

کاربست بردار Q و سطح فشاری مناسب تحلیل آن برای فرایابی حرکت قائم در دو مطالعه موردی بارش روی ایران

سامان مرتضی پور*^۱، رسول میرزایی شیری^۲، مهیار مقصودی فلاح^۳، سرمد قادر^۴، علیرضا محب الحججه^۵

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲- دانش آموخته دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳- دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۴- دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۵- استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

در این مطالعه مقادیر بردار Q و همگرایی آن در سطح‌های فشاری مختلف محاسبه شد و دقت نتایج برای دو نمونه از سامانه‌های ورودی به کشور که دارای بارش‌های سنگین بودند بررسی شد. برای انجام محاسبه از داده‌های مدل GFS با تفکیک افقی ۰/۵ درجه و گام زمانی پیش-بینی ۳ ساعته، مقادیر دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در نقاط شبکه استفاده شد. مقادیر بردار Q و همگرایی آن با استفاده از روش عددی تفاضل متناهی مرتبه دوم مرکزی محاسبه شد و برای کاهش نوفه عددی ناشی از تفکیک مکانی افقی بالای شبکه به‌کاررفته از یک پالایه عددی استفاده شد. نقشه‌های مربوط به همگرایی بردار Q که نشان‌دهنده حرکات صعودی جو است، با بارش تجمعی، اطلاعات سطح زمین، تصاویر ماهواره و نقشه‌های همدیدی تحلیل شد. نتایج محاسبه بردار Q و همگرایی آن، همخوانی قابل‌ملاحظه‌ای با زمان و مکان دریافت بارش سنگین منجر به رخداد سیل در دو مورد مطالعه شده داشت. بررسی‌ها نشان داد که مناسب‌ترین تراز فشاری برای تحلیل همگرایی بردار Q برای مناطق غرب و امتداد رشته کوه زاگرس در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال و برای استان گیلان و سواحل جنوبی دریای خزر در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال است و همخوانی بیشتری با مقادیر اندازه‌گیری بارش تجمعی و تحلیل‌های همدیدی دارد.

کلید واژه‌ها: بردار Q ، همگرایی بردار کیو، سامانه همدیدی، حرکات صعودی، شبه‌زمینگرد.

مقدمه

دینامیک و معادلات حاکم بر جو از طریق قوانین پایداری تکانه، توازن آب‌ایستایی (Hydrostatic)، پایداری جرم و پایداری انرژی چگونگی حرکات جوی و نوع ارتباط کمیت‌های جوی را تعیین می‌کنند. با توجه به پیچیده‌گی‌های معادلات حاکم، برای حرکات جوی مقیاس همدیدی در عرض‌های میانی، سرعت افقی با سرعت زمینگرد تخمین زده می‌شود و در صورت لزوم انحراف افقی کوچک از حالت زمینگرد، به صورت قسمت آزمینگرد در نظر گرفته می‌شود. به همین دلیل تحلیل این نوع از حرکات جو با عنوان شبه‌زمینگرد (QG; Quasi Geostrophic) معرفی می‌شود (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳).

برای حالت شبه‌زمینگرد، معادله گرایش زمانی ژئوپتانسیل با داشتن داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی بر روی سطوح هم‌فشار در زمان مشخص، تحول زمانی را برای حالت ترمودینامیکی بی‌دررو پیش‌یابی می‌کند. در حالت دررو علاوه بر ارتفاع ژئوپتانسیلی داشتن آهنگ گرمایش دررو نیز برای محاسبه تحول زمانی لازم است. از آنجا که در حرکات شبه‌زمینگرد شرط‌های توازن آب‌ایستایی و توازن باد زمینگرد برقرار هستند، با داشتن توزیع مکانی مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیلی، معادلات آب‌ایستایی و باد زمینگرد، دما و باد افقی فرایابی می‌شوند. همچنین، در حرکات شبه‌زمینگرد، تاوایی به صورت تاوایی زمینگرد در نظر گرفته می‌شود و از این رو معادله تاوایی زمینگرد و معادله گرایش زمانی ارتفاع ژئوپتانسیلی به ترتیب، کمیت‌های تاوایی زمینگرد و ارتفاع ژئوپتانسیلی را پیش‌یابی می‌کنند (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳).

در مدل شبه‌زمینگرد، حرکت قائم، با استفاده از معادله پیوستگی، ناشی از همگرایی یا واگرایی قسمت آزمینگرد باد افقی است. در مختصات فشاری مؤلفه قائم سرعت جو با ω نشان داده می‌شود و علامت آن مخالف علامت سرعت قائم در مختصات ارتفاعی (w) است. معادله ω با داشتن توزیع مکانی ارتفاع ژئوپتانسیلی، توزیع مکانی ω و به عبارت دیگر توزیع مکانی سرعت‌های قائم را فرایابی می‌کند. محاسبه سرعت قائم با استفاده از معادله پیوستگی، معادله تاوایی و معادله ترمودینامیکی به ترتیب نیاز به داده‌های مؤلفه‌های افقی سرعت باد، تغییرات زمانی تاوایی و تغییرات

زمانی دما در راستای افقی دارد. معادله ω علاوه بر اینکه نسبت به روش‌های دیگر محاسبه سرعت قائم دقت خوبی دارد، تنها با داشتن توزیع مکانی ارتفاع ژئوپتانسیلی و در فرایندهای دررو با داشتن آهنگ گرمایش دررو، مقدار ω را فرایابی می‌کند (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳؛ هاسکینز و همکاران، ۱۹۷۸؛ ترنبرث، ۱۹۷۸؛ اکسو، ۱۹۹۲؛ رانتانن و همکاران، ۲۰۱۷).

برای اینکه معادله ω دارای توصیف و تحلیل مناسب‌تری باشد و همچنین برای ترکیب جملاتی در معادله که تا حدودی همدیگر را خنثی می‌کنند، بردار Q (Q Vector) تعریف و در معادله جایگزین شده است. به این ترتیب همگرایی و واگرایی برای بردار Q به ترتیب حرکات صعودی و نزولی را نشان می‌دهند. همچنین با تعریف راستای مختصه X در راستای خطوط هم‌دما می‌توان تحلیل و توصیف مؤثری در تعیین مقدار و جهت بردار Q و در نتیجه در تحلیل حرکات قائم داشت (هاسکینز و پدِر، ۱۹۸۰؛ جونز، ۱۹۹۱؛ یانگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ لی و همکاران، ۲۰۲۰؛ پارک و همکاران، ۲۰۲۱).

هاسکینز و همکاران (۱۹۷۸) نشان دادند که دو جمله فرارفت تاوایی و فرارفت دما در معادله ω تا حدود زیادی یکدیگر را خنثی می‌کنند و در نظر گرفتن هر کدام از آنها به تنهایی می‌تواند موجب خطا شود. آنها روش بهبودیافته‌ای بر اساس معرفی و محاسبه بردار Q معرفی کردند. در دهه‌های بعدی مطالعات زیادی با استفاده از مفهوم بردار Q برای درک و تحلیل حرکات‌های قائم مقیاس همدیدی انجام شد (هاسکینز و پدِر، ۱۹۸۰؛ بارنز، ۱۹۸۵؛ ژنگ، ۱۹۹۵؛ داسول و همکاران، ۱۹۹۸؛ اسکوارتز و همکاران، ۱۹۹۰؛ مورگان، ۱۹۹۹؛ یو، ۱۹۹۹؛ وتزل و مارتین، ۲۰۰۱؛ یانگ و همکاران، ۲۰۰۷). بارنز (۱۹۸۵) بردار Q را در دو سطح فشاری برای تحلیل یک توفان همرفتی شدید در ژوئن ۱۹۸۲ اروی کلرادو محاسبه کرد و نتایج مؤثری را برای پیش‌بینی توفان به دست آورد. اسکوارتز و همکاران (۱۹۹۰) با محاسبه بردار Q نتایج خوبی برای پیش‌بینی و هشدارهای مربوط به بارش‌های سنگین و توفان تندری به دست آوردند. مورگان (۱۹۹۹) از بردار Q برای تحلیل تاوایی پتانسیلی و بی‌هنجاری‌های آن در سطوح مختلف استفاده کرد. در آن مورد مطالعاتی، تحلیل به وسیله بردار Q نشان داد که بی‌هنجاری‌های تاوایی

تحلیل بردار Q در آن تراز بیشترین دقت را برای تشخیص حرکات صعودی و امکان تاثیر در هشدارهای هواشناسی برای بارش دارد شناسایی شود.

داده‌ها، روش‌ها و معادلات حاکم

داده‌ها و روش‌ها

دو مورد سامانه همدیدی فعال که دارای بارش در مناطقی از کشور بوده‌اند انتخاب و برونداد مدل GFS برای آنها تهیه شد. یکی از این دو سامانه در بازه زمانی ۲۵ و ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ بر روی کشور فعال بوده که در طی آن مناطقی از غرب کشور و دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز بارشی قابل توجهی دریافت داشتند. سامانه دیگر در بازه زمانی ۱۳ و ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰ فعالیت داشته که با بارش نسبتاً زیاد در مناطقی از شمال کشور همراه بوده است.

در این بررسی، از داده‌های خروجی مدل GFS با تفکیک افقی ۰/۵ درجه و گام زمانی ۳ ساعته استفاده شد. داده‌های مدل GFS برای دو بازه زمانی اشاره شده، شامل ۱۷ گام زمانی ۳ ساعته از ساعت صفر گرینویچ تا ساعت ۲۱ گرینویچ روز بعد است. از این داده‌ها، مقادیر شبکه برای دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطوح فشاری ۴۰۰، ۵۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال استخراج شد. با استفاده از معادلات دینامیکی، مولفه‌های بردار Q درون حوزه با استفاده از روش عددی تفاضل متناهی مرتبه دوم مرکزی و در مرزها با روش تفاضل متناهی مرتبه اول یک‌سویه محاسبه شد.

مدل GFS در تفکیک بالا قادر به آشکارسازی امواجی است که با فرض بزرگ‌مقیاس بودن در مدل شبه‌زمینگرد همخوانی ندارند. بنابراین چنانچه از داده‌های GFS در تفکیک بالا بدون پردازش برای محاسبه بردار Q و همگرایی آن استفاده شود، نوفه‌هایی غیرواقعی ایجاد می‌شوند که کار تحلیل را دشوار می‌سازند. برای حذف این نوفه‌ها بدون ایجاد خلل در فرض‌های مدل شبه‌زمینگرد می‌توان یک صافی (فیلتر) عددی به کار برد. برای انجام این کار روش‌های مختلفی وجود دارند. شاپیرو (۱۹۷۱ و ۱۹۷۵) دسته‌ای از صافی‌های خطی را توسعه داده است که به‌طور فزاینده‌ای به مقیاس وابسته‌اند. با افزایش مرتبه صافی عددی، مؤلفه‌های کوتاه و بلند موج با حساسیت بیشتری از هم تفکیک می‌شوند (مودریک، ۱۹۷۶).

پتانسیلی در وردسپهر زبرین و آشفتگی‌های دمایی نزدیک سطح زمین سهم تقریباً مساوی در حرکات قائم جو داشتند. یانگ و همکاران (۲۰۰۷) اثر رطوبت را نیز در محاسبه بردار Q وارد و برای یک مورد مطالعاتی در چین به صورت عددی شبیه‌سازی کردند و پیش‌بینی بهتری را نتیجه گرفتند. بنی‌هاشم و همکاران (۱۳۷۸) حرکت و رفتار کم‌فشار بریده را در یک نمونه عبوری از کشور ایران در ۲۰ فوریه ۱۹۹۷ مطالعه کردند. در این نمونه شکل‌گیری کم‌فشار بریده از شرق دریای مدیترانه شروع و ضمن حرکت آهسته به سمت شرق و شمال‌شرق در یکم مارس از شرق ایران خارج شد. آنها در بررسی دینامیکی و همدیدی عبور این سامانه عواملی مانند توسعه چرخند سطح زمین، فرارفت تاوایی‌های مطلق و پتانسیلی و فرارفت ضخامت را در توسعه امواج کم‌فشار محاسبه و مورد نظر قرار دادند. در این مطالعه آنها همچنین واگرایی بردار Q را در تراز فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال محاسبه کرده و نشان دادند همگرایی و واگرایی بردار Q می‌تواند حرکات صعودی جو را مشخص کند.

محاسبه بردار Q و تهیه محصولات خروجی آن می‌تواند برای هواشناسی و پیش‌بینی‌های جوی بسیار مؤثر باشد. بردار Q و همگرایی آن، حرکات صعودی جو را مشخص می‌کنند، بنابراین نقشه‌های شامل بردار Q و همگرایی آن در سطح-های فشاری مختلف، در کنار سایر نقشه‌های هواشناسی، برای پیش‌بینی‌های جوی و اعلام هشدارهای مربوط به آن دقت و درستی این فرایند را افزایش می‌دهد. در این مطالعه با استفاده از برون‌داده‌های سامانه جهانی پیش‌بینی موسوم به GFS (Global Forecasting System)، محاسبه بردار Q و درستی تحلیل آن در همخوانی با گزارش‌های دیدبانی و سایر گزارش‌های رسمی مربوط به رخداد بارش در دو مورد مربوط به کشور ایران بررسی شده است. در این مطالعه بردارهای Q و همگرایی و واگرایی آن در چندین تراز فشاری برای دو نمونه وقوع بارش‌های منجر به رخداد سیل محاسبه و ترسیم شده است. همچنین اطلاعات مشاهده شده سطح زمین و بارش تجمعی برای این دو نمونه مورد بررسی قرار گرفت تا میزان اثرگذاری تصویر همدیدی بردار Q برای هشدارهای رخداد سیل ارزیابی شود. محاسبه بردار Q و همگرایی آن در چندین تراز فشاری انجام شد تا برای منطقه مورد مطالعه در هر مطالعه موردی، تراز فشاری مناسب که

معادلات شبه‌زمینگرد، معادله اُمگا و بردار Q

در اینجا برای جامعیت بحث، معادلات مدل شبه‌زمینگرد که بردار Q را نتیجه می‌دهند (هاسکینز و پدر، ۱۹۸۰؛ هولتون و حکیم، ۲۰۱۳) ارائه می‌شود. معادلات حاکم بر مدل شبه-زمینگرد برای پایستگی تکانه، توازن آب‌ایستایی، پیوستگی جرم و پایستگی انرژی در مختصه قائم فشار به ترتیب مطابق معادلات (۲) تا (۵) هستند:

$$\frac{D_g \mathbf{V}_g}{Dt} = -f_0 \mathbf{k} \times \mathbf{V}_a - \beta y \mathbf{k} \times \mathbf{V}_g \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\alpha \quad (3)$$

$$\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (4)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \right) \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) - \sigma \omega = \frac{\kappa J}{p} \quad (5)$$

در معادلات (۲) تا (۵)، \mathbf{V}_g بردار باد زمینگرد، \mathbf{V}_a بردار باد زمینگرد، Φ ارتفاع ژئوپتانسیلی، p فشار، T دما، y مختصه در راستای نصف‌النهار، f_0 پارامتر کوریولیس در عرض جغرافیایی مرکز شبکه، β پارامتر بتا معرف مشتق پارامتر کوریولیس نسبت به y در عرض جغرافیایی مرکزی، α حجم ویژه، u_a و v_a به ترتیب مؤلفه‌های باد افقی زمینگرد در راستای مداری و نصف‌النهار، ω سرعت قائم فشاری، σ پارامتر پایداری ایستایی استاندارد، κ نسبت ثابت گازها به ظرفیت گرمایی ویژه در فشار ثابت برای هوا (

عملگر مشتق کامل به‌دنبال باد زمینگرد (

$$\left(\frac{D_g}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_g \cdot \nabla \right) \text{ است.}$$

با استفاده از معادلات تاوایی زمینگرد حاصل از اثر عملگر تاو بر معادله تکانه (۲) و معادله پایستگی انرژی ترمودینامیکی (معادله ۵)، معادله اُمگا به صورت معادله (۶) به دست می‌آید:

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right] + \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] - \frac{\kappa}{\sigma p} \nabla^2 J \quad (6)$$

چنین صافی‌ای می‌تواند امواج کوچک با طول موج کوچک‌تر از فاصله شبکه‌ای در هر دو بعد را از بین ببرد، در حالیکه، امواج بلندتر بدون میرایی یا با کمترین مقدار میرایی حفظ می‌شوند (مودریک، ۱۹۷۶). در کار حاضر، از یک صافی عددی مرتبه دوم برای جلوگیری از نوفه عددی ناشی از تفکیک بالای شبکه استفاده شده است. این صافی ساده، یک‌بعدی، متقارن و خطی روی هر کمیت مانند α در نقطه شبکه‌ای \mathbf{i} در راستای محور X به صورت زیر تعریف شده است:

$$\bar{\alpha}_i^x = \alpha_i^x + \frac{S}{2} (\alpha_{i-1} - 2\alpha_i + \alpha_{i+1}) \quad (1)$$

در این رابطه S یک عنصر عددی صافی است و $\bar{\alpha}$ کمیت هموارشده با این روش را نشان می‌دهد. این عملگر ساده با مقادیر مناسب S می‌تواند باعث میرایی مؤلفه‌های بالاسامد موج شود. این مؤلفه‌ها به دلایل محاسباتی ایجاد شده‌اند و واقعی نیستند. در این پژوهش مقدار S مطابق با طیف ضرایب ارائه شده در مراجع گفته‌شده مانند (شاپیرو، ۱۹۷۵) برابر ۰/۲۵ در نظر گرفته شده است. با استفاده از داده‌های خروجی محاسبه شده، نقشه‌های توزیع بردار Q و همگرایی آن در دو مورد مطالعاتی ۲۵ تا ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ و ۱۳ تا ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰ برای ۱۷ گام زمانی و ۵ سطح فشاری به دست آمده و نتایج با استفاده از نقشه‌ها و تحلیل همدیدی و پهنه-بندی بارش تجمعی تحلیل شد. نقشه‌های پهنه‌بندی بارش تجمعی از مرکز ملی خشکسالی سازمان هواشناسی کشور و مقدار بارندگی‌ها از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. کلمه age در نقشه‌ها نشان‌دهنده سن پیش‌بینی است. نقشه‌های مربوط به بردار Q در ترازهای مختلف فشاری و همچنین سایر نقشه‌های همدیدی محاسبه شد اما با توجه به تعداد زیاد نقشه‌ها در ادامه تعدادی از آنها آورده شده است و از نتایج بردار Q برای سطح فشاری مناسب هر منطقه، در تحلیل آورده شده است.

طرف راست معادله (۱۰) به ترتیب شامل جملات همگرایی بردار Q، جمله مربوط به اثر β ، و لاپلاسی آهنگ گرمایش دررو است. معادله بردار Q برخلاف معادله ω ، شامل جملات واداشتی که مقادیر هم را تا حدودی خشی کنند، نیست. در حالت بی دررو جمله آهنگ گرمایش دررو حذف می شود و جمله مربوط به β نیز در مقیاس همدیدی نسبت به جمله همگرایی بردار Q کوچک و چشم پوشیدنی است و طرف چپ معادله (۱۰) را با تقریب خوبی می توان معادل همگرایی بردار Q در نظر گرفت. همان طور که دیده می شود، طرف چپ معادله (۱۰) مانند معادله ω متناسب با سرعت در راستای قائم در مختصات ارتفاعی (W) و بیانگر صعود و نزول به ترتیب در مقادیر مثبت و منفی است. بنابراین حرکات صعودی و نزولی در حالت بی دررو به راحتی با داشتن الگوی بردار Q به دست می آید، بدین ترتیب که همگرایی بردار Q حرکات صعودی و واگرایی آن حرکات نزولی را نشان می دهند.

بحث و بررسی

مورد اول، ۲۵ و ۲۶ فوریه ۲۰۲۰، اطلاعات ثبت شده از ایستگاه های هواشناسی سطح زمین و نقشه های ماهواره ای نشان می دهد که در بازه زمانی ۲۵ تا ۲۶ فوریه ۲۰۲۰، مناطقی از غرب کشور و دامنه های جنوبی رشته کوه البرز دریافت بارشی قابل توجهی داشته اند. تحلیل نقشه های همدید مدل های هواشناسی نیز حاکی از ورود سامانه بارشی به همراه ورود ناوه فعال دینامیکی از غرب و عبور جبهه های سرد و گرم از کشور است (شکل های شماره ۳ و ۴). انتقال رطوبت مناسب برای بارش نیز از عرض های پایین تر مشاهده می شود. شکل ۱ پهنه بندی بارش تجمعی ۲۴ ساعته را برای این دو روز نشان می دهد. شکل ۱-الف نشان می دهد در بازه ساعت ۶ گرینویچ روز ۲۵ فوریه ۲۰۲۰ تا ساعت ۶ گرینویچ روز ۲۶ فوریه همان سال مناطقی از غرب کشور دارای بارش سنگین بوده است. برای نمونه در استان ایلام پهنه بندی بارش تجمعی ۱۰۰ تا ۱۲۰ میلی متر در بازه زمانی ۲۴ ساعت مشاهده می شود. مطابق داده های سازمان هواشناسی بارش تجمعی ۲۴ ساعته در این روز برای ایستگاه های هواشناسی استان ایلام شامل ایستگاه ایلام ۱۱۸ میلی متر، ایستگاه سرابله ۱۱۵ میلی مترو ایستگاه ایوان ۱۰۷ میلی متر بوده است.

معادله ω مگا با داشتن توزیع مکانی ارتفاع ژئوپتانسیلی و داشتن آهنگ گرمایش دررو برای فرایندهای دررو، توزیع مکانی سرعت قائم را فرایابی می کند. طرف چپ معادله (۶)، لاپلاسی (ω) و در نتیجه متناسب با ($-\omega$) است. از طرفی (ω) با علامت مخالف متناسب با سرعت قائم در مختصات ارتفاعی ($-W$) است. بنابراین طرف چپ معادله (۶) با سرعت قائم در مختصات ارتفاعی (W) متناسب است و مقدار مثبت و منفی آن به ترتیب بیانگر حرکات صعودی و نزولی جو است. به عبارتی وقتی برآیند جملات سمت راست معادله (۶) مثبت یا منفی باشد، باعث ایجاد حرکات به ترتیب صعودی و نزولی می شود. اگرچه جملات سمت راست بیان کننده اثرات فرایندهای جداگانه ای هستند اما به مقدار قابل توجهی همدیگر را خشی می کنند. به همین دلیل معمولاً تقریب دیگری از معادله ω در تحلیل مقیاس همدیدی به کار برده می شود که جملات خشی کننده در آن ترکیب شده اند و با صرف نظر از گرمایش دررو با تقریب خوبی به صورت معادله (۷) درمی آید:

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega \approx \frac{f_0}{\sigma} \left[\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right] \quad (7)$$

برای درک بهتر اثر همگرایی باد آزمینگرد در حرکات قائم و همچنین تفسیر و تحلیل مناسب تر و راحت تر فرایندهای فیزیکی منجر به حرکات قائم، بردار Q معرفی و معادله آن برای تحلیل حرکات مقیاس همدیدی به کار برده می شود. با در نظر گرفتن معادلات توازن باد گرمایی (۸)

$$f_0 k \times \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} = \frac{R}{p} \nabla T \quad (8)$$

و معادلات پایستگی تکانه (۲) و پایستگی انرژی (۵)، بردار Q به صورت تعریف

$$\mathbf{Q} \equiv (Q_1, Q_2) = \left(-\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T, -\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \right) \quad (9)$$

و معادله آن چنین به دست می آید:

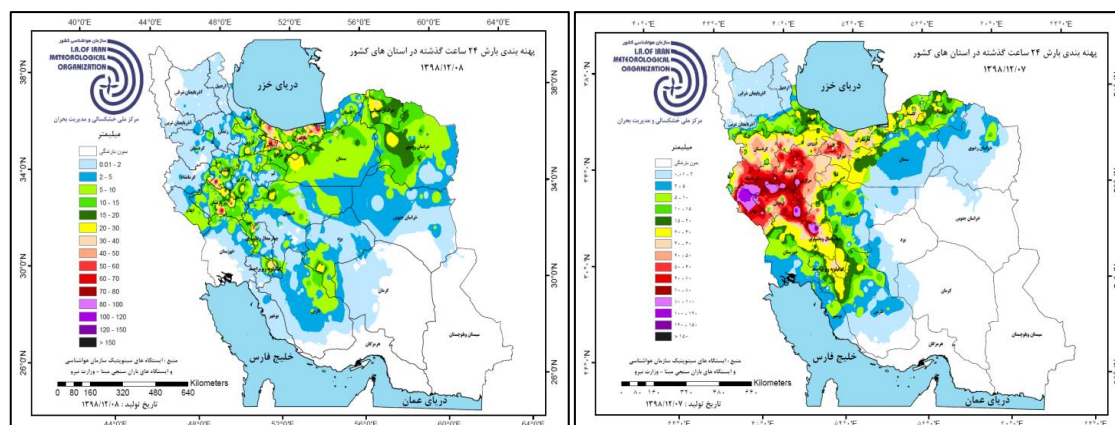
$$(10)$$

$$\sigma \nabla^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} + f_0 \beta \frac{\partial v_g}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} \nabla^2 J$$

شکل ۱-ب نشان می‌دهد که تهران و مناطقی از دامنه‌های البرز نیز، در بازه زمانی ساعت ۶ گرینویچ روز ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ تا ساعت ۶ گرینویچ روز بعد، جزء مناطقی بوده‌اند که بارش قابل‌توجهی دریافت کرده‌اند و پهنه‌بندی بارش ۶۰ تا ۷۰ میلی‌متر در بازه زمانی ۲۴ ساعت در این منطقه مشاهده می‌شود. مطابق داده‌های سازمان هواشناسی بارش تجمعی ۲۴ ساعته در این روز برای ایستگاه‌های هواشناسی استان تهران شامل ایستگاه شهریار ۱۳ میلی‌متر، ایستگاه آبعلی ۱۲ میلی‌متر و برای ایستگاه‌های هواشناسی استان البرز شامل ایستگاه آسارا ۲۹ میلی‌متر، ایستگاه‌های طالقان و کشاورزی کرج ۲۰ میلی‌متر و ایستگاه مشکین دشت ۱۹ میلی‌متر بوده است. علاوه بر آن بارش‌ها حالت رگباری داشته و در بازه زمانی کوتاه، حجم بارش قابل‌توجهی دریافت شده که موجب بروز مشکلات آبرگفتگی و اختلال در تردد و سیستم حمل و نقل شد.

شکل ۲ نتیجه محاسبه بردار Q ، همگرایی آن را همراه با پربندهای هم‌ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح‌های فشاری ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. شکل‌های ۲-الف و ۲-ب

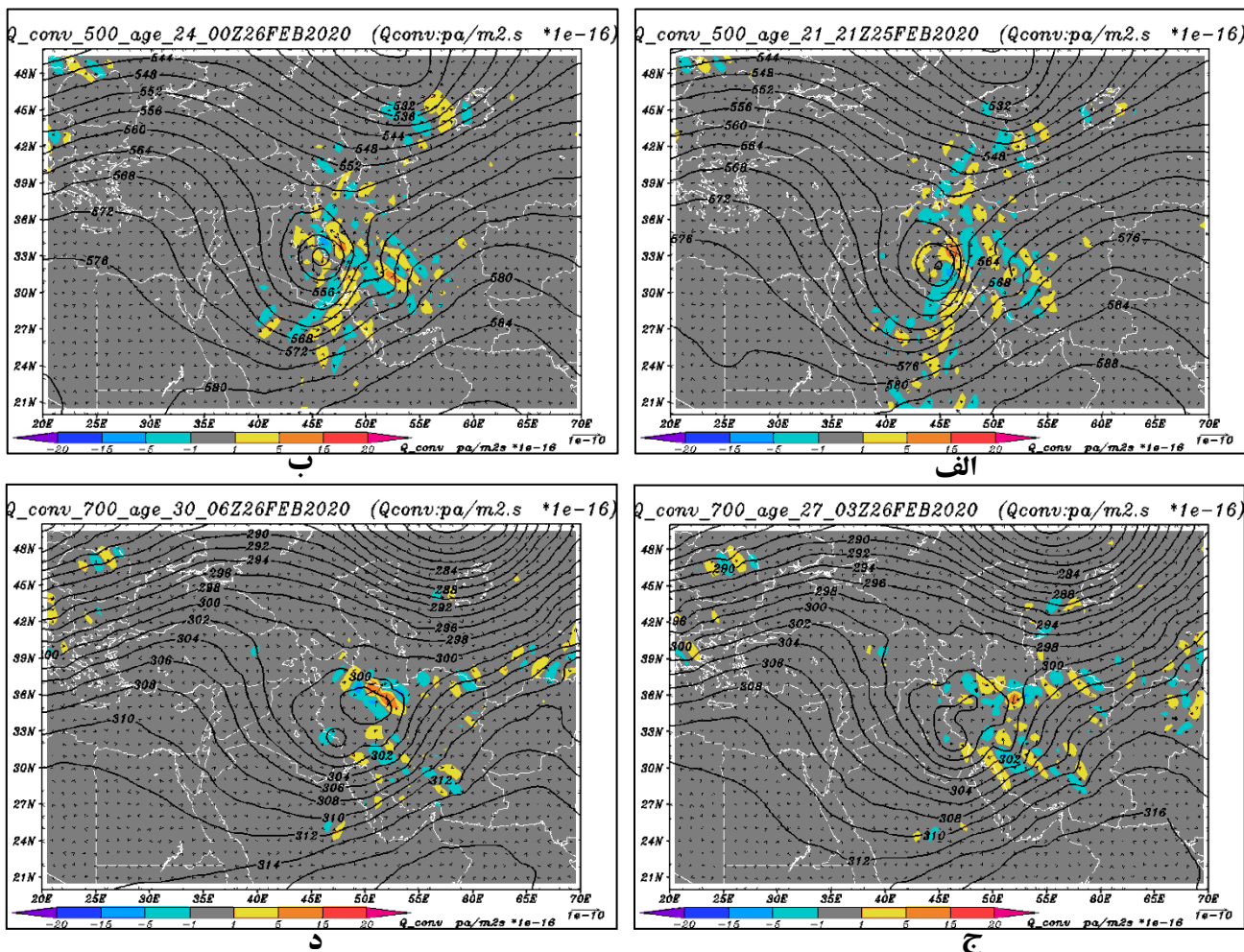
همگرایی بردار Q را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برای ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه و ساعت ۰۰ روز ۲۶ فوریه نشان می‌دهند. مطابق این دو شکل همگرایی پیشینه‌ای برای بردار Q در قسمت غربی و در نواحی امتداد رشته کوه زاگرس مشاهده می‌شود که با پیشینه بارش تجمعی شکل ۱-الف همخوانی دارد. شکل‌های ۲-ج و ۲-د به ترتیب همگرایی بردار Q را در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۳ گرینویچ روز ۲۶ فوریه و ساعت ۶ گرینویچ همان روز نشان می‌دهد. در این دو شکل مقادیر نسبتاً زیاد همگرایی بردار Q در دامنه جنوبی رشته کوه البرز و استان تهران دیده می‌شود. شکل ۲-ج مربوط به بارش تجمعی شکل ۱-الف و شکل ۲-د مربوط به بارش تجمعی شکل ۱-ب است. در هر دو این موارد، توزیع همگرایی بردار Q با توزیع بارش تجمعی گزارش شده همخوانی دارد و مناطق با مقادیر نسبتاً زیاد همگرایی بردار Q منطبق با مناطق با بارندگی زیاد در پهنه‌بندی بارش است.



ب

الف

شکل ۱- پهنه‌بندی بارش تجمعی ۲۴ ساعته روی ایران (میلی‌متر)، (الف) از ساعت ۶ گرینویچ روز ۲۵ فوریه ۲۰۲۰ تا ساعت ۶ گرینویچ روز ۲۶ فوریه ۲۰۲۰، (ب) از ساعت ۶ گرینویچ روز ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ تا ساعت ۰۰ روز ۲۷ فوریه ۲۰۲۰ (مرکز ملی خشکسالی سازمان هواشناسی کشور).



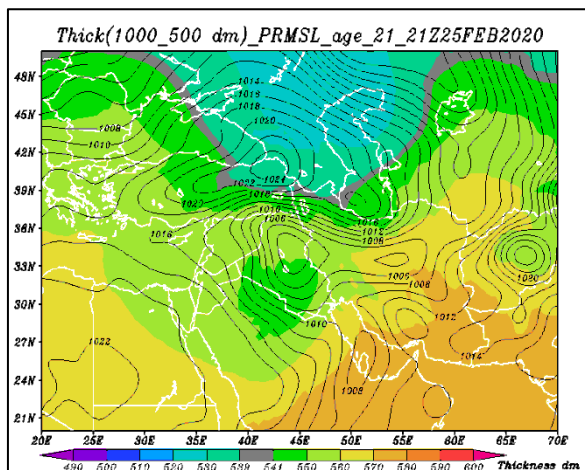
شکل ۲. همگرایی بردار Q (pa/m².s)، پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی (dgpm) و بردار Q (pa/m².s) برای (الف) ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ب) ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ج) ساعت ۰۳ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال و (د) ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال.

هکتوپاسکال نسبت به آن، نشان می‌دهد که سامانه در فاز تقویت است. شکل ۳-ج باد و دما در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. در این شکل گرادیان دما موقعیت جبهه‌ها را مشخص می‌کند و جبهه سرد را در غرب کشور نشان می‌دهد. مطابق با شکل‌ها این جبهه سرد از مرکز کم‌فشار در امتداد شیو دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کشیده شده و بخش‌هایی از رشته‌کوه زاگرس و قسمت‌هایی از خلیج فارس و کشور عربستان را تحت تأثیر قرار داده است. جهت باد، نشان‌دهنده همگرایی رطوبت از منابع رطوبتی اقیانوس هند و دریای سرخ و همچنین از دریای مدیترانه است. در شکل ۳-د مقدار سرعت باد، پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، منطقه غرب کشور و مطابق با ناحیه

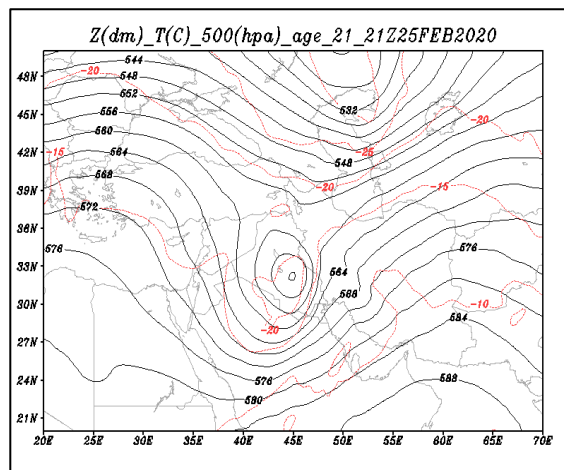
شکل ۳ تعدادی از نقشه‌های همدیدی ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه ۲۰۲۰ را نشان می‌دهد. شکل ۳-الف مربوط به پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال است. قطع شدن این خطوط و گرادیان زیاد آنها، فرارفت دمای سرد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی و وشاری پربندهای ارتفاعی با تراکم بالا در شرق ناوه را در همان منطقه همگرایی بردار Q در شکل ۲-الف نشان می‌دهد. مرکز بسته کم‌فشار (cut-off Low) نیز در منطقه غرب ایران مشاهده می‌شود. در شکل ۳-ب ضخامت بین سطوح ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و خطوط فشار میانگین تراز دریا رسم شده است که در آن، موقعیت کم‌فشار به مرکز ۱۰۰۲ هکتوپاسکال، در منطقه غرب کشور مشاهده می‌شود و کج شدگی غرب‌سوی محور فضایی موقعیت ناوه تراز ۵۰۰

بارشی به کشور را نشان می‌دهد و نقشه بردار Q در همین ساعت (شکل ۲-الف) و همگرایی نسبتاً زیاد آن، منطقه ناپایداری و صعود هوا و بارش شدید منطبق با پهنه‌بندی بارش را نشان داده است.

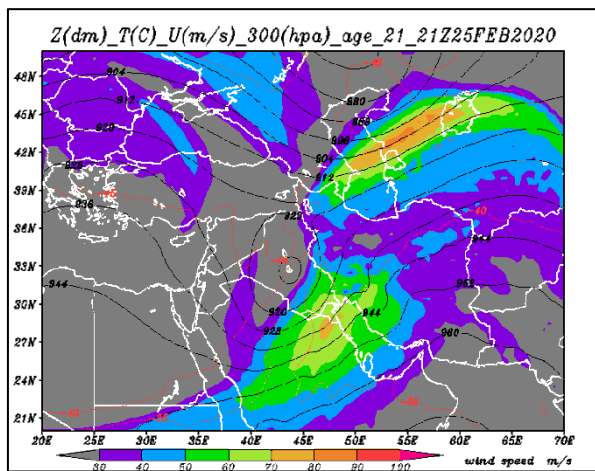
همگرایی بردار Q در شکل ۲-الف، در خروجی سرد جت جنب‌حاره‌ای و ورودی گرم جت قطبی با حداکثر سرعت باد ۱۰۰ متربرثانیه واقع شده است که نشان‌دهنده حرکات صعودی و ایجاد ناپایداری است. بررسی نقشه‌های همدیدی ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه ۲۰۲۰ ورود سیستم



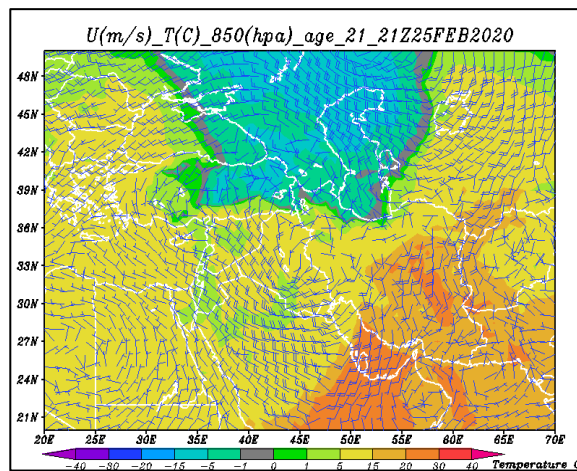
ب



الف



د



ج

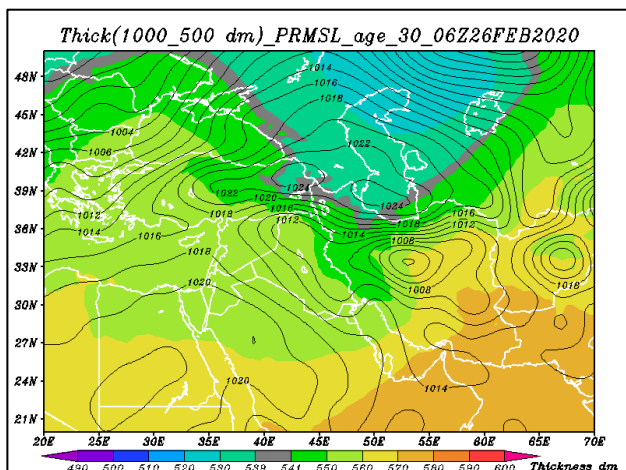
شکل ۳. ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه ۲۰۲۰، (الف) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و دما به درجه سلسیوس در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ب) ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و فشار میانگین تراز دریا با واحد هکتوپاسکال، (ج) دما به درجه سلسیوس و باد با واحد متربرثانیه سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و (د) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و باد با واحد متربرثانیه در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال.

سمت مرکز نفوذ داشته و از جمله منطقه دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز را تحت تاثیر قرار داده است. بردار Q در این منطقه و همخوان با بارش دریافتی و بارش جمعی ۲۴ ساعته، همگرایی را در شکل ۲-د نشان می‌دهد. شکل ۴-ب نشان می‌دهد که مرکز کم‌فشار مطابق با حرکت شرق‌سوی

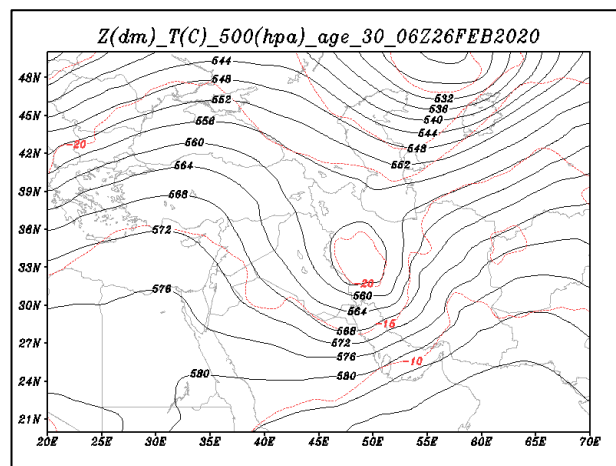
در شکل ۴ تعدادی از نقشه‌های همدیدی ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ نشان داده شده است. کمیت‌های رسم شده همانند شکل ۳ هستند. در شکل ۴-الف مشاهده می‌شود که ناوه دینامیکی با گرادیان به نسبت زیاد پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما از غرب کشور به

ناوه، به سمت شرق نفوذ کرده است و مرکز پرفشار بر روی دریای خزر مشاهده می‌شود. نفوذ هوای سرد از شمال کشور و همچنین گرادیان دمایی را در شکل ۴-ج می‌توان دید. گرادیان دمایی و موقعیت جبهه‌ها نشان‌دهنده ناپایداری و صعود هوا در مناطقی از دامنه جنوبی رشته کوه البرز است که با همگرایی محاسبه شده برای بردار Q مطابقت دارد.

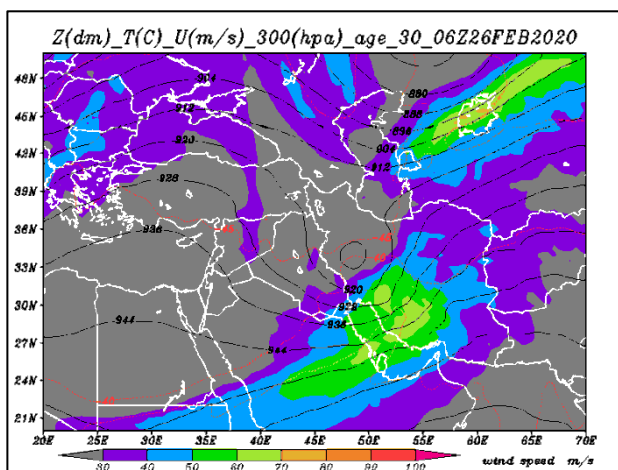
جهت باد بیانگر انتقال رطوبت از عرض‌های پایین‌تر است. در شکل ۴-د همخوانی ناحیه واقع شده در خروجی سرد جت جنب حاره و ورودی گرم جت قطبی، با همگرایی بردار Q مربوط به شکل ۲-د دیده می‌شود. نقشه‌های همدیدی ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ با توزیع بردار Q در همین ساعت (شکل ۲-د) مطابقت خوبی دارند.



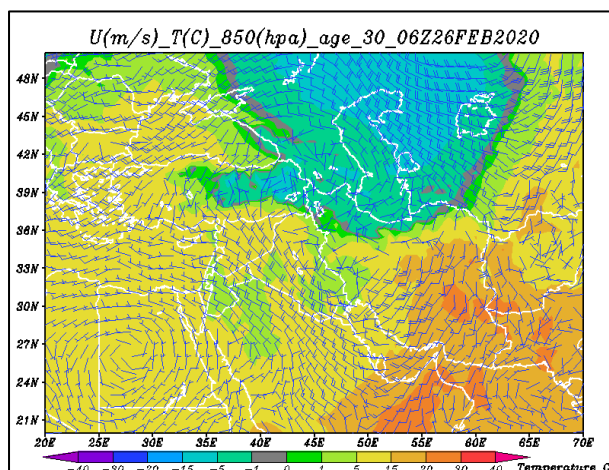
ب



الف



د



ج

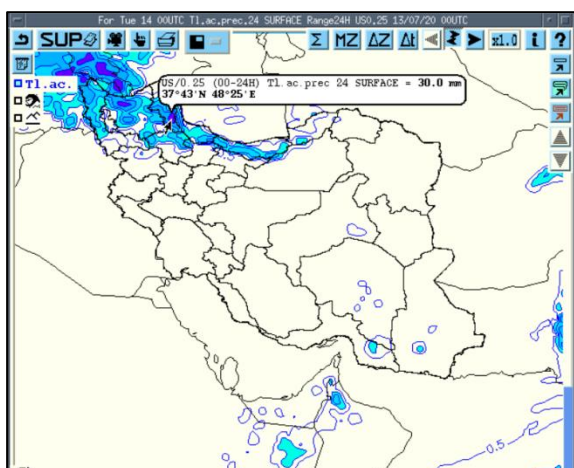
شکل ۴. ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۲۶ فوریه ۲۰۲۰، (الف) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد ژئوپتانسیل متر دکامتر و دما به درجه سلسیوس در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ب) ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و فشار میانگین تراز دریا با واحد هکتوپاسکال، (ج) دما به درجه سلسیوس و باد با واحد متربرثانه در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و (د) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد دکامتر و باد با واحد متربرثانه در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال.

شمالی رشته کوه البرز و به‌ویژه ارتفاعات غربی و شرقی در استان گیلان، بارش‌های سنگین منجر به رخداد سیل،

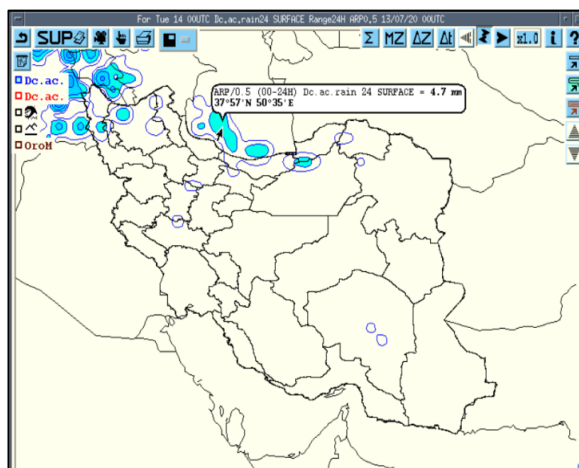
مورد دوم، ۱۳ تا ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰، در این بازه زمانی مطابق اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی در مناطقی از دامنه‌های

نشان می‌دهد. مقادیر محاسبه پیش‌بینی‌های بارندگی توسط دو مدل تفاوت زیادی دارند و به نوعی می‌تواند نشان‌دهنده پیچیدگی دینامیک حاکم بر این سامانه و تحلیل و نتیجه‌گیری پیش‌بینی جوی باشد. پیش‌بینی بارش خروجی مدل GFS در این نمونه بیشتر از مدل ARPEGE بوده و مطابقت بیشتری با واقعیت ثبت شده دارد. برای روز ۱۴ ژوئیه نیز تفاوت مقادیر پیش‌بینی شده دو مدل با همین رویه تفاوت دارد.

رواناب و خسارات وجود داشته است. تحلیل نقشه‌های همدید مدل‌های هواشناسی حاکی از وجود ناوه در تراز میانی جو و وجود ناپایداری در این منطقه، شارش رطوبت مناسب از شرق مدیترانه و واقع شدن این منطقه در خروجی سرد جت است (شکل‌های ۷ و ۸). شکل ۵ پیش‌بینی بارش ۲۴ ساعته برای ساعت ۶ گریونویچ روز ۱۳ تا ساعت ۶ گریونویچ روز ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰ را توسط دو مدل GFS و ARPEGE (سامانه جهانی پیش‌بینی هواشناسی) برای ایران



ب



الف

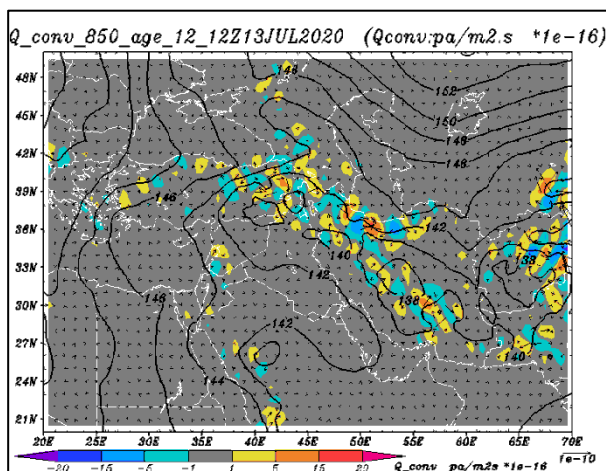
شکل ۵. پیش‌بینی بارش تجمعی ۲۴ ساعته از ساعت ۰۶ گریونویچ روز ۱۳ تا ساعت ۰۶ گریونویچ روز ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰ برای مدل (الف) ARPEGE، (ب) GFS.

حجم بارش در بازه‌های زمانی کوتاه به نسبت زیاد بوده و موجب رخداد سیل شده است. طبق گزارش هواشناسی استان گیلان این رخداد متأسفانه منجر به فوت یک نفر در تالش و همچنین خسارات به پل‌ها و سازه‌ها در بالادست تالش و ماسال و برخی مناطق کوهستانی شرق استان شد. شکل ۶ خروجی محاسبه بردار Q و همگرایی آن را همراه با پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح فشاری ۸۵۰ هکتو پاسکال نشان می‌دهد. شکل ۶-الف همگرایی بردار Q را در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۹ گریونویچ روز ۱۳ ژوئیه ۲۰۲۰ نشان می‌دهد. در این شکل همگرایی بیشینه در قسمت ارتفاعات غرب و شرق گیلان دیده می‌شود. این ناحیه‌ها منطبق با منطقه رخداد سیل اشاره شده است. بررسی شکل‌ها بیانگر رشد قابل توجه همگرایی بردار Q از ساعت ۳ گریونویچ تا ساعت ۹ در این ناحیه‌ها است و این

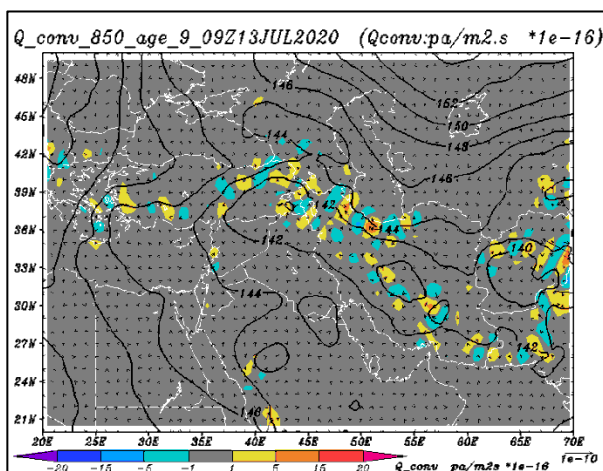
اطلاعات سطح زمین در منطقه، با توجه به شکل عوارض سطح زمین، رخداد بارش منجر به سیل را از جمله در ارتفاعات غرب گیلان برای بالادست تالش در ساعت حدود ساعت ۱۵ محلی (۱۰:۳۰ گریونویچ) روز ۱۳ ژوئیه و همین ساعت برای روز ۱۴ ژوئیه نشان می‌دهد. در ارتفاعات شرق گیلان و غرب مازندران نیز در این بازه دو روزه به‌ویژه روز ۱۳ ژوئیه حدود ساعت ۱۷ به وقت محلی (۱۲:۳۰ گریونویچ) بارش سنگین وجود داشته است. مطابق داده‌های سازمان هواشناسی بارش تجمعی ۴۸ ساعته مربوط به این دو روز برای استان گیلان شامل ایستگاه پره‌سر ۵۲ میلی‌متر، ایستگاه دیلمان ۲۵ میلی‌متر و ایستگاه زیاز رودسر ۲۳ میلی‌متر بوده است. نکته قابل توجه این است که بارش‌ها حالت رگباری داشته و متأسفانه در بسیاری از نقاط بالادست و کوهستانی ایستگاهی برای ثبت داده نبوده است درحالی‌که

مشاهده می‌شود و مطابق رخداد سیل در تالش در این روز است. با توجه به حرکت شرق‌سوی همگرایی بردار Q در این روز، انتظار می‌رود که تمرکز شدت بارش در روز ۱۴ نسبت به روز ۱۳، از شرق گیلان به غرب مازندران باشد که مطابق با گزارش‌هایی است که شدت بارش و سیل را در منطقه تأیید می‌کند. در این دو شکل نیز توزیع همگرایی بردار Q حاصل از داده‌های ۳ ساعته پیش‌بینی، با بارش‌های اتفاق افتاده سطح زمین همخوانی دارد.

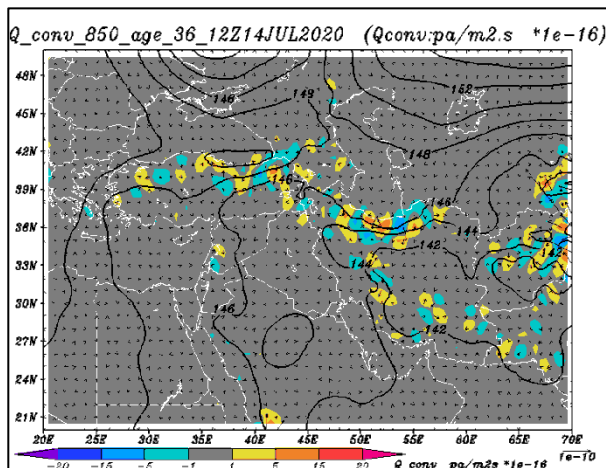
افزایش برای ساعت ۱۲ در شکل ۶-ب باز هم ادامه داشته است. در این دو شکل، با توجه به بازه ۳ ساعته داده‌های پیش‌بینی، منطقه و زمان رخدادهای سیل با توزیع همگرایی بردار Q کاملاً همخوانی دارد. در شکل ۶-ج همگرایی بردار Q در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۹ گرینویچ روز ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰ آورده شده است. همگرایی بردار Q در این روز هم در ارتفاعات غرب گیلان و غرب مازندران دیده می‌شود. این همگرایی برای ساعت ۱۲ گرینویچ در ارتفاعات غرب گیلان بیشتر می‌شود که در شکل ۶-د



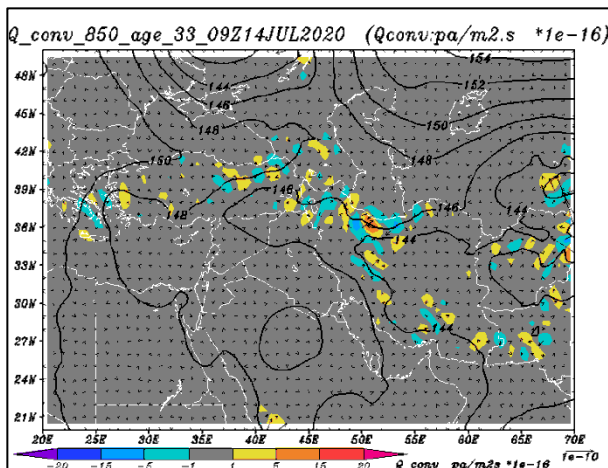
ب



الف



د

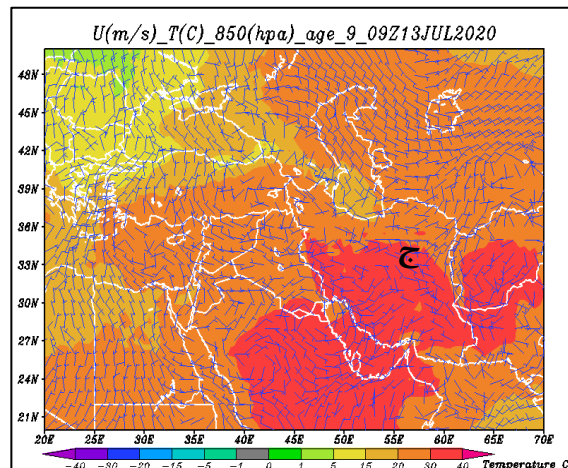
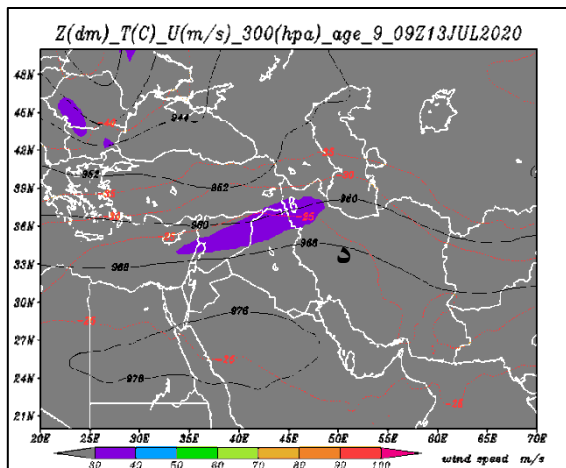
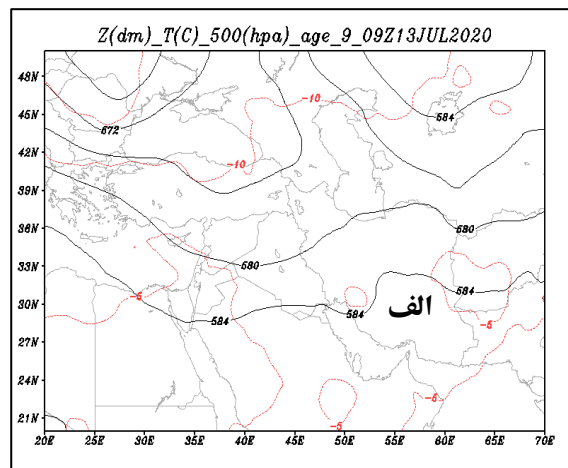
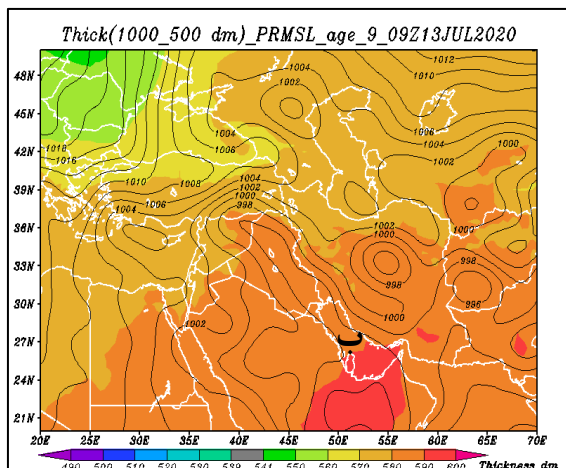


ج

شکل ۶. همگرایی بردار Q کیو (pa/m2.s)، پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی (gpm) و بردار Q (pa/m.s) برای (الف) ساعت ۰۹ گرینویچ روز ۱۳ ژوئیه در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال، (ب) ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ ژوئیه در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال، (ج) ساعت ۰۹ گرینویچ روز ۱۴ ژوئیه در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال و (د) ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۴ ژوئیه در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال.

قزاقستان مرکز پراارتفاع قرار دارد. در شکل ۷-ب مشاهده می‌شود که مرکز پرفشار ۱۰۱۶ هکتوپاسکال در شمال دریای خزر مستقر است که نفوذی به سواحل کشور ندارد. کم‌فشار با مقدار ۱۰۰۴ هکتوپاسکال واقع در جنوب غرب روسیه به منطقه شمال‌غرب و سواحل خزر در کشور امتداد دارد و محور فضایی آن نسبت به ناوه در شکل ۷-الف نشان‌دهنده ماهیت دینامیکی آن است.

شکل ۷ تعدادی از نقشه‌های هم‌مدیدی ساعت ۰۹ گرینویچ روز ۱۳ ژوئیه ۲۰۲۰ را نشان می‌دهد. کمیت‌های رسم شده همانند شکل ۳ هستند. شکل ۷-الف نشان می‌دهد که شمال غرب کشور و غرب سواحل دریای خزر متأثر از ناوهای است که در غرب دریای سیاه و جنوب شرق اروپا واقع شده است. گرادیان ارتفاع ژئوپتانسیلی در کشور کم ولی با بررسی نقشه‌ها نسبت به ساعات قبل بیشتر شده است. گرادیان دمایی نیز به نسبت ضعیف است و در شمال



شکل ۷. ساعت ۰۹ گرینویچ روز ۱۳ ژوئیه ۲۰۲۰، (الف) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و دما به درجه سلسیوس در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ب) ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و فشار میانگین سطح دریا با واحد هکتوپاسکال، (ج) دما به درجه سلسیوس و باد با واحد متربرثانیه در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و (د) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد دکامتر و باد با واحد متربرثانیه در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال.

شارش رطوبت به این ناحیه همگرایی می‌شود. بنابراین انتظار فرارفت رطوبت از ناحیه دریای خزر به سمت سواحل شمالی ایران به ویژه برای غرب آن وجود ندارد. جهت چرخش بادهای شمال‌غربی واقع بر شرق دریای

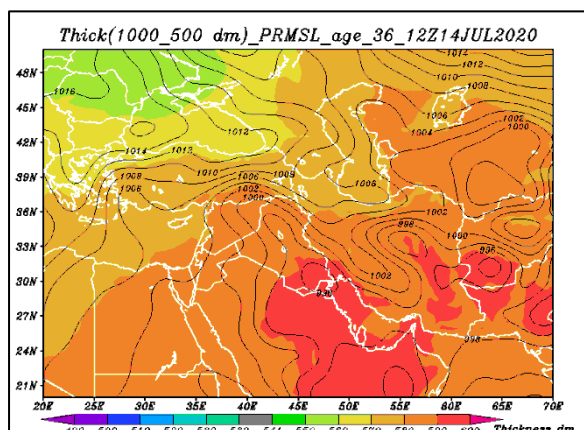
شکل ۷-ج گرادیان دما و باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. یک ناحیه همگرایی میدان باد منطبق با کم-فشار سطح زمین در جنوب غرب روسیه وجود دارد. جریانات جنوبی-جنوب‌شرقی بر روی دریای خزر موجب

واقع در شمال غرب کشور با دامنه ضعیف و گرادیان به نسبت ضعیف دمایی به سمت شرق حرکت داشته است. شکل ۸-ب نشان می‌دهد زبانه پرفشار از شمال غرب کشور دارای نفوذ آهسته به کشور و سواحل جنوبی دریای خزر است. شکل ۸-ج نشان‌دهنده این است که جریانات باد در سواحل جنوبی دریای خزر و به‌ویژه نواحی غربی آن، با نفوذ آهسته پرفشار، به سمت شمالی شدن می‌رود که موجب انتقال رطوبت از دریای خزر است. ولی همچنان شارش رطوبت از ناحیه شرق مدیترانه و دریای سیاه با توجه به جریانات غربی و شمال‌غربی در غرب و شمال غرب کشور دیده می‌شود و انتظار افزایش رطوبت برای مناطقی از شمال‌غرب و استان گیلان مشاهده می‌شود. این موضوع مطابق با اطلاعات سطح زمین مبنی بر تمرکز شدت بارش در روز ۱۴ ژوئیه بر ارتفاعات غربی استان گیلان نسبت به ارتفاعات شرقی آن است و همگرایی بردار Q نیز برای این روز، یک مرکز همگرایی بیشینه را در استان گیلان برای ارتفاعات غربی آن نشان می‌دهد.

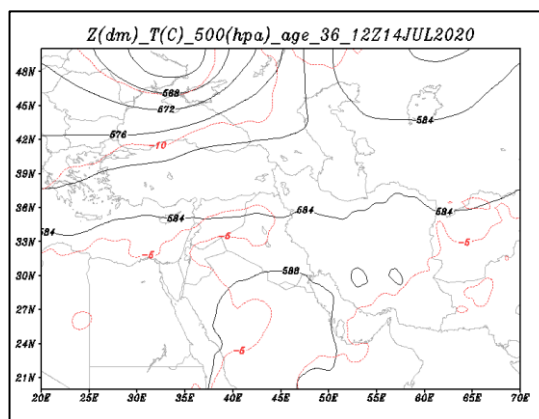
در شکل ۸-د موقعیت جت و خروجی سرد آن در شمال-غرب ایران دیده می‌شود. بررسی نقشه‌ها نشان می‌دهد که تمرکز تأثیر خروجی جت نسبت به ساعات و روز قبل، به سمت غرب تمایل داشته است. این موضوع نیز با تمرکز شدت بارش روز ۱۴ ژوئیه بر ارتفاعات غربی گیلان نسبت به ارتفاعات شرقی آن منطبق است و همگرایی بردار Q نیز همین تمرکز را نشان می‌دهد. از این نتایج مشاهده می‌شود که، همگرایی بردار Q در شکل‌های ۶-ج و ۶-د با نقشه‌ها و رخدادهای سطح زمین مطابقت دارد.

مدیترانه به سمت غرب و غربی شدن سمت بادها در مناطق غربی ایران نسبت به ساعت ۰۰ گرینویچ، بیانگر انتقال بیشتر رطوبت از ناحیه شرق مدیترانه به منطقه غرب، شمال غرب و سواحل شمالی ایران است. در شکل ۷-د همان‌طور که مشاهده می‌شود، موقعیت جت با بیشینه سرعت ۴۰ متربرثانه از نواحی جنوبی ترکیه تا شمال غرب و شمال ایران کشیده شده است و خروجی سرد آن در شمال‌غرب کشور و استان گیلان قرار دارد که با تقویت حرکات صعودی همراه است. تحلیل نقشه‌های همدیدی نشان می‌دهد در این سامانه، نفوذ پرفشار از شمال به سمت سواحل که عامل معمول بارش‌های با صعود مکانیکی در این منطقه است، حضور قوی ندارد و وجود ناوه در تراز میانی جو در شمال غرب کشور به همراه شارش رطوبت از شرق مدیترانه در ابتدای ورود سامانه، و همچنین واقع شدن در خروجی سرد جت موجب ناپایداری در این مناطق شده است. اطلاعات سطح زمین نیز حاکی از بارش کم در جلگه گیلان و رخداد بارش‌های سنگین در ارتفاعات غرب و شرق گیلان است. در شکل ۵ نیز تفاوت پیش‌بینی‌های دو مدل در بارش تجمعی برای این منطقه مشاهده می‌شود. با این وجود همان‌طور که اشاره شد، همگرایی بردار Q مربوط به این بازه زمانی در شکل‌های ۶-الف و ۶-ب همخوانی خوبی با زمان و محل رخداد بارش‌های سنگین در ارتفاعات منطقه دارد.

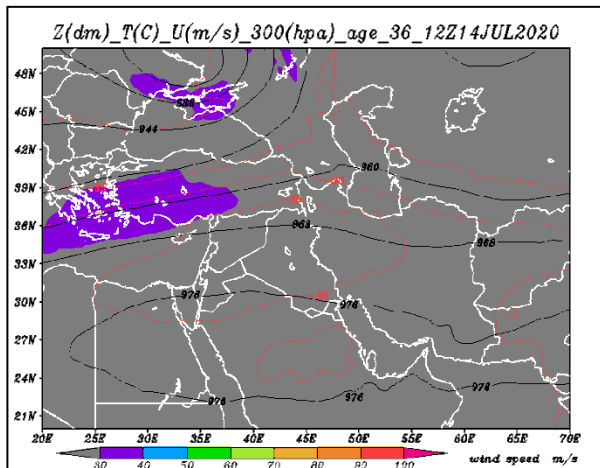
در شکل ۸ تعدادی از نقشه‌های همدیدی ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰ نشان داده شده است که ادامه تحول همدیدی شکل ۷ هستند. کمیت‌های رسم‌شده همانند شکل ۷ هستند. در شکل ۸-الف مشاهده می‌شود که ناوه



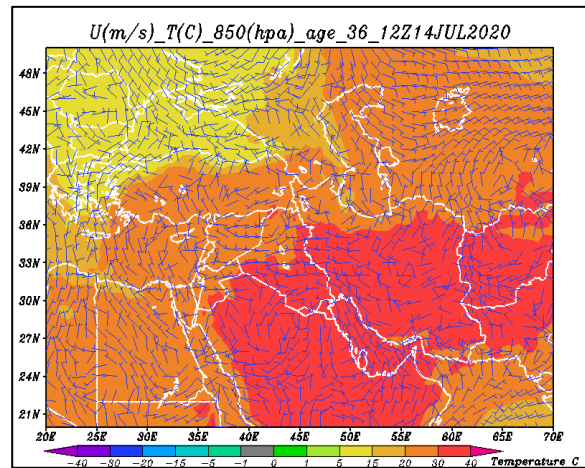
ب



الف



د

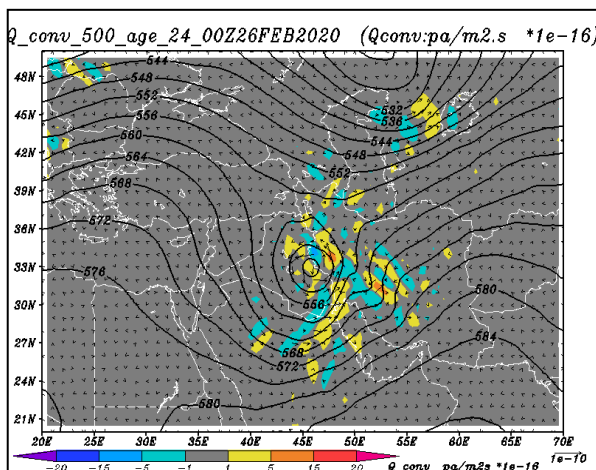


ج

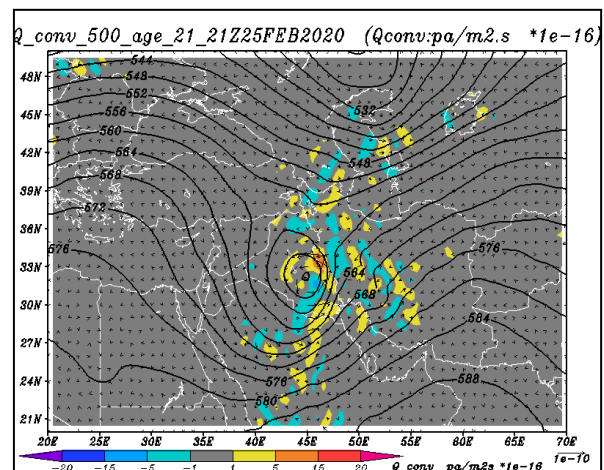
شکل ۸. ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰، (الف) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و دما به درجه سلسیوس در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ب) ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و فشار میانگین سطح دریا با واحد هکتوپاسکال، (ج) دما به درجه سلسیوس و باد با واحد متربرثانه در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و (د) پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی با واحد ژئوپتانسیل دکامتر و باد با واحد متربرثانه در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال.

مربوط به نمونه بررسی شده اول و بارش سنگین در استان ایلام است. شکل‌های ۹-الف و ۹-ب مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است و مقادیر نسبتاً زیاد همگرایی بردار Q را در استان ایلام و منطق با داده‌های ثبت شده که پیش‌تر بررسی شد، نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود در این تراز نسبت به سایر ترازها همخوانی بیشتری بین همگرایی بردار Q با بارش تجمعی در نمونه بررسی شده وجود دارد.

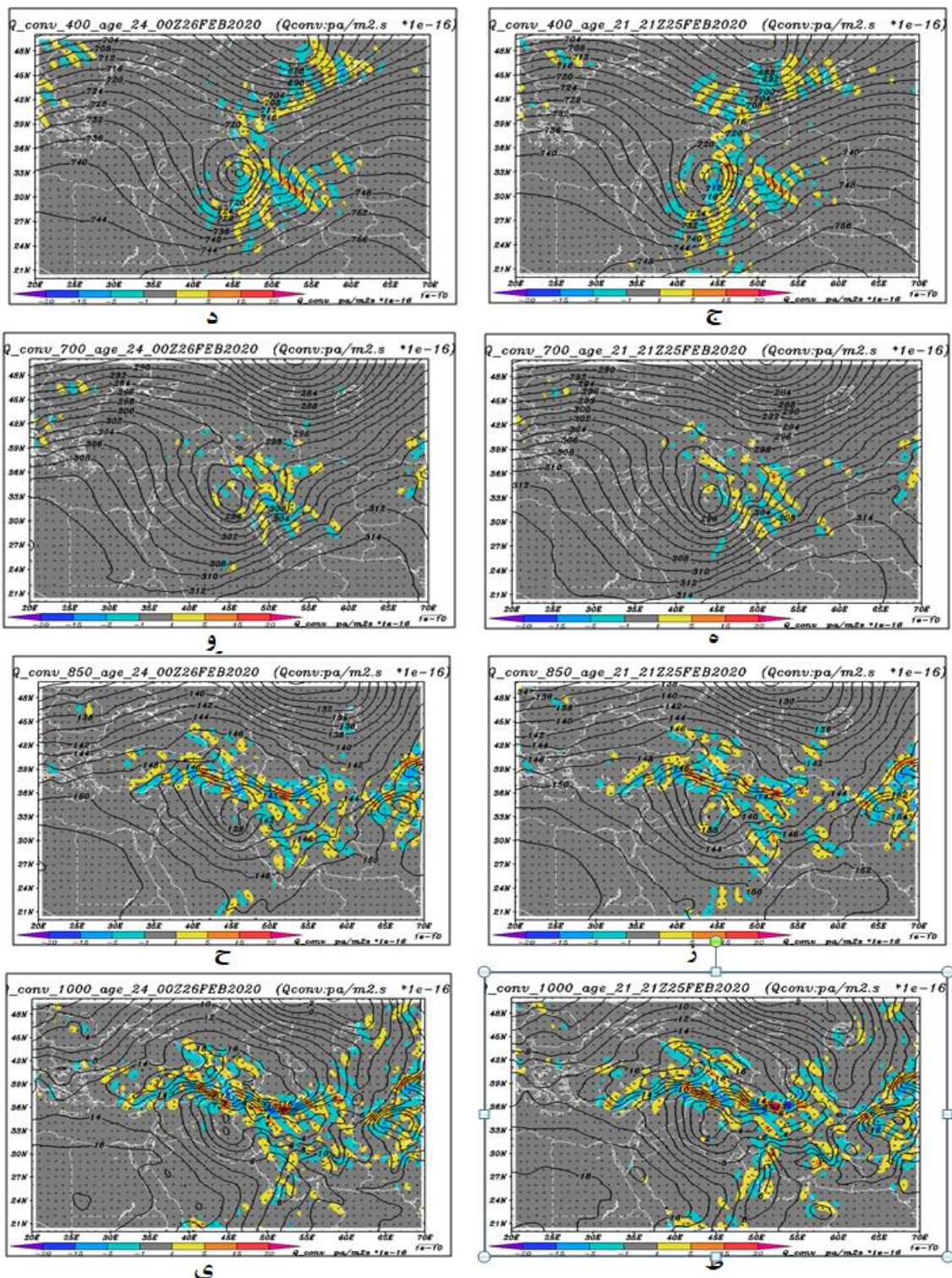
در این مطالعه نقشه‌های مربوط به بردار Q در ترازهای مختلف فشاری محاسبه شد و برای هر منطقه تراز فشاری مناسب که در آن تراز، تحلیل بردار Q و همگرایی آن برای تحلیل ناپایداری و صعود هوا و بارش نتایج مناسبی داشته است، بررسی شد. شکل ۹ بردار Q و همگرایی آن را برای ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه ۲۰۲۰ و ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ در ترازهای فشاری ۵۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که



ب



الف



شکل ۹. همگرایی بردار Q (pa/m².s)، پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی (dgpm) و بردار Q (pa/m².s) برای (الف) ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ب) ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ج) ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه در تراز فشاری ۴۰۰ هکتوپاسکال، (د) ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۴۰۰ هکتوپاسکال، (ه) ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه در تراز فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال، (و) ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۷۰۰ هکتوپاسکال، (ز) ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال، (ح) ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال، (ط) ساعت ۲۱ گرینویچ روز ۲۵ فوریه در تراز فشاری ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، (ی) ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۲۶ فوریه در تراز فشاری ۱۰۰۰ هکتوپاسکال.

بارندگی وجود داشته است و نتایج محاسبه بردار Q و همگرایی آن مطابقت و همخوانی قابل ملاحظه‌ای با آنها داشت.

در مورد اول سامانه بارشی به همراه ناوه فعال دینامیکی از غرب کشور وارد شده و شارش رطوبت مناسبی هم از عرض‌های پایین‌تر وجود داشته که موجب بارش‌های سنگین به‌ویژه در استان ایلام و مناطقی از دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز از جمله استان تهران شد. بررسی نقشه‌های همدیدی، بارش تجمعی و تحلیل‌های انجام شده و مقایسه آنها با نتایج محاسبه بردار Q و همگرایی آن در ساعات مختلف پیش‌بینی، نشان‌دهنده دقت مناسب محاسبه است. همگرایی محاسبه شده توسط بردار Q با ساعات و مناطق دریافت بارش سنگین در غرب کشور و دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز مطابقت دارد. در مورد دوم شرایط حاکم از تحلیل نقشه‌های همدیدی بیانگر این است که نفوذ سامانه پرفشار از شمال به سمت سواحل دریای خزرکه عامل معمول بارش‌های با صعود مکانیکی در این منطقه است، حضور قوی نداشته و واقع شدن در خروجی سرد جت، وجود ناوه در تراز میانی جو در شمال‌غرب کشور و شارش رطوبت از شرق مدیترانه موجب ناپایداری و بارش شده است. این بارش‌ها در مناطقی از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز و به‌ویژه ارتفاعات غربی و شرقی در استان گیلان موجب رخداد پدیده سیل و خسارت شد. با وجود تفاوت پیش‌بینی‌های بارش توسط دو مدل GFS و ARPEGE برای این بازه زمانی، بررسی‌ها نشان‌دهنده همخوانی و مطابقت قابل توجه زمانی و مکانی نتایج محاسبه بردار Q و همگرایی آن با تحلیل نقشه‌های همدیدی و اطلاعات سطح زمین دارد.

همچنین این بررسی‌ها نشان دادند که نتایج بردار Q برای مناطق غرب و امتداد رشته‌کوه زاگرس در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال و برای استان گیلان و سواحل جنوبی دریای خزر در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، از نظر دقت و درستی وضعیت بهتری دارند. بررسی موارد بیشتر به صورت پیوسته و عملیاتی، می‌تواند برآورد بهتری از شرایط ارائه پیش‌بینی توسط بردار Q و دقت آن، با توجه به شرایط

بررسی نقشه‌های محاسبه شده بردار Q و همگرایی آن برای ساعت‌های مختلف بازه زمانی روز ۲۵ و ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ در ترازهای مختلف نشان داد که برای مناطق غرب و امتداد رشته کوه زاگرس تحلیل بردار Q در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نتایج مؤثرتری را ارائه می‌دهد. به همین صورت بررسی برای نمونه‌های دیگر نشان داد که نتایج بردار Q برای دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال و برای استان گیلان و سواحل جنوبی دریای خزر در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال، همخوانی بیشتری با بارش تجمعی ثبت شده دارد.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از معادلات دینامیکی جو، فرایندی برای محاسبه بردار Q و همگرایی آن در سطح‌های فشاری مختلف ارائه شد. برای درستی‌سنجی نتایج، دو نمونه از سامانه‌های ورودی به کشور که دارای بارش‌های سنگین بودند انتخاب شد. در بازه اول شامل ۲۵ و ۲۶ فوریه ۲۰۲۰ مناطقی از غرب کشور و دامنه‌های جنوبی رشته کوه البرز دریافت بارشی قابل‌توجهی داشتند و در بازه دوم شامل ۱۳ و ۱۴ ژوئیه ۲۰۲۰ در مناطقی از شمال کشور بارش‌های به نسبت سنگینی اتفاق افتاده است. برای این بازه‌های زمانی، داده‌های پیش‌بینی مدل GFS با تفکیک افقی ۰/۵ درجه و گام زمانی ۳ ساعته تهیه و از آنها مقادیر دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در چند سطح فشاری استخراج شد.

از خروجی مدل، کمیت‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در چند سطح فشاری برای نقاط شبکه استخراج و مقادیر بردار Q با استفاده از روش عددی تفاضل متناهی مرتبه دوم مرکزی محاسبه شد. همچنین برای کم شدن اثرات نوفه عددی ناشی از تفکیک بالای شبکه، صافی عددی مرتبه دوم به کار گرفته شد. نتایج حاصل به صورت نقشه‌های شامل بردار Q و همگرایی آن برای منطقه ایران تصویر شد. برای بررسی میزان تأثیرگذاری نتایج حاصل از محاسبه بردار Q در پیش‌بینی و هشدارهای بارشی، در بازه‌های زمانی اشاره شده، نقشه‌های همدیدی، پهنه‌بندی بارش تجمعی و اطلاعات سطح زمین مورد تحلیل قرار گرفت. در هر دو مورد رخداد پدیده سیل در مناطق مختلف بر اثر شدت زیاد

12. Park, C., Son, S.-W., & Kim, J. H. (2021). Role of baroclinic trough in triggering vertical motion during summertime heavy rainfall events in Korea. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(5), 1687–1702. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0216.1>.
13. Rantanen, M., Raisanen, J., Lento, J., Stepanyuk, O., Raty, O., Sinclair, V. A., & Jarvinen, H. (2017). OZO v.1.0: Software for solving a generalised omega equation and the Zwack-Okossi height tendency equation using WRF model output. *Geoscientific Model Development*, 10, 827–841. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-827-2017>.
14. Schwartz, B. E., C. F. Chappell, W. E. Togstad, and X. P. Zhong, 1990: The Minneapolis flash flood: meteorological analysis and operational response, *Wea. Forecasting*, 5, 3–21.
15. Shapiro, R., 1971: The use of linear filtering as a parameterization of atmospheric diffusion, *J. Atmos. Sci.*, 28, 523–531.
16. Shapiro, R., 1975: Linear filtering, *Mathematics of Computation*, 29, 1094–1097.
17. Trenberth, K. E., 1978: On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 131–137.
18. Wetzel S. W., J. E. Martin, 2001: An operational ingredients-based methodology for forecasting midlatitude winter season precipitation, *Wea. Forecasting*, 16, 156–167.
19. Xu, Q., 1992: Ageostrophic pseudovorticity and geostrophic C-vec tor forcing—a new look at the Q vector in three dimensions, *J. Atmos. Sci.*, 49, 981–990.
20. Yang, S., Gao, S. T. and Wang, D. H., 2007: Diagnostic analyses of the ageostrophic Q vector in the non-uniformly saturated, frictionless, and moist adiabatic flow, *J. Geophys. Res.*, 112, D09114, [doi:10.1029/2006JD008142](https://doi.org/10.1029/2006JD008142).
21. Yue, C. J., 1999: Q vector and advance in studies on its applications in weather diagnostic analyses, *Chinese Meteor.*, 25, 3-8.
22. Zhang, X. W., 1995: Modified Q vector and its applications, *Chinese Jour. Trop. Meteor.*, 15, 162–167.

خاص هر منطقه از جمله ارتفاع از سطح دریای آزاد، منابع رطوبتی، موقعیت ناهمواری‌ها و رشته‌کوه‌ها و عوامل دیگر فراهم آورد.

منابع

1. Banihashem, T., Ardakani, M., and moradi, M., 1999: The motion and behaviour of a Cut-Off Low centre from baroclinic point of view. *Earth and Space Physics. J.* 25, 1, 37-46.
2. Barnes, S. L., 1985: Omega diagnosis as a supplement to LFM/MOS guidance in weakly forced convective situations, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2122–2141.
3. Davis-Jones, R. P., 1991: The frontogenetical forcing of secondary circulations, *J. Atmos. Sci.*, 48, 497–509.
4. Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Fourth Edition.
5. Holton, J. R., and G. J. Hakim, 2013: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 532 pp.
6. Hoskins, B. J., Draghici, I. and Davis, H. C., 1978: A new look at the ω -equation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 31–38.
7. Doswell III, C. A., C. Ramis, R. Romero, and S. Alonso, 1998: A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western Mediterranean region, *Wea. Forecasting*, 13, 102–124.
8. Hoskins, B. J., and Pedder, M. A., 1980: The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 31–38.
9. Li, Z. W., & O’Gorman, P. A. (2020). Response of vertical velocities in extratropical precipitation extremes to climate change. *Journal of Climate*, 33(16), 7125–7139. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0766.1>
10. Morgan, M. C., 1999: Using piecewise potential vorticity inversion to diagnose frontogenesis. Part I: A partitioning of the Q vector applied to diagnosing surface frontogenesis and vertical motion. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2796–2821.
11. Mudrick, S. E., 1976: On the use of a scale-dependent filter in channel model integrations, *J. Comput. Phys.*, 20, 33-49.