

تغییرات سالانه ارتفاع لایه مرزی شهر تهران

مجتبی مهدیان ماه‌فروزی - پژوهشگر دوره دکتری گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
علی‌اکبر شمسی‌پور* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
مصطفی کریمی احمدآباد - استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
پیمان زواررضا - استاد دانشگاه کانتربوری زلاندنو

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۶/۳۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۳/۱۱

چکیده

لایه مرزی به علت پیوند مستقیم با زندگی انسان اهمیت بسزایی دارد. در این پژوهش با دریافت داده‌های ساعتی و میانگین روزانه از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا و دپارتمان علوم جوی دانشگاه وایومینگ برای دوره ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷، با کاربرد نرم‌افزارهای R و Excel و با به‌خدمت‌گیری توابع محاسباتی روش بسته پیشرفته، مجموعه توابع چندبُعدی و ابزار ECMWF در محیط ArcMap تغییرات ارتفاعی لایه مرزی شهر تهران در بازه سالانه تهیه شد. نتایج نشان داد که سقف متوسط ارتفاع لایه مرزی در حدود ۸۵۰ متری سطح زمین قرار دارد و در شرایط شبانه به‌طور متوسط تا حدود ۸۰ متری و در شرایط روزانه تا حدود ۲۳۰۰ متری سطح زمین پایین و بالا می‌رود. این متغیر در کل دوره سالانه در حدود ۵ متر افزایش ارتفاع داشته است. به لحاظ الگوی فضایی، کمینه ارتفاع در هر یک از سه متغیر مورد بررسی در شمال شرقی تهران و بیشینه آن در جنوب و جنوب غربی تهران رخ داده است. ضمن اینکه این متغیر با برخی متغیرهای اقلیمی دیگر نظیر دمای سطحی رابطه معناداری (۰/۸۱۴۳) دارد. همچنین، براساس یافته‌ها، روش بسته پیشرفته مقبولیت بسیار زیادی در محاسبه ارتفاع لایه مرزی با استفاده از داده‌های رادیوسوند دارد.

واژگان کلیدی: ارتفاع لایه مرزی، تهران، رادیوسوند، روش بسته پیشرفته، ECMWF

مقدمه

لایه مرزی جو زمین پایین‌ترین بخش تروپوسفر است که از ویژگی‌های سطح زمین تأثیر می‌پذیرد. برخلاف جو آزاد مستقر بر فراز این لایه، وجود سطح زمین اثری مشخص بر لایه مرزی جوی دارد و این لایه فقط بخشی از جو است که در آن نیروی اصطکاک نقش مهمی ایفا می‌کند و تغییرات روزانه دما در آن مشاهده‌شدنی است. در واقع، لایه مرزی جوی به‌عنوان یک مبادله‌گر انرژی و جرم بین سطح زمین و جو آزاد عمل می‌کند.

از آنجا که موتور محرکه اقلیم در کره زمین عامل دماست و خود عامل دما برآیندی از چند متغیر زاویه و مدت تابش خورشید (وابسته به فصل و عرض جغرافیایی) و جنس سطوح است، می‌توان علت ایجاد لایه مرزی را برهم‌کنش (رفتار) تابشی سطح زمین و خورشید دانست؛ و از آنجا که مهم‌ترین عامل محدودکننده لایه مرزی «باد» است، تغییرات عمده این لایه ناشی از شرایط دمایی و میدان باد از سطح زمین تا جو آزاد است. باتوجه به اینکه لایه مرزی حد میان سطح زمین و جو آزاد است، بسته به شرایط سطح زمین، ضخامت آن نیز تغییر می‌کند. محدوده فوقانی لایه مرزی با نام سقف لایه مرزی شناخته می‌شود که به‌نوعی بیانگر ارتفاعی است که اثر سطح زمین بر جو فراز آن مشاهده‌شدنی است. این

ارتفاع نشان‌دهنده ضخامت لایه آمیخته هم‌جوار با سطح زمین است که پدیده‌هایی نظیر آلودگی و جزیره گرمایی در زیر آن به‌وقوع می‌پیوندد و از این‌رو اهمیتی ویژه دارد (سوگیاما و نستروم، ۱۹۹۹).

باتوجه به اهمیت بسیار زیاد لایه مرزی، به دلیل اینکه عمده فعالیت بشر (به‌استثنای هوانوردی) در این محدوده شکل می‌گیرد، تاکنون تلاش‌های بسیاری برای شناخت رفتار لایه مرزی در جهان انجام شده است. البته، باید اشاره شود که این تلاش‌ها با توسعه‌یافتگی کشورها تناسب مستقیمی دارد؛ به طوری که، بسته به میزان توسعه‌یافتگی کشورها، روش‌های مورداستفاده در پژوهش‌های لایه مرزی تغییر می‌کند. روش‌های مطالعه لایه مرزی در یک دیدگاه کلی در سه دسته جای می‌گیرد: مدل‌سازی و شبیه‌سازی^۱ (استفاده از مدل‌های ریاضیاتی و فیزیکی - دینامیکی)؛ برآورد عددی^۲ (استفاده از ابزارهای مبتنی بر نیمرخ‌های جوی)؛ استفاده از ابزارهای دقیق (سنجش از دور، رادار، و لیدار^۳). برخی از پژوهش‌های انجام‌گرفته در مجامع جهانی به شرح ذیل است:

زفوریس و همکاران (۲۰۰۵) در پژوهشی در بخشی از فرانسه (در یک کریدور پروازی از جنوب شرقی تا شمال غربی فرانسه بر فراز منطقه پتی لوبرون) ارتفاع متوسط لایه آلودگی محلی این مناطق را در حدود ۵۰۰ متر اعلام کردند. مک‌کندری و همکاران (۲۰۰۹) بیشینه ارتفاع لایه مرزی بر فراز شهر ونکوور را در حدود ۳۰۰۰ متر اندازه‌گیری کردند. براساس نتایج مطالعه شن و همکاران (۲۰۱۱)، ارتفاع لایه مرزی بر فراز هفی (چین) در روز ۲۲ جولای ۲۰۰۹، که خورشیدگرفتگی کامل رخ داده بود، قبل از خورشیدگرفتگی معادل ۳۵۴ متر و در حالت گرفت کامل معادل ۱۸۰ متر برآورد شد. پل و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از داده‌های رادیوسوند و سقف‌سنج برای شهر پاریس طی چهار روز از ماه آوریل، در شرایط پایدار، ارتفاع بیشینه لایه مرزی شهری را در حدود ۱۵۰۰ متر از سطح زمین و ارتفاع کمینه آن را در حدود ۱۵۰ متر اعلام کردند. همچنین، بیان کردند که ارتفاع لایه مرزی در حومه روستایی شهر پاریس تقریباً همواره حدود ۵۰ متر کمتر از لایه مرزی شهر پاریس است. بررسی لایه مرزی شهر ووهان (چین) توسط مائو و همکاران (۲۰۱۳) حاکی از تغییرات ارتفاعی این لایه در محدوده حدود ۲۸۰ متری تا ۷۳۰ متری از سطح زمین بوده است. باشور و پرز - آستودیو (۲۰۱۳)، در پژوهشی در زمینه لایه مرزی شهر دوحه، دامنه نوسانات ارتفاعی این لایه را در شش ماهه نخست سال ۲۰۱۳ بین ۱۵۰۰ تا ۴۰۰۰ متر اندازه‌گیری کردند. شوکلا و همکاران (۲۰۱۴) نیز، ارتفاع لایه مرزی را بر فراز قله مانورا با استفاده از رادار دوپلر اندازه‌گیری کردند و میانگین تغییرات آن را بین ۴۵۰ تا ۵۷۰ متر (با ۱۰ متر تغییر) از فراز قله اعلام نمودند. پژوهش وانگ و همکاران نیز (۲۰۱۵) در شهر شوژیان (چین) با استفاده از سه روش مختلف از سپتامبر تا دسامبر ۲۰۰۸ حاکی از تغییرات ارتفاعی این لایه از حدود ۲۰۰ متر تا حدود ۱۶۰۰ متر است. براساس پژوهش واگنر و شفر (۲۰۱۵)، ارتفاع لایه مرزی بر فراز یک خیابان در شهر اسن آلمان دارای تغییرات ارتفاعی روزانه از حدود ۱۸۰ متر تا حدود ۱۶۳۰ متر بوده است. ریبریو و همکاران (۲۰۱۸) نیز به بررسی اثر نسیم دریا بر لایه مرزی شهر سائو پائولو پرداختند و کاهش ارتفاع لایه مرزی را که ناشی از اثر خنک‌کنندگی نسیم بود گزارش کردند.

از پژوهش‌های پژوهشگران ایرانی درباره لایه مرزی می‌توان اشاره کرد به پژوهش‌های لشکری و هدایت (۱۳۸۶) درباره تحلیل سینوپتیکی اینورژن‌های شدید تهران؛ پژوهش احمدی گیوی و همکاران (۱۳۸۷) بر نوسانات عمق لایه مرزی (آمیخته) شهر تهران با استفاده از مدل mm5؛ پژوهش قسامی و همکاران (۱۳۸۹) در مورد تغییرات دمای پتانسیل

1. Modeling and Simulation

2. Numerical Estimation

3. Remote Sensing, RADAR (Radiometric Detection and Ranging), LiDAR (Light RADAR)

شهر تهران طی چند دوره بحرانی آلودگی هوا؛ پژوهش یاوری و سلیقه (۱۳۹۰) در مورد لایه بندی اینورژن های تهران؛ پژوهش جهان بخش اصل و روشنی (۱۳۹۳) در مورد اینورژن های شدید تبریز؛ پژوهش کیخسروی و لشکری (۱۳۹۳) در مورد ارتباط بین ضخامت و ارتفاع لایه اینورژن با آلودگی هوا؛ و پژوهش کرمپور و همکاران (۱۳۹۵) در بررسی آلودگی هوای شهر تهران به روش وارونگی بحرانی هافتر.

درک ارتباط بین رفتار لایه مرزی شهری با سایر شرایط اقلیم شناختی شهری (نظیر آلودگی هوا، جریان های محلی، آسایش اقلیمی، و ...) به مدیران شهری و سیاست گذاران این عرصه دید مناسبی به منظور اتخاذ سیاست های مناسب تر عرضه می کند. مقدم بر درک این ارتباط، شناخت الگوهای رفتاری لایه مرزی شهری است که در پژوهش های داخلی کمتر مورد توجه قرار گرفته است. از این رو، هدف اصلی از این پژوهش شناخت رفتار فضایی- زمانی لایه مرزی شهر تهران و تعیین الگوی مناسب زمانی- مکانی برای آن است. همانند بیشتر پدیده های اقلیم شناختی، این پدیده نیز احتمالاً از رفتاری منظم در مقیاس های زمانی متفاوت پیروی می کند که در پژوهش حاضر رفتار ارتفاعی لایه مرزی بر فراز شهر تهران در مقیاس سالانه بررسی می شود. البته، باید اشاره کرد که باتوجه به ماهیت سنجش های مرتبط با لایه مرزی و داده های به کاررفته شده، لایه مرزی شهر تهران از کوچک ترین مقیاس (ساعتی) تا بزرگ ترین مقیاس (میانگین سالانه) بررسی شد که در این پژوهش، باتوجه به محدودیت های رایج (نظیر تعداد صفحات معین در ساختار مقالات و ...)، نمایش یافته ها و نتایج صرفاً برای میانگین ماهانه انجام پذیرفته است. علت انتخاب شهر تهران جمعیت زیاد، تمرکز شهری بسیار زیاد، درگیری مداوم با پدیده های وارونگی دمایی و آلودگی هوا، و مهم تر از همه موارد عدم شناخت تغییرات ارتفاعی لایه مرزی است.

مواد و روش ها

روش های متنوعی به منظور محاسبه سقف ارتفاعی لایه مرزی ابداع شده اند که پیش تر به آن ها اشاره شد. در این پژوهش، داده های مربوط به ارتفاع لایه مرزی، ساعت آفتابی، دمای سطح زمین، شار لحظه ای گرمای محسوس سطحی، شار لحظه ای رطوبت، دمای هوا، رطوبت نسبی، فشار هوا، سرعت باد در سطح زمین، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری سطح زمین، سرعت باد عمودی (امگا)، مؤلفه مداری باد در ارتفاع ۱۰ متری، مؤلفه نصف النهاری باد در ارتفاع ۱۰ متری سطح زمین برای محدوده شهر تهران (۳۵ تا ۳۶ درجه عرض شمالی و ۵۱ تا ۵۲ درجه طول شرقی) برای دوره آماری از ابتدای سال ۱۹۸۸ تا انتهای سال ۲۰۱۷ به دو صورت ساعتی با دامنه زمانی ۱۲ ساعته (ساعت ۰۰:۰۰ و ساعت ۱۲:۰۰ به وقت گرینویچ معادل ساعت ۰۳:۳۰ و ۱۵:۳۰ به وقت تهران) و میانگین روزانه (میانگین ۸ سنجش روزانه) از پایگاه داده مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت هوا^۱ در قالب داده های شبکه ای رایج^۲ با قدرت تفکیک مکانی ۰.۱۲۵ درجه (تقریباً معادل ۱۱ کیلومتر بر فراز شهر تهران) دریافت شد. تعداد رکوردهای اطلاعاتی ساعتی در مجموع معادل ۲۱۹۱۶ ردیف داده (دو رکورد به ازای هر روز، برای ۲۲ سال دارای ۳۶۵ روز و ۸ سال دارای ۳۶۶ روز طی سال های ۱۹۸۸، ۱۹۹۲، ۱۹۹۶، ۲۰۰۰، ۲۰۰۴، ۲۰۰۸، ۲۰۱۲، و ۲۰۱۶) و تعداد رکوردهای میانگین روزانه معادل ۱۰۹۵۸ ردیف است. باتوجه به فرمت داده ها و برای افزایش دقت محاسبات، با استفاده از تابع تبدیل فایل شبکه به جدول^۳ از مجموعه

1. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)
2. Network Common Data Format (NetCDF)
3. Make NetCDF Table View

ابزارهای چندبُعدی^۱ در محیط نرم‌افزار ArcMap10، سری زمانی تغییرات ارتفاعی لایه مرزی برای مختصات ایستگاه مهرآباد (۳۵ درجه و ۴۱ دقیقه عرض شمالی و ۵۱ درجه و ۱۹ دقیقه طول شرقی) استخراج شد.

به‌منظور اعتبارسنجی داده‌های دریافت‌شده، باتوجه‌به تعداد رکوردهای داده، با استفاده از فرمول کوکران (رابطه ۱) برای تعیین حجم نمونه مناسب از جامعه آماری، تعداد نمونه‌های لازم برای اعتبارسنجی داده‌ها تعیین شد. در این مرحله، براساس رابطه ۱، تعداد رکوردهای لازم برای داده‌های ساعتی و میانگین برابر ۳۷۲ (۳۷۲/۱۸) گرد به بالا) تعیین شد. باید اشاره کرد که در این گام، به‌منظور افزایش دقت در اعتبارسنجی، داده‌های ساعتی به‌صورت مجزا از هم بررسی شدند (توجه به این نکته لازم است که براساس رابطه کوکران، تعداد رکورد مناسب برای جامعه دارای ۲۱۹۱۶ عضو برابر حدوداً ۳۷۸ نمونه است و برای جامعه دارای ۱۰۹۵۸ عضو تقریباً برابر ۳۷۲ عضو است). شایان ذکر است که محاسبات با سطح خطای ۰/۰۵ انجام پذیرفت.

$$n = \frac{\frac{z^2 pq}{d^2}}{1 + \frac{1}{n} \left(\frac{z^2 pq}{d^2} - 1 \right)} \quad (1)$$

در رابطه بالا n حجم نمونه، N حجم جمعیت آماری، z مقدار متغیر نرمال واحد استاندارد که در سطح اطمینان ۹۵ درصد برابر ۱/۹۶ است، p نسبتی از جمعیت دارای صفت معین، q نسبتی از جمعیت فاقد صفت معین (1-p)، و d مقدار اشتباه مجاز که معمولاً برابر ۰/۰۱ یا ۰/۰۵ است.

پس از تعیین حجم مناسب نمونه، با استفاده از تابع تصادفی^۲ ۳۷۸ نمونه (روز) برای هر یک از متغیرهای موردبررسی (میانگین، بیشینه، و کمینه ارتفاع لایه مرزی) تعیین شد. پس از تعیین روزهای موردنظر، داده‌های مربوط به نیمرخ جوی از پایگاه داده دپارتمان علوم جوی دانشگاه وایومینگ^۳ دریافت شد که باتوجه‌به نبود داده برای برخی ساعت‌ها (۴۳ رکورد برای ساعت ۱۲:۰۰ و ۶۹ رکورد برای ساعت ۰۰:۰۰)، این خلأ اطلاعاتی از پایگاه داده آرشیو رادیوسوند جهانی جامع^۴ تکمیل شد. سپس، با استفاده از روش بسته پیشرفته^۵ (سیبرت و همکاران، ۲۰۰۰)، که قابل اتکاترین روش عددی محاسبه ارتفاع لایه مرزی براساس داده‌های رادیوسوند به‌شمار می‌رود (هنموث و لمرت، ۲۰۰۶)، مقادیر لایه مرزی برای رکوردهای منتخب محاسبه شد (محاسبات برای مقادیر شبانه و روزانه انجام شد و برای مقادیر میانگین متوسط ارتفاع روزانه و شبانه محاسبه شد).

روش بسته پیشرفته بسط‌یافته روش بسته ساده^۶ (هولتزورث، ۱۹۶۴) است. روش موردنظر ارتفاعی را که دمای پتانسیل مجازی (Θ_v) بسته هوا در آن با دمای پتانسیل مجازی سنجش شده در سطح زمین توسط رادیوسوند برابر می‌شود سقف ارتفاعی لایه مرزی در نظر می‌گیرد. درحالی‌که روش پیشرفته دمای بسته را به علاوه مقادیری معین ($\delta\Theta_v$) می‌کند و مقدار محاسبه‌شده را با دمای پتانسیل مجازی سطح زمین مقایسه می‌نماید. این مقدار از رابطه ۲ محاسبه می‌شود:

$$\delta\Theta_v = \frac{C_1 \langle w' \theta' \rangle}{\sqrt[3]{u_*^3 + C_2 w_*^3}} \quad (2)$$

1. Multidimensional Tools

2. Random

3. Wyoming University Data Center, Department of Atmospheric Science: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

4. Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA): <http://www.ncdc.noaa.gov>

5. Advanced Parcel Method

6. Simple Parcel Method

در رابطه ۲، $\delta\theta_{\nu}$ دمای پتانسیل مجازی بسته هواست که براساس روش بسته پیشرفته محاسبه می‌شود. C_1 و C_2 مقادیری ثابت‌اند و معمولاً برای C_1 عدد ۵ یا ۸/۵ و برای C_2 عدد ۰/۴ یا ۰/۶ پیشنهاد می‌شود، Θ' و W' شار انرژی استاتیک خشک مجازی در سطح زمین، u^* سرعت اصطکاک، و W_3^* سرعت همرفت است (بلیارتس و بتس، ۱۹۹۲). براساس یافته‌ها، روش بسته ساده برای تعیین ارتفاع لایه مرزی در شرایط همرفتی و ناپایدار دچار اشکالاتی می‌شود، اما روش پیشرفته این اشکالات را مرتفع می‌کند (سبیرت و همکاران، ۲۰۰۰).

به‌منظور استفاده از روش بسته پیشرفته، تحت نرم‌افزار RStudio، رابطه ۲ به‌صورت کدهای دستوری این نرم‌افزار تبدیل شد. بر این اساس، نرم‌افزار رابطه ۲ را به‌صورت یک معادله خط تعیین می‌کند. در این معادله، براساس داده‌های نیمرخ جوی، نمودار تغییرات دمای پتانسیل مجازی ترسیم می‌شود و در هر ارتفاع که مقادیر این متغیر با مقادیر سطح زمین برابر باشد آن را به‌عنوان سقف ارتفاعی لایه مرزی اعلام می‌کند. برای همه روزهای تعیین شده به‌عنوان نمونه آزمایشی، مقادیر ارتفاعی سقف لایه مرزی محاسبه شد. سپس، بین هر یک از مقادیر محاسبه شده با مقادیر دریافت شده از پایگاه داده مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا رابطه همبستگی محاسبه شد و خطای جذر میانگین مربعات^۱ در محیط Excel به شرح جدول ذیل محاسبه گردید. همچنین، برای بررسی اعتبار نتایج همبستگی و استقلال باقی‌مانده‌ها در محاسبات همبستگی از آزمون دوربین-واتسون در نرم‌افزار SPSS استفاده شد.

جدول ۱. مقادیر ضرایب رگرسیون و خطای جذر میانگین مربعات برای نمونه‌های محاسباتی و داده‌های دریافتی برای ایستگاه مهرآباد

میانگین ارتفاع لایه مرزی	بیشینه ارتفاع لایه مرزی	کمینه ارتفاع لایه مرزی	
۰/۶۵۴۷	۰/۹۲۱۴	۰/۹۱۸۷	ضریب همبستگی
۱/۶۳۷	۱/۹۱۷	۱/۸۶۹	آماره دوربین واتسون
۰/۲۹۴۷	۰/۱۴۸۲	۰/۱۹۴۶	خطای جذر میانگین مربعات

منبع: محاسبات مؤلفین

باتوجه به قابل‌اتکابودن نتایج براساس ضرایب به‌دست‌آمده، داده‌های اخذ شده از پایگاه داده مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا مورد اعتماد قرار گرفت و نمودارها و جدول‌ها براساس آن‌ها تهیه شد. برای تهیه نقشه‌های میانگین، از ابزار ECMWF^۲ در محیط ArcMap استفاده شد. البته، باید اشاره کرد که برای استفاده از این ابزار باید نرم‌افزار R یا Rstudio و پل مشترک بین این نرم‌افزار با ArcMap که با نام Rbridge شناخته می‌شود نیز در دسترس باشد. ابزار یادشده امکان تهیه میانگین از فایل‌های دارای فرمت شبکه را ممکن می‌کند. با استفاده از این ابزار، میانگین ارتفاع لایه مرزی در حالت متوسط، کمینه، و بیشینه فراهم شد و نقشه‌ها براساس مقادیر محاسباتی تهیه شد. همچنین، به‌منظور صحت‌سنجی برای داده‌های مورد استفاده در پژوهش به‌منظور بررسی همبستگی (داده‌های محیطی)، ضریب همبستگی آن داده‌ها با داده‌های ایستگاه مهرآباد محاسبه شد که، براساس نتایج، داده‌های محیطی ECMWF با داده‌های مهرآباد هم‌خوانی قابل قبولی داشتند (جدول ۲).

1. Root Mean Square Error (RMSE)
2. ECMWF Tools

جدول ۲. مقادیر ضرایب همبستگی و آماره دوربین - واتسون بین متغیرهای دریافتی از ECMWF با داده‌های ایستگاه مهرآباد

متغیر	ساعت	دمای	فشار	رطوبت	دمای	سرعت باد در سطح
	آفتابی	سطحی	هوا	نسبی	هوا	زمین
ضریب همبستگی	۰٫۹۲۵۴	۰٫۹۰۶۷	۰٫۸۹۱۶	۰٫۸۶۹۱	۰٫۹۸۱۴	۰٫۹۲۳۶
آماره دوربین واتسون	۱٫۷۲۳	۱٫۸۱۴	۱٫۶۷۳	۱٫۴۶۲	۱٫۸۷۲	۱٫۵۹۲

منبع: محاسبات مؤلفان

یافته‌های تحقیق

جدول ۳ نمایش‌دهنده شاخص‌های آماری سالانه میانگین، انحراف از معیار، ضریب تغییرات، بیشینه و کمینه ارتفاع لایه مرزی برای دوره سی‌ساله ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۷ است. براساس این جدول، میانگین ارتفاع سقف لایه مرزی شهر تهران برابر ۸۵۴٫۸ متر از سطح زمین با انحراف معیار ۶۶٫۳ متر است. بیشینه میانگین سالانه ثبت‌شده برابر ۹۹۲٫۷ متر و کمینه آن برابر ۷۶۳٫۸ متر از سطح زمین است. بررسی میانگین سی‌ساله کمینه ارتفاع لایه مرزی حاکی از نوسان این لایه در ارتفاع متوسط ۷۷٫۳ متر از سطح زمین با انحراف از معیار ۶ متر است. بیشینه مقدار ثبت‌شده این متغیر برابر ۸۹٫۲ متر و کمینه آن برابر ۶۸٫۵ متر است. میانگین بیشینه ارتفاع سالانه نیز برابر ۲۲۹۰٫۴ متر با انحراف از معیار ۱۸۰٫۳ متر است. بیشینه مقدار این متغیر نیز برابر ۲۲۶۳ متر از سطح زمین و کمینه آن برابر ۲۰۴۳٫۵ متر است. متوسط دامنه تغییرات (اختلاف مقدار متوسط سالانه بیشینه با متوسط سالانه کمینه) طی دوره سی‌ساله برابر ۲۲۱۳٫۱ متر با انحراف معیار ۱۷۴٫۳ متر است. بیشینه این متغیر نیز برابر ۲۵۷۴٫۴ و کمینه آن برابر ۱۹۷۴٫۹ متر محاسبه شده است.

جدول ۳. شاخص‌های آماری سالانه میانگین، انحراف از معیار، ضریب تغییرات، بیشینه و کمینه ارتفاع لایه مرزی برای دوره سی‌ساله ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۷ برای ایستگاه مهرآباد

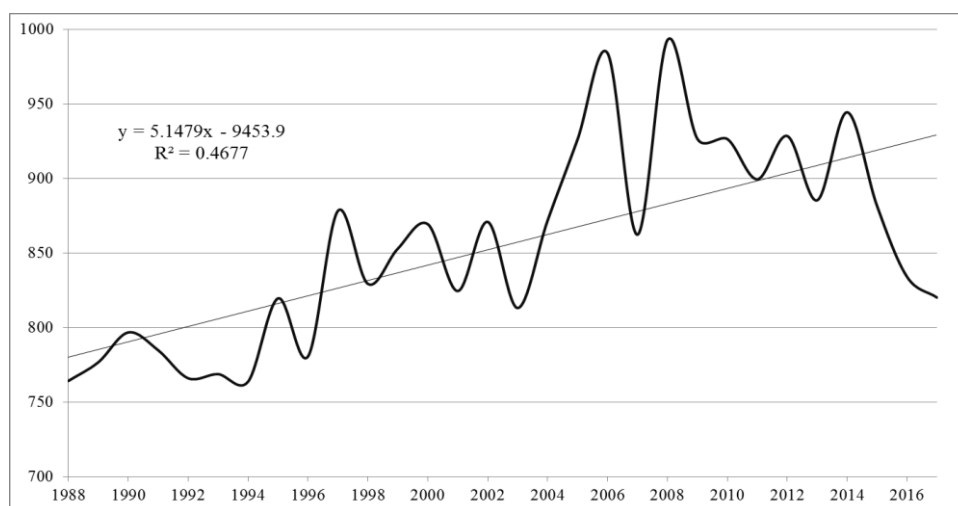
میانگین ارتفاع	میانگین کمینه ارتفاع	میانگین بیشینه ارتفاع	میانگین دامنه تغییرات
۸۵۴٫۸	۷۷٫۳	۲۲۹۰٫۴	۲۲۱۳٫۱
۶۶٫۳	۶	۱۸۰٫۳	۱۷۴٫۳
۰٫۰۷۸	۰٫۰۷۷	۰٫۰۹۷	۰٫۰۹۷
۹۹۲٫۷	۱۵۹٫۲	۴۶۶۳	۲۵۷۴٫۴
۷۶۳٫۸	۴۸٫۵	۲۰۴۳٫۵	۱۹۷۴٫۹

منبع: محاسبات نگارندگان

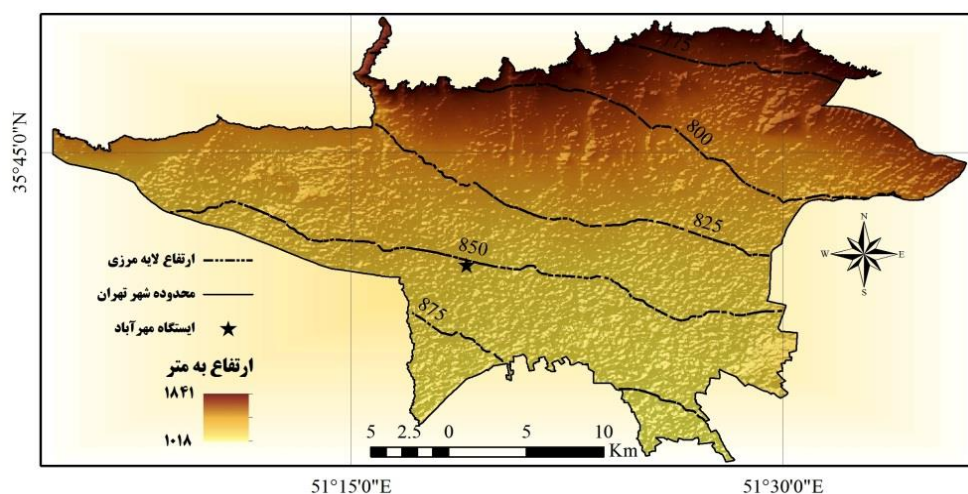
شکل ۱ نمایش‌دهنده میانگین سالانه تغییرات ارتفاعی سقف لایه مرزی برای دوره ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷ است. براساس این شکل، روند عمومی تغییرات ارتفاعی لایه مرزی طی دوره موردبررسی باتوجه به ضریب رگرسیون ۰٫۶۸۳۳ (معنادار در سطح ۰٫۰۹۹ با درجه آزادی ۲۹) با نرخ متوسط ۵ متر در سال افزایشی است. البته، به نظر می‌رسد روند تغییرات را می‌توان به چهار دوره ۱۹۸۸ تا ۱۹۹۶، ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۴، ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۴، و ۲۰۱۴ تا ۲۰۱۷ تقسیم کرد: در دوره نخست، دامنه تغییرات ارتفاعی سقف لایه مرزی کمتر است و لایه مرزی کمترین مقادیر ارتفاعی را تجربه می‌کند. از سال ۱۹۹۶، ارتفاع متوسط لایه مرزی در حدود ۵۰ متر افزایش می‌یابد و هم‌زمان دامنه نوسانات آن نیز افزایش می‌یابد. از سال ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۴ نیز، ارتفاع سقف لایه مرزی در حدود ۱۰۰ متر در مقایسه با دوره قبلی افزایش می‌یابد؛ به طوری که به

بیشینه مقادیر سالانه خود می‌رسد. هم‌زمان، بر دامنه نوسانات سالانه نیز افزوده می‌شود. از سال ۲۰۱۴ تا ۲۰۱۷ نیز روند تغییرات منفی می‌شود و ارتفاع لایه مرزی کاهش می‌یابد.

الگوی فضایی میانگین سالانه (متوسط دوره سی‌ساله) لایه مرزی شهر تهران در شکل ۲ به‌نمایش گذاشته شده است. براساس شکل ۲، در شرایط کلی (با دوره آماری سی‌ساله) ارتفاع لایه مرزی در بیشترین مقدار برابر ۸۷۳ متر از سطح زمین و در کمترین مقدار برابر ۷۴۵ متر است (دامنه اختلاف آن برابر ۱۲۸ متر است). روند کلی منحنی‌های هم‌ارتفاع لایه مرزی شمال غربی به جنوب شرقی است؛ بنابراین، شیب تغییرات در جهت عمود بر منحنی‌ها و در جهت شمال شرقی - جنوب غربی است. به عبارتی دیگر، با حرکت در جهت شمال شرقی از ارتفاع لایه مرزی کاسته می‌شود. به‌نظر می‌رسد کاهش ارتفاع لایه مرزی در بخش شمال شرقی تهران، باتوجه‌به ارتباط لایه مرزی با دمای هوا، ناشی از محصوربودن نسبی این منطقه از شمال و شرق به کوه‌های اطراف تهران، اختلاف دمای این منطقه با سایر مناطق بر اثر افزایش ارتفاع، و جریان‌ات کوه به دشت باشد (شکل ۲).



شکل ۱. میانگین سالانه تغییرات ارتفاعی سقف لایه مرزی برای دوره ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷



شکل ۲. متوسط ارتفاعی لایه مرزی شهر تهران طی دوره ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷

بررسی نتایج همبستگی میان متوسط ارتفاع لایه مرزی با متغیرهای محیطی نشان از ارتباط متفاوت این متغیرها دارد. قوی‌ترین ارتباط بین ارتفاع لایه مرزی با دمای سطحی برقرار است (۰/۸۱۴۳) و پس از آن با شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی (۰/۷۹۰۴-)، شار لحظه‌ای رطوبت (۰/۷۶۰۹-)، دمای هوا (۰/۶۷۸۱)، سرعت باد عمودی (۰/۶۴۳۸-)، ساعت آفتابی (۰/۶۱۳۹)، رطوبت نسبی (۰/۵۶۹۹)، و سرعت باد در سطح زمین (۰/۵۳۸۶) دارای همبستگی معنادار است. به نظر می‌رسد ارتفاع لایه مرزی با متغیرهای نزدیک‌تر به سطح زمین دارای همبستگی قوی‌تری است و با افزایش فاصله از سطح زمین ارتباط همبستگی ارتفاع لایه مرزی با متغیر مربوطه کمتر می‌شود. همچنین، باید اشاره کرد که ارتفاع لایه مرزی با شارها رابطه منفی دارد، زیرا بنا بر تعاریف، شار به معنای گذر از یک مقطع طی زمانی خاص است. به همین دلیل، شار مثبت به صورت حرکت رو به پایین (از هوا به سطح) و شار منفی به معنای حرکت رو به بالا (از سطح به هوا) است. از همین رو، معمولاً شارها طی روز مثبت و طی شب منفی‌اند. درحالی‌که طی روز، ارتفاع لایه مرزی افزایش می‌یابد و طی شب از آن کاسته می‌شود؛ بنابراین، علامت منفی همبستگی میان ارتفاع لایه مرزی با شارها مقبول است. همچنین، ارتفاع لایه مرزی با متغیرهای فشار هوا، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری سطح زمین، مؤلفه مداری باد در ارتفاع ۱۰ متری، و مؤلفه نصف‌النهاری باد در ارتفاع ۱۰ متری ارتباط ندارد.

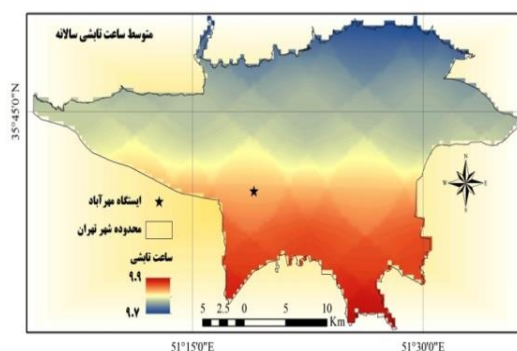
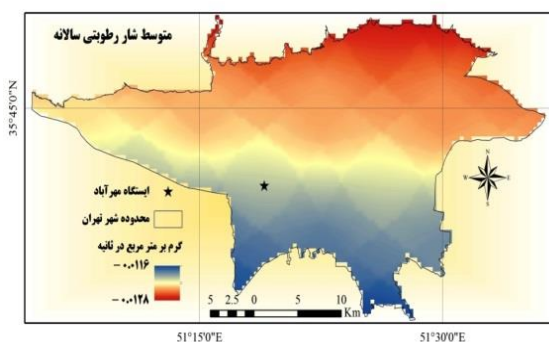
به طور کل، متغیرهای موردبررسی در این جدول در دو دسته بررسی‌شدنی است: دسته نخست متغیرهایی هستند که به طور مستقیم با انرژی سر و کار دارند. باتوجه به اینکه انرژی وارده به لایه مرزی عمدتاً از طریق تابش خورشیدی تأمین می‌شود و سپس از طریق سطح زمین به جو وارد می‌شود، این متغیرها ارتباط قوی‌تری را با تغییرات ارتفاعی لایه مرزی به‌نمایش می‌گذارند. میزان ساعت آفتابی به‌نوعی نشان‌دهنده میزان انرژی وارده به لایه مرزی است و از همین رو همبستگی مثبتی را با لایه مرزی نشان می‌دهد. دمای سطحی درواقع آن میزان از انرژی خورشیدی را نشان می‌دهد که پس از کسر میزان وارده به زیرسطح (هرچند در شرایط نظری باتوجه به تعاریف سطح کنشگر از این بخش صرف‌نظر می‌شود و آن را صفر فرض می‌کنند، در شرایط واقعی رفتار سطوح ایده‌آل نیست و بنابراین بخشی از انرژی عملاً با ورود به زیرسطح کنشگر از دسترس خارج می‌شود) به صورت گرمای محسوس سطحی نمود پیدا می‌کند و عملاً باید ارتباط قدرتمندی را با لایه مرزی نشان بدهد که در این پژوهش به آن اشاره شده است. گرمای محسوس سطحی به دو شکل به جو وارد می‌شود: بخشی از آن به شکل شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی و بخشی از آن به شکل شار لحظه‌ای رطوبت و سپس رطوبت نسبی؛ بدیهی است ارتباط این موارد با لایه مرزی قدرتمند است، اما، همان‌طور که اشاره شد، چون مقادیر شار به صورت منفی بیان می‌شوند، ارتباط این دو مورد با تغییرات ارتفاعی لایه مرزی با علامت منفی نمود پیدا می‌کند. درمورد سایر متغیرهای وابسته، نظیر سرعت باد، مشاهده می‌شود که در سطح زمین این متغیر دارای همبستگی مثبت با ارتفاع لایه مرزی است. به این صورت می‌توان این مثبت‌بودن را توجیه کرد که امکان دارد افزایش سرعت باد ناشی از افزایش اختلاف دمایی سطوح باشد. باتوجه به اینکه با افزایش ارتفاع از ارتباط همبستگی بین مؤلفه‌های مرتبط با باد و ارتفاع لایه مرزی کاسته می‌شود، می‌توان فرض مزبور را تأیید کرد.

به‌منظور تبیین بهتر وضعیت الگوی لایه مرزی شهر تهران، وضعیت سالانه الگوهای ساعت آفتابی، دمای سطحی (شکل ۳)، شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی، و شار لحظه‌ای رطوبت به‌نمایش گذاشته شده است. براساس شکل ۳، بیشینه متوسط ساعت تابشی سالانه در جنوب تهران و کمینه آن در شمال تهران به‌ثبت رسیده است. هرچند، دامنه تغییرات این متغیر به‌لحاظ مکانی در حد ۱۲ دقیقه است و بنابراین برای توجیه تغییرات ارتفاعی لایه مرزی در مقیاس سالانه چندان اثرگذار به‌نظر نمی‌رسد. از سویی دیگر، متوسط شار رطوبتی در جنوب شهر تهران بیشتر از شمال آن است. این موضوع را می‌توان باتوجه به نزدیک‌تر بودن مناطق شمالی به منابع آبی و وجود رودهای نسبتاً دائمی در شمال تهران توجیه کرد.

جدول ۴. ضریب همبستگی میان برخی متغیرهای اقلیمی با ارتفاع لایه مرزی برای ایستگاه مهرآباد

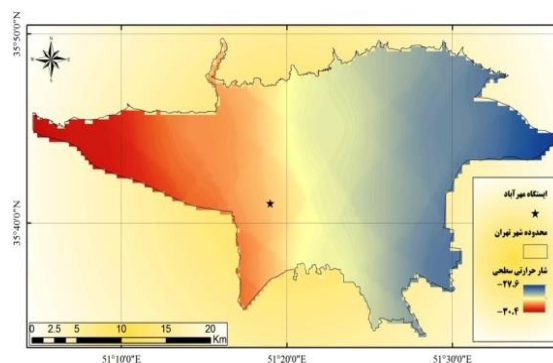
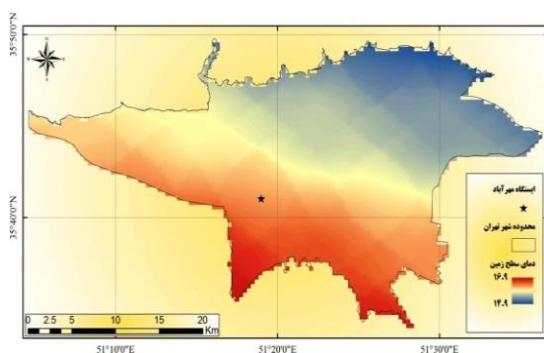
متغیر	ساعت آفتابی	دمای سطحی	فشار هوا	شار لحظه‌ای رطوبت	رطوبت نسبی	دمای هوا
ضریب همبستگی	۰.۶۱۳۹	۰.۸۱۴۳	-۰.۱۳۶۱	-۰.۷۶۰۹	۰.۵۶۹۹	۰.۶۷۸۱
آماره دورین واتسون	۲.۱۶۳	۱.۸۹۴	۰.۶۷۳	۲.۳۶۱	۱.۴۶۲	۱.۸۷۲
متغیر	شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی	سرعت باد در سطح زمین	سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری سطح زمین	سرعت باد عمودی (امگا)	مؤلفه مداری باد در ارتفاع ۱۰ متری	مؤلفه نصف‌النهاری باد در ارتفاع ۱۰ متری
ضریب همبستگی	-۰.۷۹۰۴	۰.۵۳۸۶	۰.۱۰۶۵	-۰.۶۴۳۸	-۰.۰۶۳۱	۰.۰۵۹۱۲
آماره دورین واتسون	۲.۰۴۳	۱.۵۹۲	۰.۴۹۲	۱.۶۴۸	۳.۷۳۹	۰.۵۱۴

مأخذ: محاسبات مؤلفان



شکل ۳. الگوی فضایی متوسط سالانه تابش خورشید (راست) و شار لحظه‌ای رطوبت (چپ)

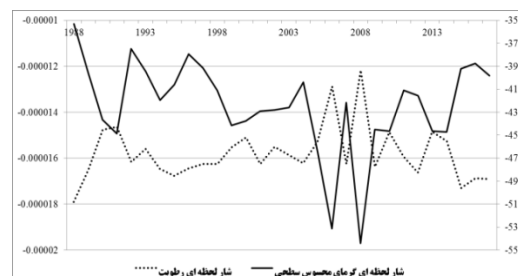
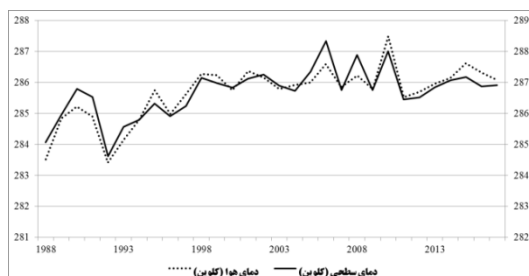
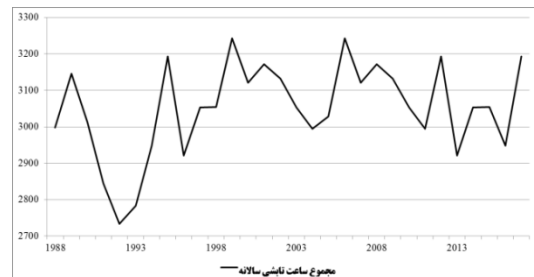
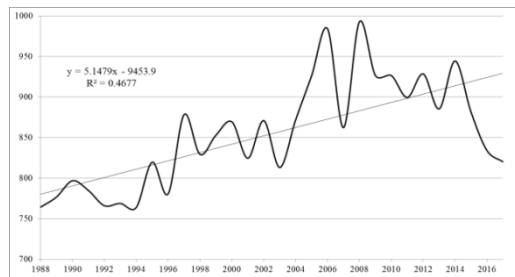
در شکل ۴ متوسط سالانه شار لحظه‌ای گرمای محسوس روندی غربی- شرقی را به‌نمایش می‌گذارد. بیشینه این متغیر در غرب تهران به‌ثبت رسیده و کمینه آن در شرق تهران اندازه‌گیری شده است. دلیل اصلی این امر پوشش سطحی متفاوت در منطقه شرقی و غربی است که در غرب تهران بیشترین نوع پوشش از سطوح فلزی است و همین عامل چه در فاز منفی، چه در فاز مثبت شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی را در مقایسه با سایر مناطق افزایش می‌دهد. در مورد دمای سطحی، بیشینه این متغیر در جنوب و جنوب غربی شهر تهران و کمینه آن در شمال و شمال شرقی تهران به‌وقوع می‌پیوندد.



شکل ۴. الگوی فضایی متوسط سالانه شار لحظه‌ای گرمای محسوس (راست) و دمای سطحی (چپ)

براساس شکل‌های ۳ و ۴، بیشینه ارتفاع لایه مرزی به این دلیل در جنوب و جنوب غربی تهران رخ می‌دهد که در این مناطق تابش بیشینه است. بیشتر بودن تابش همراه کمبود منابع رطوبتی در جنوب سبب افزایش شار لحظه‌ای گرمای محسوس می‌شود و دمای سطحی را افزایش می‌دهد. افزایش دمای سطحی سبب افزایش دمای هوا می‌شود و در نتیجه لایه مرزی در منطقه جنوب و جنوب غربی انرژی بیشتری را تحویل می‌گیرد. بیشتر بودن انرژی گرمایی وارده در این منطقه سبب ارتفاع بیشتر لایه مرزی در این منطقه می‌شود. از آنجا که عکس این شرایط در منطقه شمال و شمال غربی تهران رخ می‌دهد، ارتفاع لایه مرزی در این مناطق کمینه می‌شود.

علت تغییرات سری زمانی لایه مرزی را می‌توان با استناد به شکل ۵ بررسی کرد. براساس شکل ۵، ارتفاع سالانه لایه مرزی شهر تهران (بالا- چپ)، به‌رغم داشتن همبستگی مناسب با ساعت آفتابی، همخوانی مناسبی روی نمودار نمایش نمی‌دهد (بالا- راست). به‌لحاظ شرایط دمایی نیز، به‌رغم همخوانی مناسب (پایین- چپ)، روند تغییرات دمایی دمای سطحی و دمای هوا با ارتفاع لایه مرزی در سال‌های آخر همخوانی ندارد. البته، باتوجه‌به رفتار شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی و شار لحظه‌ای رطوبت، می‌توان رفتار لایه مرزی را کاملاً توجیه کرد. باتوجه‌به نمودار مذکور (پایین- راست)، نخستین مورد قابل توجه رفتار کاملاً متضاد دو متغیر نمایش داده‌شده در این نمودار است. علت تغییرات ارتفاعی لایه مرزی در دو پنج‌ساله آخر تغییر در میزان رطوبت موجود در سطح (یا زیرسطح) و رطوبت تزریق‌شده به جو است. مشاهده می‌شود که حداث سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰، که ارتفاع لایه مرزی افزایش می‌یابد، شار رطوبتی کاهش یافته است. کاهش شار رطوبتی به معنای کمتر در دسترس بودن رطوبت و در نتیجه تبدیل بخش بزرگ‌تری از تابش خورشیدی به شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی (به جای گرمای نهان) است. در سال‌های آخر (۲۰۱۴ تا پایان دوره) مشاهده می‌شود که شار رطوبتی افزایش می‌یابد؛ نتیجتاً از شار لحظه‌ای گرمای محسوس کاسته می‌شود و در نتیجه انرژی گرمایی کمتری به جو وارد می‌شود که سبب کاهش ارتفاع لایه مرزی می‌گردد.



شکل ۵. سری زمانی تغییرات ارتفاعی لایه مرزی (بالا- چپ)، ساعت تابشی (بالا- راست)، دمای سطحی و دمای هوا (پایین- چپ)، و شار لحظه‌ای گرمای محسوس سطحی، و شار لحظه‌ای رطوبت (پایین- راست) برای ایستگاه مهرآباد طی دوره ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷

بحث و نتیجه گیری

در این پژوهش، پژوهشگران سعی بر تعیین الگوی رفتاری لایه مرزی در مقیاس مکانی شهر تهران در مقیاس زمانی سالانه داشتند. بدین منظور، داده‌های روزانه (ساعت ۱۲:۰۰ به وقت گرینویچ) و شبانه (ساعت ۰۰:۰۰ به وقت گرینویچ) از پایگاه داده مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا برای بازه زمانی ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷ دریافت شد. پس از اعمال روش‌های پذیرفته‌شده آماری، نتایج ذیل به دست آمد:

به‌طور میانگین، سقف لایه مرزی در حدود ارتفاعی ۸۵۰ متری سطح زمین قرار دارد. البته، بالاترین ارتفاع این لایه در حالت متوسط در جنوب و جنوب غربی تهران با ارتفاعی در حدود ۸۷۳ متر و پایین‌ترین ارتفاع آن در شمال غربی شهر تهران با ارتفاعی در حدود ۷۴۵ متر به ثبت رسیده است. باتوجه به دامنه ارتفاعی شهر تهران، به لحاظ توپوگرافی (از حدود ۱۸۰۰ متری سطح دریا در شمال تا ۱۰۵۰ متری سطح دریا در جنوب)، می‌توان نتیجه گرفت که:

۱. ضخامت لایه مرزی در شمال تهران کمتر از جنوب شهر تهران است. این امر از طریق بررسی علل و عوامل مرتبط با لایه مرزی توجیه‌شدنی است. در شمال تهران ساعت تابشی اندکی کمتر است و میزان رطوبت موجود در این منطقه بسیار بیش از جنوب تهران است. این مسئله به کاهش دمای سطحی در شمال تهران (و تبدیل بخشی از تابش دریافتی به گرمای نهان تبخیر نهان) منجر می‌شود. در نهایت، انرژی وارده به جو در شمال تهران در مقایسه با جنوب تهران کمتر است و همین مسئله توان لایه مرزی برای گسترش در جهت عمودی را کمتر می‌کند. کاهش ارتفاع لایه مرزی به معنای ضخامت کمتر این لایه در شمال تهران است که می‌تواند به‌نوعی علت افزایش نسبی آلاینده‌ها را توجیه کند. همچنین، می‌توان علت بالاتر بودن میزان بارش در شمال (و به‌ویژه شمال شرقی تهران) را به این شرایط نسبت داد؛ زیرا ضخامت کمتر لایه مرزی در این منطقه، همراه افزایش رطوبت وارده به جو در این ناحیه، سبب می‌شود تا هم منبع رطوبتی بیشتر در دسترس باشد هم ارتفاع کمتری برای شرایط همرفتی نیاز باشد.

۲. هرچند ضخامت لایه مرزی در شمال تهران کمتر از جنوب تهران است، دامنه ارتفاعی شهر تهران آن‌قدر زیاد است که ارتفاع لایه مرزی (برحسب ارتفاع مطلق از سطح دریا) در شمال تهران بیش از جنوب تهران است. با فرض ارتفاع ۱۰۵۰ متر در جنوب تهران و ۱۸۰۰ متر در شمال تهران، ارتفاع لایه مرزی برحسب سطح دریا در شمال تهران برابر ۲۵۴۵ متر و در جنوب تهران برابر ۱۹۲۳ متر از سطح دریا خواهد بود. این بالاتر بودن ارتفاع مطلق لایه مرزی در شمال تهران در شرایط میانگین می‌تواند توجیه‌کننده پیامدهایی نظیر وزش باد جنوبی در تهران باشد؛ زیرا اختلاف ارتفاع مطلق لایه مرزی در شرایط متوسط می‌تواند سبب مکش هوا از شمال شود و بنابراین بادهای دشت به کوه در تهران فعال شوند.

باتوجه به جدول ۳، در شرایط شبانه، ضمن کاهش ارتفاع لایه مرزی، دامنه تغییرات ارتفاعی لایه مرزی نیز آن‌چنان زیاد نخواهد بود که تغییرات ارتفاعی توپوگرافی را جبران کند. در عوض، در شرایط روزانه، اختلاف مناطق شمالی و جنوبی احتمالاً به حدی می‌رسد که روند تغییرات ارتفاعی مطلق لایه مرزی در شمال و جنوب تهران معکوس شود. باتوجه به اینکه در شرایط روزانه، به‌طور متوسط، دامنه ارتفاعی در حدود ۳۶۰ متر بین مناطق شمالی و جنوبی وجود دارد، دو حالت متصور است:

الف) در شرایط زمستانی و حالتی که توان گرمایی سطح زمین پایین‌تر از حدی است که بتواند اختلاف ارتفاعی ناشی از توپوگرافی را جبران کند، همواره ارتفاع مطلق لایه مرزی بر فراز شمال تهران بیش از ارتفاع مطلق سقف لایه مرزی

بر فراز مناطق جنوبی شهر تهران است. در این حالت انتظار می‌رود جریانات سطحی بیشتر از دشت به سمت کوه در حال وزش باشند؛ مگر آنکه شرایط محلی غالب شوند و الگو را تغییر دهند.

ب) در شرایط تابستانی و زمانی که میزان انرژی تابشی توأمان با کمبود منابع رطوبتی در مناطق جنوبی تهران در مقایسه با مناطق شمالی سبب افزایش شار لحظه‌ای گرمای محسوس به لایهٔ مرزی در مناطق جنوبی می‌شود و این امر سبب بیشتر شدن ارتفاع مطلق لایهٔ مرزی در جنوب تهران در مقایسه با شمال تهران می‌گردد، انتظار می‌رود که جهت وزش بادهای محلی تغییر کند و در سطح به جهت وزش از شمال به جنوب (کمتر بودن دمای مناطق شمالی و افزایش فشار هوا سبب خزش هوای سرد این مناطق به سمت نواحی جنوبی می‌شود) تبدیل شود.

هرچند، باتوجه به مقیاس زمانی این مطالعه، امکان بررسی دقیق‌تر شرایط شبانه‌روزی میسر نیست، باتوجه به مسائل بند ۱ و ۲، به نظر می‌رسد می‌توان انتظار داشت در شرایط شبانهٔ تابستانه نیز الگوی بند ۱ غلبه پیدا کند، زیرا تفاوت‌های شبانهٔ تابستان در آن حد سبب افزایش ارتفاع مناطق جنوبی نمی‌شود که بتواند اختلاف ارتفاع ناشی از توپوگرافی را جبران کند.

۳. به لحاظ الگوی فضایی، روند کلی منحنی‌های هم‌ارتفاع لایهٔ مرزی شمال غربی به جنوب شرقی است؛ بنابراین، شیب تغییرات در جهت عمود بر منحنی‌ها و در جهت شمال شرقی - جنوب غربی است. به عبارتی دیگر، با حرکت در جهت شمال شرقی از ضخامت لایهٔ مرزی کاسته می‌شود. به نظر می‌رسد کاهش ارتفاع لایهٔ مرزی در بخش شمال شرقی تهران، باتوجه به ارتباط لایهٔ مرزی با دمای هوا، ناشی از محصور بودن نسبی این منطقه از شمال و شرق به کوه‌های اطراف تهران، اختلاف دمای این منطقه با سایر مناطق بر اثر افزایش ارتفاع، و جریانات کوه به دشت باشد.

۴. تغییرات میانگین کمینه و بیشینه در تهران تقریباً همگام با تغییرات متوسط رخ می‌دهد. هرچند، به نظر می‌رسد تغییرات بیشینه ارتباط قوی‌تری با متوسط لایهٔ مرزی داشته باشد. ذکر این نکته ضروری است که پایگاه دادهٔ مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا برای متوسط ارتفاع لایهٔ مرزی از هشت سنجش روزانه استفاده می‌کند.

۵. همچنین، مشخص شد که ارتفاع لایهٔ مرزی رابطهٔ معناداری با برخی متغیرهای محیطی دارد و بسته به ارتفاع سنجش متغیر مورد نظر شدت و ضعف این رابطه تغییر می‌کند. بالاترین ارتباط بین متغیر ارتفاع لایهٔ مرزی با دمای سطحی برابر ۰/۸۱۴۳ محاسبه شده است. به علاوه اینکه، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد نیز (به لحاظ سرعت) ارتباط معناداری را با ارتفاع لایهٔ مرزی نمایش نمی‌دهند.

۶. و در نهایت، باتوجه به ضرایب همبستگی و خطای جذر میانگین مربعات بین داده‌های مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت هوا و محاسبات مؤلفان، با استفاده از روش بستهٔ پیشرفتهٔ هوا و داده‌های نیمرخ جوی، به نظر می‌رسد این روش برای تعیین ارتفاع لایهٔ مرزی با استفاده از داده‌های نیمرخ جوی (اندازه‌گیری شده با استفاده از رادیوسوند) مناسب باشد.

منابع

- احمدی گیوی، ف.؛ ثابت‌قدم، س. و علی‌اکبری بیدختی، ع.ع. (۱۳۸۷). بررسی نوسان عمق لایه آمیخته جو شهری تهران با استفاده از مدل mm5 و عوامل مؤثر در آن، *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۳۵(۲): ۱۰۵-۱۱۷.
- قسامی، ط.؛ علی‌اکبری بیدختی، ع.ع.؛ صداقت‌کردار، ع. و صحرائیان، ف. (۱۳۸۹). بررسی تغییرات دمای قائم پتانسیل در چند دوره بحرانی آلودگی هوای تهران، *علوم و تکنولوژی محیط زیست*، ۱۲(۳): ۱۳-۲۴.
- لشکری، ح. و هدایت، پ. (۱۳۸۶). تحلیل الگوی سینوپتیکی اینورژن‌های شدید شهر تهران، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ۳۸(۱۴۷۳): ۶۵-۸۲.
- جهان‌بخش اصل، س. و روشنی، ر. (۱۳۹۳). بررسی شرایط الگوی سینوپتیکی حاکم بر وضعیت‌های وارونگی دمای بسیار شدید شهر تبریز، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۱۸(۴۸): ۸۱-۹۶.
- کیخسروی، ق. و لشکری، ح. (۱۳۹۳). تحلیل رابطه بین ضخامت و ارتفاع وارونگی و شدت آلودگی هوا در شهر تهران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۱۸(۴۹): ۲۳۱-۲۵۷.
- یاوری، ح. و سلیقه، م. (۱۳۹۰). سطوح وارونگی در آلودگی‌های شهر تهران، *نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۱۷(۲۰): ۸۹-۱۰۵.
- کرم‌پور، م.؛ سلیقه، م.؛ طولابی‌نژاد، م. و زارعی چغابلیکی، ز. (۱۳۹۵). بررسی آلودگی هوای شهر تهران به روش وارونگی بحرانی هافتر، *نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، ۳(۱): ۵۱-۶۴.
- Ahmadi Givi, F.; Sabetghadam, S. and Ali Akbari Bidokhti, A. (2009). Investigation of Mixed Layer Depth Variations of Tehran using mm5 model, *Journal of Earth and Space Physics*, pp. 105-117.
- Bachour, D. and Perez-Astudillo, D. (2013). Boundary Layer Height Measurements over Doha Using Lidar, *Energy Procedia*, 57: 1086-1091.
- Beljaars, A.C.M. and Betts, A.K. (1992). Validation of the boundary layer representation in the ECMWF model, *ECMWF Seminar, Proceedings: Validation of Models over Europe*, Vol. II. Reading, UK, 7-11 September 1992.
- Chen, Z.; Liu, W.; Zhang, Y.; He, J. and Ruan, J. (2011). Mixing layer height and meteorological measurements in Hefei China during the total solar eclipse of 22 July, 2009, *Optics & Laser Technology*, 43(1): 50-54.
- Ghasami, T.; Ali Akbari Bidokhti, A.; Sedaghatkarder, A. and Sahraiyani, F. (2012). Investigation of Potential Vertical Temperature in some acute air pollution events in Tehran, *Science and Technology of the Environment*, pp. 13-24.
- Hennemuth, B. and Lammert, A. (2005). Determination of the Atmospheric Boundary Layer Height from Radiosonde and LIDAR Backscatter, *Boundary-Layer Meteorology*, 120: 181-200.
- Holzworth, C.G. (1964). Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States, *Monthly Weather Review*, 92: 235-242.
- Jahanbakhsh Asl, S. and Roshani, R. (2015). The Study of Synoptic Patterns Dominating on the Very Intensive Temperature Inversion in Tabriz, *Journal of Geography and Planning*, pp. 81-96.
- Karampour, M.; Saligheh, M.; Toulabinejad, M. and Zarei Choghabaki, Z. (2016). Evaluation of air pollution in Tehran city by Hefter's critical Inversion method. *Jsah.*, 3(1): 51-64.
- Keykhosrowi, Gh. and Hasan, L. (2011). Analysis of the Relationship between the Thickness and Height of the Inversion and the Severity of Air Pollution in Tehran, *Journal of Geography and Planning*, pp. 231-257.
- Lashkari, H. and Hedayat, P. (2008). Synoptic Analysis of Extreme Inversions in Tehran, *Geographical Researches*, 38(1): 65-82.

- Mao, F.; Gong, W.; Song, S. and Zhu, Z. (2013). Determination of the boundary layer top from lidar backscatter profiles using a Haar wavelet method over Wuhan, China, *Optics & Laser Technology*, 49: 343-349.
- McKendry, I.G., D.van der Kamp, K.B.Strawbridge, A.Christen, Crawford, B. (2009). Simultaneous observations of boundary-layer aerosol layers with CL31 ceilometer and 1064/532 nm lidar, *Atmospheric Environment*, 43(36): 5847-5852.
- Pal, S.; Xueref-Remy, I.; Ammoura, L.; Chazette, P.; Gibert, F.; Royer, P.; Dieudonné, E.; Dupont, J.C.; Haeffelin, M.; Lac, C.; Lopez, M.; Morille, Y. and Ravetta, F. (2012). Spatio-temporal variability of the atmospheric boundary layer depth over the Paris agglomeration: An assessment of the impact of the urban heat island Intensity, *Atmospheric Environment*, 63: 261-275.
- Ribeiro, F.; Oliveira, A.; Soares, J.; Miranda, R.M.; Barlage, M. and F.Chen (2018). Effect of sea breeze propagation on the urban boundary layer of the metropolitan region of Sao Paulo, Brazil, *Atmospheric Research*, 214: 174-188.
- Seibert, P.; Beyrich, F.; Gryning, S. E.; Joffre, S.; Rasmussen A. and Tercier, P. (2000). Review and Intercomparison of Operational Methods for the Determination of the Mixing Height, *Atmos. Environ.*, 34: 1001-1027.
- Shukla, K.K.; Phanikumar, D.V.; Newsom, R. K.; Kumar, K.N.; Ratnam, M.V. and NarendraSingh, M.N. (2014). Estimation of the mixing layer height over a high altitude site in Central Himalayan region by using Doppler lidar, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 109: 48-53.
- Sugiyama, G. and Nasstrom, J.S. (1999). *Methods for Determining the Height of the Atmospheric Boundary Layer*, Report for Lawrence Livermore National Library, United States of America.
- Wagner, P.; Schäfer, K. (2017). Influence of mixing layer height on air pollutant concentrations in an urban street canyon, *Urban Climate*, 22: 64-79.
- Wang, Ch.; Shi, H.; Jin, L.; Chen, H. and Wen, H. (2015). Measuring boundary-layer height under clear and cloudy conditions using three instruments, *Particuology*, 28: 15-21.
- Yavari, H. and Saligheh, M. (2011). Inversion Levels in Tehran's Pollution, *Researches in Geographical Sciences*, pp. 89-105.
- Zéphoris, M.; Holin, H.; Lavie, F.; Cenac, N.; Cluzeau, M.; Delas, O.; Eideliman, F.; Gagneux, J.; Gander, A. and Thibord, C. (2005). Ceilometer observations of aerosol layer structure above the Petit Lubéron during ESCOMPTE's IOP 2, *Atmospheric Research*, 74(1-4): 581-595.