فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال سی و دوم، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۶، شماره پیاپی ۱۲۵

دکتر تقی طاوسی، استاد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان **Dr. T. Tavousi**
نسرین حسین‌آبادی، دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان **N. Hossein Abadi**
t.tavousi@gep.usb.ac.ir

ارزیابی شاخص‌های وارونگی دمای لایه‌مرزی هوای شهر تهران

دریافت مقاله: ۹۵/۱۱/۲۰ پذیرش نهایی: ۹۶/۵/۲۲

DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120

چکیده

هدف این پژوهش بررسی وارونگی دمای لایه مرزی هوای شهر تهران طی سال‌های ۲۰۱۴-۲۰۱۰ در مقیاس زمانی روزانه، ماهانه و فصلی است. بدین منظور پارامترهای ارتفاع پایه و ارتفاع رأس وارونگی، دمای لایه پایه و رأس وارونگی، اختلاف دما بین دولایه مزبور، عمق لایه وارونگی، مقدار فشار هوا در لایه پایه و لایه رأس وارونگی در دوره آماری ۲۰۱۴-۲۰۱۰ مورد بررسی قرار گرفت، سپس روزهای دارای وارونگی از نوع تابشی (ناشی از سرمایش شبانه پوشش سطح زمین) و فرونشینی هوا (پویشی) تفکیک گردید. با استفاده از شاخص‌های مختلف روزها بر اساس شدت وارونگی از ضعیف تا بسیار شدید طبقه‌بندی گردید. نتایج نشان داد تعداد روزهای توأم با پدیده وارونگی دما در دوره مورد مطالعه ۲۳۱ روز بوده است که شامل ۲۰۶ روز (۸۹ درصد) وارونگی تابشی و ۲۵ روز (۱۱ درصد) وارونگی فرونشینی می‌شود که بیشترین وارونگی دما در فصل تابستان و کمترین آن در فصل بهار رخ‌داده است. به‌هرروی، وارونگی‌های بسیار شدید در فصل پاییز و زمستان رخ‌داده است. بیشترین فراوانی وارونگی‌های تابشی و فرونشینی در دوره مورد مطالعه در فصل تابستان مشاهده‌شده است. وارونگی دمایی در زمستان ضخامت کمتر و شدت بیشتری دارد همچنین روزهای با تداوم پدیده می‌تواند سهم زیادی در پایداری هوا در لایه‌های نزدیک سطح زمین به‌ویژه در فصول سرد سال و معضلات ناشی از آن داشته باشند.

واژگان کلیدی: وارونگی دما، شدت وارونگی، عمق وارونگی، تهران.

مقدمه

با توجه به ترکیب جو در لایه‌های مختلف و فعل‌وانفعالات درون آن، گرادیان قائم دما در تمام لایه‌های جو یکسان نیست، در تروپوسفر پایینی که نزدیک‌ترین لایه به سطح زمین است در حالت طبیعی دما از سطح زمین با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد، اگر به هر دلیلی این روند طبیعی به‌هم‌خورده و دما با افزایش ارتفاع کاهش نیافته یا افزایش یابد، در این شرایط هوای مجاور سطح زمین سردتر از سطوح بالایی جو بوده و در نتیجه این حالت حرکات عمودی جو متوقف و هوای سطح زمین به حالت پایدار می‌رسد و با توجه به تزریق دائم آلاینده‌ها به لایه‌مرزی، در شرایط پایداری غلظت آلاینده‌ها به شدت افزایش می‌یابد و هر چه مدت زمان پایداری افزایش یابد و ارتفاع پایداری کمتر باشد مانع اختلاط این سطح با سطوح بالاتر جو شده و در نتیجه آلودگی هوا تشدید می‌شود. مهم‌ترین عامل اقلیمی مؤثر در آلودگی هوای تهران وارونگی‌های دمایی هست که به دو صورت تابشی و فرونشینی ایجاد می‌شوند.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

در بررسی وارونگی‌های دمایی تعیین روند میانگین دمای هوا و تعیین نیمرخ دمای عمودی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، که این کار در ایستگاه‌های جو بالای سازمان هواشناسی کشور انجام می‌گیرد.

از جمله مطالعات صورت گرفته در زمینه وارونگی‌های دمایی بررسی وارونگی‌های مجاور سطح زمین مربوط به دو ایستگاه واقع در سواحل شمال آلاسکا است که نشان داد ضخامت و توسعه وارونگی‌های سطح پایین آلاسکا به واکنش‌های پیچیده بین نیروی تابشی، فعالیت سینوپتیکی و دینامیکی یخ و دریا مربوط می‌شود (Jonathan,1989).

کانکانالا[1]، (۲۰۰۷)، بورن[2]، (۲۰۰۸)، بامطالعه وارونگی‌های سطح پایین آلاسکا نشان دادند که پوشش ابری بر روی ساختار وارونگی‌ها تأثیر می‌گذارد گسترش پوشش ابری باعث برگشت امواج بلند زمینی به سطح زمین شده، در نتیجه با گرمایش زمین وارونگی‌ها ضعیف و با کاهش و یا عدم وجود ابر وارونگی تشدید می‌شود. فریتز[3] (۲۰۰۶) نیز وارونگی‌های دماهای سطح پایین اتمسفر و پایداری‌های جوی و اثرات آن در کاربردهای کشاورزی را بررسی کردد. یاکوبلیس[4]، (۲۰۰۹) بامطالعه تغییر اقلیم و تأثیر آن بر روی وارونگی‌های دمای سطح پایین کالیفرنیا طی سال‌های ۲۰۰۷-۱۹۶۰ نتایج نشان داد که همبستگی شدید بین سیستم‌های جوی بزرگ‌مقیاس و وقوع پدیده وارونگی وجود دارد به‌طوری که وقوع وارونگی شدید همواره با سیستم‌های پرفشار و وارونگی‌های ضعیف با سیستم‌های کم‌فشار همراه هست. یاسمین[5]، (۲۰۱۱) در پژوهشی تحت عنوان بررسی تغییرات لایه وارونگی دما طی سال‌های ۲۰۰۹-۲۰۰۰ و تأثیر آن بر کیفیت هوا در شهر ساحلی کراچی پاکستان نشان داد که بیشترین فراوانی وارونگی‌های دمایی در فصل مونسون (جولای تا سپتامبر) روی کراچی رخ‌داده است و بیشترین رخدادها در شب و ساعات ۰۰۰ و ۱۸ گرینویچ اغلب در ماه‌های تابستان و به‌طور عمده در سطح فشار ۹۵۰-۸۵۰ هکتوپاسکال بوده است. کوبر[6] (۲۰۱۳) با بررسی تأثیر وارونگی‌های دمایی بر آلودگی هوا در شهر سبیونشان داد که به علت موقعیت فرورفته فلات ترانسیلوانیا، وارونگی‌های دمایی باعث بروز دماهای بسیار پایین و همچنین ایجاد یک‌لایه هوای پایدار می‌شوند که با بررسی غلظت آلاینده‌های دی‌اکسید گوگرد SO_2، دی‌اکسید نیتروژن NO_2، مونوکسید کربن CO و اوزون O_3 در روزهای با وارونگی دما و بدون وارونگی مشخص شد که با وقوع وارونگی دما، فشار بالای جو و سرعت‌پایین باد غلظت دو مورد از آلاینده‌ها به شدت افزایش می‌یابد. ویلیامز و تورپ[7] (۲۰۱۵) با بررسی ویژگی‌های وارونگی‌های دمای شبانه فصل بهار در محدوده عرض‌های جغرافیایی بالا در دو شیب شمال و جنوب دره‌ای در نزدیکی کوو در فنلاند در یک دوره ۱۰ روزه در مارس ۲۰۱۴ نشان دادند که وارونگی‌های دمایی قوی در برخی شب‌ها عمدتاً در روز بعد از بین می‌رود اما در دوره‌های معتدل و خیلی مرطوب این توده‌های هوای سرد (CAP) بیشتر در دره می‌مانند. تجزیه و تحلیل داده‌ها ۷ ساله توسط برومرو شولتز[8]، (۲۰۱۵) صورت گرفت، وارونگی دما اندازه‌گیری شده در ارتفاع ۲۸۰ متری در ایستگاه هواشناسی هامبورگ نشان داد که واگرایی جریان تابشی فرآیند بسیار مهمی برای تشکیل و انحلال لایه وارونگی دما هست.

زنگو ژانگ[9]، (۲۰۱۷) بامطالعه تاثیرعناصر هواشناسی بر تداوم آلودگی‌های سنگین هوا در منطقه چنگدو چین در جشن بهار سال ۲۰۱۴ نشان داد که نه تنها فاکتورهای سطحی هواشناسی، بلکه ساختار لایه‌مرزی و وجود وارونگی‌های دمایی نقش مهمی در انتشار عمودی آلاینده ایفا می‌کند.

[1] Kankanala
[2] Bourne
[3] Fritz
[4] Iacobellis
[5] Yasmeen
[6] Kober
[7] Williams & Thorp
[8] Brümmer & Schultze
[9] Zeng & Zhang

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

از دیگر کارهایی که در زمینه اینورژن انجام شده است می‌تواند به تحقیق محسنی (۱۳۶۶) با عنوان تأثیر عوامل جوی بر آلودگی هوای تهران و بررسی آلودگی هوای تهران در رابطه با پایداری و وارونگی دمای جو (اینورژن) اشاره کرد نتایج حاصل نشان می‌دهد که در زمان‌هایی که تعداد وارونگی زیاد و ضخامت لایه وارونگی کم باشد میزان آلودگی افزایش می‌یابد و بیشترین وارونگی‌ها در پاییز و زمستان اتفاق می‌افتد (انصافی مقدم،۱۳۷۲). بررسی و تحلیل الگوی سینوپتیکی وارونگی‌های شهر تهران نشان داد که چهار الگوی سینوپتیکی باعث ایجاد وارونگی‌های شدید دمایی در تهران است (هدایت و لشکری،۱۳۸۵). نقش اقلیم و ساختار جغرافیایی در آلودگی هوای شهر تهران توسط پوراحمد مورد بررسی قرارگرفته است (پوراحمد،۱۳۷۷). در تحقیقی دیگر صفوی و علیجانی (۱۳۸۵) عوامل جغرافیایی در آلودگی هوای تهران را بررسی کردند، نتایج این مطالعه نشان داد که ویژگی‌های طبیعی شهر اثر بسیار زیاد در آلودگی آن دارد وارونگی‌های دمایی که از ویژگی‌های دوره سرد سال است به همراه آنتی سیکلون‌ها هوای پایدار ایجاد می‌کند.

قسامی (۱۳۸۹) به مطالعه تغییرات شیو (گرادیان) قائم دمای پتانسیل در لایه‌مرزی برای شرایط شبانه و ناپایدار روزانه در چند دوره بحرانی آلودگی هوای تهران پرداختند. وضعیت و شدت وارونگی‌های سطح پایین‌شهر تبریز طی دوره ۲۰۰۸- ۲۰۰۴ توسط جهانبخش و روشنی (۱۳۹۲) بررسی شد و نتایج این پژوهش نشان داد که اکثر وارونگی‌ها بسیار شدید که در فصل زمستان اتفاق افتاده‌اند از نوع تابشی بوده و ۷۰ درصد وارونگی‌های دمای دومرحله‌ای که نقش ویژه‌ای در تداوم وارونگی دارند در فصل زمستان به‌ویژه در ماه ژانویه رخ می‌دهد. تحلیل رابطه بین ضخامت و ارتفاع وارونگی و شدت آلودگی در شهر تهران را کیخسروی و لشکری (۱۳۹۳) انجام دادند و به این نتیجه رسیدند که زمانی که ارتفاع لایه وارونه به سطح زمین نزدیک شده است برشدت آلودگی هوا افزوده‌شده است، این مسئله در وارونگی‌های انتقالی به‌طور چشمگیری برشدت آلودگی هوا افزوده است، در وارونگی-های با منشأ دینامیکی، شرایط اقلیمی حاکم به‌گونه‌ای بوده است که پایداری عمیق در لایه‌های نزدیک سطح زمین ایجاد نموده است. دلجو (۱۳۷۹) در پژوهش خویش بیان می‌کند که حداقل ارتفاع اینورژن در اواخر پاییز و اوایل زمستان رخ می‌دهد و ارتفاع اینورژن با شدت آن همبستگی منفی دارد.

بررسی شرایط الگوی سینوپتیکی حاکم بر وضعیت‌های دمای بسیار شدید شهر تبریز را جهانبخش اصل و روشنی (۱۳۹۳) انجام دادند و به این نتیجه رسیدند که با بررسی سیستم‌های سینوپتیکی که منجر به بروز پدیده وارونگی دما می‌شوند و از طریق شناسایی الگوهای حاکم بر آن می‌تواند وقوع وارونگی‌های دمای بسیار شدید را پیش‌بینی و الگوهای منجر به آلودگی را شناسایی کرد. در پژوهش دیگر نگارندگان که به بررسی لایه‌مرزی شهر تهران پرداخته‌شده است، مشخص شد که شدیدترین وارونگی‌ها در پاییز به وقوع پیوسته و لایه وارونگی دما در فصل پاییز کمترین فاصله با سطح زمین را دارد (طاوسی، حسین‌آبادی، ۲۰۱۶).

شهر تهران با مساحتی حدود ۸۰۰ کیلومترمربع در دامنه جنوبی البرز در یک محیطی نیم‌بسته قرار دارد (سعید نیا،۱۳۶۸). ارتفاع شهر در جنوب در فرودگاه مهرآباد ۱۲۰۰ متر و در شمال به ۲۰۰۰ متر می‌رسد کوه‌های البرز در شمال و شمال شرق آن به‌عنوان سدی جلو بادهای غربی را سد کرده و سبب می‌شوند که همه آلاینده‌ها در سطح شهر باقی بمانند. وجود شرایط وارونگی فراوان و استقرار مداوم سیستم‌های پرفشار در طول سال همه از ویژگی‌های طبیعی منطقه هستند که نمی‌توان آن‌ها را تعدیل کرده و یا از بین برد (صفوی و علیجانی،۱۳۸۵). ارتفاع تهران از سطح دریا در حدود ۹۰۰ تا ۱۸۰۰ متر است. این اختلاف سطح به علت گستردگی و وسعت زیاد این شهر است. ارتفاعات البرز شمالی و کوه‌های محدود بی‌بی شهربانو دیواره شرقی شهر را تشکیل می‌دهند؛ اما نواحی جنوبی و غربی تهران چندان مرتفع نیست (ثنایی و همکاران،۱۳۹۴).

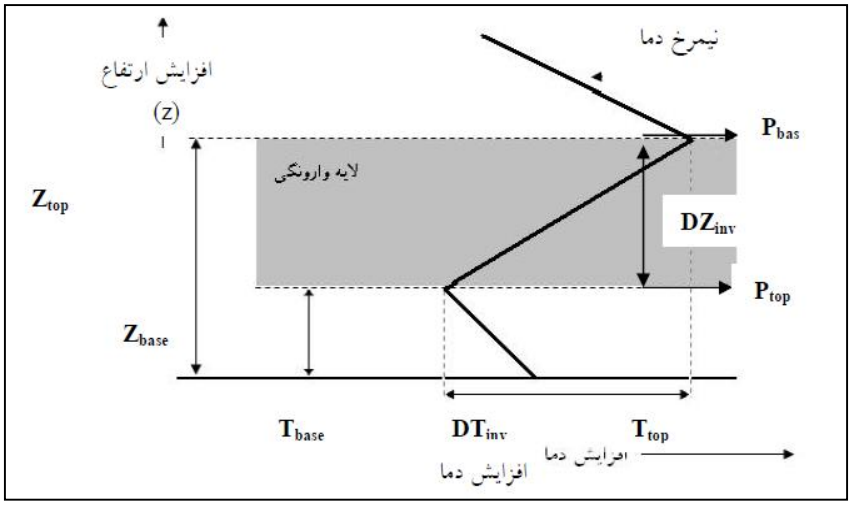
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

ساخت توپوگرافی شهر تهران نقش غیرقابل‌انکاری در تشدید آلودگی و فراوانی روزهای اینورژنی شهر تهران دارد. وجود ارتفاعاتی که به صورت نعل اسبی شهر تهران را در برگرفته است سبب می‌شود بادهای محلی نتوانند هوای آلوده را از شهر خارج نمایند و بخش اعظم هوای آلوده تا زمان وزش بادهای تند میان شمال و جنوب شهر جابجا شود (محسنی،۱۳۶۶).

روش تحقیق

در این پژوهش داده‌های رادیوسوند جو بالای ایستگاه مهرآباد برای ساعت ۰۰ گرینویچ (۳/۵ محلی) و ساعت ۱۲ گرینویچ (۱۵/۵ محلی) طی سال‌های ۲۰۱۴- ۲۰۱۰ در مقیاس روزانه، ماهانه و فصلی از دانشگاه وایومینگ[1] اخذ و مورد استفاده قرار گرفت. این داده‌ها شامل شاخص‌های ترمودینامیکی از قبیل شاخص SI، LI، KI و TT بودند. همچنین دیگر داده‌های استفاده‌شده، اطلاعات مخابره شده رادیوسوند شامل ارتفاع پایه وارونگی از سطح زمین به متر (Zbase)، ارتفاع رأس وارونگی از سطح زمین به متر (Ztop)مقدار دما در پایه و رأس لایه وارونگی به درجه سلسیوس (Tbase)، اختلاف دما بین پایه رأس لایه وارونگی به درجه سلسیوس (DTinv)، عمق لایه وارونگی به متر (DZinv) و مقدار فشار در پایه (Pbase) و رأس لایه وارونگی (Ptop) حداکثر تا ارتفاع ۷۰۰ هکتوپاسکال است.



شکل ۱- نیمرخ وارونگی دمای هوا

(Iacobellis et all, 2009)

ابتدا روزهای دارای شرایط پایداری با استفاده از شاخص‌های ترمودینامیکی SI، KI، TT وLI استخراج گردید، سپس به‌منظور بررسی صحت کار با استفاده از داده‌های پروفایل دما روزهای دارای شرایط وارونگی برای هر یک از ماه‌ها در سال‌های مورد بررسی استخراج شد.

در مرحله بعد روزها برحسب نوع وارونگی تقسیم‌بندی شد وارونگی‌هایی را که از سطح زمین شروع‌شده و تا ارتفاع ۵۰ متری سطح زمین ادامه داشتند، به‌عنوان وارونگی تابشی[2] و وارونگی‌هایی که پایه آن‌ها از ارتفاع ۵۰ متری شروع می‌شدند، به‌عنوان وارونگی فرونشینی[3] در نظر گرفته شد (جهانبخش اصل و همکاران،۱۳۹۲). وارونگی‌های تابشی براثر سرد شدن شدید زمین تشکیل می‌شوند و وارونگی‌های فرونشینی عمدتاً براثر استقرار سیستم‌های پایدار جوی پرفشارها و زبانه‌های آن‌ها ایجاد می‌شوند. هر دو پدیده ویژگی اصلی دوره سرد سال هستند (دلجو، ۱۳۷۸). سپس وارونگی‌ها برحسب شدت با استفاده از پارامترهای مختلف

[1]. weather.uwyo.edu/upper air/sounding.htm
[2]. Radiation Inversion
[3]. Subsidence Inversion

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]
[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

تقسیم‌بندی گردید یکی از شاخص‌های مورد استفاده برای طبقه‌بندی وارونگی‌ها رابطه (۱) است که برای محاسبه شدت وارونگی از سه پارامتر ضخامت، عمق وارونگی و اختلاف دما استفاده شد (جهانبخش،۱۳۹۲).

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

$\Delta\theta$ اختلاف دمای پتانسیل رأس و پایه وارونگی به درجه کلوین

Δz ضخامت لایه وارونگی به متر

Z ارتفاع ایستگاه به هکتومتر

$$\theta = T - \left(\frac{1000}{P}\right)^{0.286} \quad (۲)$$

θ دمای پتانسیل به درجه کلوین

T دما به کلوین

P فشار هوا به هکتوپاسکال

شاخص مورد استفاده بعدی برای طبقه‌بندی وارونگی‌ها رابطه (۳) است که برای محاسبه شدت وارونگی از دو پارامتر اختلاف دمای پتانسیل و عمق وارونگی استفاده شد و لاپس ریت نامیده می‌شود:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta Z} \quad (۳)$$

شرایط پایدار $\Delta\theta/\Delta Z>0$

شرایط ناپایدار $\Delta\theta/\Delta Z<0$

شرایط خنثی $\Delta\theta/\Delta Z=0$

منطقه مورد مطالعه

شهر تهران با مساحتی حدود ۸۰۰ کیلومترمربع در جنوب کوه‌های البرز واقع‌شده است. ازنظر جغرافیایی در $^{o}۵۱$ ′۶ تا $^{o}۵۱$ ′۳۸ طول شرقی و $^{o}۳۵$ ′۳۴ تا $^{o}۳۵$ ′۵۱ عرض شمالی قرارگرفته است. ارتفاع تهران از سطح دریا در حدود ۹۰۰ تا ۱۸۰۰ متر است. این اختلاف سطح به علت گستردگی و وسعت زیاد این شهر است. ارتفاعات البرز شمالی و کوه‌های محدود بی‌بی شهربانو دیواره شرقی شهر را تشکیل می‌دهند؛ اما نواحی جنوبی و غربی تهران چندان مرتفع نیست (ثنایی و همکاران،۱۳۹۴).

مبانی نظری

دمای هوای محیط در تروپوسفر معمولاً با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد (به ازای هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع بین ۵ الی ۶ درجه سلسیوس دما کاهش می‌یابد) ولی گاهی با افزایش ارتفاع، دمای هوا افزایش‌یافته که به این وضعیت وارونگی دمایی یا اینورژن می‌گویند (Pankajakshan et al, 1999). می‌توان گفت معیار تشخیص ارزیابی این پدیده، دو فاکتور ارتفاع و تغییرات دما هست که در حالت وقوع پدیده وارونگی دمایی این پدیده‌ها با یکدیگر ارتباط مستقیم دارند (Nodz et al, 2006).

یافته‌های تحقیق

فراوانی وارونگی‌های دمای تابشی و فرونشینی طی سال‌های ۲۰۱۴-۲۰۱۰ نشان می‌دهد (جدول ۱). همان‌طور که ملاحظه می‌شود فراوانی وارونگی‌های دمایی در هرسال متفاوت است. با توجه به این جدول بیشترین وارونگی‌ها در سال ۲۰۱۴، ۲۸۱ مورد و کمترین وارونگی در سال ۲۰۱۲ با ۲۰۲ مورد مشاهده‌شده است در این بین سهم وارونگی تابشی بیشتر از وارونگی فرونشینی

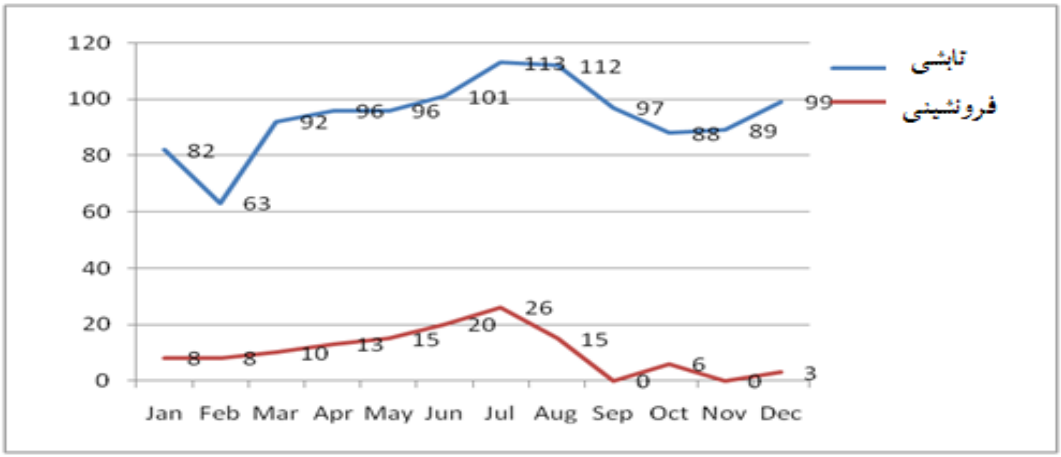
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

است. شکل ۲ فراوانی وارونگی‌های دمای تابشی و فرونشینی ماهانه طی سال‌های ۲۰۱۴-۲۰۱۰ را نشان می‌دهد. با توجه به نمودار، بیشترین فراوانی وارونگی دمای تابشی درجولای (۱۱۳ مورد) و کمترین میزان وارونگی دمایی درفوریه (۶۳ مورد) در دوره مورد مطالعه مشاهده‌شده است. به‌طورکلی همه ماه‌های سال درصدی از وارونگی تابشی را دارا می‌باشند. بیشترین فراوانی وارونگی‌های فرونشینی مربوط به ماه جولای (۲۶ مورد) است و در ماه‌های سپتامبر و نوامبر هیچ وارونگی فرونشینی مشاهده نشده است.

جدول ۱- مشخصات وارونگی‌های دمایی شهر تهران ۲۰۱۴-۲۰۱۰

ضخامت (متر)			ارتفاع رأس وارونگی (متر)			ارتفاع پایه وارونگی (متر)			وارونگی فرونشینی	وارونگی تابشی	فراوانی	سال
حداقل	میانگین	حداکثر	حداقل	میانگین	حداکثر	حداقل	میانگین	حداکثر				
۹	۱۳۳	۸۱۶	۱۲۰۰	۱۳۳۳	۲۰۰۷	۱۱۹۱	۱۴۵۰	۱۷۰۹	۱۷	۱۸۷	۲۰۴	۲۰۱۰
۹	۱۵۴	۶۷۱	۱۲۰۰	۱۳۶۸	۱۹۲۲	۱۱۹۱	۱۴۵۵	۱۷۱۹	۳۱	۱۹۹	۲۳۰	۲۰۱۱
۹	۱۴۶	۵۳۲	۱۲۰۰	۱۳۴۸	۲۰۹۹	۱۱۹۱	۱۳۷۹	۱۵۶۷	۱۱	۱۹۱	۲۰۲	۲۰۱۲
۹	۱۲۸	۵۳۱	۱۲۰۰	۱۳۵۰	۲۰۲۹	۱۱۹۱	۱۵۰۸	۱۸۲۶	۴۴	۱۹۷	۲۴۱	۲۰۱۳
۹	۱۰۹	۷۱۱	۱۲۰۰	۱۳۱۹	۲۸۱۱	۱۱۹۱	۱۸۳۷	۲۴۸۴	۲۵	۲۵۶	۲۸۱	۲۰۱۴
۹	۱۳۴	۶۵۲	۱۲۰۰	۱۳۴۳	۲۱۷۳	۱۱۹۱	۱۵۲۵	۱۸۶۱	۲۵	۲۰۶	۲۳۱	میانگین



شکل ۲- میانگین ارتفاع و فراوانی وارونگی‌های تابشی و فرونشینی در ماه‌های مختلف سال

جدول ۲- مشخصات وارونگی‌های دما در فصول مختلف سال شهر تهران طی ۲۰۱۴-۲۰۱۰

مشخصات	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
مجموع وارونگی	۲۴۳	۳۵۵	۲۵۳	۲۵۱
وارونگی تابشی	۲۱۱	۲۹۹	۲۴۵	۲۲۷
وارونگی فرونشینی	۳۲	۵۶	۸	۲۴
متوسط ارتفاع پایه(متر)	۱۲۱۲	۱۲۱۱	۱۱۹۶	۱۲۱۶
متوسط ارتفاع رأس(متر)	۱۳۶۳	۱۳۵۳	۱۳۱۹	۱۳۳۴
متوسط ضخامت(متر)	۱۵۰	۱۴۲	۱۲۲	۱۱۸

مشخصات وارونگی‌های دمایی فصول مختلف سال شهر تهران نشان می‌دهد که در تمام فصول سال در شهر تهران وارونگی دمایی مشاهده می‌شود (جدول ۲)، در فصول تابستان، پاییز، زمستان و بهار به ترتیب بیشترین تا کمترین فراوانی وارونگی

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]
[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

مشاهده شده است؛ که از این میان سهم وارونگی‌های تابشی در فصل تابستان و سپس پاییز از فصول دیگر بیشتر است، کمترین وارونگی تابشی هم در فصل بهار (۲۱۱ مورد) مشاهده‌شده است. در دوره مورد مطالعه فصل تابستان و سپس پاییز دارای بیشترین سهم وارونگی فرونشینی است کمترین وارونگی‌های فرونشینی در بهار مشاهده‌شده است. ارتفاع رأس وارونگی و ضخامت آن در فصول بهار و تابستان بیشتر از فصول دیگر است. ارتفاع پایه لایه وارونگی در فصل پاییز در مقایسه با فصول دیگر به سطح زمین نزدیک‌تر است، در فصول زمستان و پاییز ضخامت لایه وارونگی کاهش‌یافته است.

جدول ۳- میانگین دمای پایه و رأس لایه وارونگی و اختلاف آن‌ها طی سال‌های ۲۰۱۴-۲۰۱۰

(Tbase)متوسط دمای پایه لایه وارونگی به درجه سلسیوس												
سال	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
۲۰۱۰	۶/۸	۶/۱	۱۲/۸	۱۴/۳	۱۸/۹	۲۵/۲	۲۶/۴	۱۸/۸	۹/۵	۷/۱	۹/۴	۷/۱
۲۰۱۱	۳/۳	۳/۴	۸/۲	۱۵/۷	۲۰/۴	۲۱/۷	۲۹/۲	۲۷/۳	۲۲/۶	۱۴/۹	۶/۶	۲/۹
۲۰۱۲	۲/۱	۲/۴	۷/۷	۱۵/۲	۲۰/۱	۲۳/۱	۲۷/۶	۲۸/۱	۲۴/۴	۱۹	۱۲/۱	۴/۴
۲۰۱۳	۴/۱	۶/۸	۱۴/۷	۱۶/۳	۱۸/۱	۲۲/۸	۲۶/۶	۲۵/۳	۲۵/۲	۱۵/۸	۱۱/۸	۳/۹
۲۰۱۴	۲/۸	۴/۸	۹/۵	۱۴/۵	۲۱/۹	۲۵/۵	۲۷/۵	۲۸	۲۳	۱۶/۹	۹/۵	۶/۹
میانگین	۳/۸	۴/۷	۱۰/۵	۱۵/۴	۱۹/۸	۲۳/۶	۲۷/۴	۲۵/۵	۲۰/۹	۱۴/۷	۹/۸	۵
(Ttop) متوسط دمای رأس لایه وارونگی به درجه سلسیوس												
۲۰۱۰	۸/۳	۷/۸	۱۵/۸	۱۶/۵	۲۰/۹	۲۷/۶	۲۹	۲۱/۸	۱۲/۷	۹/۳	۱۲/۶	۹/۳
۲۰۱۱	۴/۴	۵/۲	۹/۶	۱۷/۲	۲۲/۲	۲۳/۴	۳۱	۲۹/۸	۲۴/۹	۱۷	۷/۹	۴/۶
۲۰۱۲	۳/۵	۴/۴	۹/۳	۱۶/۸	۱۶/۴	۲۵/۱	۲۹/۸	۳۰/۱	۲۶/۱	۲۰/۷	۱۳/۵	۵/۸
۲۰۱۳	۶/۴	۸/۳	۱۵/۸	۱۷/۳	۲۰/۱	۲۶/۴	۳۰/۱	۲۷/۹	۲۷/۱	۱۸/۲	۱۳	۵/۶
۲۰۱۴	۴/۴	۶/۴	۱۰/۳	۱۵/۹	۲۳/۲	۲۷/۴	۳۰/۳	۳۱	۲۷	۲۱/۱	۱۷/۳	۱۶/۱
میانگین	۵/۴	۶/۴	۱۲/۱	۱۶/۷	۲۰/۵	۲۵/۹	۳۰	۲۸/۱	۲۳/۵	۱۷/۲	۱۲/۸	۸/۸
(DTinv) متوسط اختلاف دمای پایه و رأس لایه وارونگی به درجه سلسیوس												
۲۰۱۰	۱/۴	۱/۶	۳	۲/۱	۲	۲/۴	۲/۵	۳	۳/۲	۲/۱	۳/۲	۲/۱
۲۰۱۱	۱/۱	۱/۸	۱/۳	۱/۵	۱/۷	۱/۸	۱/۷	۲/۵	۲/۵	۲/۱	۱/۲	۱/۷
۲۰۱۲	۱/۴	۲	۱/۵	۱/۶	۱/۴	۱/۹	۲/۲	۱/۹	۱/۷	۱/۷	۱/۳	۱/۴
۲۰۱۳	۲/۳	۱/۵	۱	۱	۲	۳/۶	۳/۵	۲/۵	۱/۸	۲/۴	۱/۱	۱/۶
۲۰۱۴	۱/۵	۱/۵	۰/۸	۱/۳	۱/۲	۱/۸	۲/۸	۲/۹	۴	۴/۲	۷/۷	۹/۱
میانگین	۱/۵	۱/۶	۱/۵	۱/۵	۱/۶	۲/۳	۲/۵	۳	۲/۸	۲/۵	۴/۸	۳/۱
متوسط ارتفاع پایه لایه وارونگی به متر												
۲۰۱۰	۱۲۱۵	۱۲۳۲	۱۲۰۰	۱۱۹۸	۱۱۹۱	۱۱۹۳	۱۲۰۴	۱۱۹۱	۱۱۹۱	۱۱۹۱	۱۱۹۱	۱۱۹۱
۲۰۱۱	۱۲۳۴	۱۱۹۹	۱۲۰۸	۱۲۱۷	۱۲۳۸	۱۲۲۷	۱۲۳۱	۱۲۰۹	۱۱۹۱	۱۱۹۹	۱۱۹۱	۱۱۹۱
۲۰۱۲	۱۲۱۸	۱۲۱۳	۱۱۹۱	۱۱۹۱	۱۱۹۱	۱۱۹۸	۱۲۱۲	۱۲۱۱	۱۱۹۲	۱۱۹۹	۱۱۹۱	۱۲۲۶
۲۰۱۳	۱۲۲۰	۱۲۴۷	۱۲۱۰	۱۲۴۳	۱۲۳۳	۱۲۳۴	۱۲۲۱	۱۲۳۴	۱۱۹۴	۱۲۰۶	۱۱۹۱	۱۲۰۱
۲۰۱۴	۱۱۹۸	۱۱۹۱	۱۲۲۰	۱۲۲۰	۱۲۱۳	۱۲۳۹	۱۲۲۵	۱۱۹۶	۱۱۹۵	۱۱۹۶	۱۱۹۱	۱۲۱۳
میانگین	۱۲۱۷	۱۲۱۶	۱۲۰۵	۱۲۱۳	۱۲۱۴	۱۲۱۸	۱۲۱۸	۱۲۰۸	۱۱۹۲	۱۱۹۸	۱۱۹۱	۱۲۰۴

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

ادامه جدول ۳-

متوسط ارتفاع رأس لایه وارونگی به متر											
۲۰۱۰	۱۳۶۸	۱۲۹۸	۱۳۳۵	۱۳۴۰	۱۳۴۸	۱۳۷۰	۱۳۸۹	۱۲۹۳	۱۲۵۵	۱۴۱۶	۱۲۵۴	۱۴۱۶
۲۰۱۱	۱۳۲۵	۱۳۳۲	۱۳۱۰	۱۳۵۰	۱۳۸۴	۱۳۸۲	۱۳۷۹	۱۳۷۵	۱۳۷۱	۱۳۸۸	۱۳۵۱	۱۴۲۳
۲۰۱۲	۱۳۰۱	۱۳۴۴	۱۳۵۴	۱۳۷۶	۱۳۵۷	۱۳۹۹	۱۳۳۸	۱۳۴۹	۱۳۳۹	۱۳۰۴	۱۲۹۵	۱۳۹۱
۲۰۱۳	۱۳۴۹	۱۳۶۸	۱۳۲۳	۱۳۳۶	۱۳۶۲	۱۴۰۷	۱۴۰۲	۱۳۷۷	۱۳۰۸	۱۳۱۶	۱۲۲۸	۱۳۱۹
۲۰۱۴	۱۲۹۵	۱۲۸۵	۱۴۴۴	۱۳۶۵	۱۳۲۵	۱۳۳۶	۱۳۳۰	۱۳۴۱	۱۳۱۰	۱۲۹۸	۱۲۶۴	۱۲۸۹
میانگین	۱۳۲۷	۱۳۲۵	۱۳۵۳	۱۳۵۳	۱۳۵۵	۱۳۷۸	۱۳۶۷	۱۳۴۷	۱۳۱۶	۱۳۴۴	۱۲۷۸	۱۳۶۷
(متر) وارونگی لایه رأس و ارتفاع پایه اختلاف متوسط												
۲۰۱۰	۱۵۴/۴	۶۶/۲	۱۳۴/۶	۱۴۲/۳	۱۵۷/۶	۱۷۶/۷	۱۸۵/۱	۱۰۲/۹	۶۴/۳	۲۲۵/۹	۶۳/۸	۲۲۵/۹
۲۰۱۱	۹۰/۵	۱۳۳/۲	۱۰۱/۶	۱۳۲/۸	۱۴۵/۴	۱۵۵/۲	۱۴۷/۹	۱۶۶	۱۸۰/۹	۱۸۹/۵	۱۶۰/۳	۲۳۲/۳
۲۰۱۲	۸۲/۹	۱۳۰/۵	۱۶۳/۷	۱۸۵	۱۶۶/۲	۲۰۰/۸	۱۲۶/۱	۱۳۷/۴	۱۴۶/۸	۱۰۴/۹	۱۰۴/۳	۱۶۵
۲۰۱۳	۱۲۸/۶	۱۲۰/۶	۱۱۳	۹۵/۶	۱۲۹/۴	۱۷۲/۳	۱۸۰/۸	۱۴۲/۹	۱۱۳/۶	۱۰۹/۴	۹۶/۴	۱۱۷/۱
۲۰۱۴	۹۷/۲	۹۴/۴	۱۵۵/۲	۱۴۴/۷	۱۱۲/۸	۹۷/۵	۱۰۴/۱	۱۴۵	۱۱۴/۸	۱۰۲	۷۳/۳	۹۷/۱
میانگین	۱۱۰/۷	۱۰۸/۹	۱۳۳/۶	۱۴۰	۱۴۲/۲	۱۶۰/۵	۱۴۸/۸	۱۳۸/۸	۱۲۴	۱۴۶/۳	۹۹/۶	۱۶۷/۴

پارامترهای دمای وارونگی و اختلاف آن‌ها به صورت ماهانه برای طبقه‌بندی وارونگی‌های دمایی بر اساس شدت محاسبه شد (جدول ۳). بر این اساس متوسط دمای پایه لایه وارونگی در ماه جولای با ۲۷/۴ درجه سلسیوس بیشترین دما و در ماه ژانویه با ۳/۸ درجه سلسیوس کمترین مقدار دما را دارا بوده است.

متوسط دمای رأس لایه وارونگی نیز در ماه جولای با ۳۰ درجه سلسیوس بیشترین و در ماه ژانویه با ۵/۴ درجه سلسیوس کمترین دما را به خود اختصاص داده است.

متوسط اختلاف دمای پایه و رأس لایه وارونگی می‌تواند نشان‌دهنده شدت وارونگی باشد به‌طوری که افزایش اختلاف دما معرف شدید بودن وارونگی دمایی است، در ماه نوامبر با ۴/۸ درجه سلسیوس بیشترین و در ماه‌های ژانویه، مارس و آوریل با ۱/۵ درجه کمترین مقدار اختلاف دما را داشته است. متوسط ارتفاع پایه لایه وارونگی در ماه نوامبر با ۱۱۹۱ متر به سطح زمین نزدیک‌تر بوده و در ماه می با ۱۴۵۹ متر به‌طور متوسط بیشترین فاصله را از سطح زمین در دوره مورد مطالعه داشته است. ارتفاع رأس لایه وارونگی در ماه ژوئن با ۱۳۷۸ متر بیشترین فاصله را از زمین دارد و در ماه نوامبر با ۱۲۷۸ متر کم‌ترین فاصله از سطح زمین را دارا است.

متوسط اختلاف ارتفاع پایه و رأس لایه وارونگی که نشان‌دهنده ضخامت لایه وارونگی است، در ماه دسامبر با ۱۶۷/۴ متر بیشترین ضخامت و در ماه نوامبر با ۹۹/۶ متر کم‌ترین ضخامت را داشته است.

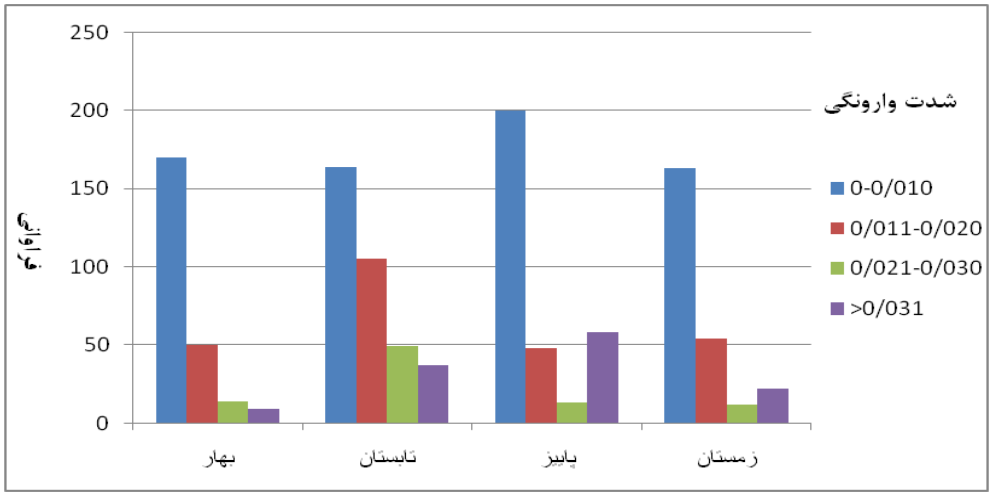
سپس وارونگی‌های دمایی بر اساس شدت طبقه‌بندی شد بر این اساس ابتدا پارامترهای اختلاف دمای پتانسیل رأس و پایه وارونگی به درجه کلوین و ضخامت لایه وارونگی به متر برای هر یک از ماه‌های سال محاسبه شد (جدول ۱)، سپس با استفاده از رابطه (۱) شدت وارونگی محاسبه شد که نتایج آن در جدول (۴) نشان داده‌شده است. از مجموع ۱۱۶۸ مورد وارونگی مشاهده‌شده

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

در دوره آماری ۲۰۱۴-۲۰۱۰، ۶۹۷ مورد وارونگی‌های ضعیف که شدت آن بین (۰/۰۱۰-۰/۰۰) است و ۵۹/۷ درصد کل وارونگی‌ها است و بیشترین وارونگی‌های ضعیف اتفاق افتاده در دوره موردنظر در فصل پاییز قرار دارند.

۲۲ درصد وارونگی‌ها دارای شدت متوسط (۰/۰۲۰ – ۰/۰۱۱) که بیشترین آن‌ها در تابستان به وقوع پیوسته است، ۷/۵ درصد وارونگی‌ها شدید هستند (۰/۰۳۰ – ۰/۰۲۱) که حداکثر این نوع وارونگی نیز در فصل تابستان صورت گرفته است، ۱۰/۸ درصد وارونگی‌ها از نوع خیلی شدید می‌باشند که بیشترین فراوانی آن در فصل پاییز مشاهده‌شده است.



شکل ۳- فراوانی وارونگی‌های دمایی شهر تهران بر اساس شدت وارونگی طی سال‌های ۲۰۱٤-۲۰۱۰

از مجموع وارونگی‌های اتفاق افتاده در دوره آماری۲۰۱۴-۲۰۱۰، ۱۲۶ مورد شدت بسیار زیاد داشته‌اند. تعداد وارونگی‌های بسیار شدید اتفاق افتاده در فصول مختلف سال نشان می‌دهد که ۵۸ درصد وارونگی‌های بسیار شدید در فصل پاییز و زمستان، ۱۷درصد آن در فصل تابستان و کمترین وارونگی‌های بسیار شدید در فصل بهار (۷ درصد) اتفاق افتاده است (جدول ۴).

جدول ٤- فراوانی و درصد وقوع وارونگی‌های دمای بسیار شدید طی سال‌های ۲۰۱٤-۲۰۱۰

مشخصات	زمستان			بهار			تابستان			پاییز		
ماه	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۱	۲	۳
وارونگی بسیار شدید	۱۰	۶	۶	۲	۴	۳	۱۹	۷	۱۱	۱۸	۲۴	۱۶
درصد	۲۹/۳			۷/۱			۱۷/۴			۴۶/۲		

بررسی داده‌های رادیوسوند جو بالای ایستگاه مهرآباد برای ساعت ۰۰ گرینویچ (۳/۵ محلی) و ساعت ۱۲ گرینویچ (۱۵/۵ محلی) نشان داد در بعضی روزها، پدیده وارونگی دمایی که در ساعت ۰۰ گرینویچ شروع‌شده تا ساعت ۱۲ گرینویچ ادامه می‌یابد.

جدول ٥- تعداد روزهای دارای تداوم وارونگی

فراوانی روزهای دارای تداوم وارونگی از ساعت ۰۰ تا ۱۲ گرینویچ													
سال	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec	مجموع
۲۰۱۰	۲	۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۵
۲۰۱۱	۲	۰	۱	۰	۴	۶	۳	۱	۰	۰	۰	۰	۱۵
۲۰۱۲	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۳	۴	۲	۲	۱	۱	۱۴
۲۰۱۳	۱	۱	۴	۴	۱	۱	۰	۱	۱	۱	۳	۰	۱۸
۲۰۱۴	۰	۰	۳	۲	۴	۳	۶	۶	۰	۱۰	۷	۱۴	۵۵

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

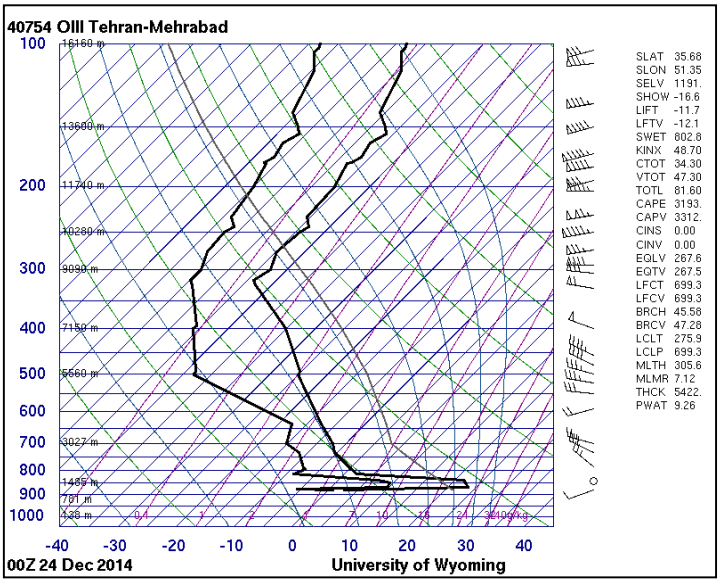
[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

(۳) روزهای سال بر اساس شرایط مختلف سپس با استفاده از دو پارامتر اختلاف دمای پتانسیل و عمق وارونگی رابطه پایداری، ناپایداری و خنثی طبقه‌بندی شد. بر این اساس از کل روزهای سال ۶۰ درصد روزها دارای شرایط پایدار، ۳۹ درصد روزها شرایط ناپایدار و کمتر از یک درصد روزها شرایط خنثی دارند.

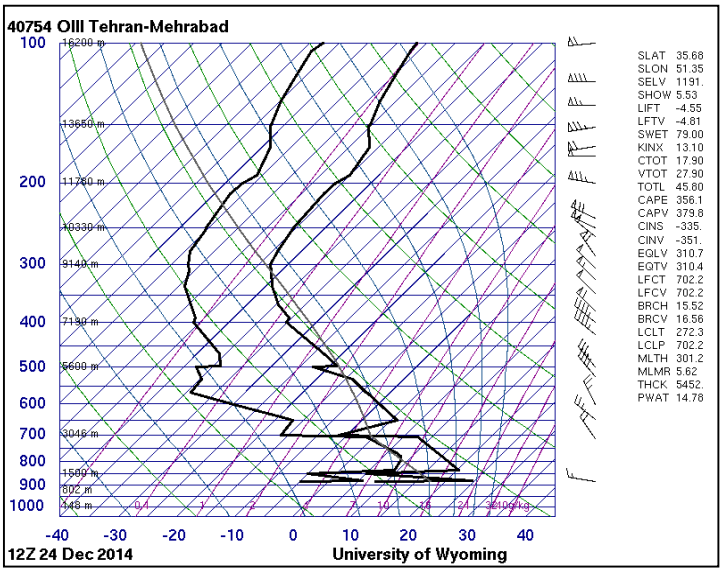
جدول ٦- طبقه‌بندی روزها بر اساس شرایط پایداری و ناپایداری

$\frac{\Delta\theta}{\Delta Z}$	شرایط	فراوانی				مجموع فراوانی	درصد
		زمستان	بهار	تابستان	پاییز		
$\frac{\Delta\theta}{\Delta Z} > 0$	پایدار	۲۵۱	۲۴۰	۳۵۳	۲۵۲	۱۰۹۶	۶۰
$\frac{\Delta\theta}{\Delta Z} < 0$	شرایط ناپایدار	۱۹۳	۲۲۲	۱۱۱	۱۹۶	۷۲۲	۳۹/۵
$\frac{\Delta\theta}{\Delta Z} = 0$	شرایط خنثی	۲	۳	۱	۲	۸	۰/۵

در ادامه دو نمونه از نمودارهای اسکیو تی مربوط به‌روز ۲۴ دسامبر ۲۰۱۴ که دارای تداوم وارونگی و وارونگی از نوع بسیار شدید می‌باشد آورده شده است:



شکل ٤- نمودار اسکیوتی ساعت ۰۰ گرینویچ روز ٢٤ دسامبر ٢٠١٤ ایستگاه مهرآباد



شکل ٥- نمودار اسکیوتی ساعت ۱۲ گرینویچ روز ٢٤ دسامبر ٢٠١٤ ایستگاه مهرآباد

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

همان‌طورکه ملاحظه می‌شود در نمودار مربوط به ساعت صفر گرینویچ روز ۲۴ دسامبر سال ۲۰۱۴ وارونگی دمایی از ارتفاع ۱۱۹۱ متری (سطح زمین) شروع‌شده و تا ارتفاع ۱۳۲۴ متری ادامه یافته است دمای پایه وارونگی برابر با ۲/۸ درجه سانتی‌گراد و دمای رأس وارونگی برابر ۲۳/۶ درجه سانتی‌گراد هست ضخامت لایه وارونگی در این ساعت به ۱۳۳ متر و اختلاف دمای پایه و رأس لایه وارونگی ۲۰/۸ درجه سانتی‌گراد است و میزان شدت وارونگی با استفاده از رابطه (۱) محاسبه و برابر با ۰/۳۳ هست که جزو وارونگی‌های بسیار شدید قرار می‌گیرد (جدول ۴). در نمودار اسکو تی مربوط به ساعت ۱۲ گرینویچ مربوط به همان روز ۲۴ دسامبر سال ۲۰۱۴ نیز وارونگی دمایی از ارتفاع ۱۱۹۱ متری (سطح زمین) شروع و تا ارتفاع ۱۲۲۸ متری ادامه می‌یابد دما پایه وارونگی برابر با ۸/۲ درجه سانتی‌گراد و در رأس لایه وارونگی به ۲۴/۶ درجه سانتی‌گراد می‌رسد ضخامت لایه وارونگی در ساعت ۱۲ گرینویچ به ۳۷ متر رسیده و اختلاف دمای پایه و رأس لایه وارونگی ۱۶/۴ درجه سلسیوس است و میزان شدت وارونگی محاسبه‌شده (رابطه ۱) برابر ۰/۶۸ است که نشان می‌دهد در ساعت ۱۲ گرینویچ ضخامت لایه وارونگی نسبت به ساعت صفر گرینویچ کاهش‌یافته و با تداوم وارونگی برشدت آن افزوده‌شده است.

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد میانگین روزهای توأم با پدیده وارونگی دما در دوره مورد مطالعه ۲۳۱ روز شامل ۸۹ درصد وارونگی تابشی ناشی از سرمایش شبانه سطح زمین و ۱۱ درصد وارونگی فرونشینی (پویشی) بوده است. نتایج گویای حاکمیت وارونگی دما در بیشتر روزهای سال به ویژه در فصل تابستان می‌باشد. تحقیق حاضر نشان داد تهران در تابستان بیشتر در معرض پدیده وارونگی دمای هوا قرار دارد و بیشترین وارونگی‌های تابشی و فرونشینی در دوره مورد مطالعه (۲۰۱۴-۲۰۱۰) در فصل تابستان مشاهده شده است. این امر می‌تواند به دلیل شرایط پایداری هوا در نتیجه استقرار پرفشار جنب‌حاره آزور در دوره گرم، وارونگی‌های فرونشینی را در ارتفاع بالاتر جو ایجاد کند. همچنین وارونگی‌های تابشی ماه‌های گرم به دلیل ذخیره گرما در پوشش سطح زمین (خاک) و نیز کوتاهی شب‌های تابستانی و تضعیف سرمایش تابشی شبانه سطح زمین، ضعیف و قابل چشم پوشی است. اما در دوره سرد سال، اغلب وارونگی‌ها به دلیل تراز منفی انرژی گرمایی پوشش سطح زمین (خاک) و نیز شب‌های بلند و در نتیجه تشدید سرمایش تابشی شبانه سطح زمین، پدیده وارونگی دمای هوای لایه مرزی در زمستان محسوس‌تر است.

بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهد که در شهر تهران ارتفاع رأس لایه وارونگی دمایی در طول سال در دوره آماری مورد مطالعه بین ۱۸۷-۸۷ متری سطح زمین متغیر بوده است؛ یعنی به‌طور متوسط حداقل آن در ارتفاع ۱۲۷۸ متری در ماه نوامبر و حداکثر آن در ارتفاع ۱۳۷۸ متری در ماه ژوئن بوده است.

می‌توان چنین نتیجه گرفت که در تابستان به دلیل افزایش دمای هوا، رأس لایه وارونگی دمایی در ارتفاع بالاتر و لایه وارونگی دمایی از ضخامت بیشتری نسبت به زمستان برخوردار است. به‌عکس در زمستان به دلیل سردی هوا، رأس لایه وارونگی دمایی به زمین نزدیک‌تر و ضخامت آن نیز کمتر است. به‌طور کلی، وارونگی دمایی در زمستان ضخامت کمتر و شدت بیشتری دارد همچنین بررسی روزهای با تداوم پدیده وارونگی نشان داد که فراوانی این روزها در دوره ۲۰۱۴-۲۰۱۰ از ۵ مورد در سال ۲۰۱۰ به ۵۵ مورد در سال ۲۰۱۴ رسیده است و بیشترین فراوانی آن نیز در ماه دسامبر مشاهده‌شده است که این نوع از وارونگی‌ها به دلیل تداوم بیشتر می‌تواند سهم زیادی در پایداری هوا در لایه‌های نزدیک سطح زمین به‌ویژه در فصول سرد سال و معضلات ناشی از آن داشته باشند.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

منابع و مآخذ

- انصافی مقدم، طاهره (۱۳۷۲)، بررسی آلودگی هوای تهران در رابطه با پایداری و وارونگی دمای جو (اینورژن)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- پوراحمد، احمد (۱۳۷۷)، نقش اقلیم و ساختار جغرافیایی در آلودگی هوای شهر تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۴، صص ۵۳-۳۸.
- ثنایی، مریم، خانمحمدی، مجید، محمدی، حسین (۱۳۹۴)، تحلیل اثر الگوی سینوپتیکی رخداد مخاطره‌آمیز موج گرمای تابستان ۱۳۹۲ و فوت ناشی از آلودگی شهر تهران، دانش مخاطرات، شماره ۱، صص ۸۳-۶۷.
- جهانبخش اصل، سعید، روشنی، رقیه (۱۳۹۲)، بررسی وضعیت و شدت وارونگی‌های سطح پایین‌شهر تبریز طی دور ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۵۴-۴۵.
- جهانبخش اصل، سعید، روشنی، رقیه (۱۳۹۳)، بررسی شرایط الگوی سینوپتیکی حاکم بر وضعیت وارونگی دمای بسیار شدید شهر تبریز، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۴۸، صص ۹۶-۸۱.
- دلجو، امیر هوشنگ (۱۳۷۸)، مطالعه و بررسی وارونگی دما و ناپایداری بر روی آلودگی هوای شهر تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران.
- سعید نیا، احمد (۱۳۶۸)، مکان شهر تهران، مجله محیط‌شناسی، شماره ۱۵، صص ۱۰-۱.
- صفوی، یحیی، علیجانی، بهلول (۱۳۸۵)، بررسی عوامل جغرافیایی در آلودگی هوای تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۸، صص ۱۱۲-۹۹.
- قسامی، طاهره، بیدختی، علی اکبر، صداقت کردار، عبدالله، صحرائیان، فاطمه (۱۳۸۹)، بررسی تغییرات قائم دمای پتانسیل در چند دوره بحرانی آلودگی هوای تهران، مجله علوم و تکنولوژی محیطزیست، شماره ۳، صص ۲۳-۱۳.
- کیخسروی، قاسم، لشکری، حسن (۱۳۹۳)، تحلیل رابطه بین ضخامت ارتفاع وارونگی و شدت آلودگی هوا در شهر تهران، جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۴۹، صص ۲۳۱-۲۵۷.
- محسنی، ذات الله (۱۳۶۶)، تأثیر عوامل جوی بر آلودگی هوای تهران، پایان‌نامه دانشکده ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران.
- محمودی، فرج اله (۱۳۶۹)، سیمای طبیعی تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۶، صص ۴۷- ۲۳.
- هدایت، پریسا، لشکری، حسن (۱۳۸۵)، تحلیل الگوی سینوپتیکی اینورژن‌های شدید شهر تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۶، صص ۸۲-۶۵

- Bourne, S. M., (2008), A climate perspective of observed and modeled surface based temperature inversions in Alaska, M.S. Thesis, Department of Atmospheric Sciences, University of Alaska Fairbanks, 106.
- Brümmer, B., Schultze, M. (2015), Analysis of a 7-year low-level temperature inversion data set measured at the 280 m high Hamburg weather mast, Meteorologische Zeitschrift, Vol. 24, No. 5, pp. 481-494.
- Fritz, B.K. (2006), Meteorological effects on deposition and drift of aerially applied sprays, American Society of Agricultural and Biological Engineers, No. 5, pp. 1295-1301.
- Jonathan, D. K., (1990), Characteristics of the Low-level Temperature Inversion along the Alaskan Arctic Coast, International Journal of Climatology, No. 10, pp. 537-548.
- Kankanala, P. (2007), Doppler Sodar observations of the winds and structure in the lower atmosphere over Fairbanks, Alaska, M.S. Thesis Department of Atmospheric.
- Iacobellis, S.F., Norris, J.R., Kanamitsu, M., Tyree, M., Cayan, D.C. (2009), Climate Variability and California Low-level Temperature Inversions, California Climate Change Center, pp. 1- 47.
- Kober, A. U., (2013), the influence of temperature inversions on the air pollution in the city of Sibiu, Riscur ui Catastrofe, vol. 12, pp. 36-45.
- Nodz, M.I, Ogino, S.Y., Yamanaka, M. (2006), Climatological Description of Seasonal Variations in Lower-Tropospheric Temperature Inversion Layers over the Indochina Peninsula, Journal of Climate, No. 24, pp. 3211-3223.
- Pankajakshan, T., Ghosh, A.K., Pattanaik, J., Ratnakaran, L. (1999), A Quality-control Procedure for Surface Temperature and Surface Layer Inversion in the XBT data Archive from the Indian Ocean, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, No. 19. pp. 980-982.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]

- Tavousi, T., Hossein Abadi, N. (2016), Investigation of inversion characteristics in atmospheric boundary layer a case study of Tehran, Model. Earth Syst. Environ, No. 2, pp. 85-90.
- Williams, R., Thorp, T. (2015), Characteristics of springtime nocturnal temperature inversions in a high latitude environment, Weather. No. 70, pp. 37-43.
- Yasmeen, Z., (2011), Inversion Layer and its Environmental Impact over Karachi, Pakistan Journal of Meteorology, No. 7, pp. 53-62.
- Zeng, S., Zhang, Y. (2017), The Effect of Meteorological Elements on Continuing Heavy Air Pollution, A Case Study in the Chengdu Area during the 2014 Spring Festival, Atmosphere, No. 8, 4, pp. 85-94.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-11]

[DOI: 10.18869/acadpub.geores.32.2.120]