



Universidade de Aveiro
2013

Departamento de Física

**FILIFE MANUEL
DA CUNHA MAIA**

**CARACTERIZAÇÃO DA ILHA DE CALOR URBANO
DE BRAGANÇA**



Universidade de Aveiro
2013

Departamento de Física

**FILIPE MANUEL
DA CUNHA MAIA**

CARACTERIZAÇÃO DA ILHA DE CALOR URBANO DE BRAGANÇA

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia e Oceanografia Física, realizada sob a orientação científica do Doutor Alfredo Rocha, Professor do Departamento de Física da Universidade de Aveiro e do Doutor Manuel Feliciano, Professor na Escola Superior Agrária do Instituto Politécnico de Bragança.

o júri

presidente

Prof. Doutor José Manuel Henriques Castanheira
Professor auxiliar da Universidade de Aveiro

Prof. Doutor João Carlos Andrade dos Santos
Professor auxiliar com agregação da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

Prof. Doutor Alfredo Moreira Caseiro Rocha
Professor associado com agregação da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Gostaria antes de mais de agradecer ao Professor Doutor Alfredo Rocha, orientador desta tese, pelo apoio, incentivo e disponibilidade demonstrada em todas as fases que levaram à concretização deste trabalho.

Ao meu co-orientador Professor Manuel Feliciano, quero aproveitar esta oportunidade para expressar o meu profundo agradecimento pelo constante incentivo e apoio neste trabalho, e em todo o meu percurso académico e pessoal. O meu obrigado pelos conselhos, pela confiança depositada, pelas orientações, e pela palavra certa que em muitos momentos foram uma levada de ar fresco.

Agradeço à União Europeia, entidade financiadora do projeto Transfronteiriço POCTEP: Diversidad Bioconstructiva Transfronteriza, Edificacion Bioclimática y su Adaptación a la Arquitectura y Urbanismo Moderno, que vem sendo desenvolvido como parte das ações integradas no CIMO – Centro de Investigação da Montanha do Instituto Politécnico de Bragança.

Uma palavra de agradecimento ao Professor Artur Gonçalves e ao Professor António Castro Ribeiro, pela constante disponibilidade demonstrada ao longo deste trabalho.

Ao Eng.º Arsénio Araújo, pela ajuda prestada na recolha dos dados, e pelo companheirismo.

Ao Professor José Castanheira, pela ajuda preciosa na análise estatística.

Ao João Teixeira, pela ajuda prestada no desenvolvimento das simulações.

Ao Eng.º Filipe Rodrigues, pela ajuda com o inglês e todo o incentivo.

Aos colegas de curso deste último ano, pela partilha de alegrias e angústias, pelos bons momentos de convivência, e ainda pelo espírito de entreatajuda que permaneceu até esta última etapa.

Aos meus pais, os pilares fundamentais da minha existência!

Por último, mas sempre em primeiro lugar, a minha namorada Ana Porto, pelo incansável apoio, e pela enorme paciência demonstrada nestas últimas semanas. A principal responsável por ter levado este trabalho a bom porto!

palavras-chave

Clima Urbano, Ilha de Calor Urbano, Bragança, simulação, WRF

resumo

O constante crescimento das cidades tem levantado diversos problemas ambientais nos espaços urbanos. A construção em altura e o uso de materiais artificiais alterou naturalmente o escoamento do vento e o balanço energético, criando problemas de poluição atmosférica e do conhecido Efeito de Ilha de Calor Urbano (EICU). O presente estudo tem assim por objetivo avaliar o efeito de ilha de calor urbano na cidade de Bragança. Para tal, foi instalada uma rede de medição de temperatura e de humidade do ar, com vinte e três termohigrómetros colocados em diferentes locais da cidade e no espaço rural, complementada com um estação meteorológica automática. Os resultados evidenciam a existência do EICU. No período de inverno, a intensidade do EICU atinge em média os 2°C, embora tenham sido registados máximos na ordem dos 5°C. Tal como seria de esperar, é na época de verão que se verificaram as maiores diferenças entre zonas urbanas e zonas rurais, sendo que a média sobe para os 3°C nas zonas mais urbanizadas, onde se registam máximos na ordem dos 6°C. Em ambos os casos, os picos de intensidade observaram-se predominantemente uma a duas horas antes do nascer do sol, em particular em dias de vento fraco. Este estudo aplicou ainda Funções Ortogonais Empíricas (FOE), de forma a identificar os principais padrões de variabilidade dos dados. A partir dos dados horários de todo o ano o padrão espacial da primeira componente indica claramente a presença de anomalias positivas nas zonas urbanas e negativas nos pontos envolventes, esta componente contém cerca de 38% da variabilidade de todos os dados. A mesma análise baseada nas médias horárias, por época sazonal, evidencia o mesmo padrão espacial, sendo que no verão a série temporal da primeira componente apresenta valores de maior intensidade e cuja variabilidade representa 53.7%. Este trabalho aplicou o modelo numérico atmosférico *Weather and Research and Forecasting model (WRF)*, na avaliação da ilha de calor na cidade de Bragança. O modelo WRF disponibiliza uma série de parametrizações urbanas para a integração dos efeitos das cidades nas condições atmosféricas. Foram realizadas cinco simulações, sendo que quatro delas resultam do cruzamento de diferentes bases topográficas e de uso do solo. A quinta simulação aplicou a topografia e uso do solo de maior resolução combinada com a parametrização "single-layer urban canopy", de forma a estudar as diferenças face às restantes simulações. No dia 23 de Julho 2012 registou-se um máximo de intensidade do efeito de ilha de calor de 6.6°C entre uma área com alto índice de urbanização e uma área rural, pelo que as simulações incidiram sobre este período. Os resultados das simulações mostram de forma geral uma subestimação dos valores de intensidade do EICU no período noturno e diurno.

keywords

Urban Climate, Urban Heat Island, Bragança, Simulation, WRF

abstract

The constant growth of cities has raised many environmental problems in urban areas. Construction of higher buildings and the use of artificial materials have naturally altered the wind flow and the energy balance, creating atmospheric pollution problems and the known Urban Heat Island effect (UHI). This study aims at evaluating the UHI of Bragança based on 2012 meteorological data. To accomplish this objective, a temperature and air humidity monitoring network was established with twenty three sensors positioned in different places around the city and immediate rural areas, complemented with an automatic meteorological station. The results show that UHI effect exists. This effect is significant when monitoring places are close to dense urbanization and decreases in places of low building density. During winter, UHI intensity reached an average of 2 °C, although maximum values of about 5 °C were registered. As would be expected, it is in summer season that greater differences are verified between urban and rural areas, and so the average UHI increases to 3 °C in the most urbanized zones, where maximum values of about 6 °C are registered. In both cases, UHI intensity peaks are predominantly observed at one or two hours before sunrise, particularly in days with low wind intensity. This study applied yet Empirical Orthogonal Functions (EOF), in order to identify the main patterns of data variability. From the hourly data for the whole year, the spatial pattern of the first component clearly shows the presence of positive anomalies in urban areas and negative in the surrounding points. This component contains around 38% of all data variability. The same analysis based on hourly averages, by season, shows the same spatial pattern, and during summer season, the first component's time series presents higher intensity levels, whose variability represents 53.7%. This work also applied the Weather Research and Forecasting (WRF) numerical atmospheric model, in the evaluation of the UHI. The model offers a number of urban parameterizations in order to include the effect of cities in the atmospheric conditions. Five simulations were run, four of which are the result of different topographic and land use data. The fifth scenario was prepared using a higher topography and land use resolution, combined with single-layer urban canopy parameters, in order to study the differences regarding the other simulations. On the 23rd of July 2012, a UHI maximum value of 6.6 °C was registered between an area with a high urbanization index and a rural area, so the simulations focused on this period. The simulation results show generally an underestimation of the intensity of the UHI at night and at day time.

Índice

Lista de Figuras	II
Lista de Tabelas.....	IV
Lista de Acrónimos.....	V
Lista de Símbolos.....	V
Capítulo 1.....	1
1. Introdução.....	1
Capítulo 2	5
2. Enquadramento teórico	5
2.1. Camada Limite Atmosférica	5
2.2. Camada Limite Urbana	6
2.3. Balanço Energético à Superfície	7
2.4. Efeito de Ilha de Calor Urbano.....	11
Capítulo 3	14
3. Metodologia e Dados	14
3.1. Local de estudo	14
3.2. Monitorização de Parâmetros Meteorológicos	15
3.3. Seleção dos Locais de Medição.....	16
3.4. Metodologia de Análise.....	17
3.5. Descrição do Modelo e Simulações	19
Capítulo 4	24
4. Resultados e Discussão	24
4.1. Análise Meteorológica.....	24
4.2. Análise da intensidade do EICU.....	25
4.3. Análise por FOE	30
4.4. Análise das simulações.....	33
Capítulo 5	38
5. Conclusões.....	38
Referências Bibliográficas.....	41

Lista de Figuras

Figura 1: Evolução percentual da população urbana e rural para Portugal (Nações Unidas, 2012).....	1
Figura 2: Relação entre a escala temporal e espacial de vários fenómenos meteorológicos e a respetiva energia cinética (adaptado de Barry e Chorley (2004)).....	5
Figura 3: Esquema da estrutura da Camada Limite Atmosférica e das respetivas subcamadas (adaptado originalmente de Oke (1987) e modificado por Rotach et al. (2005)).	6
Figura 4: Espectro eletromagnético (Miranda 2001)	8
Figura 5: Representação das contribuições das várias componentes da radiação líquida ao longo do dia em condições de céu limpo (adaptado de Wallace e Hobbs (2006)).	9
Figura 6: Esquema de entrada de radiação líquida F^* e os fluxos resultantes para quatro cenários: a) Período diurno numa superfície com coberto vegetal; b) Período noturno numa superfície com coberto vegetal; c) Período diurno numa superfície desértica seca; d) Efeito oásis no período diurno com vento quente e seco numa superfície com coberto vegetal. (adaptado de Wallace e Hobbs (2006)).	10
Figura 7: Enquadramento geográfico de Bragança.	14
Figura 8: a) Sensor TinyTag; b) Sensor localizado no interior da estrutura de proteção; c) Exemplificação de uma estrutura de medição.	15
Figura 9: Localização geográfica de cada sensor e por classe.	17
Figura 10: Gradiente vertical de temperatura médio horário para o mês de Setembro de 2012.	19
Figura 11: Esquemas do uso do solo urbano, no domínio 3 (do3), para a base a) Corine, e para b) USGS30.	20
Figura 12: Representação dos processos considerados no modelo UCM (adaptado de Chen et al. (2011)).	21
Figura 13: Representação esquemática dos quatros domínios aninhados.	22
Figura 14: Gráfico da variação mensal de precipitação e das temperaturas médias, máximas e mínimas para o período de estudo.	24
Figura 15: Hodógrafos para a situação anual e para cada uma das estações do ano de medição.	25
Figura 16: Variação horária e mensal da intensidade média do EICU: a) $\Delta T_{PMA-ZRE}$; b) $\Delta T_{BDT-ZRE}$; c) $\Delta T_{UMR-ZRE}$; d) $\Delta T_{ZCS-ZRE}$; e) $\Delta T_{EVU-ZRE}$; f) $\Delta T_{TUR-ZRE}$	27
Figura 17: Taxa média sazonal de aquecimento/arrefecimento por hora associado à cada ZCL.....	28

Figura 18: Distribuição dos valores horários da intensidade do EICU para as sete classes, em função da velocidade do vento na coluna da esquerda, e em função da precipitação na coluna da direita.	29
Figura 19: Padrão espacial em (a) e série temporal em (b) do primeiro modo de variabilidade.	31
Figura 20: Padrões espaciais e respectivas séries temporais para o primeiro modo de variabilidade das médias horárias por estação do ano: a) Inverno; b) Primavera; c) Verão; d) Outono.	32
Figura 21: Mapa do erro médio quadrático para cada simulação. a) GTUS; b) GTCOR; c) UCM; d) SRCOR; e) SRUS.	34
Figura 22: Diagrama de Taylor para: a) Ponto 7; b) Ponto 23.	35
Figura 23: Representação do uso do solo em a) Corine domínio 4 (do4) e em b) Base original do Corine Land Use (ArcGIS9.3).	35
Figura 24: Séries temporais para as classes PMA e ZRE dos dados observados e simulados.	36
Figura 25: Variação temporal do EICU para os dados simulados e observados.	37

Lista de Tabelas

Tabela 1: Identificação e caracterização das ZCLs através de parâmetros urbanístico.	16
Tabela 2: Características do local de cada sensor.....	18
Tabela 3: Simulações efetuadas com as respectivas definições.....	21
Tabela 4: Opções de parametrizações no modelo WRF.	22
Tabela 5: Dados estatísticos sazonais para a intensidade do EICU.	26
Tabela 6: Parâmetros estatísticos de avaliação das simulações	33

Lista de Acrónimos

BES – Balanço Energético à Superfície
CLA – Camada Limite Atmosférica
CLU – Camada Limite Urbana
CLR – Camada Limite Rural
EICU – Efeito de Ilha de Calor Urbano
FVC – Fator de Visão do Céu
FOE – Funções Ortogonais Empíricas
IEICU - Intensidade do efeito de ilha de calor urbano
LCO – Radiação de Longo Comprimento de Onda
NU – Nações Unidas
PCO – Radiação de Pequeno Comprimento de Onda
ZCL – Zona Climática Local
WRF - *Weather Research and Forecasting*
UCM – Modelo de camada única da canópiã urbana (*Urban Canopy Model*)
WMO - Organização Mundial de Meteorologia

Lista de Símbolos

c - Velocidade da luz ($2.9973 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$, no vácuo)
 λ - Comprimento de onda (μm)
 ν - Frequência em Hertz (s^{-1})
 F^* - Radiação Líquida (W m^{-2})
 $F_s \downarrow$ - Radiação solar de PCO que chega a superfície (W m^{-2})
 $F_s \uparrow$ - Radiação solar de PCO refletida (W m^{-2})
 $F_s \downarrow$ - Radiação solar de LCO que chega a superfície (W m^{-2})
 $F_s \uparrow$ - Radiação solar de LCO emitida pela superfície (W m^{-2})
 Q_L - Fluxo de calor latente (W m^{-2})
 Q_F - Fluxo de calor de origem antropogénico (W m^{-2})
 Q_s - Fluxo de calor sensível (W m^{-2})
 Q_g - Fluxo de calor para o solo (W m^{-2})
 ΔQ_C - Variação de calor acumulado no solo, nos edifícios e no ar (W m^{-2})
 ΔQ_A - Transferência horizontal de calor sensível e latente (W m^{-2})
 β - Razão de Bowen (Q_s/Q_L)
 ΔT_{u-r} - Cálculo da IECU ($^{\circ}\text{C}$)

Capítulo 1

1. Introdução

Dados recentes das Nações Unidas (NU) (NU, 2012) mostram que cerca de 52,1% da população mundial está concentrada em centros urbanos. Esta percentagem sobe para 77.7% nos países com maiores taxas de desenvolvimento. A situação nacional, à semelhança do resto do mundo, tem acompanhado esta evolução e admitindo uma previsão de crescimento constante que atingirá em 2050 uma população urbana de 77.2% (Figura 1).

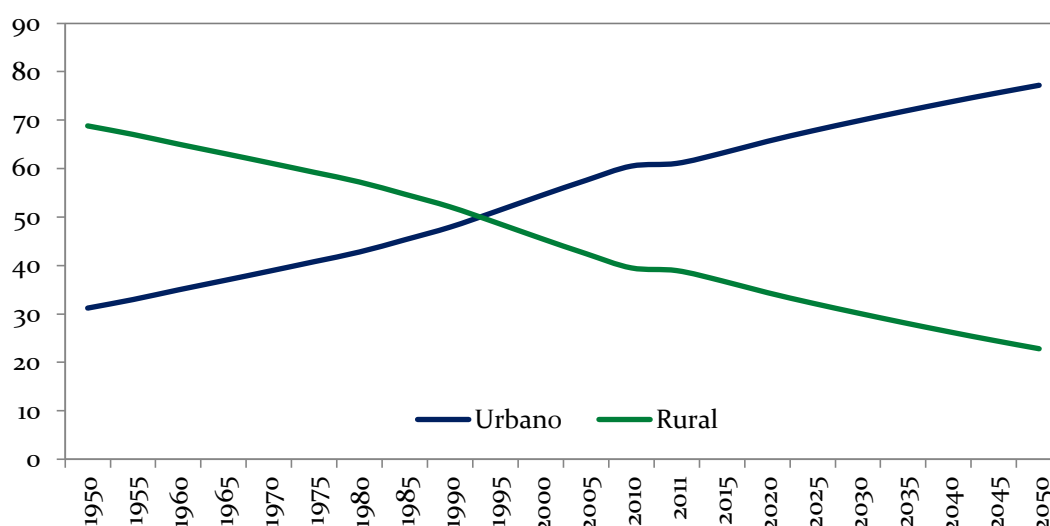


Figura 1: Evolução percentual da população urbana e rural para Portugal (Nações Unidas, 2012)

Estes números levam naturalmente à conversão de áreas naturais em espaços urbanos, verificando-se em certos casos um crescimento desmesurado que tem levantado vastos problemas ambientais. Este aumento da população terá necessidades básicas de transportes, habitações e empregos, induzindo maiores consumos de energias fósseis, incremento na produção de resíduos, de emissões atmosféricas e ainda na libertação de calor de origem antropogénico. As cidades são atualmente a maior fonte antropogénica de emissões de carbono, não há contudo consenso alargado quanto à precisa contribuição das cidades no panorama geral mas estima-se que 70% será um valor perto da realidade (Grimmond et al. 2010). As cidades são ainda uma fonte importante de muitos outros poluentes emitidos para a atmosfera, criando problemas na qualidade do ar nas várias escalas espaciais e temporais. Numa primeira fase, a população local sofre os efeitos dessas emissões num curto espaço de tempo, posteriormente esses efeitos integram-se na escala regional e global afetando a química da atmosfera com a consequente contribuição para as alterações climáticas (Grimmond et al. 2010). As ondas de calor têm

aumentado, quer em frequência quer em intensidade (Tan et al. 2010), sendo que nas cidades os seus efeitos sobre a população são amplificados (Besancenot 2002; Clarke 1972; Depietri et al. 2012; Henschel et al. 1969). O verão de 2003 foi exemplo disso, com registos de elevados valores de temperaturas pela Europa, mas com maior incidência em França. Este evento atmosférico foi associado à morte de 30000 pessoas das quais 15000 localizadas em França, tendo motivado uma série de estudos deste fenómeno particular de clima urbano (Filleul et al. 2006; Fischer et al. 2004; Fouillet et al. 2006; Laaidi et al. 2012). Assim, a qualidade de vida depende, além de outras variáveis, do clima, pela forma como este condiciona o conforto no espaço exterior e se relaciona com as condições que encontramos nos espaços interiores em que habitamos. A análise do clima urbano depende, por sua vez, da interpretação de sistemas dinâmicos, que variam em função do contexto climático, das características do território e das estruturas urbanas que sobre este se desenvolvem.

Os fatores descritos anteriormente apresentam-se como dos principais catalisadores nos estudos que se desenvolvem na área do clima urbano. O clima urbano é descrito por Oke (2006) como sendo um termo que abrange o estudo de diversos processos meteorológicos, e fenómenos atmosféricos a longo prazo e especificamente nas áreas urbanas, considerando que esse termo advém da contração da meteorologia urbana e climatologia. A composição da estrutura urbana formada pela orientação das ruas, a arquitetura do edificado e o uso do solo moldam e alteram o escoamento natural do ar, a turbulência, a humidade, a precipitação, a temperatura, e ainda os processos de dispersão e deposição de poluentes (Janković 2013). Pelo que, Janković (2013) considera que a compreensão desses efeitos antropogénicos desmarca o estudo do clima urbano da climatologia clássica. Assim, esse mesmo autor associa o estudo do clima urbano à ligação entre as condições socioeconómicas das cidades com a física da camada limite urbana (CLU). Apesar de recentes, estudos no âmbito do clima urbano cresceram exponencialmente nas últimas décadas, merecendo um especial destaque em Landsberg (1981), referindo que este aumento de literatura nestas áreas demonstra uma preocupação crescente dos cientistas na influência que o Homem tem na sua envolvente. Estes estudos não são contudo exclusividade de investigadores ligados a área da meteorologia, uma vasta comunidade científica tem-se debruçado nesta temática de forma a adquirir conhecimentos valiosos para a aplicação nas áreas da construção de edifícios verdes, de bairros e cidades eficientes, seguras e saudáveis bem como no desenvolvimento de políticas de gestão e planeamento sustentável (Oke 2006). Um dos fenómenos mais representativos da relação entre as cidades e o clima é o efeito de ilha de calor urbano (EICU), caracterizado pela existência de temperaturas mais elevadas nos espaços urbanos, quando comparadas com os espaços rurais circundantes (Gartland 2008; Landsberg 1981; Oke 1987). As primeiras evidências documentadas do EICU

foram realizadas por Howard (1833), um químico de formação acadêmica mas um pioneiro na meteorologia amadora (Landsberg 1981). Nesses trabalhos Howard (1833) identificou para o período noturno uma prevalência de temperaturas superiores no centro da cidade em comparação com as temperaturas nas zonas rurais circundantes, de aproximadamente $3,7^{\circ}\text{C}$, enquanto no período diurno as temperaturas na cidade eram inferiores em cerca de $0,34^{\circ}\text{C}$ face às zonas rurais. Este autor justifica estas diferenças devido às emissões domésticas e industriais. Após esta primeira evidência do EICU seguiram-se inúmeros trabalhos nesta área, e para uma grande variedade de cidades espalhadas por todo o mundo. Este aumento de publicações levou vários autores (Arnfield 2003; Janković 2013; Kanda 2007; Landsberg 1981; Stewart 2011) a documentarem e a fazerem recomendações nesta área.

As diferenças que se verificam entre zonas urbanas e rurais devem-se essencialmente à combinação de um conjunto de fatores próprios do espaço urbano. No trabalho de Stewart e Oke (2012) identificam cinco fatores como a causa do EICU, sendo que o primeiro deve-se a maior absorção de radiação solar com retenção de calor pelos edifícios e superfícies. A seguir, devido a estrutura típica da morfologia urbana de grandes cidades, conhecido como “street canyons” ocorre maior retenção dos raios infravermelhos nas ruas confinadas por edifícios com menor visibilidade do céu. O terceiro fator deve-se à maior retenção e libertação mais lenta de calor por parte dos edifícios e superfícies. Em resultado da substituição de vegetação por pavimentos, o quarto fator está associado à elevada fração de radiação solar que é convertida em calor sensível em vez de calor latente. Por último, a elevada libertação de calor sensível e latente com origem na combustão dos automóveis, processos industriais e ainda dos processos associados ao aquecimento/arrefecimento das residências. Como resultado da ação destes fatores é ainda expectável que este efeito se traduza em diferentes intensidades em função do contexto urbano. A variação espacial do EICU faz com que se deva promover um estudo orientado para a diferenciação dos espaços urbanos, assente no conceito de Zonas Climáticas Locais (ZCLs), (Oke 2004; Stewart e Oke 2009, 2012). O EICU também não é um processo constante no tempo, assumindo uma enorme variação ao longo do dia, atingindo geralmente uma intensidade máxima, em dias de maior estabilidade atmosférica, perto do nascer do sol, como resultado do efeito de retenção de calor pelas estruturas urbanas no período noturno. A intensidade deste efeito pode ainda ser atenuada, ou mesmo eliminada, quando se verificarem condições de maior instabilidade, como no caso da incidência do vento forte, da presença de uma maior nebulosidade ou pluviosidade (Morris et al. 2001; Rizwan et al. 2008).

No âmbito do presente estudo, integrado no projeto transfronteiriço BIOURB, foi introduzida uma rede de monitorização meteorológica, para o estudo do clima

da cidade de Bragança. Esta rede de monitorização foi constituída por 23 sensores de temperatura e humidade e ainda complementada com uma estação meteorológica automática. Este trabalho pretendeu assim caracterizar e analisar os dados resultantes desta monitorização para o período de um ano, com início no mês de Dezembro de 2011 até final de Novembro de 2012. Os dados deste trabalho foram tratados tendo em conta a classificação de ZCL desenvolvida por Oke (2004), de forma a interpretar as diferenças na intensidade do EICU segundo diferentes parâmetros urbanísticos. Os efeitos de algumas variáveis meteorológicas, nomeadamente a intensidade do vento e da precipitação, foram também objeto de análise na forma como interagem com o EICU. O estudo de Kim e Baik (2005) aplicam a análise de funções ortogonais empíricas (FOE) com o intuito de encontrar os principais modos de variabilidade no EICU para a cidade de Seoul - Coreia do Sul. Este trabalho procurou também aplicar esta metodologia de forma a identificar os principais modos de variabilidade do EICU na cidade de Bragança. Por último, a constante evolução do poder de cálculo dos computadores e os progressos na modelação de processos na camada limite urbana (CLU), através de modelos atmosféricos cada vez mais sofisticados, tem permitido introduzir o EICU nos modelos de mesoescala, melhorando a simulação da CLU (Giannaros et al. 2013). Esta evolução levou vários autores ao estudo do EICU através de modelos numéricos (Chen et al. 2011; Giannaros et al. 2013; Oleson et al. 2011), assim este trabalho pretende dar um primeiro passo para a análise do EICU na cidade de Bragança, através da aplicação do modelo numérico WRF 3.4 (Skamarock et al. 2008).

Capítulo 2

2. Enquadramento teórico

2.1. Camada Limite Atmosférica

Os fenómenos meteorológicos são caracterizados por vastas escalas espaciais e temporais, estando a cada um deles associada uma determinada energia cinética (Figura 2) (Barry e Chorley 2004). Os fenómenos de pequena escala horizontal e temporal, na ordem dos 10^4 m e até 10^5 segundos, respetivamente, ocorrem na camada limite atmosférica.

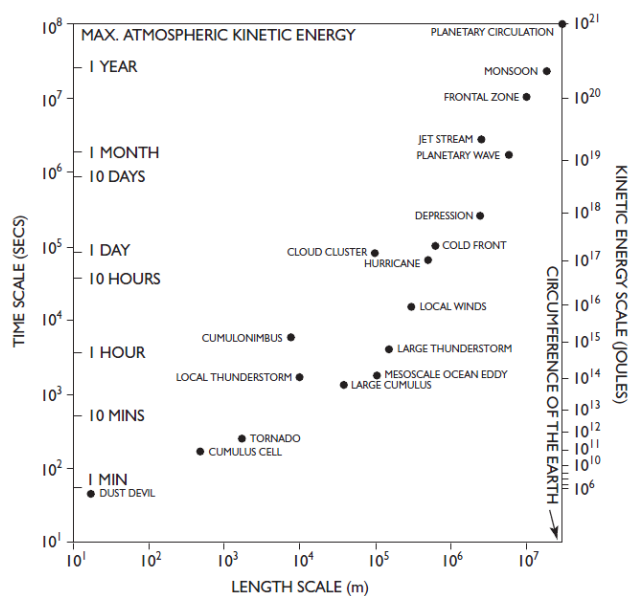


Figura 2: Relação entre a escala temporal e espacial de vários fenómenos meteorológicos e a respetiva energia cinética (adaptado de Barry e Chorley (2004)).

Esta camada pode ser definida como a camada a partir da qual se faz sentir os efeitos da superfície terrestre, sendo eles através do atrito superficial, da transferência de calor e ainda os desvios na circulação atmosférica provocada pela topografia (Stull 1988). A espessura da CLA pode variar segundo o local onde é estudada, da época e ainda da hora do dia. No entanto, pode ser definido um valor típico de 1km, podendo variar entre 20m a vários quilómetros (Barry e Chorley 2004). Os processos de transporte de massa, momento e energia efetuam-se essencialmente por fluxos turbulentos, sendo estes considerados nas equações dinâmicas pelo método das médias de Reynolds (Markowski e Richardson 2010). Acima da CLA e até ao topo da troposfera encontra-se a camada livre, a partir da qual a teoria geostrófica assume relevância, pelo balanço entre a força de Coriolis e a força do gradiente de pressão.

A estrutura típica da CLA pode ser substancialmente modificada pelas alterações induzidas no território pelo Homem, como é o caso das diferenças das características termodinâmicas, aerodinâmicas e radiativas que demarcam espaços urbanos e rurais.

2.2. Camada Limite Urbana

A CLU possui uma estrutura tridimensional complexa, tornando a interpretação dos fenómenos que lá ocorrem ainda mais árdua. Esta complexidade é introduzida pelo aumento da quantidade de camadas verticais devido aos edifícios, à elevada rugosidade, à construção com materiais artificiais e ainda à impermeabilização das superfícies naturais. A Figura 3 apresenta uma estrutura idealizada da CLU.

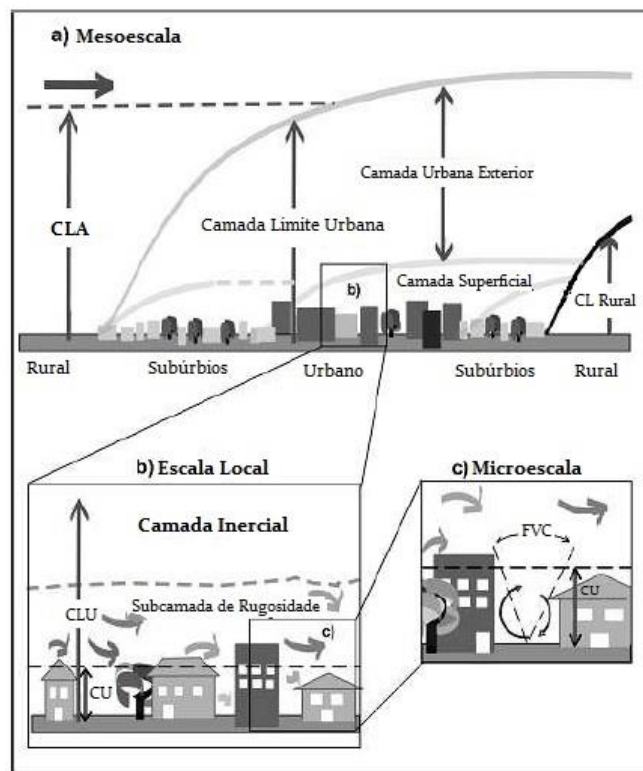


Figura 3: Esquema da estrutura da Camada Limite Atmosférica e das respetivas subcamadas (adaptado originalmente de Oke (1987) e modificado por Rotach et al. (2005)).

Especialmente uma cidade não apresenta uma estrutura contínua, ocorrendo variações muito rápidas de tipologias urbanísticas. Estas tipologias variam quanto à densidade de edifícios, na quantidade de vegetação e na variedade de materiais aplicados, influenciando o albedo das superfícies. Estas propriedades conferem variações na escala vertical, verificando-se a existência de uma camada situada entre a superfície e a altura média de rugosidade dos elementos (edifícios e vegetação), que corresponde à designada canópia urbana (Figura 3.c). Um dos principais fatores

nas propriedades térmicas desta camada corresponde ao fator de visão do céu (FVC), ou seja, a fração visível da abóbada celeste, este varia entre zero e um, em que zero indica obstrução total e um indica desobstrução total da fração visível. Este fator está naturalmente relacionado à razão entre a altura média do edificado (H) e a largura média das ruas (W), ou seja, quanto menor for esta razão (H/W) maior será o FVC. Estas propriedades estão associadas à estrutura típica desta camada, a “street canyon”. Chen et al. (2012) apresentam no seu trabalho uma revisão do FVC no estudos de clima urbano, relacionando-o com diferenças de temperatura no espaço urbano para a cidade de Hong Kong. Os resultados evidenciam uma relação negativa forte entre o FVC e as diferenças de temperatura no espaço urbano, indicando que este é um fator importante na análise das condições térmicas dos “street canyons” de Hong Kong. Outros trabalhos foram efetuados para a compreensão desses fatores e com o principal intuito de contribuir para um correto planeamento das cidades baseado nesses indicadores (Blankenstein e Kuttler 2004; Eliasson 1996; Kuttler et al. 1996). Uma caracterização mais exaustiva das restantes camadas, subcamada de rugosidade e camada inercial, podem ser encontradas em Rotach et al. (2002).

As trocas de humidade e de calor que ocorrem entre a superfície e a atmosfera origina o ciclo diário de espessura e temperatura na CLA e na CLU, sendo que essas trocas estão dependentes da quantidade de radiação líquida que chega a superfície. Assim, esta dependência face ao ciclo diário do sol caracteriza-se pelo balanço de energia a superfície (BES).

2.3. Balanço Energético à Superfície

O balanço energético à superfície está intrinsecamente associado à radiação líquida que chega à superfície da Terra. A radiação solar é responsável pelo ciclo diário de aquecimento e arrefecimento do nosso planeta. Associado a uma distribuição diferencial entre o equador e os polos formam-se as principais correntes atmosféricas, sendo esta considerada a principal fonte de energia no sistema climático. A radiação consiste numa perturbação ondulatória de natureza eletromagnética caracterizada por um comprimento de onda (λ), que se propaga à velocidade da luz c ($2.9973 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$, no vácuo) (Miranda 2001). Os parâmetros que definem uma onda estão relacionados pela seguinte expressão $c = \lambda\nu$, em que ν corresponde à frequência em Hertz (s^{-1}). O sol emite radiação que abrange todo o espectro eletromagnético, desde raios gama até ondas de rádio, contudo a transferência de energia radiativa no sistema climático centra-se essencialmente entre os raios ultravioletas e os infravermelhos (Peixoto e Oort 1992). A porção visível, para o ser humano, do espectro eletromagnético centra-se numa faixa ainda

mais estreita desse espectro, compreendida entre 0,39 μm (violeta) e 0,77 μm (vermelho) (Figura 4).

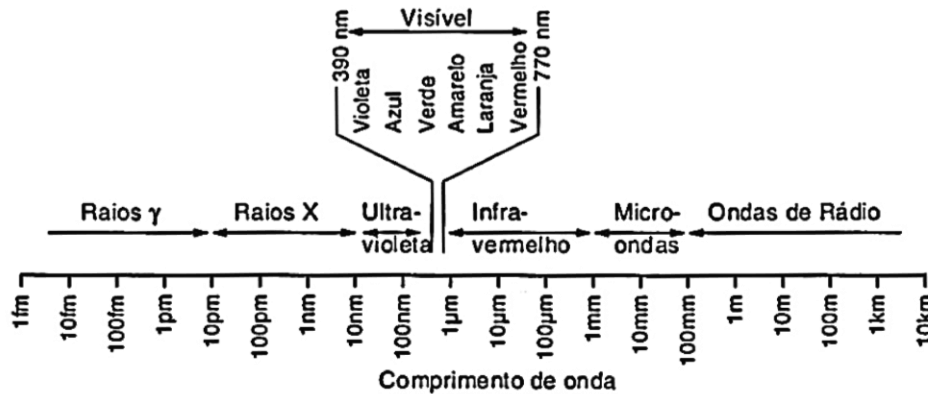


Figura 4: Espectro eletromagnético (Miranda 2001)

Os processos radiativos na atmosfera envolvem um vasto conjunto de comprimentos de onda e frequência, estando associada a cada um deles uma determinada energia. Assim, qualquer corpo com energia, ou seja com temperatura acima do zero absoluto, emite necessariamente radiação, e se esse corpo emitir o máximo de radiação a uma determinada temperatura, então é considerado como um corpo negro (Oke 1987). A Lei do Deslocamento de Wien permite relacionar o efeito da variação da temperatura de um corpo na composição do comprimento de onda da radiação por ele emitida, esta relação é dada pela equação (1) (Oke 1987).

$$\lambda_{m\acute{a}x} = 2,88 \times 10^3 / T_0 \quad (1)$$

$\lambda_{m\acute{a}x}$ - comprimento de onda (em metros) onde a intensidade da radiação eletromagnética é máxima.

T_0 - temperatura do corpo negro em kelvin (K).

Assumindo que o Sol e o planeta Terra se comportam como corpos negros e com temperaturas de 6000 e 300 K respectivamente, pela equação 1 verifica-se que o comprimento de onda máximo emitido pelo Sol é de aproximadamente 0,48 μm , enquanto que para o segundo caso seria de aproximadamente 10 μm . Pelo que, a comunidade científica na área das ciências atmosféricas classifica a radiação proveniente do Sol como sendo de pequeno comprimento de onda (PCO), numa gama compreendida entre 0,15 e 3,0 μm , enquanto a radiação emitida pela Terra está compreendida entre 3,0 e 100 μm e associada a longos comprimentos de onda (LCO) (Oke 1987).

A radiação de PCO predomina no período diurno. Porém, o feixe de radiação solar que atinge diariamente o planeta Terra sofre diversas atenuações até chegar a

superfície terrestre, nomeadamente por transmissão, absorção e reflexão. Estes processos estão associados a fração de nuvens e das propriedades radiativas dos gases e das partículas que constituem a atmosfera. A superfície também atua pelo albedo e ângulo solar, fatores esses que dependem da localização. A superfície recebe ainda radiação de LCO emitida pelas nuvens e pela atmosfera. Contudo, a superfície também emite radiação para a atmosfera e o espaço, pelo que o balanço de LCO é praticamente constante ao longo do dia em situações de céu limpo (Stull 1988). A radiação líquida pode assim ser dividida em quatro componentes e descrita através da seguinte equação (por Stull em Wallace e Hobbs (2006)):

$$F^* = F_s \downarrow - F_s \uparrow + F_L \downarrow - F_L \uparrow \text{ [W m}^{-2}\text{]} \quad (2)$$

Em que: $F_s \downarrow$ = Radiação solar de PCO que chega a superfície
 $F_s \uparrow$ = Radiação solar de PCO refletida
 $F_L \downarrow$ = Radiação solar de LCO que chega a superfície
 $F_L \uparrow$ = Radiação solar de LCO emitida pela superfície

No período noturno este balanço radiativo dependerá apenas das duas componentes de radiação de LCO. O termo F^* representa o forçamento externo do ciclo diário do BES e a sua variação típica em dias de céu limpo pode ser verificado na Figura 5, sendo que um valor positivo de F^* indica ganho de energia e um valor negativo perda.

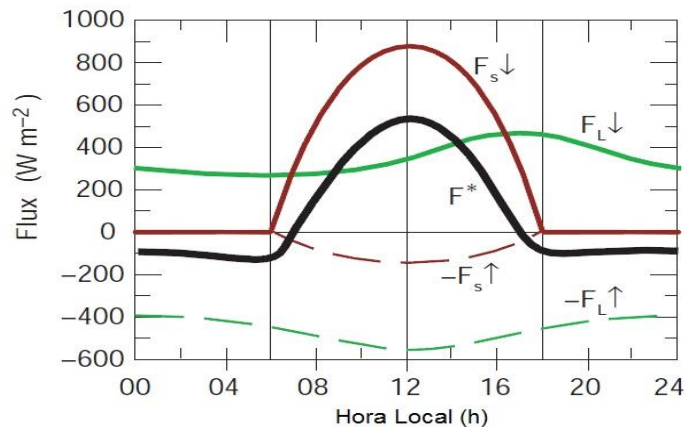


Figura 5: Representação das contribuições das várias componentes da radiação líquida ao longo do dia em condições de céu limpo (adaptado de Wallace e Hobbs (2006)).

A determinação do BES fica completa com a introdução de três termos importantes neste balanço, nomeadamente o fluxo de calor latente (Q_L), o fluxo de calor sensível (Q_s), e menos importante o fluxo de calor para o solo (Q_g). O fluxo de calor sensível está diretamente associado ao aquecimento da atmosfera pela superfície, enquanto o fluxo de calor latente representa a quantidade da radiação

líquida usada nos processos de evaporação, sublimação e de fusão do gelo, resultando daí um arrefecimento do ar, enquanto os processos de condensação, solidificação e deposição favorecem um aquecimento do ar. Assim, num caso idealizada, ou seja, superfície horizontal, homogénea, com continuidade e sem massa térmica o BES ou também a relação entre a radiação líquida e os fluxos de calor pode ser expressa pela equação 3. A Figura 6 mostra a direção desses fluxos para situações típicas.

$$F^* = Q_s + Q_L + Q_g \text{ [W m}^{-2}\text{]} \quad (3)$$

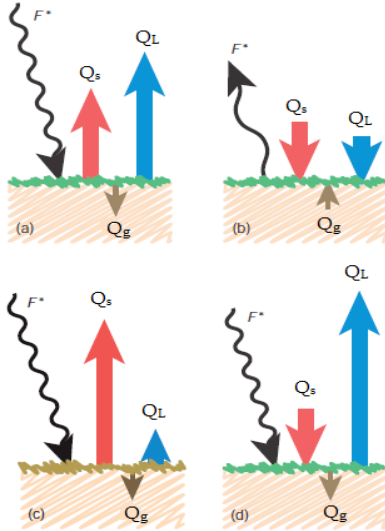


Figura 6: Esquema de entrada de radiação líquida F^* e os fluxos resultantes para quatro cenários: a) Período diurno numa superfície com coberto vegetal; b) Período noturno numa superfície com coberto vegetal; c) Período diurno numa superfície desértica seca; d) Efeito oásis no período diurno com vento quente e seco numa superfície com coberto vegetal. (adaptado de Wallace e Hobbs (2006)).

Este balanço é no entanto alterado nas cidades, pois nestes casos devem ser consideradas as fontes de energia provenientes da combustão, calor de origem antrópico (Q_F) associado ao tráfego rodoviário, emissões domésticas e atividade industrial, alterando significativamente o BES, resultando a equação 4.

$$F^* = Q_s + Q_L + Q_g + Q_F \text{ [W m}^{-2}\text{]} \quad (4)$$

Contudo, este modelo deve ser adaptado ao contexto urbano, assim Oke (1987) descreve o BES para um determinado volume, que inclui a canópia urbana mais uma camada atmosférica (figura 8.7.a em Oke (1987)).

$$F^* + Q_F = Q_s + Q_L + Q_g + \Delta Q_C + \Delta Q_A \text{ [W m}^{-2}\text{]} \quad (5)$$

A equação 5 inclui agora o termo de variação de calor acumulado (ΔQ_C) no solo, nos edifícios e na camada de ar que se estende a partir da superfície até ao nível em que a troca de calor vertical é desprezível. O termo advectivo (ΔQ_A) é descrito por Oke (1987) como o termo associado a transferência horizontal de calor sensível e latente.

Todo este processo de caracterização e definição do BES leva finalmente a percepção da interação entre os parâmetros meteorológicos e às cidades, sendo que as principais diferenças entre espaços urbanos e rurais estão contidos neste balanço.

2.4. Efeito de Ilha de Calor Urbano

Como já foi referido o efeito de ilha de calor urbano corresponde à mais óbvia e documentada manifestação climática associada ao emergir/crescimento das cidades. As diferenças inicialmente evidenciadas por Luke Howard na temperatura entre espaços urbanos e espaços circundantes têm diversas causas, a maioria relacionadas com o BES descrito anteriormente. As diferenças que se registam entre esses dois espaços são definidas pela intensidade do efeito de ilha de calor urbano (ΔT_{u-r}) (IEICU) (Oke 1987). Harman et al. (2004) mostram precisamente a influência que a geometria dos edifícios tem nos termos radiativos do BES, justificando assim as diferenças de temperatura entre zonas urbanas e rurais. As componentes do BES podem assumir diferentes comportamentos quer se esteja no espaço urbano ou em zona rural, pelo que Rotach et al. (2002) enumera algumas dessas diferenças, resumindo-se ao seguinte:

- O balanço radiativo entre espaço urbano e rural não apresenta diferenças significativas, isto porque o aumento da perda de calor por radiação de LCO é parcialmente compensada pelos ganhos de radiação de PCO associado a menores valores de albedo.
- Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, baseado na razão de Bowen ($\beta=Q_s/Q_L$), dependem da quantidade de precipitação ocorrida horas ou dias antes da análise. Contudo, a impermeabilidade que se verifica nos espaços urbanos reduz a disponibilidade de humidade no solo para os processos de evaporação, levando a elevados valores de β .
- A acumulação de calor é geralmente superior nos espaços urbanos, comparativamente a áreas densamente vegetadas.
- Os fluxos de calor de origem antropogénicos estão tipicamente associados as zonas urbanas, sendo muito pouco representativo nos espaços rurais.

Esse mesmo autor lista algumas características intrínsecas associadas aos espaços urbanos e rurais que determinam as variações térmicas entre os dois, sendo elas:

- O albedo é variável entre as superfícies dos dois contextos, no entanto as superfícies urbanas são tipicamente mais escuras.

- Nas zonas rurais a emissividade está perto de 0,98, enquanto nos espaços urbanos está essencialmente numa gama de 0,85-0,95.
- Maiores valores de altura de rugosidade nos espaços urbanos.
- Menor disponibilidade de humidade nos espaços urbanos, devido a grande fração de superfícies impermeabilizadas. Contudo, após um período de chuva às zonas urbanas podem ser mais húmidas que às zonas rurais.
- A inércia térmica (também referida como admitância térmica, definida por $(k_s \rho_s c_s)^{1/2}$, em que k_s - condutividade térmica, e $\rho_s c_s$ calor específico do solo) é relativamente superior nos espaços urbanos ($1800 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1/2}\text{K}^{-1}$) do que nas zonas rurais ($1500 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1/2}\text{K}^{-1}$).

A inércia térmica representa um fator importante na interpretação do EICU, pois este é um parâmetro físico que descreve a capacidade de um determinado material em transportar e acumular calor. Este é um indicador muitas vezes usado para medir a capacidade de uma camada de solo em reter calor no período diurno e libertar calor no período noturno. Na monitorização do EICU Guoyin e Mingyi (2009) detetaram uma fonte de arrefecimento no centro da cidade de Beijing (Pequim) nas primeiras horas do dia. Assim, com base nos dados do “Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)”, os seus autores estudaram a relação existente entre a inércia térmica e a prevalência de temperaturas mais baixas em zonas urbanas, tendo chegado à conclusão que pelo facto das zonas rurais apresentarem uma inércia térmica inferior confere-lhes uma capacidade de aquecimento mais rápido nas primeiras horas do dia comparativamente aos espaços urbanos.

A forma e o tamanho deste fenómeno variam temporalmente e espacialmente em virtude das condições meteorológicas, da localização e das características urbanas em análise. O EICU tem uma variação diária típica durante todo o ano, em que a intensidade máxima deste fenómeno é atingida poucas horas antes do nascer do sol e sob condições de estabilidade (Arnfield 2003). Contudo, este padrão é significativamente alterado pelas condições sinópticas que se verificam em determinado momento e podem intensificar ou atenuar as diferenças entre espaços rurais e urbanos. Ackerman (1985), Kidder e Essenwanger (1995), Moreno-Garcia (1994) e Figuerola e Mazzeo (1998) sugerem mesmo que o vento e a fração de nuvens são os parâmetros meteorológicos com mais influência no desenvolvimento do EICU. A influência do vento estará relacionada com a turbulência e com os termos de advecção, enquanto a influência das nuvens estará associada a diminuição de perda de radiação de LCO (Oke 1987). Com base neste conceito, Morris e

Simmonds (2000) classificaram o EICU por classes de intensidades e posteriormente analisaram as condições sinópticas associadas a cada uma das classes, para a cidade de Melbourne – Austrália.

Nas últimas décadas tem-se verificado um crescente progresso na análise e na modelação dos processos que se desenvolvem na CLA, permitindo uma melhor compreensão no desenvolvimento do EICU (Martilli 2007). Assim, especial atenção tem sido dada a integração do EICU (Chen et al. 2011; Giannaros et al. 2013; Meng et al. 2011) nos modelos numéricos de mesoescala, isto pela extrema importância que esse efeito tem nos processos que se desenvolvem na CLA, nomeadamente na dissipação de poluentes atmosféricos. Um conjunto de grupos de investigação em parceria com o “National Center for Atmospheric Research” desenvolveram um sistema integrado de modelação urbano acoplado ao modelo numérico “Weather Research and Forecasting” (WRF), os resultados desse desenvolvimento foram apresentados em Chen et al. (2011). Atualmente o modelo WRF disponibiliza três parametrizações com diferentes graus de complexidade na caracterização das superfícies urbanas, a primeira e a mais simples corresponde a “bulk parameterization”, a segunda associada ao modelo de camada única da canópis urbana (UCM), e finalmente o modelo de várias camadas da canópis urbana (Lee et al. 2011). Esta última apresenta-se como a mais sofisticada parametrização quanto a resolução dos processos físicos urbanos, requer no entanto informação de entrada muito detalhada das características urbanas.

Face ao rápido crescimento das cidades e à aglomeração cada vez mais significativa da população nos centros urbanos, os modelos de simulação atmosférica são assim ferramentas muito úteis e indispensáveis para definições de estratégias de minimização dos impactos do crescimento das cidades.

Capítulo 3

3. Metodologia e Dados

3.1. Local de estudo

O estudo do EICU, como descrito nos capítulos precedentes, tem necessariamente de estar inserido num determinado contexto espacial e temporal. Assim, a interpretação dos resultados está dependente da envolvente geográfica e climática da cidade em estudo. A cidade de Bragança localiza-se a NE de Portugal continental, rodeada a Norte pela Serra de Montesinho e a Oeste pela Serra da Nogueira (Figura 7). A altimetria da cidade varia significativamente, ocorrendo variações que podem atingir os duzentos metros numa distância reduzida. Além disso, a cidade é influenciada pelos vales de dois rios. O primeiro, rio Fervença, atravessa a cidade no interior causando um impacto mais notório no quotidiano da população, tendo sido inclusivamente criado um espaço de recreio a sua volta. O segundo, rio Sabor, encontra-se na periferia da cidade não sendo tão perceptível o seu impacto.

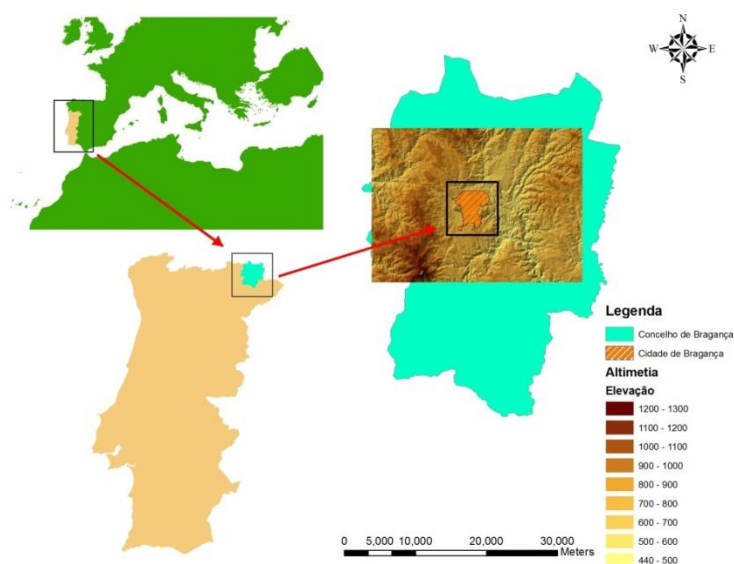


Figura 7: Enquadramento geográfico de Bragança.

A área da cidade é de aproximadamente 33 km² com uma população de 23099 habitantes (INE 2012). O espaço urbano é marcado pela diversidade de tipologias de construção que inclui bairros de edifícios plurifamiliares, que contrastam com os espaços de moradias unifamiliares. A atividade industrial é pouco representativa, sendo que o setor económico sustenta-se essencialmente na prestação de serviços. No interior do perímetro urbano podem ainda encontrar-se amplos espaços livres,

com vegetação agrícola e florestal, bem como amplos terrenos a espera de construção. A envolvente caracteriza-se essencialmente pelo uso agrícola e, com menor expressão, pelo uso florestal.

A nível climático, Trás-os-Montes está dividido em Terra Fria e Terra Quente, sendo que Bragança encontra-se na Terra Fria, caracterizada por invernos frios e chuvosos e verões secos e quentes (Classe Csb – Köppen). A média da temperatura máxima no período de 1971 a 2000, observa-se nos meses de Julho e Agosto com 28,5 °C, verificando-se ainda nesses dois meses o mínimo de precipitação com 19,6 mm e 18,4 mm respetivamente. A média da temperatura mínima regista-se no mês de Janeiro com 0,3 °C, no entanto a média mais elevada de precipitação acontece no mês de Dezembro com 118,6 mm. Ainda nesse período, predominaram ventos de Oeste com uma frequência de 26,5% e uma velocidade média de 3,42 ms⁻¹, seguindo-se a orientação Noroeste com 15% de ocorrências, verificando-se para essa orientação o valor mais elevado da velocidade média de 4 ms⁻¹.

3.2. Monitorização de Parâmetros Meteorológicos

De modo a atingir os objetivos propostos, foi implementada uma rede de monitorização constituída por 23 sensores de registo de temperatura e humidade relativa (modelo TGP-4500, TinyTag, Gemini Data Loggers) (Figura 8.a.).

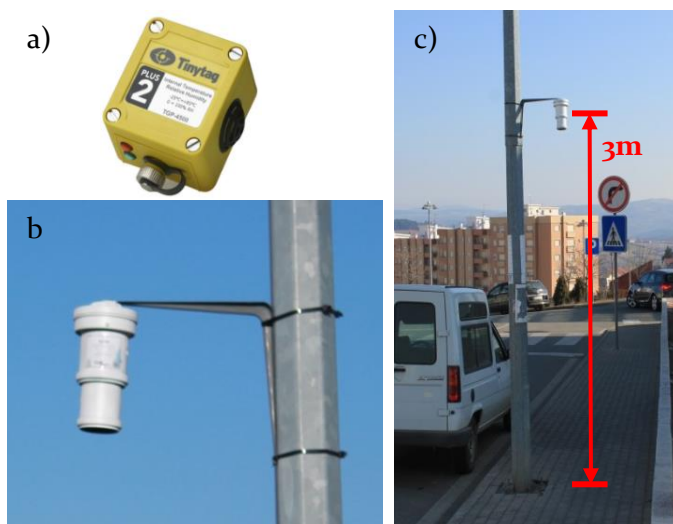


Figura 8: a) Sensor TinyTag; b) Sensor localizado no interior da estrutura de proteção; c) Exemplificação de uma estrutura de medição.















Os sensores aplicados neste trabalho possibilitavam o uso direto com o ambiente exterior, no entanto de forma a proporcionar um nível de segurança adequado foram construídos abrigos de PVC, que posteriormente foram pintados de cor branca de forma a minimizar o aquecimento radiativo (Figura 8.b). A Organização Mundial de Meteorologia (WMO) recomenda a colocação de sensores a uma altura de dois metros para efeitos de estudos urbanos (Oke 2004), contudo por questões de vandalismo estas estruturas foram aplicadas em postes de iluminação a uma altura

de três metros (Figura 8.c). Os sensores foram programados para efetuar registros com uma frequência de 10 minutos, tendo sido depois convertidos para médias horárias. A análise incide para o ano meteorológico de 2012, sendo que alguns resultados foram tratados por estação sazonal, em que o Inverno é composto pelos meses de Dezembro 2011, Janeiro 2012 e Fevereiro 2012 (DJF), a Primavera pelos meses de Março, Abril e Maio (MAM), o Verão pelos meses de Junho, Julho e Agosto (JJA), finalmente o Outono pelos meses de Setembro, Outubro e Novembro (SON). Finalmente, e considerando o papel primordial das condições meteorológicas, nomeadamente o efeito que o vento e a precipitação têm no desenvolvimento do EICU, outros dados relevantes foram recolhidos numa Estação Meteorológica Automática (EMA) (Campbell Scientific) de referência instalada no campus do Instituto Politécnico de Bragança, e que inclui temperatura, precipitação, velocidade e orientação do vento.

3.3. Seleção dos Locais de Medição

A seleção dos locais de monitorização partiu da aplicação do conceito de ZCL desenvolvido por Oke (2004). Com base nessa metodologia, adaptada a realidade da cidade de Bragança, foram criadas sete tipologias, validadas pela aplicação de indicadores de caracterização da morfologia urbana, onde se incluiu o Fator de Visão do Céu (FVC), a Percentagem de Superfícies artificiais e a Rugosidade (Tabela 1).

Tabela 1: Identificação e caracterização das ZCLs através de parâmetros urbanístico.

Zona Climática Local		FVC	Rugosidade	Superfície Artificial (%)	
PMA – Edificado moderno de altura média-alta, elevada densidade e superfícies pavimentadas.			0.59 - 0.81	1.54 - 2.5	94 - 99
BDT – Núcleo antigo da cidade, com edificado de altura média-baixa, elevada densidade, edificado em pedra e tijolo.			0.69 - 0.92	0.93 - 1.07	88 - 99
UMR – Média densidade, ruas de habitações de baixa altura em banda ou isoladas.			0.74 - 0.76	0.74 - 0.76	90 - 99
ZCS – Comercial e industrial, densidade média baixa com edifícios baixos e de elevada envergadura com estacionamento pavimentado.			0.82 - 0.99	0.82 - 0.99	99
EVU – Espaços verdes urbanos, cobertura predominantemente verde com vegetação rasteira e arbórea.			0.91 - 0.99	0.08 - 2.00	2 - 81
TUR – Espaço de transição entre o meio urbano e rural, casas dispersas com envolvente agrícola e florestal.			0.97 - 1.00	0.00 - 0.15	23 - 57
ZRE – Áreas rurais isoladas nos subúrbios da cidade representativas das características da paisagem local.			1	0	0 - 20

O indicador de FVC foi calculado com base no programa RayMan 1.2 (Matzarakis et al. 2007), sendo que para isso foi necessário fornecer fotografias de olho de peixe, tiradas através de uma Nikon EOS 550D equipada com lente SIGMA 4.5mm F2.8. O parâmetro da rugosidade foi obtido através de uma extensão em Arcview 3.2 desenvolvida por Unger e Gál (2004). Por último, a percentagem de superfícies artificiais foi obtida a partir dos dados do edificado e do tipo de uso do solo de Bragança em ambiente ArcGIS 9.3.1. A partir destas definições de ZCLs os 23 sensores foram distribuídos pelas sete classes, sendo que a localização de cada sensor pode ser encontrada na Figura 9 e as respetivas características na Tabela 2.

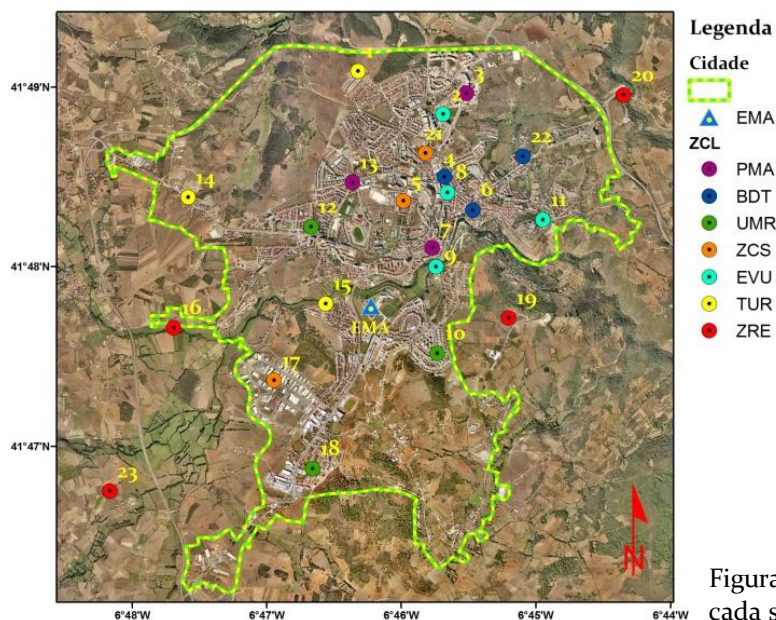


Figura 9: Localização geográfica de cada sensor e por classe.

3.4. Metodologia de Análise

A análise do EICU deve estar coerente com a escala de análise usada no estudo, assim Oke (1976) faz uma distinção inicial entre o EICU que ocorre na canóia urbana, daquela que ocorre na CLU. Esta distinção está relacionada com os diferentes processos atmosféricos que as governam (Grimmond et al. 2010). Contudo, apesar das diferenças, Arnfield (2003) conclui na sua revisão que, estudos efetuados nas duas escalas espaciais chegam ao mesmo efeito, ou seja, temperaturas superiores nos espaços urbanos. Assim, e dada a localização dos sensores, este trabalho focou-se na análise do EICU que ocorre na canóia urbana.

Alguns trabalhos realizados na análise da intensidade do EICU baseiam-se numa simples comparação entre duas estações representativas, uma para o espaço urbano e outra para o espaço rural (Bejarán e Camilloni 2003; Figuerola e Mazzeo 1998; Kim e Baik 2004). Além dessa metodologia outros estudos usaram a média das estações

de cada contexto, urbano e rural, como é o caso do estudo de Gedzelman et al. (2003). O presente trabalho foi estruturado com base na média dos sensores de cada tipologia, tal como em Lee e Baik (2010) e em Giannaros et al. (2013). Posteriormente, a análise da intensidade do EICU foi desenvolvida com base na diferença entre as seis classes com influência urbana (PMA, BDT, UMR, ZCS, EVU e TUR) face à classe rural (ZRE). Desta forma, será possível identificar diferenças entre tipologias de urbanizações e o comportamento do EIUC ao longo do ano para cada uma daquelas classes.

Tabela 2: Características do local de cada sensor.

Ponto	ZCL	Altitude (m)	Latitude (°)	Longitude (°)
1	TUR	679.8	-6.77	41.818
2	EVU	644.9	-6.760	41.814
3	PMA	651.4	-6.757	41.815
4	BDT	670.8	-6.760	41.808
5	ZCS	712.9	-6.765	41.806
6	BDT	651.9	-6.757	41.805
7	PMA	677.9	-6.762	41.801
8	EVU	672.1	-6.760	41.806
9	EVU	659.7	-6.761	41.799
10	UMR	720.9	-6.761	41.791
11	EVU	664.9	-6.748	41.804
12	UMR	678.6	-6.777	41.803
13	PMA	710.2	-6.771	41.807
14	TUR	709.9	-6.792	41.806
15	TUR	660.7	-6.775	41.796
16	ZRE	673.6	-6.794	41.794
17	ZCS	714.2	-6.782	41.789
18	UMR	736.8	-6.777	41.781
19	ZRE	811.8	-6.753	41.795
20	ZRE	558.1	-6.738	41.815
21	ZCS	681.6	-6.763	41.810
22	BDT	629.8	-6.751	41.809
23	ZRE	709.6	-6.803	41.779

Os dados de entrada para estas análises foram previamente corrigidos, devido a complexidade topográfica em que à cidade de Bragança se encontra. O estudo do EICU irá necessariamente refletir esses fatores (Kuttler et al. 1996), pelo que torna-se necessário minimizar esta dependência. Este género de correções aplica habitualmente o gradiente adiabático seco ($9.8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$) ou ainda o gradiente para uma atmosfera média ($6.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$). Contudo, dada à variedade de pontos existentes na rede de monitorização instalada foi possível calcular um gradiente térmico real, baseado em dois pontos a diferentes cotas, mas com uma envolvente semelhante. Assim, foram selecionados dois pontos rurais (P23 e P19), evitando deste forma a atenuação dos efeitos urbanos. Com base nos dados destes dois pontos, foi calculado um gradiente térmico vertical médio horário para cada mês do ano deste estudo. Posteriormente aplicou-se uma curva polinomial de grau 5 aos dados obtidos, sendo que a equação da curva servirá para calcular o gradiente vertical de

temperatura horário. A correção pretendeu retirar dos dados o efeito da altitude, ‘nivelando-os’ para uma cota média de 680 m (nível médio da cidade), aplicando para tal a equação 6.

$$T_{final} = T_{inicial} - (\tau_{calculado} \times (H_x - 680)) \quad (6)$$

Em que: T_{final} – Temperatura após correção (°C)
 $T_{inicial}$ – Temperatura real do sensor (°C)
 $\tau_{calculado}$ – Gradiente vertical de temperatura (°C m⁻¹)
 H_x – Altura do ponto (Acima do nível do mar) (m)

A título de exemplo apresenta-se na Figura 10 o perfil médio horário do gradiente vertical de temperatura para o mês de Setembro.

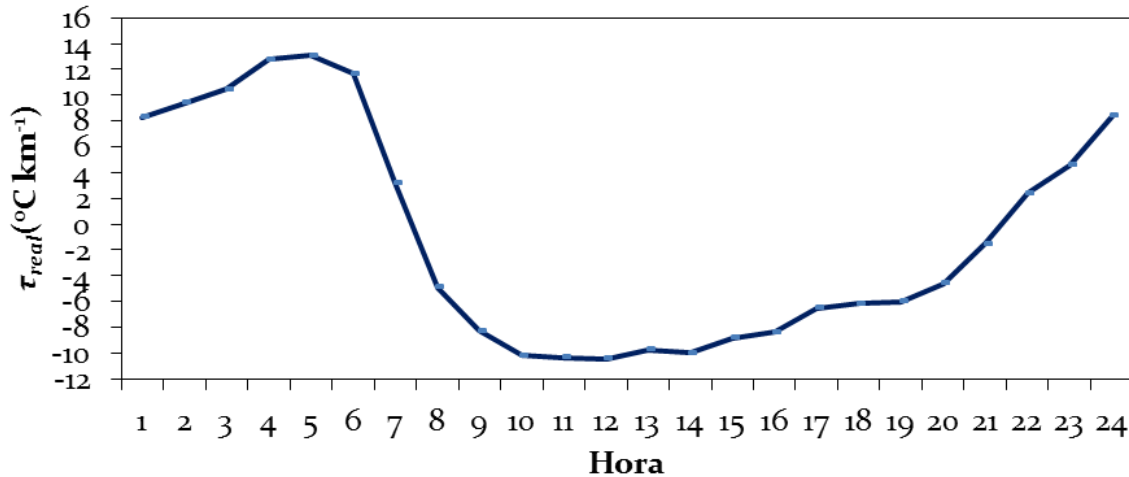


Figura 10: Gradiente vertical de temperatura médio horário para o mês de Setembro de 2012.

Fica evidente a variação que ocorre durante o dia, pelo que este método configura-se a melhor alternativa face aos gradientes adiabáticos típicos de uma atmosfera seca ou húmida.

3.5. Descrição do Modelo e Simulações

O modelo meteorológico aplicado neste estudo é o *Weather Research and Forecasting-Advance Research Weather* (WRF-ARW) versão 3.4 (Skamarock et al. 2008). As condições iniciais e de fronteira foram fornecidas através das análises GFS com um intervalo de seis horas. A projeção usada foi a recomendada para latitudes médias, ou seja a de Lambert (Warner 2010). Este modelo disponibiliza por defeito uma base topográfica e de uso de solo, o GTOPO30 e o USGS global 30” (USGS30) respetivamente. Porém, com o avançar das tecnologias de informação novos

projetos foram efetuados com o intuito de melhorar as resoluções dessas bases. Assim, uma nova base topográfica SRTM (Farr et al. 2007) foi desenvolvida com uma resolução melhorada. Para o uso do solo, a Agência Europeia do Ambiente desenvolveu uma nova base cartográfica para 38 países do continente, com o objetivo de uniformizar a informação. Esta nova base, “Corine land use”, vem com uma resolução de 100 metros e com 44 classes de uso de solo (Bossard et al. 2000). A aplicação desta nova base teve necessariamente de ser adaptada ao modelo de leitura do WRF, uma vez que a base USGC30 possui 25 classes de uso. Assim essa conversão foi efetuada por Teixeira (2012) e baseada na metodologia de Pineda et al. (2004). A Figura 11 apresenta o uso do solo urbano, no domínio três (do3), para a base Corine e para base USGS30.

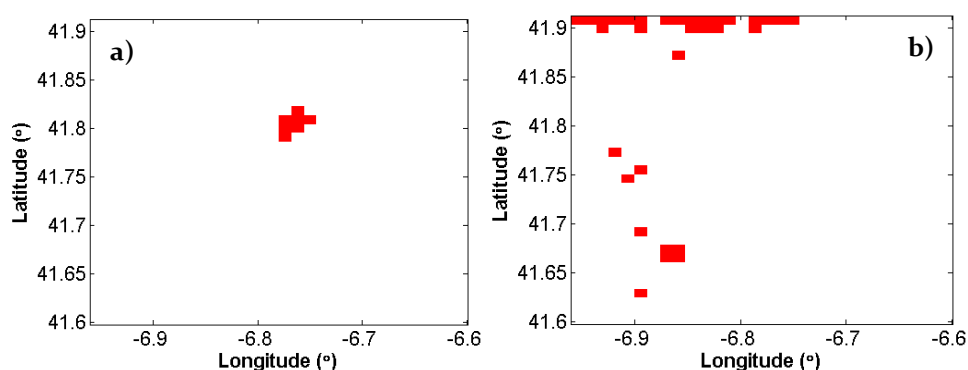


Figura 11: Esquemas do uso do solo urbano, no domínio 3 (do3), para a base a) Corine, e para b) USGS30.

A Figura 11.a) identifica claramente a cidade de Bragança, enquanto o uso do solo USGS30 apresenta alguns pontos urbanos dispersos que podem estar associados à pequenos núcleos urbano dispersos. Contudo, fica evidente a melhor representação da cidade de Bragança pelo uso do solo Corine.

Como referido anteriormente, o modelo WRF disponibiliza três possíveis parametrizações urbanas, pelo que de forma a avaliar o efeito destas parametrizações foi efetuada uma simulação (UCM) com a opção de modelo de camada única da canópis urbana (“single-layer urban canopy model”) (Kusaka et al. 2001). Este modelo assume três estruturas morfológicas urbanas, residencial de alta densidade, residencial de baixa densidade e ainda zonas comerciais, sendo que os processos de sombra, reflexões e retenção de radiação são também considerados. O modelo estime ainda um perfil exponencial de vento na canópis urbana, baseado no vento acima dessa camada. Os fluxos de calor sensível provenientes dos telhados, paredes e estradas são introduzidos na camada mais baixa do modelo (Figura 12).

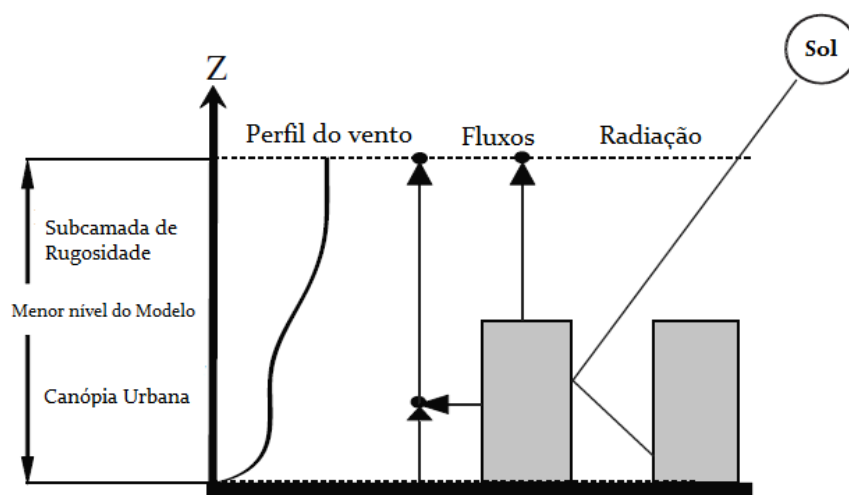


Figura 12: Representação dos processos considerados no modelo UCM (adaptado de Chen et al. (2011)).

Assim, este trabalho analisa os dados resultantes de cinco simulações, resultando da combinação das diferentes bases topográficas, de uso do solo e ainda uma com a opção de parametrização urbana ativa (Tabela 3).

Tabela 3: Simulações efetuadas com as respectivas definições.

Nome Simulação	Topografia		Uso do Solo	
	Resolução			
GTUS	GTOPO30	30"	USGS30	30"
GTCOR	GTOPO30	30"	Corine	100 m
UCM	SRTM	3"	Corine	100 m
SRCOR	SRTM	3"	Corine	100 m
SRUS	SRTM	3"	USGS30	30"

As simulações iniciaram no dia 21 de Julho de 2012 às 00h e finalizaram no dia 26 de Julho de 2012 às 00h, com saídas de valores horários, sendo que as primeiras 12 horas foram eliminadas na análise devido ao “spin-up” do modelo. A escolha deste período teve como objetivo simular a ocorrência de um pico de intensidade de EICU, ocorrido no dia 23 de Julho de 2012. Para estas simulações foram criados 3 domínios aninhados com transmissão de informação entre os subdomínios e o domínio principal. Apenas a simulação UCM contava com quatro domínios. O domínio principal (do1) foi configurado com 25 km de resolução horizontal, o segundo subdomínio aninhado (do2) com 5 km, o terceiro (do3) com 1 km, e finalmente no caso do UCM o quarto domínio (do4) com 333 m (Figura 13), sendo que todos eles tinham 27 níveis verticais.

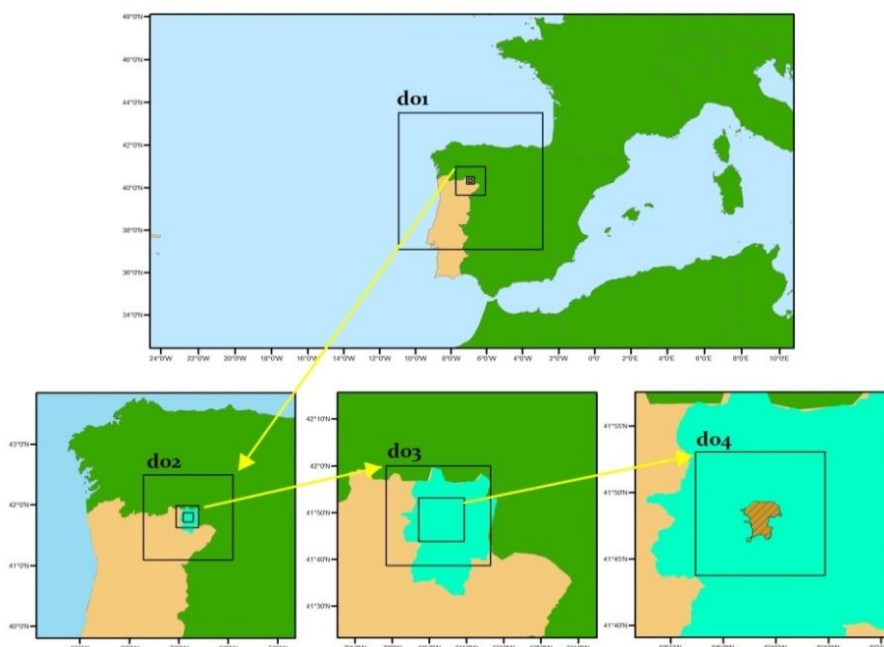


Figura 13: Representação esquemática dos quatro domínios aninhados.

Na simulação UCM, a parametrização do modelo urbano apenas é ativada para o domínio do4. As restantes opções de parametrizações aplicadas ao modelo WRF estão listadas na Tabela 4, e baseiam-se no estudo de Teixeira (2012).

Tabela 4: Opções de parametrizações no modelo WRF.

Parametrizações	Opções selecionadas
Radiação Térmica	Rapid Radiative Transfer Model
Radiação Solar	Dudhia shortwave
Camada Limite Planetária	Bougeault and Lacarrere
Microfísica	Single-Moment 6-class scheme
Cumulus	Kain-Fritsch scheme

Numa primeira fase este trabalho avaliou os resultados das saídas do modelo face aos dados observados para os 23 pontos de medição. A posterior, foi selecionada a simulação com melhor performance para a análise do EICU. A análise estatística das simulações foi efetuada com base no desvio médio entre os dados simulados e os observados (Bias), com o erro médio quadrático (RMSE) e ainda com o desvio padrão do erro (STDE). O cálculo destes parâmetros foram aplicados aos valores dos dados simulados e observados, para o intervalo compreendido entre o dia 21 de Julho às 12h00 e o dia 26 de Julho às 00h00, numa base horária.

Estes parâmetros foram calculados com base nas seguintes equações (Pielke 2002):

Cálculo dos desvios dos dados simulados (ϕ_i) face aos dados observados ($\phi_{i,obs}$):

$$\phi'_i = \phi_i - \phi_{i,obs} \quad (7)$$

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \phi'_i \quad (8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\phi_i - \phi_{i,obs})^2}{N}} \quad (9)$$

$$STDE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi'_i - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \phi'_i)^2} \quad (10)$$

Assim, i corresponde ao índice temporal e N ao número da amostra considerada no cálculo.

Capítulo 4

4. Resultados e Discussão

4.1. Análise Meteorológica

Tal como referido anteriormente o EICU depende, entre outros fatores, das condições meteorológicas. Pelo que, antes de passar a análise da Ilha de Calor de Bragança, é de todo oportuno a apresentação das condições que prevaleceram durante o período em estudo. Com base nos dados da estação automática é possível observar dois períodos com elevada precipitação, o primeiro ocorreu nos meses de Abril e Maio, e o segundo nos meses de Outubro e Novembro. Nos meses de Junho, Julho e Agosto registaram-se as médias das máximas mais elevadas, com valores acima dos 35 °C, enquanto o mês de Janeiro foi o mais frio a nível médio, ainda que as médias das mínimas mais baixas se registassem no mês de Fevereiro (Figura 14).

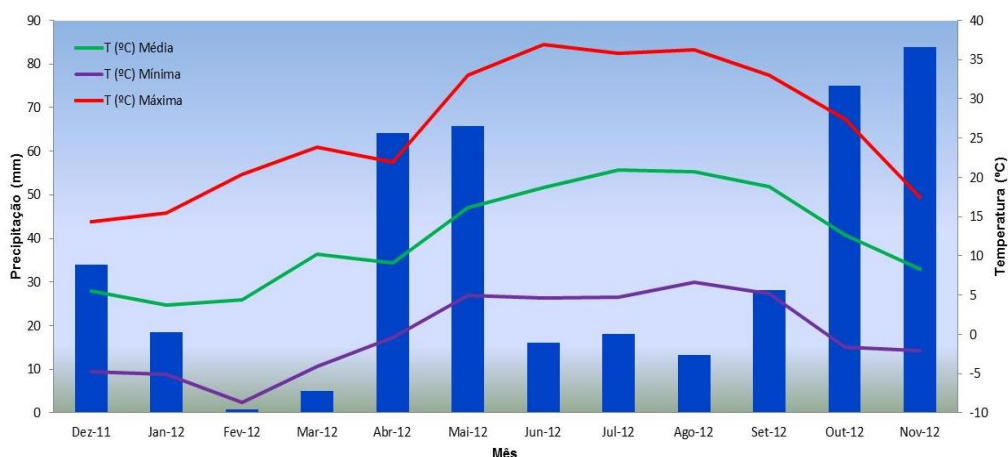


Figura 14: Gráfico da variação mensal de precipitação e das temperaturas médias, máximas e mínimas para o período de estudo.

No que diz respeito a intensidade e direção do vento, a Figura 15 apresenta cinco hodógrafos para diferentes situações, uma para o período anual e as restantes quatro para cada uma das estações do ano. Considerando o hodógrafo anual, é possível constatar que o vento predominante foi de Sul a Sudoeste, verificando-se para estes quadrantes a ocorrência de elevadas intensidades. Na análise sazonal, verifica-se para a estação de inverno e outono alguma representatividade do quadrante Nordeste. Destaca-se ainda na primavera a ocorrência de elevadas velocidades de vento com orientação de Sudoeste.

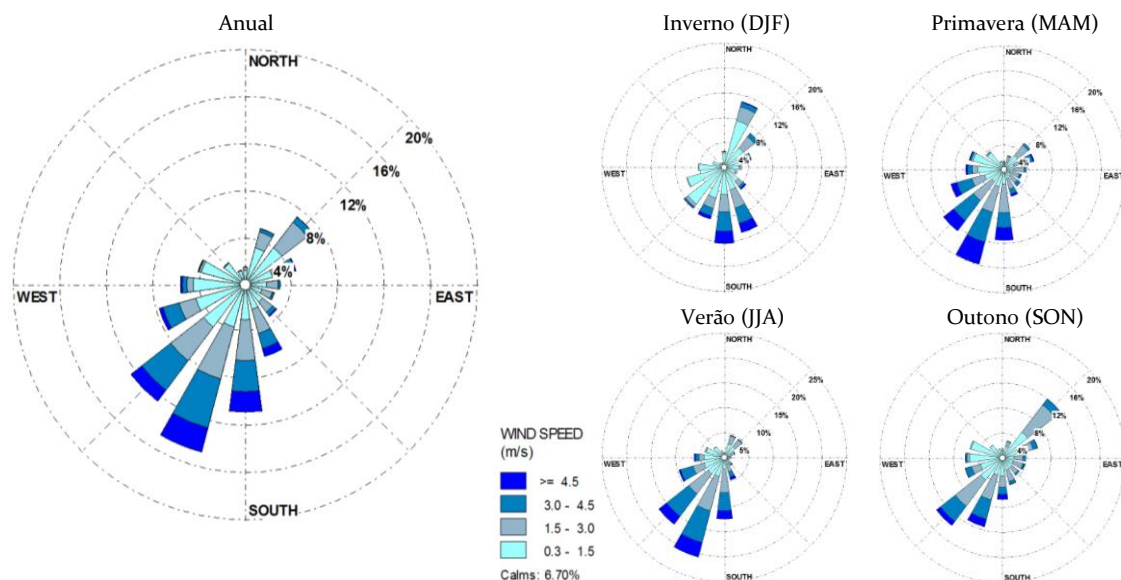


Figura 15: Hodógrafos para a situação anual e para cada uma das estações do ano de medição.

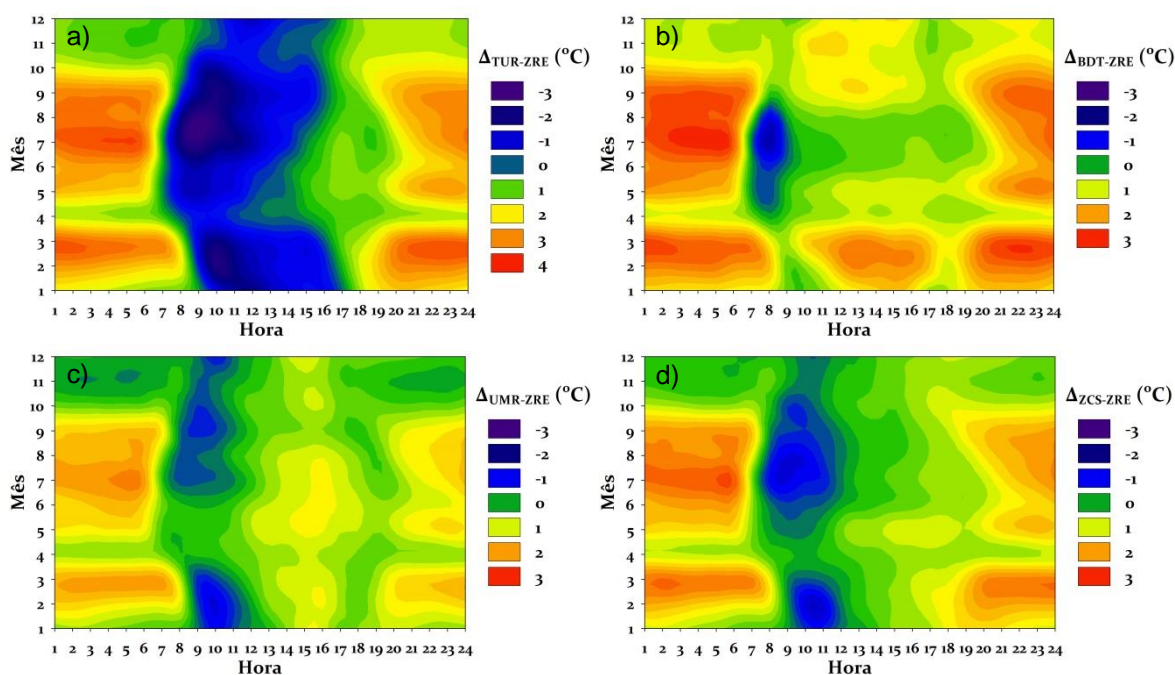
4.2. Análise da intensidade do EICU

Tal como foi referido anteriormente, este trabalho estudou a intensidade do EICU baseado nas diferenças das ZCLs urbanas face à ZCL rural ($\Delta_{URB-RUR}$). Na Tabela 5 encontram-se alguns parâmetros estatísticos básicos para uma caracterização sintética e sazonal deste fenómeno, sendo eles a intensidade média diária e o respetivo desvio padrão entre parêntesis, os valores mínimos e máximos diários. Nesta tabela é possível verificar que a classe BDT regista os valores médios de intensidade mais elevadas, e com pouca variação nas estações do ano, registando o valor médio máximo na estação de primavera com $1,27\text{ }^{\circ}\text{C}$. Foi precisamente na estação da primavera que se registaram os valores médios mais elevados de intensidade, à exceção da classe UMR que se verificou no verão. Contudo, a ocorrência dos valores máximos em todas as classes foram registados na época de verão, já os valores mínimos foram maioritariamente registados na época de Inverno. Apenas a classe BDT registou o valor mínimo no verão. A classe PMA destaca-se naturalmente pelos registos das maiores intensidades do EICU, tendo registado um valor máximo de $6,58\text{ }^{\circ}\text{C}$, e um valor mínimo de $-5,65\text{ }^{\circ}\text{C}$. Em oposição encontra-se a classe TUR, zona já de transição entre o espaço urbano e rural, mas onde foi possível observar o EICU, ainda que com valores de intensidades inferiores.

Tabela 5: Dados estatísticos sazonais para a intensidade do EICU.

		Inverno	Primavera	Verão	Outono
$\Delta_{PMA-ZRE}$	Média	0,79 ($\pm 1,68$)	1,05 ($\pm 1,71$)	0,98 ($\pm 2,08$)	0,83 ($\pm 1,64$)
	Mín.	-5,65	-4,87	-5,19	-4,67
	Máx.	5,03	5,58	6,58	5,43
$\Delta_{BDT-ZRE}$	Média	1,25 ($\pm 0,96$)	1,27 ($\pm 1,0$)	1,06 ($\pm 1,31$)	1,22 ($\pm 0,95$)
	Mín.	-3,00	-2,82	-3,52	-2,54
	Máx.	4,84	4,36	5,36	4,94
$\Delta_{UMR-ZRE}$	Média	0,40 ($\pm 0,92$)	0,79 ($\pm 0,91$)	0,85 ($\pm 1,03$)	0,33 ($\pm 0,90$)
	Mín.	-3,47	-2,75	-1,52	-2,60
	Máx.	3,99	4,48	4,66	3,75
$\Delta_{ZCS-ZRE}$	Média	0,56 ($\pm 0,98$)	0,89 ($\pm 1,06$)	0,80 ($\pm 1,35$)	0,54 ($\pm 1,02$)
	Mín.	-2,75	-1,84	-2,64	-2,42
	Máx.	3,64	4,65	5,16	4,74
$\Delta_{EVU-ZRE}$	Média	0,31 ($\pm 1,33$)	0,79 ($\pm 0,98$)	0,66 ($\pm 1,37$)	0,68 ($\pm 1,23$)
	Mín.	-5,72	-2,44	-3,46	-3,70
	Máx.	3,92	4,51	4,96	4,93
$\Delta_{TUR-ZRE}$	Média	0,20 ($\pm 0,67$)	0,37 ($\pm 0,58$)	0,18 ($\pm 0,72$)	0,15 ($\pm 0,55$)
	Mín.	-2,83	-1,16	-1,47	-2,68
	Máx.	2,59	2,39	2,94	2,69

A variação temporal do EICU está projetada na Figura 16, sendo que esta figura permite uma análise descritiva da evolução do EICU ao longo dia e do ano, para cada classe.



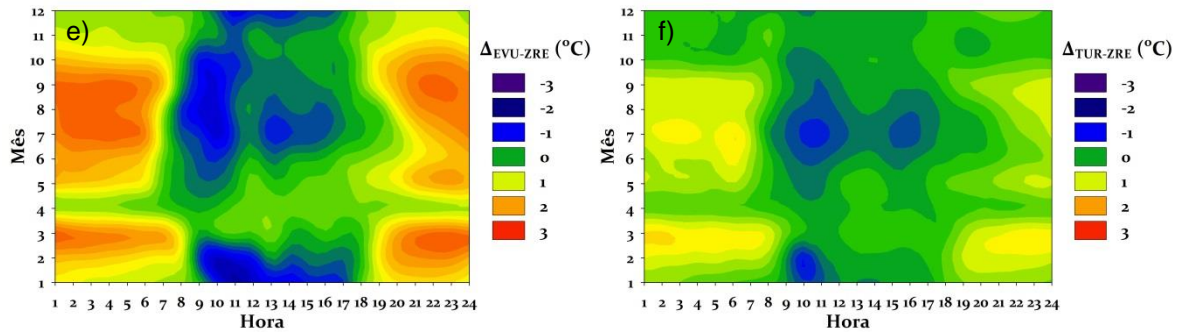


Figura 16: Variação horária e mensal da intensidade média do EICU: a) $\Delta T_{PMA-ZRE}$; b) $\Delta T_{BDT-ZRE}$; c) $\Delta T_{UMR-ZRE}$; d) $\Delta T_{ZCS-ZRE}$; e) $\Delta T_{EVU-ZRE}$; f) $\Delta T_{TUR-ZRE}$.

Estes gráficos permitem identificar um comportamento de EICU noturno e outro diurno, presente em todos os casos, divergindo apenas na sua intensidade.

No período diurno destaca-se um aquecimento mais rápido na área rural, criando uma ilha de frio nas zonas urbanas, com maior intensidade na classe PMA, sendo que os registos de valores mínimos nesta classe se verificaram nas estações de inverno e de verão. Este efeito é mais significativo nas primeiras horas do dia, e poderá estar associado a dois fatores: o primeiro relaciona-se com a inércia térmica, superior nos espaços urbano, sendo que esta relação já foi descrita no capítulo 2, o segundo deve-se à reduzida elevação do sol nas primeiras horas do dia, criando zonas de sombra nos espaços urbanos que permanecem à sombra durante mais tempo. Este efeito vai-se desvanecendo ao longo do dia, chegando à neutralidade (diferenças térmicas nulas) de intensidade nas zonas de menor densidade urbana, com mais ênfase nas classes UMR e TUR. Este efeito é visível durante todo o ano, no entanto a nossa localização latitudinal origina uma variação sazonal no crepúsculo matinal (amanhecer) que está bem patente nos gráficos da Figura 16. Assim, nos meses de inverno e outono a ilha de frio ocorre com maior intensidade a partir das 8h-9h, enquanto nos meses de verão e primavera ocorre entre as 7h e as 8h. Os processos que decorrem após o pôr do sol são igualmente visíveis. Nos meses de verão e primavera o EICU tem início entre as 20h e as 21h, já nos meses de inverno e outono, tal efeito passa a ocorrer entre às 18h e às 19h. A intensidade média do efeito de ilha de calor atinge valores mais elevados 1-2 horas antes do nascer do sol. A classe PMA corresponde à área de densidade urbana mais elevada, verificando-se portanto nesta classe a maior intensidade do EICU, chegando aos 3,5 °C entre as 4h e 6h da manhã, no mês de Julho. Este fenómeno atinge o seu expoente máximo no período de verão, altura do ano em que prevalecem condições de estabilidade atmosférica, essencialmente pela deslocação do Anticiclone dos Açores para latitudes superiores, criando assim condições ideais ao desenvolvimento deste fenómeno (Rizwan et al. 2008). Este efeito, excetuando a classe TUR, assume ainda alguma intensidade no inverno, em virtude da ocorrência de invernos rigorosos (frios) em Bragança. Nesta estação há um elevado consumo de energia, associado ao

aquecimento doméstico, e ainda um aumento do uso de viaturas próprias, conduzindo ambos os fatores a uma libertação de calor de causa antrópico.

A inércia térmica é de facto uma condição importante do desenvolvimento deste fenómeno, pelo que através da taxa de aquecimento/arrefecimento por hora é possível encontrar algumas singularidades associadas a cada tipologia pelas origens dos materiais que às constituem. Dito isto, a Figura 17 apresenta as variações médias horárias da taxa de aquecimento/arrefecimento por hora para as sete ZCLs.

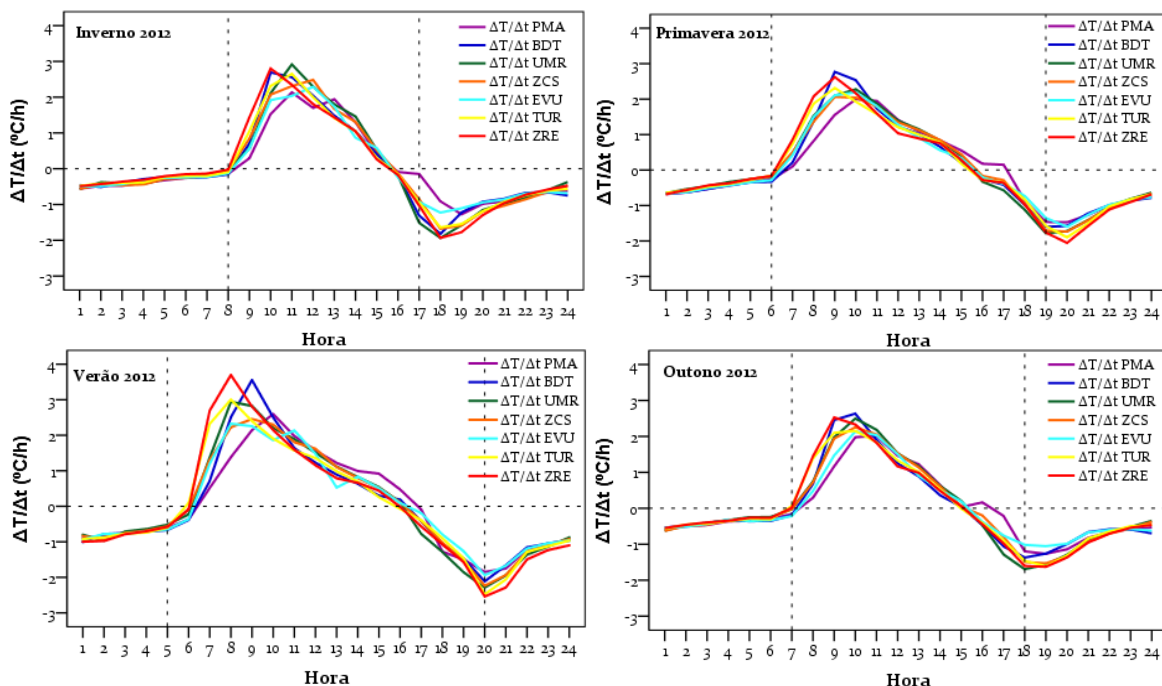


Figura 17: Taxa média sazonal de aquecimento/arrefecimento por hora associado à cada ZCL.

A ocorrência de valores positivos é indicativa de aquecimento, enquanto os valores negativos estão associados ao arrefecimento. Os dados da Figura 17 permitem confirmar um aquecimento mais rápido da classe ZRE, com maior amplitude na estação de verão, verificando-se uma diferença máxima face à classe PMA de aproximadamente 2 °C/h às 8hoo. Contudo, a meio da manhã de cada estação, a classe PMA assume-se como a principal reserva de calor, sendo que no período da noite apresenta constantemente valores inferiores de taxa de arrefecimento por hora. Pelo contrário, a classe ZRE apresenta consistentemente as maiores perdas de calores no período noturno. Algumas horas após o pôr do sol, verifica-se em todas as estações uma convergência de todas as classes, ocorrendo o máximo arrefecimento entre às 18hoo (inverno) e às 20hoo (verão). As restantes classes encontram-se essencialmente no meio-termo, entre a classe de maior densidade urbana e a classe com características rurais mais vincadas.

Na época de inverno, a intensidade do EICU é menor, inerente à predominância de condições meteorológicas adversas ao aparecimento deste efeito, destacando-se a instabilidade atmosférica e a menor duração dos dias. Contudo, em todas as ZCLs está evidente uma clara redução da intensidade do EICU centrada no mês de Abril e Maio, onde se registou uma descontinuidade no comportamento padrão do efeito. A diminuição na intensidade do EICU poderá estar associada às condições meteorológicas evidenciadas nas Figuras 14 e 15, ou seja, à presença de precipitação elevada, relativamente aos restantes meses, e à ocorrência de vento acima dos $4,5 \text{ ms}^{-1}$.

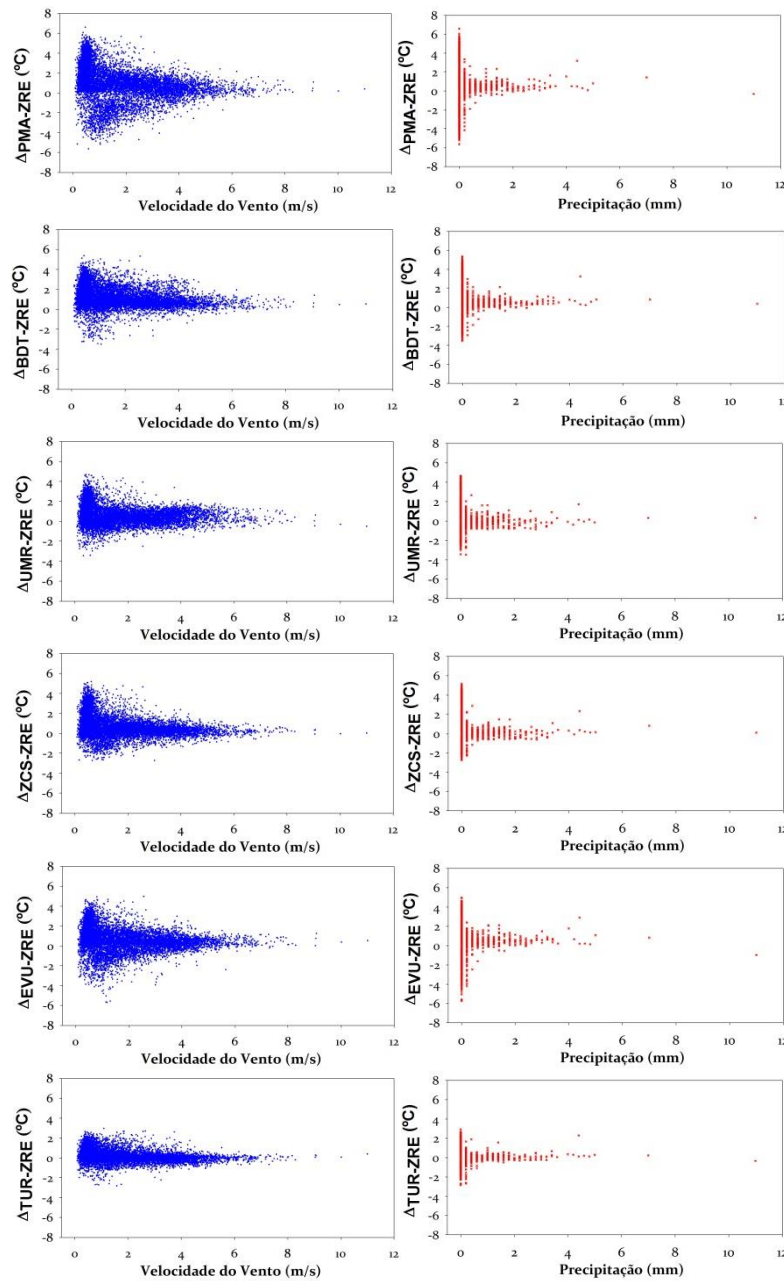


Figura 18: Distribuição dos valores horários da intensidade do EICU para as sete classes, em função da velocidade do vento na coluna da esquerda, e em função da precipitação na coluna da direita.

A relação desses dois parâmetros meteorológicos com a intensidade do EICU foi já tema de estudo por diversos autores (Lee; Baik 2010; Morris et al. 2001b), que identificam uma clara relação negativa entre eles. Este trabalho relacionou o efeito que o vento e a precipitação podem ter na diminuição da intensidade do EICU, assim na Figura 18 apresentam-se as distribuições dos valores horários de intensidade do EICU para todas as classes em função dos valores de velocidade de vento e de precipitação. Os resultados demonstram que com o aumento da velocidade do vento e de precipitação os valores de intensidade do EICU sofrem uma atenuação progressiva. Este padrão de afinamento dos valores das intensidades em torno do valor zero, em consequência do aumento de velocidade, está presente em todas as classes. A classe PMA, como já foi referido, apresenta os maiores valores de máximos e de mínimos da intensidade do EICU, pelo que esta figura permite verificar uma maior dispersão dos valores. No caso da precipitação o efeito é ainda mais marcado, sendo que em dias de maior pluviosidade os valores de intensidade do EICU concentram-se a volta dos 0 °C. Em condições de chuva, o calor acumulado nas superfícies urbanas pode sofrer uma redução em consequência da menor entrada de radiação de PCO, além disso devido à impermeabilidade dessas superfícies, a evaporação de água acumulada aumenta. As zonas rurais apresentam por seu lado uma maior capacidade de armazenamento de humidade no solo, o que aumenta por sua vez a admitância térmica (Oke 1987), reduzindo às diferenças face às zonas urbanas.

4.3. Análise por FOE

As Funções Ortogonais Empíricas (FOE) são análises estatísticas multivariadas, com um amplo espectro de aplicações na área da meteorologia. A aplicação desta técnica permite uma redução considerável de dados correlacionados entre si num pequeno número de funções ortogonais e que contenham uma alta percentagem da variabilidade total dos dados originais (Kim e Baik 2005). Esta análise reparte os dados originais em padrões espaciais, autovetores, sendo que cada um desses padrões está associado a um determinado coeficiente que descreve o comportamento temporal de um determinado modo espacial (Peixoto e Oort 1992). O peso de um autovetor na variância total está associado a magnitude do correspondente autovalor.

Esta técnica foi aplicada, numa primeira fase, à matriz de covariância dos dados horários de todo o ano, resultando no padrão espacial e na série temporal do primeiro modo de variabilidade (1ª EOF) esquematizado na Figura 19.

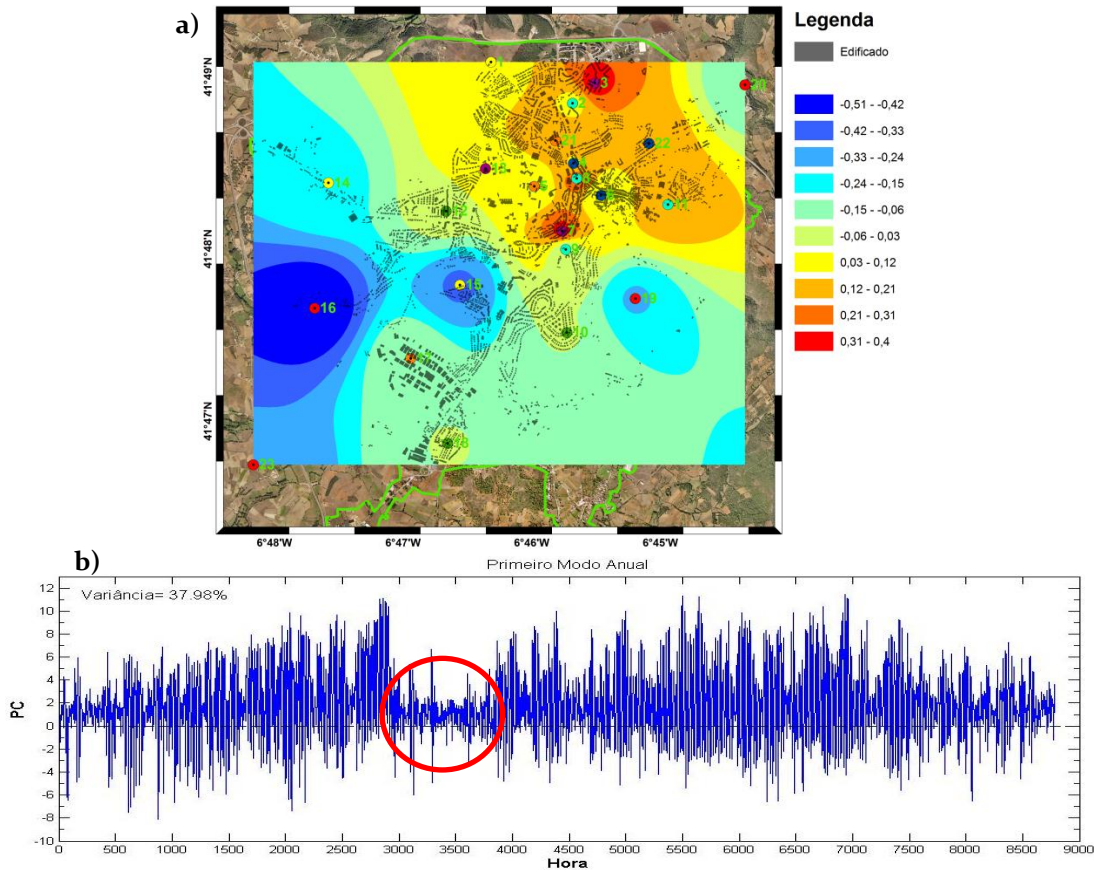


Figura 19: Padrão espacial em (a) e série temporal em (b) do primeiro modo de variabilidade.

O padrão espacial revela um conjunto de anomalias positivas nos pontos localizados nos espaços mais urbanos, e uma diminuição desses valores à medida que nos deslocamos para a periferia da cidade, registrando-se mesmo valores negativos nos pontos mais rurais. Na série temporal destaca-se uma diminuição na intensidade, identificada na Figura 19 com um círculo vermelho. Este período corresponde aos meses de Abril e Maio, precisamente os meses onde o EICU foi menos pronunciado, devido à ocorrência de vento e precipitação. Esta 1ª EOF explica cerca de 38 % da variabilidade dos dados todos, e pelos resultados obtidos esta primeira componente poderá estar associada ao EICU.

A mesma análise foi efetuada para os valores médios horários de cada estação, obtendo os resultados apresentados na Figura 20, esta análise permite assim verificar o comportamento horário do EICU. Os padrões espaciais em todas as estações assemelham-se ao padrão da Figura 19, ou seja, anomalias positivas nos pontos mais urbanos e negativos nos pontos mais rurais. Os pontos 3 e 7, são aqueles que apresentam valores de anomalias superiores e pertencem à classe PMA. A variabilidade destes primeiros modos são de aproximadamente 52% no caso do inverno, 65% na primavera, 54% no verão e finalmente 70% no outono.

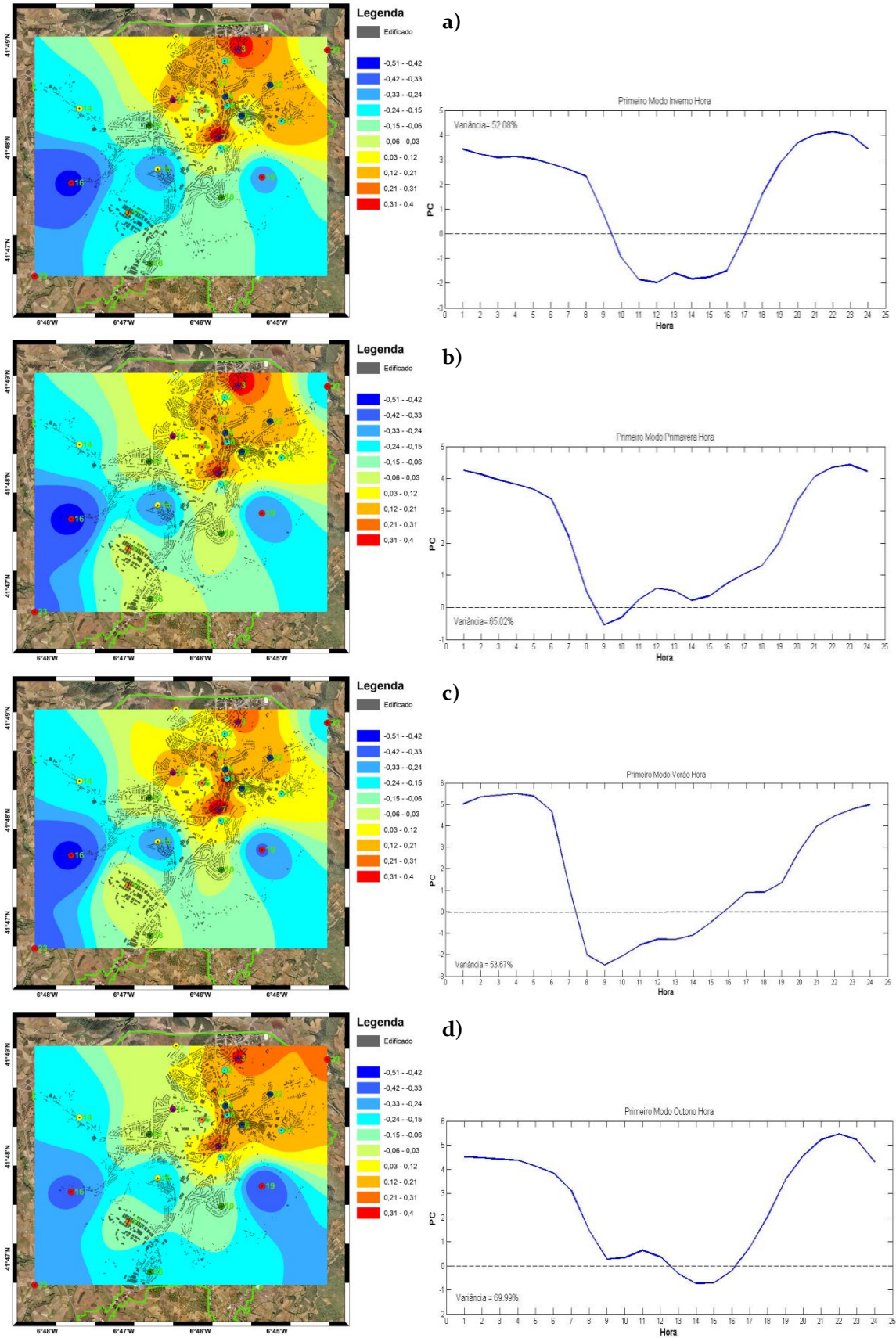


Figura 20: Padrões espaciais e respectivas séries temporais para o primeiro modo de variabilidade das médias horárias por estação do ano: a) Inverno; b) Primavera; c) Verão; d) Outono.

As séries temporais apresentam o efeito típico do EICU, ou seja, atingem valores máximos no período noturno, duas à três horas antes do nascer do sol, e precisamente algum tempo após o amanhecer, ocorre uma inversão total dos valores. Esta inversão leva a valores negativos nos pontos urbanos e positivos nos pontos rurais, o que está coerente com os dados apresentados na Figura 16, ou seja, a formação do efeito de ilha de frio nas primeiras horas da manhã.

4.4. Análise das simulações

Para possibilitar a comparação entre os dados simulados e observados procedeu-se inicialmente à extração das séries temporais da temperatura a dois metros de altura (T₂), pelo método de interpolação bilinear, e com base nas coordenadas dos pontos reais. Assim, após ter retirado os dados das cinco simulações, procedeu-se à análise estatística dos mesmos de forma a avaliar o erro de cada um, por comparação com os dados observados. O cálculo dos parâmetros estatísticos efetuou-se com base nos valores horários instantâneos das simulações e com os valores médios horários das observações. Estes resultados são apresentados na Tabela 6.

Tabela 6: Parâmetros estatísticos de avaliação das simulações

	Bias	RMSE	STDE
GTCOR	-2,33	3,18	2,05
GTUS	-3,48	4,21	2,64
UCM	-2,22	3,17	2,13
SRCOR	-2,45	3,33	2,15
SRUS	-3,63	4,33	2,70

Os resultados presentes na tabela representam os valores médios dos 23 pontos. A simulação UCM apresenta, de um modo geral, os melhores resultados, ao nível do Bias e do RMSE, contudo as diferenças estatísticas face a simulação GTUS não são muito significativas. De forma a avaliar a eficiência das simulações por ponto, foram elaborados mapas do erro médio quadrático (RMSE) para cada uma das simulações, estes resultados estão presentes na Figura 21. Esta figura permite verificar a ocorrência de menores erros nas simulações GTCOR, UCM, SRCOR, o que indica claramente a influência da base do uso do solo na aproximação dos dados simulados face aos dados observados. A base topográfica, para este caso não aparenta ter muita influência na qualidade dos dados obtidos.

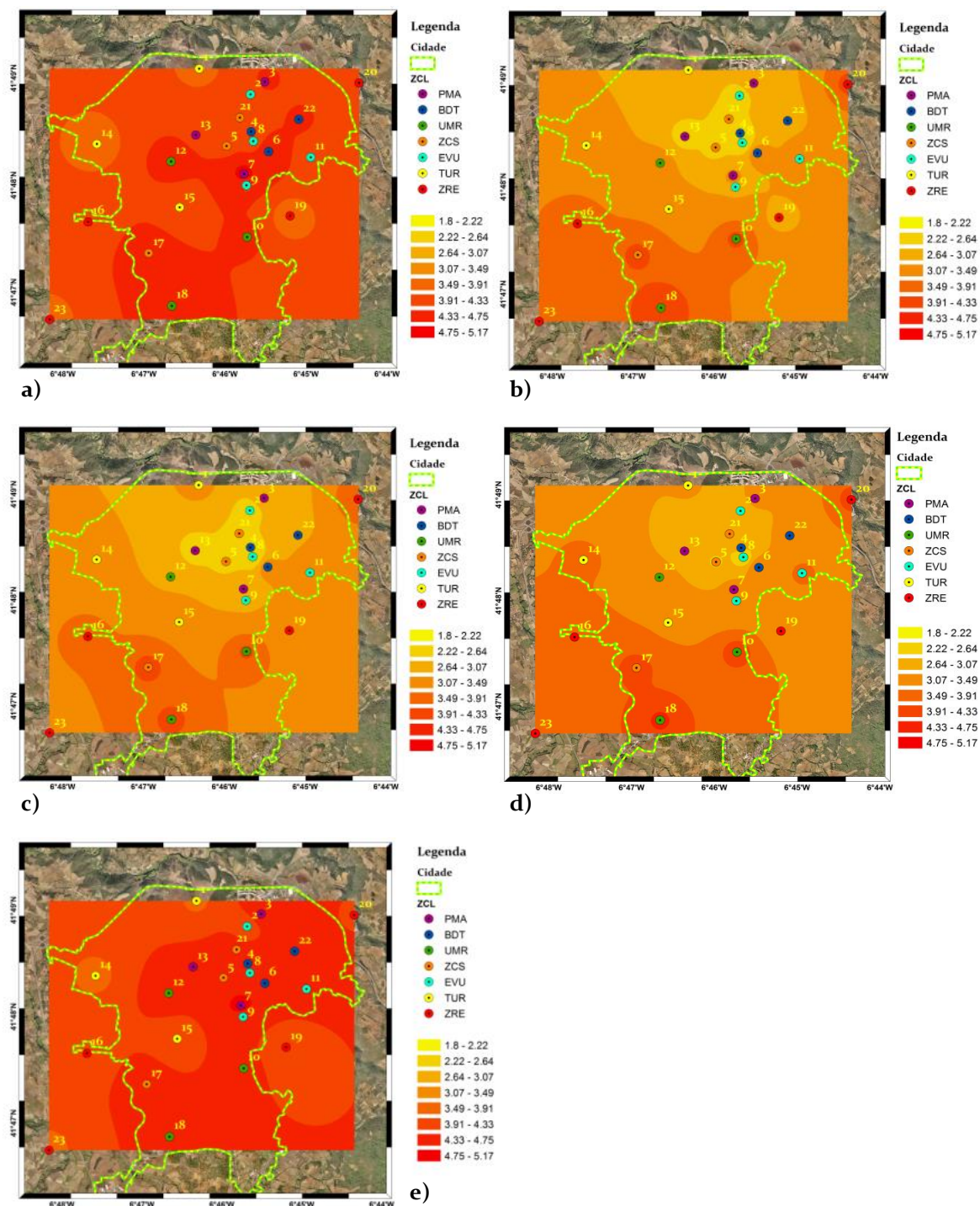


Figura 21: Mapa do erro médio quadrático para cada simulação. a) GTUS; b) GTCOR; c) UCM; d) SRCOR; e) SRUS.

A necessidade de um esquema que possibilitasse a integração de alguns parâmetros estatísticos, aplicados na avaliação da eficiência de um modelo, levou Taylor (2001) a desenvolver um diagrama com estes requisitos. O diagrama de Taylor permite resumir o grau de correspondência entre dados simulados e dados observados, concentrando o valor de correlação, do erro médio quadrático e ainda

do desvio padrão entre as duas séries, num único ponto de um gráfico (Taylor 2001). Assim, foram elaborados diagramas para os 23 pontos do trabalho, de forma a analisar a eficiência das cinco simulações em cada ponto. Naturalmente que não sendo possível disponibilizar todos os diagramas, optou-se pela apresentação de apenas dois, um referente a uma ponto urbano (P7) e outro para um ponto rural (P23), como se ilustra na Figura 22.

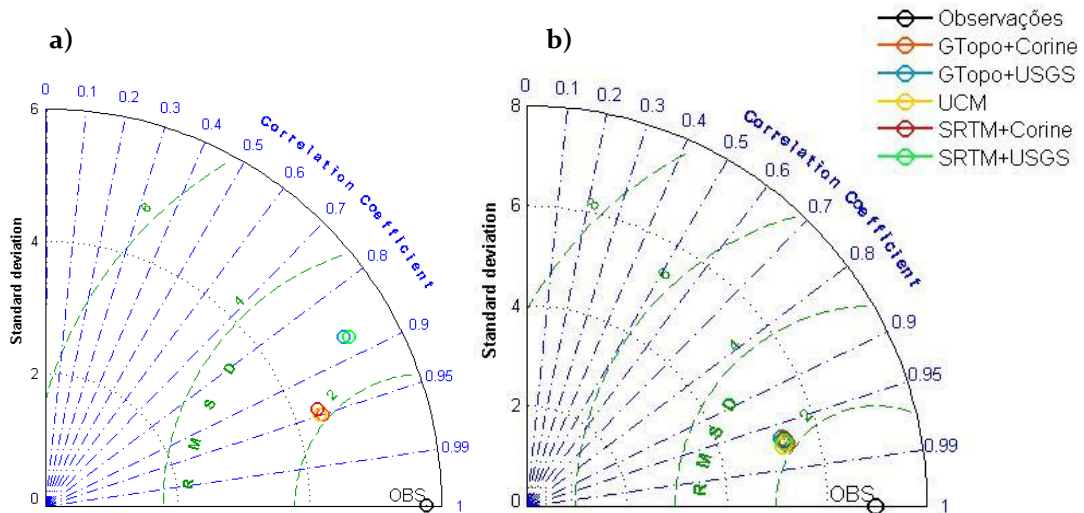


Figura 22: Diagrama de Taylor para: a) Ponto 7; b) Ponto 23.

Os resultados da Figura 21 vão ao encontro daquilo que já foi constatado, ou seja, as simulações com o uso do solo Corine destacam-se pelos melhores resultados nos pontos urbanos. No diagrama do ponto 23 as diferenças entre as simulações não são relevantes. Para este caso, a simulação UCM não induziu diferenças significativas face às restantes simulações, isto poderá estar relacionado ao facto do modelo considerar apenas uma classe urbana para toda a área de Bragança. Porém, a base original do Corine identifica três classes de urbano para a cidade de Bragança, mas devido à pequena dimensão da cidade, e à resolução horizontal de 333 m no domínio 4 (do4), o modelo apenas representa a classe predominante (Figura 23).

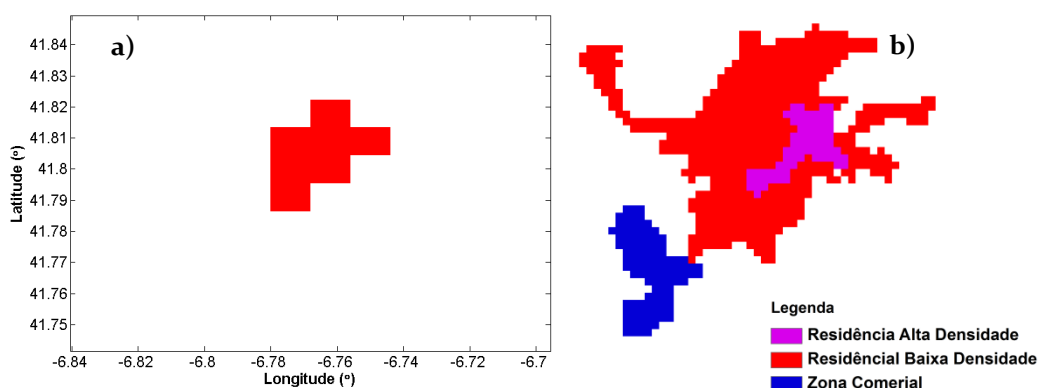


Figura 23: Representação do uso do solo em a) Corine domínio 4 (do4) e em b) Base original do Corine Land Use (ArcGIS9.3).

Os resultados da análise estatística das simulações apontaram assim para a escolha dos resultados da simulação UCM, de forma a avaliar o uso do modelo WRF para prever fenómenos intensos de EICU, como o que foi registado no dia 23 de Julho de 2013. A análise do EICU baseado nos dados do modelo requereu previamente uma correção altimétrica dos mesmos, recorrendo para isso à metodologia aplicada aos dados medidos, ou seja, a partir de uma taxa de variação térmica média horária (ver capítulo 3). A metodologia de análise do EICU foi desenvolvida na mesma base que nos dados observados, ou seja, a partir do conceito de ZCL, sendo que a intensidade do EICU foi apenas estimado pela diferença entre a classe PMA face a classe ZRE. A Figura 24 compara as séries temporais PMA e ZRE dos dados simulados face aos dados observados.

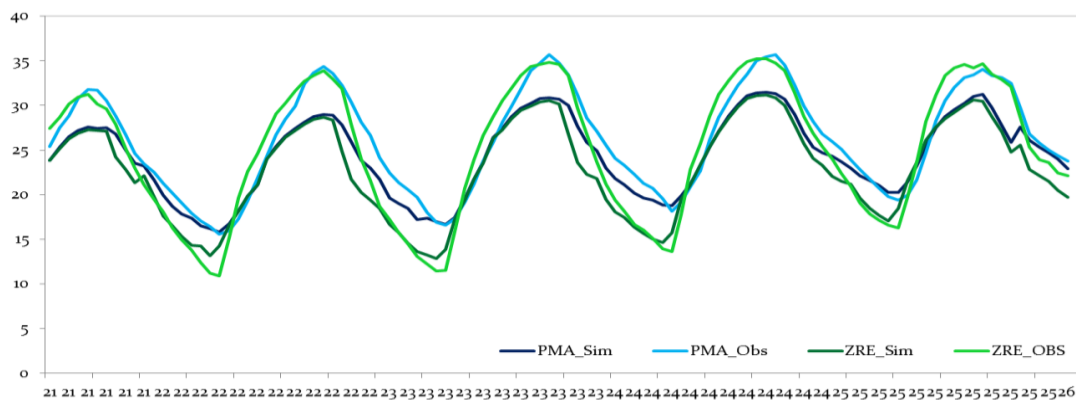


Figura 24: Séries temporais para as classes PMA e ZRE dos dados observados e simulados.

No período diurno, no caso da classe PMA, observou-se temperaturas inferiores nos dados simulados face aos dados observados, atingindo diferenças de aproximadamente 5 °C. No período noturno, estas diferenças esbatem-se, havendo uma aproximação entre estas duas curvas. No caso da classe ZRE, no período diurno, o padrão encontrado é semelhante ao da classe PMA, ou seja, os valores simulados foram subestimados pelo modelo. Do mesmo modo, no período noturno, as duas séries temporais aproximam-se, diminuindo as diferenças.

A Figura 25 apresenta finalmente a comparação da intensidade do EICU para os dados simulados e observados.

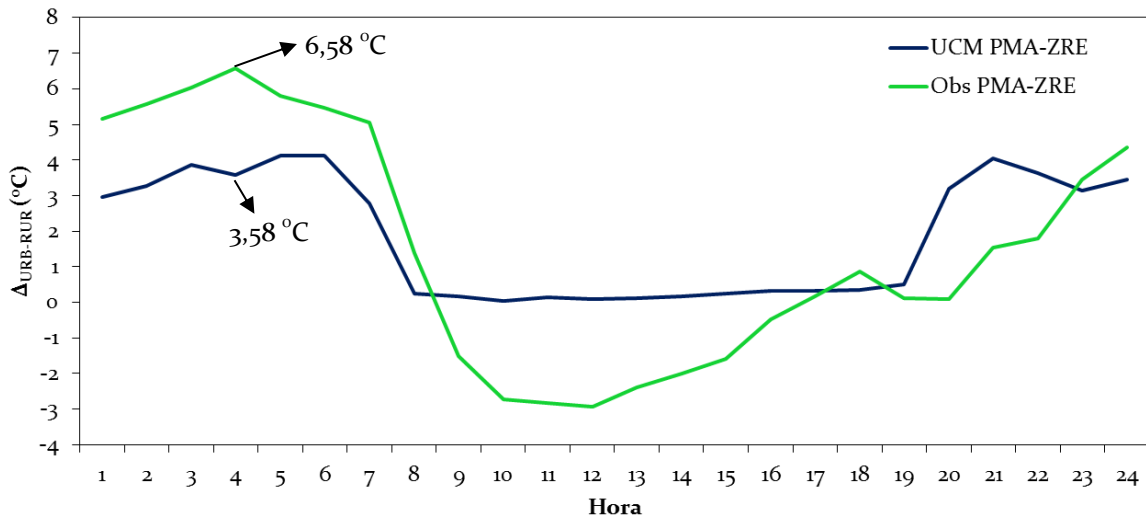


Figura 25: Variação temporal do EICU para os dados simulados e observados.

O pico de intensidade do EICU, nos dados observados, ocorreu às 4h00 com um valor de 6,58 °C. Contudo, o valor simulado para esta mesma hora apresentou uma intensidade de 3,58 °C, ou seja, uma diferença de 3 °C face ao observado. Assim, no período noturno os dados simulados subestimaram o EICU. No período diurno, observa-se o mesmo efeito, ou seja, o modelo subestimou o EICU, mascarando de certa forma o efeito de ilha de frio. O facto da classe PMA corresponder a uma tipologia urbana, cujas características são típicas de espaços de alta densidade, e o modelo assumir uma tipologia de baixa densidade, para toda a cidade, pode estar associada a estas diferenças.

Capítulo 5

5. Conclusões

A colocação de uma rede de monitorização, composta por vinte e três sensores de temperatura e humidade, na cidade de Bragança, possibilitou o estudo da variação espaço-temporal do efeito de ilha de calor urbano. Com base na classificação de Oke (1987) este estudo focou-se na análise do EICU na canópia urbana.

Este estudo identificou a ocorrência de dois fenómenos, uma para o período diurno e outro para o período noturno. No primeiro caso, identificou-se a ocorrência de um efeito de ilha de frio, nas primeiras horas do dia. Este efeito deve-se essencialmente a diferente inércia térmica dos materiais que constituem os espaços urbanos. Esta matéria configura-se deveras interessante para futuros trabalhos, através da confirmação desse efeito com base em imagens de satélite, à semelhança do trabalho de Guoyin e Mingyi (2009). Esta característica foi ainda reforçada com a avaliação da taxa de aquecimento/arrefecimento por hora, particularmente notória para a classe ZRE, que apresenta uma taxa de aquecimento superior nas primeiras horas do dia. No segundo caso, verificou-se a ocorrência de um efeito de ilha de calor com máximos de intensidade a ocorrerem poucas horas antes do nascer do sol, e essencialmente no período de verão. No período de inverno, os valores do EICU são ainda significativos, o que estará associado a emissão de calor com origem antropogénico. Os dados demonstram claramente que no caso da classe mais urbanizada (PMA) esses efeitos são amplificados, locais onde se alcança um valor máximo de 6,6 °C. Este estudo permitiu ainda caracterizar os efeitos das condições meteorológicas, pelo vento e pela precipitação, no comportamento anual do efeito de ilha de calor. Estes dois parâmetros atuam essencialmente no balanço energético, atenuando as principais características que os separam. Para elevados valores de velocidades de vento os processos de mistura são amplificados, diminuindo assim as diferenças entre espaços urbanos e rurais. A dispersão da intensidade do EICU pelos valores de precipitação revelou um efeito ainda mais abrupto na atenuação do EICU. Toda esta análise foi ainda complementada com a aplicação de FOE, de forma a identificar os principais padrões de variabilidade dos dados. A partir dos dados horários de todo o ano, o padrão espacial da primeira componente indica claramente a presença de anomalias positivas nas zonas urbanas e negativas nos pontos envolventes, esta componente contém cerca de 38% da variabilidade de todos os dados. A mesma análise baseada nas médias horárias, por época sazonal, evidencia o mesmo padrão espacial, sendo que no verão a série temporal da primeira componente apresenta valores de maior intensidade e cuja variabilidade representa 53.7%. As séries temporais para cada

estação revelam ainda a ocorrência do efeito de ilha de frio. É possível concluir pelos resultados obtidos que o primeiro modo de variabilidade corresponde ao EICU da cidade de Bragança. Através de uma análise baseada no conceito de ZCL (Oke 2004), constatou-se que as classes de menor densidade urbana não apresentam valores tão significativos de EICU, relativamente à classe PMA, no entanto foi curioso verificar que a classe BDT apresentou valores médios superiores às restantes classes. Isto pode estar associado a questões antrópicas, visto os invernos serem muito rigorosos.

A aplicação de um modelo numérico de mesoescala aplicado a fenómenos de microescala terá sempre algumas limitações, nomeadamente na resolução dos processos físicos. Este trabalho aplicou o modelo WRF para uma situação de máxima intensidade do EICU. Os resultados da aplicação do modelo WRF permitiram numa primeira fase, concluir que as simulações, com o uso do solo proveniente da base Corine, obtiveram as melhores performances. Isto deveu-se ao facto do uso do solo USGS não reconhecer qualquer área urbana em Bragança. A base topográfica, para este estudo, não revelou ter influência na qualidade dos dados simulados. A parametrização urbana aplicada à simulação UCM produziu pequenas melhorias, comparativamente à simulação GTCOR, tendo sido usado posteriormente na análise do EICU. A análise do EICU revelou uma subestimação da intensidade desse efeito no período noturno, e ainda no período diurno diluindo a ilha de frio. Os resultados da aplicação deste modelo demonstraram algumas lacunas, nomeadamente na resolução horizontal, que não possibilitou uma maior caracterização do uso do solo. Contudo, a dimensão da cidade de Bragança é ela própria uma limitação na aplicação do modelo. Um vasto leque de estudos foram já realizados neste âmbito mas na sua maioria em grandes cidades, como é o caso de Teixeira (2012) que aplica este modelo para a cidade de Lisboa, ainda para Atenas em Giannaros et al. (2013), ou ainda em Guangzhou-China por Meng et al. (2011), todos eles com bons resultados. Como já foi referido, este trabalho pretendeu ser um primeiro passo para a adaptação deste modelo ao caso da cidade de Bragança, dado a elevada informação já disponível resultante da monitorização. O uso destes modelos tonam-se assim ferramentas indispensáveis na análise dos impactes das cidades nas condições atmosféricas e consequentemente na qualidade do ar. Assim, dado o elevado interesse destas matérias, futuros trabalhos poderão centra-se na adaptação destes modelos a pequenos casos de estudos, como é o caso de Bragança.

Estes trabalhos apresentam uma elevada utilidade para o planeamento de novos espaços urbanos, mas ainda na remediação de casos problemáticos. A ideia do crescimento das cidades não é necessariamente negativa, levando até a alguns benefícios, nomeadamente na otimização dos transportes coletivos e das redes de distribuições, reduzindo assim as emissões atmosféricas. Contudo, deve ser promovido um crescimento sustentável, sendo que os gestores e planeadores devem ter em conta este tipo de estudo nas suas decisões. A partir dos resultados obtidos é

até possível emitir algumas recomendações baseadas nos resultados deste trabalho. Assim, pelo facto da classe PMA apresentar os valores máximos de EICU e ainda de ilha de frio, comparativamente as outras classes, é evidente que o tipo de urbanização associada a esta classe deve ser evitado. Contudo, a classe BDT, classe com edificado mais baixo mas com elevada densidade, não se revelou também a mais adequada, isto devido à elevada emissão de calor e poluentes antrópicos.

Por fim, a continuidade da rede de monitorização possibilitará agregar uma base de informação mais completa, aumentando o período de análise. Assim, futuros trabalhos permitirão sustentar uma caracterização espaço-temporal baseada num longo período de dados, estabelecendo padrões de ocorrência do EICU e ainda, da recém-descoberta, ilha de frio. Apesar da elevada utilidade destes estudos na caracterização térmica das cidades, estes apresentam limitações na avaliação dos impactes de novos projetos de urbanização, o que nos tempos atuais e num futuro muito próximo pode ser fundamental, face ao rápido crescimento das cidades e à aglomeração cada vez mais significativa da população nos centros urbanos. Os modelos de simulação atmosférica são assim uma ferramenta muito útil para a definição de estratégias de minimização dos impactes do crescimento das cidades.

Referências Bibliográficas

- Ackerman, B., 1985: Temporal march of the Chicago heat island. *Journal of Climate & Applied Meteorology*, **24**, 547-554.
- Arnfield, A. J., 2003: Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology*, **23**, 1-26.
- Barry, R. G., and R. J. Chorley, 2004: *Atmosphere, Weather and Climate*. Taylor & Francis, 464 pp.
- Bejarán, R. A., and I. A. Camilloni, 2003: Objective method for classifying air masses: an application to the analysis of Buenos Aires' (Argentina) urban heat island intensity. *Theoretical and Applied Climatology*, **74**, 93-103.
- Besancenot, J. P., 2002: Heat waves and mortality in large urban areas. *Vagues de chaleur et mortalité dans les grandes agglomérations urbaines*, **1**, 229-240.
- Blankenstein, S., and W. Kuttler, 2004: Impact of street geometry on downward longwave radiation and air temperature in an urban environment. *Meteorologische Zeitschrift*, **13**, 373-379.
- Bossard, M., J. Feranec, and J. Otahel, 2000: Corine land cover technical guide addendum 2000. Technical report.
- Chen, F., H. Kusaka, R. Bornstein, J. Ching, C. S. B. Grimmond, S. Grossman-Clarke, T. Loridan, K. W. Manning, A. Martilli, S. Miao, D. Sailor, F. P. Salamanca, H. Taha, M. Tewari, X. Wang, A. A. Wyszogrodzki, and C. Zhang, 2011: The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems. *International Journal of Climatology*, **31**, 273-288.
- Chen, L., E. Ng, X. An, C. Ren, M. Lee, U. Wang, and Z. He, 2012: Sky view factor analysis of street canyons and its implications for daytime intra-urban air temperature differentials in high-rise, high-density urban areas of Hong Kong: a GIS-based simulation approach. *International Journal of Climatology*, **32**, 121-136.
- Clarke, J. F., 1972: Some effects of the urban structure on heat mortality. *Environmental Research*, **5**, 93-104.
- Depietri, Y., F. G. Renaud, and G. Kallis, 2012: Heat waves and floods in urban areas: A policy-oriented review of ecosystem services. *Sustainability Science*, **7**, 95-107.
- Eliasson, I., 1996: Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use. *Atmospheric Environment*, **30**, 379-392.
- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, and D. E. Alsdorf, 2007: The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*, **45**.
- Figuerola, P. I., and N. A. Mazzeo, 1998: Urban-rural temperature differences in Buenos Aires. *International Journal of Climatology*, **18**, 1709-1723.
- Filleul, L., S. Cassadou, S. Médina, P. Fabres, A. Lefranc, D. Eilstein, A. Le Tertre, L. Pascal, B. Chardon, M. Blanchard, C. Declercq, J. F. Jusot, H. Prouvost, and M. Ledrans, 2006: The relation between temperature, ozone, and mortality in nine French cities during the heat wave of 2003. *Environmental Health Perspectives*, **114**, 1344-1347.
- Fischer, P. H., B. Brunekreef, and E. Lebret, 2004: Air pollution related deaths during the 2003 heat wave in the Netherlands. *Atmospheric Environment*, **38**, 1083-1085.
- Fouillet, A., G. Rey, F. Laurent, G. Pavillon, S. Bellec, C. Guihenneuc-Jouyaux, J. Clavel, E. Jouglu, and D. Hémon, 2006: Excess mortality related to the August 2003 heat wave

- in France. *International Archives of Occupational and Environmental Health*, **80**, 16-24.
- Gartland, L., 2008: *Heat Islands: Understanding and Mitigating Heat in Urban Areas*. Earthscan LLC.
- Gedzelman, S. D., S. Austin, R. Cermak, N. Stefano, S. Partridge, S. Quesenberry, and D. A. Robinson, 2003: Mesoscale aspects of the Urban Heat Island around New York City. *Theoretical and Applied Climatology*, **75**, 29-42.
- Giannaros, T. M., D. Melas, I. A. Daglis, I. Keramitsoglou, and K. Kourtidis, 2013: Numerical study of the urban heat island over Athens (Greece) with the WRF model. *Atmospheric Environment*, **73**, 103-111.
- Grimmond, C. S. B., M. Roth, T. R. Oke, Y. C. Au, M. Best, R. Betts, G. Carmichael, H. Cleugh, W. Dabberdt, R. Emmanuel, E. Freitas, K. Fortuniak, S. Hanna, P. Klein, L. S. Kalkstein, C. H. Liu, A. Nickson, D. Pearlmutter, D. Sailor, and J. Voogt, 2010: Climate and More Sustainable Cities: Climate Information for Improved Planning and Management of Cities (Producers/Capabilities Perspective). *Procedia Environmental Sciences*, **1**, 247-274.
- Guoyin, C., and D. Mingyi, 2009: Relationship between thermal inertia and urban heat sink in Beijing derived from Satellite images.
- Harman, I. N., M. J. Best, and S. E. Belcher, 2004: Radiative exchange in an urban street canyon. *Boundary-Layer Meteorology*, **110**, 301-316.
- Henschel, A., L. L. Burton, L. Margolies, and J. E. Smith, 1969: An analysis of the heat deaths in St. Louis during July, 1966. *American journal of public health and the nation's health*, **59**, 2232-2242.
- Howard, L., 1833: The Climate of London: Deduced from Meteorological Observations Made in the Metropolis and at Various Places Around it. *London, Harvey and Darton*.
- Janković, V., 2013: A historical review of urban climatology and the atmospheres of the industrialized world. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **4**, 539-553.
- Kanda, M., 2007: Progress in urban meteorology: A review. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **85 B**, 363-383.
- Kidder, S. Q., and O. M. Essenwanger, 1995: The effect of clouds and wind on the difference in nocturnal cooling rates between urban and rural areas. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 2440-2448.
- Kim, Y. H., and J. J. Baik, 2004: Daily maximum urban heat island intensity in large cities of Korea. *Theoretical and Applied Climatology*, **79**, 151-164.
- , 2005: Spatial and temporal structure of the urban heat island in Seoul. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 591-605.
- Kusaka, H., H. Kondo, Y. Kikegawa, and F. Kimura, 2001: A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models. *Boundary-Layer Meteorology*, **101**, 329-358.
- Kuttler, W., A.-B. Barlag, and F. Robmann, 1996: Study of the thermal structure of a town in a narrow valley. *Atmospheric Environment*, **30**, 365-378.
- Laaidi, K., A. Zeghnoun, B. Dousset, P. Bretin, S. Vandentorren, E. Giraudet, and P. Beaudeau, 2012: The impact of heat islands on mortality in Paris during the August 2003 heat wave. *Environmental Health Perspectives*, **120**, 254-259.
- Landsberg, H. E., 1981: *The Urban Climate*. Vol. 28, ACADEMIC PRESS, 289 pp.
- Lee, S.-H., and J.-J. Baik, 2010: Statistical and dynamical characteristics of the urban heat island intensity in Seoul. *Theoretical and Applied Climatology*, **100**, 227-237.
- Lee, S. H., S. W. Kim, W. M. Angevine, L. Bianco, S. A. McKeen, C. J. Senff, M. Trainer, S. C. Tucker, and R. J. Zamora, 2011: Evaluation of urban surface parameterizations in

- the WRF model using measurements during the Texas Air Quality Study 2006 field campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**, 2127-2143.
- Markowski, P., and Y. Richardson, 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons, Ltd, 407 pp.
- Martilli, A., 2007: Current research and future challenges in urban mesoscale modelling. *International Journal of Climatology*, **27**, 1909-1918.
- Matzarakis, A., F. Rutz, and H. Mayer, 2007: Modelling radiation fluxes in simple and complex environments—application of the RayMan model. *International Journal of Biometeorology*, **51**, 323-334.
- Meng, W.-g., Y.-x. Zhang, J.-n. Li, W.-s. Lin, G.-f. Dai, and H.-r. Li, 2011: APPLICATION OF WRF/UCM IN THE SIMULATION OF A HEAT WAVE EVENT AND URBAN HEAT ISLAND AROUND GUANGZHOU. *Journal of Tropical Meteorology*, **17**, 257-267.
- Miranda, P. M. A., 2001: *Meteorologia e Ambiente*. Universidade Aberta, 322 pp.
- Moreno-Garcia, M. C., 1994: Intensity and form of the urban heat island in Barcelona. *International Journal of Climatology*, **14**, 705-710.
- Morris, C., I. Simmonds, and N. Plummer, 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.
- Morris, C. J. G., and I. Simmonds, 2000: Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *International Journal of Climatology*, **20**, 1931-1954.
- Nations, U., 2012: World Urbanization Prospects, the 2011 Revision Final Report with Annex Tables.
- Oke, T. R., 1976: The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, **14**, 268-277.
- Oke, T. R., 1987: *Boundary layer climates*. 2nd ed. London Routledge, 435 pp.
- Oke, T. R., 2004: Urban observations IOM Report N° 81.
- , 2006: Towards better scientific communication in urban climate. *Theoretical and Applied Climatology*, **84**, 179-190.
- Oleson, K. W., G. B. Bonan, J. Feddema, and T. Jackson, 2011: An examination of urban heat island characteristics in a global climate model. *International Journal of Climatology*, **31**, 1848-1865.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: *The Physics of Climate*. Springer-Verlag GmbH, 520 pp.
- Pielke, R. A., 2002: *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press.
- Pineda, N., O. Jorba, J. Jorge, and J. M. Baldasano, 2004: Using NOAA AVHRR and SPOT VGT data to estimate surface parameters: Application to a mesoscale meteorological model. *International Journal of Remote Sensing*, **25**, 129-143.
- Rizwan, A. M., L. Y. C. Dennis, and C. Liu, 2008: A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island. *Journal of Environmental Sciences*, **20**, 120-128.
- Rotach, M. W., B. Fisher, and M. Piringer, 2002: COST 715 workshop on urban boundary layer parameterizations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1501-1504.
- Rotach, M. W., R. Vogt, C. Bernhofer, E. Batchvarova, A. Christen, A. Clappier, B. Feddersen, S. E. Gryning, G. Martucci, H. Mayer, V. Mitev, T. R. Oke, E. Parlow, H. Richner, M. Roth, Y. A. Roulet, D. Ruffieux, J. A. Salmond, M. Schatzmann, and J. A. Voogt, 2005: BUBBLE - An urban boundary layer meteorology project. *Theoretical and Applied Climatology*, **81**, 231-261.
- Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, W. Wang, X.-y. Huang, and M. Duda, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3.

- Stewart, I. D., 2011: A systematic review and scientific critique of methodology in modern urban heat island literature. *International Journal of Climatology*, **31**, 200-217.
- Stewart, I. D., and T. R. Oke, 2009: Newly developed "thermal climate zones" for defining and measuring urban heat island magnitude in the canopy layer. *T. R. Oke Symp. and Eighth Symp. on Urban Environment.*, Preprints, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc., J8.A.
- , 2012: Local Climate Zones for Urban Temperature Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 1879-1900.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Acad. Publishing, 666 pp.
- Tan, J., Y. Zheng, X. Tang, C. Guo, L. Li, G. Song, X. Zhen, D. Yuan, A. Kalkstein, F. Li, and H. Chen, 2010: The urban heat island and its impact on heat waves and human health in Shanghai. *International Journal of Biometeorology*, **54**, 75-84.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 7183-7192.
- Teixeira, J. C. M., 2012: Sensibilidade do WRF à Fronteira Inferior e Parametrizações Urbanas. Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física, Departamento de Física, Universidade de Aveiro.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric science - an introductory survey*. Second Edition ed. Elsevier, 504 pp.
- Warner, T. T., 2010: *Numerical Weather and Climate Prediction*. Cambridge University Press.