



بررسی ابرهای مولد بارش‌های فوق سنگین و سنگین سواحل جنوبی خزر

حمید نوری: استادیار اقلیم شناسی، دانشگاه ملایر، ملایر، ایران *

حسنعلی غیور: استاد هیدرولوژی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

ابوالفضل مسمودیان: استاد اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

مجید آزادی: استادیار اقلیم شناسی، پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران

وصول: ۱۳۸۹/۴/۲۵ پذیرش: ۱۳۹۰/۵/۲۲، صص ۱-۲۲

چکیده

اقلیم سواحل جنوبی خزر تحت تاثیر فراوانی ابرناکی در این منطقه است. در این پژوهش انواع ابرهای پایین به وجود آورنده رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر بررسی و مقایسه شده‌اند. به این منظور با استفاده از بارش روزانه و پس از مرتب نمودن داده‌ها بر حسب سیر نزولی و لحاظ احتمال وقوع ۲۵ و ۵۰ درصد، گروه‌های بارشی فوق سنگین و سنگین و با در نظر گرفتن شناسه همدید ابرها، گروه‌های بارشی همرفت و غیر همرفت تفکیک شدند. تصاویر ماهواره متئوسات پنج (METEOSAT5) برای مشاهده ابرها و بررسی مکانی آن‌ها در زمان رخداد گروه‌های بارشی در نواحی مختلف جغرافیایی استفاده شد. در یک نگاه جامع می‌توان بر اساس شرایط تشکیل انواع ابرها و رژیم روزانه و ماهانه آن‌ها، منطقه مورد مطالعه را به سه بخش کلی تقسیم کرد. ناحیه اول شامل سواحل غربی و میانی خزر و کوهستان‌های غربی است. این بارش‌ها، همراه با ابرهای کومولونیمبوس نوع ۳ و بعد نوع ۹ هستند. در این ناحیه، فراوانی ابرهای جوششی در رویدادهای بارشی سنگین، کمتر از فوق سنگین است. در گروه بارشی سنگین، بیشینه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی در ماه‌های مختلف از ساعت ۰۳ تا ۱۵ GMT تغییر می‌کند. ناحیه دوم، سواحل شرقی منطقه است. ابرهای جوششی عامل اصلی پدید آورنده بارش‌های سنگین‌تر این ناحیه هستند و فراوانی آن‌ها بیش از ابرهای پوششی است. بیشترین فراوانی ابرهای جوششی و پوششی از ساعت ۰۳ تا ۱۵ GMT دیده می‌شوند. ناحیه سوم شامل کوهستان‌های میانی منطقه مورد مطالعه است. ابرهای جوششی کومولونیمبوس نوع ۳ که اغلب دارای فراگیری محدود و محلی بارش هستند، عامل اصلی ریزش بارش‌های سنگین‌تر این منطقه محسوب می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: ابرهای پوششی یا غیر همرفت، ابرهای جوششی یا همرفت، بارش‌های فوق سنگین و سنگین، سواحل جنوبی خزر

مقدمه

زمین را به وجود می‌آورند. برای تشکیل ابرها و ایجاد بارش در هر مکان وجود رطوبت و عامل صعود لازم است. وزش‌های گرم و سرد می‌توانند از مهم‌ترین راه‌های ایجاد شرایط یاد شده باشند. در اواخر تابستان و فصل پاییز، وقتی پرفشارهای اروپایی و آسیایی در اطراف دریای خزر مستقر می‌شوند و زبانه‌ای از آن‌ها

محرک اصلی اقلیم زمین، انرژی خورشیدی است و ابرها انتقال این انرژی به زمین را در کنترل خود دارند. ابرها در تعامل با دمای سطح دریا، تغییرات انرژی و گرما و در نتیجه بارش و اقلیم مناطق را به شدت متاثر کرده و گردش‌های جوی و اقیانوسی کره

روی پدیده‌های جوی و اقلیم ساحلی منطقه شولیکین بررسی کردند. نتایج نشان داد که تغییرات فشار سطح دریا در الگوهای گردشی، تغییرات گرمای نامحسوس و رطوبت و در نتیجه تشکیل ابر و تغییرات توازن بیلان انرژی منطقه از اثرات این دریا هستند (بوگوسلاوسکی، ۱۹۹۶، ۳۸۱). کیو با بررسی بارش‌های سنگین شرق آسیا در تابستان و رابطه آن با ناهنجاری الگوهای فشار سطح دریا در طی سال‌های ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۳ نشان داد که با تقویت پرفشار جنب حاره غرب اقیانوی آرام، ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در منطقه افزایش یافته و در پی آن همرفت‌های قوی و بارش‌های سنگین به وقوع می‌پیوندد (کیو، ۱۹۹۸، ۵). جنسا و همکاران نقش چرخندهای غرب مدیترانه را بر روی بارش‌های سنگین بیش از ۶۰ میلیمتر و فوق سنگین بیش از ۱۰۰ میلیمتر (۱۹۹۲ تا ۱۹۹۶) مطالعه کردند. نتایج نشان داد که در ۹۰ درصد رویدادها، مراکز چرخندی در همسایگی محل وقوع بارش‌های سنگین غرب مدیترانه واقع شده‌اند. همچنین برخی از این رویدادها منشا همرفت دارند (جنسا و همکاران، ۲۰۰۱، ۴۳). هند و همکاران پس از تحلیل بارش‌های سنگین انگلستان، آن‌ها را به سه دسته کوهبارش، جبهه‌ای و همرفتی تقسیم کردند. نتایج تحلیل بارش‌های فوق نشان داد که بارش‌های سنگین همرفتی در ماه‌های جون، جولای و اگوست رخ می‌دهند (هند، ۲۰۰۴، ۱۵). لیبوین و همکاران، نقش دمای سطح دریا را در بارش‌های سنگین همرفت مدیترانه (سپتامبر ۲۰۰۶) بررسی کردند. نتایج نشان داد که بین آن‌ها در میان مقیاس ارتباط خوبی وجود دارد و در ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا، پیش‌بینی بارش‌ها با مدل‌های عددی چندان مطمئن و دقیق نیست (لیبوین و

روی آب دریا کشیده می‌شود، هوای سردتر شمالی از روی آب‌های گرم‌تر جنوبی عبور می‌کند که بسته به شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی، لایه مرزی هوا و سطح آب، با جذب مقادیر زیادی رطوبت می‌تواند گرم و مرطوب شده و پس از صعود (صعود گرمایی، کوهستانی، جبهه‌ای، همگرایی یا تلاطم) و رسیدن به دمای نقطه شبنم، ایجاد ابرهای همرفت و غیر همرفت و در نتیجه بارش کند. به این ترتیب کمربند شمالی ایران در حوالی مدار حدود ۳۶ درجه نسبت به نقاط جنوبی‌تر خود، دو برابر ابرناک‌تر است و ابرناک‌ترین منطقه ایران بین مدارهای ۳۶ تا ۵/۳۸ درجه قرار دارد (کاویانی و مسعودیان، ۱۳۸۷، ۷۸). آسمان سواحل جنوبی خزر، اغلب پوشیده از انواع ابرهای جوششی و پوششی است که موجب رخداد انواع بارش‌های سبک یا سنگین، برف، باران یا تگرگ می‌شود. بنابراین، شناخت نوع ابرها با توجه به تفاوت آن‌ها در خصوصیات بارشی می‌تواند در انتخاب طرحواره‌های مناسب برای مدل‌های پیش‌بینی بارش در کشور، بررسی روش‌های مورد استفاده در صحت اندازه‌گیری بارش از طریق رادارها و تصاویر ماهواره‌ای و نیز در مطالعات رفتارهای محیطی مانند بررسی مقادیر رواناب، نفوذ و رخداد سیلاب‌ها سودمند باشد. به طور کلی، مطالعات گذشته در سطح جهان نشان می‌دهد که علی‌رغم اینکه ابرهای همرفت یا جوششی عامل اصلی وقوع سنگین‌ترین رویدادهای بارشی هستند اما ابرهای غیرهمرفت یا پوششی به ویژه در صورت همراهی با ابرهای همرفت می‌توانند ایجاد بارش‌های سنگین و فوق سنگین کنند. این موضوع به خصوص در نواحی حاره و نوارهای ساحلی در عرض‌های میانه قابل مشاهده هستند (اولبریخ، ۲۰۰۲، ۱۸۸). بوگوسلاوسکی و همکاران، اثر دریای سیاه را

(لانگ و همکاران، ۲۰۱۰، ۱۸۴۷). بنستاد و ملسوم با بررسی بارش‌های پاییزه نروژ و دمای سطح دریا در اطلس نشان دادند که روابط معنی داری بین آن‌ها وجود دارد. در این منطقه، بارش ماه نوامبر ۲۰۰۰، ۵۶۴ میلی‌متر بود. آن‌ها نتیجه گرفتند که با وجود اینکه دمای سطح دریا نقش مهمی در تبیین بارش این ماه دارد اما ناهنجاری دمای سطح دریا در این ماه و در این سال در مقایسه با این ماه در طی سال‌های ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۲ توجیه قوی تری بر تجمع رطوبت زیاد و بارش سنگین آن دارد. به طور کلی مطالعات بارش‌های سنگین در جهان (کاتو و آرانامی، ۲۰۰۵، ۳۳۶؛ وبستر و همکاران، ۲۰۰۵، ۸۴۴؛ هلستروم، ۲۰۰۵، ۶۳۱؛ پرسون و همکاران، ۲۰۰۵، ۱۱۷۵؛ موهاپاترا و موهانتی، ۲۰۰۵، ۱۷؛ ایزلام و همکاران، ۲۰۰۵، ۲۱؛ رودری و همکاران، ۲۰۰۵، ۶۰۱؛ لاسات و همکاران، ۲۰۰۷، ۴۳؛ لنا و همکاران، ۲۰۰۷، ۲۷؛ تریپولی و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۱۰؛ سن‌روی، ۲۰۰۸، ۱؛ لندرینگ و همکاران، ۲۰۰۹، ۱۹) و پژوهش‌ها در ایران زمین (لشکری، ۱۳۷۵ و ۱۳۸۲؛ مفیدی و زرین، ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴؛ مسعودیان، ۱۳۸۷؛ محمدی، ۱۳۸۸) نشان می‌دهند که الگوهای همیدی متفاوتی در عرض‌های جغرافیایی مختلف سبب وقوع بارش‌های سنگین می‌شوند. چرخندها، جبهه‌ها، فرودها، رودبادها، حوضچه‌های هوای سرد و همرفت‌های قوی، توپوگرافی و کوه بارش‌ها، اثر SST دریاها و اقیانوس‌ها سبب رخداد ناهنجاری‌ها در سرعت عمودی هوا، همگرایی پایینی، واگرایی بالایی، وزش رطوبتی، دمای سطح دریا و... شده و در نهایت، باعث رخداد ناهنجاری‌های بارشی و بارش‌های سنگین‌تر می‌شوند. در منطقه مورد مطالعه، شیو حاصل از برخورد پرفشارهای شمالی و کم فشارهای داخل

همکاران، ۲۰۰۶، ۲۴). کومار و همکاران بارش سنگین ۲۶ ژولای سال ۲۰۰۵ بمبئی هندوستان را به کمک مدل عددی تحقیق و پیش‌بینی هوا بررسی کردند. آزمون‌هایی که بر روی این مدل انجام شد، نشان داد که این رویداد مهم، نتیجه اندرکنش سامانه‌های هوای همدید مقیاس، میان مقیاس و اراضی ساحلی بوده است. این مدل، هسته‌های همرفتی قوی اما کوتاه مدتی را در درون حرکات صعودی کلان مقیاس شبیه‌سازی کرد (کومار و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۸۹۷). فردریک مسنارد و همکاران با استفاده از منطق فازی در رادارها نشان دادند که چگونه می‌توان بارش‌های همرفت و غیر همرفت را تفکیک نمود. آن‌ها از خصوصیات شکل‌شناختی شاخص انعکاس به صورت سه بعدی استفاده کردند (مسنارد و همکاران، ۲۰۰۸، ۹۸۳). لانگ و همکاران با بررسی تفاوت‌های بین بارش‌های همرفت و غیر همرفت اندازه‌گیری شده با رادار و بررسی خصوصیات ماند گرمای نهان نشان دادند که رادار مرکز اندازه‌گیری بارش استوایی (TRMMPR)، احتمال رخداد بارش‌های استراتیفورم یا غیر همرفت با شدت متوسط و سنگین را سبک‌تر نشان می‌دهند. در حالیکه این اندازه‌گیری در مورد بارش‌های همرفت هم همین‌طور است لیکن اوج احتمال در بارش‌های سنگین به سمت بارش‌های سنگین‌تر میل می‌کند. همچنین تفاوت اصلی بین بارش‌های اندازه‌گیری شده بر روی اقیانوس‌ها و خشکی‌ها در بارش‌های سنگین دیده می‌شود و احتمال رخداد بارش سنگین در مورد بارش‌های اندازه‌گیری شده روی خشکی‌ها به سمت بارش‌های سنگین‌تر تمایل دارد. یعنی بارش‌های سنگین‌تر سنگین‌تر نشان می‌دهد. نیز نیمرخ انرژی نهان در بارش‌های همرفت و غیر همرفت کاملاً متفاوت است

ایران، تقویت نسیم دریا و خشکی و اثر دمای سطح دریا و اختلاف دمای سطح دریا و هوای روی آن از مهم‌ترین دلایل تشکیل ابرهای همرفت و غیر همرفت و رخداد بارش‌های سنگین‌تر هستند (قشقایی، ۱۳۷۵؛ خوشحال، ۱۳۷۶؛ حسینجانی، ۱۳۸۳؛ مرادی، ۱۳۸۳ و مسعودیان، ۱۳۸۷).

از آنجایی که شکل‌گیری ابرها در شرایط دینامیک و ترمودینامیک ویژه‌ای روی می‌دهد، این پژوهش ضمن شناخت انواع ابرهای پایین در رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر و با جداسازی بارش‌های همرفت و غیر همرفت منطقه، تلاش می‌کند به درک درست شرایط به وجود آورنده رخداد این نوع بارش‌ها کمک کند.

داده‌ها و روش شناسی

در این پژوهش از دو پایگاه مختلف داده‌های بارش روزانه استفاده شد. ابتدا برای محاسبه متغیرهای آماری منطقه‌ای بارش از پایگاه داده‌های بارش روزانه مربوط به ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی کشور، نقشه‌های همبارش ایران ترسیم شد. این نقشه‌ها از روز ۱/۱/۱۳۴۰ تا ۱۰/۱۱/۱۳۸۳ با استفاده از میانبایی داده‌ها به روش کریجینگ بر روی یاخته‌هایی با ابعاد ۱۴*۱۴ کیلومتر و در ۸۲۳۰ یاخته و با سیستم تصویرلامبرت مخروطی هم‌شکل به دست آمد. سپس با تعیین مرز منطقه مورد مطالعه در شمال ایران (استان‌های گیلان، مازندران و گلستان)، برای هر روز بیشینه بارش و مختصات یاخته‌ای بیشینه، میانگین بارش و مختصات یاخته‌ای میانگین، مساحت پهنه زیر بارش در سواحل جنوبی خزر محاسبه شد.

پایگاه دوم شامل هفت ایستگاهی همدیدی است که بین سال‌های ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ در سواحل جنوبی خزر دارای آمار همدید ابرها هستند (انزلی، رشت،

آستارا، رامسر، سیاه‌بیشه، بابلسر و گنبد). مبتنی بر داده‌های بارش روزانه، پایگاه داده رویدادهای بارشی خزری فراهم گردید. مبتنی بر تعریف، «رویداد بارشی» به یک یا چند روز متوالی گفته می‌شود که در هیچ یک از روزها مقدار بارش از ۱ میلیمتر کمتر نبوده است. سپس شدت بارش رویدادها برحسب میلیمتر در روز محاسبه و بر اساس سیر نزولی از بزرگ‌ترین به کوچک‌ترین داده مرتب شدند و با لحاظ ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد احتمال وقوع، در هر کدام از این هفت ایستگاه، رویدادهای بارشی به ۴ گروه بارشی تقسیم شدند. این گروه‌های بارشی شامل فوق سنگین (کمتر از ۲۵ درصد)، سنگین (۲۵ تا ۵۰ درصد)، متوسط (۵۰ تا ۷۵ درصد) و سبک (بالای ۷۵ درصد) هستند. در دو گروه بارشی فوق سنگین (۳۱۱ رویداد) و سنگین (۹۱۵ رویداد)، شناسه همدید ابرهای پایین در روزهای نماینده (اوج بارش در هر رویداد بارشی یعنی سنگین روز بارشی در هر رویداد) بررسی و تحلیل‌های آماری لازم صورت گرفت. سپس، ابرها بر اساس ساختار توسعه عمودی یا افقی خود به دو گروه ابرهای همرفت یا کومولوفورم یا جوششی و غیر همرفت یا استراتیفورم یا پوششی تقسیم شدند. این تقسیم بندی با توجه به تفاوت‌های موجود از نظر خصوصیات بارش مانند شدت و مدت بارش و آثار محیطی مختلف توسط مرکز پیش بینی جوی اروپا (ECMWF) توصیه شده و بر اساس شناسه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های همدید قابل انجام است. شناسه‌های همدید ابرهای نوع ۲ (کومولوس همراه با رشد عمودی)، ۳ (کومولونیمبوس)، ۸ (کومولوس و استراتوکومولوس) و ۹ (کومولونیمبوس همراه با ابرهای سیروس در بالا) نشانگر ابرهای جوششی و شناسه‌های همدید ابرهای نوع ۴ (استراتوکومولوس

با توجه به رفتار نسبتاً مشابه برخی ایستگاه‌ها مبتنی بر مشاهده:

- رژیم روزانه و ماهانه فراوانی ابرها در گروه‌های مختلف بارشی مورد بررسی

- با مشاهده تصاویر ماهواره‌ای ابرها از طریق ماهواره متئوست-۵، شرایط جغرافیایی و مسیر گسترش ابرها در زمان رخداد بارش‌ها در گروه‌های بارشی مختلف و در مکان‌های متفاوت و به منظور تحلیل بهتر جغرافیایی ابرها در بارش‌های فوق سنگین و سنگین سواحل جنوبی خزر، منطقه به سه ناحیه اصلی عمده تقسیم شد: ناحیه غربی شامل کوهستان‌های غربی، سواحل غربی و میانی، ناحیه شرقی شامل شرق استان مازندران و استان گلستان و ناحیه کوهستان مرکزی شامل بخش‌های کوهستانی البرز مرکزی از کلاردشت تا کجور و در نهایت تحلیلی آماری و رژیم روزانه و ماهانه فراوانی ابرهای جوششی و پوششی در گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین در این سه منطقه انجام شد.

که با تغییر شکل کومولوس‌ها شکل می‌گیرد)، ۵ (استراتوکومولوس که از تغییر شکل کومولوس‌ها به وجود نمی‌آید)، ۶ (استراتوس یا فراکتواستراتوس یا باهم) و ۷ (فراکتواستراتوس یا آلتوکومولوس) بیانگر ابرهای پوششی هستند. به این ترتیب چهار گروه بارشی به شرح ذیل به دست آمد:

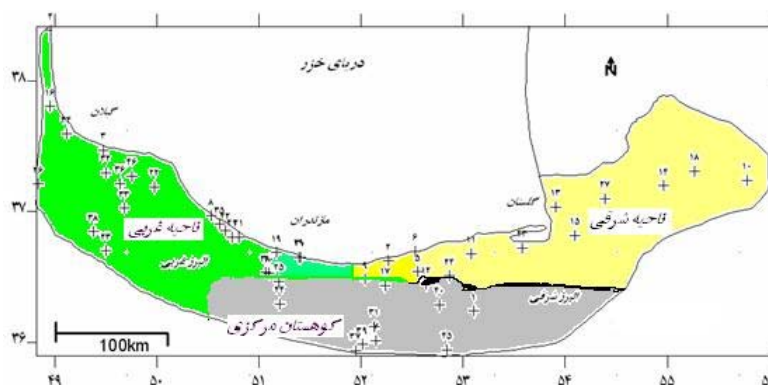
الف- رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت (۱۷۹ رویداد)

ب- رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت (۴۰۱ رویداد)

ج- رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیرهمرفت (۱۳۱ رویداد)

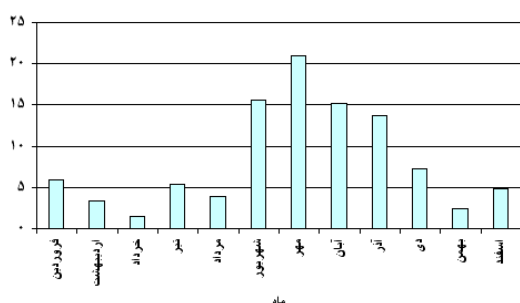
د- رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیرهمرفت (۵۱۴ رویداد)

سپس تحلیل آماری گروه‌های بارشی انجام و رژیم روزانه و ماهانه فراوانی ابرهای جوششی و پوششی در گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین برای هر کدام از ایستگاه‌های مورد بررسی سواحل جنوبی خزر ترسیم و مقایسه شد

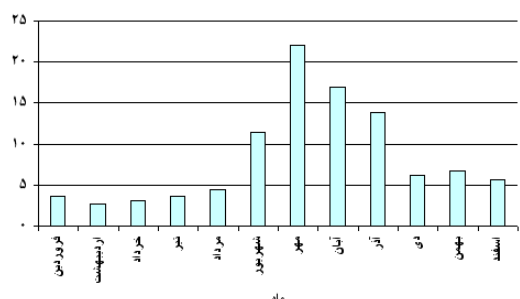


شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های همدید، اقلیمی و باران‌سنجی مورد استفاده در سه ناحیه سواحل جنوبی خزر

داری بیش از سایر گروه‌ها است. ماه‌های شهریور (سپتامبر) تا آذر (دسامبر)، مهم‌ترین ماه‌ها از نظر فراوانی و میانگین بارش در هر چهار گروه محسوب می‌شوند. در گروه یک، ماه تیر (ژولای)، در گروه دو و سه، ماه فروردین (آوریل) و در گروه چهار ماه دی (ژانویه) دارای بیش‌ترین فراگیری بارش در منطقه هستند. رژیم ماهانه این رویدادها در اشکال ۱ تا ۴ آمده است.



شکل ۳- رژیم ماهانه فراوانی رویدادهای بارشی سنگین با منشا همرفت



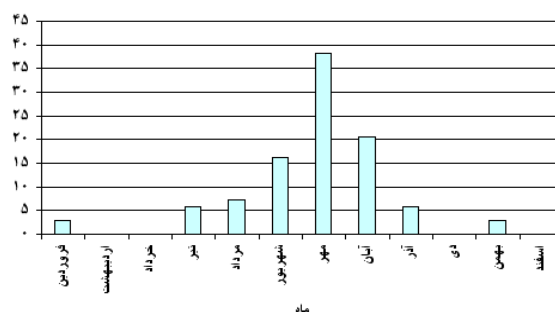
شکل ۴- رژیم ماهانه فراوانی رویدادهای بارشی سنگین با منشا غیرهمرفت

خصوصی در فراوانی آن‌ها در ساعات مختلف شبانه روز دیده می‌شود به طوری که:

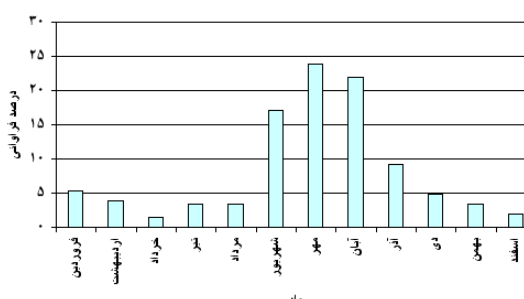
- فراوانی ابرهای پوششی به ترتیب در ایستگاه‌های گنبد، سیاه بیشه، رامسر، رشت، انزلی، بابل و آستارا، افزایش می‌یابد. این افزایش به ویژه در

بحث و نتایج

آزمون میانگین‌ها نشان می‌دهد که میانگین منطقه ای بارش روزانه در گروه بارشی یک تا چهار (فوق سنگین همرفت، سنگین همرفت، فوق سنگین غیرهمرفت و سنگین غیر همرفت) به ترتیب ۱۱٫۹ میلیمتر، ۹٫۲ میلیمتر، ۹٫۶ میلیمتر و ۹٫۱ میلیمتر است. به این ترتیب میانگین منطقه ای بارش روزانه گروه بارشی فوق سنگین با منشا همرفت به طور معنی



شکل ۲- رژیم ماهانه فراوانی رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا همرفت



شکل ۵- رژیم ماهانه فراوانی رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشا غیر همرفت

نتایج ابتدا برای ایستگاه‌ها و سپس برای ۳ منطقه ارائه شد.

نتایج تحلیل و مقایسه ابرهای پوششی یا غیرهمرفت در ایستگاه‌های نماینده و برای بارش‌های فوق سنگین منطقه (شکل ۶) نشان می‌دهد که نظم به

- ایستگاه آستارا به ویژه در اواسط شبانه روز دارای کمترین فراوانی ابرهای کومولوفورم است. نتایج تحلیل و مقایسه ابرهای پوششی یا غیرهمرفت در ایستگاه‌های نماینده و برای بارش‌های سنگین منطقه (شکل ۸) نشان می‌دهد که نظم به خصوصی در روند فراوانی آن‌ها در ساعات مختلف روز دیده می‌شود به طوری که:

- ایستگاه آستارا دارای بیشترین و گنبد و سیاه بیشه دارای کمترین فراوانی ابرهای پوششی هستند. بقیه ایستگاه‌ها تقریباً در یک محدوده فراوانی هستند. هرچند در برخی ساعات، تفاوت‌هایی بین آن‌ها وجود دارد.

- همانند بارش‌های فوق سنگین، در برخی از ایستگاه‌ها مانند گنبد و رشت، وضعیت فراوانی ابرهای پوششی در ساعات ابتدایی (۰۰) و انتهایی (۱۸ و ۲۱ GMT) با ساعات میانی شبانه روز تفاوت زیادی دارد.

- بیشینه‌های ساعات ۰۳ و ۱۵ GMT در این گروه بارشی هم دیده می‌شوند اما تفاوت فراوانی این ساعات با ساعات دیگر دیده بانی همانند گروه بارشی فوق سنگین بارز نیست.

نتایج تحلیل و مقایسه ابرهای جوششی یا همرفت در ایستگاه‌های نماینده و برای بارش‌های سنگین منطقه (شکل ۹) نشان می‌دهد که:

- ایستگاه‌های گنبد و سیاه بیشه دارای بیشترین و ایستگاه آستارا دارای کمترین فراوانی ابرهای جوششی به ویژه در ساعات میانی شبانه روز هستند.

- بیشینه فراوانی ایستگاه گنبد که در ساعت ۱۲ GMT دیده بانی می‌شود، حدود ۲۰ درصد از فراوانی ابرهای کومولوفورم یا جوششی در گروه بارشی فوق سنگین کم تراست.

ساعت ۹ تا ۱۲) GMT ۱۲:۳۰ تا ۱۵:۳۰ به وقت محلی) یا بعد از ظهر محلی به روشنی دیده می‌شود.

- همه ایستگاه‌ها دارای یک بیشینه فراوانی ابرهای پوششی در ساعت ۱۵ GMT (ساعت ۱۸:۳۰ به وقت محلی) هستند.

- در ایستگاه آستارا، یک روند افزایشی از ساعت ۰۰ تا ۰۹ وجود دارد. این روند از ساعت ۱۵ معکوس شده و کاهش می‌شود.

- در اغلب ایستگاه‌ها یک افزایش در ساعت ۰۳ GMT دیده می‌شود که با کاهش تدریجی در ساعات بعدی دیده بانی به ویژه ساعت ۰۹ GMT همراه است.

- در برخی از ایستگاه‌ها مانند گنبد و رشت و تا حدودی سیاه بیشه، وضعیت فراوانی ابرهای پوششی در ساعات ابتدایی (۰۰:۰۰) و انتهایی (۱۸ و ۲۱ GMT) با ساعات میانی شبانه روز تفاوت زیادی دارد.

نتایج تحلیل و مقایسه ابرهای جوششی یا همرفت در ایستگاه‌های نماینده و برای بارش‌های فوق سنگین منطقه (شکل ۷) نشان می‌دهد که:

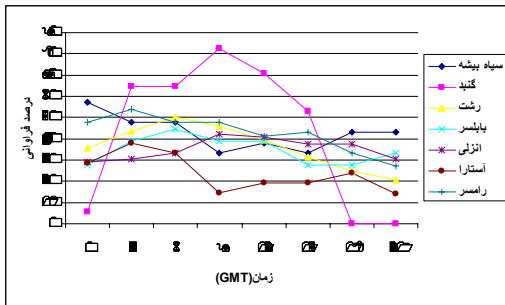
- ایستگاه گنبد دارای بیشینه فراوانی ابرهای کومولوفورم، بین ساعات ۰۳ تا ۱۵ GMT به ویژه ساعت ۰۹ GMT است (۳/۸۲٪).

- ایستگاه‌های رشت و بابلسر شبیه به هم بوده و دارای یک بیشینه در ساعت ۰۶ GMT هستند.

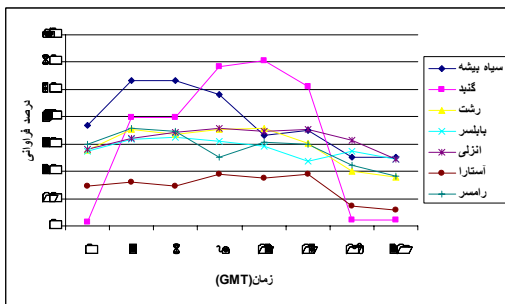
- ایستگاه انزلی شبیه به دو ایستگاه رشت و بابلسر است با این تفاوت که بیشینه آن در ساعت ۰۹ GMT روی می‌دهد.

- ایستگاه‌های انزلی، رامسر، رشت، بابلسر و سیاه بیشه نسبت به دو ایستگاه گنبد و آستارا، تقریباً در یک محدوده از فراوانی قرار دارند.

سنگین است. در ایستگاه آستارا در ۲۵ درصد از زمان‌های دیده بانی که در آن رویدادهای بارشی فوق سنگین روی داده است ابرهای جوششی و در ۷۵ درصد بقیه، ابرهای پوششی مشاهده می‌شود. در مورد رویدادهای بارشی سنگین، ابرهای جوششی ۱۵ درصد و ابرهای پوششی ۸۵ درصد سهم دارند. یعنی سهم ابرهای جوششی در رویدادهای بارشی فوق سنگین بیشتر از رویدادهای بارشی سنگین است. همچنین در این گروه‌های بارشی، ایستگاه آستارا دارای بیشترین فراوانی ابرهای پوششی است.



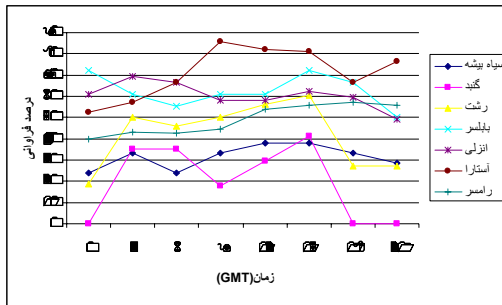
شکل ۷- مقایسه فراوانی ابرهای جوششی در ساعات مختلف دیده بانی، در رویدادهای بارشی فوق سنگین در ایستگاه‌های نماینده



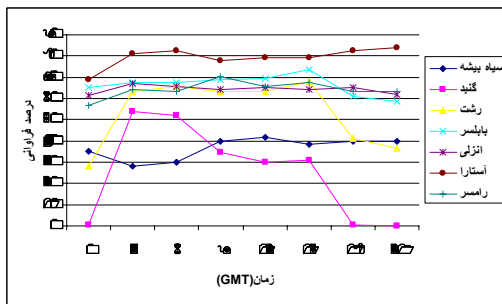
شکل ۹- مقایسه فراوانی ابرهای جوششی در ساعات مختلف دیده بانی، در رویدادهای بارشی سنگین در ایستگاه‌های نماینده

ایستگاه‌های رامسر و رشت سهم ابرهای جوششی فقط در ماه مهر (اکتبر) و در گروه بارشی فوق سنگین، بیش از ابرهای پوششی است و در سایر ماه‌ها و در

به طور کلی در ایستگاه انزلی در ۳۷ درصد از دیده بانی‌هایی که در آن رویدادهای بارشی فوق سنگین روی داده است ابرهای جوششی به ویژه کومولونیمبوس‌ها (نوع ۳) در ابتدای صبح و در ۶۳ درصد بقیه، ابرهای پوششی به خصوص فراکتواستراتوس یا آلتوکومولوس‌ها (نوع ۷) در انتهای شب مشاهده شده است. اما در مورد رویدادهای بارشی سنگین، ابرهای جوششی ۳۲ درصد و ابرهای پوششی ۷۸ درصد بوده است. یعنی سهم ابرهای جوششی در رویدادهای بارشی فوق سنگین بیشتر از



شکل ۶- مقایسه فراوانی ابرهای پوششی در ساعات مختلف دیده بانی، در رویدادهای بارشی فوق سنگین در ایستگاه‌های نماینده



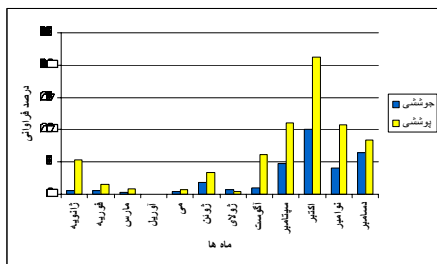
شکل ۸- مقایسه فراوانی ابرهای پوششی در ساعات مختلف دیده بانی، در رویدادهای بارشی سنگین در ایستگاه‌های نماینده

مقایسه ابرهای پوششی و جوششی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین در ماه‌های مختلف (اشکال ۱۰ تا ۲۳) نشان می‌دهد که در

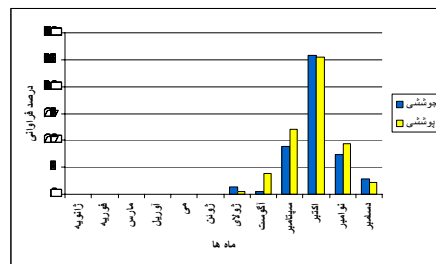
سنگین ۵ ماه اول سال، سهم ابرهای جوششی بیش از ابرهای پوششی است. در ایستگاه گنبد، در گروه بارشی فوق سنگین به غیر از ۲ ماه اول و ماه آخر سال و در گروه بارشی سنگین به غیر از ۳ ماه اول سال، ابرهای جوششی سهم بیش تری دارند. به طور کلی مناطق شرقی سواحل جنوبی خزر و کوهستان‌های میانی مازندران دارای سهم ابرهای جوششی بیش تری نسبت به ابرهای پوششی در هر دو گروه بارشی و در اغلب ماه‌ها هستند.

هر دو گروه بارشی، سهم ابرهای پوششی بیشتر است. در ایستگاه آستارا، ماه تیر (ژولای) در گروه بارشی فوق سنگین، در ایستگاه انزلی، ماه شهریور (سپتامبر) در گروه بارشی سنگین و در ایستگاه بابلسر، ماه فروردین (آوریل) در گروه بارشی سنگین نیز این گونه هستند. به عبارت دیگر در این ایستگاه‌ها که از سواحل غربی تا میانی منطقه را می‌پوشانند، سهم ابرهای پوششی در ماه‌های مختلف و برای هر دو گروه بارشی غالباً بیشتر از ابرهای جوششی است.

در ایستگاه کوهستانی سیاه بیشه، در گروه بارشی فوق سنگین ۱۰ ماه اول سال و در گروه بارشی

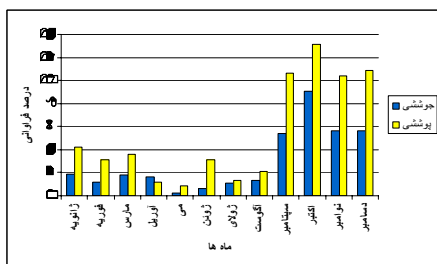


شکل ۱۱- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی در زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین ایستگاه رامسر

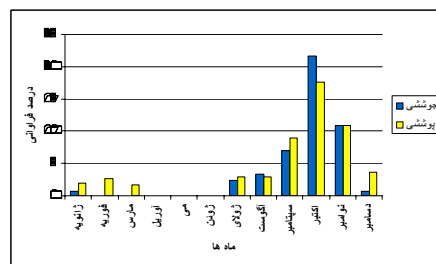


شکل ۱۰- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین ایستگاه

رامسر

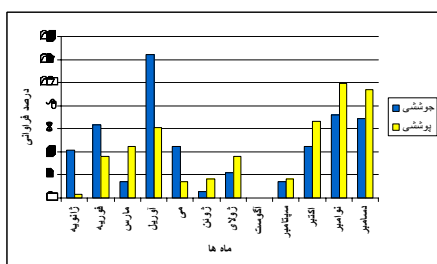


شکل ۱۳- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی در زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین ایستگاه رشت

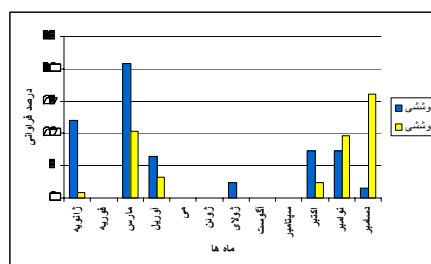


شکل ۱۲- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین ایستگاه

رشت

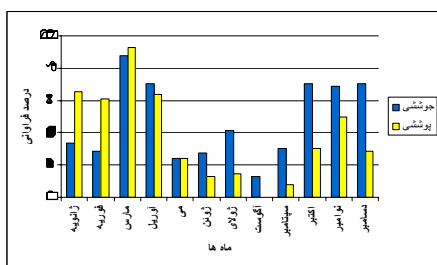


شکل ۱۵- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین ایستگاه



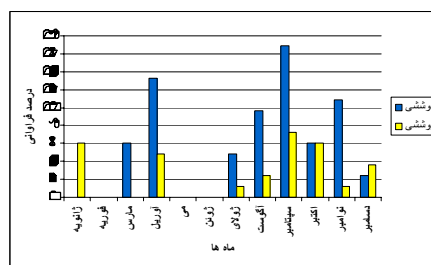
شکل ۱۶- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین ایستگاه

سیاه بیشه

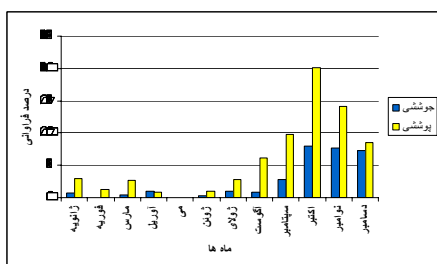


شکل ۱۷- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین ایستگاه گنبد

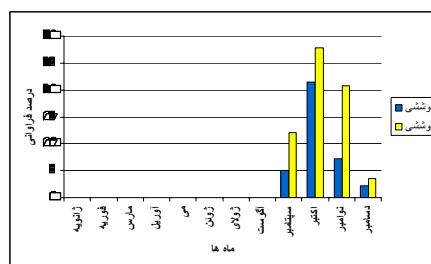
سیاه بیشه



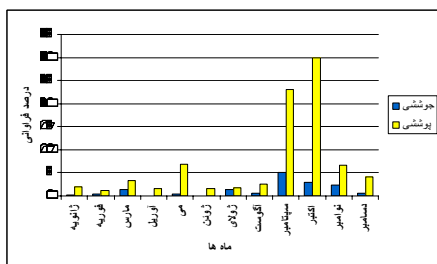
شکل ۱۸- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین ایستگاه گنبد



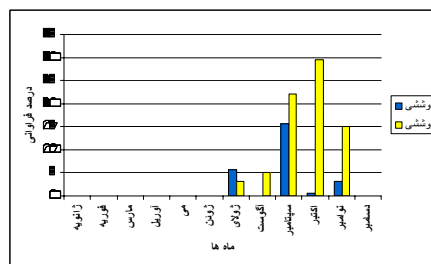
شکل ۱۹- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین ایستگاه بابلسر



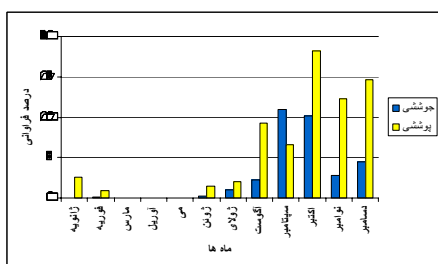
شکل ۲۰- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین ایستگاه بابلسر



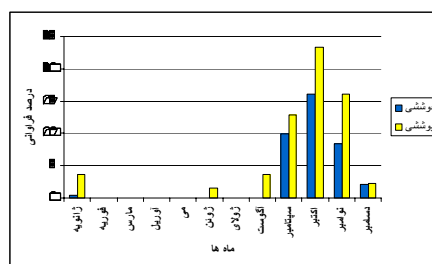
شکل ۲۱- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین ایستگاه آستارا



شکل ۲۲- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوئشی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین ایستگاه آستارا



شکل ۲۳- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی در زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین ایستگاه انزلی



شکل ۲۲- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی در زمان وقوع رویدادهای بارشی فوق سنگین ایستگاه انزلی

فوق سنگین از سپتامبر تا دسامبر، ساعت ۱۵ GMT یعنی ۱۸:۳۰ به وقت محلی است. فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌های فوق سنگین در ماه‌های مختلف از ۰۳ تا ۱۲ GMT (اوایل صبح تا بعدازظهر) متفاوت است اما این بیشینه در ماه مهر (اکتبر) که مهم‌ترین ماه رخداد این گروه بارشی است در ساعت ۹ GMT (۱۲:۳۰ به وقت محلی) است. از ماه بهمن (فوریه) تا خرداد (ژوئن) یعنی، میانه زمستان تا انتهای بهار، در هیچ رخداد بارشی فوق سنگینی، ابرهای جوششی دیده نمی‌شوند. به طور کلی فراوانی ابرهای جوششی در رویدادهای بارشی سنگین کمتر از فوق سنگین است. در گروه بارشی سنگین، فراوانی بیشینه ابرهای پوششی و جوششی در ماه‌های مختلف از ساعت ۰۳ تا ۱۵ GMT تغییر می‌کند. این بیشینه برای ابرهای پوششی در مرداد (آگوست) و شهریور (سپتامبر) در ساعت ۱۲ GMT و برای ابرهای جوششی در ماه مهر (اکتبر) در ساعت ۱۵ GMT است. فراگیری بارش در این منطقه عموماً زیاد است و اغلب به بیش از ۶۰ درصد می‌رسد. فراوانی ابرهای

ب- ناحیه شرقی

نتایج حاصل از تحلیلی آماری و رژیم روزانه و ماهانه فراوانی ابرهای جوششی و پوششی در گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین در سه منطقه به شرح ذیل است.

الف- ناحیه غربی

دوره اصلی زمان وقوع بارش‌های فوق سنگین (۱۶۵ رویداد) و سنگین (۴۷۵ رویداد) در این ناحیه، از شهریور (سپتامبر) تا آذر (دسامبر) است. اشکال ۲۴ تا ۲۷، رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی را در ساعت مختلف دیده بانی، در گروه‌های مختلف بارشی و در ناحیه غربی سواحل جنوبی خزر نشان می‌دهند. در این گروه‌های بارشی، ابرهای کومولونیمبوس با شناسه همدید ۳ و سپس ۹ از فراوانی بیش تری نسبت به سایر ابرها برخوردار هستند. از سوی دیگر، در این گروه‌های بارشی، فراوانی ابرهای پوششی در مقایسه با سایر نواحی بیشتر است. این موضوع دو استثنا دارد. اولی، پایان شب‌ها در ماه اردیبهشت (ماه می) و در گروه بارشی سنگین است. دومی در فروردین (آوریل) و اردیبهشت (می)، در زمان رخداد بارش‌های فوق سنگین. فراوانی بیشینه ابرهای پوششی در بارش‌های

این گروه بارشی، بیشینه ابرهای جوششی در فصل تابستان و پاییز در ساعت ۰۹ (ظهر محلی) و در زمستان در ساعت ۱۲ GMT (بعد از ظهر محلی) دیده می‌شوند.

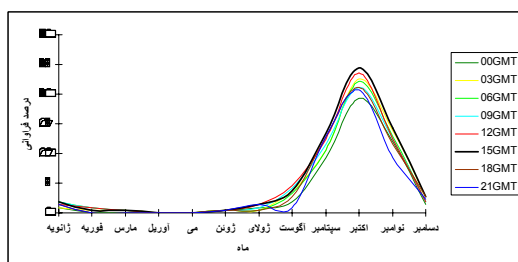
ج- ناحیه کوهستان مرکزی

دوره اصلی زمان وقوع بارش‌های فوق سنگین (۶۸ رویداد) و سنگین (۲۱۷ رویداد) در این ناحیه، فصل پاییز و اوایل بهار است. اشکال ۳۲ تا ۳۵ رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی را در ساعت مختلف دیده بانی، در گروه‌های مختلف بارشی و در کوهستان مرکزی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند. در این گروه‌های بارشی، ابرهای جوششی عامل اصلی پدید آورنده بارش‌های سنگین‌تر هستند و فراوانی آن‌ها بیش از ابرهای پوششی است. در این بین ابرکومولونیمبوس با شناسه همدید ۳ از فراوانی بیش تری نسبت به سایر ابرها برخوردار است. در این گروه‌های بارشی و در میان ابرهای پوششی، ابرپوششی ۶ بیش از بقیه ابرها است. این ابرهای استراتوس، بارش کم تری از استراتوس نوع ۷ دارند. در بارش‌های فوق سنگین، بیشینه فراوانی ابرهای پوششی در پاییز در ساعت ۱۲ GMT و در شروع بهار در ساعت ۲۱ GMT (نیمه شب محلی) است. در بارش‌های سنگین، در پایان بهار و شروع تابستان، بیشینه فراوانی ابرهای پوششی در ساعت ۰۹ (ظهر محلی) است. در بارش‌های فوق سنگین و سنگین و در فصل بهار، بیشینه فراوانی ابرهای جوششی از ساعت ۰۶ تا ۰۹ GMT (ظهر محلی) و در فصل پاییز در ساعت‌های ۰۳، ۰۹ و ۱۲ GMT است.

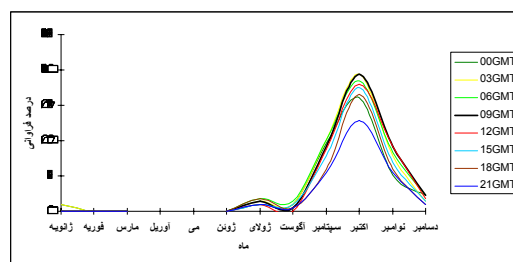
دوره اصلی زمان وقوع بارش‌های فوق سنگین (۷۸ رویداد) و سنگین (۲۲۳ رویداد) در این ناحیه، اوایل پاییز، اواخر زمستان تا اوایل بهار است. اشکال ۲۸ تا ۳۱ رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی و جوششی را در ساعت مختلف دیده بانی، در گروه‌های مختلف بارشی و در ناحیه شرقی سواحل جنوبی خزر نشان می‌دهند. در این گروه‌های بارشی، ابرهای جوششی عامل اصلی پدید آورنده بارش‌های سنگین‌تر هستند و فراوانی آن‌ها بیش از ابرهای پوششی است. در این بین ابرکومولونیمبوس با شناسه همدید ۳ و ۸ از فراوانی بیش تری نسبت به سایر ابرها برخوردار هستند. در این گروه‌های بارشی و در میان ابرهای پوششی، شناسه همدید ۷ بیش از بقیه است. ابرهای جوششی در گروه بارشی فوق سنگین، تنها در ماه‌های تیر (ژولای) تا آذر (دسامبر) و نیز اسفند (مارس) و آوریل (فروردین) و در گروه بارشی سنگین، در همه ماه‌ها یافت می‌شوند. ابرهای پوششی در گروه بارشی فوق سنگین، در همه ماه‌ها به جز بهمن (فوریه)، اسفند (مارس) اردیبهشت (می) و خرداد (ژوئن) و در گروه بارشی سنگین، در همه ماه‌ها به جز مرداد (آگوست) دیده بانی می‌شوند. بیشترین فراوانی ابرهای جوششی و پوششی از ساعت ۰۳ تا ۱۵ GMT دیده می‌شوند. در گروه بارشی فوق سنگین، بیشینه ابرهای جوششی در فصل تابستان در ساعت ۰۹ (ظهر محلی) و در پاییز در ساعت ۱۲ GMT (بعد از ظهر محلی) دیده می‌شوند. در گروه بارشی سنگین، بیشینه فراوانی ابرهای جوششی در طول سال در بعد از ظهر محلی دیده بانی می‌شود. در

(فوریه)، فروردین (آوریل) و به ویژه آبان (نوامبر) هستند. به عبارت دیگر بیشینه فراوانی ابرهای جوششی در ناحیه کوهستان مرکزی در گروه بارشی سنگین نسبت به گروه بارشی فوق سنگین یک ماه تاخیر دارد. رویدادهای بارشی فوق سنگین در ناحیه شرقی دارای دو بیشینه فراوانی این ابرها در ماه‌های فروردین (آوریل)، شهریور (سپتامبر) هستند. درحالیکه رویدادهای بارشی سنگین در ناحیه شرقی دارای دو بیشینه فراوانی در ماه‌های اسفند (مارس) و مهر (اکتبر) هستند. مقایسه رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر (شکل ۳۸) نشان می‌دهد که رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین در ناحیه غربی دارای بیشترین فراوانی ابرهای پوششی در مهر ماه (اکتبر) هستند. رویدادهای بارشی فوق سنگین در ناحیه کوهستان مرکزی دارای دو بیشینه فراوانی این ابرها در ماه‌های اسفند (مارس) و آذر (دسامبر) هستند. درحالیکه رویدادهای بارشی سنگین در ناحیه کوهستان مرکزی دارای دو بیشینه فراوانی در ماه‌های فروردین (آوریل) و آبان (نوامبر) هستند. رویدادهای بارشی فوق سنگین در ناحیه شرقی دارای سه بیشینه فراوانی این نوع ابرها در ماه‌های دی (ژانویه)، فروردین (آوریل) و شهریور (سپتامبر) هستند. درحالیکه رویدادهای بارشی سنگین در ناحیه شرقی دارای دو بیشینه فراوانی در ماه‌های اسفند (مارس) و آبان (نوامبر) هستند.

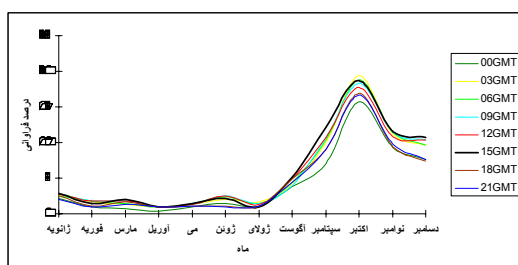
مقایسه رژیم روزانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر (شکل ۳۵) نشان می‌دهد که رویدادهای بارشی فوق سنگین در ناحیه شرقی دارای بیشترین فراوانی ابرهای جوششی از طلوع تا غروب آفتاب است. بعد از این گروه، در بعد از ظهر، بارش‌های سنگین ناحیه شرق و در صبح بارش‌های سنگین و فوق سنگین ناحیه کوهستان مرکزی از فراوانی بالاتری نسبت به بقیه گروه‌های بارشی و نواحی برخوردارند. مقایسه رژیم روزانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر (شکل ۳۶) نشان می‌دهد که رویدادهای بارشی سنگین در ناحیه غربی دارای بیشترین فراوانی ابرهای پوششی در تمام ساعات دیده بانی است. بعد از این گروه، بارش‌های سنگین ناحیه شرقی در ابتدای صبح و بارش‌های فوق سنگین ناحیه غربی از فراوانی بالاتری نسبت به بقیه گروه‌های بارشی و نواحی برخوردارند. مقایسه رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر (شکل ۳۷) نشان می‌دهد که رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین در ناحیه غربی دارای بیشترین فراوانی ابرهای جوششی در مهر ماه (اکتبر) هستند. رویدادهای بارشی فوق سنگین در ناحیه کوهستان مرکزی دارای سه بیشینه فراوانی این ابرها در ماه‌های دی (ژانویه)، اسفند (مارس) و به ویژه مهر (اکتبر) هستند. درحالی که رویدادهای بارشی سنگین در ناحیه کوهستان مرکزی دارای سه بیشینه فراوانی در ماه‌های بهمن



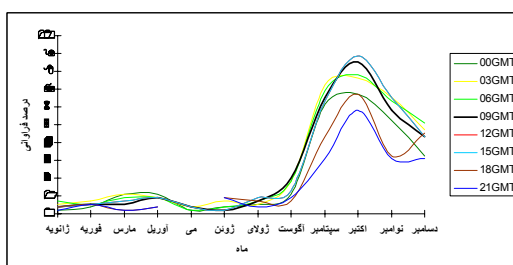
شکل ۲۵- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌های فوق سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش غربی



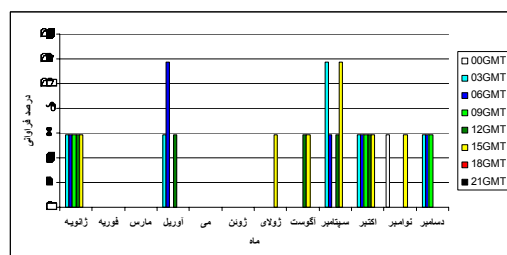
شکل ۲۴- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌های فوق سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش غربی



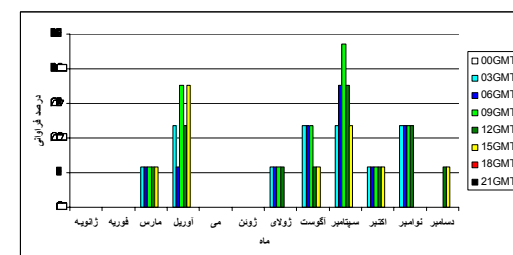
شکل ۲۷- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌های سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش غربی



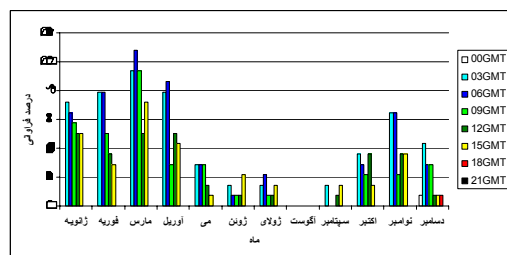
شکل ۲۶- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌های سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش غربی



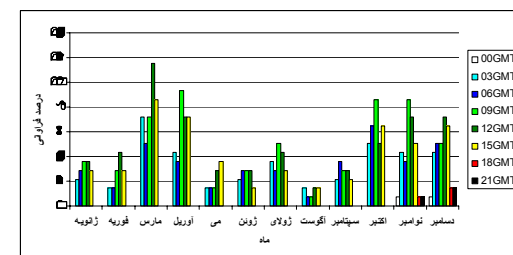
شکل ۲۹- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌های فوق سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش شرقی



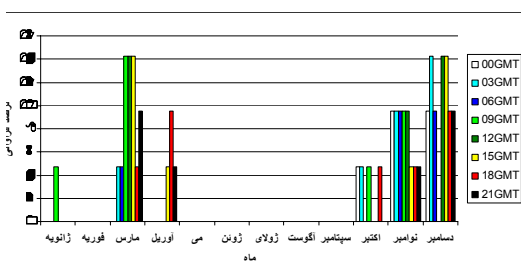
شکل ۲۸- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌های فوق سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش شرقی



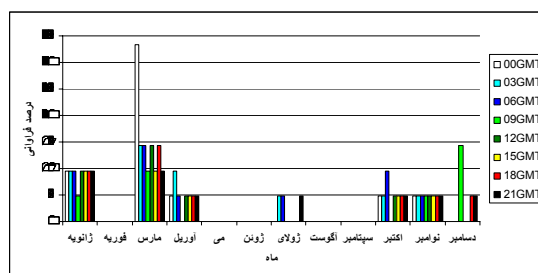
شکل ۳۱- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌های سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش شرقی



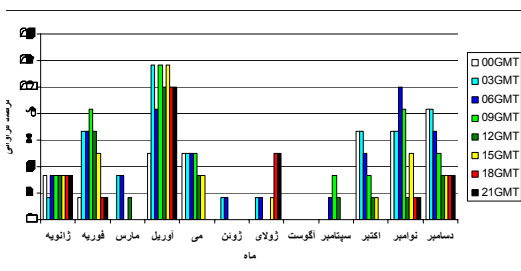
شکل ۳۰- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌های سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در بخش شرقی



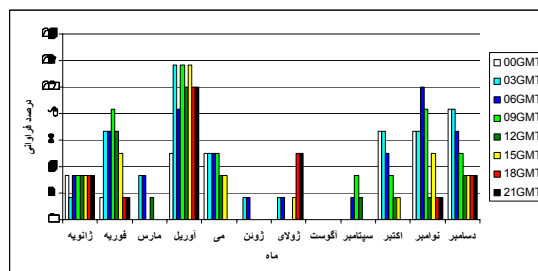
شکل ۳۳- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌های فوق سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در کوهستان مرکزی



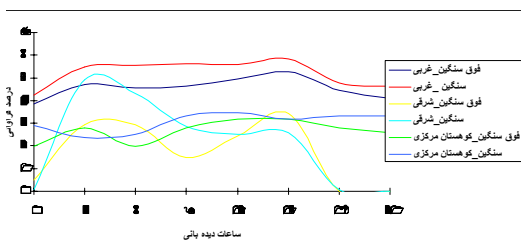
شکل ۳۲- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌های فوق سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در کوهستان مرکزی



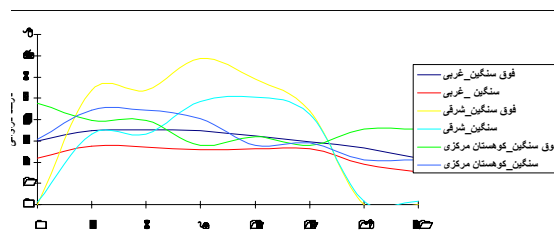
شکل ۳۵- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌های سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در کوهستان مرکزی



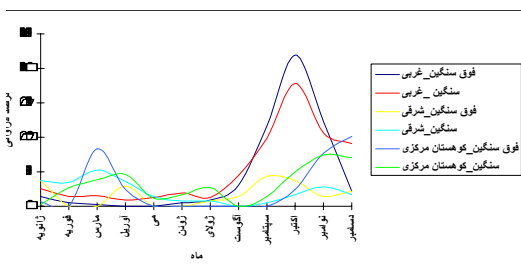
شکل ۳۴- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌های سنگین در ساعات مختلف دیده بانی در کوهستان مرکزی



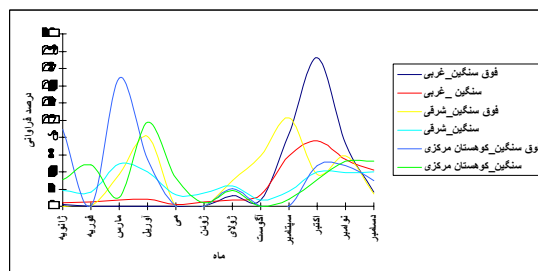
شکل ۳۷- رژیم روزانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر



شکل ۳۶- رژیم روزانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر



شکل ۳۹- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای پوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر



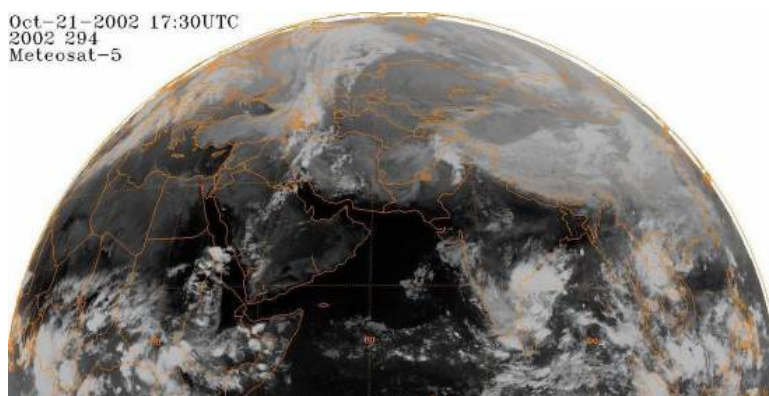
شکل ۳۸- رژیم ماهانه فراوانی ابرهای جوششی برای بارش‌ها و نواحی مختلف در سواحل جنوبی خزر

مادون قرمز ماهواره متئوست ۵ را به ترتیب در تاریخ‌های ۲۱ و ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ نشان می‌دهند. در این دو روز بارش‌های فوق سنگین و فراگیر، همه شمال

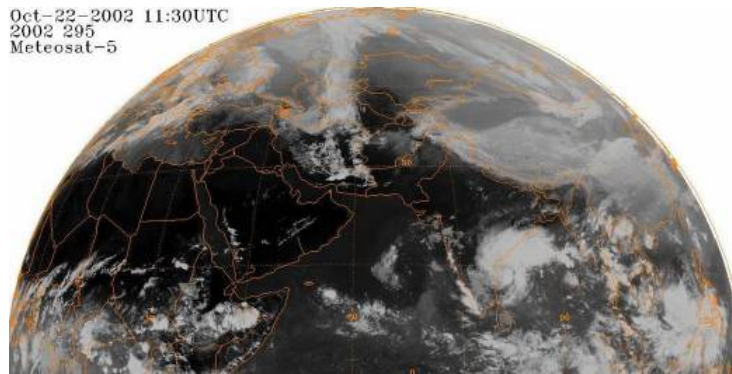
برای نمایش استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در تحلیل جغرافیایی ابرهای منطقه، یک رویداد نماینده معرفی می‌شود. اشکال ۳۹ و ۴۰، تصاویر ماهواره‌ای

باعث ریزش هوای سردتر شمالی به روی آب‌های گرم‌تر خزر و تشکیل ابرهای استراتوکومولوس و در ادامه کومولونیمبوس در سواحل غربی شده و این ابرها به تدریج تا بعد از ظهر روز ۲۲ اکتبر، همراه با زبانه کم فشار مذکور، از سواحل شرقی خارج می‌شوند. نحوه گردش چرخندی هوا و موقعیت جغرافیایی چرخند باعث می‌شود که همانند چرخش و چرخندی معمول هوای این منطقه در این وقت از سال، سواحل میانی، بارش‌های سنگین تری را در بر داشته باشند. از سوی دیگر بررسی و مقایسه بارش‌ها و نوع ابرها در ایستگاه‌های مختلف غرب تا شرق منطقه نشان می‌دهند که در انتهای روز ۲۱ و آغاز روز ۲۲ اکتبر ابر کومولونیمبوس نوع ۹ و در بقیه زمان‌ها ابر کومولونیمبوس نوع ۳، عامل اصلی وقوع بارش‌های سنگین در منطقه هستند. بیشینه بارش منطقه‌ای در روز ۲۱ و ۲۲ اکتبر به ترتیب ۲/۱۶۲ و ۳/۱۲۸ میلیمتر و میانگین بارش منطقه‌ای در این دو روز به ترتیب ۱۳ و ۸/۱۴ میلی‌متر بوده است (اشکال ۴۳ و ۴۴).

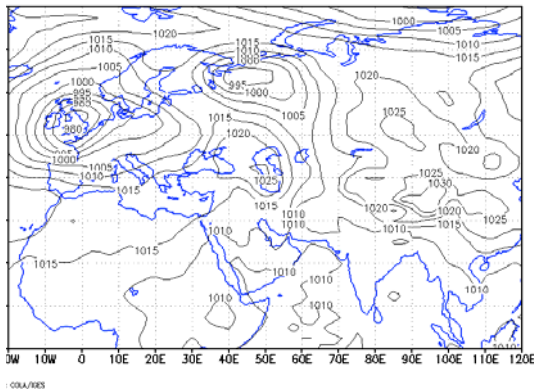
ایران را در بر گرفته است. شناسه‌های همدید ابرهای پایین نشان می‌دهد که در بعد از ظهر روز ۲۱ اکتبر در انزلی، به تدریج طی ۶ ساعت ابرهای استراتوکومولوس و در انتهای شب ابر کومولونیمبوس نوع ۹ دیده بانی می‌شود. این ابر تا اوایل صبح روز ۲۲ اکتبر وجود دارد. پس از این در یک مدت کوتاه ۳ تا ۶ ساعت به دلیل سردی نسبی زمین، ابر استراتوس نوع ۷ ظاهر شده که به سرعت و تا پایان شبانه روز جای خود را به ابرهای کومولو نیمبوس نوع ۳ می‌دهد. این وضعیت به تدریج به سوی سواحل میانی خزر تشدید می‌شود. در ایستگاه بابلسر (سواحل میانی) نیز وضعیت ابرها، مشابه انزلی و رشت در غرب خزر است. نکته قابل تامل دیگر تبدیل ابرهای کومولونیمبوس نوع ۳ و ۹ به استراتوس نوع ۷ (به ویژه اوایل صبح) و استراتوکومولوس به کومولونیمبوس نوع ۳ و ۹ است که در این رویداد بارشی به روشنی دیده می‌شود. نقشه‌های فشار تراز دریا در این دو روز (اشکال ۴۱ و ۴۲) نشان می‌دهد که در ۲۱ اکتبر ورود یک زبانه کم فشار از شمال خزر



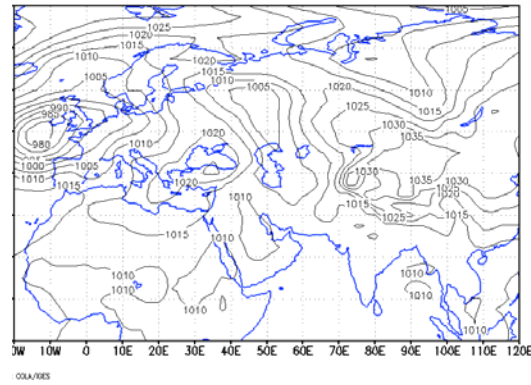
شکل ۳۹- تصویر ماهواره ای مادون قرمز Meteosat5 در تاریخ ۲۱ اکتبر ۲۰۰۲ و ساعت ۱۸. در این تصویر استقرار ابرهای کومولونیمبوس در سواحل جنوبی خزر قابل رویت است.



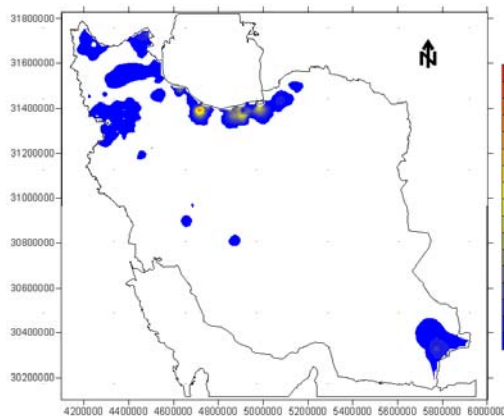
شکل ۴۰- تصویر ماهواره ای مادون قرمز Meteosat5 در تاریخ ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ و ساعت ۱۲. در این تصویر خروج ابرهای کومولو نیمبوس از سواحل شرقی خزر قابل رویت است.



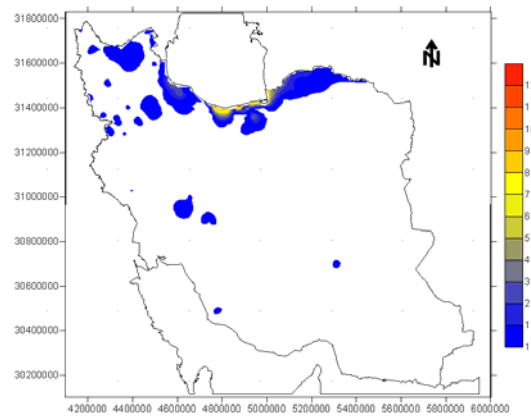
شکل ۴۲- نقشه فشار تراز دریا در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲، ساعت ۱۲ GMT. زبانه کم فشار شمال خزر از ناحیه شرقی منطقه خارج شده است.



شکل ۴۱- نقشه فشار تراز دریا در روز ۲۱ اکتبر ۲۰۰۲، ساعت ۱۸ GMT. الگوی کم فشار با هسته ۱۰۰۵ هکتوپاسکال در شمال خزر مستقر است.



شکل ۴۴- نقشه هم بارش روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲. بارش‌های سنگینی در سواحل شرقی و میانی خزر روی داده است.



شکل ۴۳- نقشه هم بارش روز ۲۱ اکتبر ۲۰۰۲. بارش‌های سنگینی در سواحل شرقی و میانی خزر روی داده است.

نتیجه‌گیری

در طول سال به ویژه از ماه شهریور (سپتامبر) تا آذر (دسامبر)، با عبور هوای سرد عرض‌های شمالی، از روی دریا و کشیده شدن آن بر روی نواحی ساحلی ابرهای جوششی تشکیل می‌شوند. گاهی اوقات این ابرها پس از ورود به منطقه ساحلی، جلگه و مناطق مرتفع و کوهستان البرز، به ابرهای پوششی تبدیل می‌شوند که در صورت پیوستگی تزریق رطوبت و تشکیل ابرهای جدید، رویدادهای بارشی سنگین‌تر را به وجود می‌آورند.

در زمان رخداد بارش‌های سنگین و فوق سنگین، ابرهای کومولونیمبوس نوع ۳، ۹ و بعد ۸ فراوانی بیش تری نسبت به بقیه دارند اما ابری که با فراوانی بیشتر می‌تواند بارش‌های سنگین‌تر را به همراه داشته باشد ابر کومولونیمبوس نوع ۳ است. ابرهای کومولونیمبوس عمدتاً «به صورت محلی و محدود ظاهر نمی‌شوند، بلکه به صورت فراگیر و مجموعه بزرگی از سلول‌های جوششی تشکیل می‌شوند به طوری که می‌توانند سبب رخداد بارش‌های گسترده و فراگیر در این منطقه گردند. بنابراین، تصور محلی بودن و کوچک بودن سطح عملکرد این نوع ابر، همیشه درست نیست و آن‌ها می‌توانند اغلب با توجه به گستردگی، قدرت عملکرد و تاثیر سامانه‌های همدید، پیوستگی ساختار تشکیل ابر و تزریق رطوبت، سطوح وسیعی از سواحل منطقه (اغلب بیش از ۶۰ درصد) را بپوشانند. به ویژه در سواحل میانی و غربی خزر، این مسئله بهتر قابل رویت است. برعکس در سواحل شرقی خزر و مناطق کوهستانی، مخصوصاً کوهستان‌های میانی و

شرقی، ابرهای کومولونیمبوس اغلب با وسعت عمل محدودتر و محلی‌تر دیده می‌شوند. این موضوع می‌تواند به دلیل جهت حرکت هوای سرد عرض‌های شمالی با توجه به موقعیت سامانه‌های همدید پرفشار به وجود آورنده آن‌ها باشد. گاهی، صعود هوای مرطوب از کوه پایه‌ها و مناطق کوهستانی البرز هم باعث صعود هوا و تشکیل ابرهای جوششی می‌شود. این امر زمانی رخ می‌دهد که امکان این صعود، با توجه به گستردگی و نفوذ سامانه‌های همدید و نیروی کافی در پیش راندگی آن‌ها وجود داشته باشد.

از سوی دیگر مناطق شرقی سواحل جنوبی خزر و کوهستان‌های میانی البرز دارای سهم ابرهای جوششی بیش تری نسبت به ابرهای پوششی در هر دو گروه بارشی و در اغلب ماه‌ها هستند. ساختار تشکیل ابرهای جوششی در این مناطق می‌تواند به صورت دیگری هم رخ دهد. وجود ابرناکی پایین در مقایسه با ناحیه غربی و افزایش انرژی محسوس، می‌تواند در روزهای پس از وقوع بارش هم سبب تشکیل ابرهای جوششی و بارش‌های سنگین و فوق سنگین منطقه شود. این مکانیسم به ویژه در اوایل بهار و اوایل پاییز بیشتر روی می‌دهد. به عبارت دیگر در این منطقه نسبت به سواحل میانی و غربی، ابرهای جوششی، کمتر به ابرهای پوششی تبدیل شده و بارش‌های سنگین‌تر ایجاد می‌کنند. برعکس در سواحل میانی و غربی بخش قابل توجهی از ابرهای جوششی به ابرهای پوششی تبدیل شده و می‌تواند باعث رخداد بارش‌های فراگیر در منطقه شوند. وجود رویدادهای بارشی بیش از ۱۰ تا ۱۵ روزه، قطعاً به دلیل چنین

می‌شود نه فوق سنگین. استراتوس‌ها در اواخر تابستان و فصل پاییز اغلب منشاء خزری دارند. به عبارت دیگر با عبور هوای سرد شمالی روی آب‌های گرم‌تر خزر، در صورت وجود دمای مناسب آب و هوای عبوری و شرایط صعود و رشد ارتفاعی خوب به ویژه عدم وجود لایه وارونگی هوا، ابرهای کومولونیمبوس و دیگر ابرهای جوششی تشکیل می‌شوند. چنانچه این شرایط فراهم نباشد و هوای گرم و مرطوب شده نتواند در جهت عمودی توسعه یابد، در جهت افقی گسترده شده و با کشیده شدن روی دریا در ارتفاع پایین و سرد شدن در لایه‌های زیرین، اشکال مختلف ابرهای استراتوس را به وجود می‌آورد. این ابرها گاهی در شرایط مناسب‌تر دمایی، به نیمواستراتوس تبدیل می‌شود و بارش‌های سنگین و زیادی را به دنبال دارد. از سوی دیگر در برخی اوقات، ابرهای استراتوس نوع ۶ و ۷ (ابرهای پوششی) به تدریج با حرکت هوای مرطوب و نسبتاً گرم‌تر دریایی به سوی سواحل، همچنین جابه‌جایی ابرهای جوششی توسعه نیافته مانند استراتوکومولوس‌ها از سمت دریا و ساحل به سوی جلگه و کوهپایه‌های جنوبی‌تر و تبدیل آن‌ها به ابرهای استراتوس، شکل می‌گیرند. به طوریکه در اثر برخورد سطح زیرین این هوای مرطوب و ابرهای جوششی توسعه نیافته، با سطح سردتر سواحل و جلگه، در حوالی عصر تا شب، ابرهای استراتوس نوع ۶ و ۷ تشکیل می‌شوند. فراوانی بیشتر ابرهای نوع ۶ و ۷ در ساعات اولیه صبح، قبل از طلوع آفتاب و هنگام عصر، بعد از غروب خورشید، همچنین تصاویر ماهواره‌ای متعدد در زمان رخداد بارش‌های سنگین

تبدیل‌هایی در ساختار توسعه و تغییر در نوع ابرهاست. بنابراین علی‌رغم تشکیل ابرهای پوششی به صورت مستقیم، اغلب این ابرها منشاء جوششی و در اثر تغییر آن‌ها به وجود می‌آیند.

ابرهای استراتوکومولوس نوع ۴ و ۵، گاهی در پی عدم شکل‌گیری کامل ابرهای کومولونیمبوس نوع ۳ و ۹ و گاهی از تبدیل و تغییر آن‌ها پس از رویداد بارش به وجود می‌آیند. به عبارت دیگر گاهی در شروع فرآیند صعود و به دلیل وجود لایه وارونگی هوا، ابرهای استراتوکومولوس تشکیل می‌گردد و پس از برطرف شدن لایه وارونگی، این ابرها توسعه عمودی می‌یابند و تبدیل به کومولونیمبوس می‌شوند. در برخی مواقع هم پس از توسعه عمودی و تشکیل ابرهای کومولونیمبوس و رخداد بارش، سطح بالای این ابر با لایه وارونگی هوا برخورد کرده که در این حالت از ادامه صعود آن، جلوگیری می‌شود. در این صورت به تدریج این ابرها با گسترده‌گی در سطح افق، به ابرهای استراتوکومولوس تبدیل می‌شوند. این ابرها گاهی نیز از تغییر حالت ابرهای استراتوس به وجود می‌آیند و گاهی خود باعث تشکیل ابرهای استراتوس می‌شوند.

از سویی دیگر، در زمان وقوع بارش‌های فوق سنگین و سنگین به ویژه در سواحل غربی، انواع ابرهای استراتوس در آسمان این منطقه رویت می‌شوند. این ابرها دو منشا دارند. اولی، ابرهایی هستند که منشاء خزری ندارد و با ورود سامانه‌های غربی، جنوب غربی و جنوبی به منطقه وارد می‌شوند. این استراتوس‌ها اغلب باعث رخداد بارش‌های سنگین

نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه اقلیم و برنامه ریزی محیطی.
خوشحال دستجردی، جواد، (۱۳۷۶)، تحلیل و ارائه مدل سینوپتیکی کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.

علیجانی، بهلول، (۱۳۸۱)، اقلیم شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت.

قشقای، قاسم، (۱۳۷۵)، بررسی اثر فرابار سبیری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی‌زاده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم و برنامه‌ریزی محیطی.

لشکری، حسن، (۱۳۷۵)، الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.

لشکری، حسن، (۱۳۸۲)، مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۶، زمستان ۱۳۸۲، صص ۴۶-۳۱.

محمدی، بختیار، (۱۳۸۸)، تحلیل همید بارش‌های ابر سنگین ایران، استاد راهنما: دکتر ابوالفضل

به وسیله ابرهای پوششی، این مسئله را تایید می‌کند. ابرهای نوع ۷ اغلب در زیر ابرهای نوع ۳ تشکیل می‌شوند و باعث رخداد بارش‌های سنگین، فراگیر و طولانی در منطقه می‌شوند.

نتایج تحلیل ساعت‌های دیده بانی نشان می‌دهد که تقریباً برای اغلب منطقه، دو بیشینه در ساعات ۰۳ و ۱۵ GMT (۵/۶ صبح و ۵/۶ عصر)، برای ابرهای پوششی و یک بیشینه ساعت ۱۲ GMT (۵/۳ بعداز ظهر) برای ابرهای جوششی وجود دارد که ماه‌های فراوانی بیشینه آن‌ها در نواحی مختلف یکسان نیست.

در یک نگاه کلی تقریباً اغلب بارش‌های سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر در زمانی که فقط شمال ایران بارندگی دارد، مشاهده می‌شود و بسیاری از این بارش‌ها هم با منشاء ابرهای پوششی است با وجود اینکه ممکن است از ابتدا منشا جوششی داشته باشند.

منابع

اشجعی باشکند، محمد، (۱۳۷۹)، بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران، استاد راهنما: دکتر محمد خیر اندیش، استاد مشاور: مهندس احمد نوحی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.

حسینجانی، لیلا، (۱۳۸۳)، شناسایی تیپهای هوای موثر بر بارش سواحل جنوبی خزر (گرگان-بندر انزلی) برای دوره ۱۹۹۱-۲۰۰۰، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی داده، پایان

- Hellstrom, C., 2005, Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden, *Int. J. Climatol*
- O., 2001, Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part2: Statistical a. 25:631-648.
- Jansa, A., Genoves, A., Picornell, M, Angeles, C., Joan, R. and Carretero, pproach, *Meteorol. Appl.* 8: 43-56.
- Kato, T. and Aranami, K., 2005, Formation Factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a Cloud-Resolving Model, *SOLA, Vol. 1, 001-004 pp 336-347.*
- Kumar, A., Dudhia, J., Rotunno, R., Niyogi, D. and Mohanty, U., 2008, Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting(WRF), *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 134:1897-1910.
- Kyou, L., Gyun, P. and Wan, K., 2008, Heavy rainfall events lasting 18 days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, *J. of the Meteorological Society of Japan, Vol, 86, NO.2, PP.313-333.*
- Lana, A., Campins, J., Genov'es, A. and Jans, A., 2007, Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences, 12: 27-32.*
- Lasat, M., 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 example of their role in heavy rainfalls, *Meteorol Atmos Phys* 96: 43-60.
- Lenderink, G., van Meijgaard, E., Selten, F., 2009, Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006, from the perspective of a changing climate, *Clim Dyn, 32:19-33.*
- Mesnard, F., Pujol, O., Sauvageot, H., 2008, Discrimination between convective and stratiform precipitation in radar-observed rainfield using fuzzy logic, *J. Atmospheric science, 28:983-994.*
- Mohapatra, M. and Mohanty, U., 2005, Some characteristics of very heavy rainfall over Orissa during Summer monsoon season, *J. مسعودیان و دکتر محمد رضا کاویانی، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.*
- مرادی، حمیدرضا، (۱۳۸۳)، نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور، مجله علوم دریایی ایران، دوره ۳، شماره ۲ و ۳، بهار و تابستان ۱۳۸۳، صص ۸۷-۶۹.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کاویانی، محمدرضا، (۱۳۸۷)، اقلیم شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- مسعودیان، سید ابوالفضل، (۱۳۸۷)، شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابر سنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۷۸، دانشگاه تبریز.
- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر، (۱۳۸۳)، اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل زا با منشا منطقه دریای سرخ در خاور میانه، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۵. صص ۴۵-۲۷
- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر، (۱۳۸۴)، بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۷. صص ۷۷-۵۸
- Boguslavsky, S., Kaminsky, S. and Ivashchenko, I., 1996, The impact of Black Sea on the local thermal and baric processes in the atmosphere, *Journal of Physical Oceanography, Vol. 7, No. 5, PP.381-388.*
- Hand, W., Fox, N. and Collier, C., 2004, A study of twentieth-century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting, *Meteorol.Appl*, 11, 15-31.

- Lang, S., Zeng, X., Shige, S. And Takayabu, Y., 2009, Relating convective and stratiform rain to latent heating, *J. Climate*, 24: 7, 1847-1893.
- Tripoli, G. J., Leung, W.-Y., Mugnai, A., P., Sanò and Smith, E.A., 2008, Impact of above-normal Mediterranean SSTs on heavy rain events, 10th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Plinius Conference Abstracts, Vol. 10: 108-123.
- Ulbrich, C. and Atlas, D., 2002, on the separation of tropical Convective and stratiform rains, *J. Appl. Meteor.*, 41:188-195.
- Webster, P., Holland, G., Curry J. and Chang H-R., 2005, Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. 309:1844–1846.
- Earth Syst.Sci., 114, No. 1, February 2005, PP. 17-36.
- Persson P., Neiman P., Walter B., Bao J-W., Ralph FM, 2005, Contributions from California coastal-zone surface fluxes to heavy coastal precipitation: a CALJET Case Study during the strong El Niño of 1998. *Mon Weather Rev* 133:1175–1198
- Rudari. R., Entekhabi, D. and Roth, G., 2004, Large- scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, *Advances in Water Resources* 28: 601-614.
- Sen Roy, S., 2008, A special analysis of extreme hourly precipitation patterns in India, *Int. J. of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.

Clouds analysis in heavy and super heavy precipitations in the southern coasts of Caspian Sea

H. Nouri. H.A. Ghayoor. A. Masoudian. M. Azadi

Received: November 9, 2010 / Accepted: August 13, 2011, 1-4 P

Extended abstract

1- Introduction

The cloudiness effects on the climate in the southern coasts of Caspian Sea through increasing of humidity, precipitation and cloudiness cooling. Spreading of Caspian Sea in the north of area and Elborze Mountains in the south of area cause suitable conditions to generate heavier precipitation in the southern coasts of the Sea when low pressure systems pass from area or high pressure systems are located in around of Caspian Sea. The previous researches showed that convective clouds are the most important cause to generate heavier precipitation but non

convective clouds can produce this group of precipitation if they accompany with convective clouds. In this research, kinds of low clouds which produce heavy and super heavy precipitation events were studied.

2- Methodology

Precipitation events are computed on the basis of daily precipitations (1982 to 2003). Precipitation events were divided into 2 groups heavy and super heavy precipitations after sorting with regard to 25 and 50 percent probability. Then, the classes were grouped into two classes convective and non convective clouds based on clouds synoptic indices. Clouds synoptic indices 2, 3, 8 and 9 show convective clouds as well clouds synoptic indices 4, 5, 6 and 7 show non convective clouds. Convective and non convective clouds which generate heavy and super heavy precipitation events analysis and compare were used METEOSAT 5 images were used to

Author(s)

H. Nouri (✉)

Assistant Professor of Climatology, University of Malayer, Malayer, Iran
e-mail: hamidwatershed@yahoo.com

H.A. Ghayoor

Professor of Hydrology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

A. Masoudian

Professor of Climatology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

M. Azadi

Assistant Professor of Climatology, Meteorological Research Institute, Tehran, Iran

survey and determinate clouds location in different geographic places.

3- Discussion

Precipitations in the southern coasts of Caspian Sea are different from of the rest of places in Iran both amount and duration. Synoptic and dynamic conditions particularly sea surface temperature over the Sea and cold advection from north to south can be the most important factors to produce the clouds. The previous studies have indicated that the main cause to generate heavier events is convective clouds. The results show that the area is divided into 3 regions on the basis of formation conditions of clouds and its daily and monthly regimes in general. The first region is the west and middle coasts of Caspian Sea. Cumulonimbus clouds (type 3 and then 9) produce heavier precipitation and the frequency of convective clouds in heavy group is less than super heavy group. Frequency maximum is at 03 and 15 o'clock GMT in different months for heavy precipitations group. The second region is the east coasts of Caspian Sea. The convective clouds are the main cause to generate heavier precipitation events and its frequency is more than non convective clouds. The most frequency of convective and non convective clouds is between 03 and 15 o'clock GMT. The third region includes mountainous parts in the middle of area. Cumulonimbus clouds (type 3) which are locally and not spread produce heavier precipitations.

4- Conclusion

convective precipitations particularly cumulonimbus clouds are the main cause to generate heavy and super heavy precipitation events originally in the southern coasts of Caspian Sea even though non convective have been spread throughout of sky. Non convective clouds have the main role in heavy precipitation than super heavy precipitation. Cloudiness percent and monthly regime aren't similar in different regions as cloudiness in the west region is more than the east and mountainous places. The frequency maximum is 03 and 12 GMT for convective and non convective clouds respectively.

Keywords: convective and nonconvective clouds, heavy and super heavy precipitations, southern coasts of Caspian Sea.

References

- Boguslavsky, S., Kaminsky, S. and Ivashchenko, I., 1996, The impact of Black Sea on the local thermal and baric processes in the atmosphere, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 7, No. 5, PP.381-388.
- Hand, W., Fox, N. and Collier, C., 2004, A study of twentieth-century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting, *Meteorol.Appl*, 11, 15-31.
- Hellstrom, C., 2005, Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in

- Sweden, *Int. J. Climatol.* 25:631-648.
- Jansa, A., Genoves, A., Picornell, M., Angeles, C., Joan, R. and Carretero, O., 2001, Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part2: Statistical approach, *Meteorol. Appl.* 8: 43-56.
- Kato, T. and Aranami, K., 2005, Formation Factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a Cloud-Resolving Model, *SOLA*, Vol. 1, 001-004 pp 336-347.
- Kumar, A., Dudhia, J., Rotunno, R., Niyogi, D. and Mohanty, U., 2008, Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting(WRF), *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 134:1897-1910.
- Kyou, L., Gyun, P. and Wan, K., 2008, Heavy rainfall events lasting 18 days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, *J. of the Meteorological Society of Japan*, Vol, 86, NO.2, PP.313-333.
- Lana, A., Campins, J., Genovés, A. and Jans, A., 2007, Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences*, 12: 27-32.
- Lasat, M., 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 example of their role in heavy rainfalls, *Meteorol Atmos Phys* 96: 43-60.
- Lenderink, G., van Meijgaard, E., Selten, F., 2009, Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006, from the perspective of a changing climate, *Clim Dyn*, 32:19–33.
- Mesnard, F., Pujol, O., Sauvageot, H., 2008, Discrimination between convective and stratiform precipitation in radar-observed rainfield using fuzzy logic, *J. Atmospheric science*, 28:983-994.
- Mohapatra, M. and Mohanty, U., 2005, Some characteristics of very heavy rainfall over Orissa during Summer monsoon season, *J. Earth Syst.Sci.*, 114, No. 1, February 2005, PP. 17-36.
- Persson P., Neiman P., Walter B., Bao J-W., Ralph FM, 2005, Contributions from California coastal-zone surface fluxes to heavy coastal precipitation: a CALJET Case Study during the strong El Niño of 1998. *Mon Weather Rev* 133:1175–1198
- Rudari. R., Entekhabi, D. and Roth, G., 2004, Large- scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, *Advances in Water Resources* 28: 601-614.
- Sen Roy, S., 2008, A special analysis of extreme hourly precipitation patterns in India, *Int. J. of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.
- Lang, S., Zeng, X., Shige, S. And Takayabu, Y., 2009, Relating convective and stratiform rain to

- latent heating, *J. Climate*, 24: 7, 1847-1893.
- Tripoli, G. J., Leung, W.-Y., Mugnai, A., P., Sanò and Smith, E.A., 2008, Impact of above-normal Mediterranean SSTs on heavy rain events, 10th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Plinius Conference Abstracts, Vol. 10: 108-123.
- Ulbrich, C. and Atlas, D., 2002, on the separation of tropical Convective and stratiform rains, *J. Appl. Meteor.*, 41:188-195.
- Webster, P., Holland, G., Curry J. and Chang H-R., 2005, Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. 309:1844–1846.