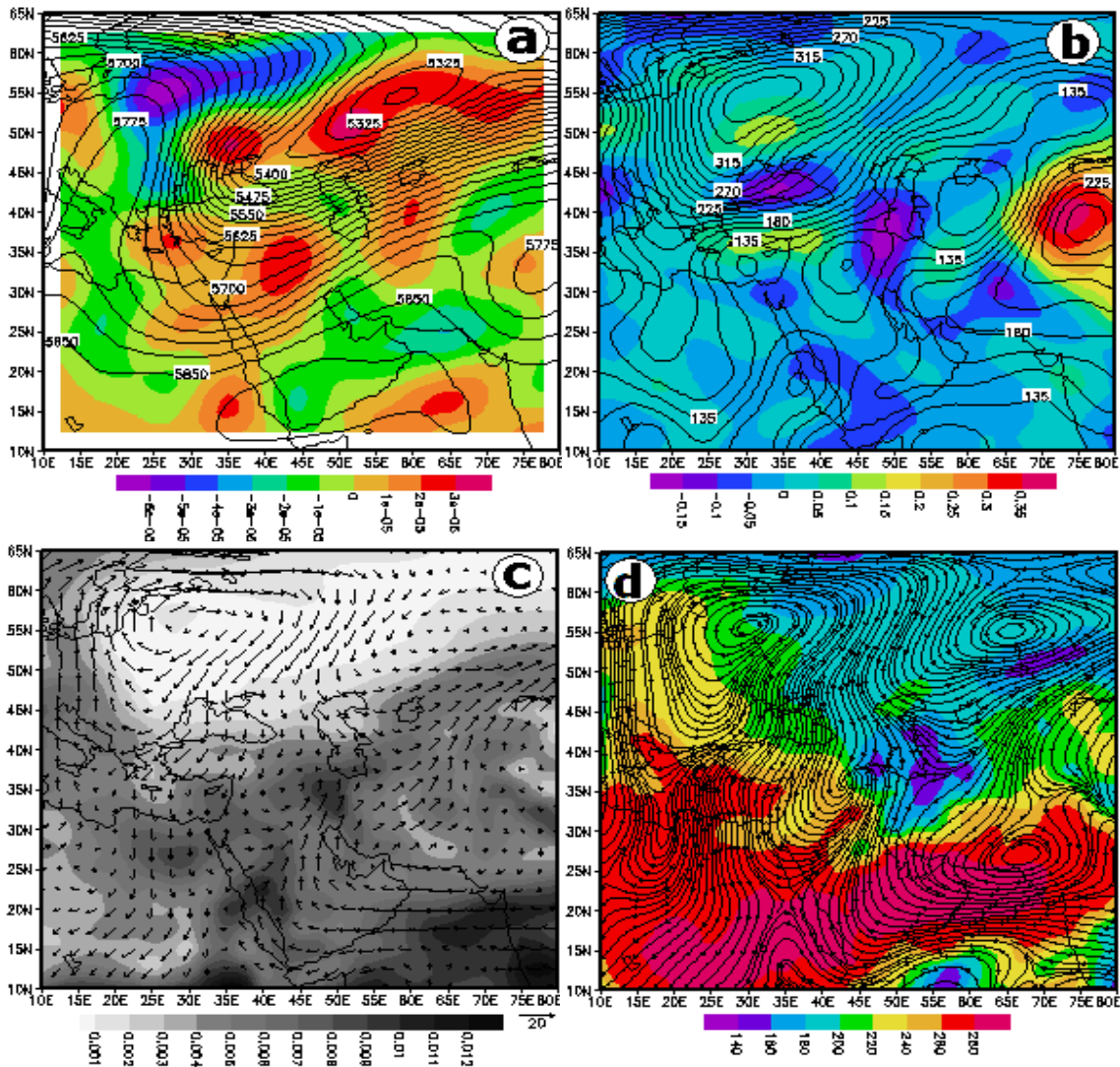
شکل ۵. مقدار بارش متوسط برای الگوهای سینوپتیکی اصلی همراه با بارش شدید در سواحل جنوبی دریای خزر.

ج) الگوی کم فشار

در این الگو که ۶ روز از ۲۸ روز بارش شدید منطقه خزری را شامل می شود، برخلاف ۲ الگوی قبلی، یک سیستم کم فشار دینامیکی (از نوع عرض های میانی و یا عرض های جنب حاره ای) علت اصلی وقوع بارش شدید می

همایش منابع طبیعی و توسعه پایدار در عرصه های جنوبی دریای خزر «دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور» بخش اول: مقالات ارایه

باشد(شکل ۶b). در الگوی کم فشار که روز ۵ نوامبر ۱۹۹۴ به عنوان الگوی معرف آن نشان داده شده است، با وجود استقرار یک پشته در تراز میانی تروپوسفر همراه با مرکز پرفشاری بر روی سطح زمین بر روی شرق اروپا(شکل ۶a و ۶b) نقش اصلی مربوط به جریانات جنوب غربی و یا غربی و به طور کلی سیستم کم فشار دینامیکی است. برخلاف ۲ الگوی قبلی منبع اصلی رطوبت این الگو دریای خزر نبوده، بلکه ترکیبی از رطوبت دریاها جنوبی و یا غربی در این الگو نقش دارند. جهت یادآوری برای نمونه از تعداد ۶ روز بارش شدید با الگوی کم فشار، در ۳ روز آن رطوبت بارش های منطقه خزری عمدتاً از منطقه سودان، دریای سرخ و دریای عرب و به طور کلی دریاها جنوبی تأمین گردیده است(شکل ۶c).



شکل ۶- نقشه های ترکیبی مربوط به الگوی کم فشار. نقشه های ساعت ۱۸ به وقت گرینویچ، الگوی نمونه مربوط به روز ۵ نوامبر ۱۹۹۴ را نشان می دهند. شکل ۶a وضعیت سینوپتیکی در تراز ۵۰۰ پ.ه. همراه با تاوایی نسبی (s) در تراز ۸۵۰ پ.ه. شکل ۶b وضعیت سینوپتیکی در تراز ۱۰۰۰ پ.ه. همراه با آمگا (Pa/s) در تراز ۱۰۰۰ پ.ه. ویژه (kg/kg) همراه با بردار باد در تراز ۸۵۰ پ.ه. شکل ۶d تابش طول موج بلند خروجی (w/m^2) همراه با خطوط جریان در تراز ۸۵۰ پ.ه.

در بررسی نقشه های تراز ۵۵۰۰ پ.م. مربوط به الگوی کم فشار، در تمامی موارد استقرار پشته ای قوی بر روی مرکز تا شرق اروپا، ریزش هوای سرد عرض های شمالی را در جانب شرقی خود و بر روی خاورمیانه موجب شده و نفوذ و گسترش ناوه عمیقی بر روی کل یا بخشی از خاورمیانه را در پی داشته است (شکل ۶a). بر روی نقشه های تراز ۱۰۰۰ پ.م. در زمان وقوع بارش شدید، در اغلب موارد کم فشاری در حدفاصل غرب تا شمال ایران مشاهده می گردد (شکل ۶b) که استقرار مرکز کم فشار و همگرایی ناشی از آن (شکل ۶c و ۶d)، صعود دینامیکی را در منطقه خزری موجب می گردد. بدین ترتیب برخلاف ۲ الگوی قبلی در الگوی کم فشار، تاوایی در تروپوسفر تحتانی در سواحل جنوبی دریای خزر مثبت بوده که این امر ناشی از صعود دینامیکی حاصل از استقرار یک ناوه عمیق بر روی خاورمیانه می باشد (شکل ۶b). در این رابطه برخلاف الگوهای قبلی سرعت قائم بالاسو نیز از حالت محلی خارج شده و تمامی مناطق واقع در شرق ناوه در تراز تحتانی جو دارای امگای منفی قابل توجهی هستند (در روز ۵ نوامبر مقدار آن ۱۵ - (P/s) است).

در الگوی کم فشار، نقشه های نم ویژه و خطوط جریان، عمدتاً مبین انتقال رطوبت از دریاها دور دست به منطقه خزری می باشند (شکل ۶c). نکته حائز اهمیت اینکه در زمان حاکمیت الگوی کم فشار، غالباً استقرار یک مرکز پرفشار همراه با گردش و اچرخندی در محدوده ای در حدفاصل شرق عربستان تا جنوب شرق ایران (شکل ۶d)، امکان انتقال گسترده رطوبت به درون سیستم های کم فشار را فراهم می نماید (شکل ۶c).

در الگوی معرف کم فشار مربوط به روز ۵ نوامبر ۱۹۹۴، تابش طول موج بلند خروجی (OLR) در منطقه گسترده ای شامل بخش وسیعی از ایران و منطقه خزری به کمتر از ۱۸۰ وات بر مترمربع می رسد (رنگ بنفش در شکل ۶d) که نشان دهنده شکل گیری ابرهای ضخیم و وقوع بارش های گسترده و فراگیر بر روی ایران است. بررسی نقشه های تراز ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از یک روز قبل از وقوع بارش، حاکی از آنست که عمیق شدن ناوه در تراز میانی تروپوسفر بر روی خاورمیانه در ساعات پایانی روز ۴ نوامبر ۱۹۹۵، ضمن تقویت دینامیکی مرکز کم فشار مستقر بر روی سودان و منطقه دریای سرخ، تاوایی مثبت را بر روی منطقه افزایش داده و در ادامه، امکان گسترش کم فشار سودانی را به عرض های شمالی فراهم نموده است (شکل ۶b). در نیمه دوم روز ۵ نوامبر و تمامی ساعات روز ۶ نوامبر، استقرار ناوه ای عمیق، چنانکه که در شکل ۶a دیده می شود، تاوایی مثبت قابل ملاحظه ای را بر روی سطح زمین در جانب راست محور ناوه ایجاد می نماید (رنگ قرمز در شکل ۶a مقدار ۰,۰۰۰۰۳ ثانیه). همزمان با وضعیت فوق، استقرار یک مرکز پر ارتفاع همراه با پشته ای نسبتاً قوی در حدفاصل شرق عربستان تا جنوب شرق ایران در تراز میانی جو، گردش و اچرخندی گسترده ای را در تراز های تحتانی جو در شرق ناوه ایجاد نموده است (شکل ۶d) که در نهایت رطوبت مناسبی را به درون سیستم کم فشار مستقر بر روی ایران تزریق نموده که بدنبال آن سیستم کم فشار بارش های شدیدی را در مناطق مختلف کشور از جمله منطقه خزری موجب گردیده است (شکل ۶c).

نتیجه گیری

شناخت ساختار بزرگ مقیاس گردش جو و تبیین نحوه برهم کنش آن با خصوصیات و ویژگی های مقیاس منطقه ای و محلی، درک نظام اقلیمی حاکم بر هر منطقه ای را ممکن می سازد. بارش بعنوان یکی از پرنمودترین عناصر اقلیمی در منطقه خزری از برهم کنش ویژگی های مقیاس منطقه ای و محلی با گردش بزرگ مقیاس جو حاصل می گردد. بر اساس چنین نگرشی وقوع بارش های شدید در سواحل جنوبی دریای خزر ناشی از وقوع ترکیبی خاص از برهم کنش مؤلفه های گردش بزرگ مقیاس با مؤلفه های مقیاس منطقه ای و محلی می باشد. یافته های تحقیق ویژگی های زیر را در رابطه با بارش های شدید سواحل جنوبی دریای خزر نشان می دهد:

- بیش از ۸۱٪ از تعداد کل روزهای بارش شدید در فصل پائیز (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) به وقوع پیوسته است.
- تمامی بارش های حدی منطقه خزری در فصل پائیز بوقوع پیوسته است.
- یافته ها بیانگر آنست که بارش های شدید و حدی سواحل جنوبی دریای خزر در ۳ الگوی سینوپتیکی اصلی به شرح زیر جای می گیرند:

۱. در الگوی پرفشار که حدود ۵۷٪ از روزهای بارش شدید را به خود اختصاص داده است، بارش نتیجه همرفت در سواحل جنوبی دریای خزر می باشد. بارش های شدید این الگو ناشی از نفوذ زبانه پرفشار و فرارفت تاوایی منفی در ترازهای تحتانی تروپوسفر همراه با تسلط یک جریان شمالی- جنوبی گسترده بر روی دریای خزر می باشد. استقرار پشته ای در حدفاصل غرب- شمال غرب دریای خزر تا جنوب شرق اروپا در تروپوسفر میانی همراه با مرکز پرفشاری در سطح زمین در غرب دریای خزر- (عمدتاً در عرضی پائین تر از ۵۰ درجه شمالی)- از ویژگی های این الگو است (شکل ۳).

۲. الگوی زوجی شامل استقرار مرکز پرفشاری در غرب- شمال غرب دریای خزر و کم فشاری در جانب شرقی دریا می باشد. این الگو ضمن ایجاد و تقویت جریان شمالی- جنوبی گسترده، شدیدترین بارش ها را در منطقه در پی داشته است. از ویژگی های این الگو، همگرایی جریان واچرخندی و چرخندی بر روی دریای خزر و شکل گیری یک جریان شمالی- جنوبی قوی است. این جریان قوی نتیجه افزایش شیب فشار مداری بین سیستم های کم فشار و پرفشار به ترتیب در دو سوی شرق و غرب دریای خزر می باشد. بارش این الگو نیز از نوع همرفتی است (شکل ۴).

۳. در الگوی کم فشار، در نتیجه استقرار پشته ای قوی بر روی مرکز تا شرق اروپا، عمدتاً ناوه ای عمیق بر روی خاورمیانه نفوذ نموده و گسترش می یابد. تاوایی مثبت مناسب در سطح زمین در جانب راست محور ناوه، امکان تشکیل و یا تکوین سیستم های کم فشار را بر روی خاورمیانه فراهم می آورد. در چنین وضعیتی محور شمال شرقی- جنوب غربی ناوه ها و حرکت شرق سوی امواج، امکان جابجایی سیستم های کم فشار بر روی خاورمیانه و عبور آنها از منطقه خزری را میسر می سازد. بدین ترتیب وقوع بارش های شدید در سواحل خزری، ناشی از استقرار یک مرکز کم فشار

دینامیکی و یا عبور جبهه های آن از روی منطقه خزری می باشد. در الگوی کم فشار، منبع اصلی رطوبت بارش ها بر خلاف دو الگوی قبلی از دریاهاى جنوبی و یا غربی تأمین می گردد(شکل ۶).

جدول ۱: مشخصات روزهای دارای بارش شدید در فصل پائیز، در سواحل جنوبی دریای خزر در دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴).
بر اساس آستانه ۱۰٪ از مقدار متوسط بارش فصلی (۵۲٫۸۷ میلی متر) در منطقه خزری.

ایستگاه مشخصات	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان	جمع بارش
۱۵ اکتبر ۱۹۹۴	۳۳	۵۷	۴۵	۷۰	۱۰۱	۳۰	۴۳	۱۵	۳۹۴
۲۰ اکتبر ۱۹۹۴	۲۵	۶۷	۱۰۴	۱۰۷	۲۰۸	۷۱	۲۴٫۱	۰٫۲	۶۰۶٫۳
۵ نوامبر ۱۹۹۴	۱۰۳	۵۸٫۲	۷۰٫۱	۳۹	۴۵	۲۷	۱۸٫۴	۱۰٫۲	۳۷۰٫۹
۶ نوامبر ۱۹۹۴	۳۲	۸۸	۹۵	۲۸	۴۶	۸۲	۱۵	۲٫۲	۳۸۸٫۲
۲۰ سپتامبر ۱۹۹۵	۸۳	۱۰۶	۷۳	۱۷	۲۹٫۸	۱۰	۶٫۸	۰	۳۲۵٫۶
۲۱ سپتامبر ۱۹۹۵	۳۸٫۸	۱۲۰	۴۳	۳۲٫۳	۱۷۰	۱۲۰	۹۶	۲۳	۶۴۳٫۱
۱۷ اکتبر ۱۹۹۵	۱۰۶	۷۴٫۴	۲۵	۲۲۷	۳۲٫۱	۱۲	۴٫۸	۹٫۲	۴۹۰٫۵
۲۴ اکتبر ۱۹۹۵	۱۶۱	۵۷	۵۷	۱۰۳	۶۹	۴۵	۲۶٫۳	۱۵	۵۳۳٫۳
۱۹ سپتامبر ۱۹۹۶	۱	۲۱	۳۳	۱۰۰	۱۸۹٫۴	۲۲٫۲	۶۷	۰	۴۴۳٫۶
۱۱ نوامبر ۱۹۹۶	۱۰۳٫۱	۱۰۲	۸۱	۴۴	۹۱	۱۲۲	۱۱۵	۲۸	۶۸۶٫۱
۱۳ سپتامبر ۱۹۹۷	۱۱	۱۲۶	۹۶	۳۹	۵۹	۳۲٫۲	۴۳٫۱	۳٫۱	۴۰۹٫۴
۲۳ سپتامبر ۱۹۹۷	۸۵	۶۷	۲۹	۵۵	۲۵٫۲	۳٫۴	۲٫۹	۰٫۶	۲۶۸٫۱
۶ نوامبر ۱۹۹۷	۱۱٫۳	۱۰٫۵	۹٫۵	۷۳	۸۸	۷۸	۲۰٫۳	۳۶	۳۲۶٫۶
۲۳ نوامبر ۱۹۹۷	۱۱	۶۱٫۳	۵۷	۲٫۳	۶۱	۵	۱۵	۰٫۹	۲۱۳٫۵
۸ اکتبر ۱۹۹۸	۷۸	۱۲۶	۹۰	۲۰۹	۱۵۹	۳۷	۴۵٫۳	۱۴٫۲	۷۵۸٫۵
۹ اکتبر ۱۹۹۸	۹۴	۷۶٫۸	۱۵٫۶	۱۰۶	۷	۸	۷	۲	۳۱۶٫۴
۱۱ سپتامبر ۲۰۰۰	۰	۸۹	۷۵	۴۷٫۹	۴۴٫۱	۵۴٫۷	۱۰	۰	۳۲۰٫۷
۱ اکتبر ۲۰۰۰	۰	۵۶	۷۶	۶٫۲	۱۸۵	۳۶	۴۱	۴۳	۴۴۳٫۲
۶ نوامبر ۲۰۰۰	۱	۷۳٫۵	۴۱	۶۳	۲۷٫۴	۶۲	۲۲	۰	۲۸۹٫۹
۱ سپتامبر ۲۰۰۱	۳۰	۱۹۹	۹۲	۲۱۹٫۲	۴۰٫۴	۵۵٫۲	۷	۲۲	۶۶۴٫۸
۱ اکتبر ۲۰۰۱	۸۲	۲۰۲	۱۵۴	۱۷۲	۷۵	۸٫۶	۱۷	۴	۷۱۴٫۶
۱۲ اکتبر ۲۰۰۱	۳۴	۵۲	۴۹	۲۷۳	۱۱۸	۵۳	۱۷٫۱	۲۰	۶۱۶٫۱
۲۶ اکتبر ۲۰۰۱	۲۶	۵۹	۶۶	۱۱۸	۱۳۳	۳۸	۱۹	۰٫۴	۴۵۹٫۴
۱۸ نوامبر ۲۰۰۱	۵۳	۹۲	۶۵	۲۸	۲۹	۱۰٫۸	۶٫۵	۰	۲۸۴٫۳
۲۲ اکتبر ۲۰۰۲	۶	۵۰	۴۴٫۶	۱۱	۱۳۵	۱۹۴	۸۶	۲۰	۵۴۶٫۶
۲۵ نوامبر ۲۰۰۲	۴۰	۵۴	۴۶٫۳	۱۰۷	۷۱	۰٫۸	۳	۰	۳۲۲٫۱
۲۰ سپتامبر ۲۰۰۳	۵۵٫۴	۷۱٫۸	۴۹	۹۸٫۶	۱۰۶	۴٫۴	۴	۰	۲۸۹٫۲
۱۴ نوامبر ۲۰۰۳	۱۷٫۱	۵۰	۶۴	۱۷٫۹	۶۲	۷۸	۴۲	۳۱	۳۶۲
جمع بارش	۱۳۲۰٫۷	۲۲۶۶٫۵	۱۷۴۵٫۱	۲۴۱۳٫۴	۲۴۰۶٫۴	۱۳۱۰٫۳	۸۲۴٫۶	۳۰۰	۱۲۵۸۷
شدت متوسط	۴۷٫۱۷	۸۰٫۹۵	۶۲٫۳۳	۸۶٫۱۹	۸۵٫۹۴	۴۶٫۸	۲۹٫۴۵	۱۰٫۷۱	۴۴۹٫۵۴
حداکثر بارش	۱۶۱	۲۰۲	۱۵۴	۲۷۳	۲۰۸	۱۹۴	۱۱۵	۴۳	۷۵۸٫۵۰

منابع:

- ۱- خلیلی، علی، ۱۳۵۰، منشأ بارندگی کرانه های خزر، نیوار، شماره فروردین ۱۳۵۰، صفحه، ۴۶-۳۹.
- ۲- خوشحال دستجردی، جواد، ۱۳۷۶، تحلیل و ارائه مدل های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۴- علیجانی، بهلول، ۱۳۷۲، مکانیزم های صعود بارندگی های ایران، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، شماره اول، دوره جدید، تابستان ۱۳۷۲، صفحه، ۱۰۱-۸۵.
- ۵- علیجانی، بهلول، ۱۳۷۶، آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۲۲۱ صفحه.
- ۶- علیجانی، بهلول، ۱۳۸۱، اقلیم شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، چاپ اول، صفحه ۲۰-۵.
- ۷- مفیدی، عباس، ۱۳۷۹، بررسی سینوپتیکی نقش دریای سیاه در بارش های ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم شناسی)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مرکز.
- ۸- یوسفی، حسن، ۱۳۸۲، زمانیابی ورود پرفشار سبیری به سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم شناسی)، دانشگاه تهران.
- 9-Carvalho, L.M. V., Jones, C., and Liebmann, B., 2002, Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone, *J. Climate*, Vol.15, pp.2377-2394.
- 10-Doswell, C. A., H. A. Brooks, and R. A. Maddox, 1996, Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, Vol.11, pp.560-581.
- 11-Groisman, P. Y., et al. (1999), Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change, *Clim. Change*, Vol.42, pp.243-283.
- 12-Harnack, R. P., et al., 1999, Heavy Precipitation Events in New Jersey: Attendant Upper-Air Conditions, *Wea. Forecasting*, Vol.14, pp.933-954.
- 13-Kalnay, E., and 21 Co-authors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol.77, pp.437-471.
- 14-Kistler, R., and 13 Co-authors, 2001, The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol.82, pp.246-267.
- 15-Liebmann, B., and Smith, C., 1996, Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol.77, 275-1277.
- 16-Liebmann, B., et al., 1998, A Comparison of Rainfall, Outgoing Longwave Radiation, and Divergence over the Amazon Basin, *J. Climate*, Vol.11, pp. 2898-2909.
- 17-Liebmann, B., C. Jones, and L. M. V. Carvalho, 2001: Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. *J. Climate*, Vol.14, 208-218.
- 18-Yarnal, B., 1993, *Sunoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven press, pp1-18.