

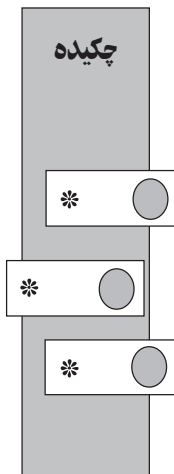
آنالیز سینوپتیکی و دینامیکی چرخندزایی روی مدیترانه

فریده حبیبی^۱

(تاریخ پذیرش نهایی مقاله: ۸۶/۲/۲۶)

سامانه های کم فشاری که منطقه ایران را متأثر می سازند اغلب اوقات در ناحیه مدیترانه شکل می گیرند، لذا این مقاله سعی دارد که سازوکار پدیده چرخندزایی در منطقه دریای مدیترانه را از نظر سینوپتیکی و دینامیکی بررسی کند. بررسی ها نشان می دهند که دریای مدیترانه به واسطه پستی و بلندی سواحل خود از ویژگی های خاصی برخوردار است و می تواند هر توده هوایی را به توده هوای مدیترانه ای تعدیل کند. از اینرو، در این مقاله موقعیت جغرافیایی دریای مدیترانه از نظر پستی و بلندی، بادهای محلی منطقه مدیترانه، چرخندزایی در مدیترانه و تئوری چرخندزایی به تفصیل بررسی شده است.

کلمات کلیدی: سامانه های کم فشاری، بادهای محلی، چرخندزایی، دریای مدیترانه، سازوکار پدیده، پستی و بلندی مدیترانه.



مقدمه

این تحقیق سعی دارد که پدیده چرخندزایی را از دیدگاه هواشناسی دینامیکی و سینوپتیکی بررسی نموده و حتی الامکان اثراتی که روی منطقه ایران می گذارد را شناسایی نماید. خوشبختانه سیستم های کم فشاری که ایران را متأثر می سازند اغلب در منطقه مدیترانه شکل می گیرند لذا، ناگزیریم که برای شناخت دقیق این پدیده ابتدا آن منطقه را بررسی کنیم. البته، این منطقه از دیرباز به واسطه ویژگی های مختص به خود مورد توجه بشر بوده است ولی از دیدگاه هواشناسی

به دلایل زیر حائز اهمیت است :

- ۱- رفتار خاص پدیده‌ها در این محل، دشواری پیش‌بینی صحیح زمان وقوع آنها و تاثیر شدید آنها بر اجتماع.
- ۲- بیشینه تمرکز چرخندزایی جهان در مدیترانه است و چرخندهایی که در آنجا تشکیل می‌شوند به قدری فعال هستند و سریع توسعه می‌یابند که در فاصله زمانی اندکی وضع هوا را به کلی دگرگون می‌سازند و به همین لحاظ برخی از چرخندهای این ناحیه که در مقیاس کوچکتر تشکیل می‌شوند، اما با تغییرات جوی شدید و آهنگ رشد سریعتر همراه هستند به چرخندهای انفجاری معروف می‌باشند.
- ۳- ریزش بارش‌های خیلی سنگین فوق حاره‌ای به میزان 800mm و بارش‌های جنب حاره‌ای به میزان 100 الی 200mm در ۲۴ ساعت که به سهولت قادر به جاری ساختن سیل‌های عظیم و برق‌آسا در منطقه است.
- ۴- وزش بادهای خیلی قوی محلی با 20 و حتی 25 متر بر ثانیه که برخی از آنها از ویژگی‌های یکسان و کاملاً تکراری برخوردار هستند.

مواد و روشها

بررسی‌ها نشان می‌دهند سیستم‌های کم‌فشاری که ایران را متأثر می‌سازند اغلب در منطقه مدیترانه شکل می‌گیرند. پس، پدیده چرخندزایی آن منطقه و سازوکار آن برای منطقه ایران حائز اهمیت است. لذا این مقاله سعی دارد که این پدیده را از نظر سینوپتیکی و دینامیکی بررسی نماید. بدین منظور ابتدا موقعیت جغرافیایی دریای مدیترانه از نظر پستی و بلندی و بادهای محلی منطقه مدیترانه بررسی شده است و سپس چرخندزایی در مدیترانه و تئوری آن از دیدگاه هواشناسی دینامیکی و سینوپتیکی به تفصیل بررسی و در انتها نتیجه‌گیری انجام شده است. لازم به ذکر است که در این بررسی از نقشه‌های سطوح فوقانی جو به ویژه نقشه‌های کنتوری 500 ، 700 و 300 هکتوپاسکال و نقشه‌های فشاری سطح متوسط دریا و نیز پارامترهای هواشناسی نظیر دما، فشار، بارش و غیره طی سال‌های 1989 تا 1997 استفاده شده است که نتایج آن به صورت مقاله‌ای جدا از این مقاله تحت عنوان: «نقش سامانه‌های بندالی در چرخندزایی روی شرق دریای مدیترانه و بررسی نقش آن در سیل روی منطقه غرب ایران در مارس 2000 » چاپ خواهد شد.

موقعیت جغرافیایی دریای مدیترانه

دریای مدیترانه بزرگترین دریایی است که از غرب به شرق ما بین طول های جغرافیایی $6^{\circ}W$ تا $36^{\circ}E$ و بین عرض های جغرافیایی 30° تا $46^{\circ}N$ با وسعت 2965800 کیلومتر مربع در بین سه قاره اروپا، آسیا و آفریقا قرار دارد. بیشینه های مقادیر طول، عرض و عمق آن به ترتیب 3900 Km، 1600 Km و 5121 m است [۱۱]. دریای مدیترانه شامل مجموعه ای از دریاها، تیرنو، مدیترانه، یونان، آدریاتیک، اژه، مارمارا و سیاه است که دریاها، سیاه و مارمارا توسط تنگه بسفر و مارمارا و اژه نیز توسط تنگه داردانل به یکدیگر متصل هستند. البته این مجموعه از طریق تنگه جبل الطارق به اقیانوس اطلس و از طریق کانال سوئز به دریای احمر راه دارد [۱۰]. در شکل ۱ به طور طر حواره ای دریاها، پستی و بلندی های منطقه به انضمام ارتفاع قله های رشته کوه های اطراف دریا نشان داده شده است [۱]. همانگونه که در شکل مشاهده می شود این دریا توسط رشته کوه های تقریباً پیوسته با قله های مابین 1500 تا 5000 متر احاطه شده است و سواحل آن اکثراً کوهستانی است که بر اثر برهمکنش شارش هوا با موانع کوهستانی منطقه ممکن است که یکی از حالت های زیر ایجاد شود:

الف) تشکیل بندال

ب) انحراف در جهت شارش هوا

ج) تشکیل موج و فرایند گرمایش در سمت پشت به باد کوه

که حاصل هر سه اتلاف تکانه توده هوا است که آن را به اصطلاح با کشش کوه^۱ اندازه گیری می کنند. بنابراین، کوه ها نقش مهمی در اقلیم منطقه، شکل گیری پدیده های هواشناسی و تشکیل الگوهای فشاری چند مرکزی ایفا می کنند. از آنجایی که سواحل شمالی دریای مدیترانه کوهستانی هستند و در سواحل جنوب غربی نیز ارتفاعات مراکش قرار دارد و بخش جنوب شرقی دریا نیز به طور مستقیم با صحرای بزرگ آفریقا در ارتباط است به همین لحاظ بستر دریا را به دو بخش مدیترانه غربی و مدیترانه شرقی تقسیم می کنند.

۱- برای تجسم این کنش، یک ساختار دو قطبی فشار را در نظر بگیرید که سیستم پرفشار در سمت رو به باد و کم فشار در سمت پشت به باد کوه قرار داشته باشد، این ساختار فشاری شارش هوا را در تراز پایین جو ساماندهی کرده و بادهای محلی، مناطق همرفت جبهه های کم عمق و تاوایی پتانسیلی را در تراز پایین جو ایجاد می کند که از نظر هواشناسی حایز اهمیت است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی مدیترانه، ارتفاع قله کوه در داخل پراوتز برحسب متر است [۱۴].
 ۱- کوه سیستماپنی بتی کو (اسپانیا، ۳۴۷۸)، ۲- پیرنه (فرانسه، ۳۴۰۴) - ۳- آلپ سون (فرانسه، ۱۸۸۶)، ۳- آلپ (سوئیس، ۴۶۳۳)، ۴- آپنین (ایتالیا، ۲۹۱۴)، ۵- آلپ دیناری (کراوایی، ۲۵۲۲)، ۶- پیندوس (یونان، ۲۷۵۱)، ۷- رودوپ (بلغارستان، ۲۷۵۱)، ۸- آناتولی (ترکیه)، ۹- مراکش یا اطلس (۴۱۶۵)، ۱۰- سینتو (کرس، ۲۷۱۰)، ۱۱- ساردینا (ایتالیا)، ۱۲- اتنا (ایتالیا، ۳۲۶۳)

بادهای محلی مدیترانه

از دیرباز در منطقه مدیترانه بادهایی طی سال مشاهده شده اند که مستقل از جریانات اصلی سطوح فوقانی بوده و تا ارتفاع ۱/۵ الی ۲ کیلومتری سطح آب گسترش دارند. برخی از این بادهای خشک و داغ هستند و از منطقه شمال آفریقا به سمت دریای می وزند و برخی دیگر نیز خشک و سرد هستند که از منطقه جنوب اروپا به سمت دریای می وزند. بررسی های انجام شده بر روی این بادهای نشان داده اند که مشخصه های آنها از نظر جهت، چرخه زندگی، تغییراتی که در وضع هوا ایجاد می کنند و حتی توزیع جغرافیایی آنها در بسیاری از موارد کاملاً مشابه و تکراری بوده و به همین لحاظ بسته به موقعیت جغرافیایی آنها از زمان های قدیم نامگذاری شده اند.

اثر غیرمستقیم اما مهم وزش بادهای محلی، تشکیل تاوایی پتانسیلی چرخندی و واچرخندی است که تاوایی مثبت در سمت چپ و تاوایی منفی در سمت راست جهت پیشینه باد قرار دارد. مکانیزم اصلی ایجاد بادهای محلی وجود سواحل کوهستانی، دره ها و تنگه های باریکی است که پریشیدگی اولیه را در میدان فشار ایجاد می کند که در نواحی کوهستانی این پریشیدگی فشار می تواند گرادیان های قوی ۵ میلی باری در ۱۰۰ کیلومتر و یا حتی بیشتر را در سطح سراسیسی های تند لبه های رشته کوه ها، شکاف های باریک یا کانال های مابین کوه ها و دره های متقاطع ایجاد کند.

لبه شرقی کوه پیرنه ، لبه غربی کوه آناتولی ، دهانه رودخانه رنه ، برخی از دره هایی که در امتداد کوه های آلپ دیناری هستند و تنگه جبل الطارق مکان های مساعد برای ایجاد بادهای محلی مدیترانه می باشند. در شکل ۲ مهمترین بادهای محلی مدیترانه به طور طرحواره ای نشان داده شده است که عبارتند از:

- لونت^۱: باد شرقی ملایمی است که بیشتر اوقات در ماه های ژوئیه تا اکتبر و در ماه مارس در تنگه جبل الطارق جریان دارد و با خود رطوبت فراوان ، شبنم سنگین ، ابر محلی و هوای گرفته و برخی اوقات هوای بارانی را به ارمغان می آورد.

- و ندویلز^۲: باد جنوب غربی قوی است که در اواخر پاییز تا اوایل بهار در تنگه جبل الطارق جریان دارد. وقوع آن با افزایش هایی که در این منطقه در حال پیشروی هستند در ارتباط بوده و با توفان های تندری و تندورزهای شدید نیز همراه است .

- میسترل^۳: باد شمالی قوی که در خلیج لیون و دره رنه جریان دارد. هوادر هنگام وزش آن معمولاً خشک ، تمیز و آفتابی است و در نتیجه دمای جنوب فرانسه را تا دمای یخبندان کاهش می دهد. در فصل زمستان سرعت آن به حد سرعت تندباد می رسد.

- بورا^۴: باد شمال شرقی است که بیشتر در امتداد کرانه شرقی دریای آدریاتیک شمالی رخ می دهد و برخی از مشخصه های آن مشابه باد میسترال است. قدرت تخریبی آن در حد نیروی تندباد است و با بادهای جستی خیلی شدید همراه است و تندورزهای آن برخی اوقات تا ۵۰ متر بر ثانیه نیز می رسند.

- سی راکو^۵: باد جنوبی گرمی است که از نواحی خشک لیبی به سمت کرانه های ایتالیا جریان دارد و در پیشاپیش سیستم کم فشاری به سمت شرق مدیترانه حرکت می کند. این باد با باران سنگین همراه است در لیبی از آن با نام های گیبلی^۶ یا چیلی^۷ یاد می شود.

- گریگاله^۸: باد شمال شرقی قوی که در فصول سرد سال در نواحی مرکزی مدیترانه جریان دارد و وزش آن حتی تا پنج روز ادامه دارد اما معمولاً بعد از ۱ یا ۲ روز خاتمه می یابد. در هنگام وزش باد هوا خوب و یارگباری است که با قدری تگرگ نیز همراه می باشد.

1. Levanter

2. Vendavales

3. Mistral

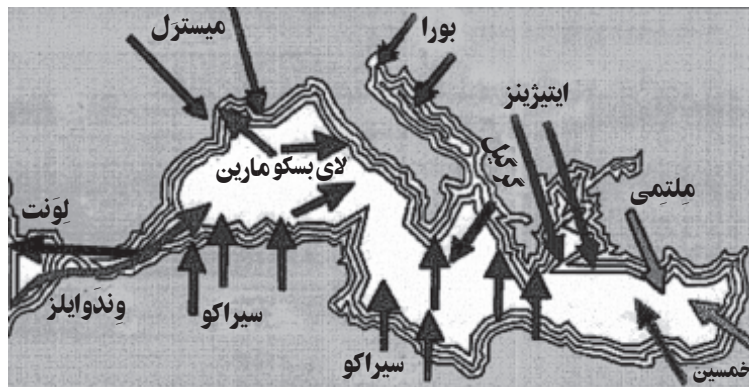
4. Bora

5. Scirocca

6. Ghibli

7. Chibli

8. Gregale



شکل ۲- بادهای محلی مدیترانه [۱۳]

- مارین^۱: باد جنوب شرقی قوی که در خلیج لیون جریان دارد و کثرت وقوع و اهمیت آن به باد میسترل نزدیک است. این باد معمولاً هوای گرم، مرطوب، ابری و هوای گرفته توام با باران را به منطقه می آورد و با افزایش هابی که پس از پیمودن شمال اسپانیا و جنوب فرانسه از غرب یا جنوب غربی به این منطقه می رسند، در ارتباط است.

- لایبکسو^۲: باد غربی یا جنوب غربی غالب در شمال جزیره کرت است که در طول تابستان در این منطقه جریان دارد و اغلب سبب بالا آمدن آب دریا می شود و ممکن است که به تندورزهای غربی شدید تبدیل شود. اما در طول زمستان در این منطقه و سواحل غربی ایتالیا باد شمالی یا شمال شرقی جریان پیدا می کند که ترمونتنا^۳ نامیده می شود که از نوع میسترال بوده و با هوای خوب همراه است و سرعت آن هرگز به سرعت تندباد نمی رسد و با افزایش روی دریای آدریاتیک و واچرخندی که در سمت غرب آن قرار دارد در ارتباط است.

- ملتمی^۴: این باد طی تابستان روی دریای اژه جریان دارد و باد غالب گردش اصلی است که به طور عمده از افزایش عمیق قاره ای که روی شمال غربی هند متمرکز است سرچشمه گرفته و توسط ترک ها به این نام و توسط یونانی ها به نام ای تی ژینز^۵ نامیده شده است و ممکن است که در

1. Marin
2. Libeccio
3. Tramontana
4. Meltemi
5. Etesians

هر جهتی ما بین شمال غربی و شمال شرقی بسته به پستی و بلندی محلی بوزد. این باد در خلیج سودا واقع در سواحل شمالی جزیره کرت از سرعت قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. وضع هوادر هنگام وزش آن خوب، تمیز و آفتابی است و بادهای شمالی از شدت گرمای تابستانی منطقه می‌کاهند. - خمسین^۲: در مصر و دریای احمر به بادهای جنوبی گفته می‌شود که معمولاً خشک، گرد و خاکی و اساساً داغ و مشابه بادهای سیراکو هستند و در جلوی و افشاری‌هایی جریان دارند که از روی مدیترانه یا شمال آفریقا به سمت شرق حرکت می‌کنند. اغلب و افشاری‌هایی که با مشخصه‌های وضعیت جوی این نوع بادهای همراه هستند نیز با این نام خوانده می‌شوند و بیشتر در فصل بهار از ماه فوریه تا ژوئن جریان دارد.

چرخندزایی در مدیترانه

در سال ۱۹۵۶، پترسن دو مرکز اصلی و فعال چرخندزایی در منطقه مدیترانه را روی بسترهای غربی و شرقی دریا برای فصل زمستان و برای فصل تابستان نیز یک مرکز اصلی بر روی شبه جزیره ایبری (اسپانیا و پرتغال) پیدا کرده بود [۵]. اما، امروزه با استفاده از داده‌های فراوان و تصاویر ماهواره‌ای مشخص شده که چرخندزایی مدیترانه‌ای در بخش‌های صحرا، دریای اژه و در سمت پشت به باد کوه‌های آلپ متمرکز گردیده است [۹]. اوج این فعالیت در فصل بهار بر روی صحرا و در تابستان روی ایبری است، اما چرخه سالیانه آن در دریای سیاه از نوسانات کمتری برخوردار است. بررسی‌هایی که بر روی چرخندزایی این منطقه انجام شده نشان می‌دهد که سیستم‌های کم فشار طی بهار و تابستان حالت پیشروی دارند و چرخندهایی که در منطقه جنوا شکل می‌گیرند از سیمای ثابتی در سال برخوردار هستند [۱۲].

در این تحقیق منظور از چرخندزایی تشکیل کم فشار پشت به باد کوه^۳ نیست بلکه گردش چرخندی است که در سطح وسیعی می‌تواند انرژی جنبشی تراز پایین جو را افزایش دهد. البته کم فشار پشت به باد کوه نیز توزیع تکانه و انرژی را دارا است اما چون فعل و انفعالات آن در سطح کوچکتری صورت می‌گیرد در اینجا از آنها صرف نظر شده است. توزیع انرژی جنبشی در زمانی که

1. Etesians
2. Khamsin
3. Lee Low

سیستم های بندالی مطرح هستند به شدت در ناحیه بزرگتری صورت می گیرد و هدف از این تحقیق بررسی این نوع از چرخندزایی ها است. همانگونه که قبلا نیز بیان شد در منطقه مدیترانه نه تنها تشکیل کم فشار پشت به باد کوه زیاد است بلکه این منطقه بیشینه چرخندزایی دنیا را نیز به خود اختصاص داده است و همچنین در ناحیه جنوب بیشینه چرخندهای انفجاری قرار دارد و بیشینه های ثانوی آنها نیز به ترتیب در قبرس، منطقه اژه، آدریاتیک و تعداد کمتری نیز در ناحیه های پاس^۱ دریای الجزایر، کاتانونیان^۲ دریای بالریک (شرق اسپانیا) و خلیج لیون قرار دارند.

بهترین مکان های چرخندزایی در مدیترانه نواحی هستند که در آنها تاوایی پتانسیلی مثبت بر روی ناحیه گرم پشت به باد کوه منطبق است و بیشتر روی خلیج جنوب این حالت دیده می شود. اما روی دریای تیرنو، قبرس، کاتانونیان دریای بالریک و دریای اژه نیز رخ می دهد و برعکس در سمت جنوب شرقی کوه های پیرنه طی جریانات شمالی و افشاری گرم در سمت پشت به باد کوه شکل می گیرد، اما اثر تاوایی پتانسیلی منفی به واسطه چینش ترامونتانا وجود دارد.

در اینجا برای تشریح بهتر فرایند چرخندزایی از مدل فرضی که هاسکینز^۳ و دیگران ارائه دادند، استفاده شده است (شکل ۳) [۳]. همانگونه که در شکل ملاحظه می شود هرگاه ناحیه ناهنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی تراز فوقانی با ناحیه ناهنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی یا دمای پتانسیلی تراز پایین هم پوشانی داشته باشد تاوایی پتانسیلی تراز فوقانی با گردش خود تمایل به انتشار به سمت پایین دارد و به طبع با گردش چرخندی تراز پایین برخورد نموده و یکدیگر را تقویت خواهند کرد و به کمک هم یک گردش چرخندی بسته ای را خواهند داشت. چنانچه این ناحیه با منطقه جبهه ای هم پوشانی پیدا کند با انتشار رو به پایین تاوایی پتانسیلی یک موج جبهه ای جدید و نیز یک قطب گرم در تراز پایین شکل گرفته و گردش چرخندی مجددی از طریق تقویت متقابل آنها به وجود می آید. حال اگر از این دیدگاه چرخندزایی مورد بررسی قرار گیرد، سه حالت زیر وجود خواهد داشت:

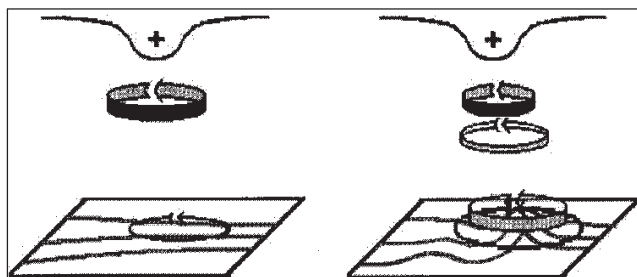
- زمانی که ناهنجاری در تاوایی پتانسیلی، یا بریده کم فشاری و یا ناوه در سطوح فوقانی موجود نباشد و یا موقعیت آنها نسبت به ناحیه ناهنجاری تاوایی پتانسیلی تراز پایین در ناحیه دورتری واقع باشد، اغتشاش شکل گرفته در تراز پایین ضعیف و تقریباً ساکن باقی می ماند و چرخندزایی رخ نمی دهد.

- زمانی که در سطوح زیرین ناحیه ناهنجاری تاوایی پتانسیلی موجود نباشد، چنانچه ناحیه

1. Paos
2. Catanion
3. Hoskins

ناهنجاری تاوایی پتانسیلی سطوح فوقانی از روی منطقه جبهه ای عبور کند چرخندزایی در زیر ناحیه ای که بیشینه فرارفت تاوایی پتانسیلی رخ می دهد، شروع خواهد شد که تعداد اندکی از چرخندزایی های مدیترانه ای از این نوع هستند.

- زمانی که پریشیدگی تراز فوقانی روی اغتشاش تراز زیرین قرار گیرد و با آن برهمکنش یابد چرخندزایی رخ می دهد و ازدیاد شدت پریشیدگی به اغتشاش تراز پایین خاتمه داده و چرخند عمیقی در آنجا شکل می گیرد.



شکل ۳- مدل فرضی هاسکینز برای چرخندزایی

تئوری چرخندزایی

عبارت چرخندزایی برای تشکیل سیستم های کم فشاری که دارای پهنای بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر باشند بکار می رود. این سیستم ها بسته به اینکه از عرض جغرافیایی ۳۰ درجه به سمت قطب و یا استوا قرار داشته باشند معروف به چرخندهای فوق حاره ای و یا حاره ای هستند.

مکانیزم تشکیل آنها به این قرار است که ابتدا در سطح زمین ناحیه ای با فشار کم شکل گرفته و سپس هوای اطراف در سطح افقی به آنسو شتاب می گیرند که مسیر حرکت آنها در نیمکره شمالی بر اثر نیروی کوریولیس ناشی از چرخش زمین به سمت راست منحرف می شود که نتیجه آن چرخش ذرات بر روی مسیرهای بسته و در خلاف جهت حرکت عقربه ساعت است. پس چرخندزایی را می توانیم به عواملی نسبت دهیم که باعث کاهش فشار در سطح زمین می شوند. معادله گرایش فشار مطابق رابطه (۱) بیان می شود.

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_z = -\int_z^{\infty} \rho g \nabla \cdot V dZ - \int_z^{\infty} g V \cdot \nabla \rho dZ + (\rho g w)_z \quad (1)$$

که اولین جمله سمت راست این رابطه بیانگر واگرایی افقی میدان باد و دومین جمله فرارفت چگالی را نشان می‌دهد [۲]. ملاحظه می‌شود که کاهش فشار نسبت به زمان در یک مکان ثابت به عوامل زیر بستگی دارد:

الف) واگرایی افقی ($\nabla \cdot \mathbf{V} > 0$) سبب کاهش جرم و کاهش وزن ستون هوا می‌شود.
 ب) فرارفت هوای گرم ($\nabla \rho < 0$) که در آن هوای سبکتر جایگزین هوای چگالتر می‌گردد.
 ج) حرکت رو به پایین یا نزولی ($w < 0$) سبب می‌شود که هوا از لایه‌های بالاتر به آن ناحیه نشست کند.

عمل مکانیکی واگرایی جرم در سطوح بالا کاهش فشار جوی در سطح زمین است و برای جبران جرم خارج شده از سطوح پایین بایستی هوا به آن سمت همگرایی یابد. اگر توده‌های هوایی از زیر گرم شود در اثر انبساط و کاهش چگالی در آن ناحیه فشار جوی کاهش خواهد یافت. پس این مکانیزم نیز در چرخندزایی می‌تواند سهیم باشد. این گرمایش به صورت‌های مختلف در جو رخ می‌دهد که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

الف) در فصل زمستان زمانی که توده‌های هوا بر روی صحراهای داغ و سوزان نظیر عربستان سعودی و آفریقای شمالی و مناطق کویری ایران قرار می‌گیرد، کاهش فشار ناشی از گرمایش منجر به تشکیل کم فشار حرارتی می‌شود.

ب) توده‌های هوایی که در فصل تابستان بر روی آب‌های نسبتاً گرم دریاها و اقیانوس‌ها قرار می‌گیرند نیز از زیر گرم می‌شوند و کم فشار شکل می‌گیرد.

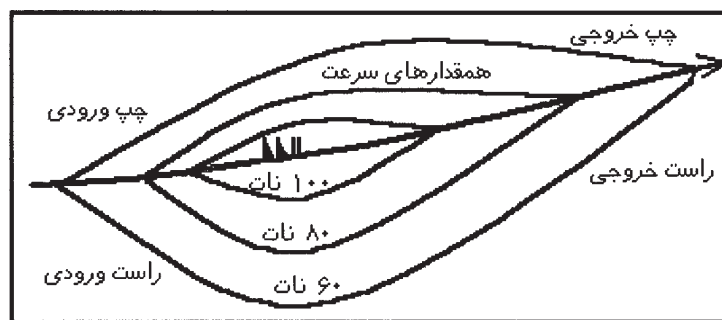
ج) زمانی که توده هوا در اثر برخورد به موانع کوهستانی مجبور به صعود می‌شود در سمت پشت به باد کوه در هنگام پایین آمدن به صورت بی‌دررو گرم شده و تحت این شرایط نیز فشار جوی کاهش یافته و یک مرکز کم فشار معروف به کم فشار پشت به باد کوه تشکیل می‌شود.

د) زمانی که هوای گرم استراتوسفر از محل شکستگی وردایست به وردسپهر نفوذ می‌کند، سطح زیرین آن در تراز پایین جو مساعد برای چرخندزایی است.

البته مکانیزم‌های ترمودینامیکی فوق به تنهایی برای ایجاد چرخندزایی کافی نیستند، زیرا کاهش فشاری که به این صورت رخ می‌دهد تا حدی در اثر همگرایی جرم جوی به درون ستون هوای فرازش یابنده جبران می‌شود. باید میزان واگرایی در سطوح فوقانی به مراتب بیش از میزان همگرایی در سطوح پایین باشد تا هوا در لایه‌های میانی جو همواره در حال صعود باشد که این حالت خود

معرف خوبی برای شناسایی چرخندها در سطح زمین است .

همچنین بخش های شرقی ناوه های سطوح فوقانی که در عرض های فوق حاره ای تشکیل می شوند و سمت چپ آن خروجی و سمت راست آن ورودی می باشد به صورت جت رگه ای است (شکل ۴) که واگرایی جرم در آن نواحی شدید می باشد و امتداد نواحی جبهه های واقع در سطح زمین که عمل همگرایی جرم در آن رخ می دهد، برای چرخندزایی در سطح زمین مساعد است . البته جبهه های ساحلی که به طور طبیعی در اثر تضاد دمایی بین توده های هوای سرد خشکی ها با توده هوای گرم دریایی شکل می گیرند نیز برای چرخندزایی در سطح زمین مساعد هستند .



شکل ۴- طرح واژه ای از یک جت رگه ای

نتیجه گیری

با توجه به موقعیت جغرافیایی منطقه مدیترانه که توده های هوا همواره از بین شکاف کوه ها و حتی از فراز آنها بر روی سطح آب سرازیر می شود، بنابراین بخش زیرین توده هوا تا ارتفاع ۱/۵ الی ۲ کیلومتری سطح آب توسط موانع کوهستانی در منطقه محبوس شده و به تدریج از زیر شروع به تعدیل می کند که در نهایت توده هوای مدیترانه ای شکل می گیرد . در فصل زمستان چون توده هوا سردتر از آب است از زیر فرایند گرمایش جریان دارد اما در فصل تابستان عکس این حالت وجود دارد و با سرمایش توده هوا از زیر به میزان رطوبت توده هوا افزوده می شود و به همین لحاظ توده هوای مدیترانه ای از پاییز تا اواخر بهار گرم و مرطوب است ولی در تابستان خنک ، مرطوب و با محتوای رطوبت بالا است . در اواخر تابستان و طی پاییز معمولاً لایه فوقانی این توده هوا خنک و خشک تر از لایه زیرین است و در نتیجه یک گرادیان قائم منفی در دمای پتانسیل هم ارز

دیده می شود که شرایط را برای برقراری ناپایداری همرفتی فراهم می سازد و قادر است که در ظرف چند ساعت صدها میلیمتر بارش داشته باشد و سیلاب های زیانباری را به وجود آورد و به همین لحاظ بیشینه توزیع فصلی سیل در اواخر تابستان و در پاییز قرار دارد ولی در زمستان و بهار لایه فوقانی هوا فقط سردتر از مواقع دیگر است .

توده هوا از اواخر تابستان تا بهار مخزنی برای گرمان نهان است که با آزاد شدن آن فرایندهای چرخندزایی تقویت و حفظ می شوند . هنگامی که چرخند صحارا به مدیترانه شرقی وارد می شود روی دریا تقویت می شود . البته ، منبع اصلی گرمای نهان آزاد شده در برخی موارد ابرهای بزرگ همرفتی است و این نوع از چرخندزایی به ناپایداری همرفتی نوع دوم نسبت داده می شود و شبیه به چرخندهای حاره ای یا کم فشار قطبی است . ازدیاد ناپایداری کثرفشاری در هوای اشباع نیز منبعی برای چرخندزایی مدیترانه ای است که حتی بدون همرفت قائم توده هوا گرمای نهان در آن آزاد می شود .

وجود پشته ناپایدار دینامیکی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال ، یک پیش نشانگر چرخندزایی سطحی در ناحیه مدیترانه است که با تشکیل موج کوچک در جناح شرقی و اچرخند بندانگام شکل و با حرکت موج به ناحیه جنوب و شرق و کشیدگی ناوه زیرین به سمت عرض های پایین که در نهایت جنوبی ترین بخش این ناوه توسط فرایندهای دینامیکی از بالا جدا شده و کم فشار بریده شکل می گیرد و با فرارفت ناحیه تاوایی نسبی مثبت روی ناحیه سطح جبهه ای کم عمق یک کم فشار عمیق در سطح زمین تشکیل می شود [۶].

چرخندزایی شدید روی سطح دریای مدیترانه و به خصوص شروع چرخندزایی را به توسعه جریانسو (این فرآیند در واقع نتیجه ای از ترکیب شارش انرژی جنبشی پیچکی با کثرفشاری محلی است) ، نسبت می دهند که در آن انتقال انرژی جنبشی پیچکی در وردسپهر زیرین به شکل جت استریم قوی که به صورت و اچرخندی روی شمال غربی اروپا خمیده شده است ، رخ می دهد [۷]. پیدایش جت در جلوی ناوه توسعه یافته شرایط را برای فرارفت هوای گرم به سمت شمال شرقی فراهم آورده و تقویت پشته جلویی و بسط و توسعه آن را به سمت عرض های شمالی فراهم می آورد . البته ، با پیدایش جت چنانچه ناوه جلویی حالت و اشار و محور آن از شمال غربی به جنوب شرقی باشد ناوه تقویت می شود ، اما اگر این حالت برقرار نباشد بخشی از تاوایی مربوط به چینش باد به تاوایی مربوط به انحنا تبدیل خواهد شد و موجی در مقیاس کوچکتر روی پشته در جایی که جت رگه ای در حال

پیشروی است شکل می گیرد. این موج خیلی سریع به سمت جنوب شرقی حرکت کرده و اگر شرایط تراز پایین مساعد باشد سبب چرخندزایی سطحی خواهد شد.

بنابراین مشخصه های گردش جوی که در هنگام چرخندزایی در مدیترانه و به خصوص بخش شرقی آن مشهود است وجود جت رگه ای در جناح شرقی و اچرخندبندال امگا شکل یا پشته موج بلند که با فرارفت قوی و سریع هوای سرد به شرق دریای مدیترانه همراه است، می باشد. البته در این حالت مهمترین عوامل دینامیکی که وجود آنها در ترازهای زیرین می توانند در مراحل بعدی توسعه نقش داشته باشند، عبارتند از:

- پشته ای که به صورت دینامیکی ناپایدار است.
- میدان باد که به علت شکل گیری ناوه و اشار دارای توزیع نامتقارن است.
- پریشیدگی که در شارش کژفشاری به واسطه وجود موانع کوهستانی ایجاد شده است.
- محور تراز ناوه ها که به صورت چرخندی یا اچرخندی قطع می شوند.
- تکوین ناوه و اشار در سطوح زیرین و ردسپهر که به واسطه شارش نامتقارن در دو سمت خط ناوه ایجاد می شود.
- در روی دریای مدیترانه، ناحیه تاوایی پتانسیلی هم آنروپی استراتوسفری به سمت استوا کشیده شود [۸].

- ایجاد پریشیدگی اولیه به واسطه پستی و بلندی که در محیط کژفشاری قوی باشد.
 - استقرار جت استریم قطبی در جناح غربی ناوه و جبهه سرد در جلوی ناوه.
- استقرار ناحیه جبهه در زیر ناحیه بیشینه فرارفت تاوایی مثبت سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال که در این زمان کم فشار سطحی شروع به بسط و توسعه نموده در حالیکه هنوز مرکز بسته ای در سطوح فوقانی دیده نمی شود [۴]. اما با چرخش محور ناوه از شمال شرق-جنوب غرب به سمت شمال غرب-جنوب شرق مرکز بسته زیرین ظاهر شده و کم فشار سطحی نیز عمیق تر می شود که در این مرحله حالت کژفشاری محیط نیز بارزتر است و مراکز بسته ارتفاعی در تمامی سطوح همفشاری دیده می شود.

تشکر و قدردانی

مقاله حاضر، از طرح پژوهشی «آنالیز سینوپتیکی رژیم بندالی روی مدیترانه و تاثیر آن بر حوادث

وضعیت جوی روی ایران» استخراج شده است که گزارش تفصیلی آن جدا از این مقاله ارائه گردیده است. بدینوسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران که امکانات تحقیق را فراهم نموده اند، از همکاری بخش خدمات ماشینی سازمان هواشناسی کشور، از راهنمایی و کمک های بی دریغ پروفیسور کالوکسی از امریکا و پروفیسور پریرکاس از کشور یونان تشکر و قدردانی می شود.

منابع

۱ - اطلس کامل گیتاشناسی، ۱۳۷۷، ISBN ۹۶۴-۶۲۴۱-۲۷-۱

1. Holton, J.R., 1992, An Introduction to Dynamic Meteorology, 3rd édition, Academic Press, 511p.
2. Hoskins, B.J. and D.J. Karoly, 1981, The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing, J. Atmos. Sci., 3, 1179-1196.
3. Michaelides & Prezerakos & Flocas, 1999, Quasi-Lagrangian Energetics of an Intense Mediterranean Cyclone, Q.J.R. Meteorol. Soc., 125, pp. 139-168.
4. Pettersen, S., 1956, Weather Analysis and Forecasting, Mac Graw Hill, New York.
5. Prezerakos, N.G. & Flocas, H.A., 1996, The Formation of a Dynamically Unstable Ridge at 500 hpa as a Precursor of Surface Cyclogenesis in Central Mediterranean. Meteorol. Appl. 3, 101-111.
6. Prezerakos, N.G. & Flocas, H.A. & Michaelides S.C., 1999, Upper-Tropospheric Downstream Development Leading to Surface Cyclogenesis in the Central Mediterranean, Meteorol. Appl., Vol .6, No .04, pp 313-322.
7. Prezerakos, N.G., Piraeus & Flocas, H.A., 1997, The Role of a Developing Upper Diffluent Trough in Surface Cyclogenesis over Central Mediterranean, Meteorol Zeitschrift, No. 6, 108-119.
8. Trigo, I.F., G.R., Bigg and T.D., Davies, 2002, Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean, Mon. Wea. Rev., Vol. 130, No. 3, 549-569.

9. <http://www.britannica.com/eb/article-eu = 11 79 68 & tocid =0 & query = mediterranean>.
10. <http://www.encyclopedia.com/articles/08281.html>.
11. <http://www.inm.es/wwi/palma/JANSA/JANSA1.HTM>, INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean Palma de Mallorca, 14-17, April 1997.
12. http://www.1yachtua.com/Medit_marinas/Mediterranean_Sailing/mediterranean_winds.shtm.
13. http://www.peakware.com/encyclopedia/ranges/maps/europe_m.htm.

باسمه تعالی

خواننده محترم

احتراماً با توجه به محدودیت چاپ و انتشار نشریه فصلی (علمی و فنی) نیوار از انتشارات این سازمان، خواهشمند است چنانچه علاقمند به اشتراك سالانه، شش ماهه و یا فصلی آن می باشید بابت اشتراك سالانه مبلغ ۶۰۰۰ ریال، شش ماهه مبلغ ۳۰۰۰ ریال و فصلی مبلغ ۱۵۰۰ ریال از طریق هر یک از شعب بانک ملی ایران به حساب جاری شماره ۳۳۵ خزانه داری کل به نام هواشناسی کشور واریز و به همراه فرم اشتراك پیوست به آدرس دفتر نشریه در مشهد ارسال دارید.
آدرس دفتر نشریه:

مشهد: صندوق پستی ۹۱۷۳۵-۴۹۱

تلفن: (۸) ۰۵۱۱-۳۸۲۲۳۰۶

نمابر: ۰۵۱۱-۳۸۲۲۳۱۰

E-mail: nivar_jou@irimo.ir

باسمه تعالی

فرم اشتراك مجله علمی - فنی نیوار

اینجانب با ارسال

فیش شماره به مبلغ ریال،

مقتضای اشتراك مجله نیوار به مدت یک سال ، شش ماه ، یک فصل می باشم.

آدرس: _____

کد پستی: _____ تلفن: _____ فاکس: _____

شغل و سمت: _____

Synoptic and Dynamic Analysis of Cyclogenesis over Mediterranean Sea

F. Habibi¹

Abstract

The cyclonic systems which are affected on Iran often form over Mediterranean area taking in to consideration this factor. This research attempts to study mechanism of cyclogenesis phenomena over Mediterranean Sea as synoptic and dynamic study. The studies are shown that Mediterranean Sea has a special feature due to its coastal topography that enables it to adjust every air mass to Mediterranean air mass. Therefore, this article has studied position of Mediterranean topography, local Mediterranean winds, cyclogenesis over Mediterranean and theoretical cyclogenesis in details.

Key Words: Local Mediterranean Winds, Cyclogenesis, Mediterranean Sea, Mechanism of Phenomena, Cyclonic Systems, Mediterranean Topography.

Study of Upper-level Frontogenesis from Potential Vorticity Perspective over the Middle-East Region and Iran

By: F. Ahmadi- givi¹ - M. Mirzaee²

Abstract

This paper investigates the evolution of the three middle- and upper-level fronts associated with the cyclones. The version 5 of the mesoscale model (MM5) is applied for the all cases, with 75 km * 75 km horizontal resolution. The boundary conditions are determined from the (United States) National Center for Environmental Prediction (NCEP), National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis. Using the model outputs, including PV, potential temperature, wind fields, the upper-level fronts have been studied. The analysis of the PV charts reveals that the upper-level frontogenesis is accompanied by the tropopause folding in all the cases. The penetration of dry and cold air with stratospheric PV values to mid-tropospheric levels increases PV gradient where the tropopause is folded and thereby enhances upper-level frontogenesis. The other noteworthy features are the existence of strong descending motions and high static stability near the regions of upper-level frontogenesis. The tropopause folding depth in the first case is larger than the other cases. The front in the first case is located on the upstream side of the thermal trough, whereas in the other two cases the fronts are seen on the base of the trough. It is suggested that the upper-level processes may have profound effects on the frontogenesis in the third case. On the other hand, the results show that both the middle- and upper-level processes have significant contributions to the frontogenesis in the other two cases.

Key Words: Upper Level Front, Frontogenesis, Potential Vorticity, Tropopause Folding

Physical Basis and Concepts in Supercooled Cloud Seeding

By: S. Javanmard¹

Abstract

Since understanding of the physical basis of cloud seeding is one of the most necessary elements in successful weather modification research, therefore in this paper the physical basis and concepts related to supercooled cloud seeding has been presented. In this regard, at first, a short review on precipitation process in cold cloud seeding, reasons of difference in cold precipitation processes has been presented. Then the conceptual models of statical cloud seeding for convective and winter orographic clouds and dynamical cloud seeding has been discussed and in other section, microphysical-dynamical interactions processes in supercooled cloud seeding using Liquid Carbon Dioxide has been explained , and finally the methods of optimization of seeding effects has been presented.

Keywords: Supercooled Cloud Seeding, Ice Nucleation, Statical Cloud Seeding, Dynamical Cloud Seeding, Microphysical Process, Dynamical Process, Liquid Carbon Dioxide (LC), Optimization of Seeding Effects.

Updated IDF Curves for Mashhad

By: B. Ghahraman¹

Abstract

Estimation of rainfall intensity at specified duration and return period is an essential parameter in all water projects. Drainage, watershed management, dam construction, surface run-off disposal are some examples of such projects. Airport station is the oldest station in Mashhad and is supervised by Iran Meteorological Organization. This station, as synoptic, has recording rain-gauge device since 1969. Based on 1969-1993 data, intensity-duration-frequency (IDF) of this station has been done by 2-parameter Gamma. The other charts of this station are to 2006, were digitized and up-to-dated IDF is prepared. Gumble distribution best fitted the data. However, the results showed that, despite of decreasing trend of rainfalls, there are negligible differences between this IDF and the previous one.

Key Words: Short Duration Rainfalls, Gumble Distribution, IDF, Mashhad.

Investigation of Rainfall Variability and Trend of its Disorder Index in South Coastal Belt of the Caspian Sea

By: S. SH. Mosavi¹

Abstract

The Caspian Sea south coast is known the wettest area of the Iran where has the most rainstorms value in 24 hours time, Thus this special situation associate with the world climatic changes in recent years caused that by 6 stations used to identify of line trend related to seasonal rainfall and its disorder index changes over the three last decades of twentieth century. The primitive results have shown in spite of the fact that the most negative anomalies of rainfall were happened in Winter and Spring on the Southeast and Southwest regions respectively, only the Autumnal rainfall is facing with an increase in middle section of the coastal belt. Also with regard to decline of the most rainstorms value in 24 hours time in Autumn above the Anzali site and its rise above the Ramsar and Babolsar sites, it is probable that the frontier of intensive rainfall has been diverged from Southwest area along coastline towards East. Concerning of the warm semester can be pointed to the trend of its rainfall decline on this area throughout. In continuation has been shown that the annual disorder index on the some places is increasing, but the addition tendency towards heavier daily rainfall over the Southeast basin in spring and summer seasons and over the Western Mazandaran province in Autumn have encountered with a special position on the coastal belt.

Key Words: Caspian Sea South Coast, Linear Trend, Rainfall Changes, The Most Rainstorm Value in 24 Hours Time, Disorder Index.

Content

- Investigation of Rainfall Variability and Trend of its Disorder Index in South Coastal Belt of the Caspian Sea By: S. SH. Mosavi	7
- Updated IDF Curves for Mashhad By: B. Ghahraman	21
- Physical Basis and Concepts in Supercooled Cloud Seeding By: S. Javanmard	41
- Study of Upper-level Frontogenesis from Potential Vorticity Perspective over the Middle-East Region and Iran By: F. Ahmadi- givi, M. Mirzaee	59
- Synoptic and Dynamic Analysis of Cyclogenesis over Mediterranean Sea By: F. Habibi	77
- Newsletter	93
- Meteorological Glossary	95
- Conditions for Acceptance of Articles	99
- Subscription Form	103
- Abstracts	104

سازمان هواشناسی کشور
I.R. OF IRAN
METEOROLOGICAL
ORGANIZATION



موسسه

**Islamic Republic of Iran
Meteorological Organization (IRIMO)**

Editor - in - Chief: A. M. Noorian

Associate Editor: G. A. Kamali

Addresses:

1. P. O. Box: 13185-461, Tehran, I.R. of Iran
2. P. O. Box: 91735-491, Mashad, I.R. of Iran