

تحلیل ترمودینامیک - همدید رخداد تگرگ روز ۲۰ مهرماه ۱۳۸۹ در شهر گرگان

جواد خوشحال دستجردی^{۱*}، عبدالقدیر نظری^۲، ابوطالب عبدی^۳

^۱دانشیار دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه اصفهان

^۲دانشجوی کارشناسی‌ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

^۳دانشجوی کارشناسی‌ارشد اقلیم کشاورزی دانشگاه اصفهان

تاریخ دریافت: ۹۴/۱/۸؛ تاریخ پذیرش: ۹۴/۹/۱۴

چکیده

تگرگ یکی از خطرناک‌ترین انواع بارش است که اگرچه به ندرت می‌بارد ولیکن، هنگام بارش برحسب شدت و بزرگی دانه‌های خود خسارات عظیمی را وارد می‌سازد. هدف از انجام این تحقیق تحلیل ترمودینامیک-همدید شهرستان گرگان در مهر ماه سال ۱۳۸۹ می‌باشد که در اثر آن میلیاردها تومان خسارت به بخش‌های مختلف اقتصادی و محیطی وارد شد و بیش از ۱۵۰۰ واحد مسکونی خسارت دید (کارشناس حوادث غیر مترقبه استانداری گلستان). موارد و روش: برای انجام این تحقیق داده‌های فراسنجی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های آنالیز شده هوا از اداره کل هواشناسی استان و داده‌های مورد نیاز ترسیم نقشه‌های همدید و شاخص‌ها و نمودارهای ترمودینامیک به ترتیب از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR - NOAA, SCDC و از سایت دانشگاه وایومینگ اخذ شد و سپس نقشه‌ها و نمودارهای مذکور به کمک نرم‌افزارهای گرادس، فتوشاپ و اکسل ترسیم و تحلیل شد. نتیجه: سامانه موجد رگبار مذکور ناوه کم‌فشار و تاوه قطبی بود که پس از تشکیل به یک موج کوتاه تبدیل گردید و در ضمن تکامل و آب‌گیری از پیکره‌های آبی، مسیر هوای سرد و نسبتاً مرطوب را بر روی منطقه منتقل نمود و تضاد حرارتی شدیدی بین بسته هوای گرم و مرطوب جنوبی ایجاد نمود که در اثر آن جبهه‌ای، ایجاد شد و توسط این جبهه، هوای گرم و مرطوب به سرعت به ارتفاعات بالا رانده شد و ابرهای کومولونیمبوس شکل گرفت.

واژه‌های کلیدی: شهرستان گرگان، تگرگ، ترمودینامیک، همدید و تحلیل ترمودینامیک.

مقدمه

بهار، اواخر تابستان تا اواسط پائیز) رخ می‌دهد، پدیده تگرگ است.

بزرگی خطرات ناشی از ریزش تگرگ به بزرگی اندازه قطر دانه‌های آن بستگی دارد که می‌تواند که از چند دهم میلی‌متر تا چندین اینچ تغییر کند و حتی به بالای ۱۰ اینچ هم برسد. وزن آنها نیز از چند دهم گرم تا بیش از ۱ کیلوگرم و حجم آنها از حجم ذرات ریز ماسه گرفته تا حجم یک کدو تنبل گزارش شده است. در جدول ۱ اندازه و خسارات ناشی از برخی از بزرگترین تگرگ‌ها درج شده است. شکل ۱ هم تصاویر برخی از بزرگترین تگرگ‌ها را نشان می‌دهد.

علاوه بر وزن و حجم، سرعت سقوط این اجسام که گاهی بیش از ۱۰۰ مایل (بیشتر از ۱۵۰ کیلومتر) می‌رسد، عامل دیگری از خطرناکی آنها محسوب

گرچه در بیشتر موارد از نزولات جوی به عنوان نعمات الهی یاد می‌شود اما گاهی همین نزولات می‌تواند بر حسب نوع شکل، وسعت حجم، بزرگی قطر قطرات یا اجسام (دانه‌ها)، شدت فروریزی و یا تداوم آن به یک خطر بزرگ و حتی یک بلای طبیعی منجر شود. یکی از خطرناک‌ترین این نزولات جوی که به ندرت و در مکان‌های خاص (مناطق مرطوب و نیمه خشک عرض‌های میانی، دامنه‌های باد سوی مناطق کوهستانی، سواحل و هر منطقه دیگری که امکان تشکیل ابرهای کومولونیمبوس وجود داشته باشد) و در زمان‌های ویژه (فصول گذار، اواخر زمستان تا اواسط

خواهد شد. از دیگر خسارات تگرگ ذوب سریع آن در زمین و هوای گرم می‌باشد که موجب ایجاد سیلاب و گرفتگی معابر و صدمه به ساختمان‌ها و تأسیسات زیربنایی می‌گردد.

می‌شود. هنگامی که این گلوله‌ها و توپ‌های یخی به ساختمان‌ها، وسایل نقلیه، درختان و گیاهان برخورد کند، آنها را ویران، داغان و له و لورده نموده از بین می‌برد. این تنها خسارات مالی است اگر به حیوانات و انسانی برخورد کند موجب کشتن و مجروح شدن آنها

جدول ۱: اندازه و خسارات ناشی برخی از بزرگترین تگرگ‌ها

منطقه	تلفات	مجروحین	خسارات مالی	سایز تگرگ	تاریخ رخداد
ایلینوی، ایندیانا و کنتاکی آمریکا	۲ نفر کشته	-	خودروها کاملاً له، خانه‌ها ویران شده زندگی عادی ۵۳ میلیون نفر مختل شده	به بزرگی توپ تنیس	۱۸ نوامبر ۲۰۱۳
سیدنی استرالیا	-	-	۲۰۰۰۰ ساختمان‌ها ۴۰۰۰۰ دستگاه خودرو ۳ میلیارد دلار	۳ ½	۱۴ آوریل ۱۹۹۹
مونخ آلمان	-	۴۰۰ نفر	۷۰۰۰۰ خانه ۱۹ هواپیما ۲ میلیارد دلار	-	۱۲ ژوئیه ۱۹۸۴
آلبرتا کانادا	-	-	۴۰۰۰۰۰۰ دلار	-	۷ سپتامبر ۱۹۹۱
نیومکزیکو	-	-	-	۱۲ اینچ	۱۳ اوت ۲۰۰۴
بنگلادش	۹۲ نفر	-	-	۲,۲۵	۱۴ آوریل ۱۹۸۶
مرادآباد و بهری هند	۲۴۶ نفر	-	-	-	۳۰ آوریل ۱۸۸۸
ارومیه ایران	-	-	۳۸۲۰ هکتار باغات ۱۳۶ میلیارد دلار خسارت کلی ۱۴ میلیارد	۱ سانتی‌متر	۲۹ اردیبهشت ۱۳۹۲



شکل ۱: تصاویر برخی از بزرگترین تگرگ‌ها

Photo courtesy of
WCM Todd Helkamp
NWS Sioux Falls, SD

استان (شهرستان مراغه) و کمترین فراوانی آن در شمال غربی استان (شهرستان جلفا) اتفاق افتاده است و توزیع پواسون، برازش مناسبی را نسبت به داده‌های تگرگ در مورد مطالعه نشان می‌دهد.

میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸) مطالعه شاخص‌های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که در ایستگاه تبریز هر اندازه سطح یخبندان کمتر از ۳۰۰۰ متر باشد، احتمال وقوع تگرگ کمتر و هر چقدر فاصله سطح یخبندان تا قله ابر زیاد باشد، احتمال وقوع تگرگ بیشتر خواهد شد. خوشحال دستجردی و قویدل رحیمی (۱۳۸۶) شناسایی ویژگیهای سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران (نمونه مطالعاتی: خطر توفانهای تندری در تبریز) بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در مقیاس ماهانه، ماه مه و در بازه فصلی بهار دارای بیشترین فراوانی وقوع توفانهای تندری هستند. آمار هواشناسی نشان می‌دهد که به هنگام وقوع توفانهای تندری، پدیده‌های اقلیمی فرعی خطرناکی مانند تگرگ، رگبارهای سنگین و سیل‌آسا، بادهای شدید و صاعقه، پدیده غالب اقلیمی تبریز هستند. کومار (۲۰۰۸) بارش‌های سنگین ۲۶ جولای ۲۰۰۵ در بمبئی هندوستان را که در مدت ۲۴ ساعت به ۹۹۴ میلی‌متر رسیده بود - با استفاده از مدل WRF ۱ بررسی کرد و به این نتیجه رسید که این بارش، نتیجه تعامل سامانه آب و هوایی در مقیاس همدید با سامانه متوسط مقیاس و نیز اشکال موجود در سواحل و عوارض سطحی است؛ کورتونی و همکاران (۱۹۹۸) بارش رگباری یازدهم و دوازدهم ژانویه ۱۹۹۷ را که بر روی یونان و در ارتباط با جبهه سرد رخ داده بود - با استفاده از مدل WRF مطالعه کردند و از تحلیل این مدل نتیجه گرفتند که در ظهور همرفت‌های عمیق، سه عامل مؤثر است: ناپایداری، منبع رطوبت و تاوایی قائم بالارو که قبل از ورود جبهه قطبی در محل موجودند؛ ای، لانا (۲۰۰۷) درباره بارش‌های سنگین نواحی مدیترانه و بالیاریک ایسلند مطالعه کرده و برای

هدف از این تحقیق، تحلیل ترمودینامیک - همدیدی ریزش تگرگ روز ۲۰ مهرماه سال ۱۳۸۹ است که در ساعت ۶ صبح به وقوع پیوست و آسیب‌های شدیدی را به تمامی بخش‌های کشاورزی، صنعتی، تأسیسات و زیربنای روستایی و حیات جانوری وارد نمود و ذوب سریع یخ‌ها باعث آب‌گرفتگی معابر شد و به بیش از ۱۵۰۰ واحد مسکونی در شهر گرگان خسارت وارد نمود (کارشناس حوادث غیر مترقبه استانداری گلستان). از میزان کل خسارات آن، آماری در دسترس نیست اما بنابر گزارش استانداری، تنها شرکت بیمه حدود ۴۸۵ میلیون تومان خسارات به محلات فقیرنشین شهر (مثل امام رضا و انقلاب) پرداخت کرده است.

پیشینه تحقیق

چون الگوهای همدید - ترمودینامیک تگرگ مشابه سایر بارش‌های رگباری است که اصولاً از ابرهای کومولونیمبوس فرو می‌ریزند. این پدیده، اغلب در مطالعات مربوط به توفان‌های تندری بررسی می‌شود. در مورد توفان‌ها و بارش‌های رگباری در مناطق مختلف جهان و از جمله ایران مطالعات بسیاری وجود دارد که در اینجا برای نمونه به چند مورد آنها اشاره می‌گردد.

خوشحال دستجردی و علی‌زاده (۱۳۸۹) بررسی همدیدی و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی را مطالعه کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که تحلیل همدیدی نقشه‌ها بیانگر آن است که سامانه ایجاد کننده این رگبار در اثر حرکت رو به شمال و شرق پرفشار آزرور، و عقب‌نشینی شاخه جنوبی آن در اثر عمیق شدن ناوه کم‌فشار قطبی ایجاد شده و نیز اندرکنش با کم‌فشار گنگ، ناپایداری و رگبار را ایجاد کرده است. میرموسوی و اکبرزاده (۱۳۸۸) کاربست توزیع‌های پواسون و دو جمله‌ای منفی برآورد احتمالات رخداد روزهای تگرگ را به‌طور موردی در استان آذربایجان شرقی بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که بیشترین فراوانی بارش تگرگ در محدوده جنوب غربی

کل هواشناسی استان گلستان و داده‌های جو بالای منطقه (اطلاعات بالوند سوند ارسالی توسط ایستگاه مشهد) از دانشگاه وایومینگ و داده‌های خام تهیه نقشه‌های همدید برای نیمکره شمالی از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR - NOAA, SCDC, محدوده‌های ۴۰ درجه طول غربی و ۸۰ درجه طول شرقی و ۰ درجه تا ۸۰ درجه عرض شمالی اخذ گردید.

برای انجام تحقیق، ابتدا نقشه‌های ۶ ساعت به ۶ ساعت ایزوباری، کنتوری، برداری و رطوبت جو برای کلیه سطوح از تراز ۱۰۰۰ میلی بار تا ۲۰۰ میلی بار از روز بارندگی تا سه روز قبل از آن، توسط نرم افزار گرادس ترسیم گردید. این نقشه‌ها با نقشه‌های سازمان هواشناسی تطبیق داده شد و پس از مشخص شدن برتری کیفیت نقشه‌های تحلیل شده توسط سازمان هواشناسی ملی، به جهت وضوح بالاتر، آنها ملاک مطالعه قرار گرفتند. لازم به ذکر است که برای نشان دادن شار رطوبت جو ۲ هم از معادله وزش و جمله همگرایی براساس پیوستگی ماده استفاده کرده‌ایم. این معادله در قالب روابط زیر خلاصه شده است:

$$Qq = - \left[u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right] \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$\nabla q \vec{v} = - \left[q \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right] \quad \text{رابطه (۲)}$$

$$mfc = Qq - \nabla q \vec{v} \quad \text{رابطه (۳)}$$

در رابطه ۱، Qq ؛ معادل وزش رطوبت، q ؛ رطوبت ویژه و u و v به ترتیب مؤلفه باد مداری و نصف‌النهاری است و در رابطه ۲، $\nabla q \vec{v}$ ؛ همگرایی افقی شار رطوبت در راستای تغییر بر روی مدار و نصف‌النهار است (Benacos and Schultz, 2005).

از ترکیب روابط ۱ و ۲ معادله mfc (یا رابطه ۳) حاصل می‌شود که برای بیان شار رطوبت و جهت آن به کار می‌رود. پس از بررسی بارش ایستگاه‌ها، ناپایداری جوی در منطقه را به کمک مهم‌ترین

پیش برد مطالعات خود، سازوکار پویای ۱ الگوهای جوی را در این ناحیه خوشه بندی کرده است. ترویوکی کاتو (۲۰۰۴) بارش‌های ناحیه نیاگاتا فوی-کوشیما را در روزهای سیزدهم و هجدهم جولای ۲۰۰۴ بررسی کرده و نتیجه گرفته که عامل اصلی این بارش‌ها تشدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا بوده است؛ دونگ کیولی و همکاران (۲۰۰۸) بارش‌های سنگین هجده روزه، از سوم جولای تا هفدهم آگوست ۱۹۸۸ کره جنوبی را با استفاده از روشی گسترشی با مقیاس همدیدی مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که مهم‌ترین علت بارش‌ها، استقرار جبهه‌های موسمی بوده که به مدت بیست روز بر روی مرکز چین و شبه جزیره کره حاکمیت داشته است. طی سال‌ها مطالعه، درباره برخی از پدیده‌های ناپایداری جوی و رخداد بارش‌های سنگین تعدادی از پژوهشگران (هنری نورم، ۱۹۹۹؛ کورالتو، ۲۰۰۷) و از جمله، کامول پروماسا (۲۰۰۸) شناسایی ناپایداری-های جوی را برای پاره‌ای از پدیده‌های اتمسفری نظیر رگبارها، توفان‌های تندری و توندادوها ضروری می‌دانند. روبرتو بویزا (۱۹۹۵) با استفاده از ناپایداری خطی، نقش پویای جو کژ فشار را در ارزیابی سامانه مانع در طول تابستان ۱۹۹۰ مطالعه کرد. وی نشان داد که ناپایداری کژ فشاری را امواج سیاره‌ای به وجود می‌آورد. الیسا (۱۹۹۷) همرفت‌های محیطی واقع در مایورکای اسپانیا را مطالعه و آنها را در پنج گروه تگرگ، بارش سنگین، توفان، توفان همراه بارش و توندادو تقسیم بندی کرد. ماریناکی و همکاران (۲۰۰۶) نیز با مطالعه درباره شاخص‌های ناپایداری برای پیش‌بینی‌های آب و هوایی، جهت تعیین این شاخص‌ها آستانه‌ای را به دست دادند.

داده‌ها و روش‌شناسی

داده‌های فراسنجی اقلیمی (بارش، فشار، دما و نقطه شبنم) و نیز تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های آنالیز شده همدیدی مورد استفاده در این پژوهش از اداره

حسب درشتی دانه‌های تگرگ بر میزان خسارات می‌افزاید یکی از این بارش‌ها بارش در روز ۲۰ مهر ۱۳۸۹ است که خسارات عظیمی را بر این منطقه وارد آورد. جدول (۲) مقدار بارش ایستگاه‌های مستقر در این استان را در این روز بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر داشته‌اند به نمایش می‌گذارد.

در ضمن حداکثر سرعت باد در این روز در سطح استان در شهرستان بندر ترکمن با سرعت ۷۲ کیلومتر در ساعت و با جهت شمال غربی رخ داده است. همچنین حداکثر سرعت باد در گرگان ۶۱ کیلومتر در ساعت، در گنبد ۵۸ کیلومتر در ساعت و کلاله ۵۰ کیلومتر در ساعت توسط (اداره کل هواشناسی استان گلستان) در تاریخ ۸۹/۷/۲۰ گزارش شده است. همان‌طور که در این جدول می‌بینیم، بیشترین مقدار بارندگی به ایستگاههای شهر گرگان، بندرگز، سیمین شهر، گرجی محله و جفا کنده اختصاص دارد. با توجه به ویژگی‌های جغرافیایی منطقه، یعنی مجاورت با کوهستان، به نظر می‌رسد که بارش در این منطقه رگباری بوده که به سبب وضعیت کوهباری تشدید شده است.

شاخص‌های ناپایداری نظیر؛ $Tt, KI, Sweat, Pw$ و $Cape$ Is تحلیل کردیم؛ در پایان، برای نشان دادن چگونگی تحول بسته هوا و تکمیل بحث‌ها، نمودارهای اسکویوتی (skew-t) ایستگاه مشهد در روز رخ داد بارش تجزیه و تحلیل گردید.

بحث

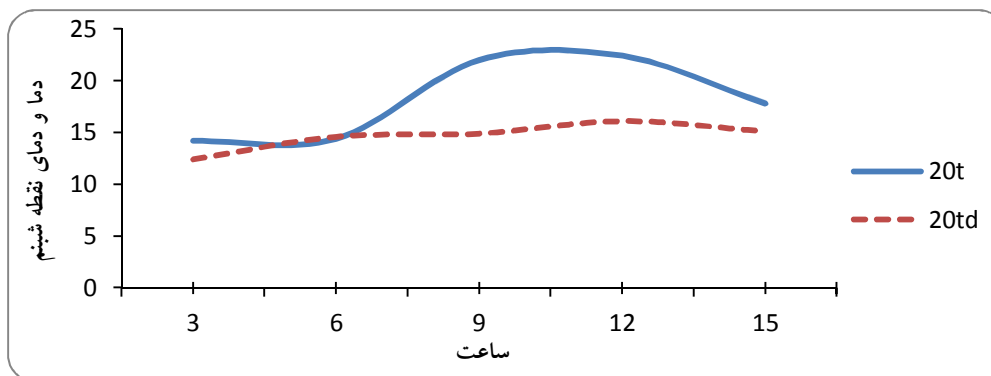
ریزش باران در سواحل جنوبی دریای خزر در مقایسه با سایر مناطق دیگر ایران که از آب و هوای خشک و نیمه خشک برخوردار است، بسیار بیشتر و منظم‌تر است با این وجود، در این ناحیه که با عنوان ناحیه آب و هوای خزری از آن نامبرده می‌شود، نیز از مقدار ریزش باران و از نظم آن از غرب به شرق کاسته می‌شود به طوری که ویژگی‌های بارش در این منطقه بسیار با ویژگیهای بارش در بخش‌های نیمه خشک کشور نزدیک می‌شود؛ لذا در فصول بهار و پاییز گاه گاهی بارش‌های شدید و همرفتی در این استان رخ می‌دهد که موجب خسارت‌های فراوان در این منطقه می‌گردد. در پاره‌ای موارد نادر، شکل این بارش جامد بوده و بصورت رگبار تگرگ به وقوع می‌پیوندد که بر

جدول ۲: مقادیر بارش ۸۹/۷/۲۰ در ایستگاه‌های استان گلستان که بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر (سازمان هواشناسی استان)

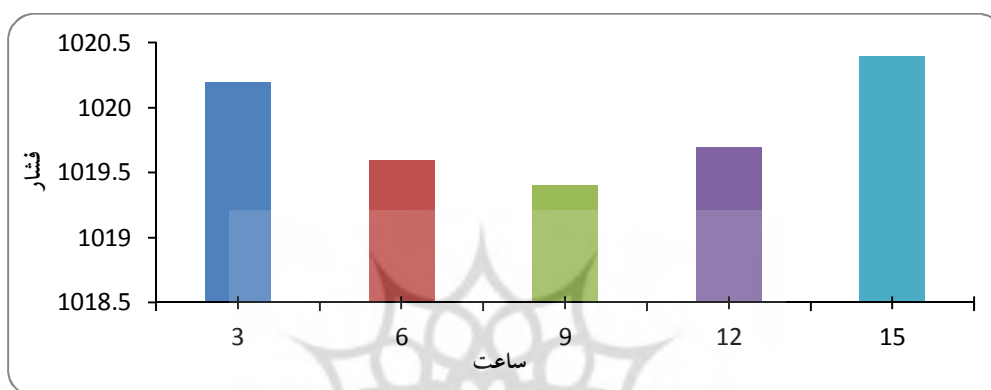
نام ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع به (متر)	مقدار بارش (mm)
جفاکنده	۳۶-۴۴	۵۳-۵۷	۵۰	۷۷
گرجی محله	۳۶-۴۸	۵۴-۱۴	-۹	۴۲
بندرگز	۳۶-۴۶	۵۳-۵۷	-۱۴	۳۷
شهرگرگان	۳۶-۵۱	۵۴-۱۹	۱۵۰	۳۶/۸
سیمین شهر	۳۷-۰۱	۵۴-۱۴	-۱۰	۳۴
پنج بیکر	۳۶-۵۷	۵۴-۰۹	-۲۲	۳۰

ایستگاه نیز در شکل ۲ درج کرده‌ایم. آن گونه که در شکل می‌بینیم، در این ساعت، دو منحنی به هم نزدیک می‌شوند و این حالت، بیانگر رگبار تگرگ در ایستگاه ذکر شده است. در شکل ۴، تغییرات دمایی ساعتی را در ایستگاه گرگان در روز تگرگ و روز قبل از آن ترسیم کرده‌ایم. مقایسه این شکل با شکل ۳ پایین آمدن دما را در اثر ورود جبهه نشان می‌دهد.

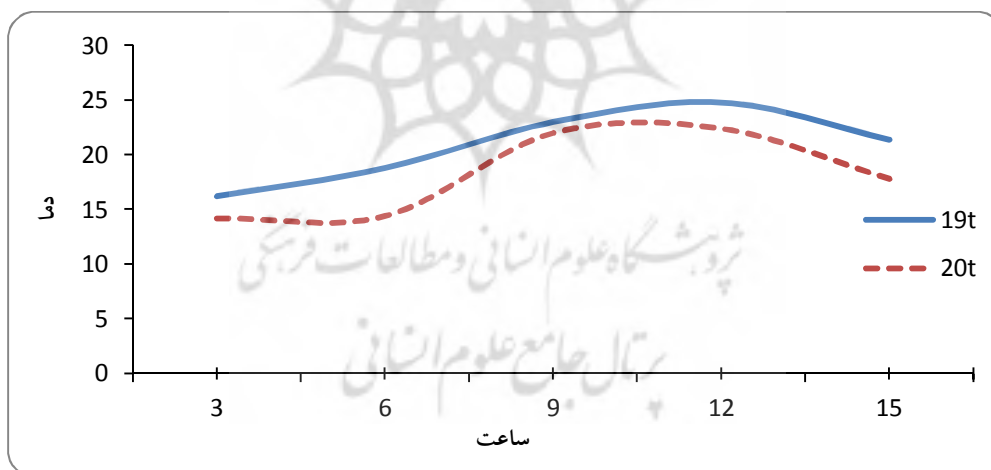
برای آزمودن این مسئله، شاخص‌های ناپایداری را به کار گرفتیم؛ همچنین جهت نشان دادن ورود جبهه به منطقه مورد مطالعه، تغییرات ساعتی دما، فشار و نقطه شبنم را در شکل‌های ۲ تا ۴ برای ایستگاه گرگان ترسیم کردیم. همان گونه که در این شکل‌ها می‌بینیم، ورود جبهه (محل برخورد دما و فشار) به این ایستگاه، در ساعت ۶ اتفاق افتاده است. برای نشان دادن ابرناکی، دمای نقطه شبنم و دمای هوا در این



شکل ۲: تغییرهای ساعتی دما (t) و دمای نقطه شبنم (td) در ایستگاه گرگان در روز ۲۰ مهر



شکل ۳: تغییرهای ساعتی فشار در ایستگاه گرگان در روز ۲۰ مهر



شکل ۴: تغییرهای ساعتی دما در ایستگاه گرگان در روز ۱۹ و ۲۰ مهر

$$S_I = T - \dot{T}$$

رابطه (۴)

در این رابطه، S_I شاخص شوالتر، \dot{T} دمای توده هوا در تراز پانصد هکتوپاسکال و T دمای واقعی توده هوا است. شوالتر مقدار I_S را مطابق با جدول ۳ می‌داند

بررسی‌های ترمودینامیک

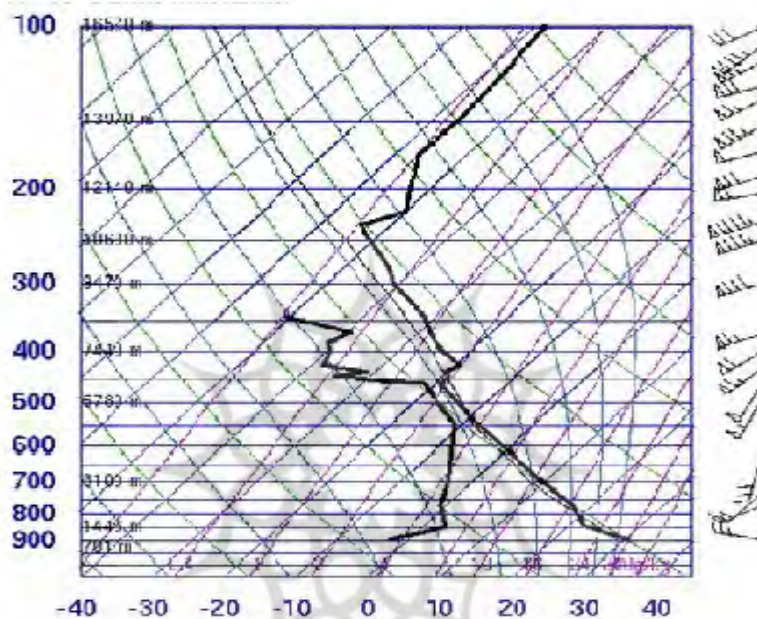
شاخص ناپایداری شوالتر: شوالتر با توجه به ضریب‌های مختلفی که در تحول کومه‌ای باران دخالت دارند، رابطه (۱) را پیشنهاد کرده است (روش، ۱۳۸۰: ۲۹۵).

جدول ۳: مقادیر شاخص ناپایداری شوالتر (مأخذ: منبع اینترنتی شماره ۲۵)

ارزش شاخص S_1	میزان ناپایداری
۰ تا -۴	ناپایداری متوسط
-۴ تا -۷	ناپایداری شدید
-۸ و کمتر از آن	ناپایداری خیلی شدید

جدول ۴: مقدار شاخص شوالتر در ایستگاه مشهد

ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	۸۹/۷/۲۰
-۱/۳۹	۱/۵۵	S_i



شکل ۵: نمودار اسکویوتی ایستگاه مشهد در ساعت پانزده و نیم روز ۸۹/۷/۲۰

همان‌طور که در جدول ۳ می‌بینیم، هرچه این شاخص منفی‌تر باشد، جو ناپایدارتر خواهد بود. مقدار این شاخص در ساعت سه و نیم (۱/۵۵) و در ساعت پانزده و نیم (-۱/۳۹) محاسبه شده است؛ بنابراین، طبق جدول ۲، در این منطقه ناپایداری متوسط در ساعت ۱۵:۳۰ بعد از ظهر رخ داده است. این ناپایداری، بیان‌کننده آن است که در تراز پانصد هکتوپاسکال، دمای بسته هوا از محیط اطرافش بالاتر می‌باشد؛ یعنی از محیط اطرافش گرم‌تر است؛ به عبارت دیگر، مقادیر منفی نشان‌دهنده این است که شناوری مثبت تا ارتفاع بیشتری ادامه یافته و باعث صعود بیشتر بسته در ابر شده است. در این شاخص، فرض بر این است که ناپایداری در تراز ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ

می‌دهد (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵). برای نشان دادن این مطلب، نمودار اسکویوتی می‌تواند اطلاعات دقیق‌تری را در اختیار ما گذارد. همان‌گونه که در شکل ۵ می‌بینیم، دمای نقطه شبنم و دمای محیط در ساعت ۱۵:۳۰ (دوازده گرینویچ) در ایستگاه مشهد در تراز پانصد هکتوپاسکال بسیار به همدیگر نزدیک می‌شود؛ بنابراین، طبق شاخص شوالتر و شواهد موجود در نمودار اسکویوتی می‌توانیم نتیجه بگیریم که بیشترین چگالش رطوبت در تراز پانصد هکتوپاسکال رخ داده است.

شاخص Cape: این شاخص حداکثر انرژی در دسترس را در یک محیط بدون تلاطم برای یک بسته در حال صعود هوا که به طور عمودی بالا می‌رود، اندازه‌گیری

توده هوا می‌باشد. این فرمول نشان می‌دهد که برای محاسبه این شاخص، نیم‌رخ دمای محیط و دمای توده هوای بالارو، بین دو تراز (lfc) جایی که توده هوا شروع به صعود می‌کند (ناپایداری توده هوا)، و تراز (el) جایی که حرکات همرفتی به تعادل می‌رسد (پایداری توده هوا)، محاسبه می‌شود. مقادیر این شاخص در جدول ۵ نشان داده شده است. مقادیر زیاد cape گویای اختلاف بیشتر دمای محیط و دمای بسته هوای بالا رونده است (Weisman and Klemp, 1986).

می‌کند، بیشتر نوعی اندازه‌گیری فیزیکی از ناپایداری هوا می‌باشد؛ و یکی از شاخص‌های عمده برای پیش‌بینی‌های یک یا دو روزه ناپایداری است؛ بنابراین نمی‌تواند عامل ناپایداری را به خوبی مشخص کند. Cape با استفاده از رابطه ۵ محاسبه می‌شود (الیسا و کلمنته، ۱۹۹۷).

$$\text{CAPE} = g \int_{lfc}^{el} \frac{\theta - \theta'}{\theta} dz \quad (5)$$

در رابطه ۵، cape بر حسب j/kg محاسبه می‌شود. g؛ نیروی جاذبه، el؛ سطح تعادل بسته هوا، lfc؛ سطوح آزاد همرفتی، θ ؛ دمای بالقوه محیط و θ' ؛ دمای بالقوه

جدول ۵: مقادیر شاخص ناپایداری انرژی پتانسیل در دسترس

Cape(j/kg)	میزان ناپایداری
۱۵۰۰-۱	ناپایداری متوسط
۲۵۰۰-۱۵۰۰	ناپایداری شدید
۲۵۰۰ و بیشتر	ناپایداری خیلی شدید

جدول ۶: مقدار شاخص ناپایداری از انرژی پتانسیل در ایستگاه مشهد

Cape(j/kg)	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)
۸۹/۷/۲۰	۰/۰۰	۴۵/۸۴

با استفاده از این شاخص نمی‌توان به طور صریحی صعود توده هوا را مشخص کرد؛ اما در عوض می‌توان ساختار رطوبتی و دمای توده هوا را تعیین نمود. این شاخص با استفاده از رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

$$T T = (T850 - T500) + (Td850 - T500) \quad (6)$$

در این رابطه، TD 850 و T 500 و T 850 به ترتیب دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، دمای توده هوا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشند. مقادیر این شاخص در جدول ۷ درج شده است (Miller, 1972).

طبق جدول ۶، مقدار شاخص cape در ساعت ۱۵:۳۰ و نیم روز ۸۹/۷/۲۰ به میزان ۴۵/۸۴ ژول بر کیلوگرم بوده است. هر چه این مقدار بیشتر باشد، نیروی شناوری قوی‌تر و در نتیجه شتاب بالارو بیشتر خواهد بود. این شاخص حداکثر انرژی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف نظر از بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری نشان می‌دهد در این ساعت، مقدار شاخص مورد نظر، نشان دهنده، نیروی مثبت بالارو و ناپایداری تقریباً زیاد در مقایسه با ساعت ۳:۳۰ (محلی) است و گویای ناپایداری متوسط از تراز تعادل تا تراز همرفتی می‌باشد.

شاخص ناپایداری مجموعها (TT i): این شاخص نیز حاصل اختلاف دمای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای توده G هوا در تراز پانصد هکتوپاسکال می‌باشد.

جدول ۷: مقادیر شاخص ناپایداری TTI

ارزش شاخص TTI	میزان ناپایداری و توفان
کمتر از ۴۴	حرکات همرفتی با احتمال کم
۵۰-۴۴	احتمال توفان و رعد و برق
۵۲-۵۱	احتمال توفان شدید
۵۶-۵۳	توفان پراکنده و گسترده
۵۶ و بیشتر	توفان شدید و پراکنده

جدول ۸: مقدار شاخص ناپایداری مجموع مجموعه‌ها در ایستگاه مشهد

ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	۸۹/۷/۲۰
۵۳/۴۰	۴۸/۴۰	TT (C)

شاخص ناپایداری KI: این شاخص را جورج در سال ۱۹۶۰ به صورت رابطه ۷ نشان داده است. همان طور که در این رابطه می‌بینیم، از دما و نقطه شبنم سه تراز ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای محاسبه آن استفاده می‌شود. در محاسبه این شاخص، مقادیر زیاد دما و نقطه شبنم، نشان دهنده وجود رطوبت در تراز پایین و افزایش احتمال همرفت می‌باشد. (جدول ۹)، (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵).

$$KI = (T - 850 - Td 500) + Td 850 - (T - 700 - Td 700)$$

رابطه (۷)

با توجه به جدول ۸، مقدار به دست آمده برای شاخص TT در ساعت‌های سه و نیم و پانزده و نیم، ۴۸/۴۰ و ۵۳/۴۰ درجه سانتی‌گراد است. این مقادیر نشان می‌دهند که یک طوفان پراکنده و گسترده، به ویژه در ساعت ۱۵:۳۰ در ناحیه مورد مطالعه رخ داده است. همان طور که در بخش قبل گفته شد، متغیرهای محاسباتی این شاخص در تراز ۸۵۰ تا پانصد هکتوپاسکال قرار دارند. می‌توان مانند شاخص شوالتر با نمودار اسکیوتی ویژگی‌های این پارامترها را نیز نشان داد. نمودار ۵ همگرایی دما و نقطه شبنم را به خوبی در تراز پانصد هکتوپاسکال نشان می‌دهد.

جدول ۹: مقادیر شاخص ناپایداری KI

ارزش شاخص KI	میزان ناپایداری و حرکات همرفتی
۲۵-۱۵	همرفت پتانسیل کم
۳۹-۲۶	همرفت پتانسیل متوسط
۴۰ و بیشتر	همرفت پتانسیل زیاد

جدول ۱۰: مقدار شاخص ناپایداری KI در ایستگاه مشهد

ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	۸۹/۷/۲۰
۲۶/۷۰	۱۸/۵۰	KI

بارش در ایستگاه‌های زمینی افزایش می‌یابد. مقدار شاخص KI برای ساعت‌های ذکر شده در روز مورد مطالعه، محاسبه و در جدول ۱۰ درج شده است. به طوری که در این جدول می‌بینیم، مقادیر KI به ترتیب برابر ۱۸/۵۰ و ۲۶/۷۰ است و با توجه به جدول

در رابطه ۷، هرچه جمله اول (افت دما در حرکت بالارو) از جمله دوم (رطوبت اولیه) بزرگ‌تر باشد و جمله سوم - که به نوعی نشان دهنده کمبود اشباع هوا در تراز هفتصد هکتوپاسکالی است - کوچک‌تر باشد، ناپایداری افزایش می‌یابد؛ همچنین هرچه KI بزرگ‌تر باشد (یعنی رطوبت و افت دما بیشتر باشد)، میزان

دمای نقطه شب‌نم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ۷ تفاوت سرعت باد در دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، ΔV اختلاف جهت باد در دو تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد که بر حسب درجه بیان می‌شود. مقادیر این رابطه همیشه مثبت است، مقادیر بیشتر از سیصد احتمال طوفان را افزایش می‌دهد؛ و مقادیر بیشتر از چهارصد نشان‌دهنده وقوع تورنادو می‌باشد (جدول ۱۱) (Miller, 1972).

۹، این مقدار نشان‌دهنده وقوع حرکت‌های همرفتی در ساعت‌های مذکور در ایستگاه مشهد می‌باشد.
شاخص ناپایداری (SWEAT): این شاخص بیشتر برای تحلیل بالقوه شدت طوفان‌ها به کار می‌رود و طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:
 رابطه (۸)

$$sw=20(tt-49)+12D850+2v850+v500+125[\sin(\Delta v500-850)+0.2]$$

در این رابطه، tt همان شاخص مجموع است و اگر از ۴۹ کوچک‌تر باشد، مقدار آن منفی می‌شود. D850

جدول ۱۱: مقادیر شاخص ناپایداری sweat

ارزش sweat	میزان ناپایداری و وقوع طوفان
۳۰۰-۱۵۰	ضعیف
۴۰۰-۳۰۰	متوسط
۴۰۰ و بیشتر	قوی و احتمال تورنادو

جدول ۱۲: مقدار شاخص ناپایداری sweat در ایستگاه مشهد

ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	۸۹/۷/۲۰
۲۵۱/۰	۲۳۲/۱	sweat

موجود در هوا از سطح زمین تا انتهای تروپوسفر یا بین هر دو سطح فشار دلخواه در نظر گرفته می‌شود؛ و با استفاده از رابطه ۶ محاسبه می‌شود (بایرز، ۱۳۷۷:۱۲۷).

$$pw=g^{-1}\int_p^p q dp \quad \text{رابطه (۹)}$$

در این رابطه، g نیروی جاذبه، q رطوبت ویژه، p فشار سطح زمین و p فشار سطح پانصد هکتوپاسکال می‌باشد. این شاخص، مقدار آب چگالیده شده و یا بخار آب را در هنگام وقوع رگبار گرمایی بیان می‌کند. مقدار pw برای ایستگاه مشهد، محاسبه و در جدول ۱۳ درج شده است.

بنابراین، شاخص sweat بیشتر برای وقوع طوفان و تورنادو در هنگام حرکت‌های همرفتی شدید به کار می‌رود. طبق جدول ۱۲، مقدار این شاخص در ساعت ۳:۳۰ و در ایستگاه مشهد ۲۳۲/۱ بوده است و با مقایسه تقسیم‌بندی جدول ۱۱، در گروه طوفان‌های ضعیف جای می‌گیرد؛ همچنین مقدار آن در ساعت ۱۵:۳۰ یعنی نه ساعت بعد از شروع رگبار، برابر با ۲۵۱/۰ می‌باشد و وضعیت وقوع یک طوفان ضعیف را اعلام می‌کند.

شاخص آب قابل بارش (pw^1): مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای مرطوب، آب قابل بارش نامیده می‌شود و بر حسب سانتی‌متر یا میلی‌متر بیان می‌گردد. آب قابل بارش به صورت جرم بخار آب

جدول ۱۳: مقدار شاخص آب قابل بارش (pw) در ایستگاه مشهد

ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گری‌نوی‌چ)	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گری‌نوی‌چ)	۸۹/۷/۲۰
۱۷/۷۲	۱۵/۲۲	Pw (mm)

همان‌گونه که می‌دانیم، میزان حداکثر رطوبتی که می‌تواند در حجمی معین از هوا وجود داشته باشد، به درجه حرارت آن بستگی دارد و دارای نسبت مستقیم است. بسته هوای مرطوب در اثر صعود فشار آن کم و در اثر انبساط سرد می‌شود؛ در نتیجه، دمای هوا ابتدا به نقطه شبنم می‌رسد و پس از آن، قسمتی از رطوبت کم که نمی‌تواند به صورت بخار باقی بماند، متراکم می‌شود و به بارندگی تبدیل می‌گردد (قائمی، ۱۳۸۶: ۳۰۶). همان‌گونه که در شاخص KI نیز گفتیم، هر چه افت دما، میزان رطوبت و مقدار شاخص KI بیشتر باشد، مقدار بارندگی در سطح ایستگاه بیشتر می‌شود. این مسئله، به وضوح در هنگام رگبار گرمایی دیده می‌شود. با توجه به مقدار زیاد شاخص KI در تراز پانصد هکتوپاسکال و میزان آب قابل بارش ۱۷/۷۲ میلی‌متری که در ساعت ۱۵:۳۰ در ایستگاه مشهد برآورد شد و همچنین وقوع ریزش ۳۶/۸ میلی‌متری باران در سطح ایستگاه گرگان، می‌توان وجود ناپایداری شدید و حرکات همرفتی را در ایستگاههای مورد نظر تأیید کرد. تحلیل شاخص‌های ذکر شده، وجود حرکات همرفتی و توفان ضعیف را برای یک رگبار کوتاه مدت را در ایستگاه‌های مورد مطالعه تأیید می‌کند.

علت‌ها و الگوهای همدید و ایجاد کننده الگوهای ایزوباری

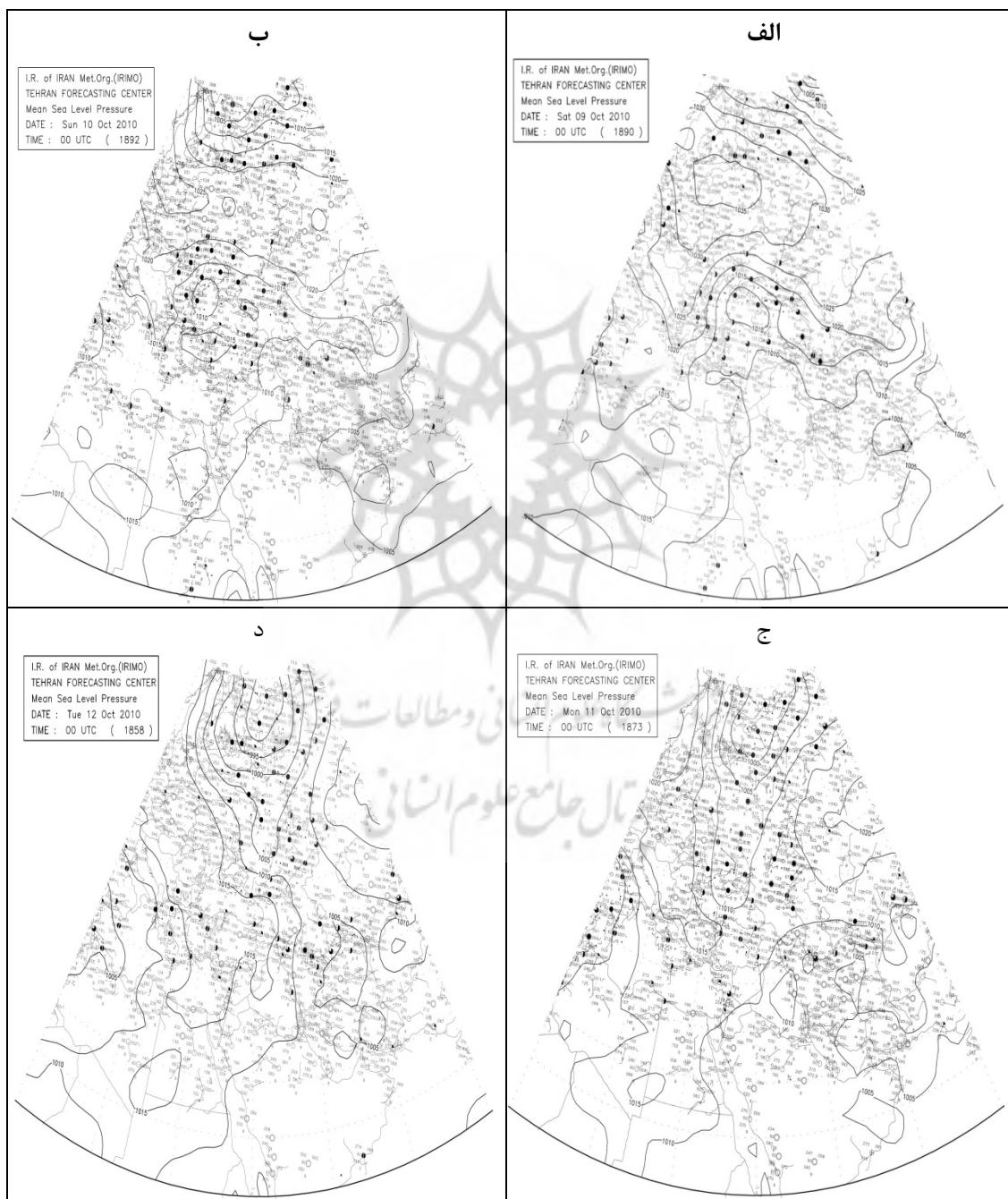
تحلیل همدیدی: بررسی نقشه‌های الگوهای ایزوباری ۱۰۰۰ میلی باری و کنتورهای دیگر سطوح، از ۸۵۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکالی و همچنین تصاویر ماهواره‌ای ۳ ساعت به ساعت اخذ شده از سازمان هواشناسی کشور روز رخداد تگرگ و ۳ روز قبل از آن و نیز نقشه‌های ترسیم شده براساس اطلاعات مأخوذ از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR - NOAA, SCDC به‌طور ۲۴ ساعته نشان داد که این رگبار در اثر شکل‌گیری یک سامانه کم‌فشار بر روی دریای سیاه و گسترش رو به جنوب

آن بر روی دریای مدیترانه شرقی و مناطق واقع در شرق این دریا و نیز حرکت رو به شرق آن و قرارگیری جبهه سرد ناشی از آن بر بخش غربی نیمه شمالی کشور و در نهایت در زمان رخداد رگبار بر روی استان گلستان به قوع پیوسته است. به علت اختصار ارائه تمامی نقشه‌های مذکور و تشریح چگونگی تغییرات سامانه‌های نمایش یافته بر روی الگوهای آنها میسر نیست لذا در اینجا قطعاتی از برخی نقشه‌ها به‌عنوان شاهد ارائه می‌گردد.

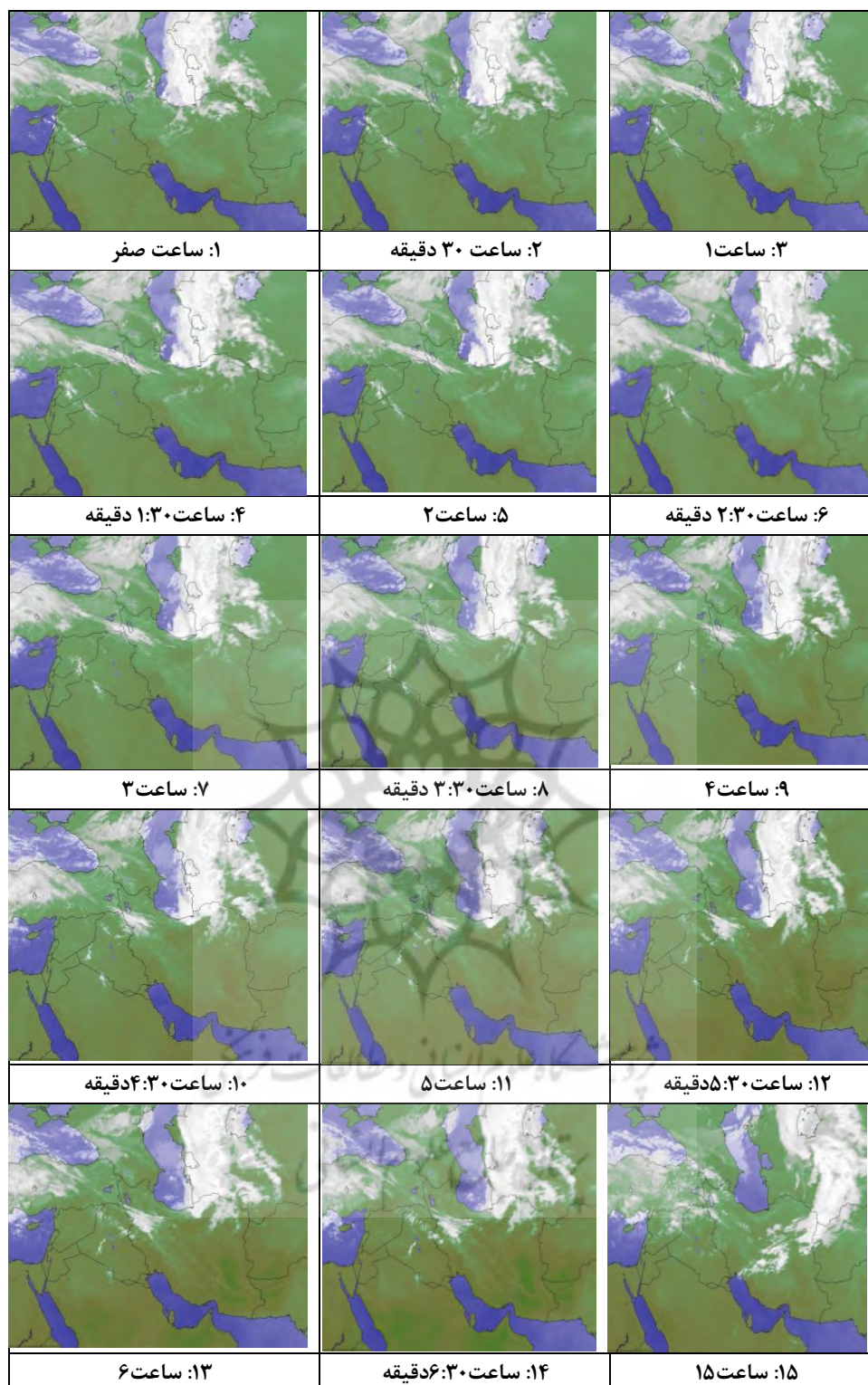
در شکل ۶ (الف، ب، ج و د) به ترتیب قطعاتی از نقشه‌های ساعت ۰۰ زولو (۳/۵ صبح به وقت محلی) در روزهای ۹ (الف)، ۱۰ (ب)، ۱۱ (ج) و دوازدهم (د) اکتبر به نمایش گذاشته شده است. در روز ۹ (الف) الگوهای ایزوباری (غرب نقشه از نصف‌النهار ۱۰ درجه) بدین قرار است. یک سامانه کم‌فشار قدرتمند در اطلس شمالی، یک سامانه پرفشار در شمال غرب اروپا و اسکانندیناوی، در جهت شمال غرب به جنوب شرق، یک سامانه کم‌فشار بر روی دریای سیاه و یک سامانه پرفشار در شمال کم‌فشار دریای سیاه که ادامه آن در شمال شرق نقشه بر روی شمال شرق آسیا قابل پی‌گیری است قرار دارد. از دیگر پدیده‌های این روز بر روی نقشه وجود یک ناوه کم‌عمق در حوالی قطب و در جلو پرفشار اسکانندیناویا و یک میدان کم‌فشار وسیع در جنوب دریای مدیترانه و شمال شرق آفریقا می‌باشد که از جهت شرق از روی عربستان گذشته به اقیانوس هند می‌رسد و از شمال شرق نیز از روی خلیج فارس و شمال دریای عمان عبور کرده و تا شمال شرق ایران گسترش می‌یابد. در روز دهم (ب) این تغییرات در الگوهای ایزوباری به وجود آمده‌اند در اثر عمیق شدن ناوه قطبی پرفشار اسکانندیناویا به سمت غرب و پرفشار آسیایی به سمت شرق عقب‌نشینی کردند و الگوها تقریباً بصورت یک زین نامنظم جلوگر شده‌اند. در روز یازدهم (ج) باز هم در اثر عمیق‌تر شدن ناوه شمالی و حرکت رو به شرق آن،

حرکت رو به شرق آن نیز، این دو کم‌فشار در شرق دریای مدیترانه در جلو زبانه پرفشار اروپایی و سلول دریای مدیترانه بهم می‌رسند و جبهه قدرتمندی را از هوای سرد شمال و گرم جنوبی تشکیل می‌دهند که این جبهه در نهایت از جهت جنوب غرب، شمال شرق بر روی غرب نیمه شمالی ایران، ظاهر شده است و از روی استان گلستان عبور می‌کند.

کم‌فشار دریای مدیترانه در روزهای قبل به شکل یک سلول بسته پرفشار ضعیف درآمده و به سمت غرب عقب‌نشینی کرده است و بشکل یک زبانه از پرفشار اسکاندیناوی که اکنون بصورت یک پرفشار اروپایی در غرب اروپا قرار دارد ظاهر می‌شود و به این ترتیب روز دوازدهم (د) در اثر عمیق‌تر شدن ناوه قطبی و حرکت رو به شرق آن و شدت یافتن میدان کم‌فشار جنوبی و



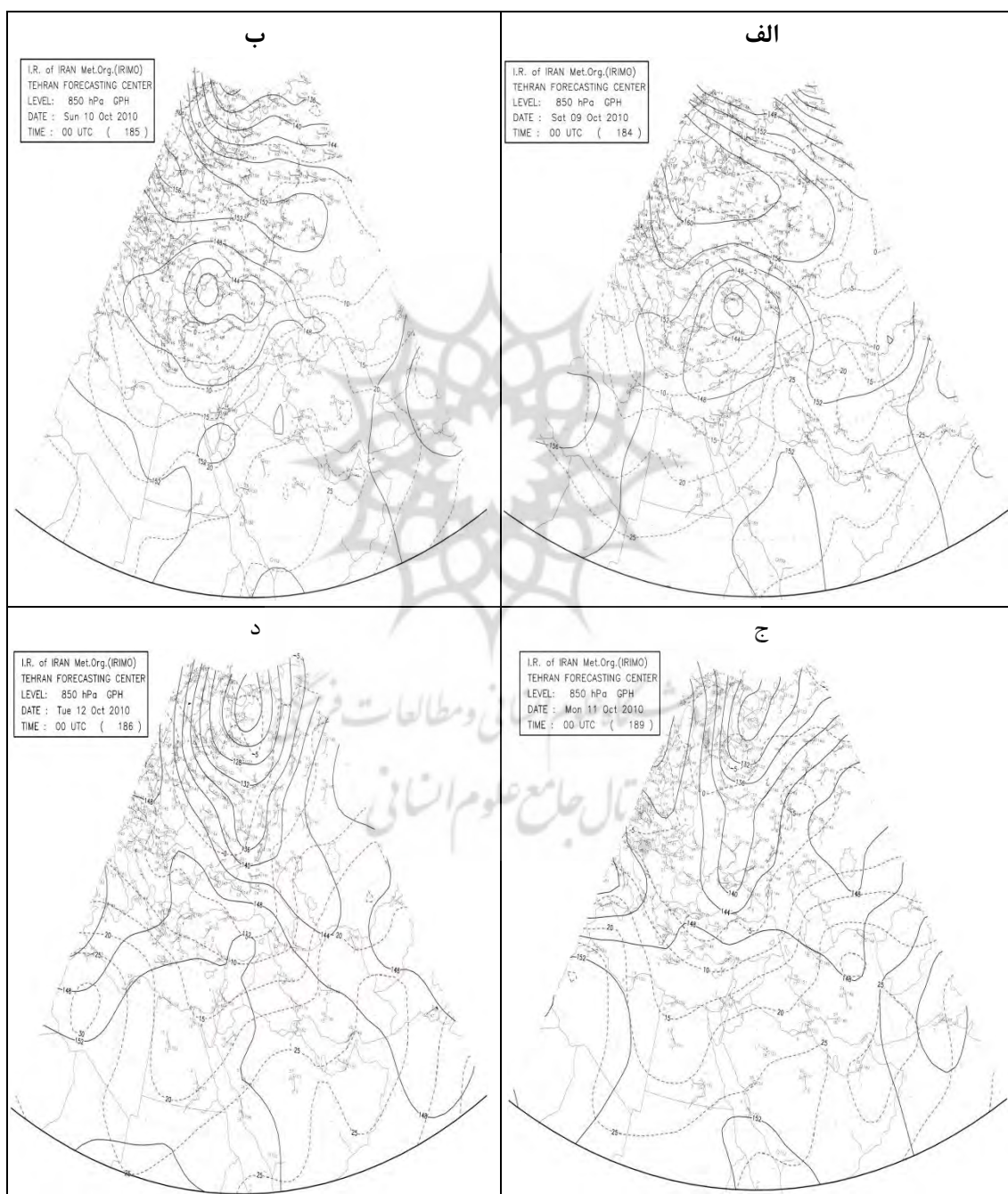
شکل ۶: الگوهای نقشه‌های ایزوباری ۱۰۰۰ میلی باری روزهای ۹ (الف)، ۱۰ (ب)، ۱۱ (ج) و ۱۲ (د) اکتبر



شکل ۷: پانزده قطعه عکس ماهواره‌ای هواشناسی - از شماره ۱ تا ۱۴ این عکس‌ها که به فواصل سی دقیقه‌ای و هنگام عبور ماهواره‌ای هواشناسی از غرب به شرق از روی کشور ایران گرفته شده‌اند. و ورود و گذشتن ابرها را از غرب به شرق از ساعت صفر روز دوازدهم اکتبر ۲۰۱۰ تا ساعت شش و نیم صبح از روی دریای خزر و سواحل جنوبی آن به نمایش می‌گذارند (ساعت رخداد تگرگ ساعت شش). قطعه پانزدهم عبور ابرها را در ساعت پانزده نشان می‌دهد که بیانگر نبود ابر در این ساعت و کاهش ابر و صاف شدن هوا در سواحل جنوبی و به خصوص سواحل جنوب شرقی خزر (منطقه مطالعاتی) است. در این عکس‌ها رنگ سفید ابرها رنگ آبی دریاها و رنگ سبز خشکی‌ها را نشان می‌دهد.

کاملاً از روی منطقه عبور کرده و آسمان تقریباً صاف است (لازم به یادآوری است که به علت کاهش حجم مقاله از درج عکس‌های شش و نیم تا پانزده در شکل ۷ معذور بوده‌ایم). تطبیق این عکس‌ها با بحث‌های ترمودینامیک و الگوهای نقشه‌های همدید، صحت پیش‌بینی رخداد تگرگ را توسط این مطالعات در منطقه تأیید می‌کند.

شکل ۷ عبور ابرها از غرب به شرق رادر تاریخ (۲۰۱۰/۱۰/۱۲) از روی کشور ایران نشان می‌دهد. به‌طوری‌که در این شکل دیده می‌شود از ساعت صفر تا شش صبح به تدریج بر میزان تراکم ابرها بر روی استان گلستان افزوده می‌شود و در این ساعت (زمان رخداد تگرگ) به حداکثر خود می‌رسد و از این ساعت به بعد به تدریج کاهش می‌یابد و در ساعت پانزده

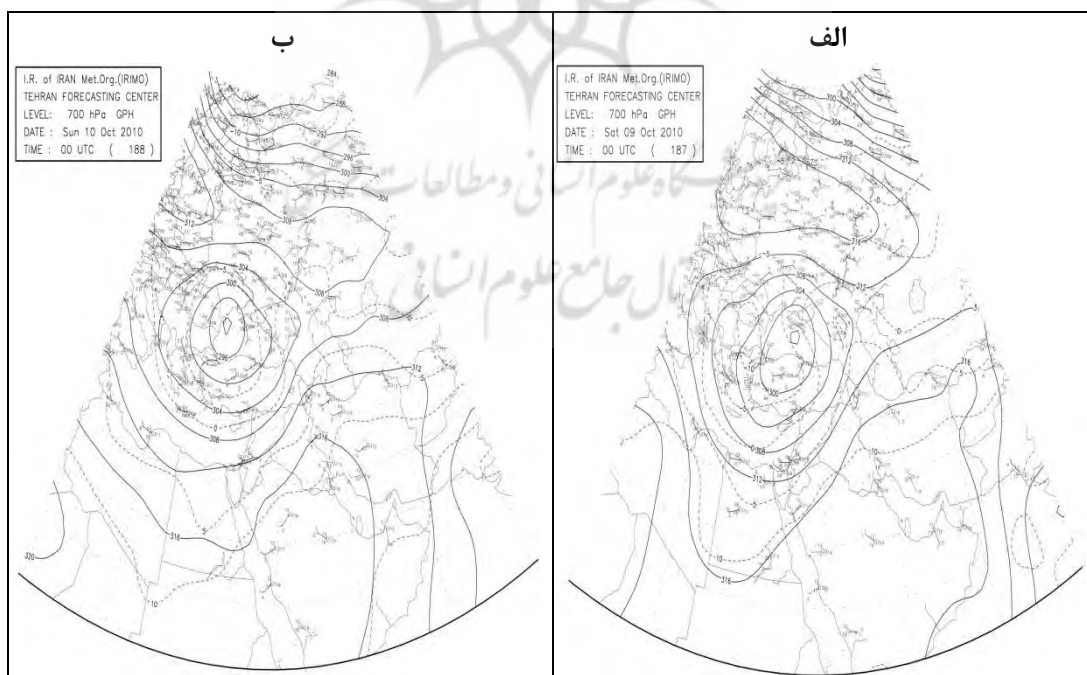


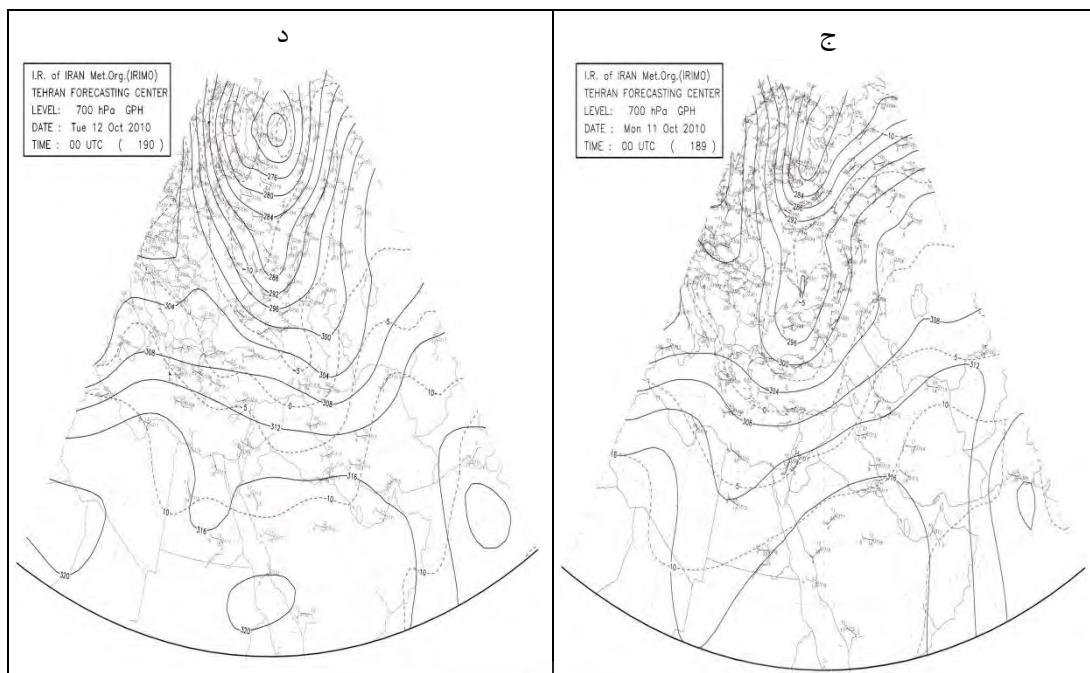
شکل ۸: الگوهای نقشه‌های ایزوباری ۸۵۰ هکتوپاسکالی روزهای ۹(الف)، ۱۰(ب)، ۱۱(ج) و ۱۲(د) اکتبر

دریای مدیترانه در این ناوه ادغام می‌گردد کنترهای انتهایی آن با کمی انحنا بر روی دریای سرخ قرار می‌گیرد. روز ۱۲(د) ناوه قطبی ضمن کم عمق تر شدن به سوی شرق چرخید بطوری که کنسور ۱۴۸ پس از دور زدن دریای خزر از طریق شمال شرق وارد ایران شد و تا شمال تنگه هرمز پایین آمد و پس از آن تا شرق کوه‌های زاگرس ایران را فرا گرفت.

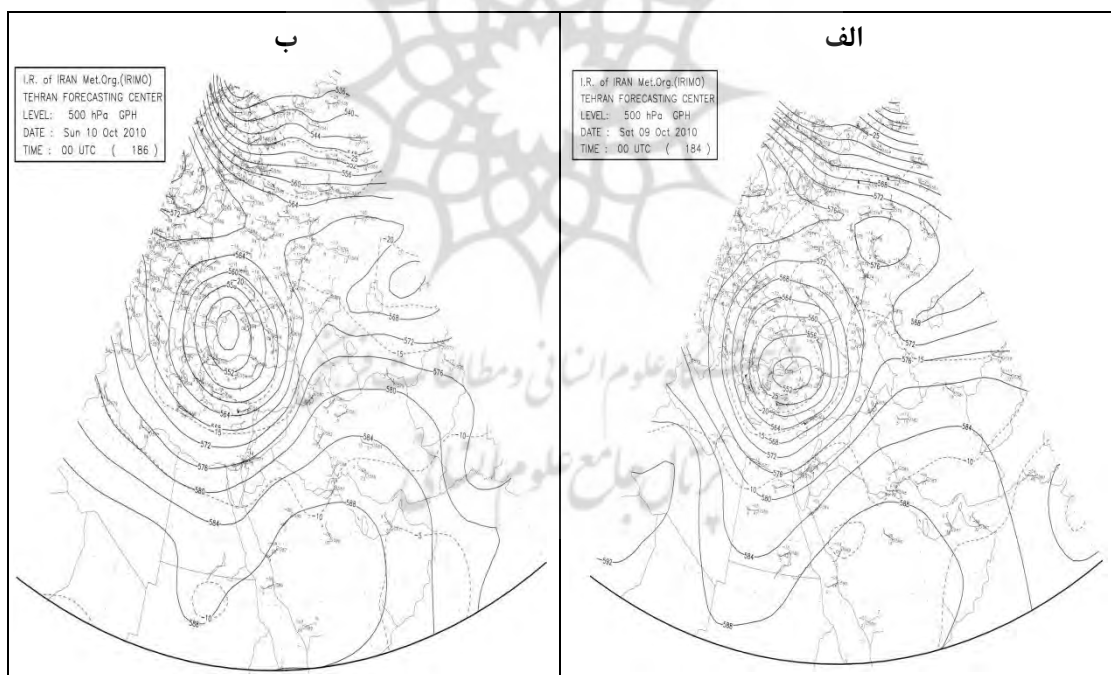
شکل ۹ (الف، ب، ج و د) قطعاتی از نقشه‌های کنسوری تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی را نمایش می‌دهد. الگوهای روزهای ۹ (الف) و ۱۰(ب) این تراز تقریباً مشابه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی با این تفاوت که کم ارتفاع دریای سیاه عمیق تر شده است. در روز ۱۱(ج) ناوه قطبی عمیق تر شده و کم ارتفاع دریای سیاه در آن ادغام شده و در درون این ناوه در نواحی مدار قطبی کنترها بسته شده‌اند و انتهای ترف و محور آن تا پایین غرب دریای سرخ امتداد می‌یابد. در روز ۱۲(د) ناوه قطبی به سمت شرق چرخیده و محور آن از جهت شمال غرب به جنوب شرق از روی دریای خزر گذشته و از حوالی استان گلستان تا نیمه جنوبی ایران کشیده می‌شود.

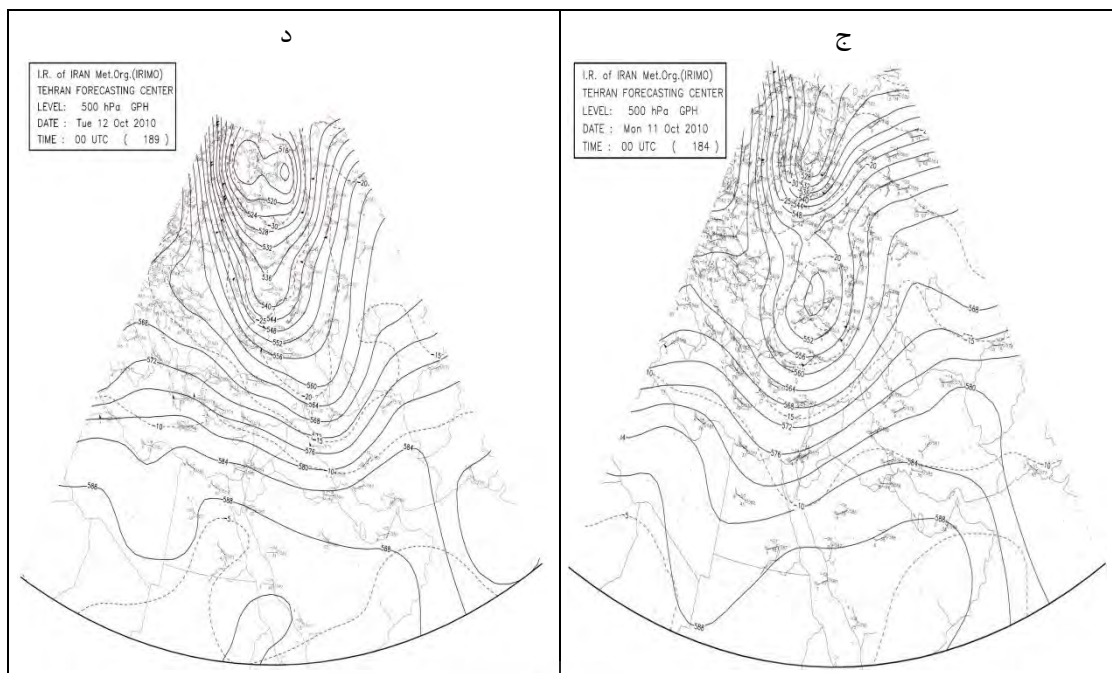
شکل ۸ (الف، ب، ج و د) قطعاتی از نقشه الگوهای کنسوری روزهای ۹(الف)، ۱۰(ب)، ۱۱(ج) و ۱۲(د) اکتبر، تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی را در ۰۰ زولو، نشان می‌دهد. مقایسه الگوهای کنسوری این تراز با تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی در روز ۹(الف) تفاوت‌هایی را نشان می‌دهد که عبارتند از ۱- سامانه‌های پرفشار اروپای شمال غربی و شمال غرب آسیا در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی در این تراز به یک سامانه واحد مرتفع تبدیل شده‌اند و ناوه شمالی در بخش‌های جنوبی تر قرار دارد. ۲- میدان کم فشار تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی جنوب مدیترانه و شمال شرق آفریقا و دریای عمان نیز به یک میدان وسیع پر ارتفاع تغییر یافته است که بیانگر آن می‌باشد که این میدان در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی یک میدان کم فشار حرارتی می‌باشد. در روز ۱۰ام (ب) مانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی با عمیق شدن ناوه قطبی پر ارتفاع شمال غرب اروپا تجزیه شده و کم ارتفاع روی دریای مدیترانه عمیق تر گردیده است و ناوه آن تا شمال غرب دریای سیاه به سمت جنوب گسترش یافته است. در روز ۱۱(ج)، با عمیق تر شدن بیشتر ناوه قطبی و حرکت رو به شرق آن کم ارتفاع





شکل ۹: الگوهای نقشه‌های ایزوباری ۷۰۰ هکتوپاسکالی روزهای ۹ (الف)، ۱۰ (ب)، ۱۱ (ج) و ۱۲ (د) اکتبر

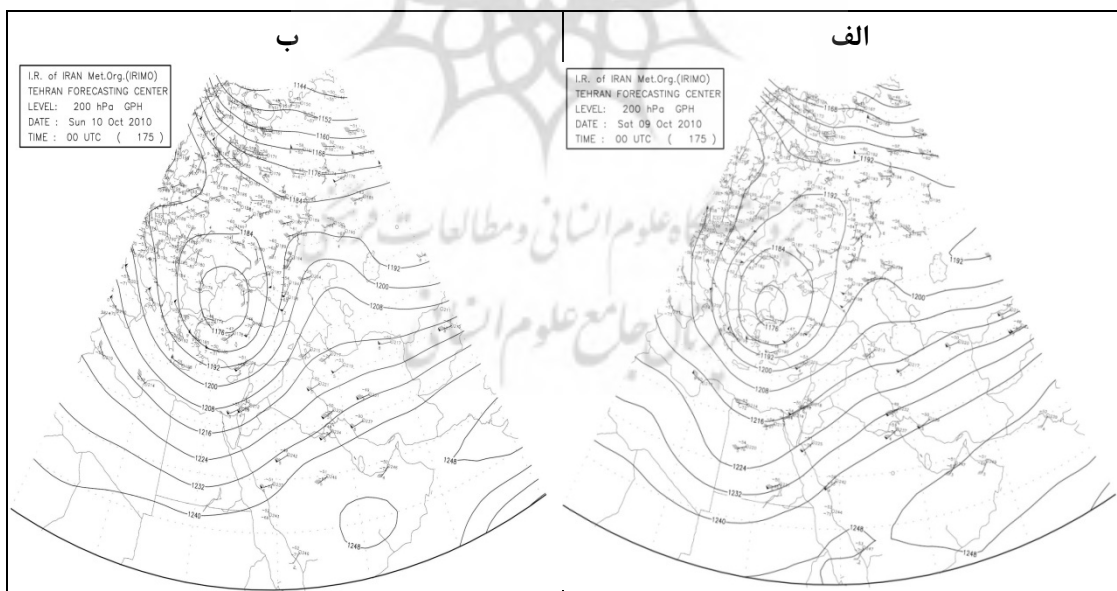


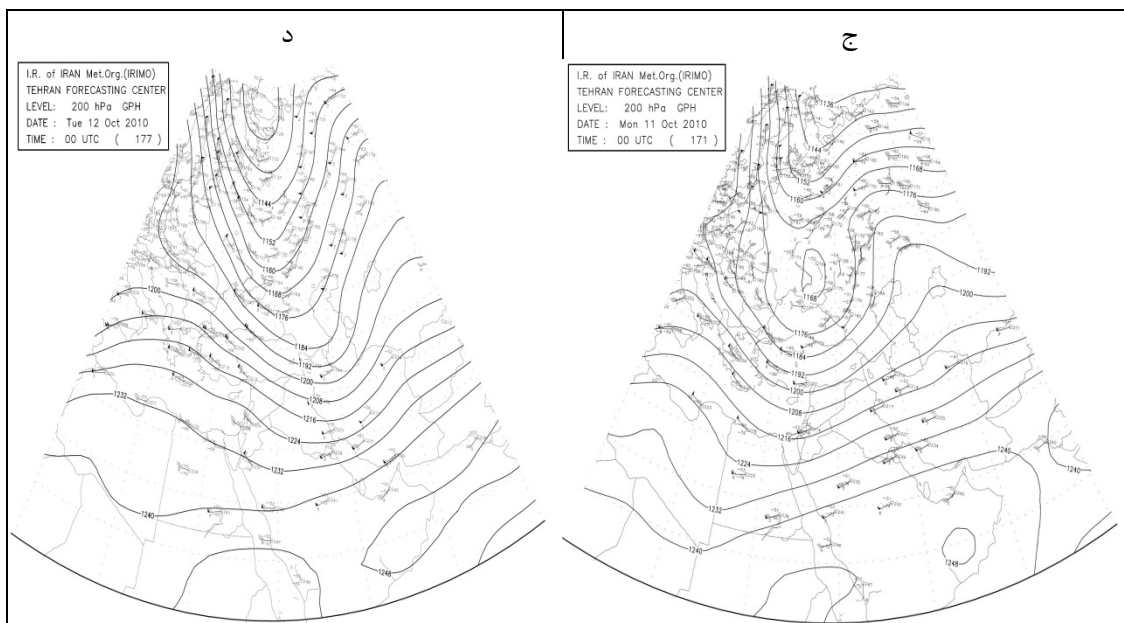


شکل ۱۰ الگوهای نقشه‌های ایزوباری ۵۰۰ هکتوپاسکالی روزهای ۹(الف)، ۱۰(ب)، ۱۱(ج) و ۱۲(د) اکتبر

الگوهای ۷۰۰ میلی باری تطبیق آنها را با این تراز نشان می‌دهد اما خطوط بهتر و زیباتر رسم شده‌اند و گویاتر می‌باشند.

شکل ۱۰ (الف، ب، ج و د) قطعاتی از نقشه‌های ۵۰۰ هکتوپاسکالی روزهای ۹(الف)، ۱۰(ب)، ۱۱(ج) و ۱۲(د) اکتبر را نشان می‌دهد مقایسه این الگوها با

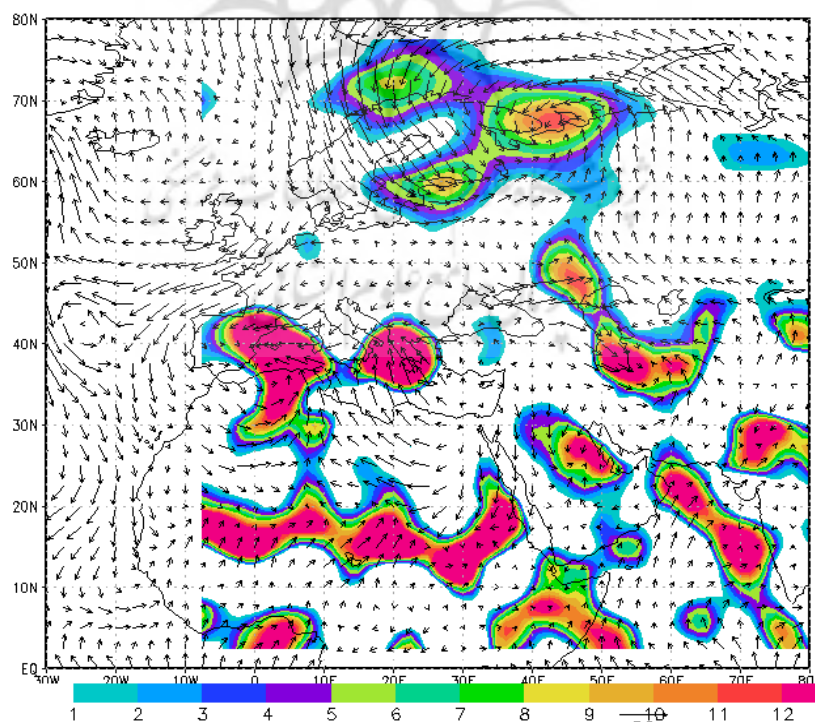




شکل ۱۱: الگوهای نقشه‌های ایزوباری ۲۰۰ هکتوپاسکالی روزهای ۹(الف)، ۱۰(ب)، ۱۱(ج) و ۱۲(د) اکتبر

است تنها تفاوت این است که در این تراز سرعت بادها افزایش یافته و جت استریک را بر روی یا بخش شرقی دریای خزر و روی شمال شرق ایران بهتر می‌توان مشاهده نمود.

شکل ۱۱(الف، ب، ج و د) قطعاتی از نقشه‌های ۲۰۰ هکتوپاسکالی روزهای ۹(الف)، ۱۰(ب)، ۱۱(ج) و ۱۲(د) اکتبر را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در این تصاویر می‌توان دید الگوهای این نقشه‌ها کاملاً با الگوهای نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی مشابه



شکل ۱۲: نقشه جریان هوا و مسیر رطوبت جو

نقطه چگالش در تراز ۵۵۰ وجود داشته و امکان صعود به طور بی‌دررو تا تراز ۴۵۰ هکتوپاسکالی مهیا بوده و مقدار آب قابل بارش تا میزان ۱۷/۷۴ میلی‌متر می‌رسیده است.

بررسی آرایش الگوهای ایزوباری و کنتوری ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکالی از سه روز قبل از رخداد تگرگ تا روز وقوع آن همگی حکایت از شکل‌گیری یک ناوه و عمیق‌تر شدن آن از کم‌فشار قطبی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی و یا ناوه آن در ترازهای بالاتر دارد که به تدریج در اثر چرخش زمین بسمت شرق بصورت یک موج کوتاه و قوی در آمده و در ضمن ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا آب‌گیری از محیط‌های آبی نظیر دریای سیاه و مدیترانه و خزر و نیز ایجاد تضاد حرارتی شدید با هوای گرم و آب گرفته از اقیانوس هند توسط سامانه‌های سطحی بر روی منطقه مورد مطالعه واقع شده و با ایجاد یک جبهه سرد و قوی هوای گرم و مرطوب را به سرعت تا تراز چگالش بالا رانده است.

منابع

- ۱- خوشحال دستجردی، جواد. تیمور علی‌زاده. ۱۳۸۹. بررسی همدیدی و ترمودینامیک رگبار موحد سیلاب ۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی. مدرس علوم انسانی - برنامه ریزی و آمایش فضا، دوره چهاردهم، شماره ۴، زمستان ۱۳۸۹، صفحات ۸۷-۱۰۹.
- ۲- خوشحال دستجردی، جواد. یوسف قویدل رحیمی. ۱۳۸۶. شناسایی ویژگی‌های سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران (نمونه مطالعاتی: خطر توفانهای تندری در تبریز)، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ویژه‌نامه جغرافیا، بهار ۱۳۸۶، صص ۱۰۱-۱۱۵.
- ۳- رابرت بایرز، هاریس. ۱۳۷۷. هواشناسی عمومی، ترجمه تاج‌الدین بنی‌هاشم، بهروز حاجبی، علیرضا بهروزیان، تهران: مرکز نشر دانشگاهی، ۵۲۴ صفحه.
- ۴- روش، تریبله. ۱۳۸۰. هواشناسی عمومی، ترجمه جمشید شاهرخی، تهران: مرکز نشر دانشگاهی، ۳۶۲ صفحه.
- ۵- صادقی حسینی، علیرضا. مهتاب رضائیان. ۱۳۸۵. بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل

شکل ۱۲ نقشه جریان هوا و مسیر رطوبت جو را در روز رخداد تگرگ به نمایش می‌گذارد. به‌طوری‌که در این نقشه رؤیت می‌شود که جریان‌های هوا چگونه رطوبت را از روی دریای سیاه، مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس بر روی منطقه انتقال می‌دهد.

نتیجه‌گیری

گرچه تگرگ در هر مکانی می‌بارد، ولیکن این پدیده خطرناک در مکان‌های خاص (مناطق مرطوب و نیمه خشک عرض‌های میانی، مناطق حاره‌ای، مناطق ساحلی، دامنه‌های باد سوی دیواره‌های کوهستانی و هرچایی که بتواند ابرهای کومولونیمبوس قوی شکل بگیرد) و در زمان‌هایی ویژه (فصول گذرا) از فراوانی و شدت بیشتری برخوردار است. برای رخداد آن رطوبت کافی و فراوان در بسته هوا و تضاد شدید حرارتی بین بسته‌ها و یا هر عاملی که قادر به بالا رانی بسته هوای مرطوب تا ارتفاع تراز چگالش باشد ضروری است. در این مقاله رگبار مورد نظر با مهم‌ترین شاخص‌های ناپایداری مطالعه شد تحلیل ترمودینامیک آن نشان می‌دهد که نیروی شناوری قوی و مثبت در زمان رخ داد آن حاکم بوده است. این نیرو در ساعت ۱۵:۳۰ روز رگباری یعنی ۹ ساعت بعد از وقوع، در شرق منطقه رخداد یعنی در ایستگاه مشهد هنوز دارای ۴۵/۸۴ ژول برکیلوگرم توان بوده است. به همین دلیل، ناپایداری و شتاب بالارو به شکلی قوی و ناگهانی در ناحیه روی داده است؛ علت این ناپایداری سریع و ناگهانی، فرا رفت هوای سرد از عرض‌های بالا و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب جنوبی و تشکیل جبهه بوده است. این فرایند باعث شده است تا هوای سرد شمالی به زیر هوای گرم و مرطوب جنوبی رخنه کند و آن را تا تراز چگالش به سرعت به بالا براند. با توجه به رطوبت قابل توجه در جو ناحیه، زمینه برای چگالش و تخلیه ناگهانی رطوبت و تکرار سریع بالا فرستی قطرات توسط گرمای نهان و پایین‌کشی آنها توسط نیروی گرانش طی یک مدت کوتاه فراهم نشده و دانه‌های تگرگ شکل گرفته و حجیم شده‌اند. لازم به یادآوری است که ۹ ساعت بعد هنوز در ایستگاه مشهد

- Lana. J. 2007. Atmospheric Patterns for Heavy Rain Events in the Balearic Island. *Adv. Geosci.* 12: 27-32.
16. Lee, D. 2008. «Heavy rainfall Events Lasting 18day From July 31 to August 17 1998 over Korea». *Jurnal of the Meteorological Society of Japon.* 86 (2): 313-333.
17. Marinaki, A. et al, 2006. «Evaluation of Atmospheric Instability Indices in Greece». *Journal of Advances in Geosciences.* 7: 131-135.
18. Miller, R.C. 1972. Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R). Headquarters. Air Weather Service. USAF. 190 pp.
19. Promasakha, Kamol, 2008. Case Study: Integrate Stability Index and Applied GIS for Thunderstorm Risk Assessment in the Northeast of Thailand. *International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes.* November 24-26. 2008. Bangkok. Thailand
20. Queralt, S. 2007. Atmospheric Instability Analysis and its relationship to Precipitation Patterns over the Western Iberian Peninsula. *Journal of Advances in Geosciences.* 10: 39-44.
21. Tuduri, Elisa, 1997. The Environments of Significant Convective Evens in the Western Mediterranean. *Juornal of Weather and Forecasting.* 12: 294-306.
22. Weisman, M.L. and Klemp, J. 1986. Characteristics of Isolated Convective storms. *Mesoscale. Meteorology and Forecasting.* P.S. Ray. Ed. Amer. Meteor. Soc. 331-358.
23. www.cdc.noaa.gov.
24. www.theweatherprediction.com.
25. www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html.
- بارور سازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳۲، صص ۸۳-۹۸.
- ۶- قائمی، هوشنگ. ۱۳۸۶. هواشناسی عمومی، تهران، سمت، ۶۰۴ صفحه.
- ۷- میرموسوی، سیدحسین. یونس اکبرزاده. ۱۳۸۸. کاربست توزیع‌های پواسن و دو جمله‌ای منفی برآورد احتمالات رخداد روزهای نگرگ مطالعه موردی: استان آذربایجان شرقی، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۰، شماره پیاپی ۳۶، شماره ۴، زمستان ۱۳۸۸، صص ۷۳-۸۶.
- ۸- میرموسوی، سید حسین. یونس اکبرزاده. ۱۳۸۸. مطالعه شاخص‌های ناپایداری در تشکیل نگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر مجله علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ۲۵ بهار ۱۳۸۸، صص ۹۵-۱۰۸.
9. Banacos, P.C. and Schultz, D.M. 2005. The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives. *Wea. Forecasting,* 20, 351-366.
10. Buizza, Roberto and Moltini, M. 1995. The Role of Finite-Tim Barotropic Instability during Transition to Blocking. *Journal of Atmospheric Science.* 53 (92): 1674-1697.
11. Henry, Norm, L. 1999. A Static Stability Index for Low-Topped Convection. *Juornal of Weather and Forecasting.* 15: 254-264.
12. Kato, Teruyuki, 2004. Formation Features of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy Rainfall and Problems in the Precipitation Using a Cluded Resolving Model. *Solla. Vol.xx.xxx-xxx,* doi 10.2151/sola.2xxx.
13. Kotroni, V. 1998. Severe Flooding over Central and Southern Greece Associated With pre-Cold Frontal Orographic Lifting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (1999). 125: 967-991.
14. Kumar, Anil, 2008. Analysis of the 26 July 2005 Heavy Rain Event Over Mumbai India Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Models. *Q.J.R. Meteorol* 134: 1897-1970.