

## رفتار و حرکت یک کم فشار بریده

تاج‌الدین بنی‌هاشم\*، حسین اردکانی\*\* و سحر تاج‌بخش\*\*

### چکیده

پدیده مورد مطالعه در تاریخ بیست فوریه ۱۹۹۷ (۳۰ بهمن ۱۳۷۵) رخ داده و چرخه زندگی آن ده روز بوده است. با محاسبه کمیت‌های تاوایی نسبی، مطلق و پتانسیلی و نیز سرعت قائم بر روی این سیستم، کوشش می‌شود الگویی برای اینگونه پدیده‌ها ارایه شود. داده‌های لازم به کمک نقشه‌های موجود در سطوح مختلف برای یک شبکه ۱۵×۱۹ نقطه‌ای در منطقه خاورمیانه محاسبه شده است. از محاسبه کمیت‌های موردنظر و رسم نقشه‌های مربوط، بررسی چرخه زندگی این کم فشار بریده و تفسیر نقشه‌های بدست آمده چنین برمی‌آید که کم فشار بریده مورد مطالعه از نوع قطبی است؛ حرکت سیستم با توجه به شیو پربندهای ژئوپتانسیل رو به شرق و شمال شرق است؛ و فرارفت تاوایی مطلق در جنوب و جنوب غرب تاوه باعث تقویت و چرخش آن می‌شود.

کلید واژه‌ها: کم فشار، چرخندزایی، تاوایی، پربند، گرته و بندآبی

### ۱ مقدمه

کم فشارهای بریده از نقطه نظر تئوری امواج تحقیق نمود. در ۱۹۶۲ رادرفورد و ون<sup>۱</sup> با عکسبرداری از ابرهای همراه یک کم فشار بریده و مقایسه آن بامفاهیم تئوری به این نتیجه رسیدند که نوار حلزونی ابرها با جبهه سرد و خط تندوزه<sup>۲</sup> همراه است (کامیکو<sup>۳</sup>، ۱۹۶۴). به علاوه، برخی مطالعات آماری نیز روی سیستم کم فشار بریده انجام گرفته است (پرایس و واگان<sup>۴</sup>، ۱۹۹۲). متأسفانه تاکنون در ایران، در این زمینه تحقیق جدی نشده است. از این رو در این مقاله کوشش شده است که با مطالعه روی یکی از این کم فشارهای بریده و

عبارتهای کم فشار و پرفشار بریده به پدیده‌هایی اطلاق می‌شود که به ترتیب در اثر ریزش هوای سرد در یک ناوه و فرازش<sup>۱</sup> هوای گرم در یک پشته ایجاد می‌شود. از آنجا که این مقاله به مطالعه موردی روی یک پدیده کم فشار بریده می‌پردازد، اندکی به تاریخچه این سیستم جوی اشاره می‌شود. مطالعات زیادی روی فرآیند توسعه چرخندها و پدیده بریده شدن انجام شده است. از آن جمله توسعه امواج در جریانهای غربی است که اولین بار در ۱۹۹۵ بوسیله مکری<sup>۲</sup> مطالعه شده است. وی روی چرخندزایی‌های شمال استرالیا بر پایه توسعه

1. ascend  
3. Rutherford & Van  
5. Kamico

2. Mc Rae  
4. squall line  
6. Price & Vaughan

\* موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۱۴۱۵۵-۱۴۱۶۶، تهران.  
\*\* سازمان هواشناسی کشور، صندوق پستی ۴۶۱-۱۳۱۸۵، مهرآباد، تهران.

محاسبه برخی از کمیتها، گرتنه مقدماتی مناسبی برای این قبیل پدیده‌ها ارایه شود.

## ۲ دیدگاه همدیدی

۱.۲ سیمای عمومی شکل‌گیری کم‌فشارهای بریده کم‌فشارهای بریده که در برخی موارد با نام استخرهای هوای سرد معرفی می‌شوند، در واقع چرخندهای سطح فوقانی‌اند که با گرتنه‌های بندآبی همراهی می‌کنند. معمولاً وقتی یک ناوه هوای سرد از عرضهای بالا به سمت استواگسترش می‌یابد و یک چرخش چرخندی بسته در انتهای آن شکل می‌گیرد، کم‌فشار بریده ایجاد می‌شود که با جت‌استریمهای شاخه‌ای همراه است.

دیدگاه اساسی روی این کم‌فشارها بوسیله هاسکینز<sup>۱</sup> در ۱۹۸۵ بر اساس نقشه‌های تاوایی پتانسیلی هم‌درگاشت<sup>۲</sup> پایه‌ریزی شده است (پرایس و واگان، ۱۹۹۲). از آنجا که وردایست<sup>۳</sup> در کم‌فشارهای بریده به سمت ارتفاعهای پایین کشیده می‌شود، نواحی بیشینه تاوایی پتانسیلی در ورد سپهر فوقانی<sup>۴</sup> و پوشن سپهر پایینی<sup>۵</sup> بسته می‌شود. این استخرهای تاوایی پتانسیلی بیشینه از نفوذ منبع اصلی تاوایی پتانسیلی به سمت استوا بوجود می‌آیند و گسترش آنها با نواحی بریده شده و منفصل ژئوپتانسیلها و نیز جت‌استریمهای شاخه‌ای هم‌رادی می‌کنند. در دوره زوال، این استخرهای تاوایی دوباره جذب منبع اصلی خود شده، از بین می‌روند.

## ۲.۲ طبقه‌بندی کم‌فشارهای بریده از نظر موقعیت

کم‌فشارهای بریده، بسته به اینکه چه نوع جت‌استریمی منجر به تشکیل آنها می‌شود، به سه دسته اصلی تقسیم می‌شوند (پرایس و واگان، ۱۹۹۲)، قطبی، جنب حاره‌ای و تاوه قطبی، که هر کدام مشخصه مربوط به خود را دارند.

کم‌فشارهای بریده قطبی از گسترش یک جت قطبی قوی به سمت استوا تشکیل می‌شوند (سرنیگلیا و دیگران<sup>۶</sup>، ۱۹۹۵) و از این‌رو در قسمتهای شمالی جت جای می‌گیرند که بوسیله هوای سرد قطبی در درون و شیوهای شدید دمایی در پیرامون مشخص می‌شوند. بنابراین، وجود جت‌استریمهای شاخه‌ای بزرگ در اطراف، از مشخصه‌های بارز کم‌فشارهای بریده قطبی است. به علاوه، تشکیل آنها غالباً با چرخندزایی‌های قوی همراه است.

کم‌فشارهای بریده جنب حاره‌ای غالباً از توسعه جت جنب حاره‌ای به سوی استوا تشکیل می‌شوند. شیوهای دمایی کمتر از نوع اول، پیرامون این کم‌فشارهای بریده دیده می‌شود. به همین علت چرخندزایی آنها ضعیف‌تر از نوع قطبی است.

کم‌فشارهای بریده تاوه قطبی سیستمهای کم‌فشار بریده‌ای هستند که بر اثر گسترش جت منجمده تشکیل می‌شوند و به طور معمول زمانی بوجود می‌آیند که تاوه قطبی به اندازه ۱۵ درجه به سمت استوا حرکت می‌کند و در نتیجه، ناوه یک کم‌فشار بریده تشکیل می‌شود. این کم‌فشار بریده الزاماً با سیستم بندآبی<sup>۷</sup> همراهی نمی‌شوند، اما ممکن است با شیوهای پربندی شدید چرخند سطح زمین همراه باشند. به علاوه، این کم‌فشارهای بریده از

1. Hoskins

2. isentropic potential vorticity

3. tropopause

5. lower stratosphere

7. blocking

4. upper troposphere

6. Cerniglia & Rood

تاوه قطبی اصلی فاصله چندانی نمی گیرند.

این رو، ناپایداری فشاروردي در چرخندزایی های عرضهای میانی عامل بسیار مهمی به شمار نمی آید (کارلسون، ۱۹۹۱).

### ۳.۲ رشد و زوال امواج فشاروردي

شارشی که به تقریب مداری است و دارای چینش نصف النهاری، می تواند همراه با انتقال سریع انرژی جنبشی مداری به پیچگی، ناگهان فروپاشیده، به مجموعه ای از امواج با دامنه زیاد تبدیل شود. این گونه رشد سریع امواج، با ناپایداری فشاروردي وابستگی دارد، که انرژی خود را از چینش نصف النهاری شارش مداری ( $\partial u / \partial y$ ) دریافت می کند. شرط لازم برای مبادله انرژی جنبشی مداری و پیچگی این است که میانگین مداری حاصلضرب مولفه های پیچگی (پیشیدگی) باد مخالف صفر باشد، که در نتیجه موجب شار نصف النهاری تکانه زاویه ای نسبی می شود. آهنگ رشد امواج با سرعت جریان مداری تغییر می کند. به ویژه، در زمستان، رشد قابل ملاحظه امواج در محدوده زمانی چند روز یا کمتر، تنها هنگامی رخ می دهد که چینش نصف النهاری شارش مداری به قدر کافی بزرگ باشد. (هالتینر<sup>۱</sup>، ۱۹۷۱، کارلسون<sup>۲</sup>، ۱۹۹۱، اوساکی و ناکامورا<sup>۳</sup>، ۱۹۹۸).

تشکیل و زوال ناوه ها در جریان های غربی با تبدیل فشاروردي انرژی و به ویژه در مرحله تشکیل، با ناپایداری فشاروردي وابستگی دارد. ناپایداری فشاروردي در عرضهای میانی، در مرحله آغازین که شارش مداری قوی است، از نظر رشد امواج حایز اهمیت است و در نتیجه چینش عرضی بیشترین مقدار را دارد. به علاوه، تبدیل انرژی جنبشی، در قیاس با انرژی پتانسیل، میان شارش مداری و پیچگی معمولاً ضعیف است. از

### ۳ داده ها و محاسبه های عددی

#### ۱.۳ داده ها

داده های لازم برای محاسبات، از روی نقشه های واقعی سطح زمین و سطوح فوقانی استخراج شده و حرکت سیستم با باد زمینگرد تقریب زده شده است. یک شبکه  $15 \times 19$  نقطه ای که در راستای مداری از شرق دریای مدیترانه تا شرق ایران و در راستای نصف النهاری از دریاچه اورال تا خلیج فارس را در بر می گیرد، به عنوان شبکه منظم محاسباتی در نظر گرفته شده است. گام شبکه حدود ۲۸۰ کیلومتر و در راستای مداری و نصف النهاری ثابت است. داده های استخراج شده از روی نقشه های واقعی (دما و ژئوپتانسیل)، تنها برای ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰، ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتو پاسکال، و نیز از نقشه های سطح زمین موجود است و برای ترازهای ۹۰۰، ۸۰۰، ۶۰۰ و ۴۰۰ هکتو پاسکال ناگزیر از شیوه درون یابی استفاده شده است.

#### ۲.۳ محاسبه های عددی

در این کار، برای محاسبه ارتفاع در هر تراز به جای مقادیر واقعی، از افت و خیزهای آن استفاده می شود.

هر سطح فشاری دارای ارتفاع استاندارد است (هلتون<sup>۴</sup>، ۱۹۹۲). از تفاضل مقادیر واقعی ( $Z$ ) و مقادیر استاندارد ( $Z_0$ )، مقدار افت و خیزها ( $Z'$ ) بدست می آید.

1. Haltiner  
2. Carlson  
3. Ohsaki & Nakamura  
4. Holton

راسبی شهرت دارد و  $\nabla Z$  ضخامت میانگین دو تراز متوالی است. در رابطه (۵) می‌توان  $\nabla^2 Z'$  را بر حسب  $\nabla_f^2 Z'$  نوشت

$$\nabla^2 Z' = (m^2/d^2) \nabla_f^2 Z' \quad (۸)$$

در این معادله  $d$  گام شبکه در هر دو راستای  $X$  و  $Y$  و  $\nabla_f^2$  نماد لاپلاسی تفاضل متناهی روی نقشه است و مقدار آن از رابطه زیر محاسبه می‌شود

$$\nabla_f^2 Z'_{ij} = (Z'_{i+1} + Z'_{j+1} + Z'_{i-1} + Z'_{j-1} - 4Z') \quad (۹)$$

برای محاسبه سرعت قائم از روش فشارورد هم ارز استفاده شده است

$$w(p) = [C(p)/f] \left[ \bar{V} \cdot \bar{\nabla} \xi_g \right] \quad (۱۰)$$

که در آن  $C(p)$  یک مقدار تجربی است (کارلسون، ۱۹۹۱)،  $\bar{g}$  و  $\bar{V}$  میانگین قائم، به ترتیب، تاوایی نسبی زمینگرد و سرعت باد زمینگرد هستند که برای کل ستون قائم جو مقدار ثابتی می‌باشند.

#### ۴ تفسیر نقشه‌ها و نتایج محاسبات

در نقشه‌های تحلیل یافته روز ۲۰ فوریه ۱۹۹۷ در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، که در شکل ۱.۱ الف دیده می‌شود، یک ناوه شرقی از حدود منطقه عربستان سعودی و بخشی از دریای سرخ و خلیج فارس به شرق دریای مدیترانه گسترش یافته است. می‌توان استنباط کرد که در داخل این سیستم هوای گرم و مرطوب به سمت شرق مدیترانه

$$Z' = Z_s - Z \quad (۱)$$

محاسبه ارتفاع در ترازهای میانی جو (۹۰۰، ۸۰۰، ۶۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال)، به کمک معادله زیر (بنی‌هاشم، ۱۳۷۴) درون‌یابی شده است

$$Z_2 = \frac{Z_3 \log p_2/p_1 + Z_1 \log p_3/p_2}{\log p_2/p_1 + \log p_3/p_2}$$

که در این معادله ارتفاع تراز میانی به کمک داده‌های فشار و ارتفاع در ترازهای زیرین  $(Z_1, P_1)$  و زیرین  $(Z_3, P_3)$  آن به دست آمده است.

ضریب نقشه  $(m)$  و پیراسنج کوریولیس  $(f)$  به ترتیب، از رابطه‌های زیر، که متغیر آنها تنها عرض جغرافیایی  $(\varphi)$  است، محاسبه می‌شوند

$$m = (1 + \sin \varphi) / (1 - \sin \varphi) \quad (۳)$$

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (۴)$$

در اینجا  $\Omega$  سرعت زاویه‌ای زمین است و با توجه به نقشه‌های هواشناسی  $\varphi$  برابر ۶۰ درجه می‌باشد. تاوایی‌هایی نسبی، مطلق و پتانسیلی به ترتیب از رابطه‌های زیر بدست می‌آید (هلتن، ۱۹۹۲)

$$\xi_g = g \nabla^2 Z' / f \quad (۵)$$

$$\xi_a = \xi_g + f \quad (۶)$$

$$q_R = \xi_a / \nabla Z \quad (۷)$$

در اینجا  $g$  شتاب گرانی و  $f$  پیراسنج کوریولیس مبنا یا میانگین است،  $f$  همان عامل در عرض  $\varphi$  می‌باشد که، به‌ویژه در رابطه (۶) به مفهوم تاوایی سیاره‌ای است،  $\xi_g$  و  $\xi_a$  به ترتیب تاوایی نسبی زمینگرد و تاوایی مطلق زمینگرد است،  $q_R$  به تاوایی پتانسیلی

فرارفت می‌یابد. روند تقویت این موج تا روز بیست و چهارم ادامه دارد بطوری که در این روز (شکل ۱.۱ ب) به بیشینه فعالیت خود می‌رسد. ضمن اینکه به آهستگی به سمت شرق و شمال شرق در حال حرکت است، چرخند پس از تضعیف نسبی در روز بعد، دوباره در روز بیست و ششم همان طور که در شکل ۱.۱ ج نشان داده شده است، تقویت می‌شود و مرکز بسته‌ای در شرق دریای مدیترانه شکل می‌گیرد. در شکل ۲.۱ الف در منطقه ایران و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، یک پشته با دامنه کم مشاهده می‌شود که شیو شدید ژئوپتانسیل در این شکل، معرف افزایش باد با ارتفاع است و حکایت از آن دارد که در ناوه سطوح پایین یک موج کم عمق ناپایدار کز فشار در حال شکل‌گیری است (مرادی، ۱۳۷۶). تقویت این موج در روز بیست و چهارم فوریه با محوری در راستای شمال غرب - جنوب شرق در شکل ۲.۱ ب بوضوح دیده می‌شود که این محور پس از ۴۸ ساعت در راستای ساعتگرد چرخیده به گونه‌ای که در شکل ۲.۱ ج (روز بیست و ششم) کاملاً در راستای شمال شرق - جنوب غرب قرار گرفته است و از این تاریخ به بعد ضمن اینکه سیستم تضعیف می‌شود سرعت حرکت آن افزایش می‌یابد به گونه‌ای که به نواحی شرق ایران منتقل می‌شود (شکل ۲.۱ د). لازم به ذکر است که شرایط فشارورددی، با تقریب خوبی، در روز بیست و ششم حاکم شده چرا که محور فضایی این سیستم تقریباً قائم شده است. به بیان بهتر، مرکز چرخند در تمام لایه‌ها در یک راستا واقع شده است. به نظر می‌رسد فعالیت این سیستم در این روز نه به علت فرارفت تاوایی است و نه به علت فرارفت دما، بلکه می‌تواند در اثر مالش یا توپوگرافی سطح زمین و یا در اثر گرمای نهان درون

سیستم باشد که، چنانچه در زیر می‌آید، در این روز موجب حرکت قائم می‌شود، ضمن اینکه همگرایی در سطح زمین موجبات تعمیق و حرکت چرخند را فراهم می‌آورد. سری شکل‌های ۲ گرتنه‌های تاوایی مطلق را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای مذکور نشان می‌دهد که از مقایسه با سری شکل‌های ۲.۱ پیداست که همواره بیشینه مقدار آن در داخل مرکز چرخند لایه میانی جو قرار دارد. شکل‌های ۳.ب و ۳.ج، برخلاف شکل ۳.الف، معرف چرخش محور تاوه و بیشینه مقادیر تاوایی مطلق در یک راستا هستند. ضمن اینکه سیملوله‌های تاوایی مطلق در تمام روزها به ویژه در روز بیست و چهارم در نیمه غربی تاوه مشهود است. شکل ۴ حرکت مرکز تاوه از هنگام ظهور تا مرحله زوال را نشان می‌دهد که با چشم‌پوشی از برخی انحرافهای افت‌خیزی می‌توان حرکت آنرا در راستای شمال شرقی در نظر گرفت. موقعیت فضایی محور سیستم در روزهای مختلف در شکل ۵ دیده می‌شود که می‌توان با توجه به شیب آن، در روز بیست و ششم (شکل ۵.ب) شرایط فشارورددی و در روز بیست و چهارم (شکل ۵.الف) کز فشاری تلقی کرد و نهایتاً شکل ۶ مولفه قائم سرعت باد را در روز بیست و ششم نشان می‌دهد. ضمن اینکه مقادیر منفی آن معرف حرکت‌های صعودی است و اثر این صعود به شکل ناپایداریه‌های پراکنده‌ای ظاهر شده که بطور کیفی در جدول ۱ بررسی شده است.

## ۵ نتایج

۱. کم فشار بریده مورد مطالعه احتمالاً از نوع قطبی است زیرا با جت استریم نوع قطبی همراه شده و در عرضهای میانی تشکیل شده است، ضمن اینکه شیو دمایی در اطراف آن دیده می‌شود.

در اثر حرکت بتدریج ضعیف شود اما دیده می‌شود که در روز بیست‌وششم در منطقه کوهستانهای زاگرس و شمال غرب کشور، مجدداً فعال شده که شاید به علت افزایش سرعت قائم بر اثر عواملی باشد که پیش از این اشاره شده است. در واقع محاسبه اثرات کوهستانهای مذکور خارج از بحث همدیدی این مقاله است اما اثرات تقویت سیستم بعد از عبور از این منطقه در روز بیست‌وششم غیرقابل چشم‌پوشی است.

در این مقاله تئوری و تفسیر شکلها بطور مختصر ذکر شده است (شرح بیشتر در تاج‌بخش، ۱۳۷۶).

#### منابع

- بنی‌هاشم، ت.، ۱۳۷۴، مقایسه درون‌یابی‌های لگاریتمی و خطی در جو (محاسبات منتشر نشده). تاج‌بخش، س.، ۱۳۷۶، رفتار و حرکت یک کم‌فشار بریده از دیدگاه فشارورودی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- مرادی، م.، ۱۳۷۶، رفتار و حرکت یک کم‌فشار بریده از دیدگاه کژفشاری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Carlson, T. N., 1991, Mid-latitude weather systems: Harper Collins Academic.
- Cerniglia, M. C., Rood, R. B., & Duglass, A. R., 1995, Three dimensional simulation of the influence of a cut-off low on the distribution of northern hemisphere processed air in late January 1992: J. Geophys. Res., **100**, 16431-16443.
- Fjortoft, R., 1952, On the numerical method of

۲. سیملوله‌های تاوایی در تقویت و به ویژه حرکت و چرخش سیستم نقش موثری دارند. همانطور که دیده شد عامل اصلی تقویت شدید سیستم در روز بیست‌وچهارم، وجود سیملوله‌های تاوایی در نواحی غربی تاوه بود. اما از روز بیست‌وچهارم به بعد، به جهت هم محور شدن مرکز تاوه با بیشینه مقدار تاوایی، فرارفت تاوایی در نواحی شرقی و جنوب شرقی، تنها باعث چرخش چرخندی سیستم شده است.

۳. بنابر تئوری فیورترف<sup>۱</sup>، که حرکت یک سیستم فشارورود را در راستای حرکت شدیدترین شیوهای پربندی می‌داند، حرکت سیستم مذکور بر اساس شکل ۴ در راستای شمال شرق است زیرا سوی شدیدترین شیوهای پربندی در این جهت قرار دارد.

۴. بررسی شرایط فشارورودی با زاویه محور فضایی چرخند قابل بررسی است که بنابر شکل ۵، روز بیست‌وششم بهترین وضعیت را برای این شرایط نشان می‌دهد زیرا که محور تقریباً قائم است.

۵. محاسبه سرعت قائم در ترازهای مختلف برای روز بیست‌وششم نشان می‌دهد که بیشینه آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تقریباً داخل تاوه واقع شده است و با توجه به اینکه در این مدل (فشارورود هم‌ارز) از ضرایب تجربی استفاده شده، موقعیت بیشینه این عامل دقیقاً با مرکز چرخند همخوانی ندارد که احتمالاً به علت عدم تطابق کامل ضرایب مربوط با منطقه کوهستانی ایران است.

۶. با توجه به چرخه زندگی کم‌فشار بریده مورد مطالعه استنباط می‌شود، همانگونه که قبلاً بحث شد، بعد از روز بیست‌وچهارم، بایستی این سیستم

1. Fjortoft

integrating the barotropic vorticity equation:

*Tellus* **4**, 179- 194.

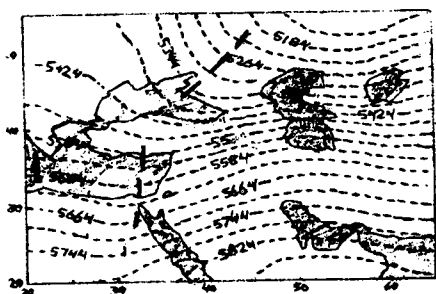
Haltiner, G. J., 1971. Numerical weather prediction: John Willy & Sons.

Holton, J. R., 1992, An introduction to dynamic meteorology: Academic Press.

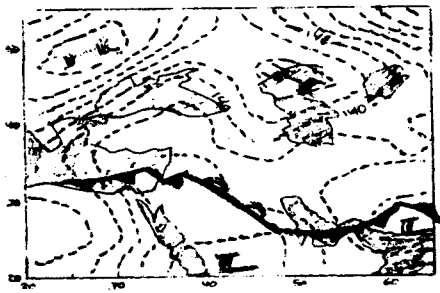
Kamiko, T., 1964, A developing subtropical depression and its frontal structure: *Mon. Wea. Rev.*, **15**, 1- 14.

Ohsaki, Y., and Nakamura, K., 1998, On the mechanism of overflection of a barotropic Rossby wave: *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **76**, **2**, 191- 203.

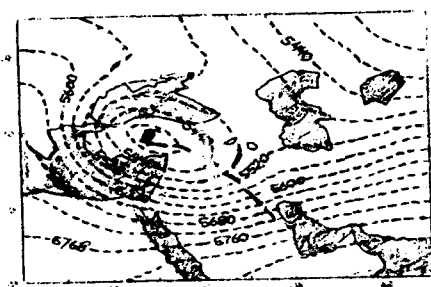
Price, J. D., and Vaughan, G., 1992, Statistical studies of cut-off low systems: *Ann. Geophysicae*, **10**, 96- 102.



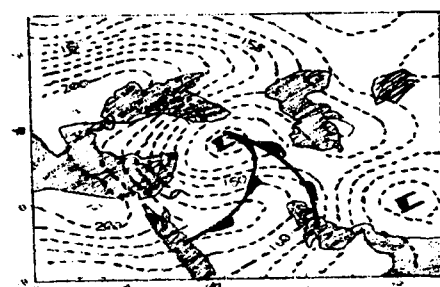
الف



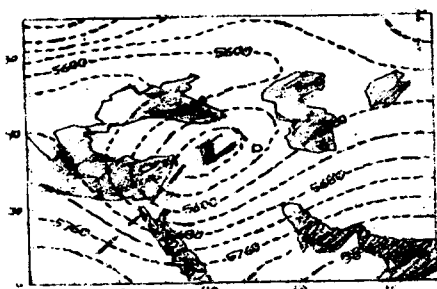
الف



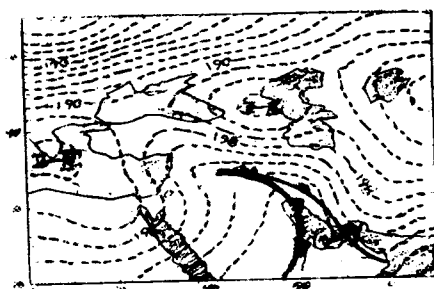
ب



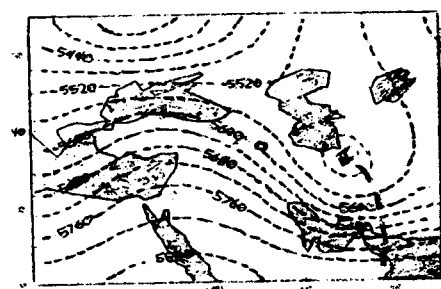
ب



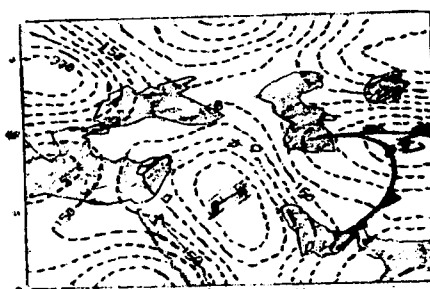
ج



ج



د

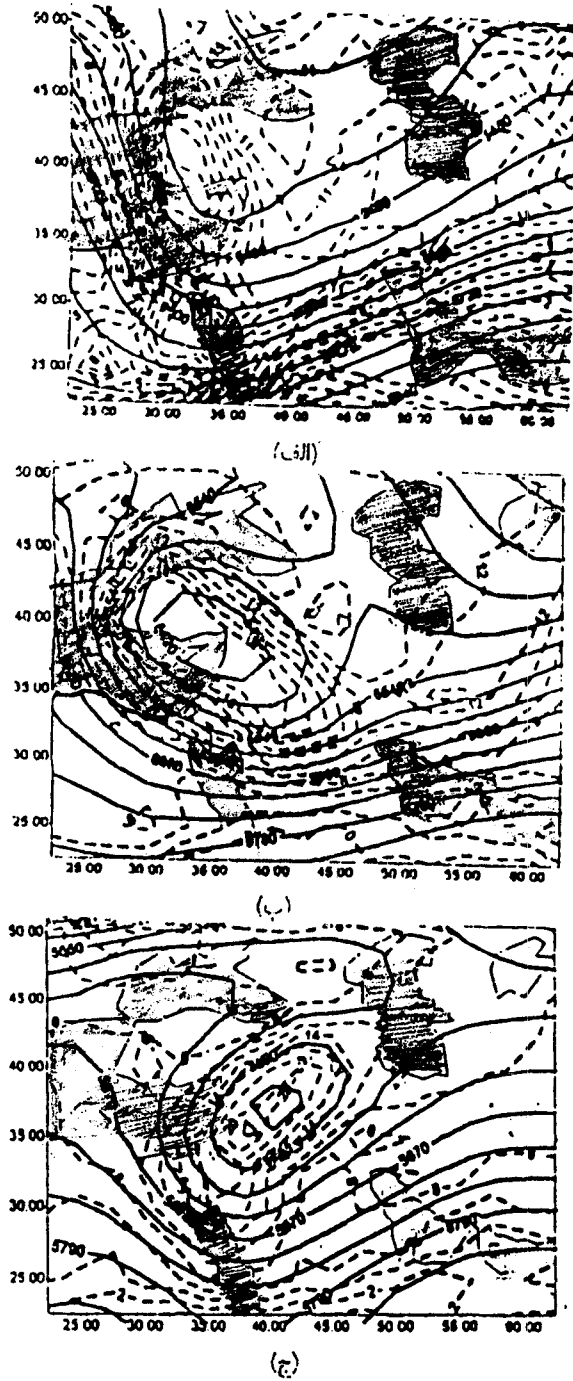


د

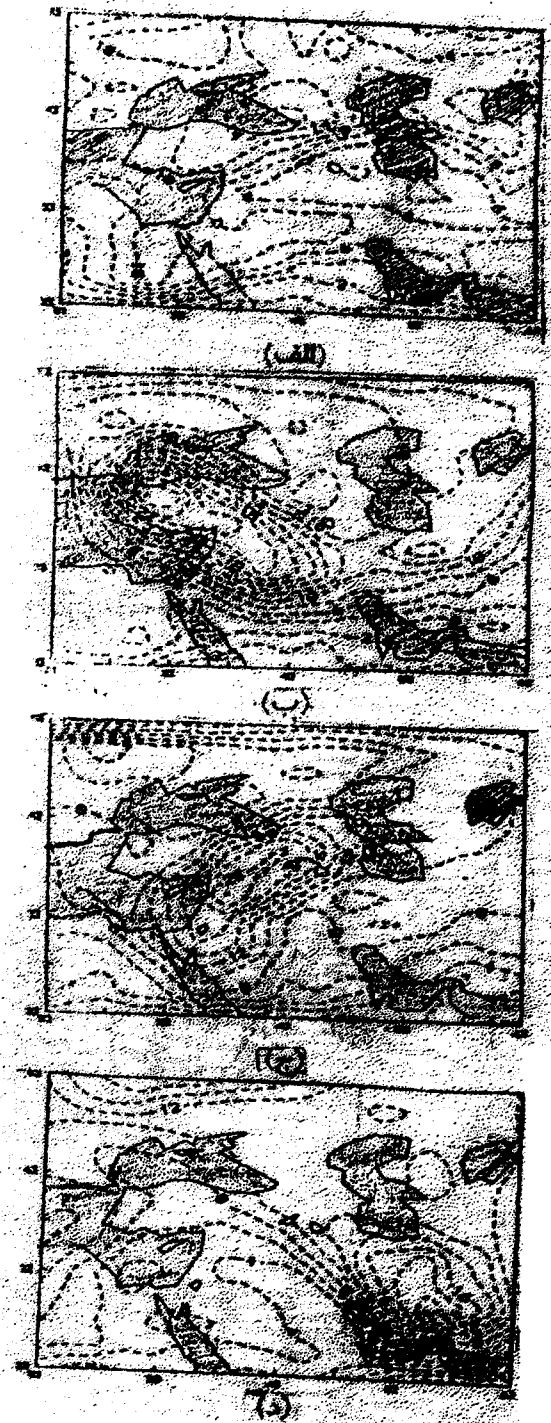
شکل ۲.۱ همانند شکل ۱.۱، ولی در تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال.

شکل ۱.۱ گرته ژئوپتانسیل (بر حسب m) در تراز ۱۰۰۰ هکتو پاسکال. در روزهای: (الف) بیستم، (ب) بیست و چهارم، (ج) بیست و هشتم و (د) بیست و هشتم فوریه ۱۹۹۷.

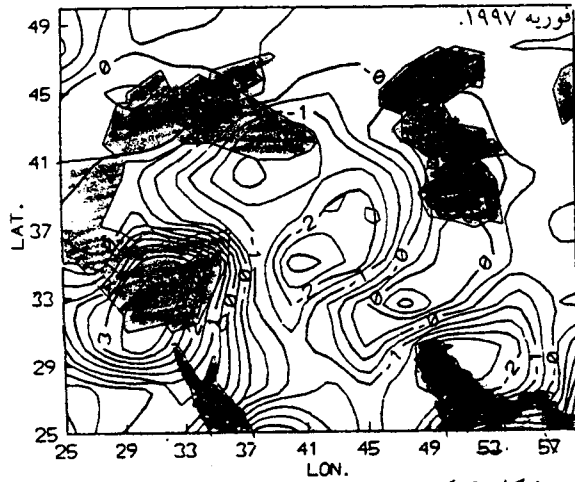




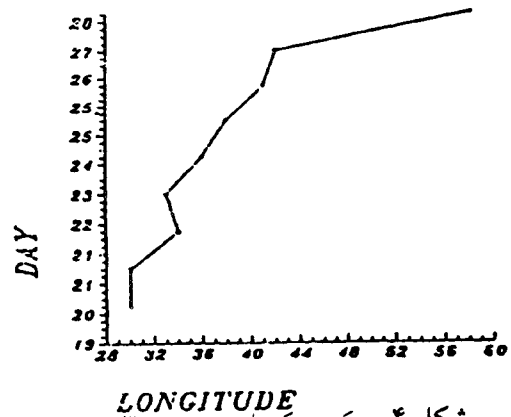
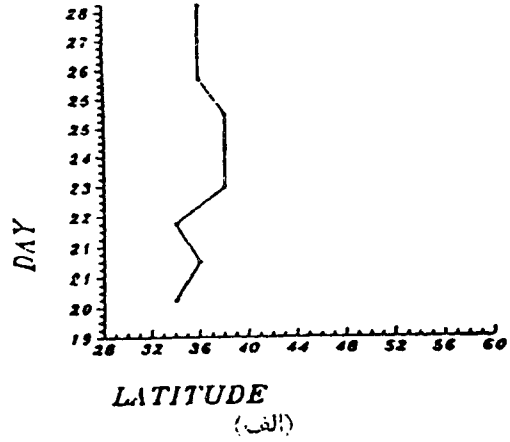
شکل ۳. برهمنش گرده‌های ژئوپتانسیل و تاوایی مطلق در تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال برای روزهای: (الف) بیست و سوم، (ب) بیست و چهارم و (ج) بیست و هشتم فوریه ۱۹۹۷. خطوط بر معرف ژئوپتانسیل بر حسب  $10^{-5} s^{-1}$  و خط‌چینهای تاوایی مطلق بر حسب است.



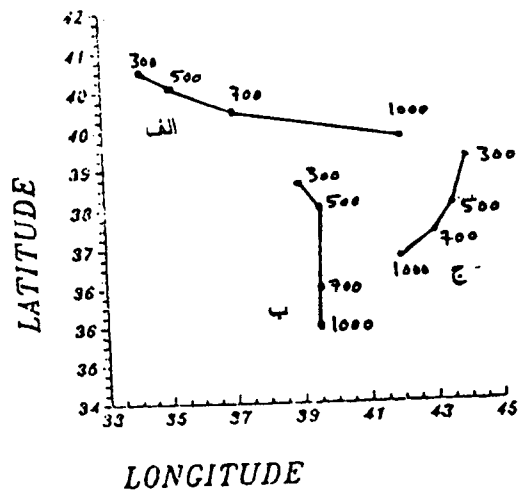
شکل ۲. گرده تاوایی مطلق (بر حسب  $10^{-5} s^{-1}$  در تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال، در روزهای: (الف) بیستم، (ب) بیست و چهارم، (ج) بیست و هشتم و (د) بیست و هشتم فوریه ۱۹۹۷.



شکل ۶. گرده سرعت قائم بر حسب  $cm/s$  در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز بیست‌وششم فوریه ۱۹۹۷.



شکل ۴. حرکت مرکز تاوه به سمت (الف) شمال و (ب) شرق در روزهای بیست تا بیست‌وهشتم ۱۹۹۷.



شکل ۵. موقعیت محور فضایی مرکز تاوه در روزهای: (الف) بیست‌وچهارم، (ب) بیست‌وششم و (ج) بیست‌وهفتم

جدول ۱. گزارش پدیده‌های جوی پنج شهر ایران در تاریخ ۲۶ فوریه ۱۹۹۷.

ساعت شهر	۰۰	۰۳	۰۶	۰۹	۱۲	۱۵	۱۸
ارومیه	برف شدید مداوم	برف شدید مداوم	برف	برف شدید مداوم	برف متوسط مداوم	برف شدید مداوم	برف
خوی	برف متوسط مداوم	برف شدید مداوم	برف شدید مداوم	مه رقیق	برف متوسط مداوم	برف شدید مداوم	برف
اردبیل				برف متوسط مداوم	برف شدید مداوم		برف شدید مداوم
تبریز				برف شدید رگباری	برف شدید رگباری	مه رقیق	
کرمانشاه			باران شدید رگباری	باران شدید رگباری			