

حرکت و رفتار یک کم فشار بریده از دیدگاه کژفشاری

تاج‌الدین بنی‌هاشم*، حسین اردکانی** و محمد مرادی*

چکیده

کم فشارهای بریده، سیستم‌هایی با هسته سردند که بیشتر در عرضهای میانی بر اثر گردش نصف‌النهاری جریانهای جتی پدید می‌آیند. در روز بیستم فوریه ۱۹۹۷، کم فشار بریده‌ای در شرق دریای مدیترانه، در حال شکل‌گیری است. این پدیده بعد از شکل‌گیری، با سرعت بسیار آهسته‌ای، به سمت شرق و شمال شرق، حرکت می‌کند. تا سرانجام در روز یکم مارس، از شرق ایران خارج می‌شود. کم‌فشار بریده، در حین حرکت خود، موجب شکل‌گیری و توسعه امواج کژفشاری در مناطق جنوب و جنوب غرب ایران می‌شود. در این مطالعه، چگونگی توسعه چرخند سطح زمین، همچنین تغییرات کمیت‌هایی چون تاوایی پتانسیلی و حرکت قائم بررسی می‌شود. چنین بنظر می‌رسد که فرارفت تاوایی پتانسیلی مثبت به داخل ناوه عمیقی که در شرق دریای مدیترانه وجود دارد، موجب شکل‌گیری این کم‌فشار بریده شده است. همچنین در اثر فرارفت تاوایی مطلق به همراه فرارفت ضخامت، در امواج کژفشار سطح زمین نیز تغییراتی پدید آمده است به گونه‌ای که فرارفت تاوایی مطلق مثبت (منفی) همراه با فرارفت ضخامت مثبت (منفی) موجب تقویت (تضعیف) امواج کژفشار شده است.

کلیدواژه‌ها: تاوایی، چرخندزایی، تابع واداشتی، گرته، باد زمینگرد، جریان جتی، وردایست و بردار Q

۱ مقدمه

همکاران، (۱۹۹۲). در اینجا، با مقدمه‌ای از مبانی دینامیکی مسئله، کوشش می‌شود کم‌فشار بریده‌ای که در فوریه ۱۹۹۷ در شرق دریای مدیترانه شکل گرفته است، از دیدگاه کژفشاری مطالعه شود.

کم فشار بریده^۱ در زمره پدیده‌های مهم و بنیادی هواشناسی است که تحول، تکامل و ساختار آن بطور گسترده از اواخر دهه ۱۹۴۰ مطالعه شده است (پالمن و نیوتن^۲، ۱۹۶۹ و پرایس و واگان^۳، ۱۹۹۲). این سیستمها عموماً^۴ در عرضهای میانی، در اثر گردش نصف‌النهاری جریانهای جتی به وجود می‌آیند و دارای هسته سردی هستند. در نقشه‌های همدیدی متداول سطوح بالا، کم‌فشار بریده را به صورت خطوط بسته ژئوپتانسیل نشان می‌دهند که بطور طبیعی برای چند روز، در یک منطقه ماندگارند، اگر چه گاه تا چند هفته نیز باقی می‌مانند. از نظر دینامیکی کم‌فشار بریده، ناحیه مجزایی است که در وردسپهر^۴ و پوشسپهر^۵ تاوایی پتانسیلی بالایی دارد. بالا بودن تاوایی پتانسیلی در کم‌فشار بریده به این دلیل است که تاوایی مطلق و پارامتر پایداری ایستایی هر دو در این ناحیه بیشینه‌اند (مک ایسنس^۶ و

۲ معادله‌های پایه

در این مطالعه، محاسبات بر اساس افت و خیز کمیتها انجام می‌گیرد. زیرا همین افت و خیزها است که موجب تغییرات جوی می‌شود. بر این اساس فرض می‌شود که هر کمیتی مانند A دارای دو جزء به صورت زیر است

$$A(x, y, p; t) = A_S(p) + A'(x, y, p; t)$$

که در آن $A_S(p)$ مقدار این کمیت در حالت معیار، و $A'(x, y, p; t)$ افت و خیز را مشخص می‌کند. با این نگرش معادله‌های پایه، به صورتی که در زیر آمده، نوشته می‌شوند

1. Cut-off low

3. Price and Vaughan

5. Stratosphere

2. Palmen and Newton

4. Troposphere

6. McInnes

* مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۱۴۱۵۵-۶۴۶۶، تهران.
** سازمان هواشناسی کشور.

(هاسکینز، ۱۹۹۳).

$$\sigma^2 \nabla^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = F \quad (5)$$

که در آن F تابع واداشتی است که در صفحه β ، به صورت زیر نوشته می‌شود

$$F = -f_0 \frac{\partial}{\partial p} (\vec{V}_g \cdot \nabla \xi_g) - \widehat{R} \nabla^2 (\vec{V}_g \cdot \nabla \theta') \quad (6)$$

که در آن θ' افت و خیز دمای پتانسیل و ξ_g تاوایی نسبی زمینگرد است (هاسکینز و پدرد، ۱۹۸۰). معادله (۶)

وابستگی تابع واداشتی F را به مشتق قائم فرارفت تاوایی و لاپلاسی فرارفت گرمایی نشان می‌دهد و از این رو، در این معادله F به تابع واداشتی فرارفت تاوایی-دما معروف است و معمولاً با F_{ψ} نشان داده می‌شود. اما این دو جمله گاه اثر هم را تقویت و گاه تضعیف می‌کنند. از این رو نقش این تابع واداشتی در تغییر سرعت قائم در پرده ابهام می‌ماند. در حالیکه، با توجه به اینکه حرکت صعودی هوا با پدیده‌های

هواشناختی گوناگون همراه است، حتی تشخیص سوی حرکت قائم کمک موثری در پیش‌بینی وضع هواست. صورت دیگری از معادله امگا که فاقد پیچیدگیهای ناشی از رابطه (۶) است ولی هر دو جمله فرارفتی آن را دربردارد، روش بردار Q نامیده می‌شود. با مشتق‌گیری از معادله شبه زمینگرد انرژی ترمودینامیکی نسبت به x و y و ترکیب نتایج بدست آمده، همچنین با بکاربردن تبدیل‌های نمادی میان دو دستگاه p و z (هاسکینز، ۱۹۹۳) مؤلفه‌های بردار Q در دستگاه p به صورت

$$Q_1 = -\widehat{R} \left[\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \theta'}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \theta'}{\partial y} \right] \quad (7)$$

$$Q_2 = -\widehat{R} \left[\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \theta'}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \theta'}{\partial y} \right]$$

در نهایت، تابع واداشتی معادله امگا به صورت زیر نوشته می‌شود

$$F_Q = -2\nabla \cdot \vec{Q} \quad (8)$$

پیداست که با در دست داشتن میدان واگرایی بردار Q در هر سطح همفشاری بی‌آنکه نیاز به حل معادله امگا باشد می‌توان در هر نقطه، سوی حرکت قائم را تعیین کرد. به طور خلاصه، می‌توان نتیجه گرفت که واگرایی (همگرایی) بردار Q ، نشان دهنده حرکت نزولی، $\omega > 0$ (صعودی، $\omega < 0$) است. بدیهی است هر چه واگرایی (همگرایی) بیشتر باشد، سرعت حرکت نزولی (صعودی) بیشتر است.

۱.۲ تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد

معادله تاوایی شبه زمینگرد بدون مالش و معادله شبه زمینگرد انرژی ترمودینامیکی در شرایط بی در رو در دستگاه P ، به ترتیب به صورت زیر نوشته می‌شوند

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \right) (f + \nabla^2 \psi') = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \right) \frac{\partial \psi'}{\partial p} + f_0^{-1} \cdot \sigma^2 \omega = 0 \quad (2)$$

که در آنها f تاوایی سیاره‌ای، ψ' افت و خیز تابع جریان، $f_0 = 10^{-4} \text{s}^{-1}$ تاوایی سیاره‌ای متوسط، ω سرعت قائم در دستگاه P ، بردار افقی باد زمینگرد و σ^2 پارامتر پایداری ایستایی است و به صورت زیر تعریف می‌شود

$$\sigma^2 = -\widehat{R} (p) \frac{\partial \theta_s}{\partial p}$$

که در آن

$$\widehat{R}(p) = \frac{R}{P} \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

θ_s دمای پتانسیل معیار، R ثابت گازها برای هوای خشک، C_p گرمای ویژه در فشار ثابت، $P_0 = 1000 \text{ hpa}$ فشار سطح میناست. از حذف ω بین دو معادله (۱) و (۲)، معادله تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد کژفشار بدست می‌آید

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \right) q = 0 \quad (3)$$

که در آن

$$q = f + \nabla^2 \psi' + f_0^2 \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma^2 \frac{\partial \psi'}{\partial p} \right) \quad (4)$$

تاوایی پتانسیلی شبه زمینگرد است که مجموع سه جمله تاوایی به ترتیب سیاره‌ای، نسبی و کشیدگی است.

۲.۲ حرکت قائم و بردار Q

با استفاده از مؤلفه‌های معادله توازن باد گرمایی در دستگاه

p به صورت

$$f_0 \frac{\partial v_g}{\partial p} = -\widehat{R} \frac{\partial \theta'}{\partial x}$$

$$f_0 \frac{\partial u_g}{\partial p} = +\widehat{R} \frac{\partial \theta'}{\partial y}$$

که در آن u_g و v_g به ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری بردار باد زمینگردند و نیز با بکارگیری معادله‌های (۱) و (۲)،

$$-\frac{\partial p}{\partial t} \approx a \left[-\vec{v}_g \cdot \nabla (\xi_g \delta + f) \right] + b \left[-\vec{v}_g \cdot \nabla h \right] \quad (11)$$

که در آن، ضخامت بین دو سطح فشاری ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و مقدار a و b برای عرضهای میانی حدود ۷ هکتوپاسکال بر سه ساعت است (کارلسون، ۱۹۹۱). اندیسهای ۰ و ۵ به ترتیب به ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال اشاره دارند. جمله اول سمت راست معادله (۱۱) فرارفت تاوایی مطلق سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال توسط باد زمینگرد این سطح است و جمله دوم، فرارفت ضخامت ۵۰۰/۱۰۰۰ توسط باد سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است.

۳ داده‌های اولیه و روش محاسبه

داده‌های آغازین ارتفاع و دما در ترازهای فشاری معیار، ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰، ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، و نیز فشار سطح زمین در ساعت ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ گرینویچ، از بیستم فوریه، تا یکم مارس ۱۹۹۷، از روی نقشه‌های همدیدی موجود در مرکز پیش‌بینی سازمان هواشناسی بدست آمده‌اند. این نقشه‌ها از نوع برجسته نگار قطبی است که نیمکره شمالی را بر روی صفحه‌ای که سطح زمین را در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی قطع کرده است، تصویر می‌کند. با انتخاب گام شبکه‌ای $d = \delta x = \delta y = 300 \text{ km}$ و $\delta p = 100 \text{ hpa}$ ، و در نظر گرفتن سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان سطح مبنا، یک شبکه $(19 \times 15) \times 9$ نقطه‌ای ساخته می‌شود، که در هر تراز فشاری از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۰۰ هکتوپاسکال، ناحیه محدود به طول جغرافیایی ۷ تا ۷۸ درجه شرقی، عرض جغرافیایی ۱۹/۵ تا ۵۵ درجه شمالی را در بر می‌گیرد. شکلهای ۱ و ۲ که به ترتیب گرته فشاری سطح زمین و ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال را در چند روز مختلف نشان می‌دهند نمونه‌ای از داده‌های آغازین روی شبکه مورد نظرند. با بکارگیری معادله ضخامت و تقریب آب ایستایی، و همچنین معادله حالت، داده‌های ارتفاع در ترازهای میانی ۹۰۰، ۸۰۰، ۶۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال، با رابطه زیر درونیابی می‌شود

$$z_1 = \frac{z_2 \ln\left(\frac{p_1}{p_0}\right) + z_0 \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right)}{\ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) + \ln\left(\frac{p_1}{p_0}\right)}$$

۳.۲ توسعه کژفشاری در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

محدودیت بیشتر مدل‌های فشارورد، این است که در آنها به دلیل اینکه فرارفت دمایی وجود ندارد، نمی‌توانند رشد و زوال سیستم‌های هوا را شرح دهند. برای نشان دادن اثر فرارفت دما روی رشد و توسعه موج، می‌توان معادله تاوایی شبه زمینگرد را با جانشانی

$$\vec{v}_g = \vec{v}_{gm} + B(p) \vec{v}_T$$

$$\xi_g = \xi_{gm} + B(p) \xi_T$$

و میانگین‌گیری قائم آن، به صورت زیر نوشت (کارلسون^۱، ۱۹۹۱ و هالتینر و ویلیامز^۲، ۱۹۸۰)

$$\frac{\partial \xi_g}{\partial t} \approx -\vec{v}_g \cdot \nabla (\xi_g + f) - B^2(p) \vec{v}_T \cdot \nabla \xi_T \quad (9)$$

که در آن $\int_0^{p_s} dp$ عملگر میانگین‌گیری در راستای قائم، $B(p)$ ضریب تجربی، \vec{v}_T و ξ_T به ترتیب بردار باد گرمایی و تاوایی گرمایی‌اند. دومین جمله سمت راست این معادله، که حاصلضرب یک مقدار ثابت در فرارفت تاوایی گرمایی توسط باد گرمایی است، اثر فرارفت تاوایی گرمایی را روی موج نشان می‌دهد و به جمله توسعه معروف است

$$-B^2(p) \vec{v}_T \cdot \nabla p \xi_T = \left(\frac{\partial \xi_g}{\partial t} \right)_{development}$$

در عمل به تقریب می‌توان، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را به عنوان تراز میانگین اختیار کرد، $B^2(p)$ را برابر ۰/۲ گرفت و معادله (۹) را به صورت زیر نوشت

$$\frac{\partial \xi_g}{\partial t} \approx -\vec{v}_g \cdot \nabla (\xi_g + f) - 0.2 \vec{v}_T \cdot \nabla \xi_T \quad (10)$$

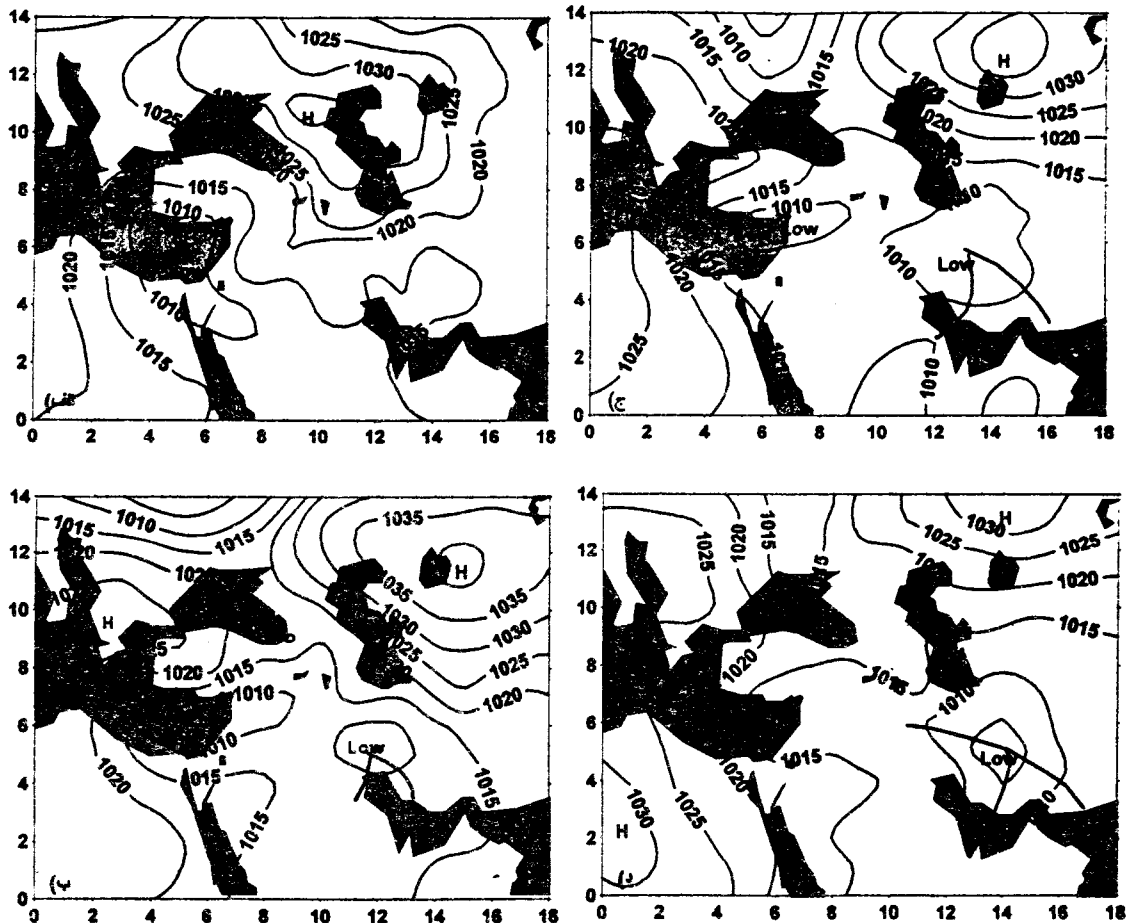
اندیس ۵ به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اشاره دارد.

۴.۲ توسعه کژفشاری در سطح زمین

هنگامی که موج سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تقویت می‌یابد و یا تضعیف می‌شود، هماهنگ با آن چرخند سطح زمین نیز گاه تقویت یا تضعیف می‌شود (اسپنسر^۳ و دیگران، ۱۹۹۶ و برسکی و کولوچی^۴، ۱۹۹۶). برای نشان دادن این موضوع، در یک جریان کژفشار، مدل ساده‌ای برای گرایش فشار در سطح دریا، معرفی می‌شود که می‌تواند رفتار سیستم‌های فشاری سطح زمین را شرح دهد

1. Carlsson
3. Spencer

2. Haltiner and Williams
4. Bresky and Colucci



شکل ۱. گرته فشاری سطح زمین (بر حسب هکتوپاسکال) اعداد روی محورهای، شماره نقاط شبکه است
 الف) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۱ فوریه ۱۹۹۷ (ب) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۲ فوریه ۱۹۹۷ (ج) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۲ فوریه ۱۹۹۷
 د) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۳ فوریه ۱۹۹۷

محاسبه شده، بررسی و تفسیر می‌شود. برای رعایت اختصار، در اینجا فقط به ذکر چند نمونه اکتفا می‌شود.

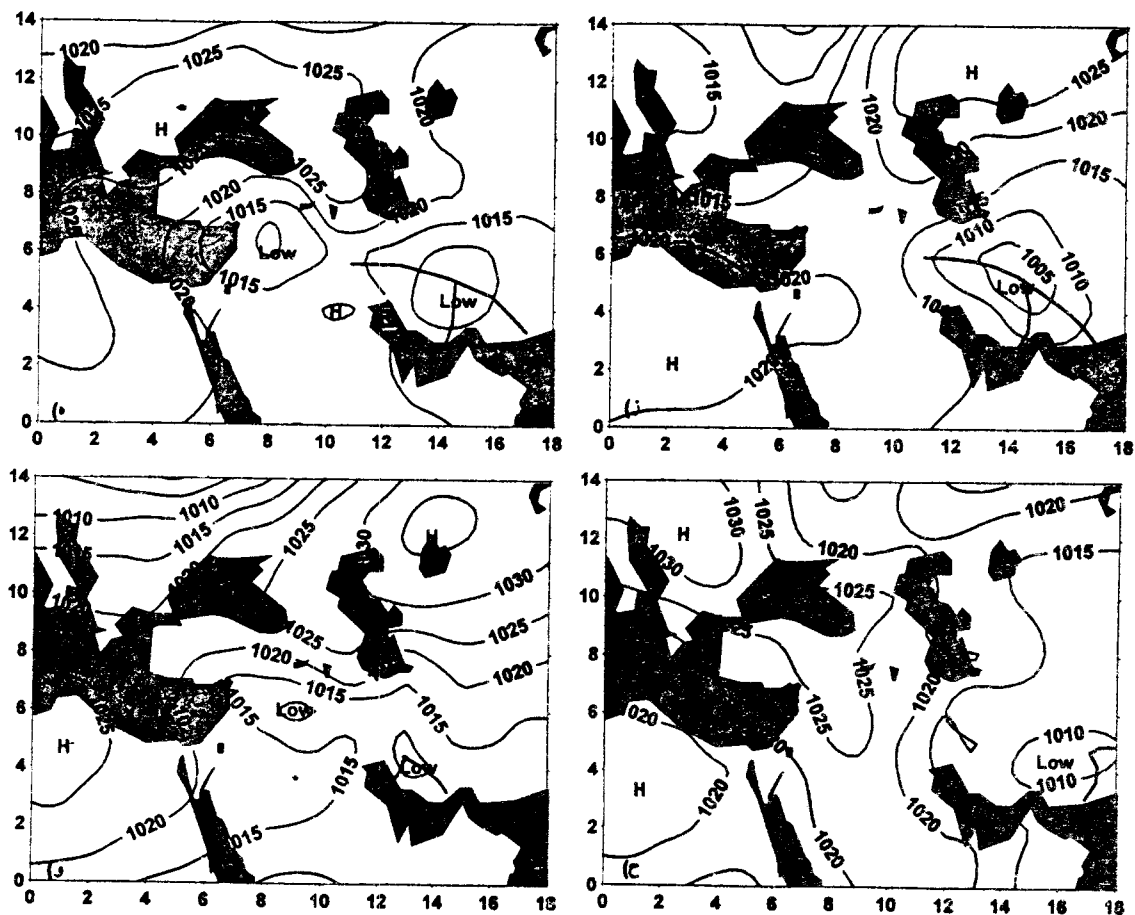
۱.۴ شکل‌گیری و توسعه امواج کژفشار

در اثر تپش کم فشار بریده شرق دریای مدیترانه، یک موج اغتشاشی ضعیف در جنوب غرب ایران شکل می‌گیرد. این موج در حین حرکت به سمت شرق، تقویت می‌شود و مناطق مرکزی و جنوبی ایران راتحت تأثیر قرار می‌دهد. بیشینه فعالیت این موج کژفشار در ساعت ۰۰:۰۰ روز بیست و سوم فوریه است، که مرکز کم‌فشار سطح زمین به ۱۰۰۵ هکتوپاسکال می‌رسد. این موج در روزهای بعدی تضعیف

که در آن z_1 ارتفاع سطح فشاری p_1 و z_2 و z_0 به ترتیب ارتفاع سطوح فشاری p_2 و p_0 هستند (بنی‌هاشم، ۱۳۷۴).
 بابکاربردن روشهای عددی در معادله‌های فرمول‌بندی شده، در هر نقطه از شبکه منظم سه‌بعدی، کمیت‌های تاوایی نسبی، تاوایی گرمایی، تاوایی مطلق، تاوایی پتانسیلی (شکل ۳)، مؤلفه‌های بردار Q و نیز حرکت قائم در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴)، محاسبه و نتایج به صورت گرته‌های همدیدی ارائه می‌شود.

۴ بحث و بررسی

در این قسمت گرته همدیدی داده‌های آغازین و کمیت‌های



ادامه شکل ۱. ا. ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۴ فوریه ۱۹۹۷ (هـ) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۷ فوریه ۱۹۹۷ (ز)
 ب. ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۸ فوریه ۱۹۹۷ (ح) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۶ فوریه ۱۹۹۷ (و)

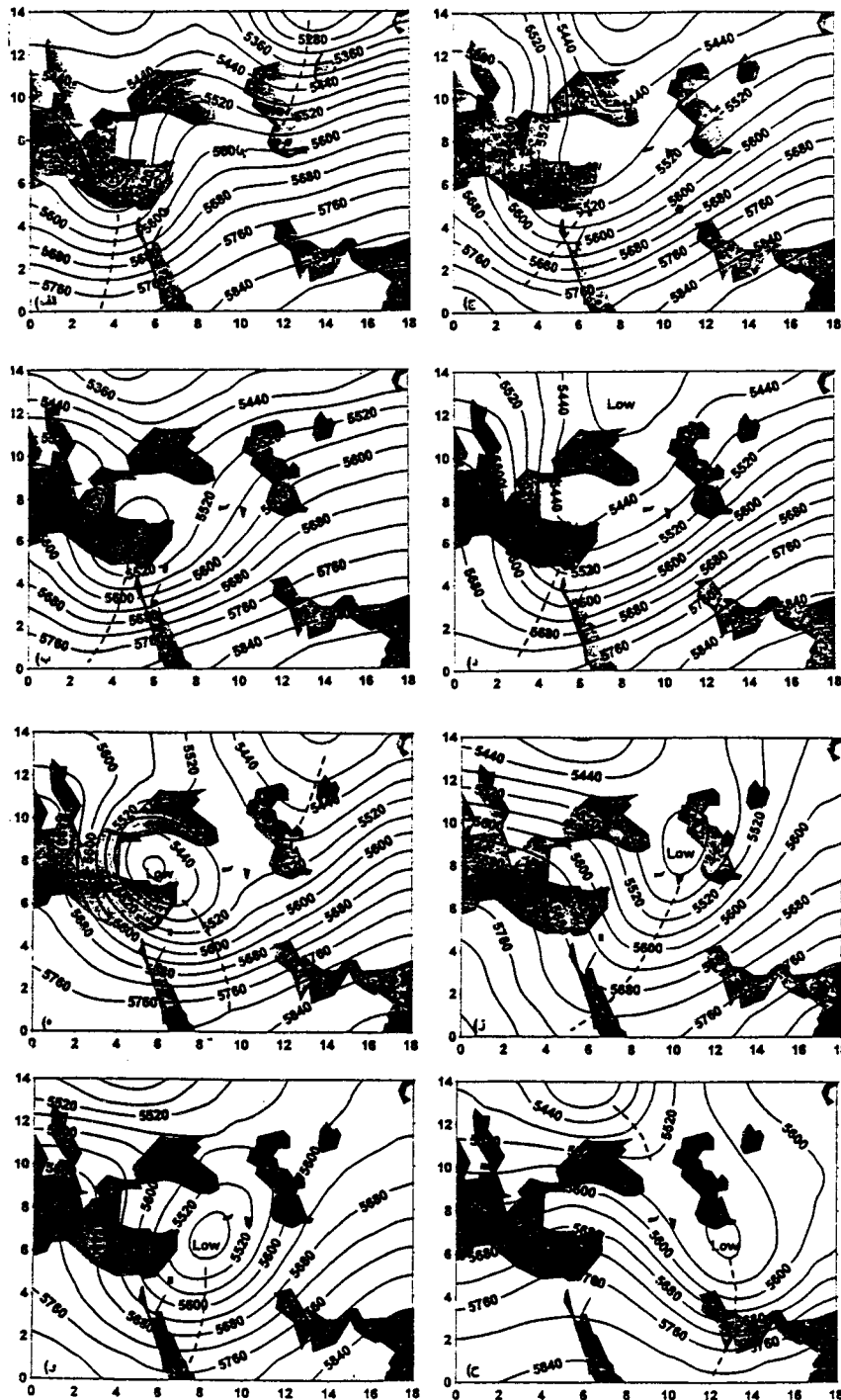
نشان می‌دهند. پیداست که روی مرکز ایران، این دو جمله مثبت‌اند. بنابراین مرکز کم فشار سطح زمین در روز بیست و سوم تقویت می‌شود.

۲.۴ دوران رشد، کمال و زوال کم فشار بریده

ناوه عمیق شرق دریای مدیترانه در ساعت ۰۰:۰۰ روز بیست و دوم فوریه به یک کم فشار بریده تبدیل می‌شود و پس از مدت کوتاهی باز می‌شود. سپس در روز بیست و چهارم فوریه، کم فشار بریده فعالی با چند پرند بسته، در شرق دریای مدیترانه به وجود می‌آید. این کم فشار بریده در طی دوره زندگی خود که شکلهای متفاوتی را بخود می‌گیرد، با حرکت نسبتاً آهسته‌ای به سمت شرق و شمال شرق، حرکت می‌کند

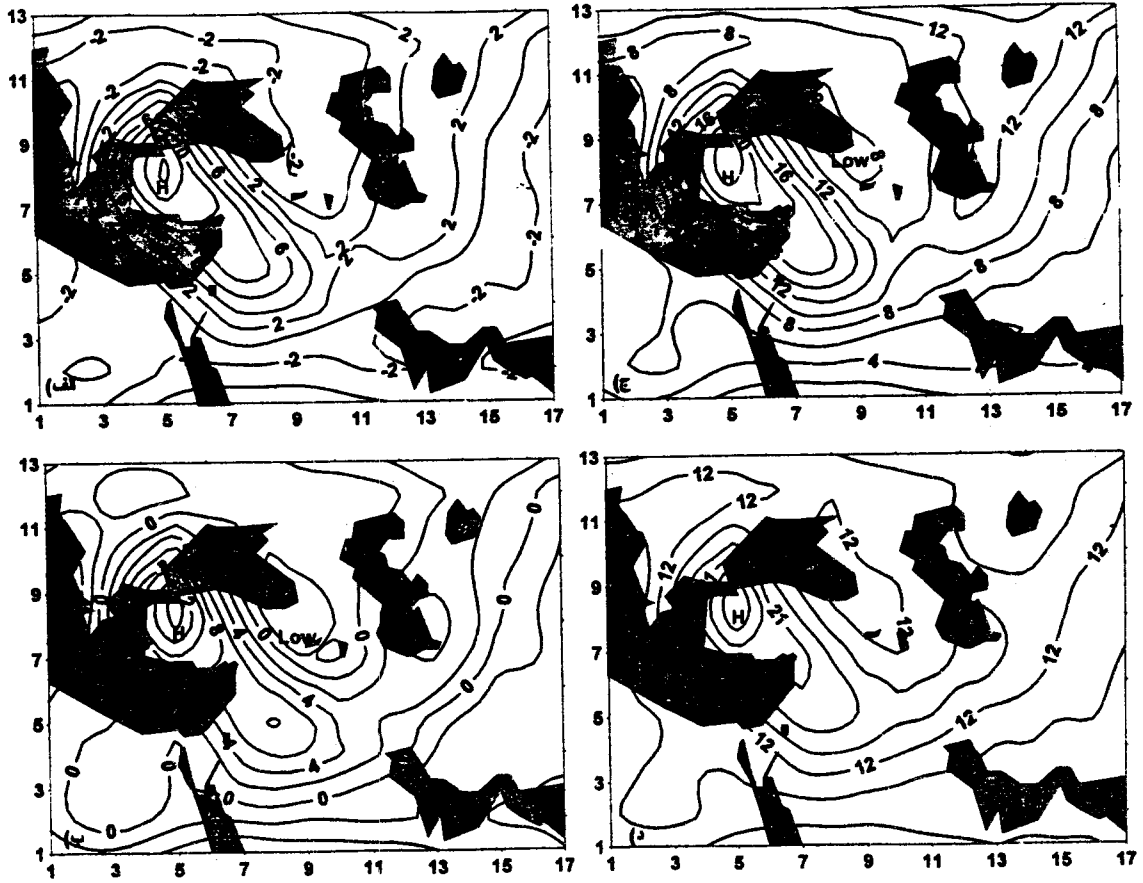
می‌شود (شکل ۱-الف تا هـ). مادامیکه کم فشار بریده فعال است این روند ادامه دارد، به گونه‌ای که در روز بیست و ششم فوریه نیز یک موج اغتشاشی دیگر تشکیل می‌شود. بیشینه فعالیت این موج در ساعت ۱۲:۰۰ روز بیست و هفتم فوریه است. این موج نیز در روزهای بعدی تضعیف می‌شود (شکل ۱-ب و تا ج).

عامل اصلی تقویت مرکز کم فشار سطح زمین در روزهای بیست و سوم و بیست و هفتم فوریه بنا به معادله (۱۱)، مثبت بودن فرارفت تاوایی مطلق و فرارفت ضخامت در بیست و چهار ساعت قبل است. به عنوان نمونه، شکل ۵-الف فرارفت زمینگردی تاوایی مطلق سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و شکل ۶-الف فرارفت ضخامت ۱۰۰۰/۵۰۰ بوسیله باد سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را در ساعت ۰۰:۰۰ روز بیست و دوم فوریه

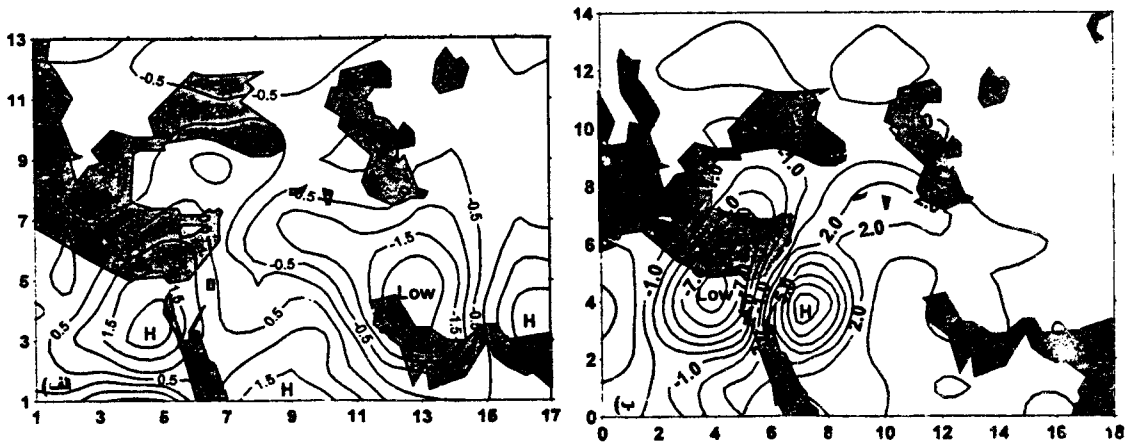


شکل ۲. گرته ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب متر). اعداد روی محورها، شماره نقاط شبکه است.

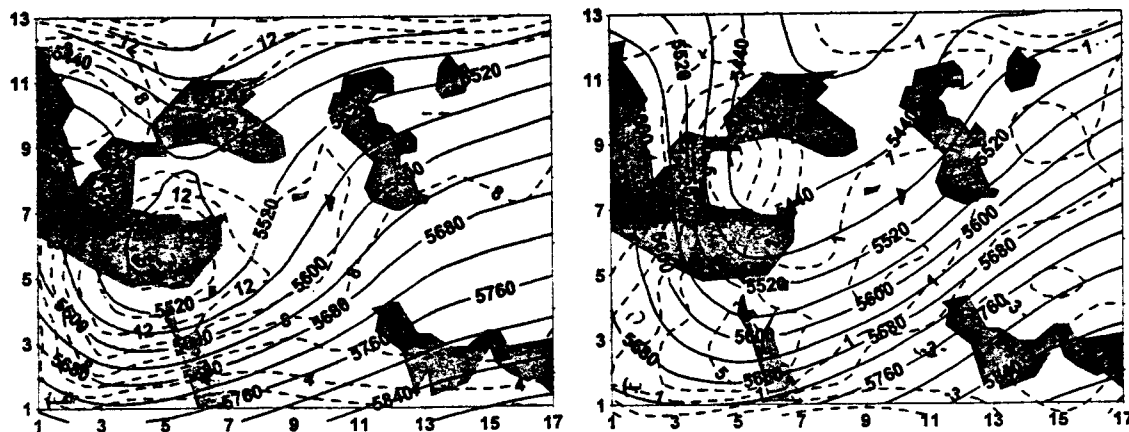
الف) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۱ فوریه ۱۹۹۷	ب) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۲ فوریه ۱۹۹۷	ج) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۲ فوریه ۱۹۹۷
د) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۳ فوریه ۱۹۹۷	ه) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۴ فوریه ۱۹۹۷	و) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۶ فوریه ۱۹۹۷
ز) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۷ فوریه ۱۹۹۷	ح) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۸ فوریه ۱۹۹۷	



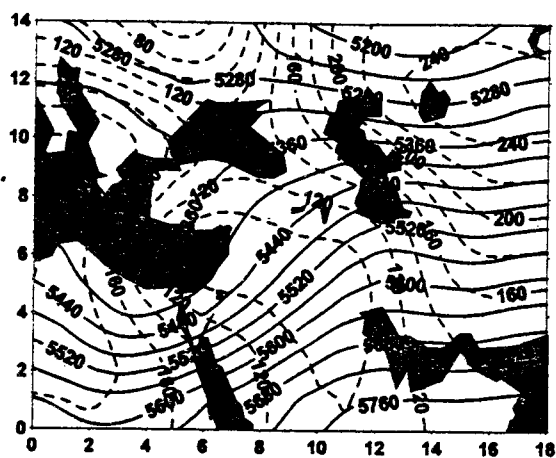
شکل ۳. گزته تاوایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب $10e-5s^{-1}$) در ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۴ فوریه ۱۹۹۷. اعداد روی محورها، شماره نقاط شبکه است. الف) تاوایی نسبی ب) تاوایی گرمایی ج) تاوایی مطلق د) تاوایی پتانسیلی.



شکل ۴. گزته الف) سرعت قائم (cm/s) و ب) واگرایی بردار Q (در واحد $10e-17$) در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۶ فوریه ۱۹۹۷ اعداد روی محورها، شماره نقاط شبکه است.



شکل ۵. فرافت زمینگردی تاوایی مطلق سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال. منحنی‌های پر، پرندهای ارتفاع (برحسب متر) و خط چین‌ها، تاوایی مطلق (بر حسب $10e - 5 s^{-1}$) را نشان می‌دهند. اعداد روی محورها، شماره نقاط شبکه است. الف) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۲ فوریه ۱۹۹۷.



شکل ۶. فرافت ضخامت ۵۰۰ / ۱۰۰۰ بوسیله باد زمینگرد سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال. منحنی‌های پر، پرندهای ضخامت (متر) و خط چین‌ها، ارتفاع سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (برحسب متر) را برای ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۲ فوریه ۱۹۹۷ نشان می‌دهند. اعداد روی محورها، شماره نقاط شبکه است.

۰۰:۰۰ روز بیست و چهارم کاهش یافته است.

۳.۴ گرته‌های کمیتهای محاسبه شده

شکل ۳ وابستگی تاوایی نسبی، مطلق و پتانسیلی را به ناوه ارتفاع، و همچنین وابستگی تاوایی گرمایی را به ناوه ضخامت نشان می‌دهد. پیداست که در ساعت ۰۰:۰۰ روز

و در این مسیر مناطق شمال غربی، مرکزی، شمالی و شمال شرقی ایران راتحت تأثیر قرار می‌دهد تا سرانجام در روز یکم مارس از ناحیه مورد مطالعه خارج می‌شود (شکل ۲-الف تا ج).

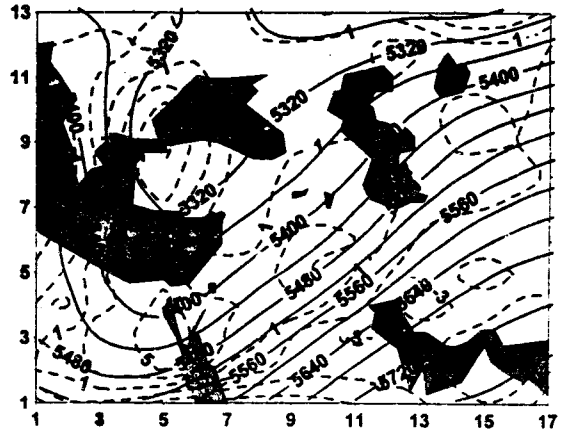
شکل ۸ فرافت زمینگردی تاوایی پتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال را در روزهای مختلف نشان می‌دهد. از شکل‌های ۸-الف و ۸-ج، که به ترتیب فرافت تاوایی پتانسیلی مثبت را به داخل ناوه شرق دریای مدیترانه در ساعت ۱۲:۰۰ روز بیست و یکم و روز بیست و سوم فوریه نشان می‌دهند، پیداست که فرافت تاوایی پتانسیلی مثبت به داخل ناوه شرق دریای مدیترانه، موجب شکل‌گیری کم‌فشار بریده در ساعت ۰۰:۰۰ روز بیست و دوم (شکل ۲-ب) و بیست و چهارم (شکل ۲-ه) فوریه شده است. همچنین فرافت تاوایی پتانسیلی منفی به داخل مرکز کم‌فشار بریده در ساعت ۰۰:۰۰ روز بیست و دوم (شکل ۲-ب) موجب باز شدن آن در ساعت ۱۲:۰۰ همین روز شده است (شکل ۲-ج).

شکل ۵-ب و شکل ۷ بترتیب فرافت زمینگردی تاوایی مطلق و فرافت گرمایی تاوایی گرمایی را در ساعت ۰۰:۰۰ روز بیست و سوم فوریه نشان می‌دهند. مشاهده می‌شود که در شرق دریای مدیترانه هر دو جمله فرافتی مثبت‌اند. بنابراین بنا به معادله (۱۰)، ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت

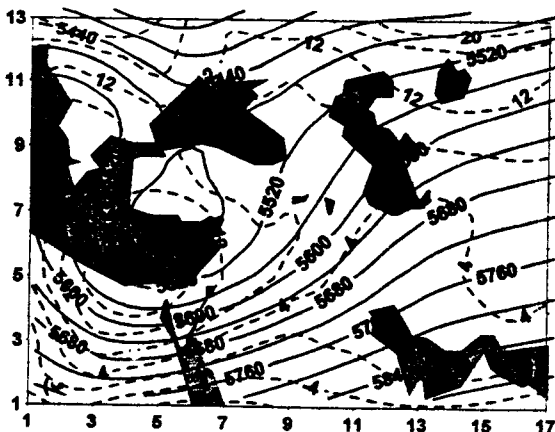
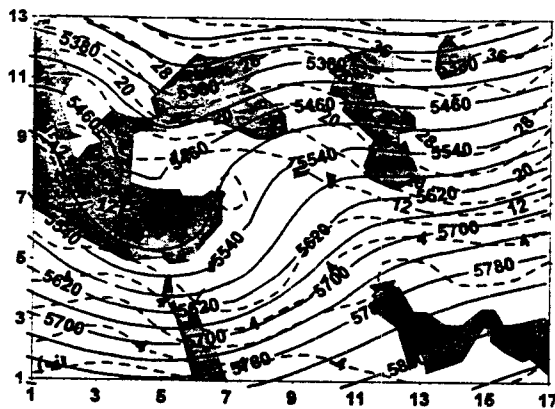
۵ نتیجه‌گیری

کم فشار بریده در طی دوره زندگی ده روزه خود، موجب رشد و توسعه امواج کزفشاری در ناحیه مورد مطالعه شده است. این امواج مناطق جنوب و جنوب غرب ایران را تحت تأثیر قرار داده و سپس از قسمت جنوب شرق کشور خارج شده‌اند. به دلیل عدم رطوبت کافی، ریزشهای جوی روی این مناطق کم بوده است. بر پایه مبانی دینامیکی و مفاهیم همدیدی، برداشتهای زیر به عنوان نتیجه حاصل از این مطالعه موردی، بیان می‌شوند.

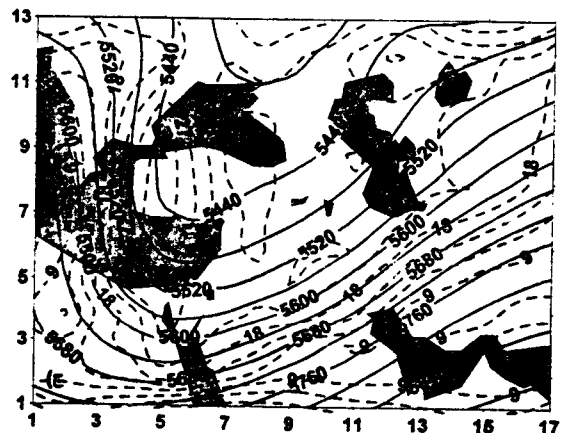
- فرارفت تاوایی پتانسیلی مثبت به داخل کم فشار بریده موجب تقویت، و فرارفت تاوایی پتانسیلی منفی به داخل آن موجب باز شدن این سیستم می‌شود.



شکل ۷. فرارفت گرمایی تاوایی گرمایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال. منحنی‌های پر، پربندهای ضخامت (برحسب متر) و خط چین‌ها، تاوایی گرمایی (بر حسب $10^6 - 5 s^{-1}$) را برای ۰۰:۰۰ روز ۲۳ فوریه ۱۹۹۷ نشان می‌دهند. اعداد روی محورها، شماره نقاط شبکه است.



شکل ۸. فرارفت زمینگردی تاوایی پتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال. منحنی‌های پر، پربندهای ارتفاع (برحسب متر) و خط چین‌ها، تاوایی پتانسیلی (بر حسب $10^6 - 5 s^{-1}$) را نشان می‌دهند. اعداد روی محورها، شماره نقاط شبکه است.
الف) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۱ فوریه ۱۹۹۷ (ب) ساعت ۰۰:۰۰ روز ۲۲ فوریه ۱۹۹۷ (ج) ساعت ۱۲:۰۰ روز ۲۳ فوریه ۱۹۹۷.



بیست و چهارم فوریه، در شمال شرق دریای مدیترانه، بیشینه تاوایی نسبی ۱۴ واحدی، بیشینه تاوایی گرمایی ۱۴ واحدی، بیشینه تاوایی پتانسیلی ۲۷ واحدی قرار دارند. شکل ۴-الف گزته امگای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال را در ساعت ۰۰:۰۰ روز بیست و ششم فوریه نشان می‌دهد. در این شکل روی نواحی مرکزی ایران، حرکت قائم بالا رو مشخص است. در همین زمان گزته واگرایی بردار Q در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، حرکت قائم بالای رو را در غرب ایران نشان می‌دهد (شکل ۴-ب).

منابع

- Bresky, W. C., and Colucci, S. j., 1996, A forecast and analysed cyclogenesis event diagnosed with potential vorticity: *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2227-2244.
- Carlson, T. N., 1991, *Mid-latitude weather systems*: Harper Collins Academic, London.
- Haltiner, G. j., and Williams, R. T., 1980, *Numerical weather prediction and dynamic Meteorology*: Wiley, New York.
- Holton, J. R., 1992, *An introduction to dynamic Meteorology*: Academic Press Inc., San Diego.
- Hoskins, B. J., and Pedder, M. A., 1980, The diagnosis of middle latitude synoptic development: *Q.J.Roy. Met.Soc.*, **106**, 707-719.
- Hoskins, B. J., 1993, *Lectures on dynamics of mid-latitude and tropical weather systems*: M.Sc. course, Dept. Meteorology, Reading University.
- McInnes, K. L., Leslie, L. M., and McBride, J. L., 1992, Numerical simulation of cut-off lows on the Australian east coast, sensitivity to sea-surface temperature: *International Journal of Climatology*, **12**, 783-795.
- Palmen, E., and Newton, C. W., 1969, *Atmospheric circulation systems*: academic Press, New York.
- Price, J. D., and Vaughan, G., 1992, The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems: *Q.J. Roy. Met. Soc.*, **119**, 343-365.
- Spencer, P. L., Carr, F. H., and Doswell III, C. A., 1996, Diagnosis of an amplifying and decaying baroclinic wave using wind profiler data: *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 209-223.

بنی‌هاشم. ت.، ۱۳۷۴، مقایسه درون‌یاب‌های لگاریتمی و خطی در جو (محاسبات منتشر نشده).

- در مکانی که فرارفت تاوایی مطلق بوسیله باد زمینگرد سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، و همچنین فرارفت تاوایی گرمایی بوسیله باد گرمایی این سطح، مثبت باشد، ناوه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تقویت می‌شود، به شرط آنکه بین دو موج، ضخامت ۵۰۰/۱۰۰۰ و ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال، اختلاف فاز وجود داشته باشد.

- هنگامی که فرارفت تاوایی مطلق سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، بوسیله باد زمینگرد این سطح و همچنین فرارفت ضخامت ۵۰۰/۱۰۰۰، بوسیله باد گرمایی، مثبت باشند، حرکت صعودی هوا وجود دارد. بنابراین در این منطقه، مؤلفه‌های بردار ω همگرا می‌شوند و امگای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، منفی است. به دلیل اینکه این دو جمله فرارفتی گاه اثر همدیگر را تقویت و گاه تضعیف می‌کنند، لذا مبنا حرکت قائم بالارو، همگرایی بردار ω است.

- در ناحیه‌ای که فرارفت ضخامت ۵۰۰/۱۰۰۰ بوسیله باد ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، و فرارفت تاوایی مطلق سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بوسیله باد زمینگرد این سطح، مثبت باشند، چرخند سطح زمین توسعه می‌یابد.

- در ابتدای تشکیل یک موج اغتشاشی، حالت چرخندی فقط در ترازهای پایین فشاری وجود دارد. با توسعه و تقویت موج، این حالت چرخندی در ترازهای بالاتر نیز دیده می‌شود. محور فضایی امواج کزفشار، در حالت توسعه، شمال غرب - جنوب شرق است، که با تضعیف موج، محور فضایی آن قائم می‌شود.

- بدلیل وابستگی تاوایی نسبی و تاوایی مطلق به ارتفاع ژئوپتانسیل، بیشینه این دو عامل در ناوه ارتفاع و کمینه آنها در پشته ارتفاع قرار دارند. همچنین، چون تاوایی گرمایی به ضخامت وابسته است، لذا بیشینه و کمینه آن به ترتیب در ناوه و پشته ضخامت دیده می‌شود. بیشینه و کمینه تاوایی پتانسیلی نیز با کمی تغییر، که ممکن است در اثر جمله گرمایی ظاهر شود، به ترتیب در ناوه و پشته ارتفاع قرار دارند. محور فضایی این کمیت‌ها در حالت بهنجار، شمال غرب - جنوب شرق است.