

بررسی شرایط الگوی سینوپتیکی حاکم بر وضعیت‌های وارونگی دمای بسیار شدید شهر تبریز

سعید جهانبخش اصل^۱
رقبه روشنی^۲

چکیده

در این تحقیق به بررسی وارونگی دمای شهر تبریز با استفاده از اطلاعات رادیوسوند، نقشه اسکویوتی و نقشه‌های سینوپتیک، طی دوره زمانی ۲۰۰۸-۲۰۰۴ در مقیاس روزانه، ماهانه و فصلی پرداخته شد. پس از بررسی داده‌ها، ابتدا روزهایی با شرایط وارونگی دمای ضعیف، متوسط، شدید و بسیار شدید مشخص شد و سپس الگوی سینوپتیکی نمونه‌های بسیار شدید، مربوط به یک روز قبل و یک روز بعد از اوج شدت وارونگی با استفاده از نقشه‌های سینوپتیک سطح زمین، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی تحلیل گردید. نتایج تحقیق نشان داد که میان وقوع سیستم‌های پرفشار و وارونگی دمای بسیار شدید همبستگی معناداری وجود دارد. بدین معنا که شدت وارونگی دما ارتباط مستقیمی با شرایط الگوی سینوپتیکی به‌ویژه استقرار سیستم‌های پرفشار در منطقه دارد. زمانی که سیستم پرفشاری به صورت مداوم در مقطع چند روزه در منطقه متمرکز می‌شود، شدت وارونگی دما به اوج خود می‌رسد. به‌دنبال آن با ورود یک سیستم کم‌فشار، وارونگی از بین می‌رود. به‌عبارتی، عامل اصلی تقویت‌کننده وارونگی‌های دمای بسیار شدید، ناشی از تداوم سیستم‌های پرفشار است. سامانه پرفشار سیبری، پرفشار شبه‌جزیره عربستان و ریزش هوای سرد مدیترانه سامانه‌های عمده‌ای هستند که منجر به وقوع وارونگی دما می‌شوند. نتایج نشان می‌دهد که با بررسی سیستم‌های سینوپتیکی که منجر به بروز پدیده وارونگی دما می‌شوند و از طریق شناسایی الگوهای حاکم بر آن می‌توان وقوع وارونگی‌های دمای بسیار شدید را پیش‌بینی و الگوهای منجر به آلودگی هوا را شناسایی کرد.

واژگان کلیدی: وارونگی دما، الگوی سینوپتیکی، عوامل تشدیدکننده، نقشه Skew-T، تبریز.

۱- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز.

۲- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز.

مقدمه

نگرش امروزی جغرافیا به آب و هواشناسی، اقلیم‌شناسی سینوپتیک است (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۸۰: ۲۸). هدف اصلی اقلیم‌شناسی سینوپتیک استناد و استدلال تغییرات شرایط محیطی سطح زمین، از روی تغییرات الگوهای فشار است تا بتواند رابطه بین تغییر الگوهای گردش آتمسفر، پدیده‌ها و فرایندهای محیط زیست را شناسایی کند (یارنال^۳، ۱۹۹۳، ۱۱ و باری^۴، ۱۹۹۷: ۱۱). همچنین اقلیم‌شناسی سینوپتیک در تبیین و پیش‌بینی و حتی تعدیل بلایای طبیعی نقش اول را دارد (علیجانی، ۱۳۸۱: ۱۸). آلودگی به‌عنوان یک شرایط زیست محیطی، امروزه یک بحران اساسی در مناطق شهری بوده که پدیده وارونگی دما از عوامل مهم تشدیدکننده و تأثیرگذار بر آن است. این پدیده در بعضی شرایط خاص جوی نظیر دریافت انرژی کمتر در طول روز، به‌دلیل ابری بودن هوا، وجود برف در سطح زمین، پایداری و فرونشینی هوا و یا تشعشع شبانه به‌وجود می‌آید و موجب می‌شود که دمای هوای نزدیک زمین کمتر از لایه‌های فوقانی باشد. این پدیده که ممکن است تا ارتفاع حداکثر ۲ کیلومتری سطح زمین ادامه داشته باشد پدیده وارونگی دما^۵ نامیده می‌شود. زمانی اهمیت پدیده وارونگی دما دوچندان می‌شود که به بررسی اثرات حاصل از پدیده وارونگی دما پرداخته شود. پدیده وارونگی دما به این دلیل حائز اهمیت است که باعث ایجاد پدیده فیومیگیشن^۶ می‌شود. این پدیده هنگامی روی می‌دهد که برای مدت کوتاهی بعد از طلوع آفتاب، اشعه تابشی آفتاب لایه هوای ناپایدار در مجاورت سطح زمین ایجاد کند سپس این لایه با مواد پراکنده واقع در لایه وارونه شبانه ترکیب یافته و باعث شود مواد پراکنده به سطح زمین برگردند. در نتیجه غلظت مواد آلاینده در مدت کوتاهی به‌شدت افزایش می‌یابد و پدیده فیومیگیشن ایجاد می‌شود (اسمیت^۷، ۱۳۸۶: ۱۶۰). پدیده وارونگی دما همچنین باعث سرمازدگی درختان در اواخر فصل زمستان و اوایل فصل بهار و یا ایجاد تأثیراتی بر

3- Yarnal

4- Barry

5- Temperature Inversion Phenomenon

6- Fumigation

7- Esmite

روی امواج رادیویی و تلویزیونی می‌شود و یا بر روی ستون دود کارخانه‌ها تأثیر گذاشته و کیفیت هوا را تغییر می‌دهد.

شهر تبریز یکی از کلان‌شهرهایی محسوب می‌شود که معضل آلودگی هوا در آن مطرح است. عوامل مختلفی نظیر وضعیت توپوگرافی (وجود کوه‌های عون بن علی)، جهت وزش بادهای غالب و راه‌اندازی تأسیسات صنعتی و آلوده‌کننده در مسیر بادهای غالب به‌عنوان عوامل مؤثر در آلودگی شهر تبریز محسوب می‌شوند. مسلماً آنچه که در رابطه با شدت آلودگی هوای شهر تبریز نقش اساسی دارد، عملکرد فرآیندهای جوی است که به‌صورت گسترده عمل می‌کنند و از جمله مهم‌ترین این عوامل پدیده وارونگی دما است. وضعیت جوی هر روز متأثر از شرایط سینوپتیکی حاکم بر منطقه در آن روز و یا به‌عبارتی ناشی از آرایش سامانه‌های جوی نسبت به یکدیگر و خصوصیات دینامیکی و ترمودینامیکی حاکم بر آن‌ها است. لذا آلودگی سینوپتیکی حاکم در برخی از اوقات به گونه‌ای است که شرایط پایداری و آرامش را در جو حاکم ساخته و در نتیجه به‌دلیل تراکم عناصر آلاینده در لایه‌های زیرین و فقدان جریان‌های جوی و یا ضعیف بودن آن‌ها، شدت آلودگی افزایش می‌یابد. گاهی هم آلودگی سینوپتیکی حاکم به گونه‌ای است که جو را ناپایدار ساخته و به‌دلیل شدت یافتن جریان‌های قائم و افقی، عناصر آلاینده در داخل جو پخش شده و غلظت آن کاهش می‌یابد (هدایت، ۱۳۸۵: ۶۶). نقش پارامترهای آب و هوایی از جمله پدیده وارونگی دما، بر روی تشدید غلظت آلاینده‌های شهرهای صنعتی از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر روی افزایش یا کاهش مرگ و میر و ابتلا به بیماری‌ها محسوب می‌شود. در نتیجه با توجه به اهمیت پایداری هوا در بروز مسائل جوی مذکور، مطالعه شرایط سینوپتیکی شهر تبریز در دوره‌های وقوع وارونگی دما و ارائه پیشنهادات و اقدامات پیشگیرانه از اهمیت بالایی برخوردار است. البته تاکنون مطالعات سینوپتیکی چندی تحت عناوین اقلیم‌شناسی سینوپتیکی آذربایجان (فرشی فروغ، ۱۳۶۶:)، مطالعه اقلیم شمال‌غرب ایران بر اساس تحلیل‌های سینوپتیکی (خطیبی، ۱۳۷۴)، تحلیل الگوهای زمانی و مکانی بارش‌های روزانه در غرب ایران با استفاده از روش‌های آماری و سینوپتیک (ذوالفقاری، ۱۳۷۹) و غیره در منطقه صورت گرفته است ولی پژوهشی سینوپتیکی در رابطه با پدیده وارونگی دما صورت

نگرفته است. نمونه‌ای از مطالعاتی که در این زمینه در سطح کشورهای خارجی و ایران صورت گرفته‌اند به شرح زیر می‌باشند:

جانانان^۸ (۱۹۸۹)، به بررسی وارونگی‌های مجاور سطح زمین با استفاده از داده‌های ۱۰ ساله مربوط به دو ایستگاه واقع در سواحل شمالی آلاسکا پرداخت. نتیجه مطالعات نشان داد که ضخامت، توسعه و شدت وارونگی‌های سطح پایین آلاسکا، به واکنش‌های پیچیده بین نیروی تابشی، فعالیت‌های سینوپتیکی و دینامیکی یخ و دریا مربوط می‌شود. ویتمن^۹ و همکاران (۱۹۹۹)، وارونگی‌های فلات کلرادو را با استفاده از داده‌های رادیوسوند مربوط به فصل زمستان و اوایل بهار از سال ۱۹۸۹ الی ۱۹۹۰ در مقیاس ساعتی و روزانه مورد مطالعه قرار دادند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که توسعه و گسترش وارونگی‌ها در فصل زمستان به دلیل رخدادهای سینوپتیکی است. به طوری که ریح‌های عمیق پرفشار نفوذی به حوضه کلرادو، باعث ریزش هوای گرم به منطقه شده و وارونگی‌ها را شدت می‌بخشد. یاکوبلیس^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۹)، به مطالعه تغییر اقلیم و تأثیر آن بر روی وارونگی‌های دمای سطح پایین کالیفرنیا در خلال سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۷ پرداختند. نتایج نشان داد که همبستگی شدیدی بین سیستم‌های جوی بزرگ مقیاس و وقوع پدیده وارونگی دما وجود دارد. به طوری که وقوع وارونگی‌های شدید همواره با سیستم‌های پرفشار و وارونگی‌های ضعیف با سیستم‌های کم فشار همراه می‌باشند. بورن^{۱۱} و همکاران (۲۰۰۹)، وارونگی‌های دمای سطح پایین آلاسکا را طی سال‌های ۱۹۵۷ الی ۲۰۰۸ مطالعه کردند. نتایج حاکی از این است که بین تغییرات علائم وارونگی دمای آلاسکا و نوسانات دهه‌ای اقیانوس آرام ارتباط وجود دارد که این ارتباط در هر باری که نوسان رخ داده، تغییر یافته و در سال‌های اخیر نسبت به سال‌های قبل از ۱۹۸۹ قوی‌تر شده است. این گونه تغییرات در روند وقوع وارونگی‌ها، نقش جریانات جوی بزرگ مقیاس را برجسته می‌کند. هدایت و لشکری (۱۳۸۵)، به تحلیل الگوی سینوپتیکی وارونگی‌های شهر تهران پرداخته و به این نتیجه رسیده‌اند که چهار الگوی

8- Jonathan
9- Whitman
10- Iacobellis
11- Bourne

سینوپتیکی باعث ایجاد وارونگی‌های دمای شدید در شهر تهران می‌شود. در الگوی شماره A1، D و C استقرار یک پشته عمیق در ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و پایداری دینامیکی حاصل از آن، و در الگوی شماره A2 و B انتقال هوای سرد به‌وسیله سامانه‌های پرفشار سطح زمین و استقرار یک ناوه عمیق بر روی شهر تهران، پایداری شدیدی را ایجاد می‌کنند.

در اکثر مطالعاتی که در کشورهای خارجی در زمینه پدیده وارونگی دما صورت گرفته به بررسی نقش عوامل موثر در توسعه شدت وارونگی‌ها پرداخته شده و اشاراتی هم به نقش سیستم‌های جوی بزرگ مقیاس و نوسانات بین قاره‌ای و اقیانوسی در تشدید یا تضعیف این پدیده داشته‌اند. ولی در ایران با توجه به نقش مهم سیستم‌های سینوپتیکی و جوی بزرگ مقیاس در پایداری هوا و به دنبال آن تشدید غلظت آلاینده‌ها به خصوص در فصول سرد سال هیچ مطالعه خاصی در این زمینه صورت نگرفته است. به همین دلیل به تدوین این مقاله پرداخته شد تا علت وقوع وارونگی‌های دمای شدید بررسی شود و ارتباط بین شرایط الگوی سینوپتیکی در تقویت وارونگی دما مشخص شود. برای دستیابی به این هدف ابتدا به جمع‌آوری داده‌ها با استفاده از اطلاعات مخابره شده از رادیو سوند پرداختیم. سپس داده‌ها و نقشه‌های سینوپتیکی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نهایت نتایج کار ارائه شد.

مواد و روش‌ها

در این مقاله به منظور بررسی عامل مؤثر در تقویت وارونگی دما و ارتباط بین وارونگی دما با شرایط الگوی سینوپتیکی حاکم در شهر تبریز، وارونگی‌های دمای این شهر با استفاده از داده‌های ساعت ۰۰ گرینویچ (ساعت ۳/۵ شب به وقت محلی) برای ۵ سال طی دوره زمانی ۲۰۰۴ الی ۲۰۰۸ در مقیاس روزانه، ماهانه و فصلی مورد مطالعه قرار گرفت. علت اینکه از داده‌های ساعت ۰۰ گرینویچ استفاده شد به این دلیل بوده است که لایه‌های وارونگی که در حوالی صبح اتفاق می‌افتند به دلیل اختلاف دمای زیاد مشخص‌تر هستند ولی در حوالی ظهر (ساعت ۱۲ گرینویچ) با تابش نور خورشید و گرم شدن زمین لایه‌های وارونگی به تدریج از بین می‌روند.

داده‌هایی که با استفاده از اطلاعات مخابره شده از رادیو سوند در ساعت ۰۰ گرینویچ (۳/۵ محلی) به‌دست آمدند شامل ارتفاع پایه و رأس لایه وارونگی، دمای شروع و دمای نهایی لایه وارونگی، اختلاف دمای پایه و رأس لایه، فشار شروع و فشار نهایی لایه وارونگی و ضخامت لایه وارونگی می‌باشند. در این مقاله از نقشه‌های Skew-T برای نشان دادن مشخصات مربوط به نمونه‌های انتخابی استفاده شد. همچنین برای دستیابی به ارتباط الگوهای بزرگ مقیاس در وقوع وارونگی‌های بسیار شدید از نقشه‌های سینوپتیکی روزانه در سه تراز سطح زمین، ۸۵۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکالی استفاده گردید. این نقشه‌ها با استفاده از نقشه‌های آماده‌ای که از NCEP به‌دست آمده‌اند، تهیه شده‌اند. نقشه‌های سطح زمین (فشار سطح دریا) و نقشه‌های سطوح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکالی (ارتفاع ژئوپتانسیل) را نشان می‌دهند.

در این مطالعه با استفاده از رابطه ۱ (هدایت و لشکری، ۱۳۸۵: ۵۶) که هم ضخامت و عمق وارونگی و هم اختلاف دما را در نظر می‌گیرد به محاسبه شدت وارونگی دما پرداخته شد. سپس با توجه به ارقام به‌دست آمده وارونگی‌ها برحسب شدت در چهار گروه مجزا که شامل طبقه ضعیف (۰/۱۰-۰/۰۰)، متوسط (۰/۲۰-۰/۱۱)، شدید (۰/۳۰-۰/۲۱) و بسیار شدید (بالای ۰/۳۱) بودند، تقسیم‌بندی گردیدند (روشنی، ۱۳۸۹: ۴۲). با توجه به اینکه اکثر وارونگی‌های بسیار شدید در فصول سرد سال رخ می‌دهند، وارونگی‌های فصل پاییز و زمستان برای مطالعه انتخاب شد. در نهایت به بررسی الگوهای سینوپتیکی روزهای دارای وارونگی دمای بسیار شدید پرداخته شد.

$$I = \frac{(\Delta\theta)^2}{3 + Z(\Delta Z)} \quad \text{رابطه (۱)}$$

در رابطه فوق I شدت وارونگی، $\Delta\theta$ اختلاف دمای پتانسیل رأس و پایه لایه وارونگی به درجه کلونین، ΔZ ضخامت لایه وارونگی به متر و Z ارتفاع ایستگاه به هکتومتر

در این فرمول برای محاسبه دمای پتانسیل از رابطه ۲ (رتالاک^{۱۲}، ۱۹۷۳) استفاده می‌شود:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286} \quad \text{رابطه (۲)}$$

در رابطه فوق θ دمای پتانسیل به درجه کلونین، T دما به درجه کلونین و P فشار هوا به هکتوپاسکال می‌باشد.

یافته‌ها و بحث

جدول (۱) فراوانی و درصد وقوع وارونگی‌ها را برحسب شدت در طی ۵ سال نشان می‌دهد. با دقت در این جدول ملاحظه می‌شود که در دوره مورد مطالعه، وارونگی‌های ضعیف بیشترین تعداد را به خود اختصاص داده‌اند. به عبارت دیگر حدود ۵۵/۵۲ درصد وارونگی‌ها دارای شدت ضعیف، ۳۴/۴۷ درصد دارای شدت متوسط و حدود ۵/۹۴ درصد دارای شدت زیاد و فقط حدود ۴/۰۷ درصد، (۲۴) مورد از این‌ها در گروه وارونگی دمای بسیار شدید قرار گرفتند. برای آگاهی به اینکه وارونگی‌های دمای شدید در کدام ماه اتفاق می‌افتند جدول (۲) تنظیم شده است. که ملاحظه می‌شود فراوانی وارونگی‌های دمای بسیار شدید در ماه ژانویه با ۵۰ درصد (مورد ۱۲) بیشتر از ماه‌های دیگر تشخیص داده می‌شود. در کل از تعداد ۲۴ مورد وارونگی دمای شدید ۱۷ مورد آن در فصل زمستان به خصوص در ماه ژانویه و ۷ مورد دیگر آن در فصل پاییز اتفاق افتاده‌اند.

جدول (۱) فراوانی وارونگی‌های دوره سرد سال شهر تبریز بر اساس شدت طی سال‌های مطالعاتی

| طبقه شدت | شدت | فراوانی | | | | | مجموع فراوانی | درصد |
|------------|-------------|---------|------|------|------|------|---------------|-------|
| | | ۲۰۰۴ | ۲۰۰۵ | ۲۰۰۶ | ۲۰۰۷ | ۲۰۰۸ | | |
| ضعیف | ۰/۰۰۰-۰/۰۱۰ | ۸۱ | ۵۸ | ۷۹ | ۵۵ | ۵۴ | ۳۲۷ | ۵۵/۵۲ |
| متوسط | ۰/۰۱۱-۰/۰۲۰ | ۲۲ | ۳۷ | ۴۱ | ۴۸ | ۵۵ | ۲۰۳ | ۳۴/۴۷ |
| شدید | ۰/۰۲۱-۰/۰۳۰ | ۳ | ۴ | ۱۰ | ۹ | ۹ | ۳۵ | ۵/۹۴ |
| بسیار شدید | بالای ۰/۰۳۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱۱ | ۸ | ۲۴ | ۴/۰۷ |

جدول (۲) فراوانی و درصد وقوع وارونگی‌های دمای بسیار شدید در طی دوره مطالعاتی

| مشخصات | فصل زمستان | | | فصل پاییز | | |
|--------------------------|------------|-------|--------|-----------|--------|-------|
| | مارس | فوریه | ژانویه | دسامبر | نوامبر | اکتبر |
| تعداد وارونگی بسیار شدید | ۳ | ۲ | ۱۲ | ۲ | ۲ | ۳ |
| درصد | ۱۲/۵ | ۸/۳۳ | ۵۰ | ۸/۳۳ | ۸/۳۳ | ۱۲/۵ |
| مجموع | | ۱۷ | | | ۷ | |

جدول (۳) مشخصات وارونگی‌های دمای بسیار شدید را به تفکیک سال، ماه و روز نشان می‌دهد. با توجه به این جدول ۱ مورد وارونگی دمای بسیار شدید در سال ۲۰۰۴، ۲ مورد در سال ۲۰۰۵، ۲ مورد در سال ۲۰۰۶، ۱۱ مورد در سال ۲۰۰۷ و ۸ مورد در سال ۲۰۰۸ اتفاق افتاده است. در این بین سهم وارونگی‌های دمای بسیار شدید در فصل زمستان به‌خصوص ماه ژانویه بیشتر از ماه‌های دیگر می‌باشد. با توجه به فراوانی وارونگی‌های دمای بسیار شدید، تنها دو نمونه از آن‌ها با توجه به معیار شدت، به‌طور تصادفی برای مطالعه انتخاب شد. این نمونه‌ها مربوط به روز اول ژانویه ۲۰۰۴ و روز چهارم ژانویه ۲۰۰۷ می‌باشد.

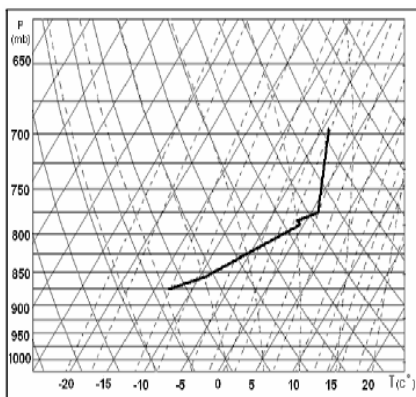
جدول (۳) مشخصات وارونگی‌های دمای بسیار شدید شهر تبریز طی سال‌های ۲۰۰۴ الی ۲۰۰۸

| سال | روز | ماه | ارتفاع شروع (m) | ارتفاع نهایی (m) | ضخامت (m) | دمای شروع (c°) | دمای نهایی (c°) | اختلاف دما (c°) | فشار شروع (hp) | فشار نهایی (hp) | شدت |
|------|-----|-----|-----------------|------------------|-----------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------|-------|
| ۲۰۰۴ | ۱ | jan | ۲۵۹۹ | ۲۸۴۳ | ۲۴۴ | -۱۱/۹ | -۵/۱ | ۶/۸ | ۷۴۳ | ۷۲۰ | ۰/۰۳۰ |
| ۲۰۰۵ | ۲۸ | jan | ۱۸۰۴ | ۲۱۱۶ | ۳۱۲ | -۱۰/۳ | -۲/۳ | ۸ | ۸۲۱ | ۷۸۹ | ۰/۰۳۲ |
| | ۲۹ | jan | ۱۸۷۳ | ۲۱۰۹ | ۲۳۶ | -۱۰/۹ | -۰/۳ | ۱۰/۶ | ۸۱۵ | ۷۹۱ | ۰/۰۵۸ |
| ۲۰۰۶ | ۲۲ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۴۴۳ | ۸۲ | -۱۴/۹ | -۹/۷ | ۵/۲ | ۸۶۸ | ۸۵۹ | ۰/۰۳۴ |
| | ۱۲ | oct | ۱۳۶۱ | ۱۳۸۰ | ۱۹ | ۱۳/۴ | ۱۶/۲ | ۲/۸ | ۸۷۰ | ۸۶۸ | ۰/۰۳۷ |
| ۲۰۰۷ | ۴ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۸۸۳ | ۵۲۲ | -۱۳/۹ | -۰/۵ | ۱۳/۴ | ۸۷۶ | ۸۱۹ | ۰/۰۵۳ |
| | ۲۳ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۴۶۳ | ۱۰۲ | -۷/۳ | -۲/۱ | ۵/۲ | ۸۷۳ | ۸۶۲ | ۰/۰۲۹ |
| | ۲۵ | jan | ۱۳۶۱ | ۲۲۹۰ | ۹۲۹ | -۶/۵ | ۴/۶ | ۱۱/۱ | ۸۷۶ | ۷۸۰ | ۰/۰۳۵ |
| | ۲۸ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۵۰۸ | ۱۴۷ | -۵/۷ | ۱ | ۶/۷ | ۸۶۶ | ۸۵۰ | ۰/۰۳۶ |
| | ۱۶ | mar | ۱۳۶۱ | ۱۳۷۸ | ۱۷ | ۳/۸ | ۶/۲ | ۲/۴ | ۸۵۲ | ۸۵۰ | ۰/۰۳۱ |
| | ۲۴ | mar | ۱۳۶۱ | ۱۳۹۰ | ۲۹ | ۷/۴ | ۱۰/۶ | ۳/۲ | ۸۶۵ | ۸۶۲ | ۰/۰۳۳ |

| | | | | | | | | | | | |
|------|----|-----|------|------|-----|-------|-------|-----|-----|-----|-------|
| | ۱۴ | oct | ۱۳۶۱ | ۱۴۳۰ | ۶۹ | ۱۳/۶ | ۱۸/۲ | ۴/۶ | ۸۶۹ | ۸۶۲ | ۰/۰۳۲ |
| | ۱۶ | oct | ۱۳۶۱ | ۱۴۰۱ | ۴۰ | ۱۳/۲ | ۱۹ | ۵/۸ | ۸۶۸ | ۸۶۴ | ۰/۰۷۵ |
| | ۹ | nov | ۱۳۶۱ | ۱۳۹۹ | ۳۸ | ۶ | ۹/۸ | ۳/۸ | ۸۶۵ | ۸۶۱ | ۰/۰۳۶ |
| | ۱۰ | des | ۱۳۶۱ | ۱۴۰۸ | ۴۷ | -۱/۷ | ۲/۲ | ۳/۹ | ۸۶۷ | ۸۶۲ | ۰/۰۳۲ |
| | ۱۶ | des | ۱۳۶۱ | ۱۴۱۸ | ۵۷ | ۰/۲ | ۴/۶ | ۴/۴ | ۸۶۷ | ۸۶۱ | ۰/۰۳۴ |
| ۲۰۰۸ | ۱۱ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۳۷۰ | ۹ | -۱۳/۳ | -۱۱/۳ | ۲ | ۸۶۷ | ۸۶۶ | ۰/۰۳۷ |
| | ۲۷ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۳۷۰ | ۹ | -۶/۹ | -۵/۱ | ۱/۸ | ۸۶۲ | ۸۶۱ | ۰/۰۳۱ |
| | ۲۹ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۴۵۱ | ۹۰ | -۴/۹ | ۰/۶ | ۵/۵ | ۸۶۲ | ۸۵۲ | ۰/۰۳۶ |
| | ۲۳ | jan | ۱۳۶۱ | ۱۳۸۸ | ۲۷ | -۱۰/۷ | -۷/۳ | ۳/۴ | ۸۶۶ | ۸۶۳ | ۰/۰۳۹ |
| | ۱۸ | feb | ۱۳۶۱ | ۱۵۲۱ | ۱۶۰ | -۵/۳ | ۶/۱ | ۶/۹ | ۸۶۷ | ۸۵۰ | ۰/۰۳۵ |
| | ۱۱ | feb | ۲۴۷۵ | ۲۷۷۲ | ۲۹۷ | -۱۰/۱ | -۱/۳ | ۸/۸ | ۷۵۷ | ۷۲۹ | ۰/۰۴۰ |
| | ۱۹ | mar | ۱۳۶۱ | ۱۴۱۹ | ۵۸ | ۳/۲ | ۷/۸ | ۴/۶ | ۸۶۳ | ۸۵۷ | ۰/۰۳۶ |
| | ۵ | nov | ۱۳۶۱ | ۱۳۷۰ | ۹ | ۴/۴ | ۶/۶ | ۲/۲ | ۸۷۱ | ۸۷۰ | ۰/۰۴۵ |

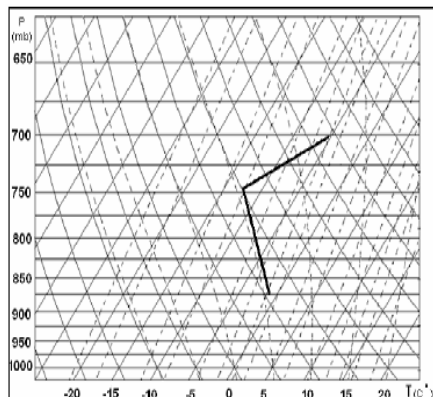
نقشه Skew-T نمونه‌های انتخابی

با توجه به این که تحلیل تمامی وارونگی‌های دمای بسیار شدید علی‌رغم کثرت آن‌ها امکان‌پذیر نبوده است، تنها به بررسی دو نمونه مربوط به روز ۱ ژانویه ۲۰۰۴ و ۴ ژانویه ۲۰۰۷ پرداخته شد. مشخصات نمونه‌های انتخابی در شکل (۱) نشان داده شده است. قسمت (الف) نقشه Skew-T روز ۱ ژانویه ۲۰۰۴ را نشان می‌دهد. خط ضخیم روی نقشه نیمرخ دما را در ارتفاعات مختلف نشان می‌دهد. همان‌طور که این نقشه نشان می‌دهد دما در سطح زمین ۲- درجه سانتی‌گراد است با افزایش ارتفاع، دما نیز کاهش یافته به‌طوری که در ارتفاع ۲۵۹۹ متری به ۱۱/۹- درجه سانتی‌گراد رسیده است. پس از آن نیمرخ دما به سمت افزایش دما رفته و در ارتفاع ۲۸۴۳ متری به ۵/۱- درجه سانتی‌گراد رسیده است. در واقع با افزایش ارتفاع ۶/۸ درجه سانتی‌گراد دمای هوا افزایش یافته است. از ارتفاعی که دمای هوا افزایش یافته لایه وارونگی شروع شده است. قسمت (ب) نقشه Skew-T روز ۴ ژانویه ۲۰۰۷ را نشان می‌دهد. در این روز لایه وارونگی از سطح زمین با دمای ۱۳/۹- درجه سانتی‌گراد شروع شده و در ارتفاع ۱۸۸۳ متری با دمای ۰/۵- درجه سانتی‌گراد تمام شده است. در واقع در داخل لایه وارونه‌ای به ضخامت ۵۲۲ متر، ۱۳/۴ درجه سانتی‌گراد افزایش دما وجود داشته است.



(ب)

شکل (ب) نقشه Skew-T روز ۴ ژانویه ۲۰۰۷



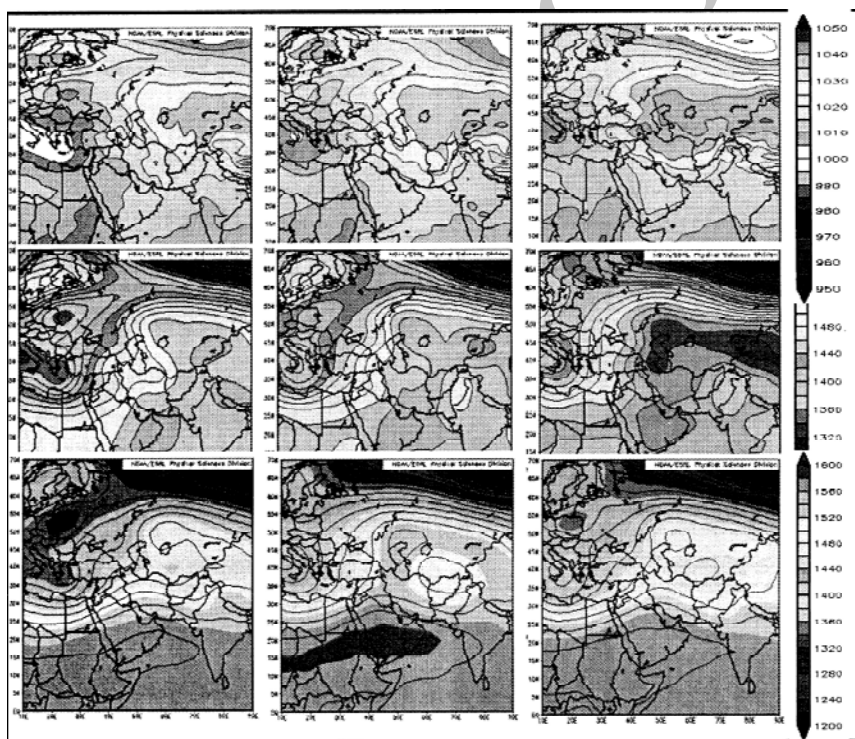
(الف)

شکل (۱) (الف) نقشه Skew-T روز ۱ ژانویه ۲۰۰۴

بررسی وضعیت سینوپتیکی روز ۱ ژانویه ۲۰۰۴

وضعیت سینوپتیکی روز اول ژانویه و یک روز قبل و بعد از آن در سه تراز سطح زمین، ۸۵۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکال در (شکل ۲) نشان داده شده است. بررسی نقشه سطح زمین مربوط به روز سی و یک دسامبر ۲۰۰۳ نشان می‌دهد که یک مرکز پرفشار کوچکی بر روی منطقه قفقاز با مرکزیت ۱۰۴۰ هکتوپاسکال قرار گرفته که دامنه‌های ۱۰۴۰ هکتوپاسکالی آن بر روی منطقه آذربایجان سرازیر شده است. در روز اول ژانویه سلول پرفشار به تدریج از منطقه خارج شده و مقدار فشار افت کرده است تا اینکه در روز ۲ ژانویه میزان فشار به ۱۰۲۵ هکتوپاسکال رسیده است. بررسی نقشه ۸۵۰ هکتوپاسکالی روز سی‌ام دسامبر استقرار یک مرکز پرفشار با ارتفاع ۱۶۰۰ متر را در روی منطقه قفقاز نشان می‌دهد که دامنه جنوبی آن به نیمه شمالی ایران وارد شده است. در روز سی و یکم به تدریج مرکز پرفشار جابه‌جا شده و به سمت شرق ایران رفته و دامنه‌های ۱۵۸۰ متری دوباره منطقه آذربایجان را فرا گرفته است. در روز اول ژانویه دامنه‌های آن از منطقه آذربایجان خارج شده و به دنبال آن سلول کم‌فشاری به منطقه نفوذ می‌کند. در روز دوم ژانویه دامنه‌های کم فشار با ارتفاع ۱۵۰۰ متر در منطقه حاکم می‌شوند. نقشه ۷۰۰ هکتوپاسکال استقرار یک مرکز

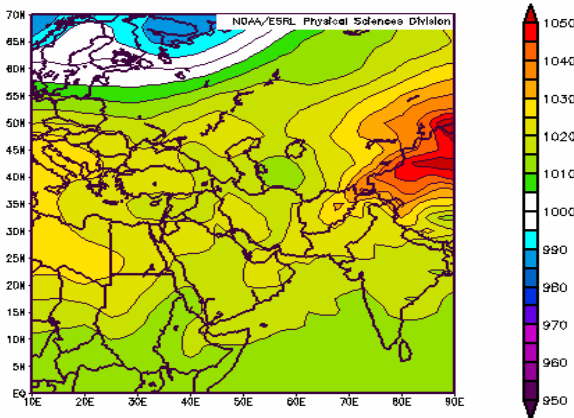
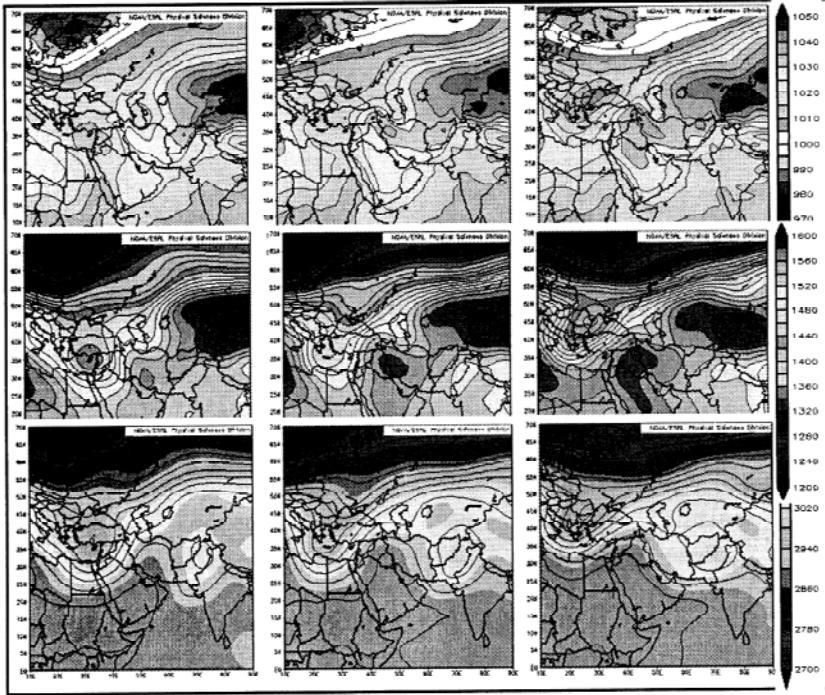
پرفشار را در جنوب ایران نشان می‌دهد که دامنه‌های ۱۱۰۰ متری آن در منطقه آذربایجان قرار گرفته است. علاوه بر آن یک سلول پرفشار کوچک با مرکزیت ۳۱۴۰ متر بر روی شمال ایران دیده می‌شود. در روز سی ام سلول پرفشار واقع در شمال به سمت پایین کشیده شده و فعالیت آن زیاد شده و به ارتفاع ۳۱۸۰ متر رسیده است، پرفشار جنوبی هم به سمت بالا حرکت کرده و دامنه‌های آن با دامنه ۳۱۴۰ متری پرفشار شمال ایران به هم پیوسته که منطقه آذربایجان هم تحت نفوذ آن قرار گرفته است. در روز سی و یکم پرفشار شمالی از بین رفته و در روز اول و دوم ژانویه کم‌فشاری از غرب ایران به طرف منطقه آذربایجان پیشروی کرده و مقدار ارتفاع در منطقه افت کرده و به ۲۹۸۰ متر رسیده است.



شکل (۲) نقشه‌های روز ۳۱ دسامبر و ۱ و ۲ ژانویه ۲۰۰۴ (افقی) در سه تراز سطح زمین، ۸۵۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکال (عمودی)

بررسی وضعیت سینوپتیکی روز ۴ ژانویه ۲۰۰۷

بررسی نقشه سطح زمین در روز سوم ژانویه یک سلول پرفشار قوی با مرکزیت ۱۰۴۰ هکتوپاسکال را در غرب و شمال غرب ایران نشان می‌دهد. این سلول دامنه‌هایی از مرکز پرفشار ۱۰۵۰ هکتوپاسکالی واقع بر روی پاکستان است. در روز چهارم دامنه‌های این سلول تضعیف شده و در روز پنجم که بعد از اوج شدت وارونگی است با پیشروی مرکز پرفشار به سمت شرق کره، دامنه‌های پرفشار کاملاً از منطقه خارج شده و فشار روی منطقه تا ۲۹۸۰ هکتوپاسکال کاهش یافته است. بررسی نقشه ۸۵۰ هکتوپاسکال روز سوم ژانویه استقرار یک مرکز پرفشار قوی با ارتفاع ۱۶۰۰ متر را در غرب ایران بر روی دریای مدیترانه نشان می‌دهد که دامنه‌هایی از آن با فشار ۱۵۶۰ هکتوپاسکال سرتاسر ایران را در بر گرفته و به صورت یک سلول بسته دیده می‌شود. در روز چهارم دامنه‌های این سلول از مرکز پرفشار واقع بر روی مدیترانه جدا شده و به دامنه‌های پرفشار واقع بر روی پاکستان متصل شده و فشار روی منطقه کاسته شده است. در روز پنجم با پیشروی کم‌فشار از شمال کره به سمت غرب ایران دامنه‌های پرفشار پسروی می‌کنند. نقشه ۷۰۰ هکتوپاسکالی روز سوم ژانویه ریح عمیقی را با ارتفاع ۳۱۰۰ متر در نیمه غربی کشور نشان می‌دهد که از پرفشار شبه جزیره عربستان به سمت شمال غرب ایران کشیده شده است. در روز چهارم ریح‌ها کل منطقه ایران را در برمی‌گیرند و در روز پنجم با نفوذ دامنه‌های کم‌فشار از شمال غرب ایران ریح‌ها پسروی کرده و به سمت شرق و جنوب شرق ایران تغییر جهت داده‌اند.



شکل (۳) نقشه‌های روز ۳، ۴ و ۵ ژانویه ۲۰۰۷ (افقی) در سه تراز سطح زمین، ۸۵۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکال (عمودی)

بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه سعی شد تا وارونگی‌های ضعیف و شدید از همدیگر تفکیک شده و چگونگی شکل‌گیری و تداوم وارونگی‌ها و ارتباط وارونگی‌های قوی با جریانات جوی بزرگ مقیاس نشان داده شود. با بررسی‌هایی که بر روی داده‌های رادیوسوند صورت گرفت مشخص شد که یک ارتباط قوی بین عملکرد لایه‌های وارونگی ضعیف و قوی با سیستم‌های کم‌فشار و پرفشار وجود دارد. به‌طوری که لایه‌های وارونگی شدید همواره با سیستم‌های پرفشار همراه هستند. بررسی نمونه‌ها نشان داد که با نفوذ سیستم‌های پرفشار در منطقه، لایه‌های وارونگی نیز شروع به شکل‌گیری می‌کنند. زمانی لایه‌های وارونگی به اوج شدت خود می‌رسند که چند روزی از ورود پرفشارها گذشته باشد. البته زمانی که پرفشارها در هر سه تراز سطح زمین، ۸۵۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکال وجود داشته باشند، پرفشار عمیقی را ایجاد خواهد شد که تداوم آن هم در منطقه به طول خواهد کشید. در واقع شکل‌گیری لایه‌های وارونگی به‌صورت دوره‌ای و با ورود سیستم‌های پرفشار کنترل می‌شود. در بررسی الگوهای سینوپتیکی نمونه‌ها مشخص شد که در تراز سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکال ورود سیستم‌های پرفشار از سمت غرب ایران و مدیترانه و نفوذ دامنه‌های پرفشار سیبری از سمت شمال شرق کشور فشار منطقه را افزایش می‌دهند. همچنین در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نفوذ ریح‌ها و دامنه‌ها از سمت جنوب کشور باعث افزایش فشار در منطقه می‌شوند. ریح‌ها از پرفشار شبه‌جزیره عربستان ناشی می‌شوند که هوای گرمی را بر روی منطقه سرازیر می‌کنند. با توجه به مطالب گفته شده پیشنهاد می‌شود که با بررسی و شناسایی سیستم‌های سینوپتیکی منجر به ایجاد پدیده وارونگی دما و پایداری جوی شهر تبریز، توسط متخصصان امر، وارونگی‌های دمای شدید و بسیار شدید قبل از وقوع آن‌ها پیش‌بینی شوند.

منابع

- ۱- اسمیت، کیت (۱۳۸۶)، «هبانی آب و هوا شناسی کاربردی»، ترجمه علی محمدخورشید دوست، انتشارات یاوریان، چاپ دوم.
- ۲- خطیبی، مریم (۱۳۷۴)، «مطالعه اقلیم شمال غرب ایران بر اساس تحلیل‌های سینوپتیکی»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.
- ۳- ذوالفقاری، حمشید (۱۳۷۹)، «تحلیل الگوهای زمانی و مکانی بارش‌های روزانه در غرب ایران با استفاده از روش‌های آماری و سینوپتیک»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.
- ۴- روشنی، رقیه (۱۳۸۹)، «نقش عناصر و عوامل آب و هوایی در وضعیت‌های وارونگی دمای شهر تبریز»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.
- ۵- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، «اقلیم‌شناسی سینوپتیک»، انتشارات سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها (سمت).
- ۶- فرشی فروغ، جواد (۱۳۶۶)، «اقلیم‌شناسی سینوپتیکی آذربایجان»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ژئوفیزیک تهران.
- ۷- کاویانی، م و علیجانی، بهلول (۱۳۸۰)، «هبانی آب و هواشناسی»، انتشارات سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها (سمت).
- ۸- هدایت، پریسا (۱۳۸۱)، «بررسی سینوپتیکی سیستم‌های اقلیمی موثر بر آلودگی هوای شهر تهران و بیماری‌های قلبی و ریوی»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- ۹- هدایت، پریسا و لشکری، حسن (۱۳۸۵)، «تحلیل الگوی سینوپتیکی اینورژن‌های شدید شهر تهران»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۶، صفحه ۸۲-۶۵.
- 10- Barry, R., (1997), "Synoptic Climatology, in J.E Oliver and R.W. Fairbrdge (eds)", *The Encyclopedia of Climatology*, New York: Van Nostrand Reinhold Book.

- 11- Bourne, S.M., Bhatt, U.S., Zhang, J., and Thoman, R., (2009), "Surface-based Temperature Inversions in Alaska from a Climate Perspective", *Atmospheric Research*, pp 353-366.
- 12- Iacobellis, Sam. F., Norris, Joel. R., Kanamitsu, Masao, Tyree, Mary., and Cayan, Daniel C., (2009), "Climate Variability and California Low-level Temperature Inversions", California Climate Change Center, pp 1- 47.
- 13- Jonathan D. Kahl, (1989), "Characteristics of the Low-level Temperature Inversion along the Alaskan Arctic Coast", Digital Object Identifier.
- 14- Whiteman, C. David; Bian, Xindi; Zhong, Shiyuan, (1999), "Article: Wintertime Evolution of the Temperature Inversion in the Colorado Plateau Basin", *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- 15- Yarnal, B., (1993), "*Synoptic Climatology in Enviromental Analysis*" London, A Primer Belhaven Press.

Archive