

نقش رودباد در چرخندزایی میانه مدیترانه

- الهام مبارک حسن^{۱*}، امیر حسین مشکواتی^۲، مجید آزادی^۳، مجید مزرعه فراهانی^۴
- ۱- عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهواز، گروه محیط زیست
- ۲- عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه هواشناسی
- ۳- استادیار، عضو هیات علمی پژوهشکده هواشناسی
- ۴- مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۸۹/۱۲/۰۳، تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۰۴/۰۳

چکیده

منطقه میانه مدیترانه یکی از مناطق چرخندزایی در حوضه مدیترانه می‌باشد که تغییرات رخ داده در رودباد و واگرایی سطوح بالا عامل مهمی در چرخندزایی این منطقه می‌باشد. به منظور بررسی اثر رودباد داده‌های سرعت مداری و نصف النهاری باد، سرعت قائم، ارتفاع ژئوپتانسیل از داده‌های بازیابی شده در تارنمای^۲ NCEP^۱/NCAR استخراج شدند. سپس بر اساس آن میدان واگرایی و فرارفت مثبت تاوایی نسبی نیز محاسبه شدند. در ابتدا الگوهای ترکیبی حاصل از چند سامانه میانه مدیترانه ترسیم شده و در انتها نیز به یک مورد خاص در فوریه ۱۹۷۴ اشاره می‌شود.

در الگوهای ترکیبی هر دو رودباد جنب حاره و قطبی می‌توانند در شکل‌گیری سامانه‌های میانه مدیترانه موثر باشند. میدان واگرایی در سمت چپ خروجی رودباد قطبی شمالی-جنوبی عاملی در جهت شکل‌گیری همگرایی سطحی، سرعت قائم بالاسو و توسعه ناوه وارون فشاری به سمت میانه مدیترانه می‌باشد. اما با تغییر میدان واگرایی و باد در سطوح بالای جو، سامانه به سمت چپ خروجی رودباد جنب حاره انتقال یافته و در عین حال تقویت نیز می‌شود. به این ترتیب رودباد جنب حاره در طی فرآیند توسعه موثر است. اما در برخی موارد فرآیند توسعه سامانه با حضور رودباد قطبی غربی-شرقی بر روی دریای سیاه، با برهم‌کنش خروجی رودباد جنب حاره و ورودی شکل می‌گیرد. در سامانه فوریه ۱۹۷۴ در روز ۲۱ فوریه حضور رودباد جنب حاره منجر به گسترش ناوه وارون فشاری به سمت میانه مدیترانه می‌شود و در این سامانه خاص رودباد قطبی شمالی-جنوبی نقشی در شکل‌گیری سامانه ندارد. اما در طی ۲۴ ساعت بعد بیشینه تندی باد در مرکز رودباد جنب حاره به ۷۲ متر بر ثانیه رسیده و همچنین خمیدگی چرخندی و چینش افقی باد در سمت چپ رودباد و در بالای منطقه میانه مدیترانه تا شمال لیبی تشدید می‌شود که منجر به تقویت کم‌فشار سطحی می‌شود. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که فرآیند توسعه کم‌فشار سطحی تماماً تحت تاثیر رودباد جنب حاره بوده و رودباد قطبی غربی-شرقی و یا شمالی-جنوبی در این چرخندزایی نقشی ندارد.

واژگان کلیدی: رودباد جنب حاره، رودباد قطبی، واگرایی، فرارفت مثبت تاوایی نسبی، چرخندزایی.

1*. Email: Mobarak_e@yahoo.com

2. National Center for Atmospheric Research

3. National Centers for Environmental Prediction

مقدمه

دریای مدیترانه یکی از مناطق مهم چرخندزایی در نیم کره شمالی می‌باشد. چرخندهای شکل گرفته بر روی مدیترانه تأثیر بسزایی بر آب و هوای ایران به خصوص نواحی غربی و مرکزی آن دارند. تشخیص شرایط شکل‌گیری و توسعه سامانه‌ها در میانه مدیترانه می‌تواند به شناخت هرچه بهتر گردش‌های جوی و سامانه‌های موثر بر آب و هوای ایران و تغییرات احتمالی آن کمک نماید. مطالعه‌ها نشان می‌دهد از توسعه سامانه‌های عرض‌های میانی، وقوع توفان و بارش متاثر از رودباد سطوح بالای جو می‌باشد (Pyle, 2004).

دو گروه پیشینه تندی باد در سطوح بالای تروپوسفر تعیین شده و به رودباد جنب حاره و رودباد قطبی نام گذاری شده‌اند. هر دو آن‌ها بادهای غربی هستند. رودباد قطبی در عرض‌های میانی و رودباد جنب حاره در عرض‌های پایین‌تر در حدود ۲۷N تا ۳۰ دیده می‌شوند. هر دو این رودباد می‌توانند در چرخندزایی عرض‌های میانی موثر باشند. پیشینه باد همراه با رود باد جنب حاره در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال قرار دارد. در حالی که رودباد قطبی در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود (Karlson, 1994). با توجه به مشاهده‌های بزرگ مقیاس جو مشخص شده است که جت جنب حاره در فصل زمستان الگوی شبه ایستا داشته و از سه موج تشکیل می‌شود که به ترتیب در جنوب شرق آمریکا، دریای مدیترانه و سواحل ژاپن قرار دارد (Zohdy, 1989).

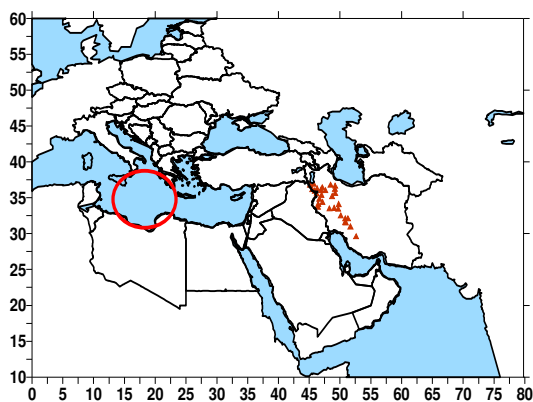
دیفانت (Defant, 1959) و کارین (Karein, 1979) معتقد بودند که برهم کنش دو رودباد می‌تواند نقش مهمی در چرخندزایی در مرکز و شرق مدیترانه داشته باشد (Prezerakos and et al, 1997). تورنکرافت و فلوکاس (Thorncroft and Flocas, 1997) برهم کنش دو رودباد را در یک سامانه موردی شمال افریقا بررسی نموده و نشان دادند که جت قطبی به سمت عرض‌های پایین‌تر انتقال یافته و با ناپایداری‌های سطحی همراه با رودباد جنب حاره بر هم کنش نموده و باعث شکل‌گیری چرخند می‌شوند. در برخی شرایط هر یک از آن دو و یا تلفیق آن‌ها می‌تواند به توسعه سامانه‌های کم‌فشار منجر شود (Prezerakos and et al,

1997., Kaplan, 1998., Uccellini, 1986., Maddox and Doswell, 1981., Kloth and Davies-Jones, 1980., Whitney, 1977). مطالعه‌های انجام شده نشان می‌دهند سامانه‌های کم‌فشار سطحی در سمت چپ خروجی رودباد جنب حاره و سمت راست ورودی رودباد قطبی توسعه می‌یابند. سینکلرو ریویل (Sinclair and Revell, 2000) سه نوع چرخندزایی را با توجه به رودباد جنب حاره در سطوح بالای جو تعیین نمودند. منطقه مدیترانه تحت تأثیر هر دو رودباد جنب حاره و قطبی قرار دارد. در مواقعی که رودباد قطبی به عرض‌های جنوبی‌تر و رودباد جنب حاره به عرض‌های شمالی‌تر نسبت به شرایط متوسط انتقال می‌یابند، هر دو رودباد می‌توانند با همدیگر برهم کنش داشته باشند. برخی از سامانه‌های مدیترانه‌ای در سمت چپ خروجی یا راست ورودی رودباد قطبی توسعه یافته و با انتقال به سمت چپ رودباد جنب حاره توسعه شدیدتری می‌یابند (Prezerakos and et al, 2006). گرچه نقش و تأثیر رودباد جنب حاره و قطبی و یا برهم کنش آن‌ها در توسعه سامانه‌های مدیترانه‌ای به طور کامل شناخته نشده است (Prezerakos and et al, 2006).

از جمله فراسنج‌هایی که با رودباد سطوح بالا همراهی می‌نماید واگرایی میدان باد است (Uccellini, 1986). دو عامل تشدید چینش افقی باد و خمیدگی چرخندی رودباد در افزایش واگرایی سطوح بالا نقش دارند. در رودباد آرمانی در سمت راست ورودی و سمت چپ خروجی رودباد به دلیل شکل‌گیری باد آزمین‌گرد، میدان واگرایی تشدید شده و در لایه‌های سطحی امکان توسعه کم فشار فراهم می‌شود. واگرایی سطوح بالا کاهش جرم هوا را به دنبال داشته و در نتیجه برای جبران آن در سطح همگرایی شکل می‌گیرد. همگرایی نیز به حرکات صعودی منجر می‌شود. در برخی مطالعه‌ها فرارفت تاوایی، واگرایی و حرکات قائم همراه با رودباد سطوح بالای جو به عنوان شواهدی در توسعه کم فشارهای سطحی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Reiter, 1972؛ کلوتز و دیویس، ۱۹۸۰). ناکومارا (Nakamura, 1992) نشان داد که رودباد سطوح بالا با واگرایی و فرارفت تاوایی نسبی همراه است. از جمله عوامل مطلوب چرخند زایی فرارفت تاوایی نسبی مثبت می‌باشد. مطالعه‌های موردی نشان می‌دهند که حضور و تشدید فرارفت تاوایی

جدول شماره ۱- سامانه‌های شکل گرفته در میانه مدیترانه

سال	ماه
۱۹۶۵	۴ تا ۸ فوریه
۱۹۶۸	۲۷ فوریه تا ۱ مارس
۱۹۷۴	۲۱ تا ۲۶ فوریه
۱۹۷۶	۱۴ تا ۱۸ ژانویه
۱۹۸۰	۱۱ تا ۱۵ فوریه
۱۹۸۷	۲۲ تا ۲۵ فوریه
۱۹۹۱	۵ تا ۹ دسامبر
۱۹۹۸	۱۴ تا ۱۷ مارس



شکل شماره ۱- محدوده طول و عرض جغرافیایی و منطقه

میانه مدیترانه

در ادامه ساختار ترکیبی نشان می‌دهند که هر دو رودباد جنب حاره و رودباد قطبی در شکل‌گیری این سامانه‌ها موثر می‌باشند. در فاصله زمانی ۲۱ تا ۲۶ فوریه ۱۹۷۴ سامانه آب و هوایی در میانه مدیترانه شکل گرفته و ایران را نیز تحت تأثیر قرار داده است. این سامانه کاهش فشار قابل توجهی را در طی بیست و چهار ساعت تجربه نموده و شکل‌گیری و توسعه آن فقط متأثر از رودباد جنب حاره بوده و رودباد قطبی در شکل‌گیری و توسعه آن موثر نیست. به همین دلیل به مطالعه موردی آن توجه شده است. این سامانه در روز بیست و یکم شروع به شکل‌گیری نموده و در روز بیست و سوم فوریه در میانه مدیترانه توسعه یافته است. از این رو در مرحله دوم الگوها برای روزهای یاد شده، ارائه می‌شوند. به منظور درک بهتر از تأثیر رودباد، برش تندبادی، واگرایی و

نسبی مثبت همراه با چینش قائم باد ناشی از تغییرات رودباد شرایط مناسب را برای افزایش حرکات قائم بالاسو و ایجاد کم فشار سطحی فراهم می‌نماید (Sinclair, 199; Mattocks and Bleck, 1986; Maddox and Doswell, 1982; Maddox And Doswell, 1981). در این مطالعه ابتدا ساختار برخی فراسنج‌ها حاصل از ترکیب چند سامانه شکل گرفته در میانه مدیترانه ارائه می‌شود. سپس ساختارها در سامانه توسعه یافته در میانه مدیترانه در فوریه سال ۱۹۷۴ با الگوی ترکیبی مقایسه می‌شود تا تعیین شود که آیا برهمکنش دو رودباد جنب حاره و قطبی در شکل‌گیری و توسعه این سامانه ضروری است و یا حضور هریک از آن‌ها به تنهایی کافی است. همچنین با توجه به برخی فراسنج‌های دینامیکی نحوه تأثیر گذاری رودباد در تقویت این کم فشار سطحی بررسی می‌شود.

داده و روش شناختی

به منظور بررسی ساختار رودباد، تندبادی مداری و نصف النهاری سطح، سرعت قائم، ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار متوسط سطح دریای آزاد از داده‌های بازبازی NCEP^۱/NCAR استخراج شده‌اند. این داده‌ها با تفکیک افقی ۲.۵ درجه و در ۱۷ سطح فشاری از ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال در دسترس می‌باشند. سپس براساس آن داده‌ها میدان واگرایی سطح ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال و فرارفت تاوایی نسبی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال محاسبه شده‌اند.

شکل (۱) محدوده انتخاب شده در مطالعه را نشان داده و مثلث‌های قرمز رنگ موقعیت ایستگاه‌های همدیدی را با ارتفاع بیش از ۱۰۰۰ متر معرفی می‌نمایند. منطقه میانه مدیترانه محدوده ۳۲°N تا ۳۸°N و ۱۳°E تا ۲۴°E در نظر گرفته شده است که در شکل با دایره مشخص شده است. در ابتدا سامانه‌های شکل گرفته در این منطقه تعیین شد (جدول ۱). در مرحله اول الگوهای ترکیبی^۲ برای هشت سامانه معرفی شده در جدول (۱) در روزهای شکل‌گیری و پیشینه توسعه سامانه استخراج شده و با استفاده از نرم‌افزار Surfur ترسیم شدند.

1. National Centers for Environmental Prediction

2. Composite

منطبق بر همگرایی سطحی و سرعت قائم بالاسو می‌باشد. علاوه بر رودباد جنب حاره، رودباد قطبی شمال-جنوب در غرب اروپا با میدان واگرایی در سمت چپ آن مشاهده می‌شود (۲-پ). در روز شکل‌گیری سامانه رودباد قطبی حضور دارد. به این ترتیب در برخی موارد با انتقال جنوب سوی رودباد قطبی به سمت چپ رودباد جنب حاره، کم فشاری در میانه مدیترانه می‌تواند شکل گیرد. نتیجه حاصل با نتیجه پرزراکاس و فلوکاس، ۲۰۰۶ هماهنگی دارد که بیان می‌نماید برخی از سامانه‌های مدیترانه‌ای در سمت چپ خروجی یا راست ورودی رودباد قطبی توسعه یافته و با انتقال به سمت چپ رودباد جنب حاره توسعه شدیدتری می‌یابند.

سپس در طی فرآیند توسعه تندی باد به بیش از 1 ms^{-1} افزایش یافته و همزمان با حرکت به سمت شرق، خمیدگی چرخندی آن افزایش یافته و برش افقی باد در سمت چپ رودباد تشدید می‌شود (۲-ج). در همین شرایط و با تغییر میدان باد، واگرایی سطح 300 هکتوپاسکال به $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ در سمت چپ رودباد جنب حاره افزایش یافته می‌یابد (۲-ج). به این ترتیب با تغییر میدان باد، واگرایی سطوح بالا افزایش می‌یابد. این تغییرات با تشدید همگرایی سطحی و سرعت قائم بالاسو همراه بوده و کم فشار سطحی تقویت می‌شود. به این ترتیب توسعه کم فشار سطحی با تغییرات رودباد جنب حاره همراهی می‌نماید. رودباد قطبی شمالی-جنوبی در فرآیند توسعه سامانه‌های میانه مدیترانه نقش موثری ندارد.

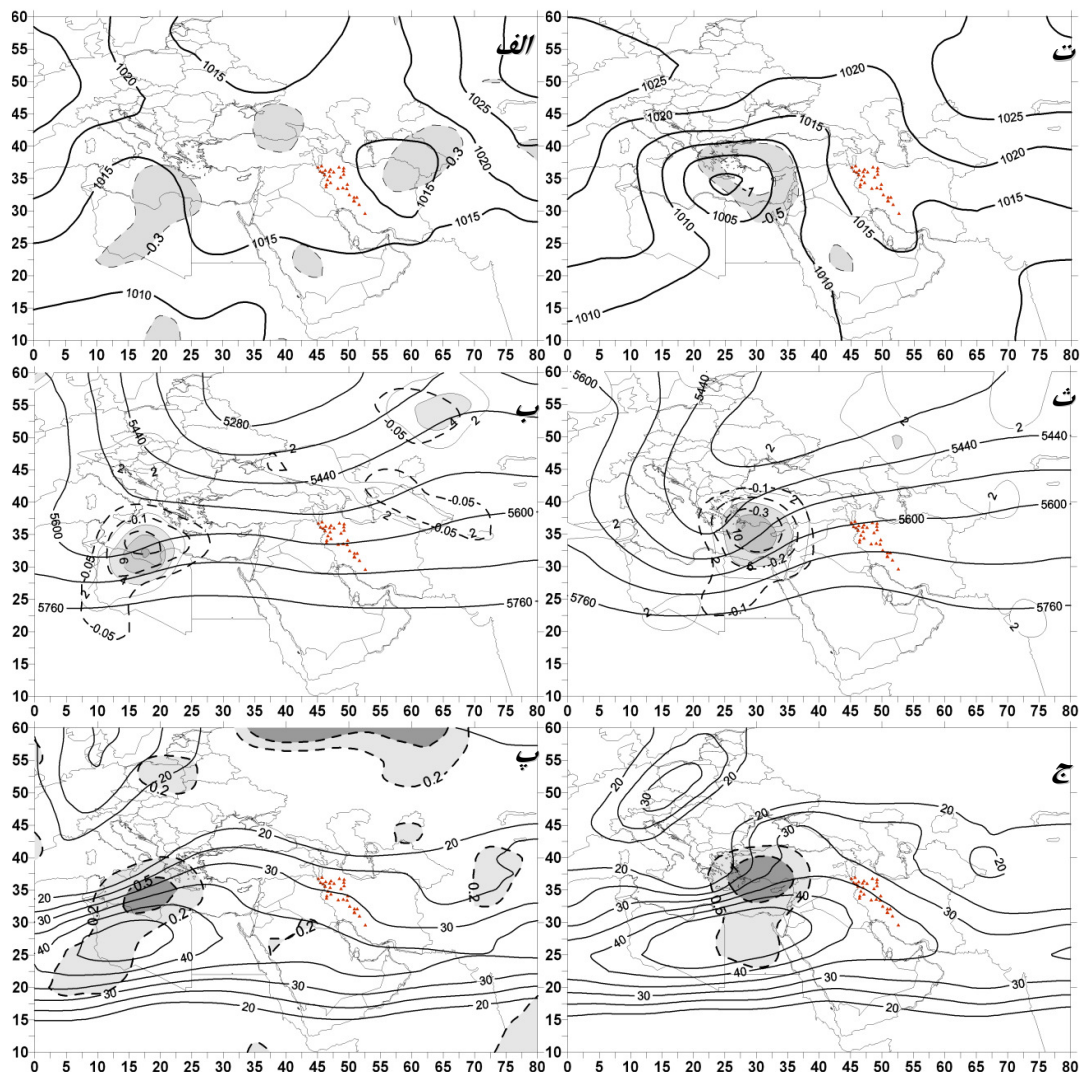
حرکات بالاسو در راستای مداری و نصف النهاری نیز ترسیم شده‌اند.

بحث و نتایج

الف) الگوی ترکیبی

شکل‌های (۲-الف) و (۲-ت) ساختار ترکیبی فشار و همگرایی سطح 850 هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. در روز شکل‌گیری، ناوه وارون^۱ فشاری از سمت آفریقا به میانه مدیترانه گسترش یافته و همگرایی سطح 850 هکتوپاسکال $0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ در شرق ناوه فشاری بر روی لیبی مشاهده می‌شود (۲-الف). با توسعه کم فشار و انتقال آن به جنوب یونان همگرایی سطح 850 هکتوپاسکال واقع در شرق کم فشار نیز افزایش می‌یابد (۲-ب). بررسی فراسنج‌ها در لایه میانی جو (سطح 500 هکتوپاسکال) نشان می‌دهد ناوه ارتفاعی از سمت سیبری به جنوب یونان و شمال تونس گسترش یافته و در سمت چپ ناوه وارون فشاری قرار می‌گیرد (۲-الف و ۲-ب). بیشینه سرعت قائم بالاسو و بیشینه فرارفت مثبت تاوایی نسبی در شرق ناوه ارتفاعی شکل گرفته است. بیشینه این دو فراسنج با همگرایی سطح 850 هکتوپاسکال انطباق مکانی دارد (مطابق با Nakamura, 1992). در طی فرآیند توسعه ناوه ارتفاعی به سمت میانه مدیترانه انتقال یافته و همزمان با کاهش ارتفاع و افزایش خمیدگی، سرعت قائم بالاسو به 0.3 Pa s^{-1} و فرارفت مثبت تاوایی نسبی به $2 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ در شرق آن افزایش می‌یابد (۲-ث) (مطابق با نتایج Maddox And Doswell, 1982; Mattocks and Bleck, 1986; Sinclair, 1993)).

در راستای قائم جو تشدید فراسنج‌های سطوح میانی جو بر افزایش همگرایی سطح 850 هکتوپاسکال منطبق می‌باشد (۲-ت و ۲-ث). در سطح 300 هکتوپاسکال نیز تغییراتی در میدان باد و واگرایی رخ می‌دهد. در روز شکل‌گیری سامانه، بیشینه تندی بادر 45 ms^{-1} (رودباد جنب حاره) در عرض جغرافیایی 25 تا 27.5 در بالای لیبی قرار داشته و واگرایی $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ در سمت چپ خروجی در میانه مدیترانه شکل گرفته است (۲-پ) (منطبق با یوسلنی، ۱۹۸۶). واگرایی سطح 300 هکتوپاسکال در راستای قائم

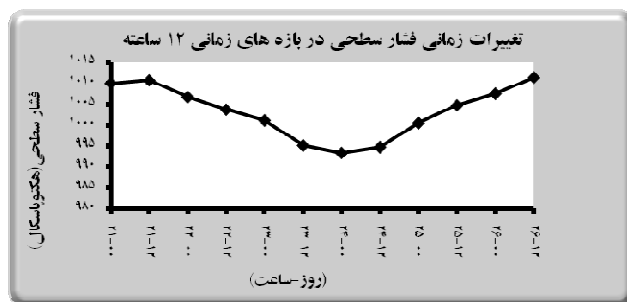


شکل شماره ۲- الف) منطقه هاشورزده همگرایی $10^{-5} s^{-1}$ سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، خط پر فشار سطح دریای آزاد (هکتوپاسکال)، ب) منطقه هاشورزده فرارفت مثبت تاوایی نسبی $10^{-10} s^{-2}$ ، خط چین سرعت قائم بالاسو $Pa s^{-1}$ ، خط پر ارتفاع ژئوپتانسیل m (سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال)؛ پ) منطقه هاشورزده واگرایی، خط پر تندى باد $m s^{-1}$ سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، روز شکل‌گیری سامانه‌ها؛ ت) مشابه شکل الف، ث) مشابه شکل ث و ج) مشابه شکل پ اما برای روز توسعه سامانه‌ها در میانه مدیترانه

ب) بررسی موردی (فوریه ۱۹۷۴)

در شکل (۳) روند تغییرات زمانی فشار سطحی در مرکز کم فشار دیده می‌شود. کمترین فشار ۹۹۵ هکتوپاسکال ۷۲ ساعت پس از آغاز شکل‌گیری کم فشار در روز بیست و چهارم فوریه ساعت ۰۰ (UTC) رخ می‌دهد. فشار اولیه ۱۰۱۲ هکتوپاسکال بوده و در طی هفتاد و دو ساعت ۱۷ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد.

بر روی دریای سیاه نیز بیشینه بادی مشاهده می‌شود که در برخی موارد شاخه‌ایی از رودباد قطبی غربی- شرقی می‌باشد. به این ترتیب در برخی سامانه‌ها برهم کنش سمت چپ خروجی رودباد جنب حاره و سمت راست ورودی منجر به توسعه کم فشار سطحی می‌شود.



شکل شماره ۳- روند تغییرات زمانی فشار سطحی فوریه ۱۹۷۴

خمیدگی و اچرخندی بوده و بر بخش شمالی پر ارتفاع جنب حاره منطبق است. میدان واگرایی با مقدار $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال منطبق بر رودباد جنب حاره در شمال لیبی و جنوب ایتالیا دیده می‌شود (شکل ۴- پ). بیشینه همگرایی سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و بیشینه واگرایی سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال هر دو مقدار یکسان $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ دارند. با بررسی شرایط روز بیست و یکم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) دیده می‌شود که رودباد جنب حاره با میدان واگرایی همراه با آن منجر به توسعه همگرایی سطحی شده و در نتیجه سرعت قائم بالاسو افزایش یافته و ناوه وارون فشاری به سمت میانه مدیترانه شکل می‌گیرد. به این ترتیب در روز شکل‌گیری ناوه فشاری اثری از رودباد قطبی شمالی- جنوبی نبوده و این رودباد نقشی در شکل‌گیری سامانه فوریه ۱۹۷۴ ندارد. همچنین حضور فرارفت تاوایی نسبی مثبت سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شرایط مطلوب سطوح میانی جو را در شکل‌گیری ناوه وارون فشاری به سمت جنوب ایتالیا نشان می‌دهد.

برش مداری میدان واگرایی در شکل (۵- الف) دیده می‌شود. در این شکل هم مقدار بودن واگرایی سطوح بالا و همگرایی سطحی تایید می‌شود، همچنین همگرایی از سطح ۱۰۰۰ تا سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال گسترش می‌یابد. میدان واگرایی در ورودی رود باد جنب حاره و در مجاورت چینش قائم باد شکل گرفته است. شکل (۵- پ) برش نصف النهاری میدان واگرایی را نشان می‌دهد. در این شکل بیشینه واگرایی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال بر بیشینه تندی باد منطبق است. همچنین مرکز بیشینه ۱ واحدی دیگری نیز در سمت چپ رودباد شکل گرفته است. شکل (۵- ب)

در ادامه به بررسی شرایط همدیدی می‌پردازیم. شکل (۴- الف) الگوی فشار سطحی در روز بیست و یکم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) را نشان می‌دهد. در این شکل ناوه وارون فشاری ۱۰۱۵ هکتوپاسکال از کم فشار گرمایی واقع در مرکز آفریقا در راستای شمال سو به جنوب ایتالیا گسترش یافته است. شکل (۴- الف) میدان همگرایی سطح ۸۵۰ مقدار $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ در شمال لیبی و شرق ناوه فشاری را نشان می‌دهد.

شکل (۴- ب) خطوط هم ارتفاع را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال ارائه می‌دهد. در این شکل پر ارتفاع جنب حاره در بخش‌های مرکزی آفریقا قرار دارد. کم ارتفاعی در غرب اروپا و مدیترانه دیده می‌شود که ناوه آن به سمت الجزایر گسترش یافته است. خط هم ارتفاع ۵۵۲۰ متر در عرض ۳۲/۵ درجه شمالی از شمال الجزایر عبور می‌نماید. این ناوه ارتفاعی در غرب ناوه فشاری قرار دارد. کم فشار گرمایی واقع بر روی آفریقا با پرارتفاع جنب حاره منطبق می‌باشد. در روز بیست و یکم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) فرارفت تاوایی نسبی مثبت در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به میزان $4 \times 10^{-10} s^{-2}$ در حد فاصل لیبی و الجزایر در شرق ناوه ارتفاعی دیده می‌شود (شکل ۴- ب). سرعت قائم بالاسو نیز با $2 Pa s^{-1}$ در جنوب ایتالیا تا شمال لیبی قرار دارد. بیشینه سرعت قائم بالاسو و بیشینه فرارفت تاوایی نسبی مثبت در این روز بیست و یکم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) کاملاً بر همدیگر منطبق نیستند (شکل ۴- ب).

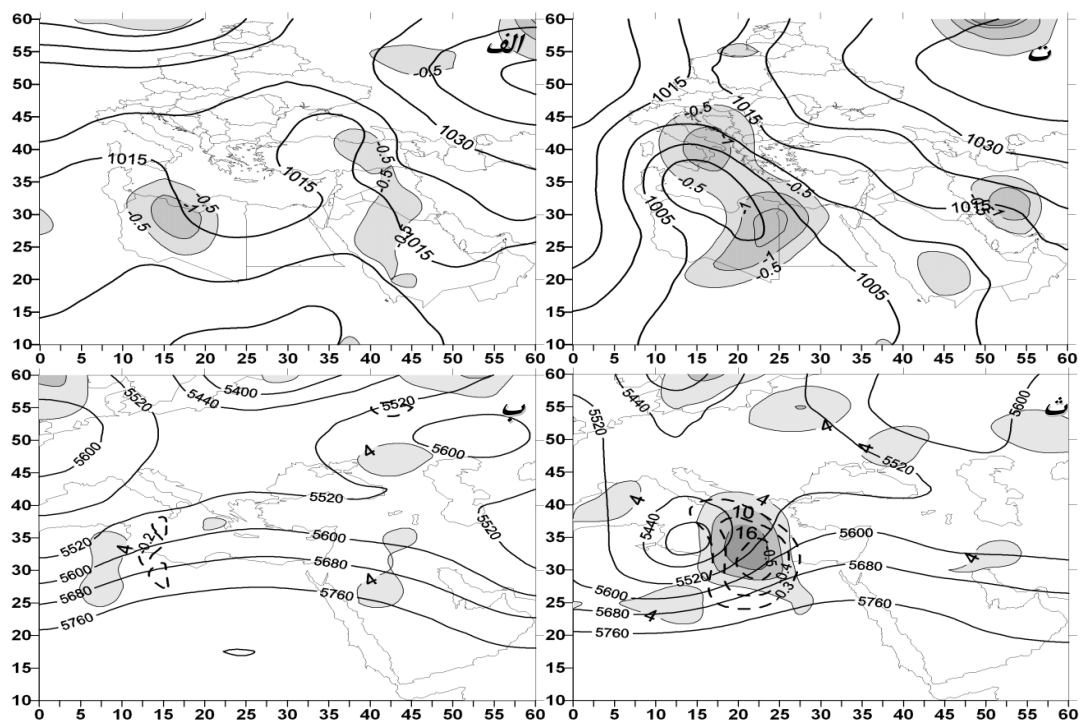
در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال رودباد جنب حاره با بیشینه سرعت ۶۲ متر بر ثانیه در راستای شمال شرقی- جنوب غربی در شمال لیبی قرار دارد (شکل ۴- پ). رودباد دارای

مرکز همگرایی دیگری نیز در جنوب ایتالیا دیده می‌شود (۴-ت).

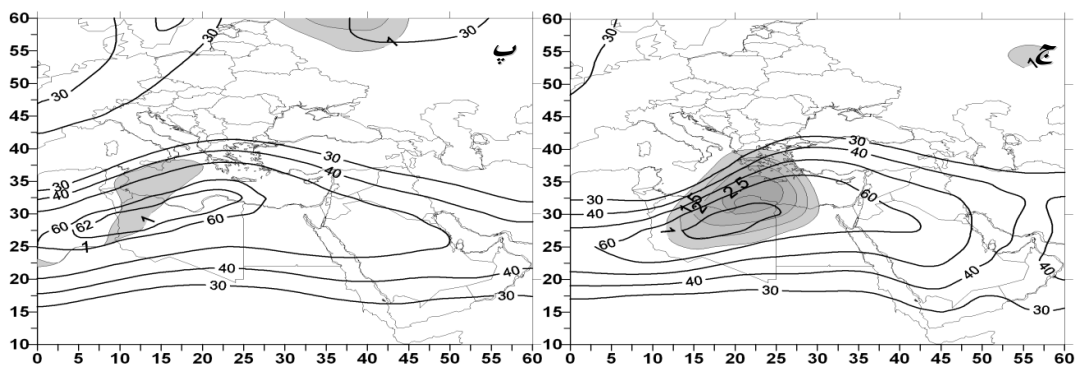
خطوط ارتفاعی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز تغییر نموده و ناوه ارتفاعی شمال الجزایر به سمت شرق انتقال یافته و تقویت می‌شود به طوری که در روز بیست و سوم ساعت ۱۲ (UTC) در جنوب ایتالیا به مرکز کم ارتفاعی با مقدار ۵۴۰۰ متر تبدیل می‌شود. علاوه بر کاهش ارتفاع در میانه مدیترانه، در شرق مدیترانه تا جنوب غرب دریای سیاه پشته ارتفاعی شدت می‌یابد (شکل ۴-ث). ارتفاع در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در طی بیست و چهار ساعت ۱۲۰ متر و فشار سطحی نیز در طی همان بیست و چهار ساعت ۱۵ هکتوپاسکال کاهش یافته‌اند. در روز بیست و سوم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) فرارفت تاوایی نسبی مثبت به $16 \times 10^{-10} s^{-2}$ افزایش یافته و به جنوب یونان انتقال می‌یابد (شکل ۴-ث).

برش مداری بیشینه سرعت قائم بالاسو را در مجاورت چینش قائم باد نشان می‌دهد. با مقایسه دو شکل (۵-الف) و (۵-ب) دیده می‌شود که بیشینه سرعت قائم بالاسو در حدفاصل واگرایی سطوح بالا و همگرایی سطحی شکل می‌گیرد. برش نصف‌النهاری باد نیز بیشینه سرعت قائم بالاسو را در زیر و سمت چپ رودباد جنب حاره نشان می‌دهد.

در طی بیست و چهار ساعت بعدی میدان فراسنج‌های پیش گفته شده تغییر می‌نمایند، به طوری که ناوه وارون فشاری در جنوب ایتالیا تقویت و به مرکز کم فشار تبدیل می‌شود. در شکل (۴-ت) کم فشار ۹۹۵ هکتوپاسکال در میانه مدیترانه توسعه یافته است. خطوط هم فشار آن گسترش شمالی-جنوبی داشته و با خم چرخندی از بخش‌های شمالی آفریقا عبور می‌نمایند. همگرایی سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز در شمال لیبی و در شمال شرق کم فشار سطحی به $1.4 \times 10^{-5} s^{-1}$ افزایش می‌یابد. علاوه بر آن



شکل شماره ۴-الف) خط مشکی فشار سطحی (hPa) و منطقه هاشورزده همگرایی سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال ($10^{-5} s^{-1}$ -فاصله ۰.۵)، ب) منطقه هاشور زده فرارفت تاوایی نسبی ($10^{-10} s^{-2}$ -فاصله ۴)، خط چین سرعت قائم بالاسو ($Pa s^{-1}$ -فاصله ۰.۱) و خط مشکی پر ارتفاع ژئوپتانسیل (m -فاصله ۴۰)، سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال روز بیست و یک فوریه ساعت ۱۲ (UTC)؛ شکل ت) مشابه الف، شکل ث) مشابه ب

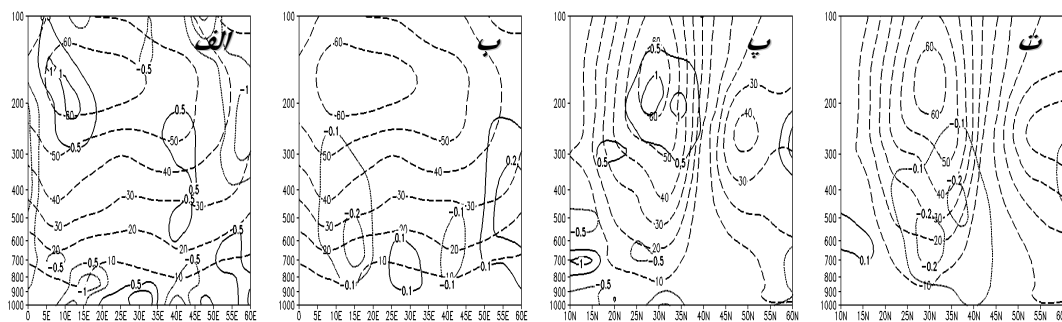


شکل شماره ۴-ج) مشابه پ اما برای روز بیست و سوم فوریه ساعت ۱۲ (UTC).

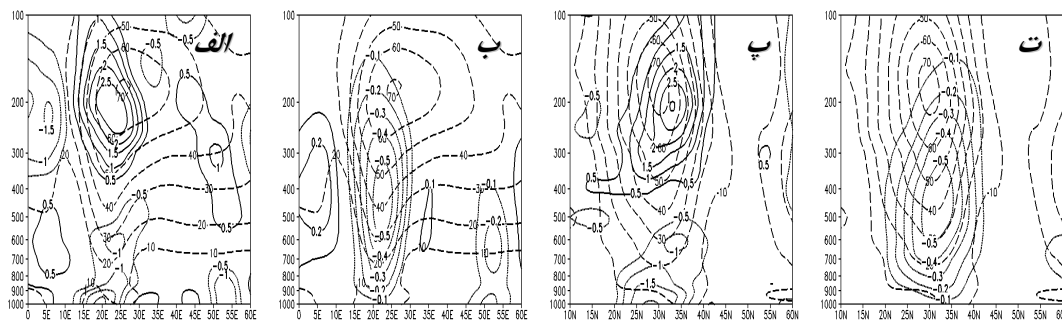
۸۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد. با تغییر تندی باد، تشدید خمیدگی چرخندی و برش افقی باد در سمت چپ رودباد، افزایش واگرایی سطوح بالا و در نتیجه همگرایی سطحی تشدید شده که به افزایش سرعت قائم بالاسو و تقویت کم فشار سطحی منجر می‌شود (منطبق یوسلنی، ۱۹۸۶ و کلوترز و دیویس، ۱۹۸۰). این تغییر با تغییرات میدان ارتفاع و فرارفت تاوایی نسبی مثبت در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال همراه است.

در شکل (۶-الف) برش مداری واگرایی در روز بیست و سوم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) دیده می‌شود. با مقایسه آن با (۵-الف) تشدید واگرایی سطوح بالا و گسترش آن به لایه‌های زیرین به خوبی مشاهده می‌شود. همچنین امتداد همگرایی $0.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ از نزدیکی سطح تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. تشدید میدان واگرایی با تشدید چینش قائم باد همراهی می‌نماید. انتقال بیشینه واگرایی سطوح بالا به سمت چپ رودباد جنب حاره در شکل (۶-پ) به خوبی دیده می‌شود. با مقایسه شکل‌های (۵-ب) و (۶-ب) افزایش سرعت قائم بالاسو همراه با تشدید چینش قائم باد تایید می‌شود. همچنین شکل‌های (۶-الف) و (۶-ب) تشدید سرعت قائم بالاسو همراه با افزایش میدان واگرایی را نشان می‌دهند. بیشینه سرعت قائم بالاسو در روز بیست و سوم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) در سمت چپ رودباد همراه با میدان همگرایی می‌باشد (شکل‌های ۶-پ و ۶-ت).

بیشینه فرارفت تاوایی نسبی مثبت در حد فاصل مرکز کم ارتفاع و پشته ارتفاعی قرار گرفته است. سرعت قائم بالاسو نیز در شمال شرق کم فشار به $-0.5 Pa s^{-1}$ افزایش یافته و در شمال لیبی و جنوب یونان دیده می‌شود (شکل ۴-ث). بیشینه سرعت قائم بالاسو بر بیشینه فرارفت تاوایی نسبی منطبق بوده و هر دو در شرق کم فشار سطحی قرار گرفته‌اند. به این ترتیب هر دو فرارفت تاوایی نسبی مثبت و سرعت قائم بالاسو روند تقویت کم فشار سطحی را نشان می‌دهند (منطبق با نتایج Maddox And Doswell, 1982; Mattocks and Bleck, 1986; Sinclair, 1993). اما در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال نیز رودباد جنب حاره تغییرات ویژه ای دارد. تندی باد با ۱۰ متر بر ثانیه افزایش به ۷۲ متر بر ثانیه می‌رسد (شکل ۴-ج). علاوه بر آن خم چرخندی رودباد و چینش افقی باد در سمت چپ رودباد تشدید شده است. این شرایط در سطوح بالای جو بر روی بخش‌های شمالی لیبی و میانه مدیترانه تا غرب ترکیه قرار دارد (شکل ۴-ج). بیشینه تندی باد در جنوب مرکز کم ارتفاع می‌باشد. تشدید چینش افقی باد در سمت چپ رودباد با انتقال هوای سرد عرض‌های بالا به سمت عرض‌های پایین‌تر همراه است. در طی بیست و چهار ساعت واگرایی سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال $1.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ افزایش یافته و به $2.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ می‌رسد (شکل ۴-پ و ۴-ج). بیشینه واگرایی سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در حد فاصل دو بیشینه همگرایی سطحی قرار دارد. در روز بیست و سوم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) مقدار عددی واگرایی سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال ۱ واحد بیشتر از همگرایی سطح



شکل شماره ۵- الف) برش مداری در عرض $30^{\circ}N$ ، خط چین تند باد (متر بر ثانیه)، نقطه چین همگرایی و خط مشکی واگرایی؛ ب) برش مداری در عرض $30^{\circ}N$ ، خط چین تند باد (متر بر ثانیه)، نقطه چین سرعت قائم بالاسو؛ پ) برش مداری در عرض $10^{\circ}E$ ، خط چین تند باد (متر بر ثانیه)، نقطه چین همگرایی و خط چین واگرایی؛ ت) برش نصف النهاری در طول $10^{\circ}E$ ، خط چین تند باد، نقطه چین سرعت قائم بالاسو؛ بیست و یکم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) سال ۱۹۷۴



شکل ۶: الف) برش مداری در عرض $32^{\circ}N$ ، خط چین تند باد (متر بر ثانیه)، نقطه چین همگرایی و خط مشکی واگرایی؛ ب) برش مداری در عرض $32^{\circ}N$ ، خط چین تند باد (متر بر ثانیه)، نقطه چین سرعت قائم بالاسو؛ پ) برش نصف النهاری در طول $22^{\circ}E$ ، خط چین تند باد (متر بر ثانیه)، نقطه چین همگرایی و خط چین واگرایی؛ ت) برش نصف النهاری در طول $22^{\circ}E$ ، خط چین تند باد، نقطه چین سرعت قائم بالاسو؛ بیست و سوم فوریه ساعت ۱۲ (UTC) سال ۱۹۷۴

است. اما در برخی موارد فرآیند توسعه سامانه با حضور رودباد قطبی غربی- شرقی بر روی دریای سیاه، با برهم کنش خروجی رودباد جنب حاره و ورودی شکل می‌گیرد. در سامانه فوریه ۱۹۷۴ در روز ۲۱ فوریه حضور رودباد جنب حاره منجر به گسترش ناوه وارون فشاری به سمت میانه مدیترانه می‌شود و در این سامانه خاص رودباد قطبی شمالی- جنوبی نقشی در شکل‌گیری سامانه ندارد. گرچه در سانه میانه مدیترانه که پرزراکاس و فلوکاس، ۲۰۰۶ بررسی نمودند، سامانه ابتدا در سمت چپ خروجی رودباد قطبی شکل گرفته است.

نتیجه‌گیری

همان‌طور که در الگوهای ترکیبی نشان داده شده هر دو رودباد جنب حاره و قطبی می‌توانند در شکل‌گیری سامانه‌های میانه مدیترانه موثر باشند. میدان واگرایی در سمت چپ خروجی رودباد قطبی شمالی- جنوبی عاملی در جهت شکل‌گیری همگرایی سطحی، سرعت قائم بالاسو و توسعه ناوه وارون فشاری به سمت میانه مدیترانه می‌باشد. اما با تغییر میدان واگرایی و باد در سطوح بالای جو، سامانه به سمت چپ خروجی رودباد جنب حاره انتقال یافته و در عین حال تقویت نیز می‌شود. به این ترتیب رودباد جنب حاره در طی فرآیند توسعه سامانه‌های میانه مدیترانه موثر

Doswell, 1982; Mattocks and Bleck, 1986; Sinclair, 1993). از طرفی انطباق بیشینه میدان واگرایی با بیشینه حرکات قائم بالاسو، نشان می‌دهد که تشدید میدان واگرایی در افزایش حرکات قائم بالاسو و توسعه کم فشار سطحی نقش موثری دارد. در طی فرآیند توسعه سامانه سطحی بیشینه واگرایی و فرارفت تاوایی نسبی مثبت منطبق بر محور رودباد جنب حاره بوده و سپس به سمت چپ خروجی انتقال یافته و افزایش می‌یابد (منطبق با Nakamura, 1992).

منابع

1. Defant, F., 1959. On the hydrodynamic instability caused by an approach of subtropical and polar front jet stream in northern latitudes before the onset of strong cyclogenesis. In: Rossby Memorial Volume: The atmosphere and sea in motion. B. Bolin (Ed.), Rockefeller Inst, New York, pp. 305-325.
2. Kaplan, M. L., D. W. Hamilton, and R. A. Rozumalski. 1998. The numerical simulation of unbalanced jetlet and its role in the Palm Sunday 1994 tornado outbreak in Alabama and Georgia. Mon Wea Rev, 126, pp. 2133-2165.
3. Karein, A. D., 1979. The Forecasting of Cyclogenesis in the Mediterranean Region. Ph. D. Thesis, University of Edinburgh, Scotland. pp. 159.
4. Karlson. T. B., 1994. Mid-Latitude Weather System., London. Printed by Rotledge. pp.507.

همچنین در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال تندی باد در طی روزهای بیست و یکم تا بیست و سوم فوریه از ۶۲ به ۷۲ متر بر ثانیه افزایش می‌یابد. همچنین خمیدگی چرخندی و چینش افقی باد در سمت چپ رودباد افزایش یافته و شدیدترین چینش افقی تندی باد بر روی مدیترانه مشاهده می‌شود. در این مطالعه موردی هنگامی که بیشینه تندی باد (محور رودباد جنب حاره) در عرض جغرافیایی ۲۷.۵ تا ۳۰ درجه شمالی در شمال لیبی قرار دارد، کم فشار سطحی در میانه مدیترانه توسعه می‌یابد.

اما در طی ۲۴ ساعت بعد بیشینه تندی باد در مرکز رودباد جنب حاره به ۷۲ متر بر ثانیه رسیده و همچنین خمیدگی چرخندی و چینش افقی باد در سمت چپ رودباد و در بالای منطقه میانه مدیترانه تا شمال لیبی تشدید می‌شود، این تغییرات باعث می‌شود که واگرایی سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال $1.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ افزایش یافته، در نتیجه همگرایی سطحی تشدید شود. حاصل آن تشدید سرعت قائم بالاسو و تقویت کم فشار سطحی می‌باشد (منطبق با Uccellini, 1986). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که فرآیند توسعه کم فشار سطحی تماماً تحت تاثیر رودباد جنب حاره بوده و روبات قطبی غربی- شرقی و یا شمالی- جنوبی در این چرخندزایی نقشی ندارد. در حالی که نتیجه حاصل از پرزاکاس و فلوکاس نشان می‌دهد که توسعه سامانه میانه مدیترانه هنگامی رخ می‌دهد که سامانه به سمت چپ رودباد جنب حاره انتقال یابد.

روند توسعه سامانه توسط تغییرات فرارفت تاوایی نسبی مثبت همراه با ناوه ارتفاعی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به خوبی دیده می‌شود. بیشینه فرارفت تاوایی نسبی در سمت شرق ناوه و غرب پشته ارتفاعی قرار دارد. با تقویت شدن ناوه ارتفاعی و کاهش ارتفاع در مرکز کم ارتفاع، مقدار عددی فرارفت تاوایی نسبی نیز افزایش می‌یابد. به طوری که در طی بیست و چهار ساعت ۱۲ واحد افزایش را تجربه می‌نماید. اما در طی فرآیند تقویت کم فشار سطحی، تغییرات افزایشی فرارفت تاوایی نسبی مثبت همراه با افزایش سرعت قائم بالاسو و قرار گرفتن بیشینه حرکات قائم بالاسو در شرق کم فشار سطحی به خوبی بیان گر توسعه کم فشار سطحی می‌باشند (منطبق با Maddox And

5. Kloth, C. M., and R. P. Davies-Jones, 1980. The relationship of the 300-mb jet stream to tornado occurrence. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-88. pp. 62.
6. Maddox. R. A., and C. A. Doswell. 1982. An examination of jet stream configuration, 500 mb vorticity advection and low level thermal advection patterns during extended periods of intense convection. Mon. Wea. Rev., 10, pp 184-197.
7. Mattocks. C., and R. Bleck., 1986. Jet stream dynamic and geostrophic adjustment processes during the initial stage of Lee cyclogenesis. Ame Met Soc., 114, pp 2033-2056.
8. Nakamura, H., 1992. Horizontal Divergence Associated with Zonally Isolated Jet Stream. Jou of Atm Sci., 50, pp 2310-2313.
9. Prezerakos. N. G, H. A. Flocas, and D. Brikas. 2006. The role of the interaction between polar and subtropical jet in a case of depression rejuvenation over the Eastern Mediterranean. Met. and Atmos. Phys. 92. pp 139-151.
10. Prezerakos. N. G., H. A. Flocas., and S. Michaelides. 1997. Absolute Vorticity Advection and Potential Vorticity of the Free Troposphere as Synthetic Tools for the Diagnosis and Forecasting of Cyclogenesis. Atmo. Oce. 35 .pp 65-91.
11. Pyle, M. E., D. Keyser, and L. F. Bosart. 2004. A diagnostic study of jet streaks: kinematic signatures and relationship to coherent tropopause disturbances. Mon. Wea. Re. 132. pp 297-319.
12. Reiter, E. R., 1972. Atmospheric transport processes, part3: hydrodynamic tracers, USAEC report TID-25731.
13. Thorncroft, C. D, and H. A. Flocas. 1997. A case study of Saharan cyclongenesis. Mon We Rev. 125. Pp 1147-1165.
14. Sinclair M. R., 1993. A diagnostic study of the extratropical precipitation resulting from tropical cyclone Bola. Bull. Amer. Mete. Soc. 121. pp 2690 -2707.
15. Sinclair. M. R., and M. J. Revell. 2000. Classification and Composite Diagnosis of Extratropical Cyclogenesis Events in the Southwest Pacific. Mon Wea. Rev. 128. pp 1089-1105.
16. Uccellini L. W. 1986. The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QE II storm. Mon Wea Rev. 114. pp 1019-1027.
17. Uccellini L. W., and P. J. Kocin. 1987. The interaction of jet streak circulation during

- heavy snow events along the east coast of the United States. Wea. Forecast. 2. pp 289-308.
18. Whitney L. F., 1977. Relationship of the subtropical jet stream to sever local storms. Mon. Wea. Rev.105. Pp 398-412.
19. Zohdy. H. M., 1989. Report of the Third session of the streeing group on Mediterranean Cyclone Study Project. Barcelona. PSMP NO (31),, TD (298).