



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS E ESCOLA DE ENGENHARIA
CURSO DE ENGENHARIA AMBIENTAL**

CÉLINE MARTINS

**CARACTERIZAÇÃO DA ILHA URBANA DE CALOR NA
CIDADE DE LONDRINA, BRASIL: COBERTURA DO
SOLO, FATORES METEOROLÓGICOS E CONFORTO
TÉRMICO**

Porto Alegre

Julho 2013

CÉLINE MARTINS

**CARACTERIZAÇÃO DA ILHA URBANA DE CALOR NA CIDADE DE
LONDRINA, BRASIL: COBERTURA DO SOLO, FATORES
METEOROLÓGICOS E CONFORTO TÉRMICO**

Trabalho de conclusão apresentado ao curso de Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Engenheiro Ambiental.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Patricia Krecl
Co-orientador: Prof. Dr. Admir Créso Targino

Porto Alegre
Julho 2013

CÉLINE MARTINS

**CARACTERIZAÇÃO DA ILHA URBANA DE CALOR NA CIDADE DE
LONDRINA, BRASIL: COBERTURA DO SOLO, FATORES
METEOROLÓGICOS E CONFORTO TÉRMICO**

Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul defendido e aprovado em 04/07/2013 pela Comissão avaliadora constituída pelos professores:

Banca Examinadora:

.....
Prof^a. Dr^a. Patricia Krecl – Orientadora

.....
Prof^a. Dr^a. Ana Luiza de Oliveira Borges
Departamento de Hidromecânica e Hidrologia

.....
Prof^a. Dr^a. Edith Beatriz Camano Schettini
Departamento de Hidromecânica e Hidrologia

Conceito:.....

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus professores orientadores, Prof^ª. Patricia Krecl e Prof. Admir Créso Targino, pelo aprendizado e apoio, e por me guiarem pelo complexo universo da climatologia urbana.

Agradeço à Fundação Araucária (convênio número 470/2010) e à Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTFPR-Londrina) pelo financiamento dos sensores de temperatura do ar utilizados neste estudo, e à EMBRAPA Soja (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária), ao Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR), INFRAERO e ao Instituto Agrônômico do Paraná (IAPAR) pela cessão de dados meteorológicos.

Agradeço à Guilherme Conor Coraiola pela coleta de dados e pelos dados de cobertura do solo nos locais utilizados neste estudo, à Universidade Estadual de Londrina, IATE Clube de Londrina, e administradores dos edifícios Boulevard Park e Lessence por participarem na coleta de dados de temperatura do ar. Inúmeros alunos do curso de graduação em Engenharia Ambiental da UTFPR - Londrina participaram na coleta de dados. A eles, os meus agradecimentos.

RESUMO

Neste estudo, investigou-se a distribuição espaço-temporal da intensidade da ilha urbana de calor (IIUC), sua relação com fatores meteorológicos e cobertura do solo em uma cidade brasileira de porte médio (Londrina, estado do Paraná). Para tal fim, a temperatura do ar foi monitorada no verão 2011/2012 em 14 locais distribuídos na cidade, com diferentes padrões de cobertura do solo. Em média, a ilha urbana de calor foi mais intensa no centro da cidade (predominância de telhado e asfalto) com valores de $+2,1^{\circ}\text{C}$ comparada com $+0,1^{\circ}\text{C}$ na periferia (cobertura vegetal dominante). No entanto, o horário de ocorrência da maior IIUC não foi o mesmo para todas as estações estudadas e variou segundo a cobertura do solo. Por exemplo, locais com predominância de telhado e asfalto apresentaram uma IIUC máxima média entre $+2,5^{\circ}\text{C}$ e $+3,7^{\circ}\text{C}$, principalmente à noite (21:00 – 02:00). As áreas com abundância de vegetação registraram IICU máximas médias entre $+1,4^{\circ}\text{C}$ e $+2,1^{\circ}\text{C}$ principalmente durante o dia, e o efeito de ilha urbana de frescor foi observado à noite (18:00 – 05:00) para os locais com mais de 70% de cobertura vegetal. Além disso, o estudo mostra que para todas as estações a IIUC foi máxima em condições com ventos fracos (velocidade inferior ou igual a 2,0 m/s) e sem ou pouca cobertura de nuvens (entre 0 e 30%), principalmente sob a influência de sistemas de alta pressão estacionária. As diferenças de temperatura do ar entre as estações foram mínimas sob condições de baixa pressão em superfície e influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Este estudo sugere também que os índices de desconforto de Kawamura e de Temperatura Efetiva de Siping foram os mais adequados para avaliar o conforto térmico humano. Áreas no centro da cidade com predominância de telhado e asfalto apresentaram os maiores valores de índices, sendo mais suscetíveis a desconforto térmico em situações de calor.

Palavras-chave: clima urbano, temperatura do ar, ilha urbana de calor, cobertura do solo, conforto térmico humano.

ABSTRACT

In this study, the spatio-temporal distribution of the urban heat island intensity (UHII), and its relationship with meteorological factors and land cover were investigated in a midsize Brazilian city (Londrina, Paraná state). The air temperature was measured at 14 representative sites of the urban structure within the city in summer 2011/2012. On average, the urban heat island was more intense (2.1°C) in the core urban area (dominated by asphalt and roof) and decreased towards the outskirts (0.1°C), in areas predominantly surrounded by vegetation. However, the time of the day when the maximum UHII occurred was not the same for all sites, and varied depending on the land cover. For example, sites where asphalt and roof dominated showed a maximum mean UHII between $+2.5^{\circ}\text{C}$ and $+3.7^{\circ}\text{C}$, mainly at night (21:00 – 02:00). Areas with high percentage of vegetation cover presented maximum mean UHII values between $+1.4^{\circ}\text{C}$ and $+2.1^{\circ}\text{C}$, mainly during daytime. A cool island was observed at night (18:00 – 05:00) at sites with vegetation cover higher than 70%. We observed at all sites that the maximum UHII values were associated with light winds (speed lower or equal to 2.0 m/s) and clear skies or few clouds (0-30% cloudiness), generally under the influence of lingering high-pressure systems. Air temperature differences between sites were minima under conditions of low pressure systems at surface level and the influence of the South Atlantic Convergence Zone. This study also suggests that Kawamura's discomfort index and Effective Temperature of Suping indices were the most adequate for assessing human thermal comfort. Areas in the city centre dominated by asphalt and roof showed the highest indices values, thus, being more susceptible for heat discomfort.

Key words: urban climate, air temperature, urban heat island, land cover, human thermal comfort.

LISTA DE SIGLAS

APE	Sistema de Alta Pressão Estacionária
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BP	Baixa Pressão
BHZ	Rua Belo Horizonte
BIB	Biblioteca municipal de Londrina
CLDU	Camada Limite do Dossel Urbano
CLU	Camada Limite Urbana
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CTH	Conforto Térmico Humano
EMB	EMBRAPA
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
IAPAR	Instituto Agropecuário do Paraná
IAT	IATE clube de Londrina
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICALON	Ilha de CALor em LONdrina
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IUC	Ilha Urbana de Calor
IUCS	Ilha Urbana de Calor de Superfície
IUF	Ilha Urbana de Frescor
LDB	Aeroporto de Londrina
LES	Prédio Lessence
LUC	Avenida Lucia Helena
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
ODI	Rua Odilon Carvalho
PIT	Condomínio Recanto do Pitanguá
PQE	Parque de Exposição
SER	Rua Servino Freitas
SIM	SIMEPAR
SIMEPAR	Sistema Meteorológico do Paraná

SPRING	Sistema de Processamento de Informações Georeferenciados
UEL	Universidade Estadual de Londrina
UTF	Universidade Tecnológica Federal do Paraná
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

CN	Cobertura de nuvens (%)
ID	Índice de desconforto térmico de Thom (°C)
ID _K	Índice de desconforto térmico de Kawamura (-)
IIUC	Intensidade da ilha urbana de calor (°C)
P	Pressão atmosférica (hPa)
Prec	Precipitação (mm)
Rad	Radiação solar (W/m ²)
T _{ar}	Temperatura do ar (°C)
T _d	Temperatura do ponto de orvalho (°C)
T _{max}	Temperatura máxima do ar (°C)
T _{min}	Temperatura mínima do ar (°C)
T _R	Temperatura do ar na área rural (°C)
T _S	Temperatura de superfície (°C)
T _U	Temperatura do ar na área urbana (°C)
TE _v	Temperatura efetiva de Suping (°C)
UR	Umidade relativa do ar (%)
WD	Direção do vento (°)
WS	Velocidade do vento (m/s)
ΔT/Δt	Taxa de aquecimento/resfriamento (°C/h)

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
1.1 DELIMITAÇÃO DO TEMA	11
1.2 FORMULAÇÃO DA QUESTÃO DE ESTUDO.....	13
1.3 JUSTIFICATIVA	13
2. OBJETIVOS DO ESTUDO.....	16
2.1 OBJETIVOS GERAIS	16
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
3.1 DIVERSIDADE DA IUC.....	16
3.1.1 <i>MEDIDAS IN SITU</i>	18
3.1.2 <i>SENSORIAMENTO REMOTO</i>	21
3.2 CONFORTO TÉRMICO HUMANO	23
4. METODOLOGIA	26
4.1 ÁREA DE ESTUDO	26
4.2 REDE DE MONITORAMENTO IN SITU	27
4.2.1 <i>TEMPERATURA DO AR</i>	29
4.2.2 <i>OUTRAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS</i>	30
4.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS	31
4.3.1 <i>CÁLCULO DA IIUC</i>	31
4.3.2 <i>CÁLCULO DA TAXA DE RESFRIAMENTO</i>	32
4.3.3 <i>REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA</i>	33
4.3.4 <i>CÁLCULO DOS ÍNDICES DE DESCONFORTO TÉRMICO</i>	34
5. APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS	36
5.1 DESCRIÇÃO GERAL	36
5.2 TEMPERATURA DO AR	37
5.2.1 <i>TEMPERATURA MÉDIA DIÁRIA</i>	37
5.2.2 <i>CICLO DIÁRIO DA TEMPERATURA</i>	39

5.3	INTENSIDADE DA ILHA URBANA DE CALOR	41
5.3.1	<i>IIUC MÉDIA HORÁRIA</i>	41
5.3.2	<i>IIUC MÁXIMA DIÁRIA</i>	42
5.3.3	<i>CICLO DIÁRIO DA IIUC</i>	44
5.4	INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS	46
5.4.1	<i>VELOCIDADE DO VENTO E COBERTURA DE NUVENS</i>	46
5.4.2	<i>SITUAÇÕES SINÓTICAS</i>	50
5.5	DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL	56
5.6	CONFORTO TÉRMICO HUMANO.....	58
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	62
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64

1. INTRODUÇÃO

1.1 DELIMITAÇÃO DO TEMA

O crescimento da população urbana tem sido acelerado nas últimas décadas. De acordo com a Organização das Nações Unidas (ONU), 50% da população mundial (3,6 bilhões em 2011) vive atualmente em conglomerados urbanos (ONU, 2011). Prevê-se que a população urbana chegará a 60% da população mundial (5,0 bilhões) até 2030, o que significa que cerca de dois bilhões de pessoas a mais residirão em cidades. Apesar de ter acelerado o desenvolvimento econômico e social, o aumento excessivo e sem planejamento adequado da urbanização causa também inúmeros problemas ambientais, desde a escala local até a escala global (KIM; BAIK, 2005). Os impactos mais significativos no meio ambiente incluem o aumento da poluição do ar e da água (DUH et al., 2008) e alterações locais do clima (CUI et al., 2012).

À medida que o processo de urbanização se desenvolve, as áreas urbanas adquirem uma série de características físicas e paisagísticas diferentes das áreas rurais. Uma das modificações causadas pelo crescimento populacional urbano é a diminuição de áreas com cobertura vegetal e corpos de água, impedindo o resfriamento por evapotranspiração ou por sombreamento (CUI et al., 2012; HU et al., 2009). As áreas urbanas sofrem também da falta de superfícies permeáveis, aumentando o risco de alagamentos quando ocorrem chuvas com forte intensidade. Frazer (2005) afirma que o escoamento superficial sobre 0,4ha de pavimento é cerca de 10-20 vezes maior do que o escoamento sobre 0,4ha de grama. O uso de materiais de construção com propriedades térmicas (por exemplo, albedo e capacidade calorífica) de diferente magnitude transforma superfícies naturais em superfícies com maior capacidade de absorção de energia e, portanto, maior retenção de calor (TAHA, 1997). A disposição geométrica dos cânions urbanos (definidos como uma rua relativamente estreita com edifícios alinhados em ambos os lados) e a densidade das áreas construídas são outros parâmetros relacionados ao aprisionamento da radiação solar e infravermelha e, portanto, influenciando a liberação do calor e o seu transporte turbulento pelo vento (ELIASSON, 1996; HOLMER et al., 2007; OKE, 1998). Além dessas alterações físicas associadas à nova ocupação do solo, existem uma liberação adicional de calor através das atividades industriais e comerciais, queima de combustível pelos

veículos, uso de ar condicionado e metabolismos humano e animal (FERREIRA et al., 2011).

A combinação destes fatores oriundos do processo de urbanização determina o modo pelo qual o calor é absorvido, armazenado, liberado e transportado no ambiente urbano. Ao substituir áreas que possuem um baixo potencial energético (vegetação, corpos d'água), por áreas que apresentam grande potencial energético (telhado, asfalto, cimento), ocorre uma mudança na partição dos fluxos de energia ao nível da superfície. A energia que poderia ser usada na evapotranspiração através do fluxo de calor latente, será utilizada no aquecimento da superfície através do fluxo de calor sensível, e conseqüentemente, a temperatura do ar (T_{ar}) aumentará. Essa alteração do balanço de energia leva a um incremento da T_{ar} nas áreas urbanas em comparação com a vizinhança rural, e é conhecida como Ilha Urbana de Calor (IUC).

É importante estudar os efeitos da IUC, pois eles envolvem impactos tanto sociais como econômicos e ambientais. O aumento da temperatura do ar pode produzir desconforto térmico ou até mesmo constituir um prejuízo para a saúde (GILES et al., 1990; PANTAVOU et al., 2011). O aquecimento urbano observado durante os meses de verão poderia também ser significativamente exacerbado pelo efeito da IUC. Durante as ondas de calor, as taxas de mortalidade em cidades são freqüentemente muito mais elevadas do que no meio rural (CLARKE, 1972; TAN et al., 2010). Além disso, o relatório do IPCC (2012, p. 6) mostra que eventos de aridez serão mais freqüentes na América do Sul e estresses por calor irão aumentar, como consequência de um aumento global da temperatura e um aumento nos extremos de calor e ondas de calor. Combinado com os efeitos de IUC, essas condições causarão ainda mais desconforto térmico e, mais alarmante, um aumento na mortalidade relacionada com o calor. O aumento da temperatura do ar nas zonas urbanas também pode contribuir para a formação de atividade convectiva e intensificação da precipitação (JAUREGUI; ROMALES, 1996). Pode, ainda, acelerar certos ciclos químicos atmosféricos com o aumento das concentrações troposféricas de ozônio e, portanto, acarretar maior ocorrência de doenças respiratórias (ROSENFELD et al., 1998; SHAHMOHAMADI et al., 2011). Por fim, IUCs provaram causar um aumento significativo na demanda de energia para fins de resfriamento de ambientes internos, que pode, por sua vez, gerar perdas financeiras (SANTAMOURIS et al., 2001). Por outro lado, em países onde a matriz energética é dominada pela queima de combustíveis fósseis, esse

aumento de consumo de energia contribuirá para maiores emissões de gases de efeito estufa e, conseqüentemente, para o aquecimento global (IPCC, 2007, p. 135).

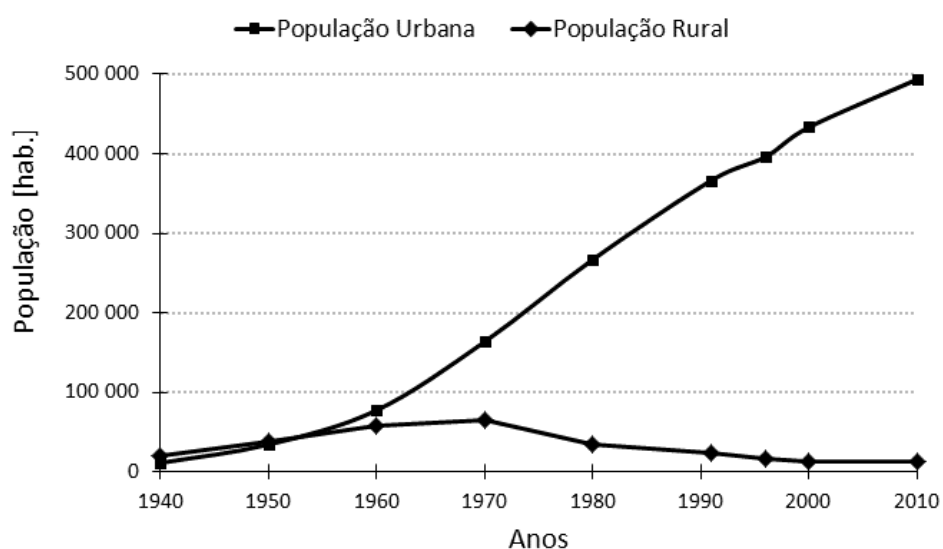
1.2 FORMULAÇÃO DA QUESTÃO DE ESTUDO

Dentro desse contexto, o presente trabalho investiga a distribuição espaço-temporal da temperatura do ar, sua relação com fatores meteorológicos e cobertura do solo, e a formação e o desenvolvimento da IUC em uma cidade brasileira de porte médio (Londrina, estado do Paraná). O conforto térmico humano será também avaliado.

1.3 JUSTIFICATIVA

Londrina é uma cidade de 506.701 habitantes (IBGE, 2010), localizada no norte do estado do Paraná, Brasil (lat. $-23,19^\circ$, lon. $-51,08^\circ$). A cidade foi fundada em 1934 pelos ingleses em uma área de floresta semi-decídua nativa que foi principalmente erradicada pela cafeicultura (TARGINO et al., 2013). Nas décadas dos anos 60 e 70, a cidade experimentou uma rápida urbanização e um aumento da densidade populacional conforme mostrado na Figura 1.

Figura 1 – Evolução da população urbana e rural em Londrina entre 1940 e 2010.



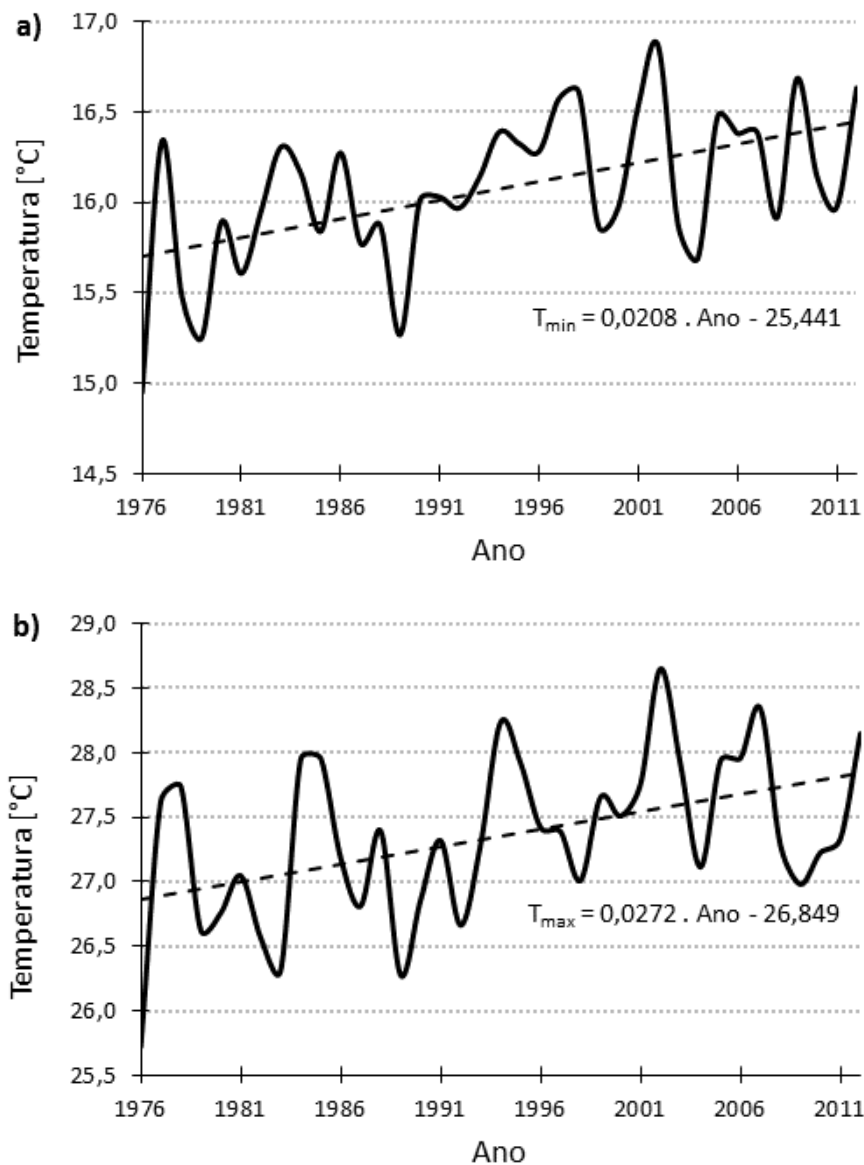
Fonte dos dados: Prefeitura de Londrina e IBGE 2010.

O núcleo da cidade é compacto, com prédios altos (até 20 andares) e algumas áreas verdes. Na região em torno do centro da cidade, os prédios são mais baixos, com alturas variáveis enquanto casas predominam nas periferias da cidade. Na última década, uma área urbanizada se desenvolveu na parte sul da cidade com prédios ainda mais altos (até 30 andares). De acordo com o levantamento feito em 2007 pela Brain Consultoria de Curitiba, Londrina aparece como a sétima cidade brasileira em número absoluto de edifícios acima de doze pavimentos (412 prédios) (BRASILIS, 2008). Com cada novo desenvolvimento, a vegetação nativa foi sacrificada para dar lugar à crescente demanda de habitações e infra-estruturas urbanas (áreas comerciais, calçadas e estacionamentos). Atualmente as áreas verdes estão espalhadas e representam apenas 16% da cobertura do solo (POLIDORO et al., 2011).

A rápida urbanização e expansão das construções verticais, com importante aumento do uso de materiais de construção, sugerem a existência de uma ilha de calor na região urbana de Londrina em relação com a área rural. No intuito de mapear a distribuição espaço-temporal do campo térmico em Londrina e determinar a intensidade da ilha urbana de calor, o projeto Ilha de CALor em LONdrina (ICALON) monitorou a temperatura do ar no inverno (junho – agosto de 2011) e verão (dezembro de 2011 – março de 2012). Este trabalho explora os dados da campanha de verão apenas. Resultados da campanha ICALON do inverno de 2011 podem ser encontrados em outros estudos (CHERNEV et al., 2012; CORAIOLA et al., 2012; TARGINO et al., 2013).

Analisando a temperatura do ar para o mesmo local rural em Londrina no período 1976 – 2012, observou-se uma tendência de aumento das temperaturas máxima (T_{max}) e mínima (T_{min}) média anuais (Figura 2). Também foi observado que eventos com temperaturas extremas tendem a ser mais freqüente em Londrina. Em 1976, houve 4 dias em que a T_{max} diária foi superior a 32,2°C (percentil 90 da T_{max} diária entre 1976 e 2012), enquanto que em 2012, ocorreram 73 dias. A T_{min} diária foi superior a 20,4°C (percentil 90 da T_{min} diária entre 1976 e 2012) em 14 dias de 1976 e subiu para 48 dias em 2012. Esses resultados sugerem que no século XXI, períodos com temperaturas altas serão mais freqüentes em Londrina. Portanto, na área urbana o efeito global de aumento de temperatura será ainda potencializado pelo efeito local da IUC.

Figura 2 – Séries temporais da temperatura mínima (a) e máxima (b) média anual para Londrina no período 1976-2012. As curvas de ajustes lineares (tracejadas) e os coeficientes de determinação (R^2) estão representados em cada gráfico.



Fonte dos dados: Instituto Agrônômico do Paraná (IAPAR).

2. OBJETIVOS DO ESTUDO

2.1 OBJETIVOS GERAIS

O objetivo geral deste estudo é caracterizar a formação e o desenvolvimento da IUC, quantificar sua intensidade e avaliar o conforto térmico durante o verão 2011/2012 em Londrina.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Os objetivos específicos deste estudo são:

- ✓ Analisar a distribuição espacial e temporal da temperatura do ar nas zonas urbanas e periféricas da cidade;
- ✓ Determinar a intensidade da ilha urbana de calor;
- ✓ Estabelecer relações entre as propriedades locais (cobertura do solo), os fatores meteorológicos (velocidade do vento, cobertura de nuvens) e o surgimento da IUC sobre a cidade;
- ✓ Determinar as condições sinóticas e estabelecer relações com a intensidade da ilha urbana de calor;
- ✓ Avaliar o nível de conforto térmico humano através do cálculo de diferentes índices.

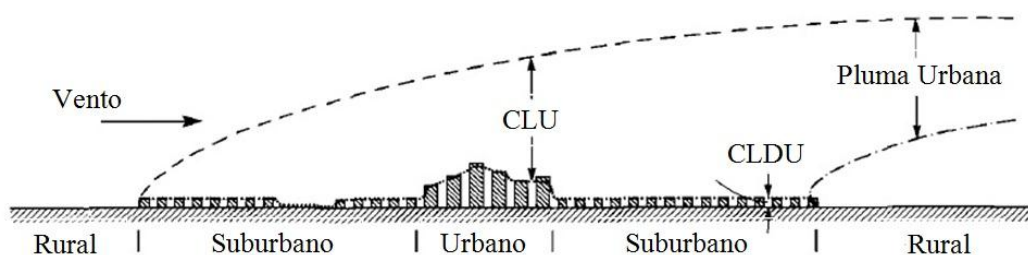
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 DIVERSIDADE DA IUC

Os inúmeros estudos realizados ao longo das duas últimas décadas salientaram que há vários tipos de IUC, apresentando suas próprias características controladas por interações entre processos físicos e meteorológicos de diferentes escalas (ARNFIELD, 2003).

Oke (1976) sugeriu a existência de pelo menos dois tipos de IUC decorrentes da urbanização, classificando a atmosfera no ambiente urbano em duas camadas. A primeira camada denominada de Camada Limite do Dossel Urbano (CLDU) (Figura 3) é constituída pelo ar contido desde o solo até a altura média dos telhados. A CLDU é governada por processos que atuam em micro-escala e nela ocorre a emissão de poluentes atmosféricos e fluxos de calor decorrentes de atividades urbanas dependendo, entre outros fatores, da geometria e dos materiais das superfícies. A segunda camada é denominada Camada Limite Urbana (CLU) e se inicia na altura média dos telhados. Sua altura depende das características de rugosidade da superfície e da estabilidade atmosférica, sendo assim afetada por efeitos de micro e/ou meso-escala. Ambas IUC estão relacionadas com o aumento local da temperatura do ar.

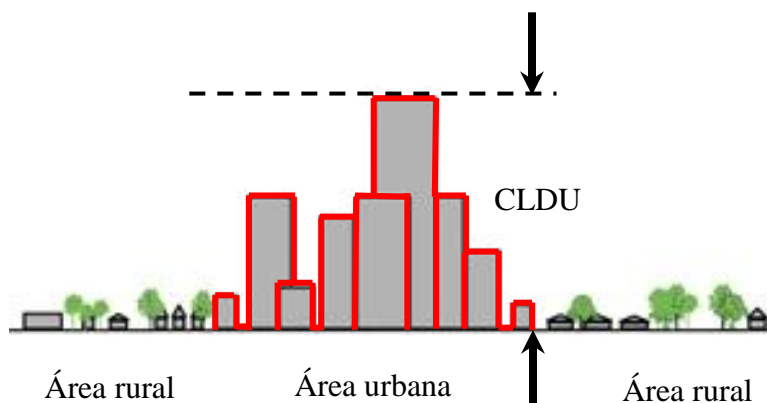
Figura 3 – Representação esquemática da atmosfera urbana ilustrando duas camadas com modificação térmica dentro da camada limite atmosférica.



Fonte: adaptado de OKE, 1976.

Voogt (2003) propôs um terceiro tipo de ilha de calor chamada de Ilha Urbana de Calor de Superfície (IUCS), referente a mudanças da temperatura de superfície (T_s) segundo o tipo de material e orientação da superfície em relação à radiação solar incidente e velocidade do vento (Figura 4).

Figura 4 – Esquema da ilha urbana de calor de superfície representada pela linha vermelha.



Fonte: adaptado de EPA, 2013.

Conseqüentemente, dependendo do tipo de IUC e do meio a ser detectado (T_{ar} ou T_s), os estudos de monitoramento da IUC encontrados na literatura geralmente são realizados através de medidas *in situ* ou aplicando sensoriamento remoto. A seguir, serão detalhadas as duas abordagens.

3.1.1 MEDIDAS *IN SITU*

A abordagem com medidas *in situ* avalia a IUC ocorrendo na CLU ou na CLDU a partir de observações diretas de temperatura do ar. No caso da ilha urbana de calor na CLDU, o monitoramento é feito próximo da superfície por uma rede de sensores fixos instalados na cidade e no seu entorno, ou por estações móveis com termômetros instalados em veículos ou bicicletas (ALONSO et al., 2003; THEEWES et al., 2012). No caso da ilha urbana de calor na CLU, as observações são feitas em altura com ajuda de torres, radiossondagem ou instrumentos montados em aeronaves (VOOGT et al., 2003).

O indicador mais usado para quantificar a IUC é a Intensidade da Ilha Urbana de Calor (IIUC), que descreve a diferença de temperatura do ar entre a área urbana e sua vizinhança rural (MEMON et al., 2008). Dependendo do objetivo do estudo e da base de dados disponível, a IIUC pode ser calculada para períodos de poucos meses até anos. Por exemplo, Magee et al. (1999) estudaram a IIUC em Fairbanks entre 1949 e 1997 para

observar sua evolução em relação ao aumento da população, enquanto Giridharan et al. (2009) analisaram a IIUC entre dezembro de 1999 e fevereiro de 2000 para caracterizar a IUC durante o inverno em Londres.

Embora os resultados de IIUC publicados nos últimos 20 anos variam de uma região geográfica para outra, a abordagem com medidas *in situ* possibilitou identificar vários padrões em comum. De modo geral, o centro das cidades tende a ser mais quente do que os subúrbios ou as áreas rurais vizinhas (ELIASSON, 1996; GIRIDHARAN et al., 2009; KOLOKOTRONI et al., 2008; ROSENZWEIG et al., 2005; TARGINO et al., 2013).

Adicionalmente, a IIUC muda ao longo do dia, seguindo um ciclo diário caracterizado por valores maiores durante a noite ou a madrugada (GIANNAROS et al., 2012; JAUREGUI et al., 1992; JAUREGUI, 1997; KIM e BAIK, 2005; MEMON et al., 2009; MEMON et al., 2010; MONTAVEZ et al., 2000; PICHIERRI et al., 2012). Por exemplo, Kolokotroni et al. (2008) observaram uma IIUC média igual a $+1,4^{\circ}\text{C}$ durante o dia e $+2,0^{\circ}\text{C}$ durante a noite para a cidade de Londres, enquanto Targino et al. (2013) identificaram uma IIUC média máxima igual a $+1,3^{\circ}\text{C}$ durante o dia e $+2,3^{\circ}\text{C}$ durante a noite no inverno em Londrina. O efeito da IUC pode desaparecer durante o dia, tornando o micro-clima urbano mais frio do que o entorno rural, ou seja, valores negativos de IIUC, como foi observado em Salamanca na Espanha (ALONSO et al., 2009), Oklahoma City nos Estados Unidos (BASARA et al., 2007) e Hong Kong na China (MEMON et al., 2009).

A IIUC apresenta também um ciclo sazonal, sendo que a IUC desenvolve-se melhor durante o verão ou o período mais quente do ano (ALONSO et al., 2009; GIANNAROS et al., 2012; GIRIDHARAN et al., 2009; KOLOKOTRONI et al., 2008; ROSENZWEIG et al., 2005) (Tabela 1). No entanto, padrões sazonais incomuns de desenvolvimento da IUC foram observados para as cidades de Seul (KIM; BAIK, 2002), Fairbanks (MAGEE et al., 1999), Hong Kong (MEMON et al., 2009), Granada (MONTAVEZ et al., 2000) e Presidente Prudente no estado de São Paulo (AMORIM et al., 2009), nas quais a maior diferença urbano-rural foi detectada no inverno ou durante o período mais frio. Em algumas regiões, as diferenças de inverno-verão provaram ser menos importantes do que os contrastes sazonais úmido-seco. Por exemplo, Jauregui et al. (1992, 1997) encontraram um maior efeito de ilha de calor na estação seca do que na estação chuvosa para

Guadalajara e a cidade de México. Resultados similares foram observados por De Souza e Alvalá (2012) para a cidade de Manaus na Amazônia.

Os estudos realizados com medidas *in situ* possibilitaram detectar que a IUC é afetada por fatores meteorológicos em escala local e sinótica. A comunidade científica tem dado ênfase à influência da velocidade do vento (WS) e da cobertura de nuvens (CN) sobre a IUC. Os resultados mostram que a IIUC está negativamente correlacionada com a velocidade do vento e a cobertura de nuvens (KIM; BAIK, 2002; MEMON et al., 2010; MORRIS et al., 2001; ROSENZWEIG et al., 2005), ou seja, a IUC tende a desenvolver-se com maior intensidade com ventos fracos e céu claro. Kolokotroni et al. (2008) observaram valores médios de IIUC iguais a +3,1°C, +2,5°C e +1,6°C com céu claro, parcialmente coberto e coberto, respectivamente. Morris et al. (2001) mostraram que para um aumento de 1 m/s na velocidade do vento e um aumento de 1 oitavo na cobertura de nuvens, a IIUC diminui de -0,1°C em Melbourne. Targino et al. (2013) indicaram valores maiores de IIUC sob influência de sistemas anticiclônicos, caracterizados por céu sem nuvens e ventos fracos, no inverno em Londrina.

Tabela 1 – Intensidade da ilha urbana de calor média durante o inverno e o verão para várias cidades usando medidas *in situ* da temperatura do ar.

Cidade, País	População ^a [10 ³ hab.]	Clima ^b	Verão [°C]	Inverno [°C]	Referência
Camben, EUA	125 – 79 ^d	Cfa	+2,9 ^e	+0,8 ^e	Rosenzweig et al. (2005)
Fairbanks, EUA	5 – 30 ^d	Dfc	+0,5 ^c	+1,2 ^c	Magee et al. (1999)
Granada, Espanha	300	Csa	+1,8	+2,5	Montavez et al. (2000)
Londres, Inglaterra	7.300	Cfb	+2,7	+2,3	Giridharan et al. (2009) Kolokotroni et al. (2008)
Melbourne, Austrália	3.200	Cfb	+1,3	+1,0	Morris et al. (2001)
Seul, Coreia do Sul	10.000	Cwa	+2,0	+4,0	Kim e Baik (2002)
Tessalónica, Grécia	800	Csa	+4,0 ^c	+3,0 ^c	Giannaros et al. (2012)

^aReferente ao período de estudo; ^bConforme a classificação de Köppen-Geiger; ^cIIUC média máxima;

^dPopulação no início e fim do período de estudo; ^e IIUC média mensal máxima.

Por fim, as longas séries temporais de medidas *in situ* permitiram observar uma relação entre a evolução da população e a IIUC produzida, devido ao efeito da urbanização e aumento do fluxo de calor antropogênico. Com base em observações registradas em Vancouver, Oke (1973) propôs uma fórmula empírica, descrevendo a IIUC máxima como uma função do logaritmo da população. À medida que as cidades se expandem pelo aumento populacional, as diferenças urbano-rurais de temperatura do ar se intensificam (MAGEE et al., 1999, MONTAVEZ et al., 2000; ROSENZWEIG et al., 2005). Magee et al. (1999) indicaram que antes de 1970, quando a população em Fairbanks era de menos de 15 mil habitantes, nenhum efeito de ilha de calor existia, enquanto que entre 1970 a 1990, quando a população duplicou, notou-se um aumento da temperatura do ar de +2,1°C. Hung et al. (2005) estudaram a IUC em doze megacidades asiáticas e informaram que a IIUC era positivamente correlacionada com a população da cidade (coeficiente de correlação igual a 0,80).

3.1.2 *SENSORIAMENTO REMOTO*

O avanço tecnológico do sensoriamento remoto permitiu aumentar a área de monitoramento da IUC através da instalação de sensores térmicos em plataformas satelitais, aeronaves e plataformas de superfície (MIRZAEI et al., 2010; VOOGT, 2004), sendo as plataformas satelitais as mais usadas.

Os sensores térmicos remotos estimam a temperatura de superfície a partir da radiação de onda longa emergente recebida por um detector. No entanto, essas medições indiretas de IUCS estão sujeitas aos efeitos de absorção e emissão atmosférica entre o sensor e a superfície, ao ângulo de visão estreito do sensor, e as características da superfície, especialmente sua emissividade, orientação e forma geométrica. Essas interferências diminuem significativamente a fração de superfície urbana monitorada e também podem ocorrer variações direcionais na radiação de onda longa emergente detectada pelo sensor (anisotropia efetiva). Conseqüentemente, várias correções devem ser aplicadas para melhorar a interpretação da intensidade da IUCS (VOOGT et al., 1997, 2003).

Apesar dessas limitações, o sensoriamento remoto permite monitorar a IUC com uma maior resolução espacial, garantindo a detecção de áreas urbanas onde o efeito de aquecimento é mais pronunciado. Nichol et al. (2012) demonstraram que a detecção das

áreas mais quentes e mais frias na cidade de Hong Kong foi mais eficiente com o uso de imagens satelitais em relação ao monitoramento *in situ*, permitindo assim uma medição mais exata da intensidade e extensão espacial da IUCS. O estudo revelou também que as imagens satelitais detectaram melhor as áreas urbanizadas de Hong Kong e de várias pequenas cidades satélites que excederam os limites de alerta de tempo quente. Nichol et al. (2012) salientaram que muitas áreas ultrapassaram os limites, mesmo quando nenhum aviso de tempo quente estava em vigor, devido à localização não representativa das estações meteorológicas.

Dentre os vários estudos sobre a IUC, o sensoriamento remoto é utilizado no intuito de caracterizar a intensidade e a abrangência espacial da IUCS. Rosenzweig et al. (2005) mostraram através das imagens satelitais Landsat que a T_s em Newark nos Estados Unidos é em média $5,9^{\circ}\text{C}$ maior no centro urbano do que nos subúrbios. Streutker et al. (2002) observaram a partir dos dados do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a presença de IUCS com uma intensidade diária máxima de $+4,0^{\circ}\text{C}$ e alcançando uma área de 20-70 km longitudinalmente e 15-30 km latitudinalmente. Nichol et al. (2009) relataram uma intensidade de IUCS entre $+7,0$ e $+8,0^{\circ}\text{C}$ em Hong Kong através de observações do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER). Hung et al. (2006) observaram intensidades máximas de IUCS iguais a $+12,0^{\circ}\text{C}$, $+10,0^{\circ}\text{C}$, $+8,0^{\circ}\text{C}$, $+7,0^{\circ}\text{C}$ e $+4,0^{\circ}\text{C}$ para as cidades de Tóquio, Pequim, Seul, Xangai e Pyongyang, respectivamente, usando dados do sensor *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS).

A abordagem com sensoriamento remoto tem sido também empregada para avaliar a estrutura espacial da IUCS em relação às características da superfície urbana. Os resultados encontrados na literatura mostram que a IUCS tende a desenvolver-se nas áreas densamente construídas e pouco abertas (HU et al., 2009; JUSUF et al. 2007; KOTTMEIER et al., 2007; NICHOL et al., 2009). Rosenzweig et al. (2005) informaram que os bairros mais edificadas em Newark e Camden (Nova Jersey, EUA) apresentavam valores de T_s mais elevados (entre $+7,0^{\circ}\text{C}$ e $+9,0^{\circ}\text{C}$ a mais) do que as áreas com vegetação. Hung et al. (2006) observaram em Xangai uma amplitude diurna de T_s igual a $+10,0^{\circ}\text{C}$ nas áreas mais construídas e $+7,0^{\circ}\text{C}$ nas áreas com vegetação.

3.2 CONFORTO TÉRMICO HUMANO

O corpo humano pode ganhar ou perder calor através de três mecanismos de transferência de calor sensível, ou seja, condução, convecção e radiação, enquanto a evaporação é um mecanismo pelo qual o corpo pode somente perder calor. O corpo ganha calor pela absorção da radiação solar ou quando a temperatura do ambiente está acima da temperatura da pele, mas também por condução através do contato direto com objetos mais quentes do que o corpo. Além disso, o corpo gera calor por si mesmo através de processos metabólicos e por exercer atividades (por exemplo, caminhada ou corrida). Por outro lado, o corpo pode perder calor através da respiração (o ar expirado é geralmente mais quente e mais úmido do que o ar inalado), da evaporação do suor, da radiação quando a temperatura da pele está acima da temperatura do ambiente, ou por condução através do contato direto com objetos frios. A convecção, ou seja, o ar que circula sobre a superfície da pele, remove rapidamente a água evaporada a partir da superfície da pele, e também facilita a transferência de calor sensível entre o corpo e o ar ambiente. Quanto mais rápida for a velocidade de circulação do ar, maior será a diferença de temperatura entre o corpo e o ar circundante, e quanto maior for a área de superfície do corpo, maior será a taxa de transferência de calor (EMERY, 2013). O organismo humano possui um sistema termorregulador constituído por vários mecanismos (vasoconstrição, vasodilatação, tremores, transpiração e alteração das frequências respiratória e cardíaca) para lidar com o desequilíbrio entre esses ganhos e perdas de calor e manter a temperatura corporal a 37,0°C (KLEEREKOPER et al., 2012).

A American Society of Heating, Refrigerating, and Air-Conditioning Engineers (ASHRAE) define o Conforto Térmico Humano (CTH) como o estado mental que reflete a satisfação com o ambiente térmico que envolve a pessoa (ASHRAE, 2003). Em termos de fisiologia, o ser humano experimenta conforto térmico quando a produção de calor é igual à perda de calor, sem qualquer ação necessária em virtude dos mecanismos de termoregulação (EMERY, 2013). Em condição de conforto térmico, a mente está atenta e o ser humano opera com a máxima eficiência nas suas atividades. No entanto, esse bem-estar físico depende de fatores individuais (metabolismo do indivíduo, tipo de vestimenta que o indivíduo estiver usando e nível de atividade), bem como fatores meteorológicos (radiação solar, umidade relativa do ar, temperatura do ar e velocidade do vento), sendo que o efeito

conjugado desses fatores definirá o grau de conforto ou desconforto térmico sentido pelo indivíduo (EPSTEIN et al., 2006).

Condições meteorológicas desfavoráveis podem causar desconforto térmico e tensões sobre o sistema termo-regulador do corpo. Por exemplo, a temperatura do ar conjuntamente com a umidade e a circulação do ar podem influenciar os processos de perda de calor através da convecção e evaporação. Alta umidade relativa do ar pode retrasar a perda de calor por evaporação (suor e respiração), já que o ar adjacente à pele não admite mais vapor d'água ao estar saturado ou muito próximo da saturação. A convecção natural do ar sobre a superfície do corpo permite a dissipação contínua do calor corporal; mas quando a temperatura do ar aumenta, esse mecanismo já não é suficiente e deve ser artificialmente reforçado usando, por exemplo, ventiladores (EMERY, 2013).

Em condições de exposição a temperaturas muito altas e sem alívio, o corpo ganha calor mais rapidamente do que ele pode perder, superando a resistência do organismo humano e produzindo estresse por calor (EMERY, 2013). Conseqüentemente, vários efeitos prejudiciais à saúde podem ocorrer, tais como insolação, síncope, estresse cardiovascular, conjuntamente com a falha da capacidade de regulação térmica do corpo, levando eventualmente à morte. Suping et al. (1992) mostraram que as altas temperaturas do ar (29,0°C) em 1983 aumentaram o tempo de corrida dos maratonistas de treze minutos em comparação com o ano 1986 (8,2°C). Conti et al. (2005) observaram uma relação significativa entre o desconforto térmico e o aumento global da mortalidade humana (especialmente entre os idosos) durante a onda de calor de 2003 na Itália.

Nesse contexto, foram desenvolvidos diversos índices biometeorológicos que relacionam o conforto térmico com determinadas variáveis meteorológicas. A Tabela 2 apresenta os índices mais freqüentemente usados, segundo a revisão bibliográfica de Epstein et al. (2006), e as variáveis meteorológicas empregadas no cálculo.

Tabela 2 – Índices biometeorológicos e as variáveis meteorológicas consideradas para seu cálculo.

Índice biometeorológicos	Variáveis meteorológicas
Índice de desconforto de Thom (ID)	T_{ar} , UR
Índice de desconforto de Kawamura (ID_K)	T_{ar} , T_d
Temperatura Efetiva (TE)	T_{ar} , UR
Temperatura Efetiva com vento (TE_V)	T_{ar} , UR, WS
Índice de Windchill (H)	T_{ar} , WS
Índice de tensão relativa (ITR)	T_{ar} , p_{ar}^a
Voto de sensação real (VSR)	T_{ar} , UR, WS, Rad^b
Sensação térmica (ST)	T_{ar} , T_s , UR, WS, Rad
Índice de carga térmica (CT)	Rad_{abs}^c , ΔS^d , E^e

^a Pressão de vapor do ar; ^b Radiação solar horizontal; ^c Radiação solar absorvida; ^d Calor armazenado líquido; ^e Perda de calor por evaporação.

Os índices de desconforto térmico são também usados para estudar os efeitos do desconforto térmico na saúde e atividades humanas. Por exemplo, Maia e Gonçalves (2002) analisaram a correlação da morbidade por doença respiratória (MDR) de crianças e adolescentes com cinco índices de desconforto térmico (ID, TE, TE_V , H, ID_K) para a cidade de São Paulo durante o ano de 1999. Eles concluíram que os índices TE, TE_V e ID_K foram os mais compatíveis com a climatologia da região, e que o período mais estressante por calor correspondia a menor percentagem de MDR.

Giles et al. (1990) estudaram como as ondas de calor nos verões de 1987 e de 1988 afetaram os habitantes de Atenas e Tessalónica, usando os índices ITR e ID. Nesse período, as ondas de calor foram contínuas e os cidadãos experimentaram pouco alívio mesmo durante a noite. Os dois índices mostraram que Tessalónica sofreu estresse por calor durante mais tempo do que Atenas.

Pantavou et al. (2011) quantificaram o CTH durante o verão extremamente quente de 2007 em Atenas, através de quatro índices biometeorológicos (VSR, ST, CT e ID), e analisaram sua relação com o número de pacientes afetados por calor. Os resultados mostraram um aumento nos valores dos índices durante os últimos dez dias de junho e julho, quando ocorreram as ondas de calor. Maiores valores de ID e CT foram observados em condições severas de estresse por calor, enquanto VRS classificou a maioria dos casos na zona de conforto. A análise estatística indicou uma correlação negativa entre o número de pacientes afetados por calor e os valores dos índices, ou seja, houve menos pacientes quando o calor foi mais intenso. Segundo os autores, os avisos de tempo quente permitiram as pessoas a tomar medidas para reduzir o efeito de estresse por calor.

Em conclusão, a revisão bibliográfica mostrou que uma variedade de características sobre a IUC pode ser definida com base no meio detectado (T_{ar} ou T_s) e no método empregado (medidas *in situ* ou sensoriamento remoto). Vale salientar que as medidas *in situ* possuem uma maior resolução temporal em comparação com os sensores satelitais, portanto, possibilitam capturar fenômenos na CLU que precisam de um monitoramento frequente. Neste estudo, o foco será a análise da ilha urbana de calor ocorrendo na CLDU através de medidas *in situ* da temperatura do ar na cidade de Londrina. Já que a IUC é caracterizada pelo aumento da temperatura do ar nas áreas urbanas, seu impacto sobre o CTH será avaliado usando alguns dos índices de desconforto apresentados.

4. METODOLOGIA

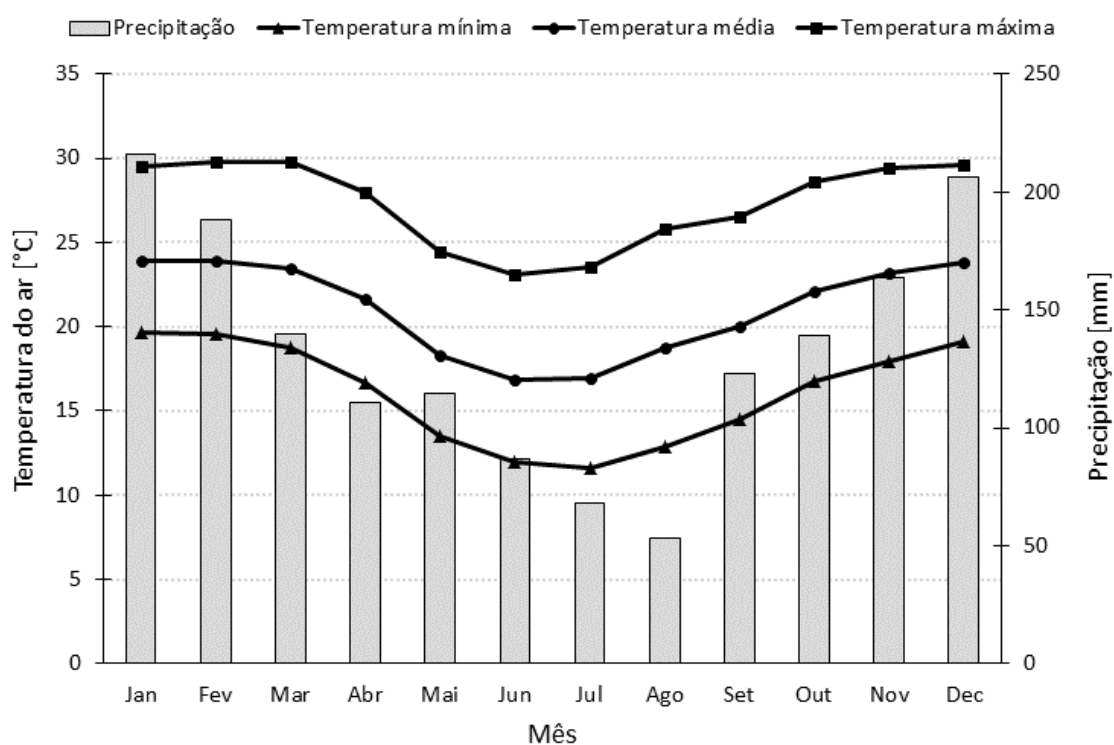
O estudo foi realizado em duas etapas: a primeira foi dedicada à obtenção de medidas *in situ* de temperatura do ar e outras variáveis meteorológicas (Seções 4.1 – 4.2), e a segunda fase processou esses dados para calcular a IIUC e os índices de desconforto térmico (Seção 4.3).

4.1 ÁREA DE ESTUDO

Londrina possui um clima subtropical úmido (Cfa na classificação de Köppen-Geiger), com uma temperatura média anual de 21,1°C e precipitação média anual de 1.610 mm. A

precipitação ocorre durante todo o ano, sendo o verão (dezembro - fevereiro) o período mais chuvoso, e o inverno (junho - agosto) o período mais seco. No inverno, a temperatura média mensal do ar varia entre 11,6°C e 25,8°C, enquanto o verão apresenta variações entre 19,1°C e 29,8°C (Figura 5). A cidade tem um relevo suave, com altitudes variando entre 520 e 610 m, orientado no sentido noroeste-sudeste seguindo a bacia hidrográfica, e baixa declividade (até 10°).

Figura 5 – Climatologia de Londrina para o período 1976-2012.



Fonte dos dados: IAPAR.

4.2 REDE DE MONITORAMENTO *IN SITU*

O monitoramento do projeto ICALON-verão foi realizado em quatorze locais, com diferentes padrões de cobertura do solo, distribuídos na cidade de Londrina (Figura 6), sendo onze temporários (Tabela 2, BHZ até PIT) e instalados especificamente para o projeto ICALON, e três em estações meteorológicas permanentes: Sistema Meteorológico

do Paraná (SIM), Aeroporto de Londrina (LDB) e Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMB).

As características morfológicas dos locais de monitoramento foram avaliadas por Coraiola et al. (2012) usando o software Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas (SPRING) para analisar imagens de 40.000 m² ao redor dos locais monitorados, obtidas do Google Earth. A Tabela 3 apresenta as porcentagens de cobertura do solo para as cinco categorias morfológicas definidas: vegetação, asfalto, telhado, água e solo descoberto.

Figura 6 – Localização geográfica de Londrina no Brasil (canto superior direito) e distribuição espacial dos locais de monitoramento em toda a cidade (esquerda). A área cinza delimita a área urbana de Londrina.

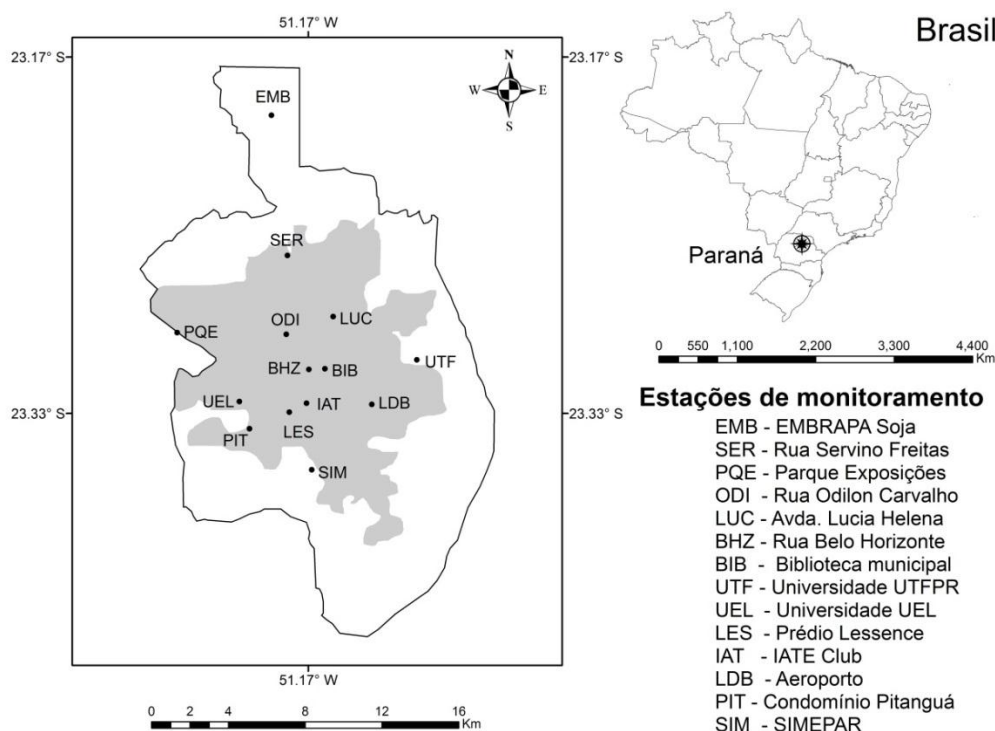


Tabela 3 – Percentagens de cobertura do solo para uma área de 40.000 m² ao redor dos locais monitorados.

Estação	Vegetação	Telhado	Asfalto	Água	Solo descoberto
BHZ	21	61	17	1	0
BIB	38	40	21	0	0
LES	7	47	43	1	2
IAT	33	14	20	32	0
UTF	55	10	16	0	19
LUC	17	60	22	0	0
ODI	16	46	38	0	0
SER	31	49	12	0	0
UEL	69	17	13	0	0
PQE	31	22	28	0	18
PIT	50	33	11	1	0
SIM	86	2	0	2	10
LDB	19	17	64	0	0
EMB	83	6	11	0	0

Fonte: CORAIOLA et al., 2012.

4.2.1 TEMPERATURA DO AR

Nas estações temporárias, a temperatura do ar e a umidade relativa (UR) foram monitoradas com sensores HOBO U23 (Onset Computer, Bourne, Massachusetts). O sensor HOBO U23 opera em uma faixa de temperatura de -40 a +70°C e uma faixa de umidade de 0 a 100%. Possui precisão de $\pm 0,2^\circ\text{C}$ e resolução de $0,02^\circ\text{C}$ para temperaturas do ar entre 0 e 50°C , e precisão de $\pm 2,5\%$ para umidades relativas do ar entre 10 e 90% e resolução de 0,03%. O intervalo de aquisição de dados foi de três minutos para as duas variáveis. Com esta frequência de amostragem, o sensor armazena dados até 45 dias sendo que, após este período, é necessário descarregar os dados através de uma base óptica USB

que conecta o sensor ao computador. Os sensores foram implantados entre 1,5-2,0 m de altura, exceto para a estação BIB, na qual o sensor foi instalado em cima do telhado (cerca de 7,0 m), devido à razões de segurança.

As estações meteorológicas SIM, LDB e EMB forneceram dados de suas próprias estações meteorológicas. A resolução temporal da estação SIM, LDB e EMB foi de 60, 60 e 5 minutos, respectivamente. Os dados das 14 estações foram levados à mesma base temporária para facilitar a intercomparação. A temperatura do ar na estação EMB foi medida com um sensor S-THB-M002 (Computer Onset, Bourne, Massachusetts), enquanto que nas estações SIM e LDB, as temperaturas foram amostradas utilizando um modelo termistor 5190C (Qualimetrics, Inc., Sacramento, CA). Também foram usados valores diários de temperatura média, máxima e mínima do ar registrados nas estações meteorológicas Ibiporã e Bela Vista do Paraíso pertencentes ao IAPAR e a estação Apucarana da rede do SIMEPAR, para extrapolar o campo térmico espacial calculado para Londrina (Seção 5.5).

Os dados foram coletados entre 20 de dezembro de 2011 e 04 de abril de 2012. Porém, após controlar a qualidade dos dados para desconsiderar valores anômalos e determinar quando a maioria das estações monitorou a temperatura do ar simultaneamente, o período de estudo escolhido foi entre 20 de dezembro 2011 e 11 de março de 2012. Os valores horários serão informados em hora local (UTC – 3).

4.2.2 *OUTRAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS*

Para estudar a influência das variáveis meteorológicas sobre o desenvolvimento da IUC, foram analisadas séries temporais de velocidade do vento, direção do vento (WD), pressão atmosférica (P) ao nível do mar, radiação solar global (Rad), precipitação acumulada (Prec) e cobertura de nuvens, medidas nas estações meteorológicas detalhadas na Tabela 4.

Adicionalmente, cada dia do período de estudo foi classificado segundo a situação sinótica dominante com auxílio das variáveis meteorológicas mencionadas, a síntese sinótica mensal (INPE, 2013a-b), boletins de análise sinótica diários (CPTEC, 2013c) e imagens satelitais (GOES 12) nos canais visível e infravermelho do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (INPE-CPTEC). A

determinação dos episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi complementada com imagens satelitais de radiação de onda longa (CPTEC, 2013b) e campos de umidade relativa nos níveis de 850 e 500 hPa (CPTEC, 2013a) analisados pelo modelo Eta do CPTEC, conforme recomendado por Escobar e Seluchi (2012).

Tabela 4 – Fonte dos dados meteorológicos e sua frequência de amostragem.

Variáveis meteorológicas	Fonte de dados	Frequência de amostragem
Velocidade do vento	SIM	Horária
Direção do vento	SIM	Horária
Pressão atmosférica	LDB	Horária
Radiação solar global	EMB	15 em 15 minutos
Precipitação acumulada	SIM	Diária
Cobertura de nuvens	LDB	3 em 3 horas

4.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

4.3.1 CÁLCULO DA IIUC

A IUC foi avaliada a partir da IIUC aplicando a equação seguinte:

$$IIUC = T_{U_i} - T_R, \quad (1)$$

onde T_{U_i} é a temperatura do ar na i -ésima estação ($^{\circ}\text{C}$), T_R é a temperatura do ar na estação de referência.

Indicadores baseados na diferença de temperatura entre áreas urbana e rural são os mais robustos e confiáveis, oferecendo valores relativamente estáveis para os dois tipos de medição (T_{ar} e T_s) e para as medições durante o dia e a noite (MEMON et al., 2009; SCHWARZ et al., 2012).

A estação UEL foi escolhida como a estação de referência porque encontra-se em uma área com vegetação nativa e introduzida, fornecendo um cenário para avaliar como o microclima da cidade foi afetado pela urbanização nas últimas décadas. A estação UEL está localizada no campus da Universidade Estadual de Londrina (Figura 6), que possui uma área total de 233 km² dos quais 90% são cobertos por vegetação composta principalmente de floresta nativa (predominantemente árvores perenes com troncos grandes e coroas bem desenvolvidas) e algumas lavouras. Note que a cobertura vegetal apresentada na Tabela 3 para UEL refere-se a uma área restrita em torno do local de medição, portanto difere da porcentagem total da vegetação.

Aplicando a Equação 1, foram calculadas as séries horárias de IIUC para cada estação de monitoramento durante o período de estudo. A partir dessas séries, foi calculada a IIUC média para cada hora do dia, obtendo assim o ciclo diário médio da IIUC em cada estação de monitoramento. Além disso, foram determinados os valores máximos diários de IIUC e seu horário de ocorrência.

4.3.2 CÁLCULO DA TAXA DE RESFRIAMENTO

As diferenças de temperatura do ar são causadas por diferenças de aquecimento durante o dia e de resfriamento durante a noite. Como mencionado anteriormente, a IIUC é mais intensa a noite devido a diferentes taxas de resfriamento entre as estações urbanas e a estação de referência (OKE; MAXWELL, 1975). No intuito de entender como esse processo físico afeta a IIUC, foi calculada a taxa de aquecimento/resfriamento ($\Delta T/\Delta t$), expressa em graus Celsius por hora:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{T_{ar}(h_2) - T_{ar}(h_1)}{h_2 - h_1}, \quad (2)$$

onde $T_{ar}(h_1)$ é a temperatura média horária do ar na hora h_1 (°C), $T_{ar}(h_2)$ é a temperatura média horária do ar na hora h_2 (°C).

A taxa de aquecimento corresponde a valores positivos de $\Delta T/\Delta t$, enquanto a taxa de resfriamento corresponde a valores negativos de $\Delta T/\Delta t$.

4.3.3 REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA

O método da regressão linear múltipla foi utilizado para descrever a influência da velocidade do vento e da cobertura de nuvens sobre a IIUC. A análise de regressão é uma técnica estatística para modelar e investigar a relação entre duas ou mais variáveis. A regressão linear múltipla é empregada quando é necessário incorporar mais de uma variável independente em um modelo, para melhor explicar e prever o comportamento da variável dependente (MONTGOMERY; RUNGER, 2003). O modelo deste tipo de regressão pode ser representado pela equação seguinte:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon Y, \quad (3)$$

onde Y é a variável dependente, X_i as variáveis independentes, β_i os coeficientes de regressão (determinam a contribuição das variáveis independentes X_i), ε o erro aleatório.

Nas regressões lineares múltiplas, certos testes de hipótese relativos aos parâmetros do modelo são úteis para medir a adequação deste e para determinar o valor potencial de cada um dos regressores no modelo de regressão. Por exemplo, o modelo pode ser mais efetivo com a inclusão de variáveis adicionais ou talvez com a retirada de um ou mais regressores atualmente no modelo (MONTGOMERY; RUNGER, 2003). As hipóteses para testar a significância de qualquer coeficiente de regressão, como β_i , são:

- Hipótese nula (H_0): $\beta_i = 0$;
- Hipótese alternativa (H_1): $\beta_i \neq 0$.

Adota-se um valor de nível de significância (α) desejável para o modelo. O valor da probabilidade de se obter o efeito observado, dado que a hipótese nula (H_0) é verdadeira, é chamado de p -valor ou nível descritivo. Ao avaliar os resultados da ferramenta estatística para cada variável independente, se p -valor é inferior a α , rejeita-se H_0 e aceita-se H_1 . No entanto, se p -valor é superior a α , não se rejeita a hipótese nula. Caso H_1 seja aceita, o regressor X_i deve entrar no modelo, pois o valor do seu coeficiente de regressão β_i é diferente de zero e dará maior precisão ao modelo. Ao contrário, se H_0 não for rejeitada, isso indica que o regressor X_i poderá ser retirado do modelo, pois seu coeficiente de regressão β_i é igual a zero e não é necessário ao modelo.

4.3.4 CÁLCULO DOS ÍNDICES DE DESCONFORTO TÉRMICO

Baseado nas variáveis meteorológicas disponíveis durante o período de estudo, o conforto térmico humano foi calculado em cada sítio de medida através de três índices biometeorológicos: ID proposto por Thom (1959), ID_K de Kawamura (1965), e o índice de TE_V proposto por Suping et al. (1992). A interpretação dos valores de cada índice está apresentada nas Tabelas 5-6-7.

$$ID = T_{ar} - 0,55 \cdot (1 - 0,01 \cdot UR) \cdot (T_{ar} - 14,5), \quad (4)$$

$$ID_K = 0,99 \cdot T_{ar} + 0,36 \cdot T_d + 41,5, \quad (5)$$

$$TE_V = 37 - \frac{37 - T_{ar}}{0,68 - 0,0014 \cdot UR + \frac{1}{1,76 + 1,4 \cdot WS^{0,75}}} - 0,29 \left(1 - \frac{UR}{100}\right), \quad (6)$$

onde T_d é a temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$).

ID_K é baseado na fórmula de Thom, porém, o cálculo usa a temperatura do ponto de orvalho determinada através da equação a seguir proposta por Lawrence (2005). T_d representa a temperatura à qual o ar deve ser resfriado à pressão constante para alcançar a saturação, ou seja, é a temperatura à qual o vapor d'água presente no ar condensa. O índice TE_V leva em consideração, além da temperatura e umidade relativa do ar, a ação do vento.

$$T_d = 243,2 \cdot \frac{\ln\left(\frac{UR}{100}\right) + \frac{17,62 \cdot T_{ar}}{243,2 + T_{ar}}}{17,62 - \ln\left(\frac{UR}{100}\right) - \frac{17,62 \cdot T_{ar}}{243,2 + T_{ar}}}. \quad (7)$$

Tabela 5. Valores e interpretação do índice de desconforto de Thom.

ID [°C]	Interpretação
< 21	Sem desconforto
21 – 24	Abaixo de 50% da população sofre desconforto
24 – 27	Acima de 50% da população sofre desconforto
27 – 29	Maior parte da população sofre desconforto
29 – 32	Todos sentem estresse severo
> 32	Estado de emergência médica

Tabela 6. Valores e interpretação do índice de desconforto de Kawamura.

ID_K [-]	Interpretação
> 80	Insuportavelmente quente
75 – 80	Desconfortavelmente quente
60 – 75	Confortável
55 – 60	Desconfortavelmente frio
< 55	Insuportavelmente frio

Tabela 7. Valores e interpretação do índice de temperatura efetiva de Suping.

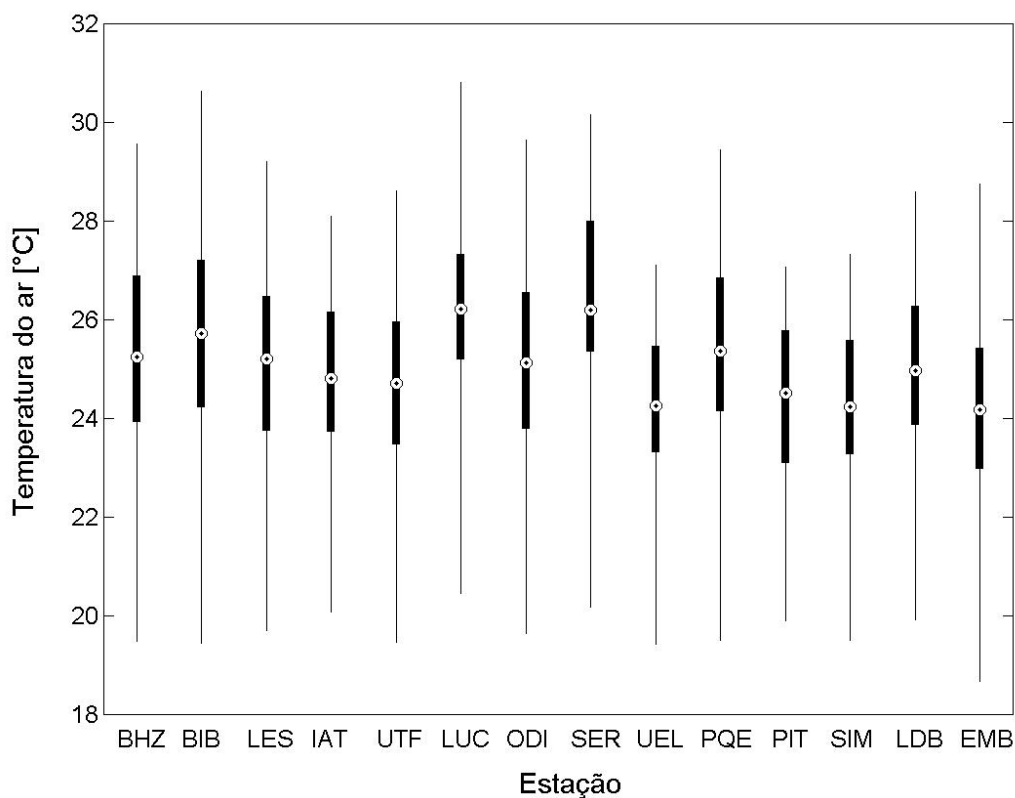
TE_v [°C]	Interpretação
> 42,4	Muito quente
34,9 – 42,4	Quente
27,3 – 34,8	Ligeiramente quente
19,6 – 27,2	Neutralidade
12,0 – 19,5	Ligeiramente frio
4,4 – 11,9	Frio
< 4,4	Muito frio

5. APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1 DESCRIÇÃO GERAL

Durante a campanha de medição, as temperaturas médias diárias variaram entre 18,6°C (EMB) e 30,8°C (LUC) (Figura 7), e a umidade relativa apresentou valores médios diários entre 32 e 100%. A intensidade média do vento foi de 2,3 m/s com ventos dominantes do norte (27%), noroeste (18%) e nordeste (17%).

Figura 7 – Boxplot da temperatura média diária do ar para cada estação de monitoramento durante o período de estudo. A borda inferior e superior da caixa é o percentil 25 e 75 respectivamente, o ponto central é a mediana, os extremos representam os valores mínimo (inferior) e máximo (superior).



A precipitação acumulada mensal medida na estação SIM foi de 190 mm em janeiro, e 40mm em fevereiro. Comparado com os dados medidos pelo IAPAR durante o período climatológico 1976-2010, janeiro e fevereiro de 2012 apresentaram anomalias negativas de precipitação mensal iguais a -25,7 mm e -148,3 mm, respectivamente.

O mês de janeiro de 2012 foi caracterizado por anomalias negativas de temperatura do ar iguais a $-0,9^{\circ}\text{C}$ (média), $-1,2^{\circ}\text{C}$ (máxima) e $-1,0^{\circ}\text{C}$ (mínima), enquanto as anomalias positivas no mês de fevereiro foram iguais a $+1,4^{\circ}\text{C}$ (média), $+2,3^{\circ}\text{C}$ (máxima) e $+0,2^{\circ}\text{C}$ (mínima). As diferenças entre as medições do verão 2011/2012 e o período climatológico foram estatisticamente significativas de acordo com o teste *Rank-sum* de Wilcoxon com um nível de significância de 5%, exceto para os valores referentes a temperatura média mínima de fevereiro. Esses resultados são coerentes com os valores publicados na *Síntese Sinótica Mensal* do INPE-CPTEC (INPE, 2013a-b). Vale lembrar que o início de 2012 foi atípico, marcado pela presença do fenômeno La Niña, o qual influenciou o regime de chuva no Sul do Brasil, diminuindo a precipitação, segundo o INPE-CPTEC (INPE, 2013a-b).

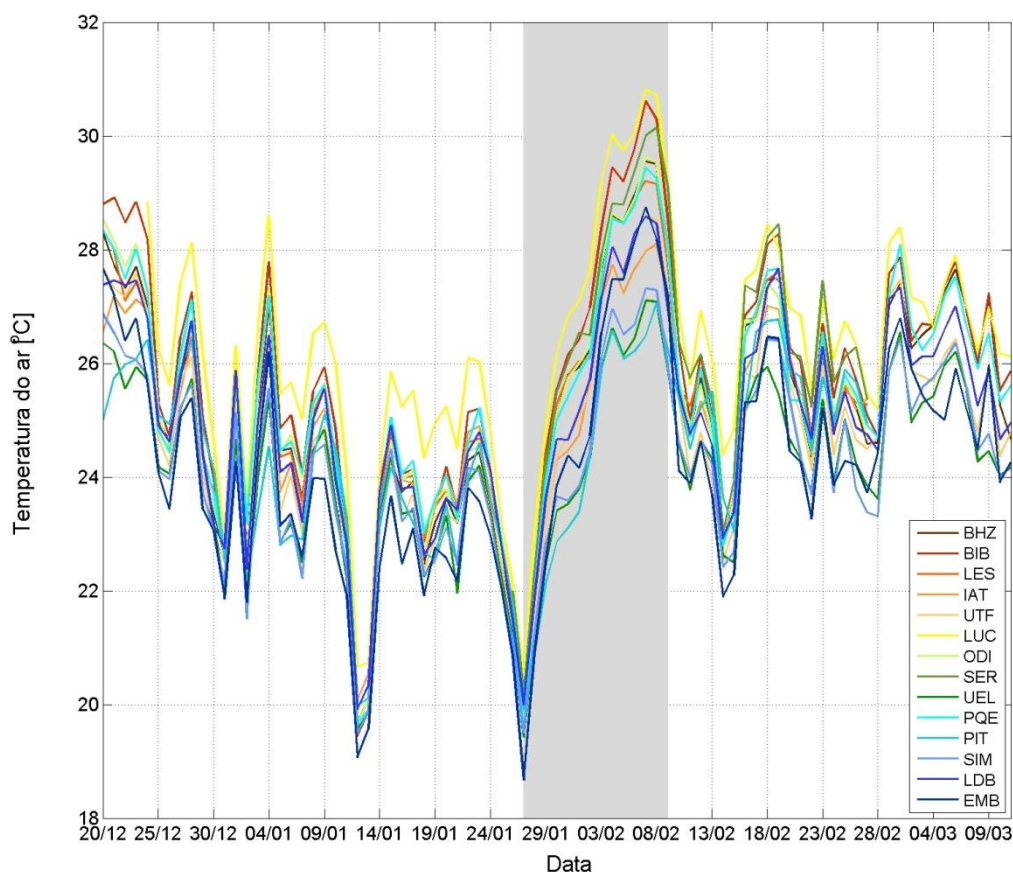
5.2 TEMPERATURA DO AR

5.2.1 TEMPERATURA MÉDIA DIÁRIA

De modo geral, o comportamento da temperatura média diária do ar é semelhante para todas as estações de monitoramento, porém existem algumas características notáveis durante os meses estudados (Figura 8). Durante alguns períodos, grandes diferenças de temperatura entre as estações foram observadas (área cinza), enquanto a diferença foi modesta durante outros períodos de medição. Por exemplo, no dia 7 de fevereiro, registrou-se uma diferença de temperatura entre BIB e a estação de referência UEL de $3,5^{\circ}\text{C}$, enquanto que no dia 14 de janeiro a diferença entre os mesmos locais foi apenas de $0,2^{\circ}\text{C}$. Tendências similares foram observadas na campanha de inverno, porém as diferenças de temperatura entre as estações de monitoramento foram menores (TARGINO et al., 2013). Esse comportamento sugere que a temperatura do ar foi controlada não apenas pelas propriedades próprias dos locais de monitoramento, mas também por variáveis externas relacionadas às condições meteorológicas.

Observa-se também que a estação LUC apresenta valores de temperatura média diária do ar constantemente superiores (linha amarela) às outras estações de monitoramento ao longo de todo o período de estudo. As medidas dos sensores são representativas de uma certa área, cuja abrangência espacial depende da altura do sensor e das características de turbulência e de estabilidade atmosférica (VOOGT et al., 2003). Clarke et al. (1971) mostraram que a temperatura média horária do ar medida acima de uma superfície pavimentada era maior do que acima de uma superfície com grama durante todo o dia, sendo a maior diferença igual a $+1,5^{\circ}\text{C}$ entre 14:00 e 15:00 horas. O sensor na estação LUC foi instalado em uma varanda no segundo andar de um sobrado, rodeado por superfícies com alta capacidade de absorção de energia (telhado e cimento). Portanto, as propriedades radiativas dessas superfícies contribuíram para o importante aumento da temperatura do ar nessa estação em relação com os outros locais de monitoramento (Figuras 7 e 8).

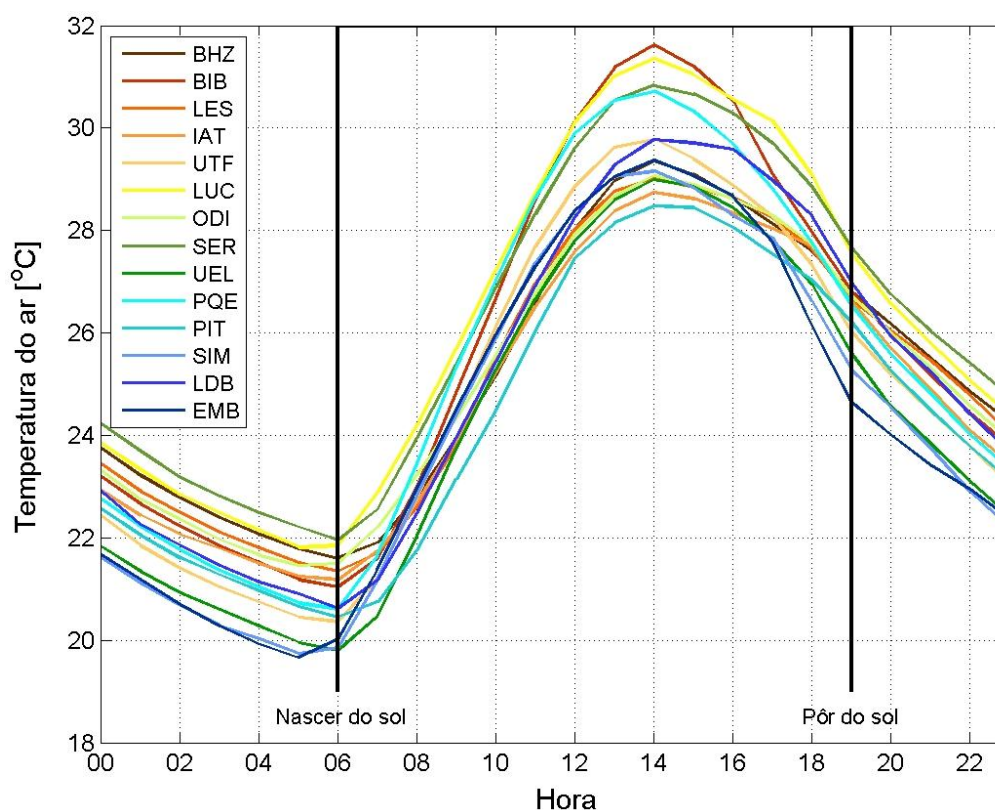
Figura 8 – Temperatura média diária do ar em Londrina durante o experimento ICALON-verão. A área cinza destaca o período em que as diferenças de temperatura do ar entre as estações são maiores.



5.2.2 CICLO DIÁRIO DA TEMPERATURA

A Figura 9 mostra o ciclo médio diário da temperatura do ar para cada estação de monitoramento. Observa-se que a estação BIB apresenta os maiores valores, seguida de perto pelas estações LUC, SER e PQE, enquanto as estações PIT, IAT e UEL registraram os menores valores. Nota-se também que os valores máximos e mínimos ocorreram às 14:00 horas e no início da manhã cerca de 06:00 horas (horário médio do nascer do sol durante a campanha de medição), respectivamente. Vale ressaltar que os valores mínimos nas estações SIM e EMB ocorrem uma hora antes.

Figura 9 – Ciclo médio diário da temperatura do ar em Londrina durante o experimento ICALON-verão. Os horários indicados para o nascer e pôr do sol correspondem a horários médios no período investigado.



Após o nascer do sol, a superfície começa a aquecer pela incidência de radiação solar, porém os locais com predominância de vegetação aquecem mais rapidamente do que os locais com predominância de asfalto e telhado. Por exemplo, a taxa média de aquecimento

entre 06:00 e 09:00 horas é igual a $+0,8^{\circ}\text{C/h}$ para as estações BHZ e LES (predominância de telhado e asfalto), enquanto que para a estação de referência UEL a taxa é igual a $+1,3^{\circ}\text{C/h}$. Estes resultados têm sido também informados em vários estudos (BASARA et al., 2007; CLARKE, 1972; GIANNAROS et al., 2012; HOLMER et al., 2007; TARGINO et al., 2013). Essa ligeira defasagem poderia ser atribuída à geometria urbana e sua orientação, que permitem efeitos de sombreamento no início do dia, impedindo a penetração da radiação solar e, por sua vez, a disponibilidade de energia para o aquecimento (CHRISTEN; VOGT, 2004).

À medida que o dia avança, o aquecimento continua e a temperatura do ar alcança seu valor máximo às 14:00 horas. Duas horas antes do pôr do sol (17:00), o ambiente começa a se arrefecer rapidamente nas estações com predominância de vegetação (SIM e EMB) e na estação rural de referência UEL, enquanto a temperatura do ar mantém-se mais elevada nas outras estações com predominância de asfalto e telhado (BHZ, LES, ODI). Este contraste térmico no final da tarde resulta das maiores taxas de resfriamento nas estações com cobertura vegetal (Tabela 8), as quais são coerentes com os valores informados para Gotemburgo nos meses de junho e julho (verão), e Vancouver (HOLMER et al., 2007; OKE; MAXWELL, 1975).

Esse resfriamento mais lento em locais densamente construídos (BHZ, LES, ODI) pode ser explicado pelo aprisionamento do calor nas paredes dos edifícios devido as propriedades radiativas dos materiais e, portanto, à liberação desse calor pelas estruturas urbanas, aumentando a temperatura do ar adjacente. Ryu e Baik (2012) indicaram que a liberação do calor armazenado era um fator que desempenhava um papel significativo nas diferenças de temperatura entre as áreas urbanas e rurais durante a noite, causando uma diferença de até $+3,3^{\circ}\text{C}$ comparado com $-0,8^{\circ}\text{C}$ durante o dia. Outro fator importante que pode afetar a redução da eficiência do resfriamento nas áreas urbanas é a liberação de calor antropogênico. Ryu e Baik (2012) mostraram que esse fator contribuiu a 86% nas diferenças de temperatura entre as áreas urbanas e rurais durante a noite, em comparação com o uso de superfícies impermeáveis (47%) e a disposição geométrica urbana (28%). Como o experimento ICALON não considerou medidas desses fluxos de energia (calor armazenado e calor antropogênico liberado), essa hipótese não pode ser confirmada para Londrina.

Tabela 8 – Taxa de resfriamento ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$) para várias estações de monitoramento entre 17:00 e 20:00 horas.

Cobertura do solo predominante	Asfalto + Telhado			Vegetação		Ref.
	BHZ	LES	ODI	SIM	EMB	
Hora						UEL
17:00	-0,52	-0,40	-0,31	-0,43	-0,90	-0,62
18:00	-0,53	-0,61	-0,57	-1,24	-1,63	-0,87
19:00	-0,80	-1,00	-1,01	-1,34	-1,49	-1,35
20:00	-0,63	-0,59	-0,71	-0,74	-0,63	-1,04

5.3 INTENSIDADE DA ILHA URBANA DE CALOR

5.3.1 IIUC MÉDIA HORÁRIA

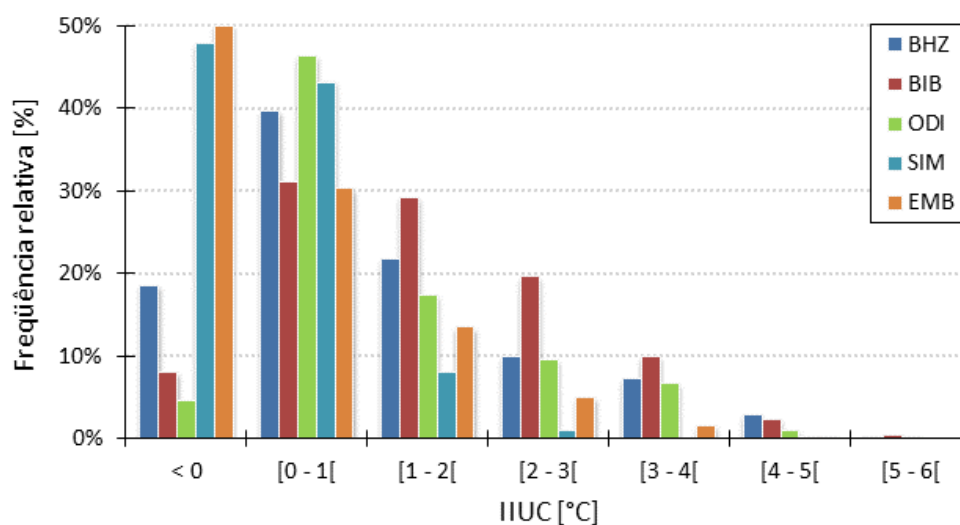
Os resultados dessa seção serão apresentados para algumas estações de monitoramento, no intuito de ilustrar um comportamento diferenciado segundo a cobertura do solo.

Durante o período de estudo, a maioria dos valores médios horários de IIUC registrados nas estações BHZ, BIB e ODI encontraram-se entre 0°C e $+2^{\circ}\text{C}$ (em torno de 60% de ocorrência) (Figura 10). Nas estações SIM e EMB, quase a metade dos dados médios horários de IIUC foram negativos, ou seja, predominou o fenômeno de Ilha Urbana de Frescor (IUF), e 43% e 30% dos dados variaram entre 0°C e $+1,0^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Além disso, valores de IIUC maiores do que $+2,0^{\circ}\text{C}$ tendem a ocorrer nas estações BHZ, BIB e ODI (entre 20% e 30% de ocorrência), enquanto que nas estações SIM e EMB é quase inexistente (1% e 7%, respectivamente).

Portanto, durante o experimento ICALON-verão, o efeito da IUC se desenvolveu com maior intensidade na região central da cidade (BHZ, BIB, ODI), dominada por asfalto e telhado, e diminuiu em direção à região periférica (SIM, EMB). Esse comportamento é

predominante em outros estudos realizados em outras cidades (e.g., ALONSO et al., 2003; AMORIM et al., 2009; ELIASSON, 1996; GIANNAROS et al., 2012; GIRIDHARAN et al., 2009; KOLOKOTRONI et al., 2008; ROSENZWEIG et al., 2005; SHAHMOHAMADI et al., 2011).

Figura 10 – Histograma de frequência relativa da intensidade média horária da ilha urbana de calor para as estações BHZ, BIB, ODI, SIM e EMB.

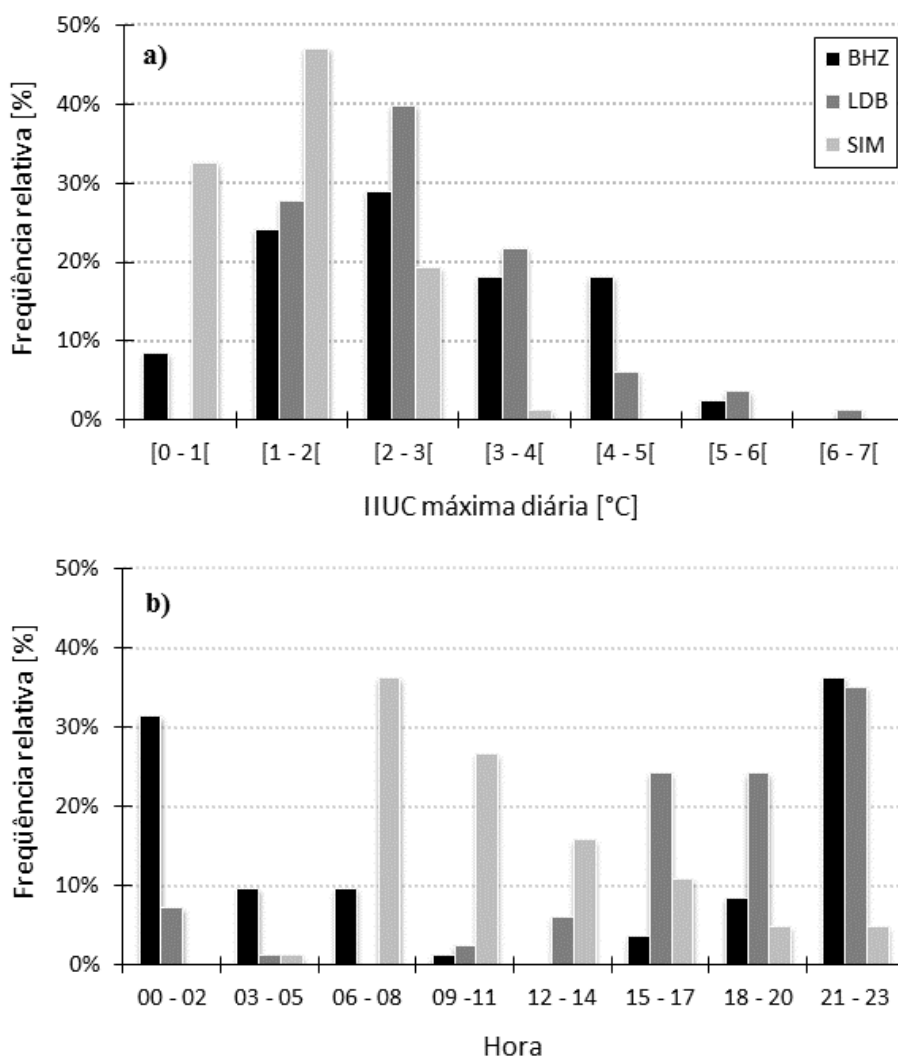


5.3.2 IIUC MÁXIMA DIÁRIA

Da mesma forma, foi analisada a distribuição dos valores máximos de IIUC e seu horário de ocorrência (Figura 11). Os valores máximos diários de IIUC nas estações BHZ e LDB encontram-se principalmente entre $+2,0^{\circ}\text{C}$ e $+3,0^{\circ}\text{C}$ (29% e 40%, respectivamente), enquanto que 47% das IIUC máximas diárias na estação SIM variaram entre $+1,0^{\circ}\text{C}$ e $+2,0^{\circ}\text{C}$ (Figura 11a). Valores extremos de intensidade máxima da IUC superiores a $+4,0^{\circ}\text{C}$ ocorreram somente nas estações BHZ e LDB com uma frequência de ocorrência de 20% e 11%, respectivamente. Kim e Baik (2005) observaram frequências mais elevadas para valores máximos diários de IIUC entre $+4,0$ e $+5,0^{\circ}\text{C}$ (90%) em áreas residenciais e comerciais na cidade de Seul, enquanto que Giannaros et al. (2012) indicaram 65% de ocorrência para valores entre $+2,0$ e $+3,0^{\circ}\text{C}$ em áreas densamente construídas com cobertura vegetal inferior a 5% em Tessalónica.

É importante também observar que mais da metade desses valores máximos de IIUC são detectados durante a noite para as estações BHZ (67% dos dados entre 21:00 e 02:00 horas) e LDB (59% dos dados entre 18:00 e 23:00 horas). Resultados similares foram observados em estudos conduzidos em Seul (KIM; BAIK, 2002, 2005) e Tessalónica (GIANNARO et al., 2012). Em contraste, na estação SIM dominada por 86% de cobertura vegetal, os valores máximos diários de IIUC ocorreram no início do dia entre 06:00 e 11:00 horas (Figura 11b).

Figura 11 – Histograma de frequência relativa da IIUC máxima diária (a), e seu horário de ocorrência (b) para as estações BHZ, LDB e SIM.



Os resultados evidenciam que a cobertura do solo influenciou diretamente o valor da IIUC e o horário de ocorrência da máxima IIUC. Isso pode ser explicado pelas propriedades radiativas da cobertura do solo. O telhado e o asfalto têm uma capacidade alta de absorção de energia, razão pela qual eles são mais eficientes em armazenar a energia do sol, transformando-a em calor sensível. Mesmo após o anoitecer esses materiais continuam emitindo radiação de onda longa para o ar adjacente, a qual pode ser absorvida e re-emitada por outros elementos urbanos e, desta forma, aumentar a temperatura do ar noturno (HOLMER et al., 2007). Este efeito é mais pronunciado em cânions urbanos, onde a extensão vertical das paredes produza espalhamento múltiplo da radiação emergente e facilita seu aprisionamento (RYU; BAIK, 2012). Portanto, a defasagem entre os horários de ocorrência da intensidade máxima da IUC nas estações BHZ, LDB e SIM resulta de uma grande quantidade de energia armazenada nas construções durante o dia e liberada após o pôr do sol. Esse comportamento foi também observado nas estações LES (asfalto), ODI (telhado) e UTF (vegetação).

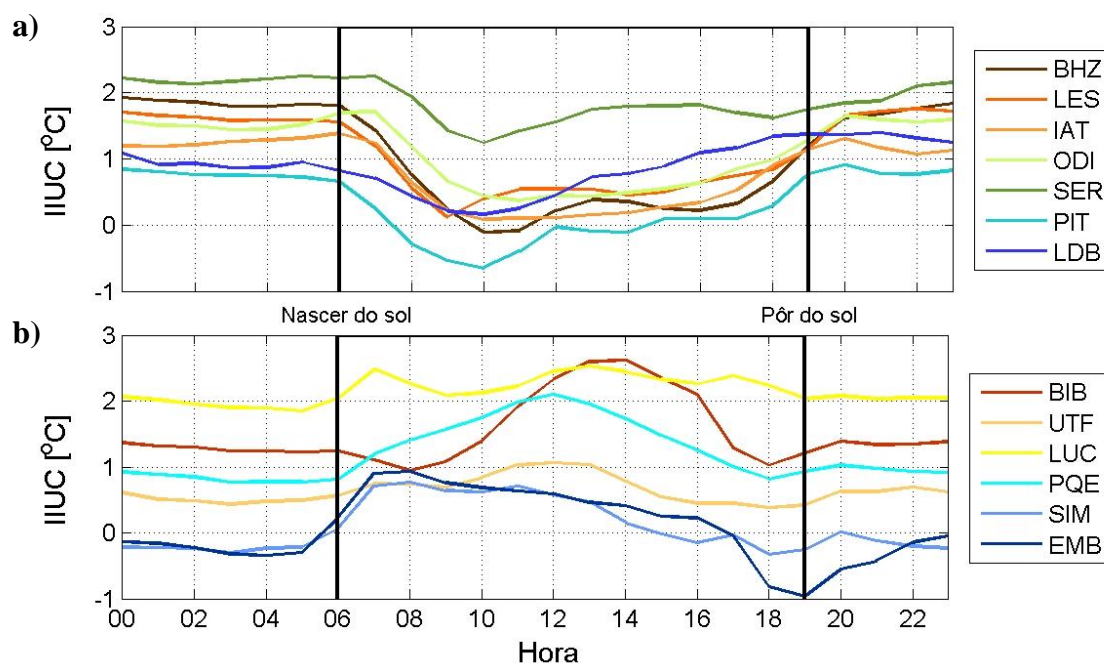
5.3.3 *CICLO DIÁRIO DA IIUC*

A Figura 12 apresenta o ciclo médio diário da IIUC para todas as estações de monitoramento. Vê-se claramente que o efeito da IUC foi mais pronunciado durante a noite do que durante o dia para sete estações (Figura 12a). Observa-se também que a IUC começou a desenvolver-se no fim da tarde (17:00 – 18:00), e sua intensidade atingiu um patamar máximo durante a noite (00:00 – 05:00), antes de diminuir abruptamente após o nascer do sol (Figura 12a). Esse efeito foi observado em Londrina durante o inverno (Targino et al., 2013) e em estudos realizados em várias cidades do mundo (e.g., BASARA et al., 2007; GIANNAROS et al., 2012; GIRIDHARAN et al., 2009; JAUREGUI et al., 1992; JAUREGUI, 1997; KIM; BAIK, 2002; KIM; BAIK, 2005; KOLOKOTRONI et al., 2008; MEMON et al., 2009; MEMON et al., 2010; MONTAVEZ et al., 2000; PICHIERRI et al., 2012).

As estações BIB e PQE com predominância de telhado apresentaram um ciclo diário diferente das outras estações com mesma cobertura do solo (BHZ, ODI e SER), ou seja, caracterizado pelo aumento da IIUC entre o nascer e pôr do sol (Figura 12b). Resultados similares foram observados em Shanghai (TAN et al., 2010) e em Tessalónica (GIANNAROS et al., 2012). As estações BIB e PQE estão localizadas em áreas próximas

de avenidas principais da cidade (Avenida Rio de Janeiro e BR-369), portanto é possível que o aumento da IIUC durante o dia seja dominado pela liberação de calor por fontes antropogênicas, mais especificamente calor emitido pelo tráfego rodoviário. Como já foi comentado, medidas *in situ* das componentes do balanço de energia ajudariam a provar essa hipótese.

Figura 12 – Ciclo médio diário da IIUC em Londrina durante o experimento ICALON-verão. Os horários indicados para o nascer e pôr do sol correspondem a horários médios no período investigado.



Observa-se que a estação IAT, localizada nas margens do Lago Igapó 1, apresenta um ciclo diário semelhante às estações com predominância de asfalto e telhado (Figura 12a), porém, os valores de IIUC são menores (entre +0,1°C e +1,4°C). O lago teve um papel modulador na diminuição da temperatura do ar durante o verão. Em contraste, durante a campanha de inverno, Targino et al. (2013) observaram um efeito de resfriamento pronunciado, que ajudou a atenuar a IUC nesse local.

É importante também observar que a IIUC medida nas estações SIM e EMB foi positiva (entre 0 e +1,0°C) durante a maior parte do dia (06:00 – 17:00), e negativa durante a noite

(19:00-06:00) atingindo valores mínimos iguais a $-0,3^{\circ}\text{C}$ e $-0,9^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Esse fenômeno de IUF ocorreu também na estação PIT durante a manhã (Figura 11a) com uma intensidade mínima igual a $-0,6^{\circ}\text{C}$. A estação UTF apresentou um ciclo diário com poucas variações, ou seja, a IIUC é relativamente constante ao longo do dia com valores incluídos entre $+0,5$ e $+1,0^{\circ}\text{C}$. Dentre os diversos estudos sobre a IUC, vários autores indicaram resultados semelhantes. Em Campina Grande no nordeste do Brasil, Da Silva et al. (2010) observaram uma ilha fria entre 00:00 e 17:00 horas durante a época chuvosa com uma intensidade mínima de $-0,6^{\circ}\text{C}$ (11:00 horas). Memon et al. (2009) observaram a presença da IUF entre 10:00 e 17:00 horas com uma intensidade mínima de $-1,0^{\circ}\text{C}$ em áreas densamente construídas de Hong Kong. Segundo os autores, a emissão de fumaça e de poluentes pelos veículos poderia atenuar a radiação líquida e, por sua vez, reduzir a temperatura do ar. Outro motivo salientado pelos autores seria o efeito de sombreamento devido a grande quantidade de edificações altas. Jauregui et al. (1992) mostraram a presença da IUF entre 11:00 e 18:00 horas com uma intensidade mínima de $-1,5^{\circ}\text{C}$ em uma área caracterizada por avenidas largas e arborizadas em Guadalajara. Os autores acreditam que uma abundância de umidade em comparação com a área rural causou essa ilha fria através do fluxo de calor latente.

5.4 INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

5.4.1 VELOCIDADE DO VENTO E COBERTURA DE NUVENS

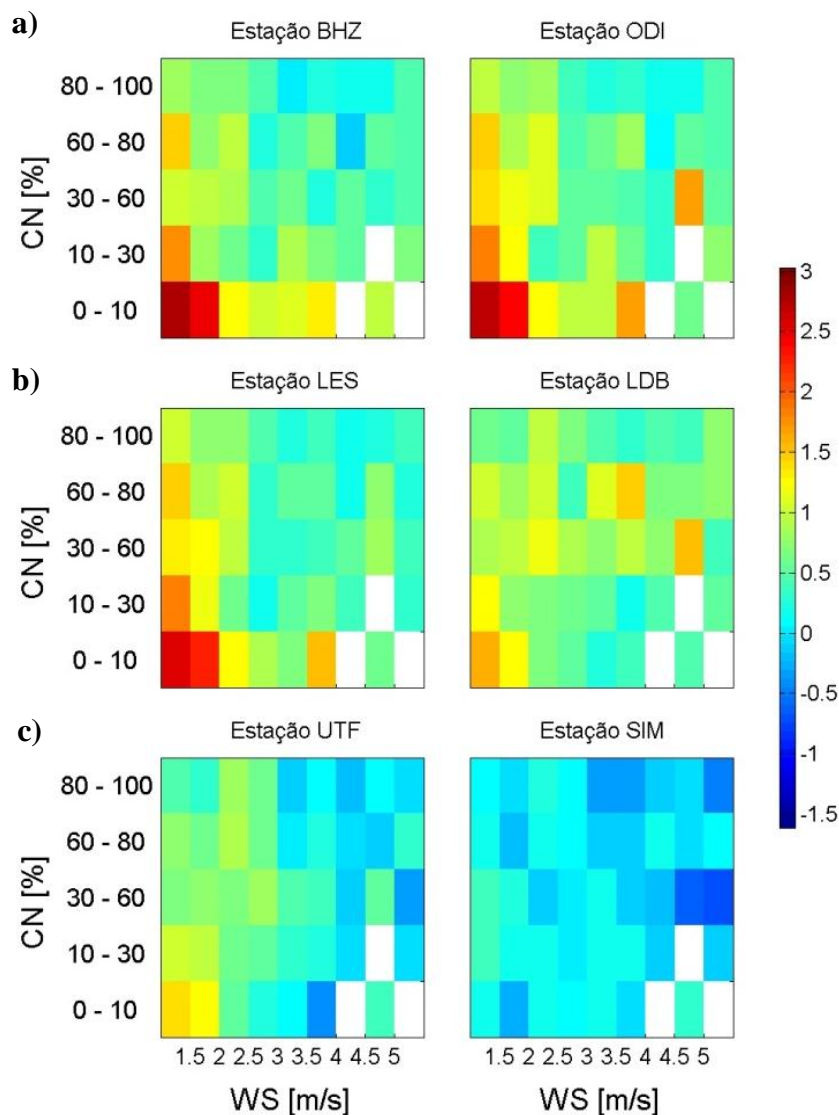
A Figura 13 apresenta a IIUC em função da cobertura de nuvens e da velocidade do vento para seis estações com diferente cobertura do solo. Esses resultados foram obtidos considerando medidas de 3 em 3 horas, devido aos dados de CN disponíveis com essa frequência de amostragem (Tabela 3).

Observa-se que a IUC se desenvolveu com maior intensidade quando houve pouca ou nenhuma nebulosidade (entre 0 e 30%) e ventos fracos (inferiores a $2,0$ m/s). Essas tendências foram mais pronunciadas para as estações com predominância de asfalto e telhado (Figura 13a-b), nas quais a IIUC alcançou $+3,0^{\circ}\text{C}$ (BHZ, ODI), enquanto que na estação UTF, a IIUC atingiu no máximo $+1,4^{\circ}\text{C}$ sob as mesmas condições. Na estação SIM, a ação do vento e da cobertura de nuvens não tiveram muito impacto sobre a IIUC.

Pela falta de monitoramento da velocidade do vento em cada local estudado, as medidas realizadas na estação SIM foram usadas para todos os cálculos. Porém, a velocidade do vento em áreas urbanas pode ter sido menor em relação à zona suburbana (SIM) devido ao efeito da rugosidade da estrutura urbana. Portanto, a IIUC poderia ter sido ainda maior para as estações urbanas com presença de construções verticais (BHZ, ODI e LES) em condições de vento fraco.

Giannaros et al. (2012) também observaram os maiores valores de IIUC com ventos inferiores a 2,0 m/s e os menores valores com ventos superiores a 6,0 m/s em um estudo realizado em Tessalónica. Morris et al. (2001) indicaram uma IIUC média igual a $+1,1^{\circ}\text{C}$ considerando todos os dias do período de estudo, e de $+2,7^{\circ}\text{C}$ sob condições ideais (céu claro e calmaria) em Melbourne. Kim e Baik (2002) relataram para a cidade de Seul uma diminuição da IIUC para velocidades de vento superiores a 0,8 m/s, enquanto que com uma velocidade de vento crítica de 7,0 m/s o fenômeno de IUC desaparecia.

Figura 13 – Intensidade da ilha urbana de calor ($^{\circ}\text{C}$) em função da velocidade do vento e da cobertura de nuvens para as estações com predominância de telhado (a), asfalto (b) e vegetação (c). Quadros em branco correspondem a ausência de dados.



A regressão linear múltipla foi realizada para estabelecer um modelo que relaciona as variáveis meteorológicas com a intensidade da ilha urbana de calor. Utilizaram-se inicialmente as variáveis de velocidade do vento e cobertura de nuvens para cada estação de monitoramento, e adotou-se um nível de significância α de 0,05. Usando a função *Stepwise* da linguagem *Matlab*, os coeficientes de regressão (β_{WS}, β_{CN}) e p -valor foram gerados para cada uma das variáveis meteorológicas. O parâmetro utilizado pela função para avaliar se a variável é necessária ou não ao modelo foi o p -valor. Sendo assim, foi

sugerido que a velocidade do vento na estação PIT e a cobertura de nuvens na estação SIM fossem excluídos do modelo devido a *p-valores* maiores do que 0,05. Ao retirar essas variáveis, o programa recalculou os coeficientes de regressão e os parâmetros estatísticos para essas duas estações. O resultado final para cada estação de monitoramento é ilustrado na Tabela 9.

Tabela 9 – Resultado final da regressão linear múltipla para cada estação de monitoramento.

Estação	β_{WS}	β_{CN}	<i>p-valor</i> WS	<i>p-valor</i> CN	R ²
BHZ	-0,35	-0,012	0,0000	0,0000	0,27
BIB	-0,27	-0,010	0,0000	0,0660	0,18
LES	-0,38	-0,010	0,0000	0,0000	0,34
IAT	-0,20	-0,001	0,0000	0,1094	0,11
UTF	-0,26	-0,004	0,0000	0,0000	0,16
LUC	-0,25	-0,007	0,0000	0,0144	0,17
ODI	-0,36	-0,011	0,0000	0,0000	0,35
SER	-0,47	-0,006	0,0000	0,0004	0,25
PQE	-0,18	-0,007	0,0000	0,0000	0,15
PIT	-	0,007	-	0,0000	0,08
SIM	-0,14	-	0,0000	-	0,03
LDB	-0,16	-0,003	0,0000	0,0008	0,06
EMB	-0,36	-0,005	0,0000	0,0001	0,14

Observa-se que as duas variáveis estão negativamente correlacionadas com a IIUC (Tabela 7), ou seja, a IIUC diminui com o aumento da velocidade do vento e da nebulosidade, o que concorda com os resultados de outros estudos. O vento com alta velocidade ajuda a homogeneizar a temperatura do ar em toda a cidade e favorece o transporte do calor por advecção. Por outro lado, as nuvens absorvem, refletem e espalham uma parte da radiação

solar e, portanto, uma fração menor atinge a superfície terrestre, diminuindo a energia disponível para o aquecimento do ar através do fluxo de calor sensível.

Nota-se também que os coeficientes de determinação são relativamente pequenos (entre 0,03 e 0,35), sendo os maiores valores obtidos para as estações com predominância de asfalto e telhado (0,35 para ODI e 0,34 para LES). No entanto, Morris et al. (2001) informaram um coeficiente de determinação de 0,25 para uma área urbana densamente construída e com pouca vegetação em Melbourne, enquanto Memon et al. (2010) indicaram um valor de 0,80 para uma área comercial de Hong Kong. Esses resultados sugerem que outras variáveis precisam ser investigadas, ou que a regressão linear não consegue explicar o comportamento observado. Também o número limitado de dados (de 3 em 3 horas) poderia contribuir para uma baixa correlação, já que processos que ocorrem em uma escala temporal inferior a essa resolução podem não ser capturados.

5.4.2 SITUAÇÕES SINÓTICAS

A classificação segundo a situação sinótica diária predominante mostrou uma variedade de regimes atmosféricos ao longo do período de estudo, em comparação com a campanha ICALON de inverno. Isso se deve basicamente à posição e a intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), um sistema semipermanente de pressão associado à uma circulação anticiclônica. No verão, essa alta desloca-se para o sudeste, com pouca penetração no continente, enquanto no inverno o deslocamento é para o noroeste, aumentando significativamente a pressão na superfície sobre o continente (CAVALCANTI et al., 2009).

O afastamento da ASAS durante o verão permite o desenvolvimento e o aprofundamento de um sistema de baixa pressão (Baixa do Chaco) intermitente no noroeste da Argentina, Paraguai e sul da Bolívia, caracterizado por massas de ar quentes, subsidência e ausência de nebulosidade. Adicionalmente, a circulação associada a esse sistema de baixa continental, condiciona a circulação em baixos níveis e os importantes aportes de umidade para a região sul, possibilitando o desenvolvimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Esse sistema atua desde o sul da região amazônica até o sudoeste do Atlântico Sul passando pelas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil. A ZCAS é caracterizada por uma banda de nebulosidade persistente durante pelo menos quatro dias com orientação

noroeste-sudeste, bem como precipitações marcando a estação chuvosa (CAVALCANTI et al., 2009).

O sistema de baixa pressão e a ZCAS dominaram o verão 2011/2012 em Londrina e causaram instabilidades na atmosfera e, portanto, geraram diferentes regimes atmosféricos (cavados em altitude, vórtices ciclônicos em altos níveis, sistemas frontais estacionários) e também combinações desses regimes. Sendo assim, não foi possível classificar os dados em poucas categorias de acordo com as condições sinóticas. No entanto, três períodos com características meteorológicas bem definidas (Tabela 10), foram selecionados para tentar estabelecer relações entre a situação sinótica e a IIUC:

- (i) Período entre o 11 e 14 de janeiro de 2012 sob condições de baixa pressão (BP) em superfície e influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS);
- (ii) Período entre 28 de janeiro e 08 de fevereiro de 2012 sob a influência de sistema de alta pressão estacionária (APE1);
- (iii) Período entre 04 de março e 11 de março de 2012 sob a influência de sistema de alta pressão estacionária (APE2).

Observa-se que os períodos APE1 e APE2 apresentaram temperaturas do ar relativamente altas com uma amplitude térmica diária média igual a 14,0-15,0°C comparado com 7,0°C para o período BP+ZCAS. Durante ambos períodos de APE, foi observado um ciclo diário de convecção com presença de nuvens cumulus entre 12:00 e 18:00 horas e cobertura total entre 10 e 40%, e as noites geralmente apresentaram céu claro. Portanto, a radiação solar acumulada diária foi muito alta atingindo valores entre 19 e 27 MJ/m². Esses períodos também foram caracterizados por ventos fracos/moderados (velocidade média até 3,0 m/s) e baixa umidade relativa (menor que 60%) em comparação com o período BP+ZCAS. A alta umidade relativa (100%) observada entre os dias 11 e 14 de janeiro pode ser explicada pela convergência de umidade direcionada sobre o sul do Brasil devido à combinação dos sistemas BP e ZCAS, a qual favoreceu a formação de muita nebulosidade (CN média de 90%) e ocorrência de chuva, chuvisco e neblina com redução da visibilidade horizontal atingindo valores mínimos de 1000 m.

Tabela 10 – Características meteorológicas diárias para cada período escolhido.

Variável Meteorológica	BP+ZCAS	APE1	APE2
	11-14/01	28/01-08/02	04-11/03
Temperatura mínima do ar (°C)	17,8 – 20,0	14,0 – 20,0	15,4 – 20,0
Temperatura média do ar (°C)	19,5 – 23,5	21,2 – 27,3	24,0 – 26,4
Temperatura máxima do ar (°C)	21,3 – 29,1	27,8– 35,9	32,9 – 34,1
Umidade relativa (%)	Alta ≈ 100 %	Baixa ≤ 60 %	Baixa ≤ 60 %
Pressão atmosférica (hPa)	≤ 1015	≈ 1015	≈ 1017
Velocidade do vento (m/s)	Alto 3,0 – 4,5	Fraco ≈ 1,5	Moderado 2,0 – 3,0
Radiação solar acumulada (MJ/m ²)	Baixa 5 – 17	Elevada 24 – 27	Elevada 19 – 24
Precipitação acumulada (mm) ^a	71,0	0,0	0,0

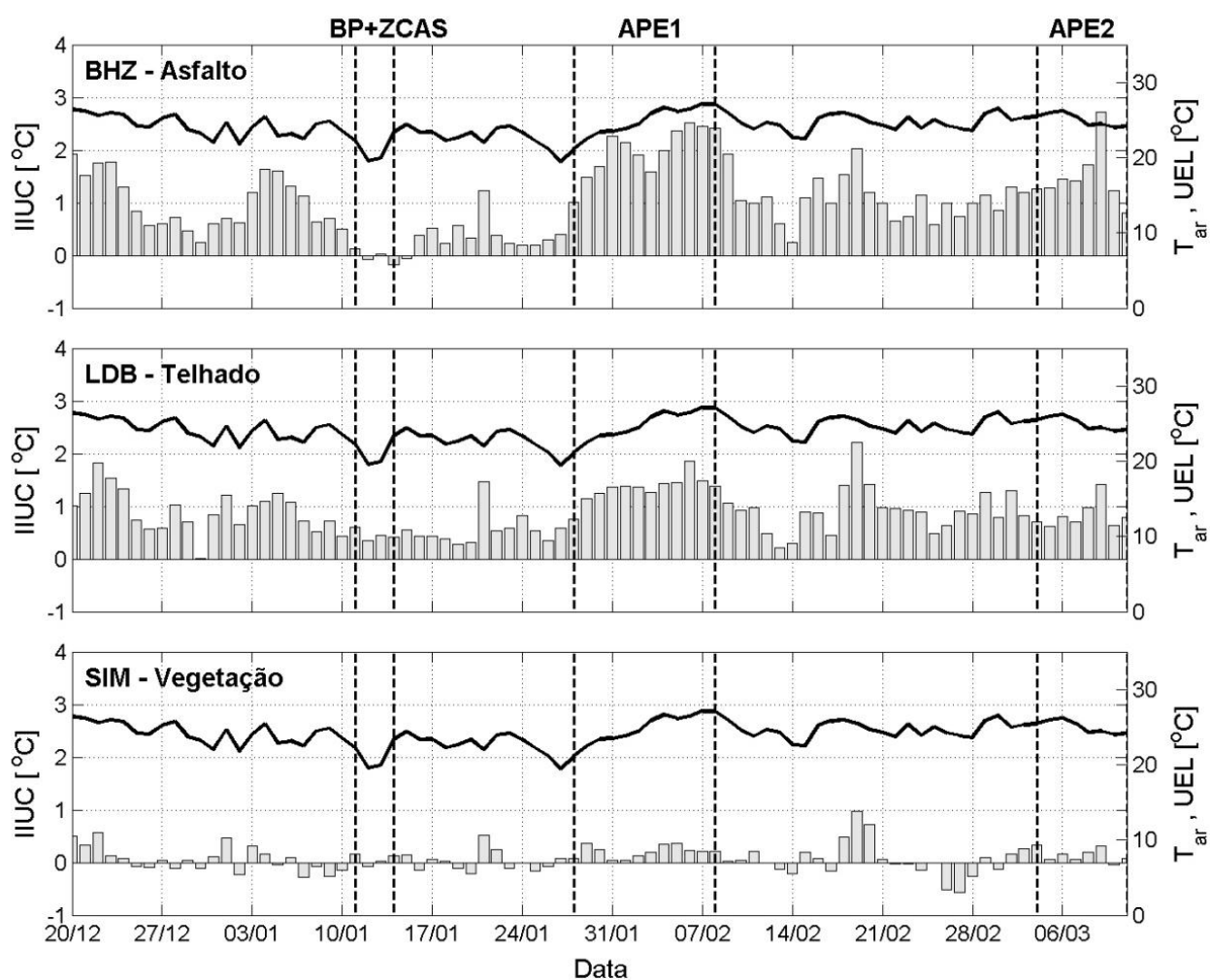
^aValor acumulado para o período considerado.

Para ilustrar a relação das condições meteorológicas com a IIUC, escolheram-se três estações com diferentes padrões de cobertura do solo, ou seja, as estações BHZ (asfalto), LDB (telhado) e SIM (vegetação). Na Figura 14, vê-se claramente que a IIUC foi maior sob a influência de sistemas de alta pressão estacionária (APE1 e APE2) para estações com predomínio de asfalto e telhado (BHZ, LDB), enquanto que as diferenças de temperatura do ar foram mínimas sob condições de BP e influência da ZCAS. Por exemplo, na estação BHZ, foi medida uma IIUC média diária máxima igual a +2,5°C durante o período APE1 enquanto que no período BP+ZCAS o valor máximo foi de +0,1°C. Amorim (2005) observou também em Birigui (estado de São Paulo) valores menores de IIUC média diária com a atuação da ZCAS (+2,1°C) do que sob condições de céu claro e ventos inferiores a 0,5 m/s (+6,2°C).

Isso se deve às diferenças nas características sinóticas dos três períodos estudados, tais como a velocidade do vento e a radiação solar. Durante os períodos APE1 e APE2, a radiação solar incidente foi maior e a temperatura do ar foi principalmente influenciada

pelas propriedades radiativas da cobertura do solo. Em contraste, durante o período BP+ZCAS, a baixa intensidade de radiação solar devido à grande quantidade de nuvens presentes, assim como à precipitação, não foi suficiente para causar um aquecimento diferenciado nos locais monitorados. A velocidade do vento mais forte durante o período BP+ZCAS permitiu também homogeneizar o campo de temperatura do ar, fazendo com que o ar seja misturado e, portanto, impedindo o desenvolvimento de temperaturas relativamente mais altas.

Figura 14 – Intensidade média diária da ilha urbana de calor nas estações BHZ, LDB e SIM acompanhada da temperatura média diária do ar na estação de referência UEL durante o experimento ICALON-verão.



Observa-se também que os maiores valores diários de IIUC foram registrados durante o período APE1 (Figura 14) para as três estações de monitoramento. Da mesma forma que o período APE2, o período APE1 é caracterizado por temperaturas do ar elevadas (Tabela 10), porém, a amplitude térmica diária média durante o período APE1 aumentou de um dia para outro, sendo que ela passa em média de 13,8°C para 17,3°C entre o primeiro e último dia do período (Figura 15a-b). No intuito de aprofundar a análise do período APE1, os valores diários de temperatura do ar monitorados nas três estações selecionadas foram autocorrelacionados, ou seja, a série diária de origem foi comparada com si mesma deslocada desde 1 até 5 dias.

A Figura 16 apresenta os coeficientes de determinação obtidos, considerando o período de estudo inteiro (20/12/2011 – 11/03/2012) e os períodos APE1 (28/01/2012 – 08/02/2012) e APE2 (04/03/2012 – 11/03/2012). Observa-se que os maiores valores de R^2 estão associados ao período APE1, e as temperaturas médias diárias do ar apresentaram uma forte dependência entre si até quatro dias para as três estações durante o período APE1. Isso sugere a existência de um efeito de “memória” da T_{ar} durante o período APE1, que intensificou a IUC. A alta radiação solar e os ventos fracos caracterizando o período APE1, favoreceram o aquecimento do ar nas três estações de monitoramento. Nas estações BHZ e LDB dominadas por telhado e asfalto, mais radiação foi absorvida e mais calor foi emitido devido às propriedades radiativas da cobertura da superfície e, portanto, o ar subjacente ficou ainda mais quente. Além disso, a baixa umidade relativa e a ausência de precipitação tornaram o ar seco, sendo que a radiação líquida na superfície foi utilizada principalmente para o aquecimento do ar através do fluxo de calor sensível, e não para a evapotranspiração, especialmente na estação SIM com predomínio de vegetação.

Figura 15 – Temperatura média horária do ar medida em todas as estações durante os períodos APE1 (a) e APE2 (b).

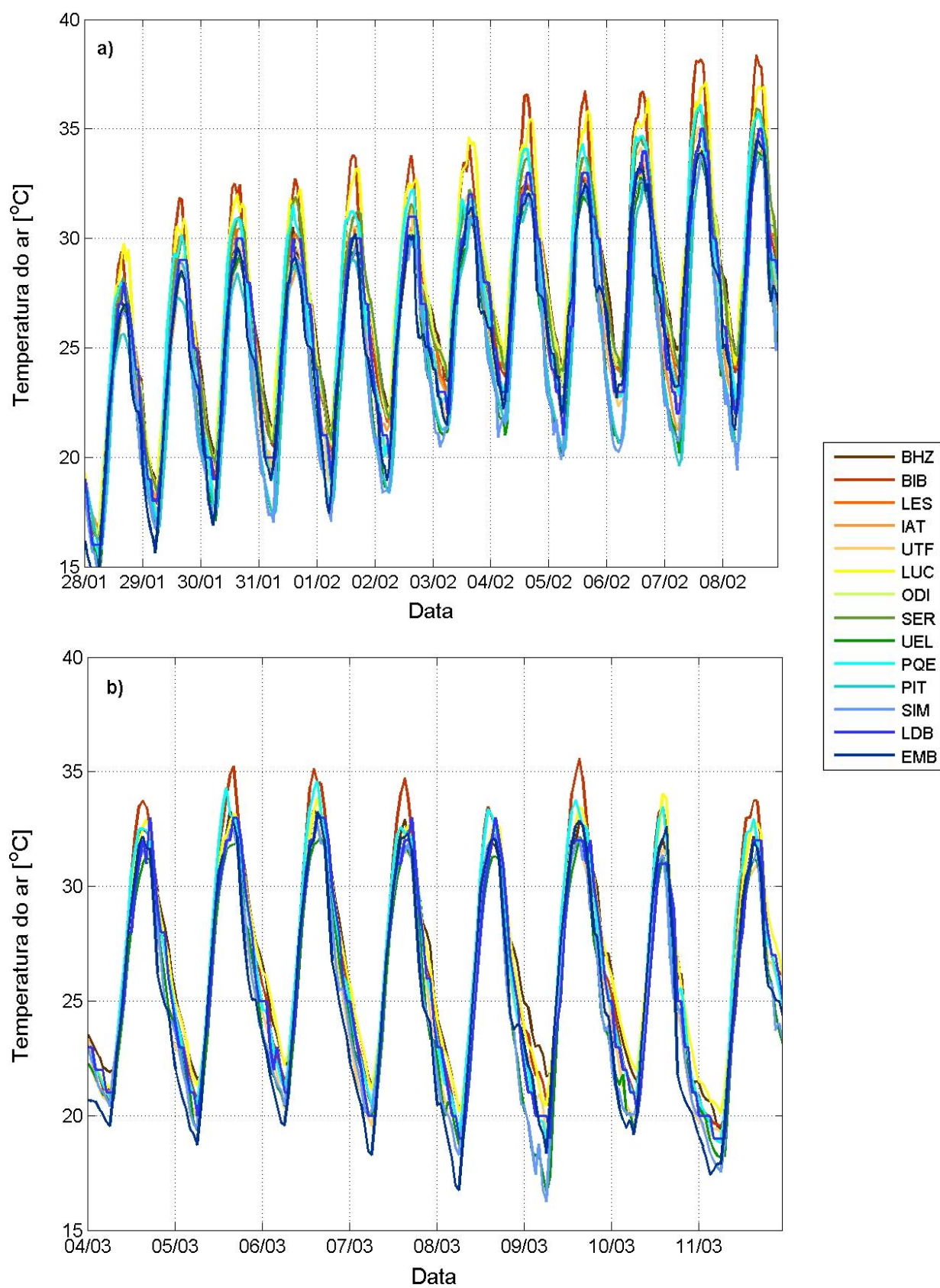
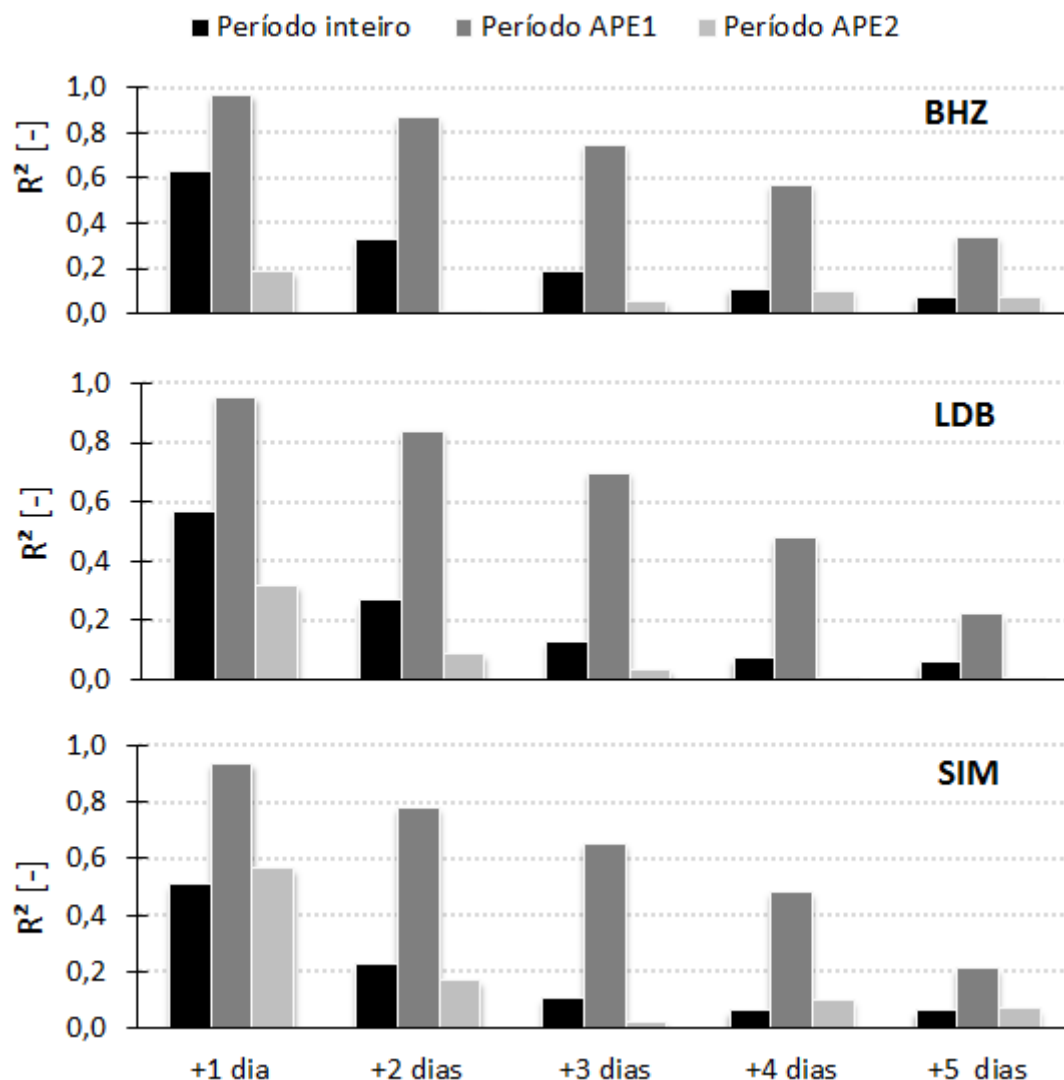


Figura 16 – Coeficiente de determinação resultando da autocorrelação das séries diárias médias da temperatura do ar para as estações BHZ, LDB e SIM e considerando três períodos diferentes.

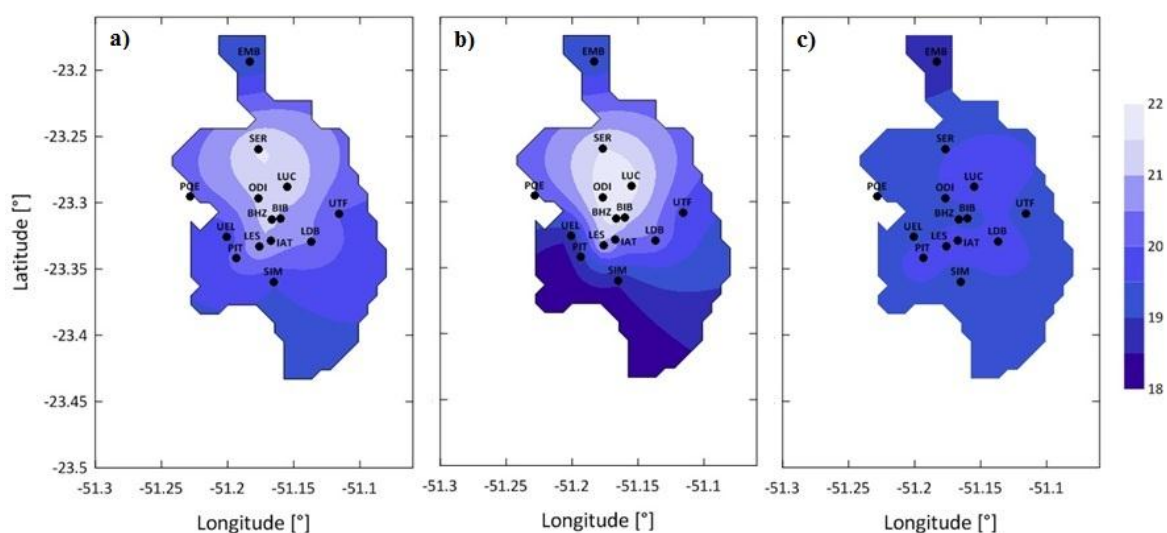


5.5 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

Como foi mostrado anteriormente, as diferenças de temperatura do ar entre a área urbana e rural foram maiores durante a noite. Portanto, a distribuição espacial da temperatura mínima média do ar e da IIUC média noturna (19:00 – 06:00) durante o verão 2011/2012 e para os períodos APE1 e BP+ZCAS são apresentadas nas Figuras 17 e 18, respectivamente.

O campo térmico apresentou valores maiores no núcleo urbano e diminuiu para a periferia (Figura 17). Em média, as temperaturas mínimas são distribuídas mais homogeneamente sob influência do sistema de BP e ZCAS (entre 18,0 e 20,0°C) (Figura 17c). Os maiores valores de temperatura mínima (22,0°C) ocorreram durante o período APE1 em locais que concentram edificações e atividades antropogênicas que emitem calor e contribuem para o aumento da temperatura do ar (por exemplo, BHZ, BIB, ODI).

Figura 17 – Distribuição espacial da temperatura mínima média do ar durante o verão 2011/2012 (a), o período APE1 (b), e BP+ZCAS (c).

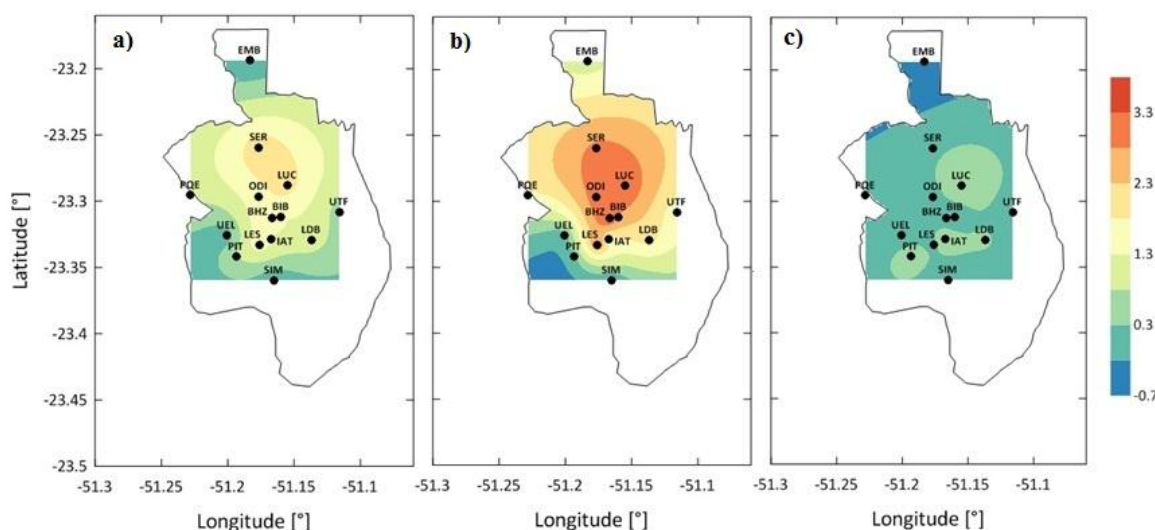


A distribuição espacial da IIUC média noturna (19:00 – 06:00) foi calculada usando dados horários, porém, as três estações adicionais (Ibiporã, Bela Vista do Paraiso e Apucarana) disponibilizaram dados diários. Portanto, não foi possível extrapolar o campo da IIUC além das estações EMB, PQE, SIM e UTF, o que explica as áreas em branco na Figura 18.

Durante o período BP+ZCAS, toda a área apresentou poucas variações de IIUC (entre -0,7 e +0,9°C) (Figura 18c). No período APE1, os valores de IIUC foram maiores e o núcleo quente da cidade se estendeu em comparação com o de todo o verão 2011/2012, abrangendo as estações BHZ, BIB e ODI (Figura 18a-b), devido às propriedades radiativas da cobertura do solo nesses locais.

Outra importante característica da Figura 18a-b é a penetração de uma área de IIUC positiva ocorrendo no sul em torno da estação LES. Esta área foi anteriormente ocupada por fazendas até o ano 2000, quando o desenvolvimento da verticalização das construções começou a surgir. A consequência dessa alteração da cobertura do solo é vista ao nível da IIUC da estação LES, rodeada por áreas relativamente mais frias e mais rurais (por exemplo, estações PIT e SIM).

Figura 18 – Distribuição espacial da intensidade média noturna (19:00 – 06:00) da ilha urbana de calor durante todo o verão 2011/2012 (a), o período APE1 (b) e BP+ZCAS (c).

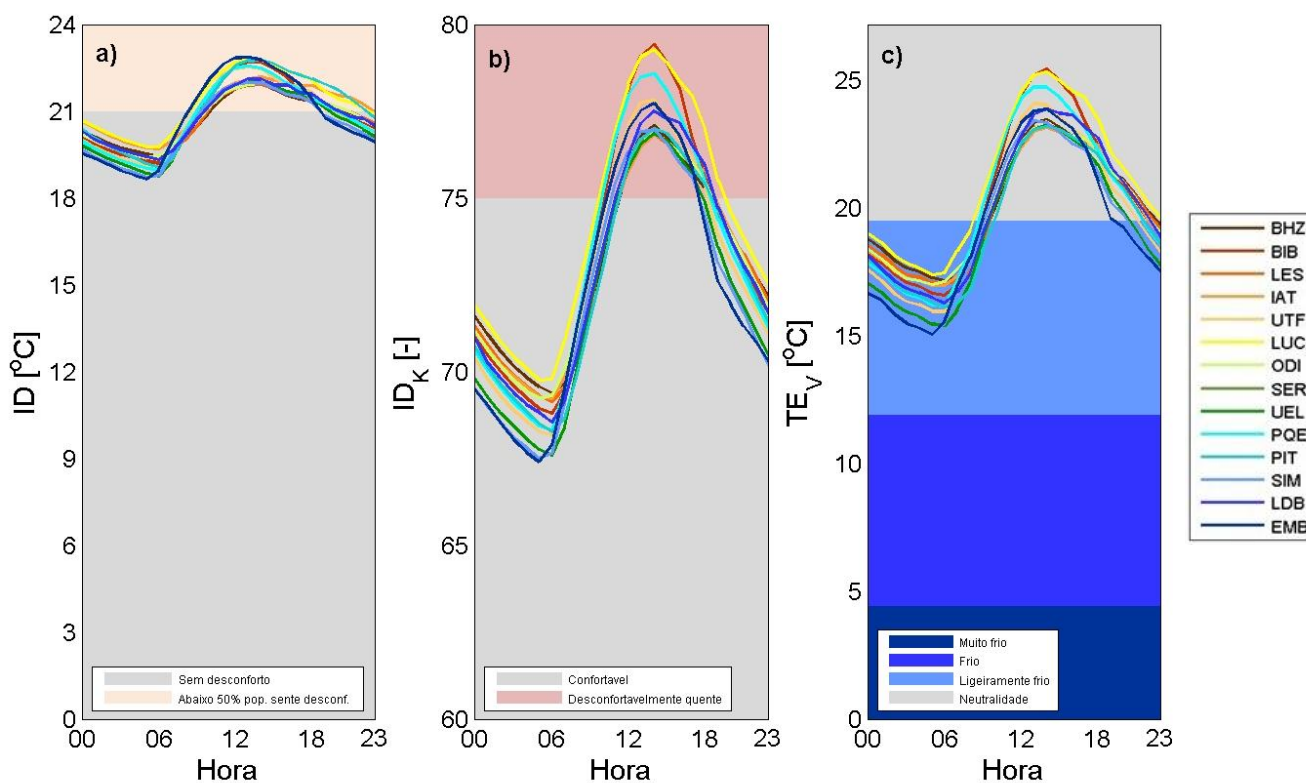


5.6 CONFORTO TÉRMICO HUMANO

Os ciclos diários dos índices de desconforto térmico foram calculados para todas as estações de monitoramento considerando todo o período de estudo (Figura 19). Alguns padrões em comum podem ser observados nos três índices. A sensação de desconforto parece ser mínima em torno do nascer do sol (06:00), enquanto os valores mais elevados foram observados nas primeiras horas da tarde (13:00 – 14:00). O aumento dos valores dos índices entre o nascer do sol e o meio-dia pode ser explicado pelo aumento progressivo da temperatura do ar (Seção 5.2). Os valores dos índices decresceram no período noturno, quando ocorreu o resfriamento da superfície e, portanto, do ar adjacente. As maiores diferenças entre os locais foram observadas durante a noite, devido à forte correlação entre

os índices e a temperatura do ar, e como foi demonstrado anteriormente, a IIUC é maior à noite do que durante o dia. Durante a maior parte do dia (10:00 – 19:00), os índices de Thom e Kawamura detectaram um certo desconforto, e o índice TE_V permaneceu na zona “neutralidade”. Além disso, enquanto os índices de Thom e Kawamura classificaram o período noturno como “sem desconforto” e “confortável”, respectivamente, o índice TE_V posicionou as estações em situação de “ligeiramente frio”.

Figura 19 – Ciclo diário dos índices de desconforto térmico de Thom (a) e Kawamura (b) e de Temperatura Efetiva de Suping (c) durante o experimento ICALON-verão.



A Figura 20 mostra que os ciclos diários dos três índices para as situações sinóticas APE1 e BP+ZCAS foram claramente diferentes. As amplitudes dos índices foram modestas em condições de baixa pressão (Figura 20b) e maiores em condições de alta pressão estacionária (Figura 20a). As diferenças entre os locais de monitoramento foram mais notáveis durante a noite para o período APE1, como consequência do efeito intenso da IUC. Em condições de baixa pressão, a amplitude dos índices foi menor do que em

qualquer outra condição devido à pouca radiação solar incidente e, portanto, menor temperatura do ar.

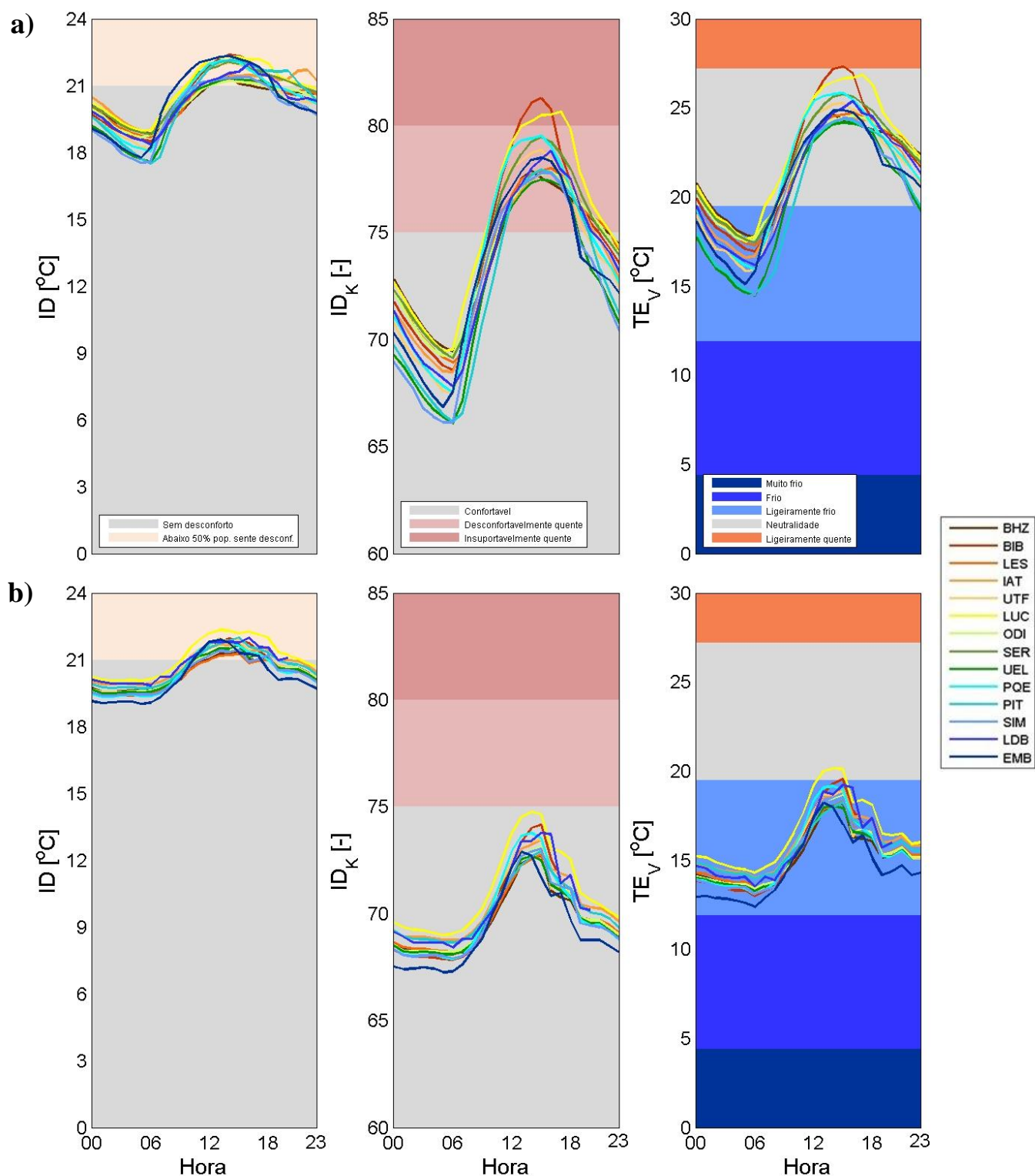
O índice de desconforto de Thom não apresentou muitas variações nos períodos APE1 e BP+ZCAS (Figura 20a-b) em comparação ao período inteiro de estudo (Figura 19). Portanto, esse índice parece ser inadequado para classificar o grau de desconforto térmico em Londrina durante o verão 2011/2012. Esse índice foi desenvolvido para os Estados Unidos e, portanto, os valores do ID são válidos principalmente para regiões com as mesmas características climáticas.

O índice de desconforto de Kawamura foi mais sensível à mudança de categorias. Em condição de baixa pressão, é possível observar que todas as estações convergem para “confortável” durante todo o dia. Em condição de alta pressão estacionária, a população ficou exposta a “desconfortavelmente quente” durante a maior parte do dia (09:00-22:00). Entre 13:00 e 14:00 horas, as estações BIB e LUC com predominância de asfalto e telhado estiveram na zona “insuportavelmente quente”. Esse índice fornece uma melhor descrição de conforto e desconforto do que o índice de Thom.

A análise do índice TE_V revela resultados diferentes comparados aos outros índices. Enquanto ID_K classificou o período BP+ZCAS como “confortável”, o índice TE_V posicionou a maior parte das estações sob esse regime em situação de “ligeiramente frio”. Para o período APE1, todas as estações estavam na situação “neutralidade” durante a maior parte do dia (09:00 – 23:00). A estação BIB passou por “ligeiramente quente” entre 13:00 e 14:00 horas.

Esses resultados indicam que ID_K e TE_V foram os índices que responderam melhor aos regimes atmosféricos observados durante o verão 2011/2012 e, portanto, foram os mais adequados para avaliar o CTH, o que foi também salientado por Chernev et al. (2012) para a campanha de inverno em Londrina. O monitoramento *in situ* em vários locais da cidade possibilitou evidenciar diferentes graus de CTH, representativos da grande variabilidade de cobertura do solo da estrutura urbana. Locais com predominância de asfalto e telhado (BHZ, BIB, LUC) apresentaram os maiores valores dos índices em comparação com locais dominados por áreas verdes (SIM, EMB, UEL).

Figura 20 – Ciclo diário dos índices de desconforto térmico de Thom e Kawamura e de Temperatura Efetiva de Suping durante o período APE1 (a) e BP (b).



6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A temperatura do ar foi monitorada em 14 locais representativos de diferentes coberturas do solo na cidade de Londrina durante o verão 2011/2012. A formação, o desenvolvimento e a intensidade da ilha urbana de calor foram investigados em função da cobertura do solo e de fatores meteorológicos. De modo geral, a ilha urbana de calor foi mais intensa no centro da cidade (predominância de telhado e asfalto) com valores médios de $+2,1^{\circ}\text{C}$ comparada com $+0,1^{\circ}\text{C}$ na periferia (cobertura vegetal dominante). No entanto, os valores máximos de IIUC não ocorreram no mesmo horário em todas as estações, variando de acordo com a cobertura do solo. Locais com predominância de telhado e asfalto apresentaram valores de IIUC mais intensos à noite (21:00 – 02:00), enquanto áreas com alta porcentagem de cobertura vegetal mostraram similares valores de IIUC ao longo do dia. É relevante enfatizar que o efeito da ilha urbana de frescor foi observado à noite (18:00 – 05:00) em locais com mais de 70% de cobertura vegetal. Além disso, o estudo mostra que a IIUC foi máxima sob condições de calma e céu claro para todos os locais, principalmente sob a influência de sistemas de alta pressão estacionária.

É importante mencionar que esses resultados foram obtidos durante um verão atípico influenciado pela atuação do fenômeno La Niña e caracterizado por um mês de fevereiro mais quente e mais seco do que o normal. Além disso, a temperatura do ar, assim como as outras variáveis meteorológicas, possuem uma grande variabilidade temporal. Portanto, um grande cuidado deve ser exercido ao extrapolar os resultados para outros verões.

Mediante medidas *in situ* o estudo revelou que a cobertura do solo é importante na determinação da IIUC, e exerce um papel fundamental na determinação do horário de ocorrência da intensidade máxima da IUC. Porém, o fenômeno de IUC é a resposta a diversos outros fatores tais como a liberação de calor por fontes antropogênicas, verticalização da zona urbana, aprisionamento de radiação no dossel urbano, velocidade do vento, entre outros. Portanto, seria interessante para futuros estudos acrescentar um balanço de energia através medidas *in situ* dos fluxos de energia, o qual possibilitaria observar a contribuição da componente antrópica, além de entender melhor a partição entre os fluxos de calor sensível e latente e confirmar as hipóteses feitas ao longo do estudo. Para tal fim, recomenda-se a medição *in situ* da velocidade e direção do vento, para

quantificar as trocas de calor pela ventilação e avaliar a circulação do ar gerada pela diferença de temperatura e pressão em micro-escala. Adicionalmente, a caracterização da estrutura dos cânions urbanos através do *Sky View Factor*, da altura e largura do cânion, ajudaria entender como a geometria tridimensional contribui ao aprisionamento da radiação no cânion urbano e ao armazenamento de calor nas paredes verticais e, portanto, sua contribuição na IIUC.

O estudo sugere também que o uso de materiais de construção de alta capacidade calorífica e baixa refletividade solar (asfalto, telhado) decorrente do processo de urbanização, causaram modificações nos níveis de conforto térmico humano. Áreas no centro da cidade apresentaram os maiores valores de índices, sendo mais suscetíveis a desconforto térmico em situações de calor. Adicionalmente, conforme as projeções climáticas (IPCC, 2012), períodos prolongados de tempo excessivamente quente ocorrerão mais frequentemente no século XXI, e portanto, intensas IIUC noturnas como aquelas observadas em condições de alta pressão estacionária serão mais comum, causando maior estresse por calor associado à efeitos prejudiciais à saúde. Neste sentido, é de extrema importância planejar a cidade de tal forma a torná-la ambientalmente saudável, desenvolvendo estratégias para mitigar o efeito da IUC e as condições de estresse por calor e, desta forma, melhorar o conforto térmico humano.

Por exemplo, poderiam ser implantadas áreas verdes suplementares (parques, árvores ou telhados verdes, por exemplo), já que é uma medida eficiente ao criar “oásis frios” e alcançar significativas economias de energia. Também, seria bom incentivar o uso de materiais de construção com menor potencial energético, no intuito de reduzir a absorção e a retenção de energia solar e, portanto, diminuir a liberação dessa energia durante a noite. Para analisar melhor os processos físicos envolvidos no fenômeno da IUC (relações entre a IIUC, variáveis meteorológicas e cobertura do solo), e simular o impacto de possíveis medidas de mitigação específicas para a cidade de Londrina, recomenda-se a modelagem numérica da IUC. As observações *in situ* coletadas durante o experimento ICALON serviriam para validar os resultados dessa modelagem.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALONSO, M. S.; LABAJO, J. L.; FIDALGO, M. R. 2003. **Characteristics of the urban heat island in the city of Salamanca, Spain.** *Atmósfera*, 16.

AMERICAN SOCIETY OF HEATING, REFRIGERATING, AND AIR-CONDITIONING ENGINEERS – ASHRAE. 2003. Standard 55P. **Thermal Environmental Conditions for Human Occupancy.**

AMORIM, M.C.C.T. 2005. **Ilhas de calor em Birigui/SP.** *Revista Brasileira de Climatologia*, 1,121-130.

AMORIM, M.; DUBREUIL, V.; QUENOL, H.; SANT'ANA NETO, J. L. 2009. **Características das ilhas de calor em cidades de porte médio: exemplos de Presidente Prudente (Brasil) e Rennes (França).** *Confins-Revista Franco-Brasileira de Geografia*, 7.

ARNFIELD, A. 2003. **Two decades of urban climate research: a review o turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island.** *International Journal of Climatology*, 23, 1-26.

BASARA, J.; HALL, P. H.; CHERESNICK, D. R.; SCHROEDER, A. 2007. **An analysis of the Oklahoma city urban heat island.** In: 16th Conference on Applied Climatology.

BRASILIS, S. 2008. **Londrina volta a crescer verticalmente.** Disponível em: <<http://www.skyscrapercity.com/showthread.php?t=567137>>. Acesso em: 20 maio 2013.

CAVALCANTI, I.; FERREIRA, N.; DA SILVA, M.; DIAS, M. 2009. **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS – CPTEC. 2013a. Disponível em: <<http://bdg.cptec.inpe.br/>>. Acesso em 12 abr. 2013.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS – CPTEC. 2013b. Disponível em:

<<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/imgacervo.jsp?idSubprod=4932&idProd=3310&consultar=Consultar&dtFim=2012%2F03%2F12&maIni=&dtIni=2011%2F12%2F20&idFonte=21&d-49653-p=1&maFim>>. Acesso em: 27 maio 2013.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS – CPTEC. 2013c. Disponível em:

<<http://tempo1.cptec.inpe.br/boletimTecnico/faces/boletim.jsp?idBoletim=1572>>. Acesso em: 27 maio 2013.

CHERNEV, L.M.; TARGINO, Admir C.; CORAIOLA, G.C.; KRECL, P. 2012. **Outdoor thermal comfort indices and their relation to land use over an urban area during winter time.** In: XI Congreso Argentino de Meteorología, 2012, Mendoza. *Actas del XI Congremet.*

CHRISTEN, A.; VOGT, R. 2004. **Energy and radiation balance of a central european city.** *Internataional Journal of Climatology*, 24, 1395-1421.

CLARKE, J.; BACH, W. 1971. **Comparison of the comfort conditions in different urban and suburban microenvironments.** International Journal of Biometeorology, 15, 41-54.

CLARKE, J. 1972. **Some effects on the urban structure on heat mortality.** Environmental Research, 5, 93-104.

CONTI, S.; MELI, P.; MINELLI, G.; SOLIMINI, R.; TOCCACELI, V.; MONICA, V. 2005. **Epidemiologic study of mortality during the Summer 2003 heat wave in Italy.** Environmental Research, 98, 390-399.

CORAIOLA, G., TARGINO, A., & KRECL, P. 2012. **Desenvolvimento espacial da intensidade da ilha de calor urbana em Londrina durante o inverno.** In: XI Congresso Argentino de Meteorologia, Mendoza.

CUI, L.; SHI, J. 2012. **Urbanization and its environmental effects in Shanghai, China.** Urban Climate, 2, 1-15.

DE SOUZA, D.O.; DOS SANTOS ALVALÁ, R.C. 2012. **Observational evidence of the urban heat island of Manaus City, Brazil.** Meteorological Applications.

DUH, J.; SHANDAS, V.; CHANG, H.; GEORGE, L. A. 2008. **Rates of urbanisation and the resiliency of air and water quality.** Science of the Total Environment, 400, 238-256.

ELIASSON, I. 1996. **Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use.** Atmospheric Environment, 30, 379-392.

EMERY, A. 2013. **Chapter 1: Human comfort and health requirement; Heating, ventilating and air conditioning (HVAC).** Engineering course ME425, College of Engineering, University of Washington. Disponível em: <http://courses.washington.edu/me333afe/Comfort_Health.pdf>. Acesso 10 jun. 2013.

ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY OF UNITED STATES – EPA. 2013. Disponível em: <<http://www.epa.gov/heatisld/about/index.htm>>. Acesso em: 06 jul. 2013.

EPSTEIN, Y.; MORAN, S. 2006. **Thermal comfort and the heat stress indices.** Industrial Health, 44, 388-398.

ESCOBAR, G.; SELUCHI, M. 2012. **Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na América do Sul e sua relação com as baixas do Chaco e do noroeste argentino.** Revista Brasileira de Meteorologia, 27, 365-375.

FERREIRA, M.; OLIVEIRA, A.; SOARES, J. 2011. **Anthropogenic heat in the city of São Paulo, Brazil.** Theoretical and Applied Climatology, 104, 43-56.

FRAZER, L. 2005. **Paving paradise: the peril of impervious surfaces.** Environmental Health Perspectives, 113, A456-A462.

FREITAS, E.D.; ROZOFF, C.M.; COTTON, W.R.; SILVA DIAS, P.L. 2007. **Interactions of an urban heat island and sea breeze circulations during winter over the Metropolitan Area of São Paulo, Brazil.** Boundary - Layer Meteorology, 122, 43-65.

GIANNAROS, T.; MELAS, D. 2012. **Study of the urban heat island in a coastal Mediterranean city: the case study of Thessaloniki, Greece**. Atmospheric Research, 118, 103-120.

GILES, D.; BALAFOUTS, C.; MAHERAS, P. 1990. **Too hot for comfort: the heatwaves in Greece in 1987 and 1988**. International Journal of Biometeorology, 34, 98-104.

GIRIDHARAN, R.; KOLOKOTRONI, M. 2009. **Urban heat island characteristics in London during winter**. Energy Solar, 83, 1668-1682.

HOLMER, B.; THORSSON, S.; ELIASSON, I. 2007. **Cooling rates, sky view factors and developments of intra-urban air temperature differences**. Physical Geography, 89, 237-248.

HU, Y.; JIA, G. 2009. **Influence of land use change on urban heat island derived from multi-sensor data**. International Journal of Climatology, 30, 1382-1395.

HUNG, T.; UCHIHAMA, D.; OCHI, S.; YASUOKA, Y. 2006. **Assessment with satellite data of the urban heat island effects in Asian mega cities**. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 8, 34-48.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA – IBGE. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>> Acesso em: 13 maio 2013.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. 2013a. **Síntese Sinótica do mês de janeiro de 2012**. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/20746>>. Acesso em: 6 jun. 2013.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. 2013b. **Síntese Sinótica do mês de fevereiro de 2012**. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/20981>>. Acesso em: 6 jun. 2013.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. 2007. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. 2012. Summary for Policymakers. In: **Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation** [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 1-19.

JAUREGUI, E.; GODINEZ, L.; CRUZ, F. 1992. **Aspects of heat-island development in Guadalajara, Mexico**. Atmospheric Environment, 26B, 391-396.

- JAUREGUI, E.; ROMALES, E. 1996. **Urban effects on convective precipitation in Mexico city.** Atmospheric Environment 30, 3383-3389.
- JAUREGUI, E. 1997. **Heat island development in Mexico City.** Atmospheric Environment, 31, 3821-3831.
- JUSUF, S.; WONG, N.; HAGEN, E.; ANGGORO, R.; HONG, Y. 2007. **The influence of land use on the urban heat island of Singapore.** Habitat International, 31, 232-242.
- KAWAMURA, T. 1965. **Distribution of discomfort index in Japan in Summer season.** Journal of Meteorological Research, 17, 460-466.
- KIM, Y.; BAIK, J. 2002. **Maximum urban heat island intensity in Seoul.** Journal of Applied Meteorology, 41, 651-659.
- KIM, Y.; BAIK, J. 2005. **Spatial and temporal structure of the urban heat island in Seoul.** Journal of Applied Meteorology, 44, 591-605.
- KLEEREKOPER, L.; VAN ESCH, M.; SALCEDO, T. 2012. **How to make a city climate-proof, addressing the urban heat island effect.** Resources, Conservation and Recycling, 64, 30-38.
- KOTTMEIER, C.; BIEGERT, C. ; CORSMIEIER, U. 2007. **Effects of urban land use on surface temperature in Berlin: case study.** Journal of Urban Planning and Development, 133, 128-137.
- LAWRENCE, M. 2005. **The relationship between relative humidity and the dewpoint temperature in moist air: a simple conversion and applications.** Bulletin of the American Meteorological Society, 86, 225-233.
- MAGEE, N.; CURTIS, J.; WENDLER, G. 1999. **The urban heat island effect at Fairbanks, Alaska.** Theoretical and Applied Climatology, 64, 39-47.
- MAIA, J.; GONÇALVES, F. 2002. **Uma análise do conforto térmico e suas relações meteorológicas na cidade de São Paulo - Parte 1.** In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu-PR.
- MEMON, R.; LEUNG, D.; CHUNHO, L. 2008. **A review on the generation, determination and mitigation of urban heat island.** Journal of Environmental Sciences, 20, 120-128.
- MEMON, R.; LEUNG, D.; LIU, C. 2009. **An investigation of urban heat island intensity (UHII) as an indicator of urban heating.** Atmospheric Research, 94, 491-500.
- MEMON, R.; LEUNG, D. 2010. **Impacts of environmental factors on urban heating.** Journal of Environmental Sciences, 22, 1903-1909.
- MIRZAEI, P.; HAGHIGHAT, F. 2010. **Approaches to study Urban Heat Island - Abilities and limitations.** Building and Environment, 45, 2192-2201.
- MONTAVEZ, J.; RODRIGUEZ, A. J. 2000. **A study of the urban heat island of Granada.** International Journal of Climatology, 20, 899-911.

MONTGOMERY, D.; RUNGER, G. 2003. **Estatística aplicada e probabilidade para engenheiros**. 2. ed. Rio de Janeiro: LTC.

MORRIS, C.; SIMMONDS, I.; PLUMMER, N. 2001. **Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city**. Journal of Applied Meteorology, 40, 169-182.

NICHOL, J.; FUNG, W.; LAM, K.; WONG, M. 2009. **Urban heat island diagnosis using ASTER satellite images and 'in situ' air temperature**. Atmospheric Research, 94, 276-284.

NICHOL, J.; HANG, T. 2012. **Temporal characteristics of thermal satellite images for urban heat stress and heat island mapping**. Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 74, 153-162.

OKE, T.R. 1973. **City size and the urban heat island**. Atmospheric Environment, 7, 769-779.

OKE, T.R.; MAXWELL, G.B. 1975. **Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver**. Atmospheric Environment, 9, 191-200.

OKE, T.R. 1976. **The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands**. Atmosphere, 14, 268-277.

OKE, T.R. 1998. **Street design and urban canopy layer climate**. Energy and Buildings, 11, 103-113.

ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS – ONU. 2011. World Urbanization Prospects. Disponível em:
<<http://esa.un.org/unup/CD-ROM/Urban-Rural-Population.htm>>. Acesso em: 20 maio 2013.

PANTAVOU, G.; THEOHARATOS, G.; MAVRAKIS, A.; SANTAMOURIS, M. 2011. **Evaluating thermal comfort conditions and healthing Athens responses during an extremely hot summer**. Building and Environmental, 46, 339-344.

PICHIERRI, M.; BONAFONI, S.; BIONDI, R. 2012. **Satellite air temperature estimation for monitoring the canopy layer heat island of Milan**. Remote Sensing of Environment, 127, 130-138.

POLIDORO, M.; LOLLO, J.; BARROS, M. 2011. **Environmental impacts of urban sprawl in Londrina, Paraná, Brazil**. Journal of Urban and Environmental Engineering, 5, 73-83.

PREFEITURA DE LONDRINA. Disponível em:
<http://www.londrina.pr.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=163&Itemid=66>. Acesso em: 13 maio 2013.

ROSENFELD, A.; AKBARI, H.; ROMN, J.; POMERANTZ, M. 1998. **Cool communities: strategies for heat island mitigation and smog reduction**. Energy and Buildings, 28, 51-62.

ROSENZWEIG, C.; SOLECKI, W.; PARSHALL, L.; CHOPPING, M.; POPE, G.; GOLDBERG, R. 2005. **Characterizing the urban heat island in current and future climates in New Jersey**. Environmental Hazards, 6, 51-62.

RYU, Y.H; BAIK, J.J. 2012. **Quantitative analysis of factors contributing to urban heat island intensity**. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 51, 842-854.

SANTAMOURIS, M.; PAPANIKOLAOU, N.; LIVADA, N.; KORONAKIS, I.; GEORGAKIS, C.; ASSIMAKOPOULOS, D. 2001. **On the impact of urban climate to the energy consumption of buildings**. Solar Energy, 70, 201-216.

SCHWARZ, N.; SCLINK, U.; FRANCK, U.; GROSSMANN, K. 2012. **Relationship of land surface and air temperatures and its implicaiton for quantifying urban heat island indicators - An application for the city of Leipzig (Germany)**. Ecological Indicators, 18, 693-704.

SHAHMOHAMADI, P.; CHE-ANI, A.; ETESSAM, I.; MAULUD, K.; TAWIL, N. 2011. **Healthy environment: the need to mitigate urban heat island effects on human health**. Procedia Engineering, 20, 61-70.

STREUTKER, D. 2002. **A remote sensing study of the urban heat island of Houston, Texas**. International Journal of Remote Sensing, 23, 2595-2608.

STREUTKER, D. 2003. **Satellite-measured growth of the urban heat island of Houston, Texas**. Remote Sensing of Environment, 85, 282-289.

SUPING, Z.; GUANGLIN, Y.; JI, L. 1992. **Study of the relationships between weather conditions and the marathon race, and of meteorotropic effects on distance runners**. International Journal of Biometeorology, 36, 63-68.

TAHA, H. 1997. **Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat**. Energy and Buildings, 25, 99-103.

TAN, J.; ZHENG, Y.; TANG, X.; GUO, C.; LI, L.; SONG, G. 2010. **The urban heat island and its impacts on heat waves and human health in Shanghai**. International Journal of Biometeorology, 54, 75-84.

TARGINO, A.; KRECL, P.; CORAIOLA, G. 2013. **Effects of the large-scale atmospheric circulation on the onset and strength of urban heat island**. Aceito em: Theoretical and Applied Climatology.

THEEUWES, N.E.; STEENEVELD, G.J.; RONDA, R.J.; HEUSINKVELD, B.G.; HOLTSLAG, A.A.M. 2012. **Mitigation of the urban heat island effect using vegetation and water bodies**. In: 8th International Conference on Urban Climates, 6th-10th August, 2012, UCD, Dublin, Ireland.

THOM, E. 1959. **The discomfort index**. Weatherwise, 12, 57-60.

VOOGT, J.; OKE, T. 1997. **Complete urban surface temperatures**. Journal of Applied Meteorology, 36, 1117-1132.

VOOGT, J.; OKE, T. 2003. **Thermal remote sensing of urban climates**. Remote Sensing of Environment, 86, 370-384.

VOOGT, J. 2004. **Urban heat island: Hotter Cities**. Disponível em: <<http://www.actionbioscience.org/environment/voogt.html?newwindow=true>>. Acesso em: 22 maio 2013.