

تأثیرپذیری شدت جزیره گرمایی شهری تهران از الگوهای همدیدی جو

قاسم عزیزی^۱، علی اکبر شمسی پور^{۲*}، مجتبی مهدیان ماه‌فروزی^۳، مرتضی میری^۴

ghazizi@ut.ac.ir

۱. دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران

۲. استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران

mojtabamahdian@ut.ac.ir

۳. دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران

mmiri@ut.ac.ir

۴. دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۳/۴

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۱/۱۲/۷

چکیده

جزیره گرمایی با تغییر مؤلفه‌های اقلیمی در شهرها موجب افزایش نسبی دمای شهرها در مقایسه با حومه آن‌ها می‌شود. در این پژوهش برای تحلیل تأثیرپذیری شدت جزیره گرمایی تهران، نخست ۲۴ روز از سال ۲۰۰۶ انتخاب شد. سپس، مقادیر بیشینه و کمینه شدت جزیره گرمایی و ساعت رخداد آن‌ها برای روزهای مورد مطالعه با استفاده از داده‌های دمایی ۱۴ ایستگاه هواشناسی محاسبه شدند. همچنین، وضعیت باد در ساعت‌های رخداد کمینه و بیشینه واکاوی شد. همچنین، پس از بررسی همخوانی شرایط سطح زمین و ترازهای جوی بالا با استفاده از نقشه‌های سطح دریا و تراز میانی جو و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد (به‌دست‌آمده از داده‌های مراکز ملی پیش‌بینی محیطی، مرکز ملی پژوهش جوی ایالات متحده) ارتباط بین شدت‌های جزیره گرمایی و شرایط همدیدی واکاوی شد. نتایج نشان دادند که در زمان حاکمیت شرایط پرفشاری به علت سکون هوا، شدت جزیره گرمایی افزایش می‌یابد؛ در حالی که در شرایط کم‌فشاری عکس این حالت رخ می‌دهد. همچنین، در نمونه‌های مورد بررسی، ناهماهنگی سامانه‌های فشاری با زمان رخداد بیشینه و کمینه جزیره گرمایی در فصل سرد سال در برخی از موارد به خوبی مشاهده می‌شود. این در حالی است که در دوره‌های گرم بین زمان بیشینه و کمینه این پدیده و حاکمیت مراکز فشار سطحی هماهنگی منظمی وجود دارد. همچنین، اختلاف شدت باد حومه با محدوده شهری ارتباط معنی‌داری با مقادیر بیشینه و کمینه جزیره گرمایی نشان می‌دهد؛ افزایش اختلاف سرعت باد حومه با نواحی شهری سبب افزایش شدت جزیره گرمایی و کاهش اختلاف سرعت باد و کاهش شدت جزیره گرمایی می‌شود.

کلیدواژه

الگوهای همدیدی جو، تهران، شدت جزیره گرمایی شهری.

۱. سرآغاز

آب نشان می‌دهند (Chen, et al., 2006).

به طور کلی جزیره گرمایی پیامد رشد سریع و بدون برنامه‌ریزی مناطق شهری است که این رشد تند سبب کاهش آلودگی سطوح شهری، افزایش جرم پوشش‌های سطحی در واحد مساحت، افزایش گرمای انسان‌ساخت ناشی از فعالیت‌های انسانی و کاهش سطوح تبخیرکننده و تغییر در معادلات بیلان انرژی و رطوبت شهری می‌شود. کاهش رطوبت در نواحی شهری نسبت به نواحی (نسبت شار

جزیره گرمایی شهری به افزایش دمای شهرها در مقابل نواحی روستایی و حومه شهری گفته می‌شود (Yamamoto, 2006). این پدیده را نخستین بار لوک هوارد شناسایی، اندازه‌گیری و تشریح کرد (Mirzaei and Haghghat, 2010; Mills, 2007). وی نام خود را مرهون این است که اگر منحنی‌های هم‌دما در شهر و حومه آن رسم شود، خطوط منحنی، شهر را شبیه جزیره محصور در

کرد بارزتری می‌یابد (عزیزی، ۱۳۸۴)، بنابراین بیشینه شدت جزیره گرمایی معمولاً در ساعات شبانه و کمینه آن در ساعات روزانه رخ می‌دهد. جزیره گرمایی، علاوه بر تغییرات دمایی سبب تغییراتی نظیر افزایش بارش در محدوده شهری (غضنفری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹)، گل‌دهی زودتر گیاهان شهری و طولانی‌تر شدن فصل رشد (کاویانی، ۱۳۸۷) می‌شود. تغییر در الگوها در شهرها و پیرامون آن‌ها (علوی‌پناه، ۱۳۸۶) سبب انتقال آلودگی هوا و ذرات معلق سمی از شهرها به حومه‌ها و برهم زدن آسایش افراد درون‌شهر (Frumkin, 2002) می‌شود. به همین علت جزایر گرمایی در حال حاضر از عوامل ایجاد نگرانی در مورد سلامت افراد به شمار می‌روند (Yamamoto, 2006).

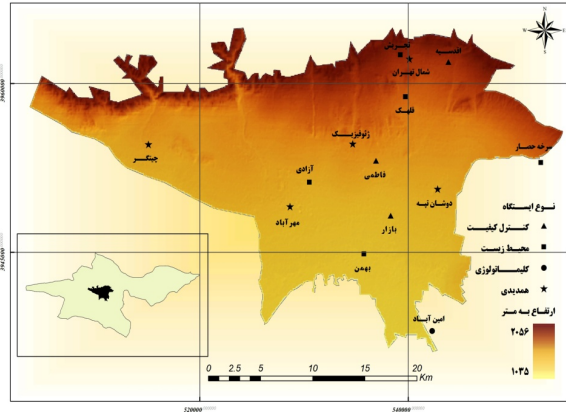
مباحث مربوط به جزیره گرمایی در شهرهای مختلف دنیا تاکنون مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است. در ایران پژوهشگران با روش‌های مختلفی همانند داده‌های ایستگاهی به مطالعه این پدیده پرداخته‌اند (رنجبر و همکاران، ۱۳۸۵؛ رضانی و دخت‌محمد، ۱۳۸۹؛ Mousavi-Baygi, et al., 2010). همچنین، برخی با به کارگیری مدل‌های میان‌مقیاس جوی نظیر MM5 (رنجبر و همکاران، ۱۳۸۴) یا TAPM (شمسی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱ الف؛ شمسی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱ ب) به این پدیده توجه کرده‌اند. محققان متعددی نیز با به کارگیری سنجش از دور و استفاده از تصاویر سنجنده‌هایی مانند TM و ETM+ (معروف‌نژاد، ۱۳۹۰؛ رنگزن و همکاران، ۱۳۹۰؛ امیری و همکاران، ۱۳۸۶؛ ملک‌پور و طالعی، ۱۳۸۹؛ شکیب و همکاران، ۱۳۸۸؛ عبداللهی و همکاران، ۱۳۸۷) و ASTER (ملک‌پور و طالعی، ۱۳۹۰؛ آخوندزاده و سراجیان، ۱۳۸۶) به پژوهش در خصوص این پدیده پرداخته‌اند.

هرچند در جوامع بین‌الملل مطالعات متعددی در خصوص تأثیرپذیری الگوی جزیره گرمایی شهری از شرایط همدیدی حاکم به انجام رسیده است، به نظر نمی‌رسد که تاکنون پژوهش‌های جامعی در این راستا در ایران شکل گرفته باشد. از میان آثار پژوهشگران خارجی می‌توان به پژوهش‌هایی نظیر آثار شرایط همدیدی در توسعه

گرمای محسوس به گرمای نهان) را دچار تغییر می‌کند و به افزایش دمای محسوس منجر می‌شود (Taha, et al., 1988). از سوی دیگر، هندسه شهری نیز سبب کاهش سرعت باد در شهرها می‌شود و بدین ترتیب نقش مهمی در شکل‌گیری جزیره گرمایی ایفا می‌کند (Unger, 2004). از آنجا که بیلان انرژی در شهرها تغییر می‌کند، شدت جزیره گرمایی نیز متغیر است. بنابراین، الگوی جزیره گرمایی به لحاظ فضایی و زمانی در شهرهای مختلف یکسان نیست. باید اشاره شود که حتی در یک شهر نیز جزیره گرمایی دارای الگوهای روزانه و فصلی است که به طور عمده متأثر از شرایط جوی ناشی از حاکمیت سامانه‌های هوای همدید مقیاس است. به طور کل سه مؤلفه اصلی اقلیمی در تقویت یا تضعیف جزیره گرمایی نقش اساسی دارند. این سه مؤلفه عبارت‌اند از: سامانه‌های همدیدی، ابرناکی و باد. در شرایط هوای آرام و آسمان بدون ابر تفاوت‌های دمایی میان شهر و روستا افزایش می‌یابد و در صورت وزش باد بیش از سرعت آستانه، شدت جزیره گرمایی کم و نهایتاً محو می‌شود؛ بنابراین انتظار می‌رود که در زمان استقرار سامانه‌های واچرخندی شدت جزیره گرمایی بیش از شرایط چرخندی باشد (Landsberg, 1981). باید اشاره کرد که به طور کل شرایط جوی به سه دسته ناپایدار، پایدار و حالت بینابینی طبقه‌بندی می‌شوند. بدین ترتیب و در حالتی عمومی‌تر هرگونه ناپایداری که سبب افزایش سرعت باد شود، به علت ایجاد تلاطم‌ها موجب کاهش شدت جزیره گرمایی (اختلاف دمای بین شهر و حومه) می‌شود و شرایط پایدار سبب کاهش سرعت باد و تقویت شدت جزیره گرمایی می‌شوند. در حالت‌های بینابینی نیز می‌تواند نقش کاهشی یا افزایشی ایفا کنند که به میزان تغییر ایجادشده از سوی آن‌ها در مؤلفه‌های مؤثر در شدت جزیره گرمایی بستگی دارد. البته این مطلب درخور توجه است که میزان اثرگذاری هر یک از مؤلفه‌های مؤثر و شرایط جوی در شدت جزیره گرمایی طی فصول و برای مناطق مختلف متفاوت است.

طبق بررسی‌های صورت‌گرفته اختلاف دمای شهر و روستا یا به عبارتی شدت جزیره گرمایی در دماهای کمینه

۵ ایستگاه سنجش کیفیت هوا وابسته به سازمان محیط‌زیست^۵ استخراج شدند که موقعیت نسبی ایستگاه‌ها در تهران در شکل ۱ نمایش داده شده است.



شکل ۱. موقعیت نسبی ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده در پژوهش

پس از پالایش داده‌ها و انجام تصحیحات نخستین (همچون تبدیل زمانی داده‌ها از ساعت جهانی گرینویچ به ساعت محلی تهران) و تست همگنی داده‌ها، داده‌های ایستگاهی دمای هوا به منزله پایگاه داده‌های نقطه‌ای مکانمند به سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) وارد شدند و برای تبدیل به اطلاعات سطحی از روش واسطه‌یابی وزن‌دهی فاصله معکوس^۶ استفاده شد. بنابراین، پهنه‌بندی دمایی تهران با فواصل زمانی ۳ ساعته انجام شد که در نتیجه آن توزیع مکانی جزیره گرمایی در تهران به دست آمد. همچنین، برای محاسبه شدت جزیره گرمایی، در تمامی ساعات روزهای مورد بررسی میانگین دمای محدوده شهری (TU) و روستایی (TR) و تفاضل (- ΔTU) TR آن‌ها در محیط Excel محاسبه شدند.

پس از انجام محاسبات مربوط به جزیره گرمایی، به منظور واکاوی شرایط همدیدی در زمان رخداد بیشینه و کمینه شدت جزیره گرمایی در تهران از نقشه‌های سطح دریا و تراز میانی جو استفاده شد. بدین منظور، با بهره‌گیری از داده‌های مراکز ملی پیش‌بینی محیطی مرکز ملی پژوهش جوی^۷ با تفکیک افقی $2/5 \times 2/5$ درجه، شرایط همدید حاکم برای تمامی نمونه‌ها، در مقیاس

جزیره گرمایی شهری در شهر دبرسن^۲ مجارستان (Szege di and Kircsi, 2003)، الگوهای بارشی ناشی از جزیره گرمای شهری در آتالنتا (Dixon, 2002)، ارتباط بین شدت جزیره گرمایی و اقلیم‌شناسی همدیدی ملبورن (Morris and Simmonds, 2000)، اثر توأمان جزیره گرمایی و الگوهای همدیدی در کیفیت هوا (Lai and Cheng, 2009)، جلوه‌های جزیره گرمایی شهری در شهرک‌های جنوب غرب استرالیا (Torok and Morris, 2001)، ساختار لایه مرزی جزیره گرمایی شهری در شرایط همدیدی هوای گرم در سوژو^۳ چین (Zhang et al., 2010) و بررسی آثار جزیره گرمایی در تغییرپذیری فضایی-زمانی لایه مرزی پاریس اشاره کرد (Pal, et al., 2012). در میان پژوهش‌های پژوهشگران ایرانی به مطالعه موردی جزیره گرمایی تهران و شبیه‌سازی عددی آن (رنجبر و همکاران، ۱۳۸۴) و واکاوی تغییرات مکانی هسته جزیره گرمایی تهران (شمسی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱ الف؛ شمسی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱ ب) توجه شده است. با توجه به نتایج متفاوت پژوهش‌های انجام‌شده در ایران در خصوص شدت جزیره گرمایی در زمان استقرار توده‌های سرد و گرم، در این پژوهش با بررسی داده‌های زمینی و نقشه‌های همدیدی سعی در بررسی تأثیرپذیری جزیره گرمای شهری از الگوهای همدیدی است.

۲. داده‌ها و روش‌شناسی

با هدف بررسی تأثیرپذیری شدت جزیره گرمایی تهران از الگوهای همدیدی، پس از جمع‌آوری داده‌های پایه نظری از روش اسنادی و کتابخانه‌ای، به انتخاب روزهای نمونه از آمار و اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی اقدام شد. در سال ۲۰۰۶ بر اساس معیار الگوی فشار، برای هر ماه ۲ روز (شامل روزهای با فشار هوای بیشینه و کمینه) انتخاب شدند (جدول ۱). در مرحله بعد، داده‌های مربوط به دمای هوا، فشار، سرعت و جهت باد از ۱۴ ایستگاه (۱ ایستگاه کلیما-تولوژی، ۵ ایستگاه هواشناسی همدیدی، ۳ ایستگاه سنجش کیفیت هوا وابسته به شرکت کنترل کیفیت هوا^۸ و

مغایرت بوده است (مشخص شده با دو ستاره در جدول ۱). بدین ترتیب، نقشه‌های همیدیدی با توجه به تجانس داده‌های سطح زمین و سطوح بالا، با بهره‌گیری از داده‌های مذکور، به تفکیک برای هر یک از الگوهای مطالعه‌شده در محیط نرم‌افزاری GrADS تولید و تجزیه و تحلیل شدند.

ساعتی، تجزیه و تحلیل شدند. داده‌ها ارتفاع ژئوپتانسیل متر، مؤلفه‌های مداری (u) و نصف‌النهاری (v) باد، دما و فشار سطح دریا را دربر می‌گیرند. در این مرحله، همخوانی داده‌های سطح زمین با داده‌های جو بالا بازکاوی شد که از ۲۴ روز بررسی‌شده، ۲ روز دارای ناهماهنگی (مشخص شده با تک ستاره در جدول ۱) و ۲ روز دارای

جدول ۱. روزهای مورد مطالعه، شرایط فشاری سطح زمین، الگوهای مستقر بر تراز جوی بالا و ساعت‌های رخداد کمینه و بیشینه شدت جزیره گرمایی تهران

ساعت بیشینه شدت	ساعت کمینه شدت	شرایط مستقر بر جو میانی (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)	شرایط سطح زمین	روز	ماه
3:30	15:30	پشته	پرفشار	4	ژانویه
3:30	12:30	ناوه	کم فشار	8	ژانویه
9:30	15:30	حالت مداری*	پرفشار	2	فوریه
0:30	09:30	چرخند قوی	کم فشار	15	فوریه
3:30	12:30	پشته	پرفشار	13	مارس
3:30	12:30	ناوه	کم فشار	10	مارس
21:30	18:30	پشته	پرفشار	9	آوریل
3:30	12:30	چرخند قوی	کم فشار	25	آوریل
0:30	12:30	پشته	پرفشار	4	می
9:30	15:30	موج کوتاه به شکل ناه	کم فشار	15	می
9:30	12:30	پشته عمیق	پرفشار	6	ژوئن
9:30	18:30	چرخند نسبتاً قوی	کم فشار	29	ژوئن
0:30	18:30	واچرخند نسبتاً قوی	پرفشار	13	جولای
9:30	18:30	موج کوتاه به شکل ناه	کم فشار	29	جولای
0:30	18:30	زبانۀ پرفشار	پرفشار	20	آگوست
9:30	18:30	واچرخند نسبتاً قوی**	کم فشار	2	آگوست
0:30	18:30	پشته	پرفشار	19	سپتامبر
9:30	15:30	ناوه	کم فشار	16	سپتامبر
21:30	12:30	موج کوتاه به شکل پشته	پرفشار	31	اکتبر
9:30	15:30	چرخند	کم فشار	7	اکتبر
9:30	15:30	پشته	پرفشار	22	نوامبر
9:30	15:30	موج کوتاه به شکل ناه	کم فشار	15	نوامبر
9:30	15:30	چرخند**	پرفشار	16	دسامبر
9:30	00:30	حالت نصف‌النهاری*	کم فشار	8	دسامبر

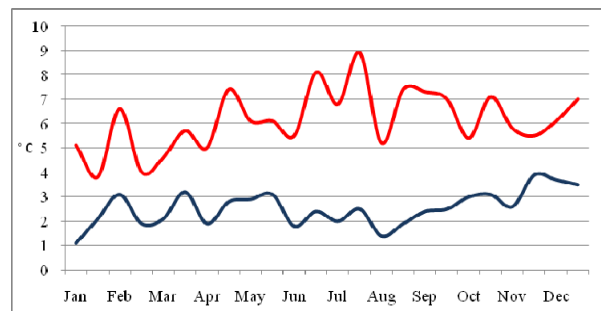
شکل ۲ مقادیر بیشینه و کمینه شدت جزیره گرمایی (به ترتیب با خطوط قرمز و آبی نمایش داده شده‌اند) را برای روزهای مطالعه نمایش می‌دهد. بر مبنای شکل، مشاهده می‌شود که بیشینه شدت جزیره گرمایی (معادل ۸/۹ درجه سلسیوس) در روزهای مورد مطالعه در ۲۹ جولای، در روزی با حاکمیت سامانه کم‌فشاری رخ داده و حدود ۱ درجه سلسیوس کمتر از مقدار برآوردشده با معادله پیشنهادی آکه (Landsberg, 1981) است. این در حالی است که کمینه شدت جزیره گرمایی (معادل ۱/۱ درجه سلسیوس) در ۴ ژانویه (با شرایط پرفشاری) رخ داده است.

نکته مهم روند زمانی مقادیر کمینه و بیشینه جزیره گرمایی است. به طور عمده مقادیر شدت کمینه و بیشینه رفتاری مشابه هم دارند، بدین معنی که همزمان با افزایش مقدار بیشینه، مقدار کمینه جزیره گرمایی نیز افزایش می‌یابد و بر عکس. مسئله درخور توجه دیگر، اختلاف بین شدت‌های جزیره گرمایی است. مشاهده می‌شود که در ماه‌های سرد (اکتبر تا مارس) تفاوت بین مقادیر کمینه و بیشینه جزیره گرمایی کم می‌شود، در حالی که طی ماه‌های گرم (آوریل تا سپتامبر) اختلاف بین مقادیر بیشینه و کمینه زیادتر شده است. مورد دیگر اینکه، دامنه تغییرات مقادیر بیشینه جزیره گرمایی بیش از مقادیر کمینه آن است. این در حالی است که بیشینه شدت جزیره گرمایی از ۳/۸ تا ۸/۹ درجه سلسیوس نوسان دارد (یعنی معادل ۵/۱ درجه سلسیوس)، کمینه شدت جزیره گرمایی بین ۱/۱ تا ۳/۹ درجه سلسیوس (معادل ۲/۸ درجه سلسیوس) تغییر می‌کند. علاوه بر این، مقادیر بیشینه جزیره گرمایی در تابستان بیشترین و در زمستان کمترین‌اند، در حالی که شدت کمینه‌ها در تابستان مقادیر پایین و در پاییز مقادیر بالایی را نشان می‌دهد. روند مزبور شاید به این علت است که گرمای آنتروپوژنیک در تابستان بیش از سایر فصول است، بنابراین مقادیر بیشینه جزیره گرمایی حالت افزایشی می‌یابند و دیگر اینکه با توجه به روند عمومی داده‌ها

در نهایت نیز به منظور نمایش بهتر تأثیرپذیری شدت جزیره گرمایی تهران از الگوهای همدیدی، ۴ روز از روزهای مورد بررسی برگزیده شدند و به نمایش درآمدند. از روزهای مورد نظر، ۲۹ جولای ۲۰۰۶ با ۸/۹ درجه سلسیوس اختلاف دما بیشینه مطلق شدت جزیره گرمایی به‌شمار می‌رود، در حالی که ۴ ژانویه با شدت جزیره گرمایی ۱/۱ درجه سلسیوس کمینه مطلق جزیره گرمایی محسوب می‌شود. علاوه بر این، با توجه به شرایط تابستانی ایران (استقرار پرفشار جنب حاره در ترازهای بالا و استقرار کم‌فشار گرمایی در سطح زمین) ۲ آگوست به منزله نمونه تیبیک تابستانه برای جو ایران انتخاب شد. همچنین، با توجه به شرایط زمستانی ایران (استقرار پرفشار در سطح زمین و گذر بسیار بیشتر سامانه‌های همدیدی ناپایدار) ۱۶ دسامبر به منزله نمونه تیبیک برای شرایط زمستانه جو ایران انتخاب شد.

۳. بحث و یافته‌های تحقیق

با توجه به مبانی نظری پژوهش، انتظار می‌رود جزیره گرمایی تهران در شرایط حاکمیت سامانه‌های پرفشار، شدت بیشتری داشته باشد. به منظور بررسی این مسئله برای روزهای مورد مطالعه بیشینه و کمینه شدت جزیره گرمایی (شکل ۲) و ساعت‌های رخداد آن (جدول ۱)، همچنین سرعت متوسط باد (میانگین سرعت باد ایستگاه‌های مورد مطالعه) در محدوده شهری تهران و حومه روستایی آن در ساعت‌های مورد نظر محاسبه شدند (شکل ۳).



شکل ۲. مقادیر بیشینه و کمینه جزیره گرمایی در روزهای مورد بررسی

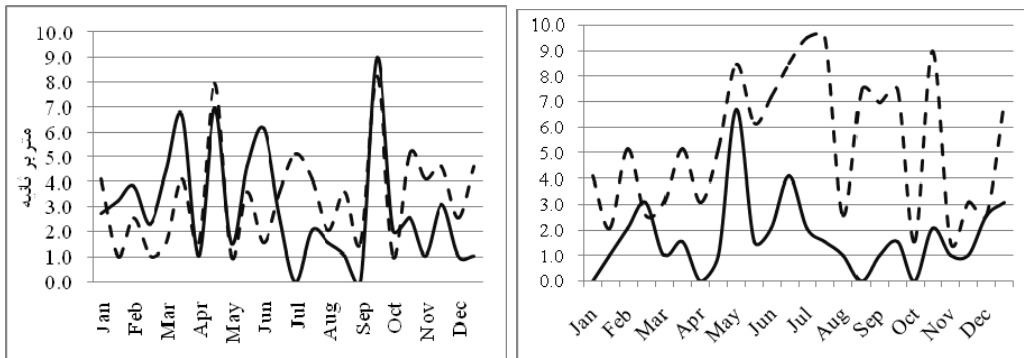
اینجاست که افزایش بیشینه شدت جزیره گرمایی در ماه‌های گرم مقارن با افزایش سرعت باد در محدوده حومه است. همچنین، افزایش کمینه شدت جزیره گرمایی در ماه‌های پاییزی به علت کاهش نسبی سرعت باد در محدوده حومه است.

به منظور واکاوی شرایط همدیدی در زمان رخداد بیشینه و کمینه جزیره گرمایی در تهران از نقشه‌های سطح دریا و تراز میانی جو استفاده شد. واکاوی نقشه‌های فشار سطح دریا همزمان با رخداد بیشینه و کمینه جزیره گرمایی نشان داد که حاکمیت مراکز واپرخندی سبب افزایش شدت جزیره گرمایی، اما حاکمیت مراکز چرخندی سبب کاهش این پدیده می‌شود. در شرایط حاکمیت مراکز واپرخندی آسمان صاف و هوا آرام است و انرژی رسیده به سطح زمین و انرژی تابیده شده از زمین به صورت موج بلند کمتر دستخوش تغییر و تحول می‌شود. بررسی نقشه فشار سطح دریا در زمان بیشینه شدت جزیره گرمایی تهران (۲۹ جولای ساعت ۶) بیانگر نفوذ زبانه‌های پرفشار روی منطقه مورد مطالعه است (A-۴). همان‌طور که نقشه سرعت و جهت باد نشان می‌دهد، در زمان حاکمیت سیستم پرفشار روی تهران به علت کاهش تضادهای گرمایی و به دنبال آن کاهش گرادیان فشار، سرعت باد به شدت کاهش می‌یابد، به طوری که سرعت بادهای شکل‌گرفته روی منطقه مورد مطالعه به کمتر از ۲ متر بر ثانیه می‌رسد (B-۴). این در حالی است که در شرایط وجود مراکز کم‌فشار، ناپایداری و صعود هوا سبب ایجاد اختلاط جوی و در نتیجه باد در منطقه می‌شود. این وضعیت سبب می‌شود که جو منطقه دستخوش تغییر و تحول قرار گیرد، در نتیجه از شدت جزیره گرمایی کاسته می‌شود. تهیه نقشه‌های جوی برای کمینه رخداد جزیره گرمایی (۴ ژانویه ۲۰۰۶) این وضعیت را به خوبی نشان می‌دهد (C-۴). بررسی نقشه سرعت و جهت باد نشان‌دهنده افزایش سرعت باد در نتیجه اختلاف دمایی و به دنبال آن اختلاف فشار است (D-۴).

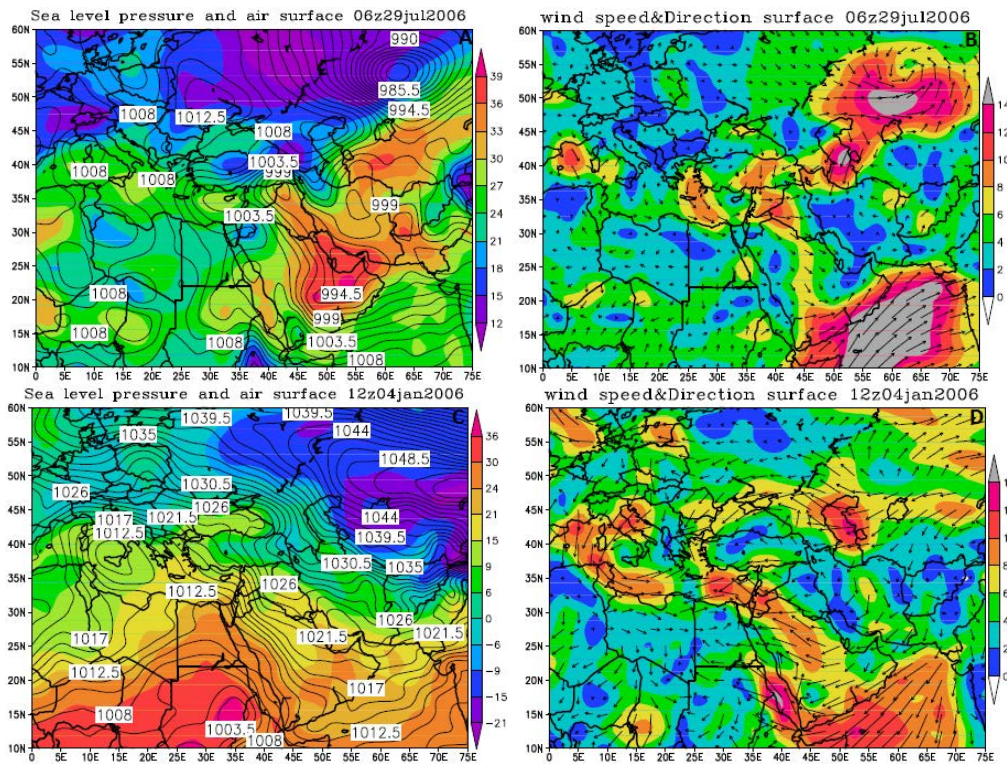
افزایش و کاهش نسبتاً همزمان مقادیر بیشینه و کمینه به نظر می‌رسد علاوه بر عوامل محلی، پدیده‌های بزرگ‌مقیاس (همچون سامانه‌های همدیدی) نیز بر روند بیشینه و کمینه تأثیرگذارند.

تشکیل جزیره گرمایی و شدت آن رابطه مستقیمی با سرعت و جهت باد دارد. سرعتی از باد را که شرایط تشکیل جزیره گرمایی در آن به علت اثر اختلاط ممکن نیست سرعت باد آستانه می‌گویند. برای محاسبه سرعت باد آستانه معادله‌های متعددی پیشنهاد شده است که با توجه به پژوهش‌های پیشین (قنبری و عزیز، ۱۳۸۸)، بادهایی با سرعت بیش از ۵ متر بر ثانیه را می‌توان به مثابه باد آستانه برای تهران در نظر گرفت. شکل ۳، میانگین سرعت باد را در نواحی شهری (خط ممتد) و حومه شهری (خط چین) طی روزهای مورد مطالعه در ساعت رخداد کمینه شدت جزیره گرمایی نشان می‌دهد.

بر پایه شکل ۳، سرعت باد محدوده روستایی و شهری در ساعت رخداد و کمینه بیشینه، همبستگی ۰/۴ و ۰/۴۵ دارند که در سطح اطمینان ۰/۹۹ معنادار است. نکته درخور توجه همبستگی نسبتاً قوی بین سرعت باد در محدوده حومه و بیشینه شدت جزیره گرمایی است (۰/۷۶). نکته دیگری که باید بدان اشاره شود اختلاف سرعت باد در محدوده شهری و حومه در زمان رخداد کمینه و بیشینه است. در ساعت‌های رخداد بیشینه، سرعت باد در محدوده شهری بسیار کاهش یافته، در حالی که سرعت باد در همان روزها در محدوده‌های حاشیه شهر و حومه درخور توجه است. این وضعیت سبب می‌شود تا دمای هوا در حومه شهر کاهش یابد، در حالی که دمای هوا در محدوده شهری افت چندانی ندارد. بنابراین، اختلاف بین محدوده شهری و روستایی افزایش می‌یابد و بیشینه شدت جزیره گرمایی رخ می‌دهد. عکس این حالت در ساعت‌های رخداد کمینه به وقوع می‌پیوندد؛ یعنی کاهش سرعت باد در محدوده حومه و افزایش همزمان سرعت باد در محدوده شهری سبب کاهش شدت جزیره گرمایی شده است. نکته جالب در



شکل ۳. میانگین سرعت باد (متر بر ثانیه) در نواحی شهری (خط امتداد) و نواحی حومه شهری (خط چین) در ساعت رخداد بیشینه (بالا) و کمینه شدت جزیره گرمایی (پایین) در روزهای مطالعه



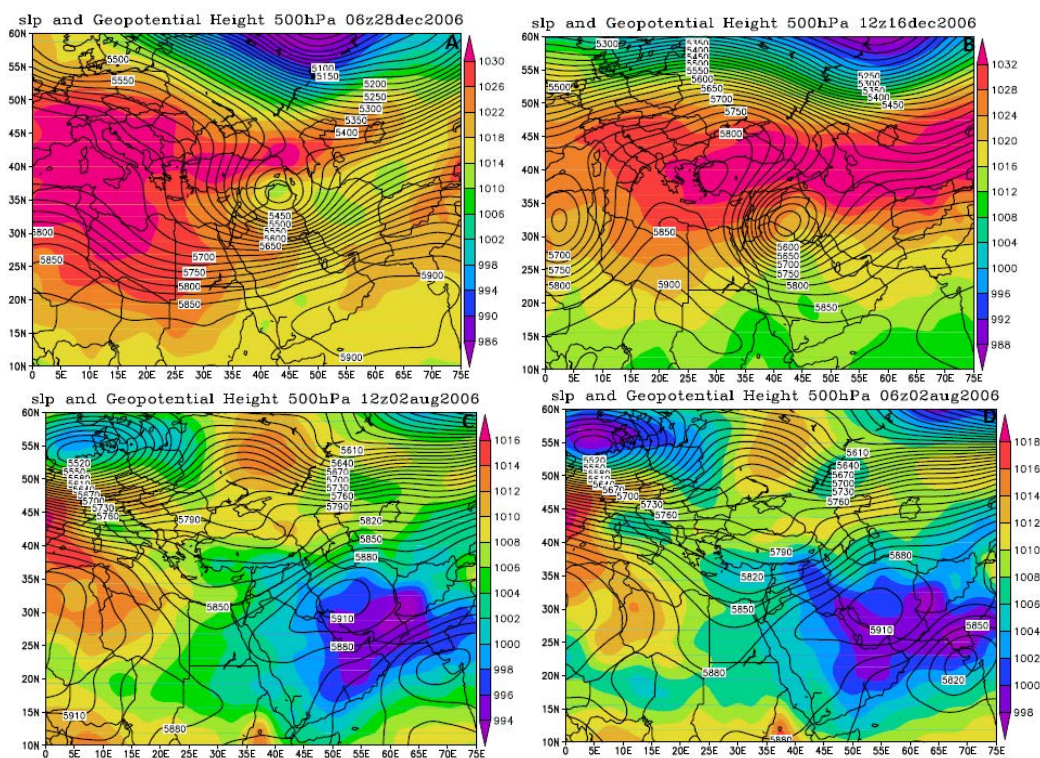
شکل ۴. شرایط همدیدی همزمان با رخداد بیشینه شدت جزیره گرمایی در ۲۹ جولای ۲۰۰۶ (نقشه‌های A و B) و کمینه مطلق شدت جزیره گرمایی در ۴ ژانویه ۲۰۰۶ (نقشه‌های C و D) برای تهران؛ (A): فشار سطح دریا (پربندهای هم‌فشار)، دمای سطح زمین (طیف رنگی)؛ (B): سرعت باد (طیف رنگی) و جهت باد (بردار)؛ (C): فشار سطح دریا (پربندهای هم‌فشار)، دمای سطح زمین (طیف رنگی)؛ (D): سرعت باد (طیف رنگی) و جهت باد (بردار). مقادیر فشار سطح دریا بر حسب هکتوپاسکال، دمای سطح زمین بر حسب درجه سلسیوس و سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه‌اند.

سطح دریا در ۲۸ دسامبر به‌منزله یکی از نمونه‌های بیشینه و ۱۶ دسامبر به‌منزله کمینه جزیره گرمایی، شرایط خلاف انتظار را نشان می‌دهد. به طوری که بر اساس نتایج آماری، ۲۸ دسامبر در ساعت ۶ صبح به وقت گرینویچ بیشینه جزیره گرمایی به دست آمد، همزمان بررسی نقشه فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل متری بیانگر شکل‌گیری

نکته درخور توجه در بررسی نقشه‌های همدیدی برای نمونه‌های مورد مطالعه، ناهماهنگی سامانه‌های فشاری با زمان‌های بیشینه و کمینه جزیره گرمایی در زمستان روی منطقه مورد مطالعه است. به عبارت دیگر در برخی از موارد همزمان با اوج این پدیده، سامانه کم‌فشار و در زمان کمینه سامانه پرفشار حاکم است. بررسی نقشه‌های فشار

است (B-۵). در این دو نمونه ناهماهنگی سیستم‌های فشاری با زمان بیشینه و کمینه رخداد جزیره گرمایی طی فصل سرد سال در برخی از موارد به خوبی مشاهده می‌شود. این در حالی است که در دوره‌های گرم هماهنگی منظمی بین زمان بیشینه و کمینه این پدیده و تمرکز مراکز فشار سطحی مشاهده شد. به طوری که کمینه جزیره گرمایی در بعد از ظهر و همزمان با شکل‌گیری مراکز کم‌فشار گرمایی و بیشینه این پدیده چند ساعت پس از غروب آفتاب، که همزمان با نیمه‌شب یا بعد از آن است، رخ می‌دهد. این امر شاید به علت ویژگی‌های سطحی تهران و از نظر همدیدی یکنواخت بودن سامانه‌های همدیدی حاکم روی ایران و تضاد گرمایی در سطوح پایین باشد. طی فصل گرم سال منطقه ایران تحت تأثیر پرفشار جنب حاره قرار می‌گیرد.

مرکز کم‌فشار در تراز دریا و ناوه تراز میانی در سطوح بالا روی منطقه مورد مطالعه است (A-۵). قرارگیری مرکز همگرایی سطحی در زیر واگرایی بالایی، سبب ناپایداری و صعود هوا می‌شود. در نتیجه این شرایط سرعت بادها به ۶ متر بر ثانیه می‌رسد. در چنین شرایطی کاهش شدت جزیره گرمایی انتظار می‌رود. این در حالی است که بیشینه جزیره گرمایی روی نقشه‌ها مشاهده می‌شود. می‌توان گفت که در چنین مواردی بیشینه جزیره گرمایی شکل گرفته بیشتر تحت تأثیر شرایط فیزیکی (خصوصیات منتج از شرایط محیطی نظیر گرمای آنتروپوژنیک آزاد شده و ویژگی‌های گرمایی مربوط به سطوح شهری) منطقه مورد مطالعه است. همچنین، در ۱۶ دسامبر ۲۰۰۶ در ساعت ۱۲ کمینه این پدیده به دست آمد. بررسی نقشه فشار سطح دریا نشان‌دهنده نفوذ زبانه‌های پرفشار روی منطقه مورد مطالعه



شکل ۵. شرایط همدیدی همزمان با رخداد بیشینه و کمینه شدت جزیره گرمایی برای نماینده‌های دوره سرد (نقشه‌های A و B) و گرم (نقشه‌های C, D) سال ۲۰۰۶؛ (A): فشار سطح دریا (طیف رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل متری تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (پریندهای هم‌ژئوپتانسیل) برای رخداد بیشینه شدت جزیره گرمایی ۲۸ دسامبر؛ (B): فشار سطح دریا (طیف رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل متری تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (پریندهای هم‌ژئوپتانسیل) برای رخداد کمینه شدت جزیره گرمایی ۲۸ دسامبر؛ (C): فشار سطح دریا (طیف رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل متری تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (پریندهای هم‌ژئوپتانسیل) برای رخداد کمینه شدت جزیره گرمایی ۲ آگوست؛ (D): فشار سطح دریا (طیف رنگی)، ارتفاع ژئوپتانسیل متری تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (پریندهای هم‌ژئوپتانسیل) برای رخداد بیشینه شدت جزیره گرمایی ۲ آگوست. مقادیر فشار سطح دریا بر حسب هکتوپاسکال و ارتفاع هم‌فشارها بر حسب ژئوپتانسیل مترند.

مشخص شد که به طور متوسط شدت جزیره گرمایی در تابستان بیش از زمستان است. همچنین، شدیدترین زمان رخداد جزیره گرمایی در جولای و کمینه آن در ژانویه محاسبه شد. نکته درخور توجه این است که روند بیشینه و کمینه همبستگی زیادی با یکدیگر نشان می‌دهند، به طوری که افزایش و کاهش آن‌ها همزمان است و فقط اختلاف آن‌ها در ماه‌های گرم بیشتر شده است. علاوه بر این، مقادیر کمینه نوسان چندانی نشان نمی‌دهند، اما مقادیر بیشینه در حدود ۵ درجه سلسیوس نوسان دارند. این حالت این فرضیه را تقویت می‌کند که جزیره گرمایی تهران از شرایط همدیدی یا منطقه تأثیرپذیری زیادی تبعیت می‌کند. همچنین، بررسی سرعت باد در ساعت‌های رخداد کمینه و بیشینه شدت جزیره گرمایی نشان داد که در زمان رخداد کمینه شدت جزیره گرمایی، اختلاف سرعت باد نواحی شهری و حومه کاهش می‌یابد و در زمان رخداد بیشینه عکس این حالت صادق است. این وضعیت سبب می‌شود که هنگام رخداد بیشینه شدت جزیره گرمایی، به علت سرعت باد بیشتر در حومه نسبت به محدوده شهری، محدوده حومه شهر بیش از محدوده شهری سرد و اختلاف دمای آن‌ها بیشتر شود. در واقع، طی شب، شهر و حومه در حال سرد شدن‌اند، اما حومه شهر بیشتر از محدوده شهری سرد می‌شود و بنابراین حالت بیشینه رخ می‌دهد. در زمان رخداد کمینه عکس این حالت رخ می‌دهد، یعنی کاهش اختلاف سرعت باد در دو منطقه سبب کاهش تقریباً همسان دما در دو محدوده می‌شود و بدین ترتیب اختلاف دمای بین محدوده شهری و روستایی را کاهش می‌دهد.

بررسی نقشه‌های فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیل متر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، میدان باد و دما برای ساعت‌های رخداد کمینه و بیشینه نشان دادند که در زمان حاکمیت سامانه پرفشار روی تهران به علت کاهش تضادهای گرمایی سرعت باد به شدت کاهش می‌یابد. بنابراین، به علت حذف یا کاهش عامل بازدارنده (باد)، شدت جزیره گرمایی افزایش می‌یابد. این در حالی است

از این رو در بیشتر مناطق کشور شرایط جوی تقریباً یکسانی مشاهده می‌شود. استیلای این پرفشار سبب آسمانی صاف و بدون ابر است که با توجه به فصل گرم سال سبب افزایش دمای سطحی می‌شود. در این زمان طی روز با توجه به دمای زیاد سطحی کم‌فشارهای گرمایی شکل می‌گیرد که در تقابل با پرفشارهای سطحی سبب اختلاف گرادیان فشار و در نتیجه شکل‌گیری جریان هوا می‌شود (C-۵).

در نتیجه شکل‌گیری ناپایداری هوا از شدت جزیره گرمایی کاسته می‌شود. بیشینه جزیره گرمایی در فصل گرم سال در بعد از ظهر رخ می‌دهد. بررسی نقشه‌های همدیدی در این زمان نشان داد که با توجه به دوره گرم سال در سطوح بالایی جو، پرفشاری جنب حاره منطقه مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است. در سطح دریا با توجه به غروب آفتاب و خروج انرژی از سطح زمین به صورت امواج بلند، کم‌فشارهای شکل‌گرفته در اثر دمای بالا در روز تضعیف می‌شوند و از گسترش مکانی محدودی برخوردارند. به طوری که در ساعات نخستین بامداد و در ادامه، مراکز پرفشار سطحی جایگزین این مراکز می‌شوند. در نتیجه مراکز پرفشار ترازهای بالایی و پرفشار سطحی، هوای پایدار روی منطقه حاکم می‌شود (D-۵). در نتیجه این پایداری و از طرف دیگر ویژگی‌های فیزیکی تهران جزیره گرمایی از بیشینه خود برخوردار می‌شود. به طور کلی می‌توان گفت حاکمیت مراکز و اچرخندی سبب افزایش شدت جزیره گرمایی، اما حاکمیت مراکز کم‌فشار سبب کاهش این پدیده می‌شود. این شرایط در برخی از موارد به ویژه طی دوره سال با سامانه‌های فشاری تطابق ندارد.

۴. نتیجه‌گیری

در این پژوهش تأثیرپذیری شدت جزیره گرمایی شهری تهران از الگوهای همدیدی بررسی شد. در ابتدا داده‌های عددی مربوط به ایستگاه‌های سطح زمین بررسی و

متغیر می‌شود. باید اشاره کرد که این مسئله سبب کاهش مقادیر بیشینه طی فصل سرد و افزایش طی فصل گرم می‌شود. این در حالی است که طی فصل گرم در روز با توجه به دمای بالای سطحی، کم‌فشارهای گرمایی شکل می‌گیرند که در تقابل با پرفشارهای سطحی سبب اختلاف گرادیان فشار، افزایش تلاطم‌های شدید و در نتیجه شکل‌گیری جریان هوا می‌شوند، اما طی فصل سرد در روز چنین تضادهای حرارتی مشاهده نمی‌شود؛ در نتیجه شکل‌گیری ناپایداری هوا طی روزهای تابستان، از شدت کمینه جزیره گرمایی کاسته می‌شود و طی روزهای زمستان کمینه شدت جزیره گرمایی تغییرات چندانی ندارد. بدین ترتیب این حالت‌ها سبب افزایش اختلاف بین مقادیر کمینه و بیشینه جزیره گرمایی طی تابستان و کاهش اختلاف بین آن‌ها طی زمستان می‌شود.

یادداشت‌ها

1. Bowen Ratio
2. Debreceen
3. Suzhou
4. Air Quality Control Company (AQCC)
5. Department of Environment (DOE)
6. Inverse Distance Weighting (IDW)
7. NCEP/NCAR

که در شرایط وجود مراکز کم‌فشار، ناپایداری و صعود هوا سبب ایجاد اختلالات جوی و در نتیجه سبب وزش باد در منطقه می‌شود. این وضعیت سبب می‌شود که جو منطقه دستخوش تغییر و تحول قرار گیرد که در نتیجه آن از شدت جزیره گرمایی کاسته می‌شود. نکته بسیار مهم در اینجا است که کاهش یا افزایش شدت جزیره گرمایی در برخی از موارد با سامانه‌های فشاری تطابق ندارد. در نمونه‌های مورد بررسی ناهماهنگی سامانه‌های فشاری با زمان بیشینه و کمینه رخداد جزیره گرمایی طی فصل سرد سال در برخی از موارد به خوبی مشاهده می‌شود. این در حالی است که در دوره‌های گرم هماهنگی منظمی بین زمان بیشینه و کمینه این پدیده و تمرکز مراکز فشار سطحی مشاهده شد. به نظر می‌رسد این امر می‌تواند علاوه بر ویژگی‌های سطحی تهران، به علت یکنواخت بودن سامانه‌های همدیدی حاکم روی ایران طی تابستان و یکنواخت نبودن و تنوع زیاد سامانه‌های همدیدی طی تابستان باشد. طی فصل گرم سال منطقه ایران تحت تأثیر پرفشار جنب حاره قرار می‌گیرد. از این رو در بیشتر مناطق کشور شرایط جوی تقریباً یکسانی مشاهده می‌شود، در حالی که طی زمستان به علت تنوع سامانه‌های غالب و افزایش سرعت باد طی شرایط چرخندی شرایط جوی

منابع

- آخوندزاده، م؛ سراجیان، م، (۱۳۸۶). کاربرد تصاویر ماهواره‌ای ASTER-TERRA در نمایش جزایر گرمایی در مناطق شهری، دومین همایش سالانه مقابله با سوانح طبیعی، دانشکده فنی دانشگاه تهران.
- امیری، ر؛ علیمحمدی، ع؛ علوی پناه، س.ک، (۱۳۸۶). «مطالعه تغییرپذیری فضایی - زمانی حرارت در ارتباط با کاربری/ پوشش زمین در منطقه شهری تبریز با استفاده از داده‌های لندست ETM+ و TM حرارتی و انعکاسی»، مجله محیط‌شناسی، سال سی و سوم، شماره ۴۳، پاییز ۱۳۸۶، صص ۱۰۷ تا ۱۲۰.
- رضائی، ب؛ دخت محمد، س. م، (۱۳۸۹). «شناخت محدوده مکانی تشکیل جزیره گرمایی در شهر رشت»، مجله پژوهش و برنامه‌ریزی شهری، سال اول، شماره اول، صص ۴۹-۶۹.
- رنجبر سعادت‌آبادی، ع؛ علی اکبری بیدختی، ع؛ صادقی حسینی، س.ع، (۱۳۸۵). «آثار جزیره گرمایی و شهرنشینی روی وضع هوا و اقلیم محلی در کلان‌شهر تهران بر اساس داده‌های مهرآباد و ورامین»، مجله محیط‌شناسی، شماره ۳۹، صص ۵۹ تا ۸۴.
- رنجبر سعادت‌آبادی، ع؛ آزادی، م؛ علی اکبری بیدختی، ع؛ صادقی حسینی، س.ع، (۱۳۸۴). «مطالعه موردی جزیره گرمایی تهران و شبیه‌سازی عددی آن»، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۱، شماره ۱، صص ۶۳ تا ۷۸.

رنگزن، ک؛ فیروزی، م؛ تقی‌زاده، ا؛ مهدی‌زاده، ر، (۱۳۹۰). «بررسی و تحلیل نقش کاربری اراضی در شکل‌گیری جزایر گرمایی با استفاده از GIS و R.S»، نمونه موردی شهر اهواز، اولین سمینار ملی کاربرد GIS در برنامه‌ریزی اقتصادی، اجتماعی و شهری، دانشگاه شهید چمران، اهواز.

شکیبا، ع؛ ضیائی‌ان فیروزآبادی، پ؛ عاشورلو، د؛ نامداری، س، (۱۳۸۸). «تحلیل رابطه کاربری و پوشش اراضی و جزایر گرمایی شهر تهران با استفاده از داده‌های ETM +»، سنجش از دور و GIS ایران، سال اول، بهار ۱۳۸۸، شماره ۱، صص ۳۹-۵۶.

شمسی‌پور، ع. ا؛ مهدیان ماهفروزی، م؛ حسین‌پور، ز، (۱۳۹۱). «واکاوی تغییرات مکانی هسته جزیره گرمایی شهر تهران»، پژوهش‌های جغرافیایی، سال ۴۴، شماره ۳، پیاپی ۸۱، صص ۱۲۷-۱۴۶.

شمسی‌پور، ع. ا؛ مهدیان ماهفروزی، م؛ اخوان، ه؛ حسین‌پور، ز، (۱۳۹۱). «واکاوی رفتار روزانه جزیره گرمایی شهر تهران»، مجله محیط‌شناسی، سال ۳۸، شماره ۴، پیاپی ۸۱، صص ۴۵-۵۶.

عبداللهی، ج؛ چراغی، س؛ ع. م؛ رحیمیان، م، (۱۳۸۷). «مقایسه آثار زیست‌محیطی تغییر کاربری اراضی در تغییر پوشش گیاهی و دمای سطحی در مناطق شهری و غیرشهری با به کارگیری سنجش از دور»، مجله محیط‌شناسی، سال سی و چهارم، شماره ۴۵، بهار ۸۷، صص ۸۵-۹۶.

عزیزی، ق، (۱۳۸۴). *تغییر اقلیم، تهران: انتشارات قومس.*

علوی‌پناه، س. ک، (۱۳۸۶). *سنجش از دور حرارتی و کاربرد آن در علوم زمین، انتشارات دانشگاه تهران.*

غضنفری‌مقدم، م. ص؛ علیزاده، ا؛ ناصری‌مقدم، م؛ فرید حسینی، ع. (۱۳۸۹). «بررسی اثر جزیره گرمایی شهری در روند تغییرات ریزش‌های جوی مشهد»، نشریه آب و خاک، جلد ۲۴، شماره ۲، خرداد - تیر، صص ۳۵۹-۳۶۶.

قنبری، ح. ع؛ عزیزی، ق، (۱۳۸۸). «شبیه‌سازی عددی رفتار آلودگی هوای تهران بر اساس الگوی باد»، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۸، صص ۱۵ تا ۳۲.

کاویانی، م. ر، (۱۳۸۷). *میکروکلیماتولوژی، انتشارات سمت.*

معروف‌نژاد، ع، (۱۳۹۰). «تأثیر کاربری‌های شهری در ایجاد جزایر گرمایی و تأثیر کاربری‌های شهری در ایجاد جزایر گرمایی (مطالعه موردی: شهر اهواز)»، فصلنامه جغرافیایی آمایش محیط، شماره ۱۴، صص ۹۰-۶۵.

ملک‌پور، پ؛ طالعی، م، (۱۳۸۹). «بررسی تغییرات درجه حرارت سطح و پوشش - کاربری زمین شهری با استفاده از داده‌های سنجنده ETM+»، سنجش از دور و GIS ایران، سال دوم، شماره سوم، صص ۸۹-۱۰۲.

ملک‌پور، پ؛ طالعی، م، (۱۳۹۰). «مدل‌سازی و ارتباط کاربری - پوشش اراضی و حرارت سطح زمین با استفاده از داده‌های سنجنده ASTER»، مجله محیط‌شناسی، سال ۳۷، شماره ۵۸، تابستان ۹۰، صص ۲۹-۴۲.

Chen, XL, et al. 2006. Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat island and land use/cover change, Residential cooling loads and the urban heat island- the effects of albedo. *Building and Environment* 23, 4: 271-283.

Dixon, P. G. 2002. *Climatological Patterns of Atlanta's Urban Heat Island- Initiated Precipitation*. Thesis for M. Sc in the University of Georgia.

Frumkin, H. 2002. *Urban Sprawl and Public Health*, Public Health Report. Department of Environmental and Occupational Health, Rollins School of Public Health of Emory University, Atlanta, GA. Vol. 117.

- Lai, L., W., Cheng .2009. Air quality in fluenced by urban heat island coupl ed with synoptic weather patterns. *Science of Total Environment*, vol. 407, pp. 2724-2733.
- Landsberg, H. E. 1981. *The urban climate. USA: International Geophysics Series v: 28.*
- Mills, G. 2007. Luke Howard and the climate of London. *Weather* 63: 153-157.
- Mirzaei PA., F, Haghighat. 2010. Approaches to study Urban Heat Island- Abilities and limitations. *Building and Environment* 45: 2192-2201.
- Morris C.J.G, Simmonds, I. 2000. Associations between Varying Magnitudes of the Urban Heat Island and the Synoptic Climatology in Melbourne, Australia. *International Journal of Climatology*, Vol. 20, pp. 1931- 1954.
- Mousavi-Baygi, M., et al. 2010. The Investigation of Tehran's Heat Island by using the Surface Ozone and Temperature Data. *International Journal of Applied Environmental Sciences*, Vol. 5, No. 2, pp. 189–200.
- Pal, S., et al. 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*, vol. 63, pp 261e275.
- Szegedi, S., A., Kircsi. 2003. Effects of the Synoptic Condition on the Development of the Urban Heat Island in Debreden, Hungary. *ACTA CLIMATOLOGICA ET CHOROLOGICA Universitatis Szegediensis*, Vol. 36-37, Pp 111-120.
- Torok, S.J., Morris C.J.G. 2001. Urban heat island features of southeast Australian towns. *Australian Meteorology Magazine*, vol. 50, pp 1-13.
- Taha, H., et al. 1988. Residential Cooling loads and the urban heat island- the effects of albedo. *Building and Environment*, vol. 23, no. 4, pp. 271-283.
- Unger, J. 2004. Intra-urban relationship between surface geometry and urban heat island: review and new approach. *Climate Research* 27: 253-264.
- Yamamoto, Y. 2006. Measures to Mitigate Urban Heat Islands. *Quarterly Review*, vol.18.
- Zhang, N., et al. 2010. Urban Heat Island and Boundary Layer Structures under Hot Weather Synoptic Conditions: a Case Study of Suzhou City. China, Doi: 10.1007/s00376-010-0040-1.