

هیدروژنومورفولوژی، شماره ۱۴، بهار ۱۳۹۷، صص ۹۱-۱۱۱

وصول مقاله: ۱۳۹۶/۰۳/۱۰ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱۱/۲۵

تحلیل الگوهای گردش جوی موجد بارش‌های سیلابی در حوضه آبریز بابل

رود

رباب رزمی^{۱*}
نرگس حسامی^۲
زهرا ربیعی^۳
کریم امینی‌نیا^۴

چکیده

بارش متغیری است که مقدار، شدت و نوع آن، در ابعاد زمانی و مکانی تغییر می‌کند. وقوع بارش‌های سنگین نمودی از این تغییرات است که عاملی مخاطره‌آمیز در بروز حوادث طبیعی مثل سیل می‌باشد. در این پژوهش با هدف بررسی رفتار بارش و دبی حوضه آبریز بابلرود، ایستگاه قران تالار، به عنوان ایستگاه شاخص انتخاب گردید. سپس چرخه‌های حاکم بر پارامترهای بارش و دبی ایستگاه مزبور در مقیاس سالانه (۱۳۹۱-۱۳۵۵) بر اساس تکنیک تحلیل طیفی تخمین زده شد. نتایج حاصله از تحلیل طیفی بر روی سری‌های زمانی دبی و بارش در سطح ۹۵٪ اطمینان، نشان‌دهنده وجود یک چرخه ۲ سالانه مشترک در دبی و بارش سالانه است. همزمانی وقوع چرخه‌ی معنی‌دار ۲ ساله در سری زمانی بارش و دبی بدین معنی است که در هر ۲ سال، تکرار رویدادهای بارشی سالانه، دبی سالانه را نیز

۱- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهر، باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، اهر، ایران (نویسنده‌ی مسئول).
E-mail: robab.razmi@znu.ac.ir

۲- دانشجوی دکترای تغییر اقلیم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

۳- کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی سینوپتیک، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

۴- استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، اهر، ایران.

متأثر می‌سازد. سپس با استخراج روزهای توام با بارش‌های سنگین در حوضه‌ی آبریز بابلرود، به بررسی رفتار جو در سطح زمین (SLP) و ارتفاع سطح میانی جو (سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) در زمان وقوع آنها پرداخته شد. پس از گروه‌بندی این روزها بر اساس تکنیک تحلیل خوشه‌ای، سه الگو به عنوان الگوهای غالب بارش‌های سنگین در حوضه‌ی آبریز بابلرود، تعیین گردید. مشخص شد که شکل‌گیری امواج کوتاه در بستر امواج بلند و هدایت آن به سمت ایران و تأثیر عوامل جوی فوقانی مهم‌ترین عامل ایجاد بارش‌های سنگین در سواحل خزری و حوضه‌ی آبریز بابل رود می‌باشند.

کلمات کلیدی: بابل رود، بارش‌های سنگین، تحلیل طیفی، الگوهای همدید.

مقدمه

بارش به لحاظ ایجاد جریان‌ات سطحی، تأثیر بر سفره‌های آب زیرزمینی و به عنوان مهم‌ترین داده‌ی ورودی به سیستم‌های هیدرولوژیک و موثرترین فرایند تأثیرگذار بر منابع آبی، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده، مقدار، شدت و نوع آن نیز در ابعاد زمان و مکان تغییر می‌کند. این تغییرها موجب می‌شود که بارش رفتارهای مختلفی را در این ابعاد به نمایش بگذارد. یکی از این رفتارها، وقوع بارش‌های سنگین و شدید است که عاملی مخاطره‌آمیز در بروز حوادث طبیعی مثل سیل می‌باشد. در اکثر حوضه‌های آبریز ایران به ویژه مناطق شمالی کشور همه ساله بارش‌های سنگین، سیل‌های مخربی را ایجاد می‌کند (امیدوار، ۱۳۹۲: ۵۶). از این رو شناسایی چگونگی تکوین، تقویت و مکانیسم فعالیت‌های قانونمند حاکم بر الگوهای همدید منجر به بارش‌های سیل‌زا، می‌تواند زمینه لازم برای پیش‌بینی زمان وقوع آنها را فراهم کند. با پیش‌بینی الگوهای همدید قبل از وقوع بارش‌های سنگین، می‌توان عوامل موثر بر وقوع بارش‌های سنگین را شناسایی و رفتارهای آن را بررسی کرده و

اقدامات پیش‌گیرانه لازم برای جلوگیری از خسارات احتمالی و همچنین استفاده بهینه از این بارش‌ها را به عمل آورد.

بررسی‌های موجود بر اساس آمارهای هیدرولیک و رخداد‌های سیل نشان می‌دهد که مناطق شمالی ایران از سیل‌خیزترین نقاط کشور می‌باشد. لذا در این پژوهش تلاش گردید ضمن تلاش برای بررسی و شناخت شرایط هم‌دید سامانه‌های توام با بارش‌های سیل‌زا در حوضه‌ی آبریز بابلرود، به این دو سوال پاسخ داده شود که بارش سالانه از چه چرخه بازگشتی پیروی می‌کند؟ دوم اینکه آیا عوامل هم‌دید کلان مقیاس تأثیری روی دریافت بارش‌های سنگین و سیلابی حوضه‌ی آبریز بابل رود داشته‌اند یا خیر؟

دانشمندان و به طور خاص اقلیم‌شناسان، به دلیل اهمیت بارش‌های سنگین و سیلابی، توجه ویژه‌ای به بررسی رفتار این نوع بارش‌ها نشان داده و عمدتاً به بررسی رفتار جو و سطوح مختلف فشار در زمان وقوع آنها داشته‌اند. برای مثال ویلیام^۱ و همکاران (۲۰۰۴) بارش‌های سنگین انگلستان را به سه دسته‌ی جبهه‌ای، همرفتی و کوه‌بارش تقسیم کردند. نتایج نشان داد که بارش‌های جبهه‌ای، زمانی که رطوبت نسبی بیش از ۸۰ درصد باشد و یک مرکز فرود از محدوده ۲۰۰ کیلومتری به طرف محل رویداد بارش سنگین حرکت کند اتفاق می‌افتد. موهاپاترا^۲ و موهانی (۲۰۰۵) در اوریسای هند ویژگی‌های بارش‌های سنگین ۲۴ ساعته بالاتر از ۱۲۵ میلی‌متر را بررسی نمودند، این بارش‌ها ناشی از سامانه‌های کم‌فشار و سامانه‌های هم‌دید کوچک مقیاس در منطقه بود. لیسات^۳ و همکاران (۲۰۰۷)، به بررسی ویژگی‌های دینامیکی و ترمودینامیکی حوضه‌های هوای سرد و سردچال‌های اروپا پرداخته،

1- William

2- Mohapatra

3- Liasat

نقش آنها را در بارش‌های سنگین اسپانیا بیان کردند. نتایج نشان داد که شرایط دینامیکی حوضچه‌های هوای سرد در ایجاد رویدادهای بارشی سنگین مهم‌تر است. دونگ و همکاران^۱ (۲۰۰۸) به تحلیل همدید یک رویداد بارشی سنگین ۱۸ روزه در کره جنوبی پرداختند. آنها نشان دادند که در سال ۱۹۹۸، وجود پراتفاح مانع روی شرق منچوری و گسترش پرفشار جنب حاره‌ای شمال اقیانوس آرام به سمت غرب، عوامل اصلی ایجاد این بارش سنگین بودند. واید و همکاران^۲ (۲۰۰۸) بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر را طی سال‌های ۱۹۵۰-۲۰۰۵ مورد بررسی قرار دادند. ایشان با بکارگیری تکنیک مؤلفه‌های اصلی و شاخص نوسانات مدیترانه غربی هفت الگوی مؤثر را برای این بارش‌ها تشخیص دادند. شونمان و همکاران^۳ (۲۰۰۹) الگوهای همدید بارش روزانه گرینلند را بررسی کردند. ایشان ۳۵ الگوی مختلف تراز دریا را شناسایی نموده و به این نتیجه رسیدند که بارش‌های سنگین توسط چرخندهای مرتبط با جریان‌های ساحلی ایجاد می‌شوند.

در داخل ایران نیز یافته‌های نصیری و قائمی (۱۳۷۸) در خصوص تحلیل الگوهای همدیدی و دینامیکی بارش‌های سنگین حوضه‌های آبریز کرخه و دز که منجر به سیلاب‌های بزرگ می‌گردد حاکی از وجود دو سیستم مجزای مدیترانه و سودانی است که هر کدام به ترتیب در بارش‌های این حوضه مؤثرند. لشکری (۱۳۷۹) در بررسی سازوکار تکوین منطقه‌ی همگرایی دریای سرخ بیان می‌کند که عمیق شدن ناوه‌ی شمال آفریقا و گسترش آن روی سودان سبب فعال شدن منطقه‌ی همگرایی دریای سرخ و در نتیجه ریزش باران‌های شدید در جنوب غرب ایران می‌شود. اسدی و مسعودیان (۱۳۸۰) در بررسی همدیدی سیلاب شیراز، به تجزیه و تحلیل سیستم‌های جوی موجب بارش‌های سنگین طی روزهای ۱۷ الی

1- Dong et al.,

2- Vide et al.,

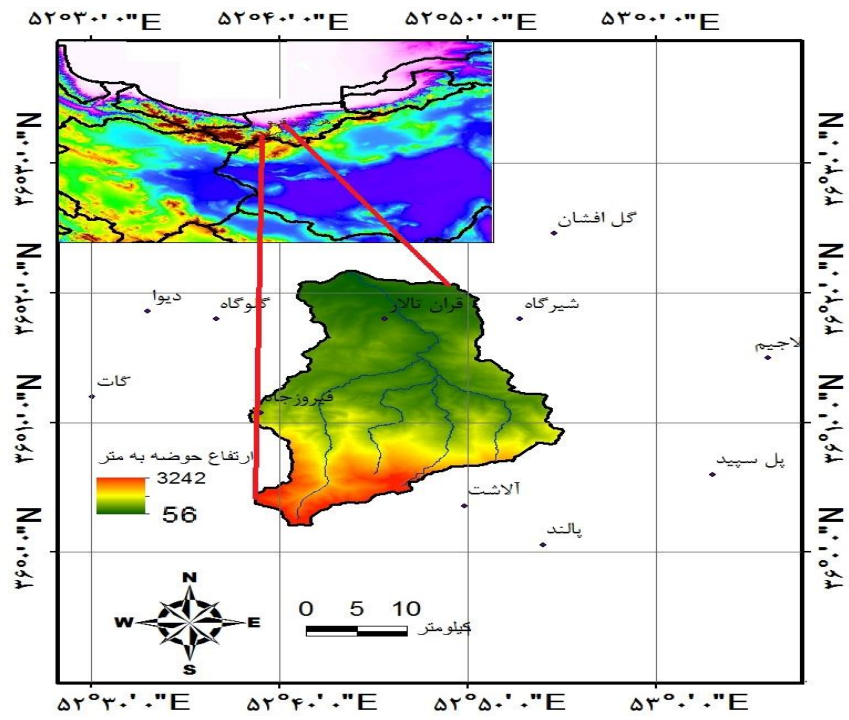
3- Schuenemann et al.,

۲۲ دی ماه سال ۱۳۸۰ پرداختند و به این نتیجه رسیدند که سیستم‌های باران‌زای مدیترانه‌ای، سودانی-دریای سرخ از عوامل ایجاد این سیلاب می‌باشد. مرادی (۱۳۸۵) با بررسی سیلاب‌ها در ساحل جنوبی دریای خزر به این نتیجه رسید که سه نوع توده هوا و سیستم‌های فشاری شامل چرخندها و واچرخندهای مهاجر دریای خزر در ریزش بارش سواحل جنوبی مؤثر بوده است. محمدی (۱۳۸۷) به بررسی ضخامت جو در زمان رخداد بارش‌های سنگین ایران پرداخته و به این نتیجه رسید که ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا و برخورد آن به هوای گرم منتقل شده از عرض‌های پایین‌تر به ویژه شمال غرب آفریقا و عربستان، بر روی ایران منطقه دگر فشار شدیدی را ایجاد نموده که در رخداد این گونه بارش‌ها نقش مهمی را ایفا کرده است. خوشحال و خسروی (۱۳۸۸) در پژوهشی به بررسی منشأ و مسیر رطوبت بارش‌های فوق سنگین استان بوشهر پرداختند و به این نتیجه رسیدند که منابع تأمین رطوبت اینگونه بارش‌ها مناطق حاره‌ای شرق آفریقا، اقیانوس هند، دریای عرب و خلیج عدن، دریای سرخ، عمان و خلیج فارس می‌باشد. گندمکار و امین‌پور (۱۳۹۰) با بررسی شرایط همدیدی بارش‌های سیل‌زا در شهرضا به این نتیجه رسیدند که تشکیل مراکز کم‌فشار در سطح زمین در زیر منطقه‌ی واگرایی فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال سبب ایجاد ناپایداری و در نتیجه بارندگی در شهرضا می‌شود. مفیدی و همکاران (۱۳۹۰)، الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر را مورد مطالعه قرار دادند. یافته‌های تحقیق نشان داد که بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر در نتیجه استقرار الگوی پرفشار، ترکیبی و کم‌فشار بر روی منطقه خزری می‌باشد. عساکره و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی همدید بارش‌های سنگین در استان گیلان طی دوره‌ی آماری ۱۹۷۶-۲۰۰۵ با استفاده از روش صدک‌ها و روش همبستگی لوند پرداختند. نتایج حاکی از تأثیر سامانه‌های پرفشار بر بارش‌های سنگین در پنج الگوی استخراج شده است. لشکری و همکاران (۱۳۹۱) به واکاوی همدید بارش‌های شدید در استان اصفهان

طی دوره‌ی آماری ۲۰ ساله پرداخته و به این نتیجه رسیدند که الگوهای ادغامی کم‌فشار مدیترانه و سودانی موجب بارش‌های شدید در سطح استان اصفهان می‌شود.

– موقعیت جغرافیای محدوده‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی آبخیز بابلرود در جنوب شهرستان بابل واقع در استان مازندران، با مساحتی بالغ بر ۵۱۷۲۵ هکتار، بین ۵۲ درجه و ۳۸ دقیقه تا ۵۲ درجه و ۵۵ دقیقه‌ی طول شرقی و ۳۶ درجه و ۲ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۲۲ دقیقه‌ی عرض شمالی قرار گرفته است. این حوضه دارای ۵ زیرحوضه اصلی به نام‌های بابلک، اسکلیم، کارسنگ، آذر رود و اراضی پست می‌باشد. حداقل ارتفاع حوضه ۵۵ متر و حداکثر آن ۳۳۱۷ متر است. متوسط بارندگی سالانه آن ۸۲۱/۸ میلی‌متر است. موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه در ایران در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل (۱) موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز بابل رود در شمال ایران

مواد و روش‌ها

جهت مطالعه تغییرات زمانی - مکانی بارش‌های شدید بیشتر از روش محیطی به گردشی استفاده می‌شود. چرا که به این روش محقق روی بارش‌های خاص که مورد نظر دارد متمرکز می‌شود. لذا جهت انجام این پژوهش از دو نوع داده‌های محیطی و داده‌های گردشی بهره گرفته شد.

الف) داده‌های محیطی

جهت انجام پژوهش حاضر، داده‌های مربوط به بارش روزانه ۱۱ ایستگاه باران‌سنجی و ایستگاه‌های خارج از محدوده‌ی حوضه و دبی روزانه ایستگاه هیدرومتری قران تالار برای دوره‌ی اماری ۱۳۷۰/۱/۱ تا ۱۳۹۱ / ۶ / ۳۱ انتخاب شد. به دلیل کمبود ایستگاه قابل بررسی در منطقه، اقدام به گسترش شبکه‌ی مطالعاتی به خارج از محدوده گردید. پس از تشکیل پایگاه داده، مقادیر صدک ۹۵ برای هر ماه از سال برای کلیه‌ی ایستگاه‌ها استخراج گردید. سپس تعداد روزهایی که منجر به بارش‌های سنگین شده‌اند انتخاب شده، الگوهای همدید منجر به این بارش‌ها شناسایی گردید.

جهت بررسی چرخه‌های دبی و بارش سالانه، ایستگاه قران تالار به عنوان ایستگاه شاخص در منطقه تعیین گردید. ایستگاه مذکور در مختصات 45° طول شرقی و $31^{\circ} 65'$ عرض شمالی و در ارتفاع ۹۴۹ متر از سطح دریا احداث گردیده است (شکل ۱).

ب) داده‌های جوی

داده‌های مربوط به متغیرهای جو که در این پژوهش استفاده شده شامل داده‌های فشار سطح دریا (SLP)، و داده‌های ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی

۲/۵×/۵ درجه قوسی می‌باشد. این داده‌های جوی از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR^۱ وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده به دست آمده است. در این پایگاه داده، داده‌های دوره‌ی زمانی ۱۹۴۸ تاکنون واقع شده است و برای هر روز چهار دیده‌بانی در ساعات همدید (۱۲، ۰۶، ۰۰ و ۱۸) انجام می‌گیرد. در این تحقیق از داده‌های ساعت ۰۰ استفاده شده است (رحیمی و همکاران، ۱۳۸۲: ۵۲).

برای بررسی داده‌های جو بالا، محدوده مورد بررسی گسترده‌تر از قلمرو کشور ایران انتخاب گردید. این گستره، مناطق بین طول جغرافیایی ۱۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا ۸۰ درجه شمالی را شامل می‌شود. به این ترتیب محدوده‌ی مورد بحث با ۱۷۴۹ یاخته پوشیده می‌شود. دلیل انتخاب این گستره، شناسایی پدیده‌های همدید و آگاهی بیشتر نسبت به تشکیل این سامانه‌ها، مسیر حرکت آنها و چگونگی گسترش و اثرگذاری آنها بر روی ایران و حوضه‌ی مطالعاتی می‌باشد.

روش‌ها

الف) بررسی چرخه‌های بارش و دبی

ابتدا تلاش می‌شود تا به بررسی رفتار نوسانی بارش و دبی در ایستگاه قران تالار که دارای بیشینه طول دوره‌ی آماری در حوضه‌ی آبریز بابلرود می‌باشد پرداخته شود. شناخت رفتار بارش و دبی به ویژه رفتار نوسانی آن از بنیادهای ضروری در مدیریت و برنامه‌ریزی محیطی مبتنی بر دانسته‌های اقلیمی بوده و می‌تواند نقش شایان توجهی در ارتقاء سطح مدیریت منابع آب ایفا نماید.

$$z_t = a_0 + \sum_{i=1}^q (a_i \cos 2\pi f_i t + b_i \sin 2\pi f_i t) \quad \text{رابطه‌ی (۱)}$$

1- <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>

تحلیل طیفی ابزاری مناسب جهت استخراج چرخه‌های موجود در سری‌های زمانی است. برتری عمده‌ی روش تحلیل طیفی نسبت به روش‌های آماری دیگر، گذر از فضای مکان و زمان به فضای معکوس (بسامد) است که موجب کاهش چشمگیر حجم محاسبات آماری خواهد شد. مبنای روش تحلیل طیفی، تبدل‌های فوریه است (تقوی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۱۱). سری زمانی (Z_t) به طول n ، $(\{Z_t\}_{t=1}^n)$ به صورت یک الگوی فوریه نوشته می‌شود (عساکره، ۱۳۸۸). که در آن Z_t عنصر اقلیمی مورد بررسی در زمان t و f_i فراوانی تکرار مشاهدات (عکس دوره‌ی بازگشت) است و با $f_i = \frac{i}{n}$ نشان داده می‌شود. در اینجا q و... و ۲ و ۱=I مؤلفه‌های سینوسی و کسینوسی $a_i \cos 2\pi f_i t + b_i \sin 2\pi f_i t$ حول یک میانگین ثابت (a_i) رفتار سری را تعیین می‌کنند. تعداد این همسازها، حداکثر نصف طول داده‌ها است. الگوی فوریه که شامل (a_0, a_i, b_i) ، همانند یک رگرسیون چندمتغیره با استفاده از روش کمترین مربعات خطا به دست می‌آیند. واریانس بری فرکانس f_i و طول دوره‌ی آماری فرد به شرح رابطه‌ی زیر است:

$$I(f_i) = \frac{n}{2}(a_i^2 + b_i^2) \quad i = 1, 2, \dots, q \quad (۲) \text{ رابطه‌ی}$$

نموداری که مقادیر $I(f_i)$ را در مقابل I نشان می‌دهد، دوره نگار نامیده می‌شود. دوره نگارنسبتی از توزیع واریانس در فرکانس‌های بنیادی و برآوردی پرافت و خیز از طیف است،

ب) استخراج الگوها

ابتدا تلاش گردید تا روزهای توام با بارش‌های سنگین مورد شناسایی قرار گیرد. بدین منظور، از آستانه‌های ارائه شده در پروژه قابلیت پیش‌بینی و تغییرپذیری اقلیم CLIVAR بهره گرفته شد. شاخص صدک از رایج‌ترین روش‌های محاسبه و

تعیین بارش‌های سنگین محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۴). بر اساس این شاخص‌ها، مجموع بارش روزهایی با میزان بارش برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام (R95p) دوره‌ی پایه، به عنوان روزهای توأم با بارش‌های سنگین در نظر گرفته شده است (رحیم‌زاده، ۱۳۸۴: ۳). در ادامه جهت واکاوی هم‌دیدگی-پویشی بارش‌های سنگین در حوضه‌ی آبریز بابلرود، بر اساس شاخص یاد شده، ۴۳۵ روز از مجموع ۷۳۰۵ روز، به عنوان روزهای توأم با دریافت بارش سنگین انتخاب شدند. بدین منظور ابتدا پایگاه داده به صورت روزانه با استفاده از داده‌های برگرفته از وزارت نیرو تهیه شد و داده‌های روزانه ۱۱ ایستگاه به صورت ماه به ماه جداگانه تنظیم گردید. سپس برای هر ماه شاخص صدک ۹۵ اعمال و ۴۳۵ روز انتخاب شده، در محیط نرم‌افزاری گردس (GARDS)، نقشه‌های سطح دریای (SLP) و سطح ارتفاعی ۵۰۰ هکتوپاسکال استخراج شد. بعد از به دست آوردن اعداد هر کدام از یاخته‌های همه‌ی نقشه‌ها، تکنیک تحلیل خوشه‌ای به روش پایگانی و روش ادغام وارد (WARD) روی نقشه‌های فشار سطح دریا اعمال گردید. در نهایت بر اساس روش آزمون و خطا، بهترین خوشه که نشانگر کمترین واریانس درون‌گروهی و بیشترین واریانس بین گروهی بود انتخاب شد. بر اساس دندروگرام حاصله، سه گروه به عنوان گروه‌های با اعضای که بیشترین شباهت را به یکدیگر داشتند، انتخاب شدند.

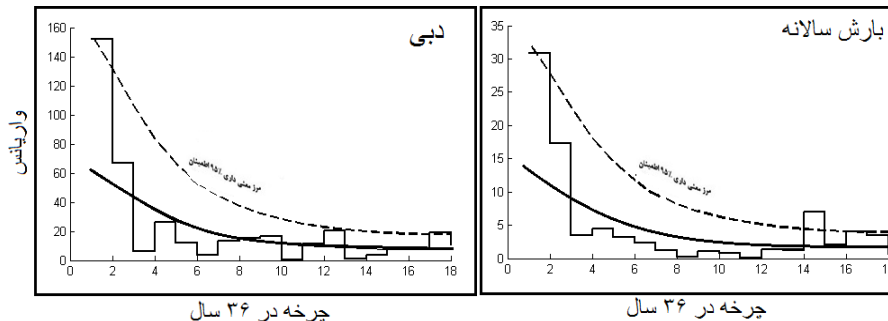
بحث و نتایج

الف) شناسایی چرخه‌های بارش سالانه

در شکل (۲) دوره‌نگار، طیف و فاصله اطمینان برای سری‌های زمانی بارش سالانه ایستگاه قرآن تالار ارائه شده است. چرخه‌ها در دو مقیاس تهیه شده‌اند. محور افقی پایین، همساز (چرخه در ۳۶ سال) هاست. محور عمودی نیز برآورد طیف (واریانس)

را نمایش می‌دهد. خط شکسته طیف (میزان واریانس) به ازای فرکانس (زمان)های مختلف را ارائه می‌نماید. خط چین بالای دوره‌نگار، مرز معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵ درصد و خط ممتد پایین، مرز صفر پیوسته (مرز تصادفی بودن طیف) می‌باشد. اگر مقدار طیفی از این خط بالاتر باشد، نشانگر یک نوسان در فرکانس مربوطه می‌باشد.

همانطور که در دوره‌نگار مشخص شده چرخه‌ی دوساله بیش‌ترین پراش را نسبت به سایر همسازها داشته و به لحاظ آماری در سطح ۹۵ درصد اطمینان، معنی‌دار است. همساز اول حاکی از وجود یک چرخه غیر سینوسی (روند) در سری زمانی بارش سالانه می‌باشد. هم‌زمانی وقوع چرخه معنی‌دار ۲ ساله در سری زمانی بارش و دبی بدین معنی است که در هر ۲ سال، تکرار رویدادهای بارشی سالانه، دبی سالانه را نیز متأثر می‌سازد.



شکل (۲) دوره‌نگار سری زمانی دبی و بارش سالانه در سطح ۹۵ درصد اطمینان در حوضه بابلرود

ب) شناسایی الگوهای هم‌دید بارش‌های سنگین حوضه‌ی آبریز بابلرود

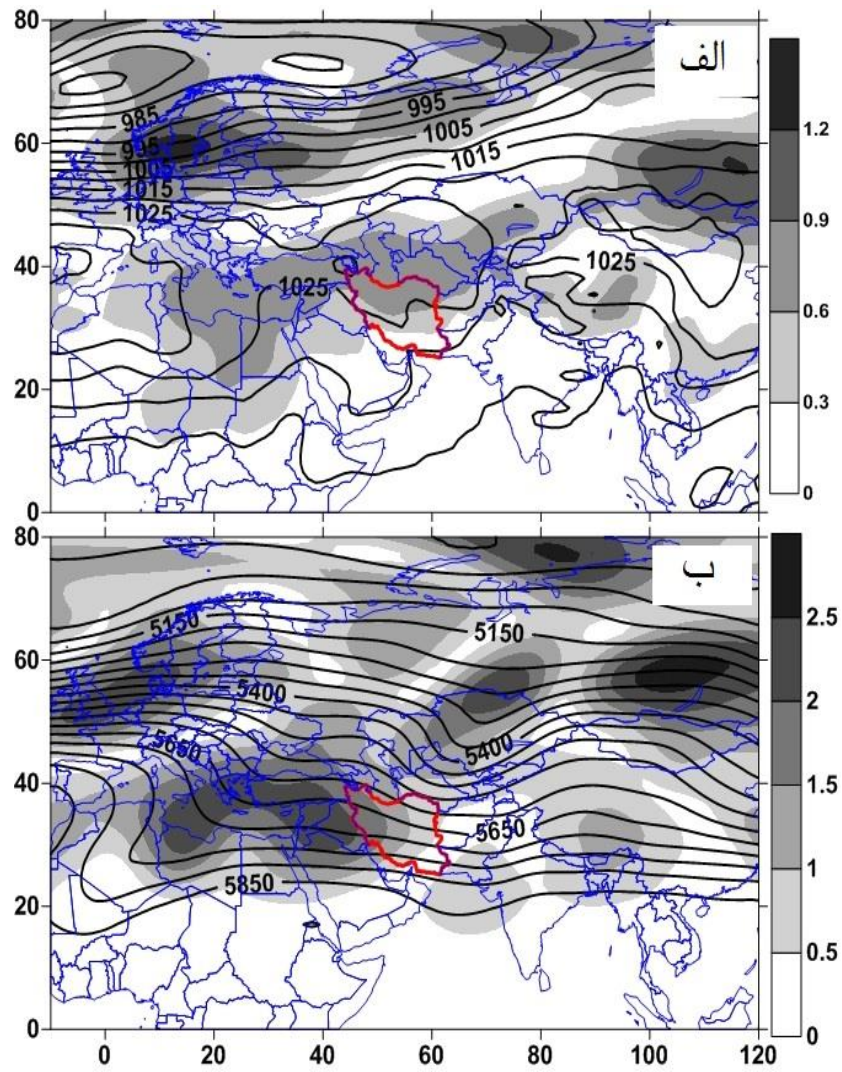
چنانچه پیشتر بیان شد برای تعیین الگوهای منجر به بارش‌های سنگین در حوضه‌ی آبریز بابلرود، با انجام تحلیل خوشه‌ای، سه الگوی بارشی تعیین شد. تعداد روزهای هر گروه و تاریخ روز نماینده بارش‌های سیل آسا در جدول (۱) ارائه شده است.

جدول (۱) تعداد روزهای هر گروه

| گروه‌ها | تعداد روز | تاریخ روز نماینده |
|----------|-----------|-------------------|
| گروه اول | ۶۲ | ۱۳۷۰/۱۰/۱۱ |
| گروه دوم | ۲۰۶ | ۱۳۷۴/۰۷/۱۸ |
| گروه سوم | ۱۶۷ | ۱۳۸۰/۰۸/۱۰ |

تحلیل همدید الگوی گروه اول (کم فشار ایسلند/قطبی - پرفشار سیبری)

در شکل (۳) میانگین فشار تراز دریا برای ۶۲ روز گروه اول همراه با ضریب تغییرات فشار این روزها ارائه شده است. در این الگو، شکل‌گیری کمربند پرفشار در امتداد مدارهای ۵۵-۶۰ درجه شمالی، محل اصلی جدایی مناطق کم‌فشار شمالی و پرفشار عرض‌های میانه، همچنین مرز بین هوای سرد شمالی و گرم جنوبی است. الگوی این خطوط نشان می‌دهد که، فشار سطح زمین در ایران الگویی پرفشار بوده است. الگوی ارتفاع در سطح ۵۰۰ ژئوپتانسیل متر معرف الگوی مداری این سطح ارتفاعی است. در غرب اروپا نفوذ بیش از حد گرمای عرض‌های پایین شیو ارتفاعی را به شدت افزایش داده و باعث فشردگی خطوط هم ارتفاع شده است. همانند فشار سطح زمین بیشترین فشردگی در امتداد مدارات ۶۰-۴۵ درجه شمالی دیده می‌شود. تغییر در ارتفاع سطح ۵۰۰ از غرب به شرق باعث تشکیل امواج کوتاه متعدد در بستر امواج بلند این سطح ارتفاعی شده است. از آنجا که امواج کوتاه خود عاملی برای ایجاد یا تشدید ناپایداری‌ها هستند لذا بیشترین شدت تغییرات ارتفاعی نیز در مناطق تحت سلطه این امواج دیده می‌شود. ایران عمدتاً در مسیر تأثیر این امواج کوتاه قرار گرفته و شرایط برای تشدید ناپایداری‌ها در ایران مهیا شده است. روز نماینده‌ی این گروه، چهارم ژانویه ۱۹۹۲ می‌باشد.

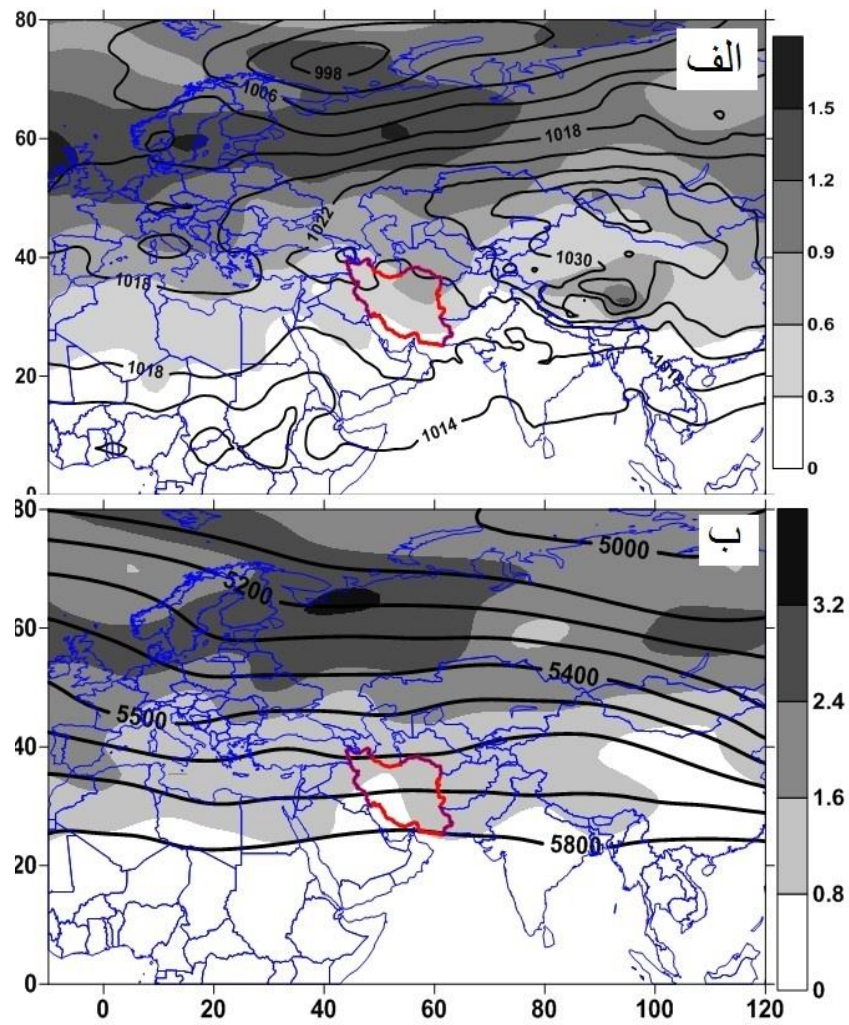


شکل (۳) میانگین و ضریب تغییرات فشار سطح دریا (الف) و ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) مربوط به گروه اول

تحلیل هم‌دید الگوی دوم (پرفشار سیبری - کم فشار قطبی)

متوسط فشار ۲۰۶ روز گروه دوم پس از میانگین گیری مقادیر فشار این تعداد روز در شکل (۴) نشان داده شده است. این الگو نشان‌دهنده‌ی تشکیل الگوی غالب سرد و کم‌فشار در شمال اروپا و سیبری با متوسط فشار مرکزی ۹۹۸ هکتوپاسکال و گرم و پرفشار سطح زمین در آسیای شرقی با فشار مرکزی ۱۰۳۶ هکتوپاسکال است. کنش متقابل بین این دو سطح فشار باعث ایجاد منطقه‌ای بسیار پرشیب در مدارات ۵۰ درجه شمالی شده است. اگر خط هم‌فشار ۱۰۱۶ هکتوپاسکال را به عنوان مرز جداکننده مراکز پرفشار و کم فشار در نظر بگیریم مناطق واقع بین مدارهای ۵۰-۲۰ درجه شمالی جزء مناطق پرفشار محسوب می‌شوند. ایران نیز به دلیل قرارگیری در عرض‌های میانی، تحت تأثیر این سیستم‌های فشاری قرار می‌گیرد. به طوری که خطوط هم‌فشار ۱۰۲۴-۱۰۲۰ هکتوپاسکال سطوح فشار غالب ایران می‌باشند.

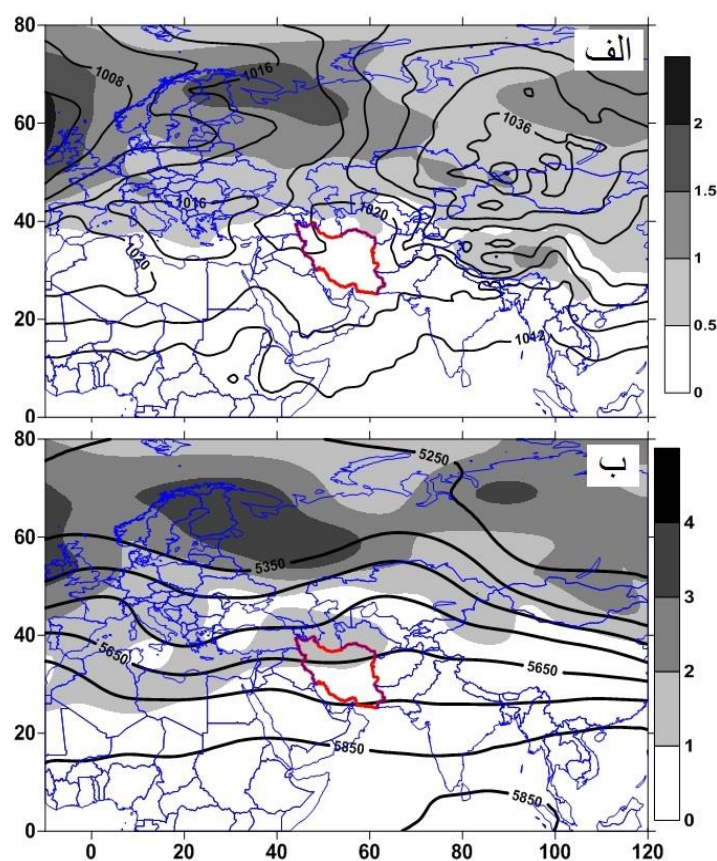
متوسط ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال گروه دوم عمدتاً از الگوی مداری تبعیت می‌کنند. قلمرو گسترده سطح پرارتفاع به سمت شمال باعث کاهش محدوده‌ی مناطق کم‌ارتفاع شده در نتیجه شیو ارتفاعی قدرتمندی در محدوده‌ی عرض‌های ۴۰-۵۵ درجه شمالی در آسیای میانه ایجاد شده است. تغییرات سطح ارتفاع در گستره‌ی مدارات باعث کم و زیاد شدن ارتفاع این سطوح شده و موج‌هایی کوتاه و بلند را در بستر مداری این سطوح ارتفاعی ایجاد کرده است.



شکل (۴) میانگین و ضریب تغییرات فشار سطح دریا (الف) و ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) مربوط به گروه دوم

تحلیل هم‌دید الگوی سوم (کم‌فشار ایسلند-پرفشار سیبری)

۳۸ درصد از روزها در این الگو قرار می‌گیرند. نقشه‌ی متوسط فشار سطح دریا، معرف شکل‌گیری یک منطقه‌ی پرفشار در سیبری با فشار بیش از ۱۰۴۰ هکتوپاسکال در مرکز می‌باشد. رفتار غالب فشار در بخش‌های شمالی اروپا در ایسلند نیز نشان‌دهنده‌ی تشکیل مرکز کم‌فشار می‌باشد.



شکل (۵) میانگین و ضریب تغییرات فشار سطح دریا (الف) و ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (ب) مربوط به گروه دوم

در این بین گردش و اچرخندی مرکز پرفشار واقع بر سبیری و نفوذ زبانه‌هایی از آن به سمت ایران، مهم‌ترین تأثیر را بر خصوصیات فشار در سطح کشور داشته است. گرمایش اطراف سطح زمین در ایران باعث نفوذ خطوط کم‌فشار به عرض‌های شمالی تر شده است. لذا تضاد فشاری در بخش‌های واقع در ترکمنستان و افغانستان به شدت افزایش یافته است.

الگوی کلی حاکم بر ارتفاع میانی جو در روزهای گروه سوم، نشان‌دهنده‌ی نظم نسبی در خطوط هم‌پربند ۵۰۰ ژئوپتانسیل می‌باشد. در مدارهای بالاتر، به دلیل سرمایش جوی و نایکنواختی در سرمایش و گرمایش جو به دلیل نفوذ گرمای عرض‌های پایین به عرض‌های بالا و با رخنه‌های سرد عرض‌های بالا به سمت مدارات پایین‌تر، نظم خطوط هم‌پربند از بین رفته و امواج کوتاه در ارتفاع متوسط جو ایجاد شده است. از این‌رو تغییرات ارتفاع جو نیز دارای بخش‌های چشم‌گیر بوده است.

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر ابتدا تلاش گردید تا با استفاده از تکنیک‌های آماری - همدیدی به بررسی رفتار دبی و بارش سالانه و متعاقباً بارش‌های سنگین در حوضه‌ی آبریز بابل رود پرداخته شود. بدین منظور در گام اول با بهره‌گیری از تکنیک تحلیل طیفی، به بررسی روند و چرخه‌های رخ داده در سری زمانی بارش و دبی ایستگاه قران تالار پرداخته شد. نتایج حاکی از وجود چرخه‌های سینوسی و غیرسینوسی معناداری در مقیاس سالانه می‌باشد و چرخه سینوسی ۲ ساله در سری زمانی بارش و دبی در سطح اطمینان ۹۵٪ اطمینان شناسایی گردید.

از آنجا که مناطق شمالی ایران از سیل خیزترین نقاط کشور می‌باشد، همچنین به دلیل تأثیرات مستقیم و غیرمستقیمی که بارش‌های سنگین و سیلابی بر روی

زندگی و فعالیت‌های انسانی دارد مهم‌ترین هدف این پژوهش، بررسی و شناخت شرایط همدید سامانه‌های توام با بارش‌های سیل‌زا در حوضه‌ی آبریز بابلرود واقع گردید، چرا که فرض ما بر این بود که اگر الگوی گردشی به وجود آورنده‌ی سیلاب شناسایی شود می‌توان از حداقل یک یا دو روز قبل با رویت آغاز توالی الگوی سیلابی، وقوع سیل را پیش‌بینی کرد. در این راستا ابتدا به شناسایی روزهای توأم با بارش‌های سنگین (سیلاب‌ها) پرداخته شد سپس واکاوی نقشه‌های تراز دریا و تراز میانی جو در این روزها و شناسایی سامانه‌های همدید توام با بارش‌های سیل‌زا انجام شد. پس از تعیین سه الگو به عنوان الگوهای غالب بارش‌های سنگین در حوضه‌ی آبریز بابلرود، مشخص شد که شکل‌گیری امواج کوتاه در بستر امواج بلند و هدایت آن به سمت ایران و تأثیر عوامل جوی فوقانی مهم‌ترین عامل ایجاد بارش‌های سنگین در سواحل خزری و حوضه آبریز بابل رود می باشد.

تقدیر و تشکر

مقاله حاضر مستخرج از طرح پژوهشی تحت عنوان "شناسایی الگوهای همدید بوجود آورنده بارش‌های سیل‌زا در حوضه‌ی آبریز بابلرود" می‌باشد که با حمایت مالی باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر به انجام رسیده است. بدین وسیله تشکر خود را از باشگاه مذکور بابت همکاری با نویسندگان اعلام می‌داریم.

منابع

- اسدی، اشرف و مسعودیان سیدابوالفضل (۱۳۸۳)، بررسی سینوپتیکی سیلاب سال ۱۳۸۰ شیراز، دومین کنفرانس ملی منابع آب و خاک.
- تقوی، فرحناز؛ ناصری، محسن؛ بیات، بردیا؛ متولیان؛ سیدساجد و داوود آزادی فرد (۱۳۹۰)، تعیین الگوهای رفتار اقلیم در مناطق مختلف ایران بر اساس تحلیل طیفی و خوشه‌بندی مقادیر حدی بارش و دما، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۷، صص ۱۰۹-۱۲۴.
- خوشحال جواد و محمود خسروی (۱۳۸۸)، شناسایی منشأ و مسر رطوبت بارش‌های فوق سنگین استان بوشهر، مجله‌ی جغرافیا و توسعه، شماره ۱۶، صص ۷-۲۸.
- رحیمی، داریوش؛ خوشحال، جواد و تیمور علیزاده (۱۳۸۹)، تحلیل آماری - همدیدی بارش‌های سنگین مناطق خشک ایران (مطالعه‌ی موردی: استان کرمان)، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۴، صص ۵۱-۶۹.
- رحیم‌زاده، فاطمه (۱۳۸۴)، بررسی تغییرات مقادیر حدی بارش در ایران، نیوار، شماره ۵۸-۵۷، صص ۱-۷.
- عساکره حسین (۱۳۸۸)، تحلیل طیفی سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۴، صص ۳۳-۵۰.
- عساکره، حسین؛ خوشرفتار، رضا و فاطمه ستوده (۱۳۹۱)، تحلیلی بر بارش‌های سنگین روزانه سپتامبر در ارتباط با الگوهای همدید در استان گیلان (۱۹۷۶-۲۰۰۵)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۲، صص ۵۱-۶۶.
- گندمکار امیر و مریم امین‌پور (۱۳۹۰)، تحلیل سینوپتیکی بارش‌های سیل آسا در شهرضا، مجموعه مقالات همایش ملی بوم‌های بیابانی، گردشگری و هنرهای محیطی، دانشگاه آزاد اسلامی نجف‌آباد.

- لشکری حسن (۱۳۷۹)، مکانیسم تکوین منطقه‌ی همگرایی دریای سرخ، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره‌ی ۵۸، صص ۱۶۷-۱۸۴.
- لشکری، حسن؛ قائمی، هوشنگ؛ حجتی، زهرا و میترا امینی (۱۳۹۱)، تحلیل سینوپتیکی بارش‌های شدید در استان اصفهان، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۴، صص ۹۹-۱۱۶.
- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۵)، پیش‌بینی وقوع سیلاب بر اساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۵۵، صص ۱۰۹-۱۳۱.
- محمدی، بختیار (۱۳۸۷)، شناسایی الگوهای ضخامت جو (مطالعه‌ی موردی: بارش‌های سنگین ایران)، اندیشه‌ی جغرافیایی، شماره‌ی ۳، صص ۱۳۱-۱۴۹.
- مسعودیان، سیدابوالفضل و بختیار محمدی (۱۳۸۹)، تحلیل همیدید بارش‌های سنگین ایران (مطالعه‌ی موردی: آبان ماه ۱۳۷۳)، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۱۹، صص ۴۷-۷۰.
- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و غلامرضا جانباز قبادی (۱۳۸۶)، تحلیل الگوی همیدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، فیزیک زمین و فضا، دوره‌ی ۳۳، شماره‌ی ۳، صص ۱۵۴-۱۳۱.
- مفیدی، عباس؛ جانباز قبادی، غلامرضا و آذر زرین (۱۳۹۰)، شناسای الگوهای همیدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله‌ی جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره‌ی ۴۲، صص ۲۳-۴۰.
- نصیری، بهروز و هوشنگ قائمی (۱۳۷۸)، تحلیل الگوهای سینوپتیکی و دینامیکی بارش‌های کرخه و دز، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره‌ی ۸۵، صص ۱۷۷-۱۸۵.
- Dong- Kyou L, jeong- Gyun p, and Joo- Wan K. (2008), **Heavy Rainfall Events Lasting Days from July 31 to August 17, 1998, Over Korea**, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 86, No. 2, PP,313-333.

- Liasat M.C, Mart, F. and Barrera, A. (2007), **From the Concept of Kaltlufttropfen (cold air pool) to the cut– off Low, The Case of September 1971 in Spain as an Example of their Role in Heavy Rainfalls**, Meteorol Atmos Phys, 96, PP,43- 60.
- Mohapatra. M., Mohanty. UC (2005), **Some characteristics of very heavy rainfall over Orissa during summer monsoon season**, J. Earth Syst Sci, 114, No.1, PP,17- 36.
- William H. Hand, Neil I Fox, Christopher G Collier (2004), **A study of twentieth–century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for recasting**, Meterol, Appl 11, PP,15-31.