

David Manuel Gonçalves Marques

# Contributo da Climatologia para a sustentabilidade urbana O caso da Figueira da Foz



FLUC FACULDADE DE LETRAS  
UNIVERSIDADE DE COIMBRA



---

David Manuel Gonçalves Marques

---

# Contributo da Climatologia para a sustentabilidade urbana

## O caso da Figueira da Foz

Dissertação de Mestrado em Geografia Física, área de especialização em Ambiente e Ordenamento do Território, apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, sob co-orientação do Professor Doutor António Manuel Rochette Cordeiro e Professor Doutor Nuno Ganho Gomes da Silva



FLUC FACULDADE DE LETRAS  
UNIVERSIDADE DE COIMBRA



## ÍNDICE GERAL

Índice Geral.....	5
Índice de Figuras.....	9
Índice de Quadros.....	11
Índice de Fotos.....	13
Agradecimentos .....	15
Resumo.....	17
Abstract.....	19
Siglas e Abreviaturas .....	21
<b>PARTE I .....</b>	<b>23</b>
<b>Capítulo I   Introdução.....</b>	<b>25</b>
1. Objectivos e Metodologia.....	27
1.1. Tema e objectivos da investigação .....	27
1.2. A evolução da Climatologia Urbana .....	29
1.3. Metodologia.....	33
1.4. Estrutura da Dissertação.....	34
2. Enquadramento e caracterização da área de estudo: Figueira da Foz.....	35
2.1. Enquadramento morfológico e topográfico.....	36
2.2. Evolução da cidade da Figueira da Foz .....	42
2.3. Morfologia Urbana.....	44
<b>Capítulo II   Enquadramento Teórico .....</b>	<b>49</b>
1. Especificidades do Clima Urbano .....	51
1.1. Escalas climáticas de análise.....	51
1.1.1. Escala Horizontal .....	52
1.1.2. Escala Vertical .....	54
1.1.2.1. A Troposfera e a Camada Limite Atmosférica .....	54
1.1.3. Camada Limite Urbana .....	57

1.2. Balanço energético em meio urbano .....	58
1.2.1. Ilha de calor urbano .....	62
1.3. Os Espaços Verdes em Meio Urbano.....	64
1.4. A Influência da Topografia no Topoclima.....	67
1.4.1. A Formação de Lagos de Ar Frio.....	67
<b>PARTE II .....</b>	<b>69</b>
<b>Capítulo III   Caracterização Climática .....</b>	<b>71</b>
1. Enquadramento Climático Regional da Figueira da Foz.....	73
2. Regime Climático Médio da Figueira da Foz.....	76
2.1. Insolação, nevoeiro e nebulosidade.....	76
2.1.1. Insolação .....	76
2.1.2. Nebulosidade.....	77
2.1.3. Nevoeiro .....	78
2.2. Humidade Relativa.....	79
2.3. Temperatura .....	80
2.3.1. Temperatura mínima .....	80
2.3.1.1. Temperatura mínima absoluta.....	80
2.3.2. Temperatura máxima.....	81
2.3.2.1. Temperatura máxima absoluta.....	82
2.4. O Vento.....	82
2.4.1. Normais de direcção e velocidade do vento .....	82
2.4.2. Velocidade média do vento .....	85
2.4.3. Velocidades do vento superiores a 36km/h e 55km/h .....	85
2.5. Precipitação .....	86
2.5.1. Precipitação em número de dias .....	86
2.5.2. Precipitação acumulada.....	87
2.5.3. Precipitação máxima diária.....	88

<b>Capítulo IV   Contrastes Térmicos da Baixa Atmosfera.....</b>	<b>89</b>
1. Metodologia.....	91
1.1. Termógrafos em abrigo: localização e representatividade espacial.....	91
1.2. Dados: obtenção e tratamento .....	94
1.3. Condições meteorológicas durante o período-amostra.....	95
2. Resultados e Discussão.....	96
2.1. Análise das temperaturas máximas e mínimas diárias .....	96
2.2. Comportamento intradiurno.....	98
2.2.1. Frequência de ocorrência .....	98
2.2.2. Intensidade média e variabilidade.....	100
2.2.3. Intensidade extrema.....	102
2.2.4. Taxas de aquecimento ou arrefecimento horário.....	104
3. A influência dos tipos de tempo nos contrastes térmicos .....	106
3.1. Tipo de tempo perturbado de Oeste.....	106
3.2. Tipo de tempo anticiclónico com circulação de retorno de Norte .....	107
3.3. Tipo de tempo anticiclónico com circulação de Leste .....	110
<b>Capítulo V   Forma e Intensidade do Campo Termohigrométrico.....</b>	<b>113</b>
1. Metodologia.....	115
1.1. Caracterização das Campanhas de Observação Itinerantes .....	115
1.2. Dados: amostra, obtenção e tratamento .....	117
2. Resultados e discussão .....	119
2.1. Campo Termohigrométrico Médio .....	119
2.1.1 Observações Diurnas.....	119
2.1.2. Observações Nocturnas.....	124
2.1.3 Campo térmico em noites de acentuado arrefecimento nocturno.....	129
2.2. Contrastes termohigrométricos e a influência dos tipos de tempo .....	133
2.2.1 O campo termohigrométrico em dois momentos consecutivos no dia 2/6/2011 .	133

2.2.2. Exemplo do campo termohigrométrico de fracos contrastes espaciais .....	140
2.2.3. O exemplo do campo termohigrométrico de contrastes significativos em dois momentos consecutivos .....	144
<b>Capítulo VI   Definição dos Climatopos e Orientações Climáticas .....</b>	<b>153</b>
1. Os mapas climáticos urbanos .....	155
2. Metodologia .....	156
2.1. Carga Térmica Potencial .....	158
2.2. Ventilação Potencial .....	160
2.3. Mapa Climático Urbano – Definição dos Climatopos .....	161
3. Orientações Climáticas Gerais .....	170
3.1. Orientações Climáticas Especializadas .....	171
<b>Conclusão .....</b>	<b>173</b>
<b>Bibliografia .....</b>	<b>181</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Enquadramento territorial.....	35
Figura 2 - Hipsometria.....	37
Figura 3 - Declives.....	39
Figura 4 - Ocupação e uso do solo.....	41
Figura 5 - Evolução do construído com pormenor à área urbana.....	43
Figura 6 - Esquema das escalas climáticas (verticais e horizontais) da atmosfera em meio urbano.....	53
Figura 7 - Gráficos termo-pluviométricos.....	75
Figura 8 - Octógonos anemoscópicos (frequência de ocorrência para cada rumo de vento).....	75
Figura 9 - Número médio de horas de insolação e média anual no período 1954-1980.....	77
Figura 10 - Número médio de dias de nevoeiro.....	79
Figura 11 - Variação estacional média da frequência de ocorrência e velocidade média para cada rumo.....	84
Figura 12 - Número médio de dias com precipitação $\Rightarrow$ 1 mm e $\Rightarrow$ 10 mm.....	87
Figura 13 - Imagem dos abrigos de radiação solar utilizados e dos termógrafos Tinytag Plus 2 TGP 4500.....	92
Figura 14 - Localização dos termógrafos em abrigo.....	93
Figura 15 - Variação intradiurna da frequência de ocorrência de diferenças de temperatura superiores a 0°C ( $\Delta T > 0^\circ\text{C}$ ).....	99
Figura 16 - Variação intradiurna das diferenças médias de temperatura.....	101
Figura 17 - Variação intradiurna das diferenças extremas, máximas e mínimas de temperatura do ar.....	103
Figura 18 - Variação intradiurna das taxas médias de aquecimento/arrefecimento horário.....	105
Figura 19 - Situação sinóptica à superfície (A) e ao nível de 500 hPa (B) no dia 06/08/2011, às 0h UTC.....	106
Figura 20 - Comportamento dos contrastes térmicos entre cada par de termógrafos comparados no dia 06/08/2011.....	107
Figura 21 - Situação sinóptica à superfície (A) e ao nível de 500 hPa (B) no dia 10/08/2011, às 0h UTC.....	108
Figura 22 - Comportamento dos contrastes térmicos entre cada par de termógrafos comparados no dia 10/08/2011.....	109
Figura 23 - Situação sinóptica à superfície (n.m.m) (A) e ao nível de 500 hPa (B) no dia 10/08/2011, às 0h UTC.....	110
Figura 24 - Comportamento dos contrastes térmicos entre cada par de termógrafos comparados no dia 01/10/2011.....	111
Figura 25 - Contextualização topográfica e urbana do percurso e dos locais observação.....	116
Figura 26 - Perfil topográfico do percurso de observação itinerante.....	117
Figura 27 - Campo térmico médio diurno.....	122
Figura 28 - Campo higrométrico médio diurno.....	123
Figura 29 - Campo térmico médio nocturno.....	127
Figura 30 - Campo higrométrico médio nocturno.....	128
Figura 31 - Campo térmico médio em noites de acentuado arrefecimento radiativo.....	132

Figura 32 - Situação sinóptica à superfície (nmm) às 12h UTC e ao nível de 500 (hPa) às 0h UTC no dia 06/08/2011. ....	133
Figura 33 - Campo térmico na tarde do dia 2/06/2011 (desvios relativos ao ponto 38). ....	136
Figura 34 - Campo higrométrico na tarde do dia 2/06/2011 (desvios relativos ao ponto 38). ....	137
Figura 35 - Campo térmico nocturno no dia 2/06/2011 (desvios relativos ao ponto 38). ....	138
Figura 36 - Campo higrométrico nocturno no dia 2/06/2011 (dados relativos ao ponto 38). ....	139
Figura 37 - Situação sinóptica à superfície (nmm) e ao nível de 500 (hPa) às 0h UTC no dia 19/09/2011. ....	140
Figura 38 - Campo térmico na noite de 19/09/2011. ....	142
Figura 39 - Campo higrométrico na noite de 19/09/2011. ....	143
Figura 40 - Situação sinóptica à superfície (nmm) e ao nível de 500 (hPa) às 0h UTC no dia 05/10/2011. ....	144
Figura 41 - Campo térmico na noite de 4/10/2011. ....	147
Figura 42 - Campo higrométrico na noite de 4/10/2011. ....	148
Figura 43 - Campo térmico na madrugada de 5/10/2011. ....	151
Figura 44 - Campo higrométrico na madrugada de 5/10/2011. ....	152
Figura 45 - Estrutura dos mapas climáticos. ....	156
Figura 46 - Níveis de Informação utilizados na elaboração do mapa climático urbano. ....	157
Figura 47 - Carga térmica potencial. ....	159
Figura 48 - Ventilação potencial. ....	162
Figura 49 - Mapa climático urbano. ....	166
Figura 50 - Mapa climático urbano com indicação dos climatopos (pormenor da área urbana). ....	167

## ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1 - Características da camada Limite e da atmosfera Livre.....	56
Quadro 2 - Principais benefícios dos espaços verdes urbanos.....	66
Quadro 3 - Descrição das estações meteorológicas.....	73
Quadro 4 - Valores médios de Insolação em Barra do Mondego (1954-1980).....	77
Quadro 5 - Valores médios de nebulosidade em Barra do Mondego (1954-1980).....	78
Quadro 6 - Frequência (%) e velocidade do vento (km/h) para cada rumo.....	84
Quadro 7 - Velocidades do vento $\geq 36$ km/h e $\geq 55$ km/h.....	86
Quadro 8 - Quadro síntese da localização e caracterização dos termógrafos.....	94
Quadro 9 - Parâmetros estatísticos das séries horárias de diferença de temperatura máxima ( $\Delta T_x$ ) e mínima ( $\Delta T_n$ ).....	97
Quadro 10 - Frequência de ocorrência de valores positivos das séries horárias de diferenças de temperatura..	99
Quadro 11 - Parâmetros estatísticos de tendência central (média e mediana) e de dispersão das séries horárias de diferenças de temperatura   $\Delta T$ BM-BS.....	101
Quadro 12 - Parâmetros estatísticos de tendência central (média e mediana) e de dispersão das séries horárias de diferenças de temperatura   $\Delta T$ FF-BS.....	101
Quadro 13 - Parâmetros estatísticos de tendência central (média e mediana) e de dispersão das séries horárias de diferenças de temperatura   $\Delta T$ PQ-BS.....	101
Quadro 14 - Extremos máximos das séries horárias de diferenças de temperatura.....	103
Quadro 15 - Extremos mínimos das séries horárias de diferenças de temperatura.....	103
Quadro 16 - Variação média inter-horária da temperatura ( $T_h - T_{h-1}$ ).....	105
Quadro 17 - Descrição das campanhas de observação.....	118
Quadro 18 - Caracterização dos níveis de informação.....	157
Quadro 19 - Classes climáticas urbanas.....	163
Quadro 20 - Definição e caracterização dos climatopos.....	165
Quadro 21- Resumo das orientações climáticas.....	172



## ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1 - O tipo de morfologia urbana no "Bairro Velho" e a ligação ao Rio Mondego. ....	44
Foto 2 - Expansão da cidade para Norte (Tavarede). ....	45
Foto 3 - Vista área da cidade sobre diferentes ângulos. ....	46
Foto 4 - Frente Atlântica da cidade. ....	46
Foto 5 - A malha urbana em Buarcos. ....	47
Foto 6 - O Parque Verde das Abadias e o Parque Municipal. ....	47
Foto 7 – Instrumentação científica utilizada nas campanhas de observação itinerantes. ....	115
Foto 8 - Nebulosidade tipo “onda de relevo” sobre a Serra da Boa Viagem. ....	164



## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado sob a co-orientação do Professor Doutor António Manuel Rochette Cordeiro e do Professor Doutor Nuno Ganho Gomes da Silva, a quem me cabe exprimir sincero reconhecimento pelo modo empenhado como, em todos os momentos me prestaram o apoio científico necessário. Agradeço também a leitura atenta do trabalho, a disponibilidade demonstrada, as sugestões sempre enriquecedoras, as questões pertinentes e não menos importante, os incentivos constantes ao longo do trabalho.

Aos colegas de trabalho agradeço todo o apoio prestado, em particular ao Gonçalo e ao Paulo pela ajuda na elaboração cartográfica, à Liliana pelo precioso contributo na formatação deste trabalho, ao Fernando pela edição de algumas imagens e também à Cristina e à Lúcia, pelo apoio e pela confiança que recebi.

Agradeço, ainda e sobretudo aos meus pais, à minha irmã Márcia e ao Filipe, à minha avó Maria da Pureza e às minhas tias Maria de Lurdes e Pureza, por todo o apoio e carinho e por serem sempre o meu porto de abrigo.

À Tânia por todos os motivos e mais alguns. Companheira em todas as fases do trabalho e da vida, companheira nas desgastantes campanhas de observação e não menos companheira nos momentos de partilha de alegrias e frustrações inerentes à realização de um trabalho tão absorvente quanto este, agradeço carinhosamente a sua compreensão e força transmitida diariamente.

Quero também dirigir uma palavra de apreço aos meus familiares e amigos mais próximos pelas palavras de ânimo.

Por fim, agradeço ao Instituto Portuário de Transportes Marítimos da Figueira da Foz, à Junta de Freguesia de Bom Sucesso e à Rádio Foz do Mondego, por se terem mostrado receptivas à colocação dos termógrafos fixos nas suas instalações.



## RESUMO

À escala do topoclima urbano intervêm diversos factores, tais como a densidade de construção e o grau de impermeabilização do solo, a morfologia urbana, a topografia, a vegetação e a proximidade a importantes massas de água, responsáveis não só por contrastes térmicos e higrométricos espaciais, mas também com efeitos nos campos de vento.

Em cidades de média dimensão, cujo povoamento urbano se insere num contexto morfológico mais ou menos acidentado, mesmo no litoral, a topografia é, frequentemente e em interacção com os demais factores, o factor preponderante. É o que se verifica na nossa área de estudo, a cidade de Figueira da Foz, onde a Serra da Boa Viagem, o oceano Atlântico e o estuário do Mondego, contribuem para um quadro topoclimático muito específico e contrastado.

Tendo como objectivo a investigação dos contrastes topoclimáticos em espaço urbano e peri-urbano, efectuaram-se várias campanhas de observação de temperatura, de humidade relativa, e de direcção e velocidade do vento, complementadas com os dados obtidos por uma rede urbana de termógrafos em abrigo o que, em conjunto, permitiu observar os campos termohigrométricos, na sua diversidade espacial e variabilidade temporal, intra e interdiurna.

Após a compreensão das principais características do padrão topoclimático desta área litoral, onde o “jogo” entre os sistemas atmosfera – oceano – superfície terrestre é influenciado pela cidade, identificaram-se e definiram-se as unidades de resposta climática homogénea (climatopos), para as quais se propuseram algumas orientações climáticas numa lógica de melhoria da sustentabilidade urbana na Figueira da Foz.

**Palavras-Chave:** Topoclima urbano, Climatopos, Orientações Climáticas, Figueira da Foz.



## ABSTRACT

On the scale of urban topoclimate several factors are involved such as the density of buildings and impervious surfaces, urban morphology, topography, vegetation and proximity to major water bodies, responsible not just for hygrometric and thermal contrasts in space, but also with direct effects on wind fields.

In medium-sized cities, where urban settlement is part of a morphological context more or less bumpy, even on the coast, topography is often the key factor in interaction with other factors. This is the case in our study area, the city of Figueira da Foz, where the Boa Viagem Mountain, the Atlantic Ocean and the estuary of the Mondego, contribute to a very specific topoclimatic context.

With the aim of the research being topoclimatic contrasts in urban and peri-urban space, we have made several observation campaigns in order to study temperature, relative humidity and wind direction and speed, with data gathered from the field to be supplemented with data obtained from an urban network of thermographs under protection, which together allowed us to observe the fields thermohygrometric, in its own spatial and temporal variability, and intra interdiurnal.

After understanding the salient features of the weather pattern of this coastal area, where the "game" between the systems atmosphere - ocean - land surface (the latter modified by the city) is a constant, we identified and defined the units of homogeneous climate response (climatopes), for which some guidance is offered in a climate of a logical improvement of urban sustainability in Figueira da Foz

**Keywords:** Urban topoclimate, Climatopes, Climatic Guidelines, Figueira da Foz.



## SIGLAS E ABREVIATURAS

CCU | Classes Climáticas Urbanas

E | Evapotranspiração

F | Água libertada para a atmosfera por combustão

H/W – Height/Width | razão entre a altura dos prédios e a largura das ruas, que pode substituir a fracção visível da abóbada celeste (*Sky View Factor, SVF*)

IPCC | Intergovernmental Panel on Climate Change

K↓ | Radiação global (directa + difusa) (pequeno comprimento de onda)

K↑ | Radiação reflectida (pequeno comprimento de onda)

K\* | Balanço de radiação (pequeno comprimento de onda)

L↑ | Radiação emitida pela superfície da terra (grande comprimento de onda)

L↓ | Radiação emitida pela atmosfera (grande comprimento de onda)

L\* | Balanço de radiação (grande comprimento de onda)

P | Precipitação

PCI | *Park Cool Island*, ilha de frescura num espaço verde

QE | Fluxo de calor latente

QF | Fluxo de calor antrópico

QH | Fluxo de calor sensível

SVF – *Sky View Factor* | Fracção visível da abóbada celeste

UBL – *Urban Boundary Layer* | Atmosfera urbana superior

UCL – *Urban Canopy Layer* | Atmosfera urbana inferior

$\Delta A$  – Advecção de vapor de água e gotas de água de/para o volume de ar urbano

$\Delta QA$  – Advecção

$\Delta QS$  – Fluxo de calor armazenado no solo

$\Delta r$  – Escoamento

$\Delta S$  – Água armazenada na cidade (solo, edifícios e ar da *urban canopy layer*)

$\Delta T_{u-r}$  – Intensidade da ilha de calor urbana



---

# PARTE I

---



# CAPÍTULO I

## Introdução



## 1. OBJECTIVOS E METODOLOGIA

### 1.1. Tema e objectivos da investigação

A temática desta dissertação encontra-se relacionada com o contributo que a Climatologia urbana deve representar na definição de políticas de planeamento e ordenamento do território, direccionadas a uma melhoria, não só da qualidade do ambiente urbano mas também do próprio desenvolvimento sustentável.

O debate científico em torno do impacte das cidades na modificação do clima local com repercussões ao nível do conforto bioclimático, da qualidade do ar e do consumo energético, suscitou nas últimas duas décadas um avanço significativo na compreensão das bases do clima urbano por parte da climatologia, assumindo-se cada vez mais como uma área multidisciplinar que “recebe” actualmente conhecimentos de um amplo espectro científico (OKE, 2006a).

De facto, nesta primeira década do século XXI pela primeira vez, mais de metade da população mundial (50.5%) concentra-se em áreas urbanas, sendo que essa proporção aumentará substancialmente num futuro próximo. Para o ano de 2050, segundo previsões das Nações Unidas, 68.7% da população mundial habitará áreas urbanas, devido essencialmente às taxas de urbanização<sup>1</sup> significativas dos países menos desenvolvidos. Para Portugal e com base no mesmo relatório, no ano de 2010 60.7% da população já habitava espaços urbanos, sendo que no ano de 2050 essa “fatia” corresponderá a 80% da população total.

A concentração da população e das actividades humanas em apenas 2-3% da superfície terrestre, coloca uma grande parte da população dita urbana particularmente vulnerável a eventos extremos e à variabilidade climática, constituindo desse modo um dos desafios mais importantes para as próximas gerações, desafiando-nos na procura de um equilíbrio mais sustentável entre o ser humano e a Terra.

Aliás, a rápida urbanização ocorrida essencialmente na segunda metade do século XX nos países em desenvolvimento, não só trouxe novos imigrantes para as áreas urbanas, como também modificou gradualmente o ambiente físico urbano (CHAO *et al.*, 2010), criando o seu próprio clima - o clima urbano -, de onde se destaca o fenómeno de “ilha de calor urbano”.

---

<sup>1</sup> O fenómeno de urbanização é entendido aqui, não só como a transformação do meio natural em meios artificializados como também o movimento migratório populacional das áreas rurais para as áreas urbanas.

<sup>2</sup> Esta campanha de observação decorreu entre 17 de Julho e 2 de Agosto de 1989, nas proximidades do lugar de Leirosa (5

Segundo uma visão sistémica, é certo que as modificações urbanas influenciam todas as escalas de análise, desde o local ao global, contudo no estado actual do conhecimento a comunidade científica apresenta algumas reservas ou mesmo dificuldades em isolar e compreender o verdadeiro impacto do ecossistema urbano no sistema climático global (MILLS, 2006; CARRAÇA, 2008; GRIMMOND *et al.*, 2010).

Contudo à escala local, inúmeros estudos têm demonstrado que o fenómeno de urbanização e do crescimento das cidades é paradigmático dos efeitos antrópicos, capazes de modificar por completo as características climáticas das áreas urbanas (FERREIRA, 2005).

À escala do topoclima urbano intervêm diversos factores, tais como, a densidade de construção e impermeabilização do solo, a morfologia urbana, a topografia, a vegetação e a proximidade a importantes massas de água, responsáveis não só por contrastes térmicos e higrométricos espaciais, mas também com efeitos directos nos campos de vento.

Em cidades de média dimensão, cujo povoamento urbano se insere num contexto morfológico mais ou menos acidentado, mesmo no litoral, a topografia é, frequentemente, o factor preponderante, em interacção com os demais factores.

É o que se verifica na nossa área de estudo, a cidade da Figueira da Foz, onde a Serra da Boa Viagem, o oceano Atlântico e o estuário do Mondego, contribuem para um quadro topoclimático muito específico e que tornam este estudo algo complexo, face aos meios disponíveis, mas ao mesmo tempo aliciante.

Como objectivos, esta dissertação apresenta essencialmente dois propósitos: Em primeiro lugar, é nosso objectivo analisar os contrastes topoclimáticos de algumas variáveis climáticas (temperatura do ar, humidade relativa, velocidade e direcção do vento) na cidade da Figueira da Foz e nos espaços peri-urbanos e rurais envolventes, tendo em consideração o quadro físico regional e local e as características da morfologia urbana e ocupação do solo. Em segundo lugar e só depois de alcançados os objectivos descritos que permitirão compreender as principais características do padrão climático desta área litoral, onde o “jogo” entre os sistemas atmosfera – oceano – superfície terrestre (este último modificado pela cidade) é uma constante, é nossa pretensão aplicar os conhecimentos adquiridos sobre o clima local, com a finalidade de se traduzir e direccionar a informação climática ao planeamento e ordenamento do território, através de produção de cartografia temática, passível de ser utilizada pelos vários agentes envolvidos no processo de planeamento e de desenho das cidades, e que represente um contributo para a melhoria da sustentabilidade da cidade da Figueira da Foz.

---

## 1.2. A evolução da Climatologia Urbana

---

A consciência de que o clima é uma das variáveis que deve estar presente no processo de planeamento e de desenho das cidades, remonta à Grécia Antiga e ao império Romano, onde vários escritos já evidenciavam essa sensibilidade (YOSHINO, 1975; GRIMMOND, 2006).

Desde 1920 e com maior ênfase na década de 60-70, o interesse em torno do clima urbano verificou-se primeiramente nos países já então mais despertos para esta temática, como a Alemanha, Áustria, França e Estados Unidos da América.

De forma efectiva, é a partir da década de 80 que a Climatologia urbana enquanto ciência começa a definir o seu rumo, assistindo-se a uma verdadeira proliferação de estudos descritivos do clima de diversas cidades, centrados especialmente no fenómeno da “ilha de calor”, o que aliás está bem presente na afirmação de OKE (1982:21), ao referir que, as “Ilhas de Calor” eram acima de tudo “*well described but rather poorly understood*”.

ARNFIELD (2003:19) ao efectuar a análise da evolução científica desde os anos 80 afirma que: “*Urban climatology continues to migrate methodologically from descriptive and inductive ‘black box’ approaches to process studies and process-response (simulation) modelling. This migration is a positive aspect of the field’s recent history, because it enhances the explanatory power urban climatologists have at their disposal*”.

Contudo, os modelos matemáticos e, apesar de todas as vantagens que naturalmente apresentam enquanto poderosas “ferramentas” de trabalho que são e, por isso, importantes no avanço do conhecimento científico em torno do sistema climático urbano, é de assinalar que ainda existe um longo trabalho a desenvolver nesta área, onde o sistema climático, devido à sua inerente complexidade, dificulta a sua modelação numérica igualmente complexa (ARNFIELD, 2003).

Recentemente GRIMMOND, *et al.* (2010), para além de analisarem os principais avanços ocorridos nas bases do conhecimento científico em torno do clima urbano nas últimas duas décadas, identificam as áreas que carecem de um desenvolvimento prioritário e as principais linhas de investigação para a próxima década em Climatologia urbana.

Por exemplo, ao nível das observações em meio urbano, os autores elegem como fundamental a implementação de redes meteorológicas urbanas (no espaço urbano e peri-urbano) que possam monitorizar vários elementos à superfície (humidade no solo e ar/ temperatura de superfície, do ar e do solo) e o perfil vertical (desde a atmosfera urbana inferior até ao topo da camada limite) da temperatura, humidade, vento, turbulência, radiação, precipitação e qualidade do ar (gases e material particulado), assim como, as observações se devam prolongar continuamente no tempo em vários tipos de morfologia urbana, privilegiando-se as séries longas de dados (em vez de campanhas de

curta duração) com ampla representatividade espacial e preservando-se as estações existentes com séries centenárias.

Do mesmo modo, destacam a necessidade de se promover a educação ambiental dos urbanitas e o desenvolvimento de sistemas de alerta ambientais mais eficazes, assumindo-se claramente a informação climática como uma mais-valia nos processos de planeamento e ordenamento das cidades, que cada vez mais se pretendem sustentáveis do ponto de vista ambiental (GRIMMOND, *et al.* 2010).

É neste contexto temático que, os processos ocorridos em meio urbano, se assumem como os principais temas de investigação em climatologia urbana e meteorologia urbana. Segundo OKE (2006b) citado por ALCOFORADO (2010:32), a climatologia urbana deve focalizar-se no estudo “das interações entre a atmosfera e as aglomerações humanas (sistema cidade-atmosfera), incluindo o impacte da atmosfera nas pessoas, infra-estruturas e actividades em aldeias, vilas e cidades, assim como os efeitos desses locais na atmosfera”. Por seu turno, cabe à meteorologia urbana o estudo dos processos físico-químicos, propriamente ditos, que ocorrem na atmosfera urbana.

Em Portugal, os estudos de Climatologia urbana iniciaram-se com a Tese de Doutoramento de ALCOFORADO (1988) sobre o “Clima da Região de Lisboa”. Em 1992, é apresentada por GANHO (1992) a sua Tese de Mestrado sobre “O clima urbano de Coimbra – Aspectos Térmicos Estivais” e, no ano seguinte, vem à estampa o primeiro estudo de doutoramento em climatologia urbana dedicado à cidade do Porto (MONTEIRO, 1993).

Em 1994, dando seguimento aos estudos iniciados por ALCOFORADO (1988), são apresentadas duas Teses de Mestrado dedicadas ao clima urbano da área de Lisboa, nomeadamente “Poluição atmosférica e clima em Lisboa” (ANDRADE, 1994) e “Padrões Térmicos do Clima Local na Região de Oeiras” (LOPES, 1994). No ano de 1998, GANHO (1998) apresenta a sua Tese de Doutoramento, intitulada “O Clima Urbano de Coimbra – Estudo de Climatologia Local Aplicada ao Ordenamento Urbano” onde o autor desenvolve e consubstancia os conhecimentos sobre o clima urbano da cidade de Coimbra.

Com o título “Contribuição dos Modelos Estocásticos para o Estudo da Climatologia Urbana”, GÓIS (2002), apresenta a sua Tese de Doutoramento à Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, onde segundo o próprio, pretende “através da aplicação de uma série de técnicas nos domínios da matemática e da estatística, aprofundar e esclarecer o comportamento de algumas das variáveis susceptíveis de directamente influenciarem o clima urbano da cidade”, ocupando-se da cidade do Porto como área de estudo.

Mais recentemente, ANDRADE (2003) e LOPES (2003) publicaram as suas Teses de Doutoramento sobre a cidade de Lisboa, com os temas “Bioclima Humano e Temperatura do Ar em Lisboa” e “Modificações no clima urbano de Lisboa como consequência do crescimento urbano. Vento, ilha de calor de superfície e balanço energético”, respectivamente.

Em 2004, VASCONCELOS (2004) apresenta a sua tese de mestrado onde aborda a influência do crescimento urbano no sector oriental da cidade de Lisboa na diminuição da intensidade do sistema de brisas do estuário do Tejo, numa lógica de planeamento urbano. Também sobre Lisboa, NETO (2005) apresentou à Universidade de Évora a sua dissertação de mestrado. Apesar de não tratar de forma directa o clima urbano, efectua um estudo da circulação atmosférica de Verão sobre a Região de Lisboa.

Para além dos estudos de climatologia urbana sobre as cidades de Lisboa, Porto e Coimbra, destacam-se outros estudos sobre as cidades de Bragança (KATZCHNER, 1995), Évora (ALCOFORADO e TABORDA, 1997) e Aveiro (PINHO e ORGAZ, 2000).

Relativamente à Figueira da Foz, nossa área de estudo, nenhum estudo de climatologia urbana foi elaborado até ao presente momento. De uma forma geral, a variável clima é abordada essencialmente em capítulos de caracterização física, enquadrando este território no clima regional (ALMEIDA, 1995; RIBEIRO, 2001; RAMOS, 2008;) através da análise de valores médios dos principais elementos climáticos.

Contudo e, apesar de não constituírem trabalhos de climatologia urbana, destacam-se pelo seu importante contributo na compreensão de alguns aspectos topoclimáticos da Figueira da Foz, os estudos de CARVALHO e PRIOR (1990) e ALMEIDA (1995).

O primeiro, no âmbito da meteorologia, com o título - “Campanha Observacional da Baixa Troposfera em Leirosa (Figueira da Foz-17 de Julho-2 de Agosto) ”<sup>2</sup>-, teve como finalidade a “recolha de informação meteorológica que permitisse caracterizar a estrutura térmica e dinâmica da baixa troposfera na região costeira do centro de Portugal Continental, com vista essencialmente à realização de estudos sobre o regime e estrutura das circulações da baixa troposfera associadas às brisas costeiras, que permitem a melhoria do conhecimento científico do território assim como o apoio a estudos de planeamento e desenvolvimento local e regional” (CARVALHO e PRIOR, 1990:7).

---

<sup>2</sup> Esta campanha de observação decorreu entre 17 de Julho e 2 de Agosto de 1989, nas proximidades do lugar de Leirosa (5 km a sul da Figueira da Foz), a 13 m de altitude e a cerca de 300 metros da linha de costa, tendo tipo por base a realização de várias observações meteorológicas de superfície, na camada limite e aerológicas na baixa troposfera.

Na sua Tese de Doutoramento em Geografia Física com o título “Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem: uma abordagem ecológica da paisagem”, ALMEIDA (1995), para além de caracterizar a área de estudo do ponto de vista climático e bioclimático (calculando vários índices bioclimáticos), efectua uma breve análise topoclimática onde procura acima de tudo “salientar as diferenças espaciais verificadas em determinados pontos característicos da Serra da Boa Viagem e das dunas”, abordando essencialmente os parâmetros de direcção e velocidade do vento e, em menor grau, a temperatura do ar, numa área de contrastes morfológicos acentuados, mas excluindo da sua análise o sector urbano da Figueira da Foz, direccionando a sua análise essencialmente nos efeitos sobre a vegetação.

A análise do campo de vento, centrada essencialmente na influência que a Serra da Boa Viagem – Alhadas desempenha na dinâmica da circulação do ar à escala local, permitiu ao autor retirar algumas conclusões, nomeadamente: são os locais mais elevados, sobranceiros ao mar e “despidos” de vegetação que apresentam uma maior frequência e intensidade do vento, qualquer que seja o rumo (Cabo Mondego, cimo da Serra da Boa Viagem); que a menor velocidade do vento se verifica no fundo das vertentes a barlavento (Quiaios e Murtinheira); assim como se observa o aumento da velocidade e da turbulência do vento no fundo das vertentes a sotavento (Buarcos e Figueira da Foz) e a diminuição da velocidade do vento nos sectores arborizados da Serra da Boa Viagem.

Para além das medições de vento efectuadas, com base na análise da deformação dos bio-indicadores, ALMEIDA (1995) procurou definir a direcção dos ventos dominantes na Serra da Boa Viagem, concluindo que “o grau de deformação depende da posição que o bio-indicador ocupa relativamente à topografia ou em relação com a distância ao mar (...) para igual posição topográfica, quanto mais afastado estiver do mar, menor é a deformação sofrida”. Quanto às temperaturas, é de realçar as temperaturas inferiores registadas no cimo da Serra da Boa Viagem, no meio da mata, assim como, as diferenças de temperatura encontradas entre as vertentes voltadas a Norte e a Sul.

O estudo que agora se apresenta, no âmbito da Climatologia urbana, contempla essencialmente os contrastes termohigrométricos no espaço urbano, peri-urbano e rural da Figueira da Foz, constituindo um contributo no sentido de um melhor conhecimento das características topoclimáticas, estando conscientes de que ainda se apresenta incompleto, mas que poderá servir de ponto de partida para investigações futuras.

---

### 1.3. Metodologia

---

Para responder aos objectivos da investigação e tendo em conta as particularidades que um estudo desta natureza envolve e, uma vez que, à escala de análise em que os estudos topoclimáticos são efectuados, os dados necessários normalmente não existem, é por isso necessário para a sua obtenção recorrer-se a uma metodologia específica, apresentando o trabalho de campo um peso significativo.

Não tendo à disposição uma rede meteorológica urbana, situação óptima para o estudo dos padrões termo - higrométricos e de circulação do ar da atmosfera urbana inferior, instalaram-se quatro termógrafos fixos em abrigo, em diferentes contextos topoclimáticos.

A par das sondas fixas, efectuaram-se várias campanhas observacionais itinerantes em diversos pontos do espaço urbano, peri-urbano e rural da Figueira da Foz, previamente definidos ao longo de um percurso o mais heterogéneo possível, procurando-se quanto possível apreender a influência da cidade, do oceano Atlântico, do estuário do Mondego e da topografia (em particular a Serra da Boa Viagem) no topoclima.

Neste sentido, em cada ponto efectuaram-se registos de temperatura e humidade relativa do ar, assim como, de velocidade e direcção do vento, com a finalidade de se apreender o padrão espaço-temporal das variáveis climáticas em estudo, sob diferentes tipos de tempo.

Para a análise e caracterização do regime médio “normal” do ambiente climático da Figueira da Foz e da área envolvente do centro-litoral de Portugal continental e, visto que os dados de 1961-1990 e de 1971-2000 não se encontram disponibilizados pelo Instituto de Meteorologia de Portugal (IM), utilizaram-se as “normais” de 1951-1980, centrando a análise nas principais variáveis climáticas de particular importância em estudos de climatologia aplicada ao ordenamento.

Em termos metodológicos recorreremos a outras técnicas, nomeadamente: pesquisa e análise documental de várias publicações nacionais e internacionais (livros e revistas) em formato papel e digital, versando a temática da climatologia urbana aplicada; análise dos resumos climatológicos anuais, sazonais e mensais do IM; análise de cartas sinópticas de superfície (nmm) e altitude (500 hPa), bem como, uma panóplia de informação complementar para uma melhor compreensão das condições climáticas em cada dia que se realizaram campanhas de observação.

---

## 1.4. Estrutura da Dissertação

---

A presente dissertação organizada em sete capítulos, apresenta neste primeiro capítulo, uma síntese da temática e dos objectivos do trabalho, efectuando-se uma breve revisão acerca do estado da arte, assim como se enunciam os principais métodos de investigação utilizados e da respectiva organização do trabalho. Como forma de enquadrar a área de estudo e de facilitar a compreensão da realidade topoclimática investigada, efectua-se uma caracterização dos principais traços físicos e da morfologia urbana da Figueira da Foz.

No segundo capítulo, ainda que de uma forma sintetizada e limitada aos assuntos que serão seguidamente objecto de estudo, aborda-se de forma teórica as principais especificidades do clima urbano, nomeadamente as características da camada limite urbana, a modificação dos balanços energéticos e de radiação, que por sua vez, se repercutem no fenómeno de “ilha de calor” urbano e o papel dos espaços verdes em meio urbano. A influência da topografia nos climas locais, assim como as circulações atmosféricas locais, são igualmente objecto de análise.

No terceiro capítulo, efectua-se o enquadramento da área de estudo no contexto climático regional, para de seguida, com base nas “normais” climatológicas de 1951-1980 se proceder ao estudo do comportamento médio e interanual das principais variáveis climáticas.

Com o quarto capítulo, analisam-se os contrastes térmicos espaciais decorrentes da instalação de quatro termógrafos em abrigo durante a época estival, sendo que foram analisadas as temperaturas máximas e mínimas diárias entre cada par de sondas; o comportamento intradiurno das diferenças de temperatura do ar, nomeadamente a frequência de ocorrência, a intensidade média, variabilidade e intensidade extrema; as taxas de aquecimento ou arrefecimento horário e por fim, a influência dos tipos de tempo nos contrastes térmicos espaciais.

No quinto capítulo, o enfoque centra-se essencialmente nos padrões termohigrométricos à escala topoclimática, analisando-se não só os campos médios nocturnos e diurnos, como também os exemplos de maiores contrastes. Para além do padrão termohigrométrico, neste capítulo analisa-se o de forma abreviada o campo de vento médio resultante das medições efectuadas em cada campanha de observação.

No sexto capítulo e, com base no conhecimento adquirido nos capítulos precedentes sobre o topoclima da Figueira da Foz, definem-se as unidades de resposta climática homogénea (climatopos) para a área de estudo e as respectivas orientações climáticas direccionadas ao planeamento urbano.

Por fim, no sétimo capítulo, apresentam-se as principais conclusões que se retiram de cada um dos capítulos.



---

## 2.1. Enquadramento morfológico e topográfico

---

Do ponto de vista morfo-estrutural, a área de estudo integra na sua totalidade a Orla Meso-Cenozóica Ocidental, mais precisamente o sector setentrional da Bacia Lusitaniana<sup>3</sup>, onde ao longo dos tempos geológicos se foram depositando ciclicamente várias unidades geológicas sobre os terrenos do Maciço Hespérico.

Em termos litológicos, o substrato rochoso da área de estudo é constituído por material sedimentar, de onde se destacam rochas calcárias do Jurássico médio (*Dogger*) de maior pureza e compactação relativamente à restante litologia presente, nomeadamente rochas calco - margosas, arenitos vários, areias, argilas e aluviões de idade recente.

Do ponto de vista morfológico (Figura 2), no sector onde se encontra inserida a cidade da Figueira da Foz, destaca-se da paisagem uma linha de relevos de origem tectónica, que apresenta uma direcção sensivelmente de ONO-ESE e que, variando entre os 100 e os 257 metros de altitude, dá corpo a um dos ex-libris da cidade, a Serra da Boa Viagem e das Alhadas.

Esta linha de relevos contínua, composta pelas Serras da Boa Viagem, a ocidente e das Alhadas, a oriente, constitui uma estrutura monoclinial que se vai alargando progressivamente para Oeste em direcção às arribas do Cabo Mondego e que se prolonga pelo oceano. As suas altitudes raramente ultrapassam os 250 metros, coincidindo os níveis superiores aplanados com os afloramentos de calcários compactos, culminando aos 257 metros no marco geodésico da Bandeira. A própria Serra das Alhadas (prolongamento para oriente do arco de calcários e calcários margosos do Jurássico) desenvolve-se a um patamar inferior, com uma altitude máxima de 153 metros.

Por acção de um predomínio de tectónica compressiva, com uma componente de movimentação vertical, a qual tem sido responsável pela subida da Serra, estes relevos terminam de forma brusca a Norte por uma escarpa de falha (Falha de Quiaios), colocando em contacto os calcários e margas do Lias com areias marinhas do Plistocénico médio a inferior (ALMEIDA, 1995).

Tanto a Norte como a Sul desta barreira orográfica, domina a platitude por extensas superfícies de baixas altitudes (inferiores a 50 metros), quer seja pelo plano aluvial do Mondego, quer pela planície litoral, ou ainda, pelos baixos planaltos, quase todos arenosos ou cascalhentos (REBELO, *et al.* 1990). No sector central do território concelhio, destaca-se o estuário do Rio Mondego, que aqui desagua no oceano Atlântico.

---

<sup>3</sup> A Bacia Lusitaniana pode ser definida como “uma bacia sedimentar que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica, durante parte do Mesozóico, e a sua dinâmica enquadra-se no contexto da fragmentação da Pangeia, mais especificamente da abertura do Atlântico Norte. Caracteriza-se como uma bacia distensiva, pertencente a uma margem continental do tipo atlântico de *Rift* não vulcânica (KULLBERG *et al.*, 2006: 317).

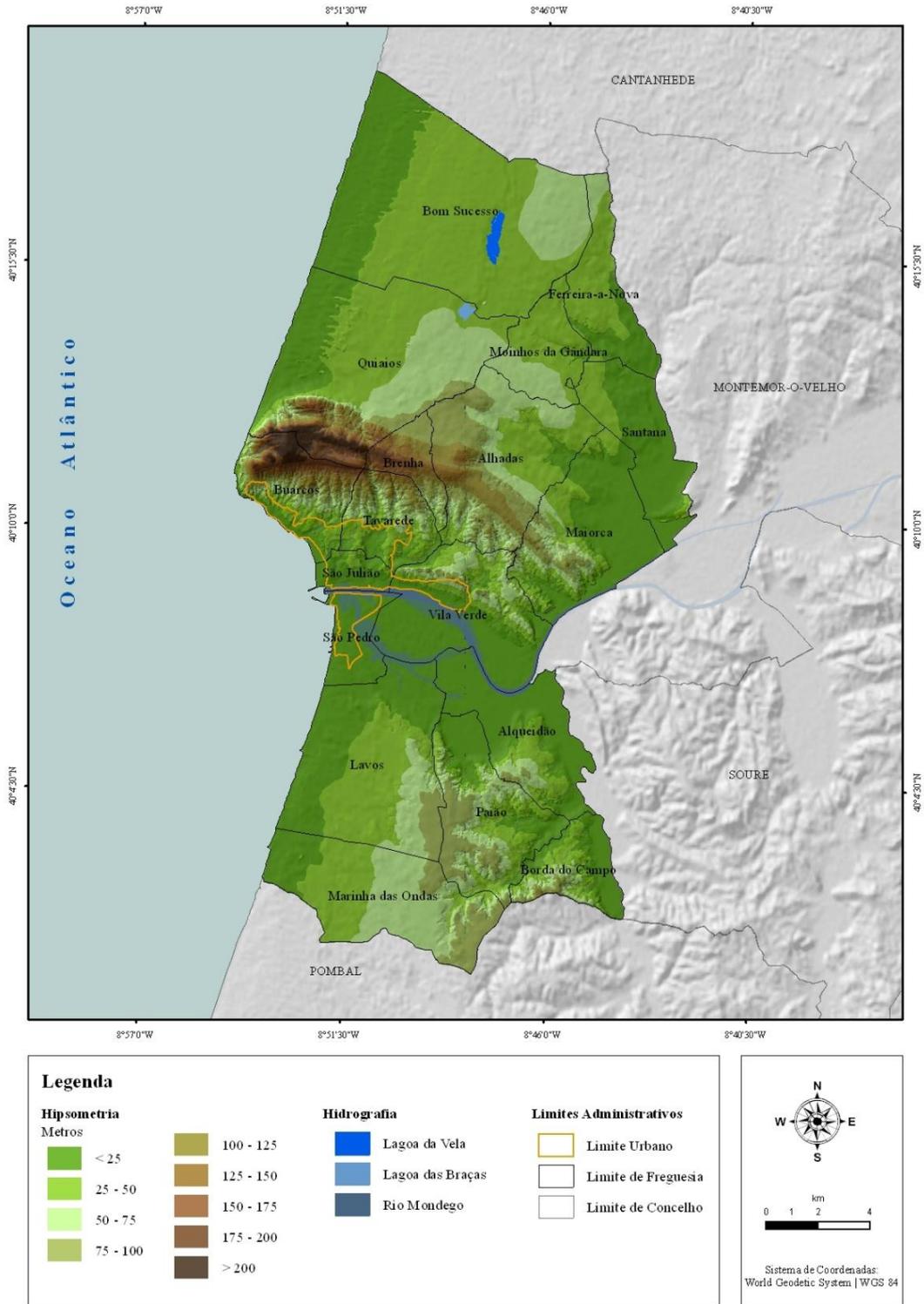


Figura 2 - Hipsometria.

Quando se efectua a análise dos declives gerais (Figura 3) e em especial dos declives preferenciais ( $<5^\circ$ ), verifica-se um peso significativo de declives inferiores a  $5^\circ$ . Por sua vez, as classes de maior declive que se podem considerar como superiores a  $17^\circ$ , coincidem com as vertentes voltadas a Norte da Serra da Boa Viagem e das Alhadas. De perfil abrupto e com comandos de vertente importantes relativamente aos níveis da Plataforma Litoral, são o resultado da actuação conjugada da tectónica e da litologia. Por sua vez, a vertente Sul, desenvolvida em material arenítico, apresenta declives menos significativos, destacando-se a importância da rede hidrográfica na evolução morfológica da vertente, definindo-se inúmeros vales fluviais de vertentes suaves e de perfil convexo-côncavo com direcção geral NNE-SSW.

À escala de pormenor, a cidade da Figueira da Foz, desenvolve-se na base da vertente Sul da Serra da Boa Viagem, onde o substrato rochoso no sector Norte da cidade é constituído pelos “Arenitos da Boa Viagem” os quais se “estendem entre o Cabo Mondego e Sanfins, com prolongamento para o anticlinal de Verride, onde são cortados pelo rio Mondego, sendo constituídos por arenitos argilosos e argilas, em que os arenitos são de grão fino com intercalação de grão médio a grosseiro e as argilas apresentam-se plásticas, areníticas e micáceas” (RIBEIRO, 2001:86), esta unidade marca assim o topo do Jurássico. A base do Cretácico, aparece representada pela “Formação da Figueira da Foz” (DINIS, 2001), a qual se destaca pela sua extensão na cidade, sendo constituída por depósitos essencialmente siliciclásticos e continentais. Esta formação aflora entre o sopé da vertente meridional da Serra da Boa Viagem e o Rio Mondego, sector onde maioritariamente se desenvolve a cidade da Figueira da Foz, contactando a Norte com as unidades do Jurássico Superior e a Sul, com a “Formação Carbonatada” (SOARES, 1966). Por sua vez, esta última formação define o substrato rochoso entre o forte de Santa Catarina até Lares, na margem direita do Mondego, com estratos de fraco pendor, “sendo uma formação constituída por rochas duras relativamente às encaixantes, surge regra geral saliente na paisagem onde chega a formar belas costeiras, próximas, mas de costas, para o Mondego” (ALMEIDA, 1995:50).

Em termos morfológicos, o relevo apresenta-se pouco movimentado, com altitudes inferiores a 50 metros de altitude, destacando-se alguns interflúvios onde a cidade se desenvolveu inicialmente e que se devem às sucessivas transgressões marinhas e à erosão hídrica. Os fundos de vale planos, que localmente se designam por várzeas, definem-se a altitudes inferiores a 25 metros, destacando-se a Várzeas de Tavarede (a Oriente) e de Buarcos (a Ocidente). Quanto à várzea de Tavarede, com uma orientação N-S, localiza-se no enfiamento de um vale estrutural, associado a uma falha tectónica de direcção NNW-SSE que “corta” a Serra da Boa Viagem e se prolonga inclusivamente para a margem esquerda do rio Mondego. Relativamente à várzea de Buarcos, apresenta uma direcção NE-SW, estando a sua definição associada a um alinhamento estrutural, de igual orientação (RAMOS, 2008).

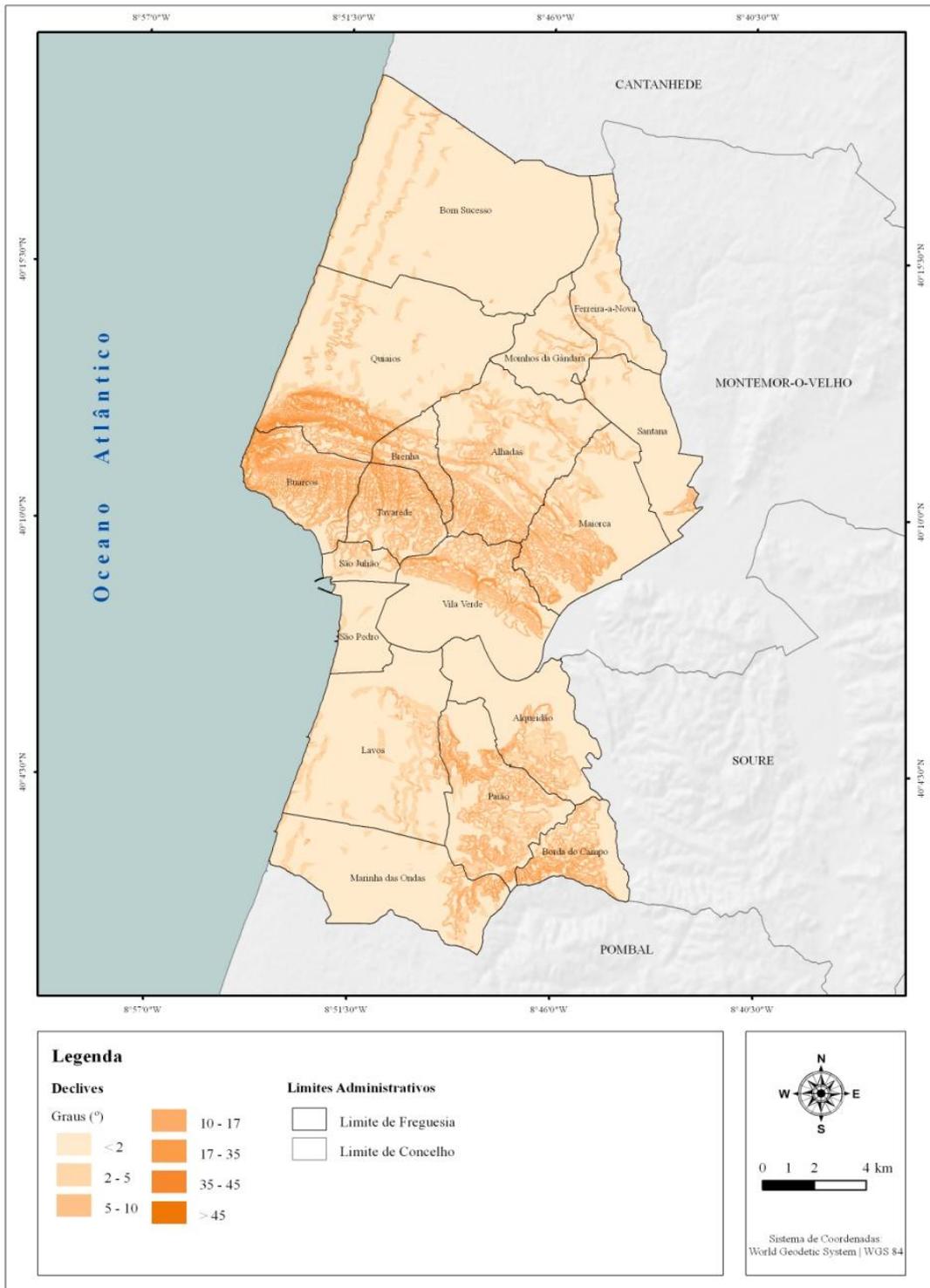


Figura 3 - Declives.

Analisando o uso do solo, destaca-se a importância da área territorial ocupada pela mancha florestal, a qual segundo o Cos' 90, cobria sensivelmente 51.4% do território municipal. Nesta, destaca-se a forte implantação do pinheiro bravo com mais de 86% de representatividade nas espécies florestais do concelho (Figura 4). Todo o sector ocidental é dominado por esta espécie, particularmente nas Freguesias de Bom Sucesso, Quiaios e Lavos, sendo que é apenas nos sectores mais orientais que aparecem povoamentos mistos. A este facto não é alheia a importância da actividade florestal no tecido económico municipal, embora a forte presença de Matas Nacionais se apresente como um dos factores fundamentais do seu predomínio, sendo que ao longo dos tempos tem desempenhado uma importante acção na fixação das areias dunares ao longo da planície litoral.

As áreas agrícolas, com uma representatividade aproximada de 32% do território do Concelho, assumem grande destaque nas Freguesias de Alqueidão e Maiorca, aqui fortemente relacionadas com os arrozais, na Freguesia de Alhadas associada a uma agricultura de sequeiro, e também na Freguesia de Bom Sucesso com uma significativa prática agrícola de regadio.

As áreas artificiais, de um modo geral, representam 6.6% do território municipal, com particular destaque na freguesia nuclear da sede de Concelho, São Julião, quase exclusivamente ocupada por estas áreas, com forte presença de espaço urbano. De realçar também a importância da zona portuária para os índices de ocupação da freguesia de São Pedro e os espaços industriais principalmente para a Freguesia de Marinha das Ondas. Os meios semi-naturais que representam cerca de 5.6% do território, devem-se maioritariamente à presença de áreas de praias, dunas, areais e também a alguma vegetação arbustiva.

Quanto aos meios aquáticos, com uma ocupação de 2.5% do território, assumem particular importância na área administrativa da freguesia de Vila Verde devido ao estuário do Mondego. Por sua vez, as superfícies com água, apresentam uma representatividade espacial de 1.9% a nível municipal, devendo-se especialmente ao plano de água representado pelo rio Mondego (em particular do seu sector estuarino), mas também devido à presença das lagoas da Vela e das Braças, nas freguesias de Bom Sucesso e Quiaios respectivamente.

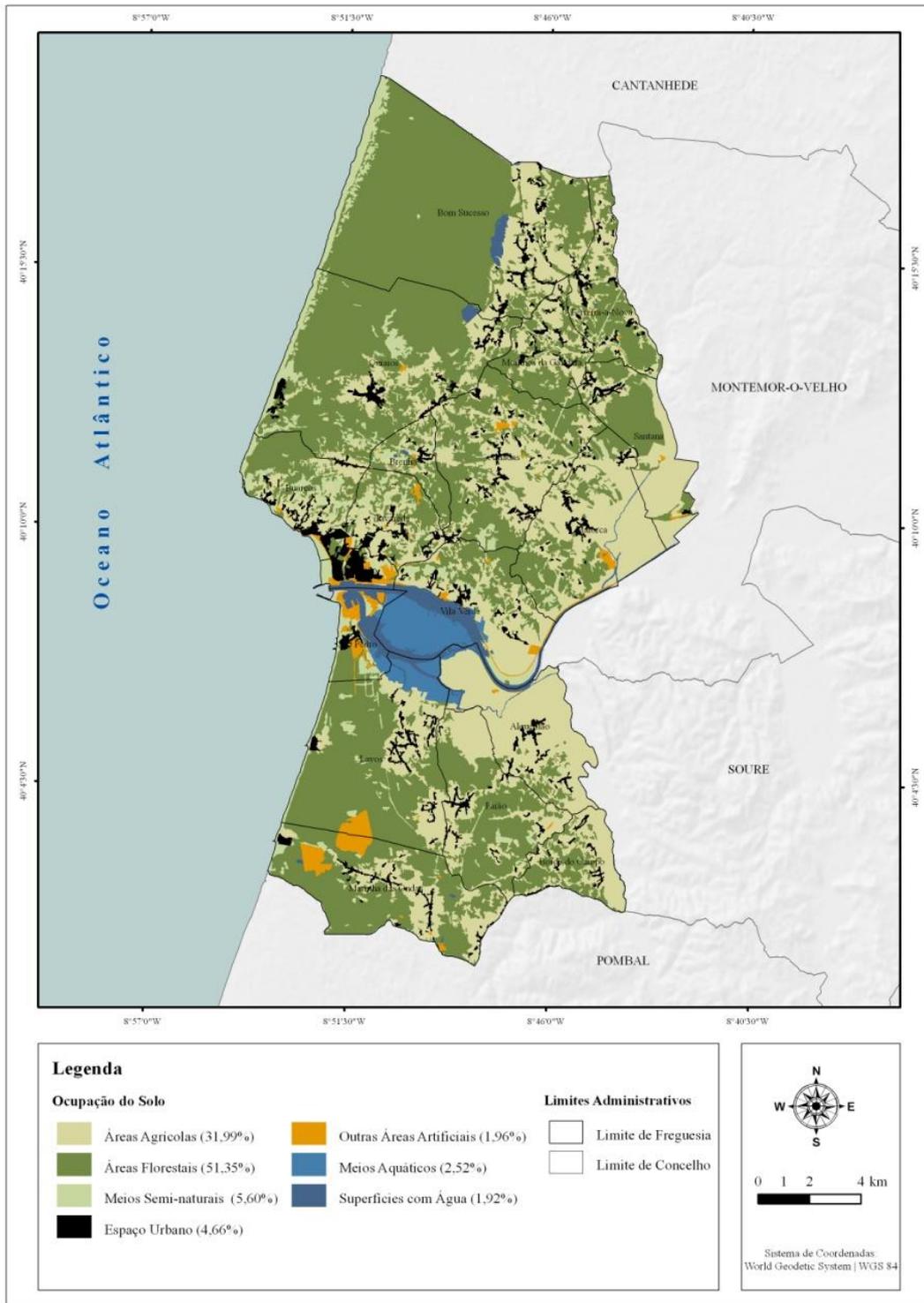


Figura 4 - Ocupação e uso do solo.

---

## 2.2. Evolução da cidade da Figueira da Foz

---

A cidade da Figueira da Foz, historicamente ligada ao mar, cresceu de forma gradual, podendo identificar-se várias fases de evolução da cidade através da existência de várias zonas funcionalmente individualizadas e que se foram traduzindo em alterações significativas na importância relativa entre os principais lugares – Tavarede, Buarcos e Figueira da Foz.

O crescimento da Figueira da Foz dá-se no decorrer do século XX na direcção de Buarcos, aglomerado que “aglutina” em meados desse mesmo século, em função da construção da Avenida Marginal. Com a aceleração do período de edificação dos últimos trinta anos e com a ocupação de áreas do interior, o núcleo urbano principal aproximou-se e englobou também Tavarede. A história da cidade é, inicialmente, a história das relações com o seu porto, à qual, a partir do fim do séc. XIX, acresce a história da cidade de veraneio. Todos os desenvolvimentos irregulares e faseados criaram o aspecto actual da morfologia da Figueira da Foz, proporcionando um contorno recortado, resultante do desfasamento cronológico dessas diferentes morfologias, sendo facilmente perceptível a relação diferenciada da cidade com o rio, o mar e a serra (BATISTA, 1999).

Nestes últimos anos, o desenvolvimento urbano de Tavarede, Quiaios ou Buarcos (assim como outros lugares mais periféricos) tem estado na origem da saída de muitos residentes do centro da cidade, que em função de uma melhoria dos acessos às redes de equipamentos e infra-estruturas, têm procurado nesses locais habitações menos dispendiosas, o que no caso de Tavarede e Buarcos, se tem traduzido num crescimento da cidade para Norte e ao longo da vertente meridional da Serra da Boa Viagem. No entanto, e se os tipos de crescimento observados em torno dos eixos viários e do fenómeno turístico são comuns, pelo contrário, o construído do território da Freguesia de Tavarede é um dos melhores exemplos encontrados em toda a região sobre a forma pouco conseguida de um urbanismo moderno. A necessidade de se encontrar terrenos a custo mais reduzido relativamente às zonas urbanas de São Julião e Buarcos (onde os custos dos terrenos próximos da frente de mar se tornaram proibitivos para muitos dos residentes) levou à “explosão” da construção no território a Nordeste do núcleo histórico de Tavarede, com os núcleos de Chã, Carritos, Qta. do Paço ou mesmo Saltadouro e Várzea a verem o seu crescimento, dos últimos 50 anos, a ocupar uma significativa superfície de território.

Ao efectuar-se uma análise diacrónica do espaço construído no período compreendido entre 1947 e 2009 (Figura 5), verifica-se um nítido crescimento da cidade e consequente aumento da pressão antrópica, nas Freguesias de São Julião, Buarcos e particularmente na de Tavarede. Nas últimas décadas, a cidade tem crescido para Norte, no sopé e ao longo da vertente meridional da Serra da Boa Viagem. Para além de um aumento da impermeabilização dos solos, o crescimento urbano, tem sido feito essencialmente em altura, com edifícios entre 7 e 10 pisos.

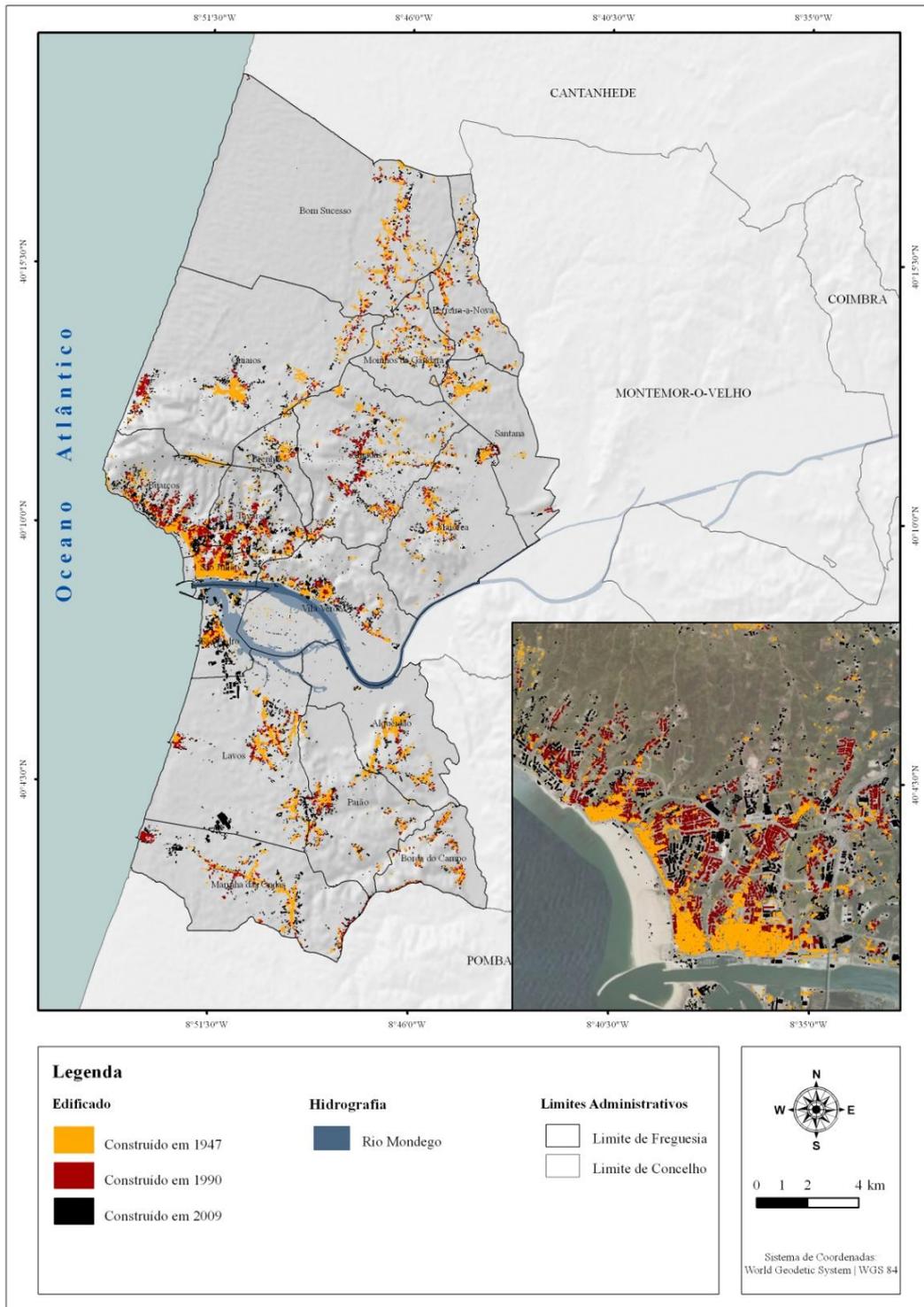


Figura 5 - Evolução do construído com pormenor à área urbana.

### 2.3. Morfologia Urbana

De seguida descrevem-se os aspectos gerais da morfologia urbana da Figueira da Foz, com particular incidência na análise da densidade de construção, da geometria urbana e dos espaços verdes inseridos na malha urbana, com a finalidade de se descrever o melhor possível as características da cidade.

O sector da Freguesia de São Julião da Figueira da Foz (Foto 1), definido inicialmente em torno da Igreja Matriz de São Julião e em estreita relação com a frente ribeirinha, constitui o designado “Bairro Velho” ou “Figueira Velha”. Aqui, a densidade de construído é muito elevada, com edifícios dispostos numa malha urbana orgânica e ortogonal (nas construções mais recentes associadas à implantação da Estação de Caminho de Ferro). Os edifícios não muito altos, apresentam uma altura variável (entre 3 a 5 pisos), com ruas de orientação geral NNE-SSW e W-E e com níveis de ocultação do horizonte elevados em determinadas ruas, principalmente onde a malha urbana é irregular com ruas muito estreitas (R. dos Combatentes da Grande Guerra; R. Dr. Santos Rocha e R. dos Bombeiros Voluntários). Quanto à vegetação existente, para além de se verificarem alguns logradouros, a vegetação de porte arbóreo (do tipo caducifólias), encontra-se mais presente nas ruas de malha ortogonal (metade oriental), nomeadamente nas Ruas Bartolomeu Dias, Afonso de Albuquerque e Vasco da Gama.



Foto 1 - O tipo de morfologia urbana no "Bairro Velho" e a ligação ao Rio Mondego.

Fonte: Ilídio Santos e António Cruz.

A Norte da Rua Heróis do Ultramar e ao longo do interflúvio aplanado e definido entre as Abadias (a Oeste) e a Várzea de Tavarede (a Este), a cidade “cresceu” em direcção a Tavarede, sendo esse facto bem visível na modificação da morfologia urbana, a qual perdeu a compacidade característica do seu núcleo antigo, passando a predominar uma construção recente em blocos, com um número de pisos entre 5 e 10. As ruas são mais largas, o que se traduz em fracos níveis de ocultação do

horizonte, sendo igualmente de assinalar que a densidade de construção aumenta à medida que nos aproximamos de uma das principais artérias com mais tráfego, a Av. Dr. Francisco Sá Carneiro que se prolonga para Oeste pela Av. Dr. Mário Soares e que efectua a ligação deste recente pólo urbano da Figueira da Foz à “avenida atlântica”.

O processo de urbanização recente de Tavarede, constitui um exemplo típico de um crescimento difuso, sendo evidente na Foto 2 a “invasão” de espaços eminentemente agrícolas relativos ao sector setentrional da Várzea de Tavarede, prolongando-se pelo interflúvio dos Condados. Neste sector, de características peri-urbanas, é notória a construção em altura, com blocos habitacionais de 10 pisos, apresentando estes edifícios uma excessiva volumetria e provocando por isso, uma “poluição” da paisagem, dado o contexto natural em que se encontra inserido.



Foto 2 - Expansão da cidade para Norte (Tavarede).

Notar a importância das novas vias de comunicação na construção do espaço geográfico e a invasão do rural pelo urbano.

Fonte: Ilídio Santos e Rui Lourenço.

A Oeste, do Parque Verde das Abadias e limitado a Norte pela Quinta de Santa Catarina e a Sul pela Av. da Foz do Mondego (frente ribeirinha), define-se o “Bairro Novo de Santa Catarina da Figueira da Foz”, com uma malha urbana de cariz ortogonal, onde predominam edifícios de Arte Nova e *Art Déco* até 3 pisos e que no conjunto definem uma malha urbana harmoniosa, sendo que neste aglomerado se localiza o Casino Figueira, o antigo Casino Oceano, a esplanada e o castelo Silva Guimarães, o Forte de Santa Catarina e a Torre do Relógio.

Associado a um crescimento na segunda metade do século XX, a Norte do “Bairro Novo” a morfologia urbana é dominada por construção em altura, destacando-se neste caso particular a R. do Rancho das Cantarinhas, ladeada por edifícios de 10 pisos dispostos em banda e com uma relação H/W de aproximadamente 30 a 25 (Foto 3). Neste sector e de forma mesclada, proliferam habitações unifamiliares de 2 pisos, rodeadas por jardins, facto particularmente evidente ao longo da R. Joaquim Sotto Mayor.



Foto 3 - Vista área da cidade sobre diferentes ângulos.

Fonte: Rui Lourenço.

A ocidente do “Bairro Novo”, define-se a Figueira da Foz de frente atlântica e com ligação a Buarcos, com um arranjo urbanístico de característica balnear. As Avenidas do Brasil e 25 de Abril apresentam edifícios de altura variável, destacando-se alguns prédios com mais de 15 pisos, principalmente os condizentes com as principais unidades hoteleiras e duas torres habitacionais localizadas no fim da Av. do Brasil (Foto 4).



Foto 4 - Frente Atlântica da cidade.

Fonte: António Cruz e Ilídio Santos.

Na Freguesia de Buarcos, a malha urbana é nitidamente orgânica, tendo-se estabelecido o aglomerado urbano no interior do Forte de São Pedro de Buarcos, destacando-se essencialmente os elevados níveis de ocultação do horizonte neste sector devido às ruas muito estreitas, com edifícios de 2 e 3 pisos, no sopé da vertente meridional da Serra da Boa Viagem (Foto 5). Actualmente verifica-se um aumento de construção neste sector, não só ao longo da marginal mas também na encosta Sul da Serra da Boa Viagem.

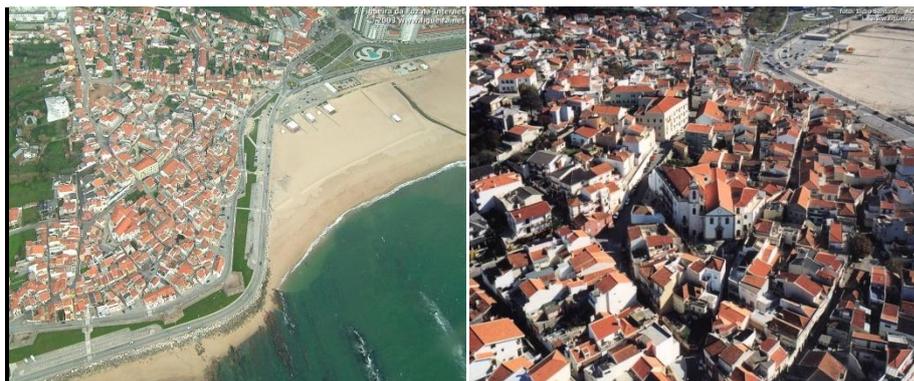


Foto 5 - A malha urbana em Buarcos.

Fonte: António Cruz e Ilídio Santos.

Relativamente aos espaços verdes existentes no seio da malha urbana, destaca-se pela sua dimensão o Parque Verde das Abadias, onde predomina uma cobertura vegetal herbácea, ladeado por árvores no seu flanco ocidental. A Sul deste espaço verde, define-se o Parque Verde Municipal, que devido ao predomínio de espécies de porte arbóreo, representa um espaço importante nas tardes de Verão pela sombra que proporciona (Foto 6). Para além destes espaços verdes públicos, destacam-se algumas áreas com vegetação de porte arbóreo e que correspondem a várias propriedades privadas, como a Quinta de Santa Catarina, a Quinta de Sotto Mayor, a Quinta da Bela Vista e a área florestal do Parque de Campismo.



Foto 6 - O Parque Verde das Abadias e o Parque Municipal.

A Norte da Serra da Boa Viagem a paisagem modifica-se por completo, diminuindo drasticamente a densidade de construção, predominando extensas áreas florestais na vertente Norte e na Plataforma Litoral.



## **CAPÍTULO II**

### **Enquadramento Teórico**



Como suporte teórico ao nosso trabalho, neste segundo capítulo faz-se uma breve abordagem em torno das principais características do clima urbano e da importância dos espaços verdes em meio urbano e da influência da topografia na formação de lagos de ar frio.

## 1. ESPECIFICIDADES DO CLIMA URBANO

Segundo OKE (1987:272), “the process of urbanization produces radical changes in the nature of the surface and atmospheric properties of a region. It involves the transformation of the radiative, thermal, moisture, and aerodynamic characteristics and thereby dislocates the natural solar and hydrologic balances”.

Neste sentido, as principais transformações topoclimáticas decorrentes do processo de urbanização, estão na base dos principais contrastes climáticos existentes entre o espaço urbano e a sua periferia e podem resumir-se a temperaturas do ar mais elevadas na cidade, em particular durante o período noturno (fenómeno de Ilha de Calor Urbano); aumento da turbulência; menor velocidade média do vento (apesar de poderem ocorrer situações pontuais de forte aceleração) e modificação da direcção dos ventos regionais; diminuição da radiação solar recebida e da humidade atmosférica; aumento dos fluxos de calor antrópico (OKE, 1997).

---

### 1.1. Escalas climáticas de análise

---

A compreensão de um clima complexo onde interferem vários factores e a várias escalas de análise, como o subsistema climático urbano, implica que se tenha em consideração o seu enquadramento à escala global, regional e local.

Se por um lado é aceite que à escala global e regional, o clima urbano é influenciado por factores, tais como, latitude, continentalidade, dinâmica atmosférica geral e regional, topografia envolvente e a proximidade a massas de água, por outro lado ainda não é esclarecedora a forma como o clima urbano interage com o clima regional e mesmo a forma como os vários microclimas urbanos se inter-relacionam, na medida em que os fenómenos atmosféricos são na sua essência espacialmente contínuos (LOWRY, 1977; ANDRADE, 2005; GRIMMOND, *et al.* 2010).

É neste contexto, onde a complexidade dos vários subsistemas climáticos é, por demais evidente, que a noção de escala (transversal a qualquer estudo geográfico), ganha uma importância acrescida em estudos de climatologia urbana, aliás como são bem reveladoras as palavras de ARNFIELD (2003:2) ao afirmar que, *“the concept of scale is fundamental to understanding the ways in which elements of the urban “surface” interact with adjacent atmospheric layers”* ou mais ainda as de OKE (2006:182) ao proferir que *“recognition of scale differences in cities is a central key to the design of meaningful field, laboratory or computer studies and also to create valid conceptualizations, models or interpretations of data”*.

Deste modo, muito do sucesso de uma investigação em meio urbano, passa pelo correcto entendimento das escalas espaço-temporais que caracterizam os fenómenos e os elementos urbanos, analisando-se de seguida as escalas climáticas horizontais e verticais.

### **1.1.1. Escala Horizontal**

Com base na Figura 6 que representa as escalas climáticas características dos meios urbanos, com base em OKE (1987, 2006a, 2006b), este autor define três níveis de análise horizontal, nomeadamente: Meso-Escala, Escala Local ou Topoclimática e Micro-Escala, descrevendo-se de seguida de forma sucinta as particularidades de cada escala de análise.

Ao nível da meso-escala, apesar de se encontrar sujeita às condições atmosféricas de macro-escala, a própria cidade influencia as características dos elementos climáticos em toda a área da cidade e nas áreas envolventes, numa extensão que pode ser da ordem das dezenas de quilómetros (consoante a dimensão da cidade), sendo que a instalação de uma única estação meteorológica não é de todo representativa das características climáticas desta escala de análise.

Quanto à escala topoclimática ou local, que se desenvolve entre os 100 metros até alguns quilómetros, corresponde nas áreas urbanas, às áreas de morfologia urbana homogénea, de semelhante “metabolismo urbano” e situação topográfica, para as quais, as estações meteorológicas convencionais se encontram preparadas para monitorizar. Cada topoclima, é assim, o resultado de um mosaico de microclimas, que no conjunto definem as características climáticas de um determinado local (OKE, 2006b; ALCOFORADO, 2010).

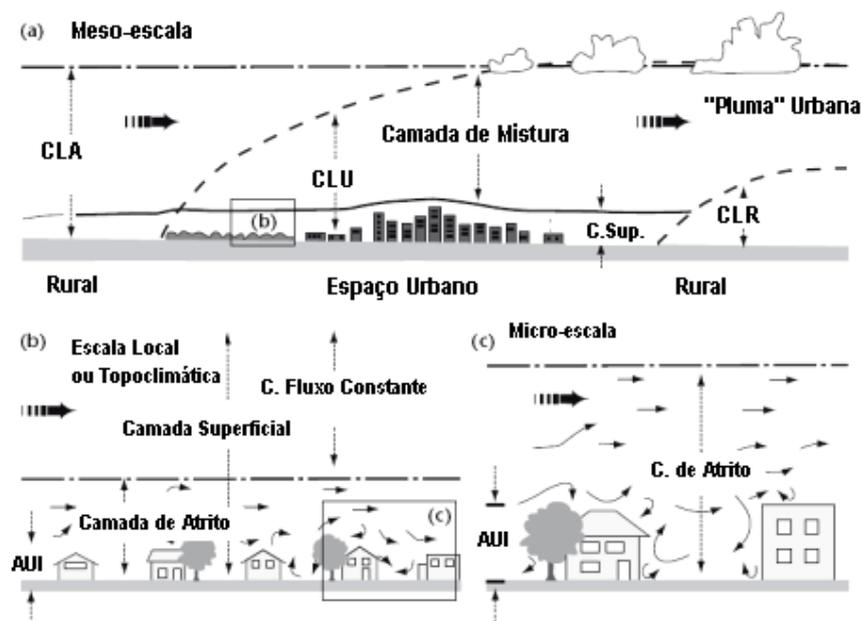


Figura 6 - Esquema das escalas climáticas (verticais e horizontais) da atmosfera em meio urbano

(Adaptado de OKE, 1997).

No domínio da micro-escala, que se define desde a escala milimétrica até a algumas centenas de metros, analisam-se as características climáticas de cada elemento que constitui a morfologia urbana (edifícios, árvores, ruas, praças, jardins, etc.) ao nível da atmosfera urbana inferior. Cada superfície ou objecto tem o seu próprio microclima, sendo que a temperatura e a humidade do ar podem apresentar variações significativas em pequenas distâncias ou mesmo interferir nos padrões locais de circulação do ar (OKE, 2006b).

Em termos de escala temporal, os fenómenos meteorológicos podem ocorrer em curtos períodos de segundos (como por exemplo, a turbulência de pequena escala), ou desenrolar-se ao longo de dias, semanas ou mesmo meses. No caso dos processos que ocorrem em meio urbano, apresentam uma amplitude diária.

## 1.1.2. Escala Vertical

### 1.1.2.1. A Troposfera e a Camada Limite Atmosférica

Dos vários subsistemas que definem o sistema climático, a Atmosfera constitui o sistema rápido, aquele que evidencia modificações significativas no prazo de poucos dias, apresentando as mais visíveis indicações do comportamento turbulento e caótico do sistema climático global (MIRANDA, 2009).

Por sua vez, estes subsistemas heterogéneos do ponto de vista termo-hidrodinâmico, com propriedades físicas distintas, apresentam uma forte interacção através de processos que implicam a troca de importantes fluxos de energia, movimento e massa.

Na base de todos estes processos encontra-se a radiação electromagnética proveniente do Sol que nos chega sob a forma de vários comprimentos de onda, constituindo a principal fonte de energia que “alimenta” todos os mecanismos do sistema climático, no qual a atmosfera desempenha um papel fundamental no equilíbrio energético da Terra.

A estrutura vertical da atmosfera, tende a apresentar-se em camadas horizontais, as quais são definidas em função de diferentes variáveis, tais como, pressão, temperatura, densidade, composição química, estado molecular eléctrico e magnético.

Considerando como critério a temperatura, várias observações conduzidas ao longo da atmosfera, têm indicado uma variação em altitude, dividindo-se a atmosfera em várias camadas (troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera) para simplificar a sua compreensão e análise, no entanto, a sua estrutura é complexa, apresentando variações no tempo e no espaço.

A troposfera, corresponde assim à camada inferior da atmosfera, estando desse modo em contacto directo com a superfície terrestre. Com uma espessura média de 10-11 km (8km nos Pólos até 17km próximo ao Equador), é nesta camada que a maioria dos fenómenos meteorológicos ocorre. PÉDELABORDE (1982:34) referindo-se à troposfera caracteriza-a como sendo “*agitée de mouvements désordonnés, à la fois verticaux et horizontaux. C’est une couche extrêmement troublée*”.

A turbulência<sup>4</sup> constitui o processo primário pelo qual a quantidade de movimento, calor e humidade são transferidos na troposfera.

No essencial, a troposfera é dominada por regimes de escoamento turbulentos que se manifestam inclusivamente a várias escalas, “desde os pequenos turbilhões de microescala aos fenómenos de mesoescala, passando pelas perturbações sinópticas, até às grandes perturbações planetárias” (PEIXOTO, 1979).

Tendo em conta os diversos processos físicos e químicos que ocorrem no sistema terra – atmosfera, a troposfera divide-se num primeiro nível de análise em duas camadas: Camada Limite Atmosférica (CLA) também designada de Camada Limite Planetária (CLP), com características turbulentas e a Atmosfera Livre (AL), dominada por processos associados aos sistemas de larga escala (OLIVEIRA, 2001).

STULL (1988) citado por LOPES (2003), define a CLA como sendo a “camada de ar imediatamente acima da superfície da Terra, cujos efeitos do atrito, aquecimento e arrefecimento são sentidos directamente à escala temporal inferior a um dia e onde os fluxos de quantidade de movimento, energia (nomeadamente calor) e massa são transportados e difundidos por movimentos turbulentos”.

A CLA pode também ser definida e entendida como a região do escoamento atmosférico na qual se verifica um elevado gradiente de velocidade. A diminuição da velocidade do escoamento<sup>5</sup> a partir de um ponto crítico (superior a 2000 Reynolds), tornam-no turbulento. Tal facto, deve-se não só ao cisalhamento do campo de velocidade imposto pela força de atrito da superfície terrestre (relevo, edifícios, vegetação, etc.), mas também aos ciclos diários de aquecimento e arrefecimento na baixa troposfera, daí que esta força seja superior em áreas continentais (particularmente nas áreas urbanas) comparativamente às oceânicas e aos meios rurais.

---

<sup>4</sup> Turbulência – tipo de transporte atmosférico convectivo, isto é, resulta do movimento vertical de parcelas de ar ou turbilhões. O atrito entre o ar que se desloca por acção do vento e a superfície, provoca a rotação do ar e a formação de um conjunto de turbilhões irregulares cujo movimento aleatório causa a mistura do ar. Quando a turbulência resulta apenas do atrito entre o ar que se desloca por acção do vento e a superfície rugosa é designada por turbulência mecânica. Por sua vez, quando a turbulência é consequência da acção de diferenças de densidade do ar (resultantes sobretudo de diferenças de temperatura do ar), designa-se por turbulência térmica (STULL, 1988).

<sup>5</sup> Consoante as propriedades do **escoamento**, o regime de escoamento é **laminar** ou **turbulento**. Quando é laminar, o fluido escoam em camadas que deslizam uma sobre as outras. Neste caso, não há trocas de propriedades macroscópicas entre estas camadas do escoamento. Por sua vez, quando a velocidade do escoamento atinge um valor crítico este escoamento passa por um processo de transição onde as simetrias do escoamento laminar são quebradas e o regime de escoamento converge para um regime de escoamento turbulento (excepto para uma fina camada do fluido em contacto directo com a superfície terrestre que continua a ser laminar – camada superficial laminar). Quando a turbulência se apresenta completamente desenvolvida caracteriza-se por um comportamento espacial e temporal desordenado nas características dinâmicas e termodinâmicas que descrevem o escoamento (PUHALES, 2008).

Quadro 1 - Características da camada Limite e da atmosfera Livre

Propriedades	Camada Limite Atmosférica	Atmosfera Livre
<b>Turbulência</b>	Dominam fluxos turbulentos contínuos em toda a espessura da camada.	Turbulência esporádica associada a nuvens convectivas.
<b>Atrito</b>	Efeito de retardamento determinado pelo atrito existente entre a superfície terrestre e o ar colocado em movimento. Elevada dissipação de energia.	Reduzida dissipação.
<b>Dispersão</b>	Intenso regime turbulento de mistura tanto na vertical como na horizontal.	Reduzida difusão molecular. Transferência de massa por convecção deve-se a fluxos geostróficos.
<b>Vento</b>	Perfil logarítmico da velocidade do vento na camada limite (força de atrito).	Ventos geostróficos/ventos de gradiente.
<b>Transporte Vertical</b>	Predomínio de turbulência atmosférica.	Predomínio do transporte vertical através dos ventos de gradiente e de nuvens do tipo cúmulus.
<b>Espessura</b>	Varia entre os 100 m e os 3 km no tempo e no espaço. Ciclo diurno sobre a terra.	Menos variável (8-18 km). Reduzidas variações temporais.

Fonte: Adaptado de STULL (1988).

Na medida, em que a força de atrito perde intensidade na vertical, a partir de determinada altitude a sua influência é insignificante e a velocidade de escoamento iguala o vento de gradiente. Esse nível, traduz o topo da CLA, determinando a sua espessura, sendo que acima da camada limite, entramos na Atmosfera Livre. A turbulência de origem térmica ou mecânica, constituem as principais características dos fluxos atmosféricos da camada limite.

Em termos convencionais a CLA apresenta uma espessura média de 600 - 800 metros, no entanto pode oscilar entre umas dezenas de metros a 1 ou 2 km. As características desta camada estão dependentes de factores tão variados como a velocidade do vento, temperatura do ar e da superfície, condições de estabilidade atmosférica, propriedades aerodinâmicas da superfície, nomeadamente a rugosidade.

Com um ciclo diário bem definido, durante o dia, a entrada de energia no sistema e a conseqüente mistura do ar, incrementam a termoconvecção no interior da Camada Limite, alcançando a sua espessura máxima às primeiras horas da tarde; pelo contrário, durante a noite o arrefecimento do ar junto ao solo impede a turbulência e a espessura da camada diminui (STULL, 1988, GARRATT, 1994).

A própria camada limite atmosférica apresenta uma estrutura vertical organizada em várias sub-camadas, definidas em função das características termodinâmicas dos fluxos na camada limite. Em contacto directo com a superfície e com apenas milímetros de espessura, define-se a camada laminar molecular, onde dominam os efeitos da viscosidade superficial. Acima desta estabelece-se a camada turbulenta de várias centenas de metros de espessura e caracterizada por uma intensa turbulência do ar. Nesta camada os fluxos resultam do movimento turbilhonar do ar, isto é, são o resultado do movimento vertical de parcelas de ar ou de turbilhões gerados pelo atrito entre o ar que se desloca pela acção do vento e a superfície, designadas por MIRANDA (2009) como térmicas<sup>6</sup>. São esses turbilhões que transportam convectivamente quantidade de movimento, energia e massa entre a atmosfera e a superfície (FERREIRA, 2007). No nível superior da camada limite (Camada de Ekman), a força de Coriolis manifesta cada vez mais energia sobre o vento até se atingir o equilíbrio geostrófico (Espiral de Ekman), passando o vento a ser quase paralelo às isóbaras (vento geostrófico).

### 1.1.3. Camada Limite Urbana

As cidades são fontes geradoras de energia antrópica e poluição, factores que alteram o balanço energético e, por conseguinte, modificam as condições de estabilidade ou instabilidade atmosférica na camada limite que se lhes sobrepõe (LOPES, 2003:23).

O estudo da camada limite sobre áreas urbanas é de particular interesse, pois é nesta sub-camada da troposfera que a maioria das campanhas de observação climática são efectuadas e acima de tudo onde a maioria da população mundial se concentra e desenvolve as suas actividades.

Em comparação com os espaços rurais, a superfície urbana devido à sua volumetria é usualmente mais rugosa, com temperaturas do ar e de superfície superiores e de maior secura (ROTH, 2002), factores que contribuem para que a camada limite sobre as áreas urbanas apresente uma estrutura mais complexa, sendo que a camada de atrito em meio urbano apresenta maior extensão vertical (GRIMMOND e OKE, 2002).

---

<sup>6</sup> As térmicas surgem em “função do aquecimento do solo que se transmite às camadas de ar junto da superfície forçando circulações verticais que se estendem até ao topo da camada limite, misturando-a verticalmente (...) A existência de térmicas torna o escoamento na camada limite quase sempre turbulento. Nas térmicas o ar circula entre a base e o topo da camada limite em correntes ascendentes e volta à superfície em correntes descendentes” (MIRANDA, 2009:199).

Em função das características turbulentas dos fluxos nas cidades, a camada limite urbana, divide-se em várias sub-camadas, adoptando-se a proposta de OKE (2006b), uma vez que a sua análise é direccionada para a área da climatologia urbana.

A atmosfera urbana inferior (*urban canopy layer*, no original), corresponde assim ao volume de ar existente entre a superfície e o topo da superfície activa urbana, considerado como sendo o limite superior dos principais elementos urbanos (edifícios, árvores, etc.). Neste nível os fluxos de ar e de troca energética são controlados por processos de microescala que se relacionam com as características específicas do sítio (ANDRADE, 2005).

Acima desta camada define-se a atmosfera urbana superior (*urban boundary layer*, no original), cujas características climáticas são modificadas pela presença da cidade subjacente, podendo inclusivamente estender-se para sotavento da cidade, formando a “Pluma urbana”. O limite superior da atmosfera urbana superior corresponde à base da inversão térmica, mais elevada durante o período diurno do que nocturno (ALCOFORADO, 2010). ARNFIELD (2006), baseando-se em vários trabalhos de OKE, apresenta várias subdivisões para a camada limite atmosférica urbana, remetendo-se para este autor uma análise mais desenvolvida.

---

## 1.2. Balanço energético em meio urbano

---

De acordo com OKE (1988), citado por ALCOFORADO (2010:59), “o conhecimento do balanço energético da superfície e da atmosfera é fundamental para a compreensão da meteorologia e da climatologia da camada limite, uma vez que, conjuntamente com o vento sinóptico, constitui a força impulsionadora dos fluxos verticais de calor, de massa e de quantidade de movimento”.

De facto, as transformações que ocorrem nas cidades modificam os balanços energéticos e radiativos da superfície terrestre, repercutindo-se de forma directa nas características da camada limite, nomeadamente, ao nível da estabilidade, das propriedades termodinâmicas e da espessura da camada de mistura, o que por sua vez influencia a capacidade dispersante dos poluentes (CHRISTEN e VOGT, 2004) e do excedente térmico da temperatura do ar em meio urbano.

Em termos padronizados, caso se considere uma superfície plana não urbana e resumindo-se os fluxos energéticos à condição de movimentos verticais, o balanço energético pode ser expresso da seguinte forma:

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G$$

Onde  $Q^*$  corresponde ao balanço de radiação, enquanto  $Q_H$  e  $Q_E$  representam, respectivamente, os fluxos turbulentos de calor sensível<sup>7</sup> e latente<sup>8</sup> e  $Q_G$  o fluxo de calor condutivo que entra ou sai do material que constitui a superfície (ARNFIELD, 2003).

Por sua vez, o balanço energético de um volume de ar em meio urbano proposto por OKE (1987) e que caracteriza o metabolismo urbano é mais complexo que o acima apresentado, resumindo-se à seguinte equação:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (W \text{ m}^{-2})$$

Sendo que  $Q_F$  corresponde aos fluxos de calor antrópico<sup>9</sup>,  $\Delta Q_S$  traduz o fluxo de calor armazenado no solo<sup>10</sup> e nos edifícios e  $\Delta Q_A$  diz respeito ao fluxo horizontal advectivo da camada limite.

Por sua vez, o balanço de radiação para as superfícies ( $Q^*$ ), é traduzido pela seguinte equação:

$$Q^* = K^* (K_{\downarrow} - K_{\uparrow}) + L^* (L_{\downarrow} - L_{\uparrow}) \quad (W \text{ m}^{-2})$$

Sendo  $K^*$  o balanço de radiação de pequeno comprimento de onda, é o resultado da diferença entre a radiação solar global de pequeno comprimento de onda ( $K_{\downarrow}$ ) e a radiação solar global reflectida de pequeno comprimento de onda  $K_{\uparrow}$ ;  $L^*$  representa o balanço de radiação de grande comprimento de onda, onde  $L_{\downarrow}$  diz respeito à radiação emitida pela atmosfera e  $L_{\uparrow}$  simboliza a radiação emitida pela superfície da terra.

A radiação solar global ( $K_{\downarrow}$ ) recebida num determinado ponto da Terra está dependente da sua localização geográfica e da nebulosidade atmosférica, ou seja, o fluxo de radiação electromagnética que chega a um determinado local da superfície terrestre depende da transmissividade atmosférica, acima dessa superfície, e do ângulo de incidência do feixe solar (MIRANDA, 2009).

---

<sup>7</sup> O Fluxo turbulento de calor sensível ( $Q_H$ ), em termos objectivos designa o calor sentido pelos seres vivos (OKE, 1987).

<sup>8</sup> O Fluxo turbulento de calor latente, diz respeito ao calor absorvido ou libertado por unidade de massa, devido a mudança de estado da água (OKE, 1987).

<sup>9</sup> O Fluxo de calor antrópico ( $Q_F$ ), corresponde ao in put energético cedido à atmosfera urbana pelas actividades antrópicas. A magnitude deste fluxo é bastante variável e de difícil quantificação, no entanto encontra-se directamente relacionado com o nível de desenvolvimento sócio-económico da cidade. Encontra-se directamente relacionado com vários factores, como por exemplo, os níveis e o tipo de actividade industrial, a densidade populacional, o consumo de energia per capita, o volume de tráfego, entre outros. Este parâmetro apresenta uma variação estacional, diária e espacial (OKE, 1988; ALCOFORADO, 2010).

<sup>10</sup> O Fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_S$ ) no solo e nos edifícios é função das propriedades térmicas dos materiais que são utilizados nas cidades. De acordo com GRIMMOND et al. (2010), este fluxo corresponderá a cerca de 40-50% do balanço energético urbano, enquanto no espaço rural a apenas 5%.

Em meio urbano e de acordo com GANHO (1999:p. 100) o “aumento do número de suspensões sólidas e conseqüente diminuição do coeficiente de transparência da atmosfera, provocam uma diminuição da radiação directa, enviada em maior percentagem para o espaço e em maior percentagem absorvida, especialmente a radiação ultravioleta”.

Vários estudos têm apontado no sentido de uma redução dos fluxos radiativos de pequeno comprimento de onda ( $K_{\downarrow}$ ) que atingem o topo da atmosfera urbana inferior. Investigações recentes conduzidas em cidades com uma forte actividade industrial, apresentam resultados que denotam uma clara e evidente redução de energia recebida.

Segundo ARNFIELD (2003) na cidade de Hong Kong a diminuição da  $K_{\downarrow}$  é de 33%, enquanto que JAUREGUI e LUYANDO (1999) no centro da cidade do México verificaram uma diminuição em termos médios de 22% da  $K_{\downarrow}$ , em especial sob condições de vento fraco e elevada humidade relativa, normalmente condições meteorológicas associadas a episódios de poluição atmosférica.

Não só a alteração da composição da atmosfera urbana e a presença de aerossóis, são factores que determinam uma diminuição da quantidade de energia recebida. Também o “efeito de sombra” criado pela volumetria urbana e a orientação das ruas, contribui para uma diminuição dos quantitativos de radiação directa.

Por sua vez, a radiação em pequeno comprimento de onda reflectida pela superfície ( $K_{\uparrow}$ ), depende da quantidade de energia incidente ( $K_{\downarrow}$ ) e do albedo<sup>11</sup> das superfícies (LOPES, 2003), sendo expressa a equação da seguinte forma:

$$K_{\uparrow} = K_{\downarrow} \cdot \text{alb} \quad (\text{W m}^{-2})$$

O albedo varia em espaço urbano “não só em função das características físicas dos materiais (incluindo a cor, sendo o albedo de superfícies claras maior do que de superfícies escuras, mas também o tipo de material), como também do arranjo espacial e da volumetria dos elementos da morfologia urbana. Para o mesmo tipo de material o albedo diminui com uma maior razão H/W” (ALCOFORADO, 2010:61), uma vez que este último factor determina um aprisionamento da radiação entre os edifícios, devido a valores elevados de ocultação do horizonte (NUNEZ e OKE, 1977).

---

<sup>11</sup> O albedo traduz a razão entre a quantidade de radiação solar reflectida por um corpo e o total incidente sobre esse corpo.

CHRISTEN e VOGT (2004) avançam um albedo de 10% nas áreas centrais das cidades e 20% nas áreas rurais. Assim e apesar de uma diminuição da radiação global recebida nas cidades, estimada entre 1 a 25% (OKE, 1997) para uma cidade com cerca de um milhão de habitantes, essa diminuição “é em parte compensada pelo menor albedo, contribuindo para um acréscimo, de 8 a 20% da radiação de onda longa emitida quer pelos imóveis, quer pela atmosfera urbana. Os materiais de construção, com um comportamento semelhante ao dos “corpos negros”<sup>12</sup>, absorvem a quase totalidade da radiação incidente durante o dia, constituindo autênticos reservatórios de energia que posteriormente emitem de acordo com a lei de *Stefan-Boltzman*<sup>13</sup> (GANHO, 1999:100).

Por seu turno, o balanço hídrico na cidade é traduzido pela seguinte equação:

$$P+F+I = E+\Delta r+ \Delta S+ \Delta A$$

Sendo que P, simboliza a precipitação; F a quantidade de água libertada para a atmosfera por combustão; I o contributo de água canalizada a partir de rios e barragens; E a evapotranspiração;  $\Delta r$  o escoamento;  $\Delta S$  a água armazenada na cidade (solo, edifícios e ar da atmosfera urbana inferior) e  $\Delta A$  diz respeito à advecção de vapor de água (OKE, 1987; SHEPHERD, 2005; CARRAÇA, 2008; ALCOFORADO, 2010).

O balanço hídrico urbano comparativamente ao rural, “é fortemente diminuído (...) uma vez que a precipitação é na sua quase totalidade evacuada pelas superfícies impermeáveis e os espaços verdes muito reduzidos proporcionalmente aos espaços construídos. Consequentemente, a quantidade de água disponível para evaporação é escassa, limitando o fluxo de calor latente em favor do fluxo de calor sensível” (GANHO, 1999:100), o que se reflecte no balanço energético urbano.

Pese embora, uma redução da radiação global em meio urbano, os restantes *in puts* energéticos anteriormente referidos, contribuem para um superavit radiativo e consequentemente térmico nas cidades, sendo o fenómeno de “ilha de calor” o melhor exemplo.

---

<sup>12</sup> Segundo VAREJÃO-SILVA (2006) no estudo da radiação é conveniente considerar como modelo um corpo absorvente perfeito, ou seja, que apresenta  $a_{\lambda}=1$  para qualquer comprimento de onda. A este modelo, apenas conceptual (não existe na natureza), chama-se corpo negro. Embora seja uma abstracção física, o corpo negro tem uma importância fundamental pois, em algumas faixas da região infravermelha do espectro, muitos corpos reais actuam como se fossem um corpo negro.

<sup>13</sup> Em 1879, Josef Stefan mostrou experimentalmente que a radiação emitida pelo corpo negro em todos os comprimentos de onda (emissividade total) era proporcional à quarta potência da sua temperatura absoluta. Ludwig Boltzman, em 1884, chegou à comprovação teórica dessa proporcionalidade, através da termodinâmica. É expressa pela seguinte expressão matemática:  $W = \sigma T^4$ , onde  $\sigma$  é a chamada constante de Stefan-Boltzmann, que tem o valor de  $5,6697 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ . Esta lei permite calcular o poder emissor de um corpo, sendo que qualquer corpo cuja temperatura seja superior a 0 K emite e absorve radiação (Princípio de Prevot).

### 1.2.1. Ilha de calor urbano

Uma das principais consequências térmicas decorrentes do balanço energético urbano, diz respeito, ao fenómeno de “Ilha de Calor Urbano”, o qual representa o efeito climático decorrente da urbanização mais frequentemente observado e documentado em estudos de Climatologia urbana traduzindo a diferença positiva existente entre as temperaturas do ar e da superfície registadas nas áreas urbanas e nos espaços rurais.

A intensidade máxima da ICU ( $\Delta T_{u-r}$ ) é assim definida entre o valor mais elevado de temperatura registado no centro da cidade comparativamente à temperatura registada em igual momento nos espaços rurais envolventes.

É mais frequente durante a noite e regista maior intensidade poucas horas após o pôr-do-sol (UNWIN, 1980; ADEBAYO, 1987; JAUREGUI, 1997; MONTÁVEZ *et al.* 2000) sendo que as condições mais favoráveis ao seu desenvolvimento e intensificação são situações de vento fraco ou calma (ACKERMAN, 1985; FIGUEROLA e MAZZEO 1998; MORRIS *et al.* 2001) e céu limpo ou pouco nublado (OKE, 1987; CHOW e ROTH, 2006), o que demonstra a influência decisiva dos tipos de tempo (especialmente condições anticiclónicas) na intensidade da ilha de calor. Outros factores, tais como a topografia (GOLDREICH, 1981) e a morfologia da cidade e a sua dimensão (OKE, 1973) modificam a magnitude da Ilha de Calor.

Este é o padrão, contudo e utilizando exemplos de estudos desenvolvidos em cidades portuguesas, nomeadamente Lisboa (ALCOFORADO, 1992; ANDRADE, 2003) e Coimbra (GANHO, 1998), os resultados apontam para que a sua intensidade máxima se registre com velocidades moderadas de vento (ALCOFORADO, 2008), em especial do quadrante Leste.

Quanto à sua génese definem-se vários tipos de “ilha de calor”, nomeadamente a ilha de calor superficial e sub-superficial, relacionada com as temperaturas da superfície urbana e as ilhas de calor associadas à temperatura do ar, distinguindo-se aqui, a “ilha de calor da atmosfera urbana inferior” da “ilha de calor da atmosfera urbana superior” (OKE, 1987; LOPES, 2003 e 2009).

Apesar da sua complexidade e uma vez que são o resultado da interacção de vários processos a diferentes escalas, as Ilhas de Calor Urbano da temperatura do ar, são fundamentalmente o resultado de (OKE, 1987):

- Modificações do balanço radiativo devido à geometria urbana, aos materiais de construção e às cores predominantes;
- Emissão de calor de origem antrópica;
- Acumulação diurna de calor nos edifícios e materiais de construção, o qual é libertado durante a noite,
- Modificações na composição da atmosfera urbana;
- Redução da velocidade média do vento;
- Redução da evapotranspiração, e com isto, diminuição do fluxo de calor latente em favor do fluxo de calor sensível, devido à escassez de vegetação e ao predomínio de superfícies impermeabilizadas.

A ilha de calor urbano varia no tempo, apresentando vários ritmos, nomeadamente: interanual, estacional, semanal e diário, destacando-se neste caso o papel determinante das taxas de aquecimento e arrefecimento no ritmo diurno, uma vez que na cidade devido à sua maior inércia térmica, a temperatura do ar aumenta de forma mais lenta durante a manhã, mas também arrefece mais lentamente ao fim da tarde (RUNNALLS e OKE, 2000).

Assim, em determinados casos durante o dia a temperatura do ar na cidade é inferior aos espaços rurais envolventes, definindo-se então uma “ilha de frescura” ou “ilha de calor negativa”. Para tal concorrem vários factores, como uma diminuição significativa da radiação global; a energia armazenada no solo e nos edifícios constitui uma “perda” para a atmosfera urbana inferior; o efeito de sombra originado pela volumetria da cidade ou também as brisas marítimas responsáveis pela diminuição das temperaturas máximas nas tardes de Verão (ALCOFORADO, 2010).

Em termos de situações de desconforto bioclimático e associado à “ilha de calor”, a manifestação de paróximos climáticos, mais precisamente de episódios com temperaturas muito elevadas (ondas de calor), vêem-se intensificados nos meios urbanos, o que aumenta de forma significativa os números de casos de morbilidade e mortalidade, dada a maior vulnerabilidade das cidades. A título de exemplo, no Verão de 2003 um episódio de calor excessivo foi responsável no conjunto de 12 países europeus por um aumento da mortalidade em 70 000 pessoas (CANÁRIO, 2010), sendo que 15 000 relativos a França; no caso da cidade de Paris a taxa de mortalidade mais do que triplicou (KOPPE *et al.* 2004; VALLERON e MENDIL, 2004). Também na Austrália, os casos de mortalidade associados a temperaturas muito elevadas nas cidades, correspondem em termos médios anuais a 1 100 mortes (McMICHAEL *et al.*, 2003).

---

### 1.3. Os Espaços Verdes em Meio Urbano

---

Para além das questões sociais e culturais que se associam aos espaços verdes, é evidente o seu contributo para uma melhoria do ambiente urbano, desempenhando um papel regulador e minimizador da ilha de calor, assim como na redução do ruído e da poluição.

Alguns estudos têm demonstrado que, os espaços verdes estabelecem *in situ* um clima próprio (GANHO, 1996; UPMANIS, *et al.*, 1998; LEAL, *et al.* 2008). Como resultado de um balanço energético diferente do espaço construído envolvente (>QE), os espaços verdes apresentam um comportamento termohigrométrico particular, com temperaturas mais baixas e valores superiores de humidade relativa.

Nas cidades, os espaços verdes ou parques urbanos, podem originar um efeito de arrefecimento, designado na literatura científica por “park cool island” (PCI), sendo mais pronunciado em áreas urbanas com ilhas de calor bem desenvolvidas (POTCHTER, *et al.* 2006).

De facto, em cidades que apresentam níveis de desconforto bioclimático mais elevados, nomeadamente com verões quentes e secos, os espaços verdes inseridos na malha urbana, podem tornar-se importantes ferramentas de planeamento urbano, melhorando dessa forma o conforto climático nos espaços onde eles se inserem, traduzindo-se a sua magnitude pela diferença de temperatura entre os parques verdes e as áreas construídas, pela seguinte expressão  $\Delta T_{u-p}$ .

O efeito de arrefecimento dos espaços verdes, é de maior magnitude em noites com tipos de tempo anticiclónico, sem nebulosidade e com vento fraco, nas quais os maiores contrastes térmicos espaciais se verificam, estando as diferenças de temperatura relacionadas com a distância das áreas construídas em relação ao parque verde, assim como a dimensão do parque, como irá ser focado, de seguida (UPMANIS, *et al.*, 1998).

Assim, para além do tipo de tempo, a influência dos espaços verdes depende de vários factores: como por exemplo, a correlação directa com a dimensão do parque, a ocultação do horizonte (SVF) no parque e nas áreas construídas, a hora do dia, a área topoclimática onde o parque está localizado e não menos importante as condições climáticas regionais, nomeadamente a velocidade do vento, tendo sido apresentado por BRÜNDL, *et al.* (1986) para a cidade de Munique e por OKE (1989) para Montreal, referido por UPMANIS, *et al.* (1998), limiares de velocidade do vento de cerca de 5m/s e 6m/s respectivamente, como factor de inibição da formação da célula fria ( $\Delta T_{u-p}$ ).

POTCHER *et al.* (2006), referem ainda a importância da densidade, da qualidade do coberto vegetal e a temperatura dentro e fora do parque, como factores igualmente intervenientes e a considerar nestes estudos.

Em relação ao comportamento dos espaços verdes durante o dia, os estudos apresentam algumas conclusões interessantes, direccionáveis para o planeamento urbano. Em algumas cidades é durante o dia que as diferenças de temperatura são superiores ( $\Delta T_{u-p}$ ), verificando-se em parques bem arborizados temperaturas mais baixas, cerca de 3°C em Kunamoto, 2.5°C em Nova Déli, 4-5°C em Kuala Lumpur (POTCHER *et al.*, 2006).

SPRONKEN-SMITH e OKE (1999), para a cidade de Sacramento, concluíram que durante o dia todos os parques desenvolvem uma PCI (*Park Cool Island*) de cerca de 2 a 3°C, sendo que após o pôr-do-sol, a PCI desenvolve-se rapidamente devido a uma taxa de arrefecimento superior, alcançando diferenças de 5°C, podendo sob condições de tempo óptimas e em grandes áreas abertas (fraca ocultação do horizonte) e com relva, apresentar a magnitude máxima de 6.5°C.

De facto, se por um lado, alguns estudos recentes têm enfatizado a necessidade de investigação do comportamento climático dos diferentes tipos de parques urbanos e valorizado os efeitos positivos que os espaços verdes apresentam para o clima urbano, por outro lado, outros trabalhos têm alertado para a importância do tipo e da densidade de vegetação, sob pena de apresentarem temperaturas superiores em relação aos espaços construídos, originando situações de desconforto à escala microclimática.

Neste sentido, destacamos a importância do artigo de POTCHER *et al.* (2006), onde obtiveram importantes e elucidativas conclusões para a cidade de Tel Aviv, sugerindo como o parque urbano mais indicado para as áreas costeiras do mediterrâneo, sob um ponto de vista climático, parques com árvores de grande porte e com copas bem desenvolvidas caducifólias (devido ao SKV elevado), na medida que é este tipo de vegetação que apresenta um efeito máximo de arrefecimento durante as horas do dia com temperaturas mais elevadas no Verão e no Inverno não impede que a radiação solar alcance a superfície, contribuindo deste modo para um efeito positivo sobre o conforto climático. Sugerem ainda que se evitem parques com cobertura de relva e sem árvores, tendo em conta o seu comportamento climático, manifestando temperaturas superiores, tanto em relação às áreas envolventes como com os outros parques.

Em suma, “do ponto de vista climático os espaços verdes urbanos são geralmente apontados como importantes na amenização da temperatura, na redução da velocidade do vento, nos níveis de humidade mais elevados, na redução de níveis de radiação solar directa (sombra) e na melhoria da qualidade do ar, favorecendo, assim, as condições de conforto bioclimático” (GIVONI, 1992 citado por VASCONCELOS e VIEIRA, 2007: 212).

Quadro 2 - Principais benefícios dos espaços verdes urbanos

<b>1. Mitigação das alterações climáticas</b>
<b>1.1 Fixação de CO<sub>2</sub> (sobretudo no caso de manchas arbóreas extensas)</b>
<b>2. Adaptação às alterações climáticas</b>
<b>2.1 Redução da ilha de calor urbano</b>
<b>2.2 Redução dos riscos de cheias urbanas (favorecimento da infiltração e retenção da água)</b>
<b>2.3 Criação de áreas frescas, como refúgio da população, em situações de ondas de calor</b>
<b>2.4 Efeitos directos sobre o comportamento energético dos edifícios (telhados e paredes verdes, ensombramento dos edifícios por árvores próximas)</b>
<b>3. Outros benefícios</b>
<b>3.1 Biofísicos</b>
3.1.1 Melhoria da qualidade do ar (filtragem e fixação de poluentes)
3.1.2 Fixação dos níveis de ruído
3.1.3 Melhoria do conforto nas ruas, durante o Verão (efeito das árvores de arruamento)
<b>3.2 Socio-económicos e culturais</b>
3.2.1 Proporciona áreas de lazer e socialização
3.2.2 Benefícios directos ao nível da saúde física e psicológica
3.2.3 Valorização Estética e cultural do espaço urbano
3.2.4 Funções de carácter educativo e pedagógico
<b>3.3 Económicos</b>
3.3.1 Redução dos custos com a saúde
3.3.2 Redução do consumo de ar condicionado
3.3.3 Redução dos danos associados a cheias urbanas
3.3.4 Utilização como atractivo turístico no caso de espaços verdes de particular interesse histórico, cultural ou científico
3.3.5 Valorização do património imobiliário próximo de espaços verdes de qualidade

Fonte: Adaptado de ALCOFORADO , 2010.

---

## 1.4. A Influência da Topografia no Topoclima

---

Até ao momento temos centrado a nossa análise em torno dos principais processos que caracterizam o clima urbano. No entanto, o contexto topográfico em que as cidades se desenvolvem é por vezes determinante, suplantando não raras vezes o efeito urbano no campo térmico local, tornando a topografia um parâmetro de análise essencial em estudos de climatologia urbana.

De uma vasta recolha e consulta bibliográfica em torno deste tema e, para o qual se remete para um maior aprofundamento teórico, GANHO (1999) destaca a influência da topografia no clima local, nomeadamente sobre a temperatura e a estratificação térmica; sobre o vento e a circulação local e sobre a precipitação e a poluição atmosférica, embora ressalve o facto dos estudos não inter-relacionarem os efeitos topográficos e urbanos, à excepção de um artigo de GOLDREICH (1984) onde o autor ao empregar o conceito de “climatologia urbano-topográfica”, coloca em evidência a necessária inter-relação entre a topografia e o clima urbano.

### 1.4.1. A Formação de Lagos de Ar Frio

A topografia influencia os processos de drenagem de ar frio que ocorrem ao longo das vertentes e que conduzem à formação de “lagos de ar frio” em fundos de vale ou áreas topograficamente deprimidas.

Para além do fenómeno de ilha de calor, a ocorrência de inversões térmicas tanto em espaços urbanos como rurais, tem sido igualmente objecto de estudo no âmbito da topoclimatologia (YOSHINO, 1984; LOPES, 1995 e 1998; GANHO, 1998; MORA, 2001 e 2006; MARQUES *et al.*, 2008).

O conhecimento das áreas propensas à formação de “lagos de ar frio”, segundo uma lógica de planeamento, permite não só identificar as áreas de maior desconforto bioclimático, perante situações de ondas de frio (consumos energéticos para aquecimento superiores), mas ao mesmo tempo, identificar zonas propícias à formação de geada e degelo (áreas não adequadas para actividades agrícolas) e de nevoeiros, logo potenciais áreas de retenção de poluentes, especialmente no caso das cidades.

De facto, um estudo recente levado a cabo em Coimbra (FIALHO *et al.*, 2010) demonstrou a relação directa existente entre as áreas mais propensas à formação de “lagos de ar frio” (inversões de gradiente térmico muito intensas) como sendo aquelas onde se verificam as maiores concentrações de poluentes, neste caso, de material particulado. Do mesmo modo, os resultados demonstram a influência das condições sinópticas regionais, que por sua vez, se reflectem nas características topoclimáticas da atmosfera urbana inferior e assim influenciam os processos termodinâmicos que se processam na camada limite, aumentando ou não, a sua capacidade dispersante, modificando desse modo, o padrão espacial de acumulação de poluentes.

Os “lagos de ar frio” associados a noites anticiclónicas de forte estabilidade atmosférica (vento fraco ou calma e reduzida nebulosidade), “possuem uma dupla alimentação: *in situ*, por irradiação e por alimentação do ar frio que drena nas vertentes. A flutuação da espessura destes lagos deve-se à maior ou menor intensificação da drenagem e à rugosidade do solo” (LOPES, 1995:149).

Deve referir-se, que estes processos de drenagem de ar frio que preferencialmente ocorrem em noites de intenso arrefecimento radiativo, são também o resultado da influência topográfica no desenvolvimento de circulações orográficas, neste caso de brisas de montanha, correspondendo a drenagem de ar frio, a fluxos catabáticos, uma vez que durante o ciclo nocturno os relevos montanhosos funcionam como importantes fontes de arrefecimento definindo-se uma corrente de escoamento de ar mais frio dos topos para os fundos de vale. Para além da importância da actuação da força de gravidade como força motriz destes fluxos, como qualquer tipo de brisa a drenagem de ar frio deve “a sua existência ao aquecimento diferencial da superfície, traduzido na criação de energia disponível convertida em circulação pelo trabalho da força do gradiente de pressão” (MIRANDA, 2009:202).

A magnitude da drenagem e da acumulação do ar frio, está assim dependente de vários factores, tais como: reduzida capacidade de absorção da atmosfera; reduzidos níveis de obstrução do horizonte; velocidade do vento reduzida; vertentes com declives acentuados e em particular, com exposição solar a Norte; reduzida ocupação urbana no topo e ao longo das vertentes; ausência de obstáculos ao longo da vertente, de forma a diminuir o efeito de atrito da superfície nos fluxos de ar frio e a morfologia dos fundos de vale (YOSHINO, 1984; NAKAMURA, 1989; LOPES, 1995).

---

# PARTE II

---



## **CAPÍTULO III**

### **Caracterização Climática**



## 1. ENQUADRAMENTO CLIMÁTICO REGIONAL DA FIGUEIRA DA FOZ

Em termos gerais, tal como a totalidade de Portugal Continental se encontra inserido no domínio mediterrâneo, esta região do centro-litoral (sector onde se enquadra a área de estudo) apresenta “um clima temperado de características mediterrâneas (verões quentes e secos, invernos suaves e chuvosos) mais ou menos influenciado pelo Atlântico; é grande a variabilidade anual das chuvas, mas as temperaturas negativas e a queda de neve são raras” (REBELO *et al.*, 1990: 10).

Deste modo, com o objectivo de se proceder ao enquadramento climático da área de estudo no contexto regional, ainda que de uma forma abreviada das principais variáveis climáticas, seleccionaram-se seis estações meteorológicas para o período de análise de 1951 a 1980.

Quadro 3 - Descrição das estações meteorológicas

Estações Climatológicas	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Período de Análise
Anadia	40°26' N	8°26' O	45	1951-1980
Barra do Mondego	40°08' N	8°51' O	7	1954-1980
Coimbra	40°12' N	8°25' O	141	1951-1980
Coimbra/Bencanta	40°13' N	8°27' O	27	1951 - 1980
Dunas de Mira	40°27' N	8°45' O	14	1951-1980
Montemor-o-Velho	40°11' N	8° 43' O	15	1951 - 1980

Da análise resulta que as estações localizadas ao longo da faixa costeira, apresentam as amplitudes térmicas mais fracas – na Figueira da Foz (Barra do Mondego), Montemor-o-Velho e Dunas de Mira, a temperatura média do mês mais frio é de 10.4°C, 9.7°C e 9.6°C e a do mês mais quente, de 19°C, 19.9°C e 18.9°C, respectivamente, enquanto em Coimbra, a aproximadamente 40 km da costa, em Janeiro é de 10°C e em Julho de 21.7°C.

Tão só no comportamento médio da temperatura o efeito do atlântico se manifesta, verificando-se de igual modo essa influência (embora diferenciada) nas temperaturas máximas e mínimas absolutas registadas em cada estação.

Ao nível da temperatura máxima absoluta, são as estações de Barra do Mondego, Dunas de Mira e Montemor-o-Velho que apresentam os valores inferiores, com 38.6°C, 38.8°C e 39.4°C, respectivamente, em oposição aos 42.3°C de Coimbra, ou os 41°C de Coimbra/Bencanta, ou em menor grau os 40.5°C de Anadia.

Por sua vez, as temperaturas mínimas absolutas menos significativas verificam-se na Barra do Mondego (-2.5°C), contrariamente aos -6.1°C já registados em Dunas de Mira, -6°C em Montemor-o-Velho (relativamente próxima à Figueira da Foz) e Anadia, -5°C em Coimbra/Bencanta e -4°C em Coimbra.

Acima de tudo a distribuição espacial dos valores absolutos de temperatura do ar, indica-nos que são os episódios extremos de temperaturas negativas do ar, normalmente associados a ondas de frio e reforçados localmente nos locais topograficamente deprimidos, que apresentam o risco climático mais abrangente nesta região, comparativamente às ondas de calor. Do mesmo modo, verifica-se que a influência atlântica apresenta maior eficácia no atenuar dos extremos térmicos na Figueira da Foz, diminuindo significativamente o risco de ondas de calor ou de frio.

Quanto à precipitação, a desigual repartição dos quantitativos deve-se principalmente a dois factores: ao efeito da altitude e da orientação do relevo. Com valores inferiores a 1000 mm anuais, destaca-se em primeiro lugar, a estação Barra do Mondego com apenas 723.9 mm, seguido de Montemor-o-Velho (913.8 mm), Dunas de Mira (917 mm) e Coimbra/Bencanta (979 mm). Acima dos 1000 mm, destacam-se as estações de Anadia (1103.16 mm) e Coimbra (1037.9 mm).

Analisando-se a Figura 8, relativo à frequência de ocorrência para cada rumo de vento à escala regional, identifica-se um predomínio de ventos de N e NW no Verão, enquanto no Inverno os rumos com maior frequência são essencialmente de SE e E.

Em suma, os principais contrastes climáticos regionais existentes (em termos da temperatura e da humidade relativa do ar), em boa medida, devem-se essencialmente à maior ou menor proximidade relativamente ao oceano Atlântico.

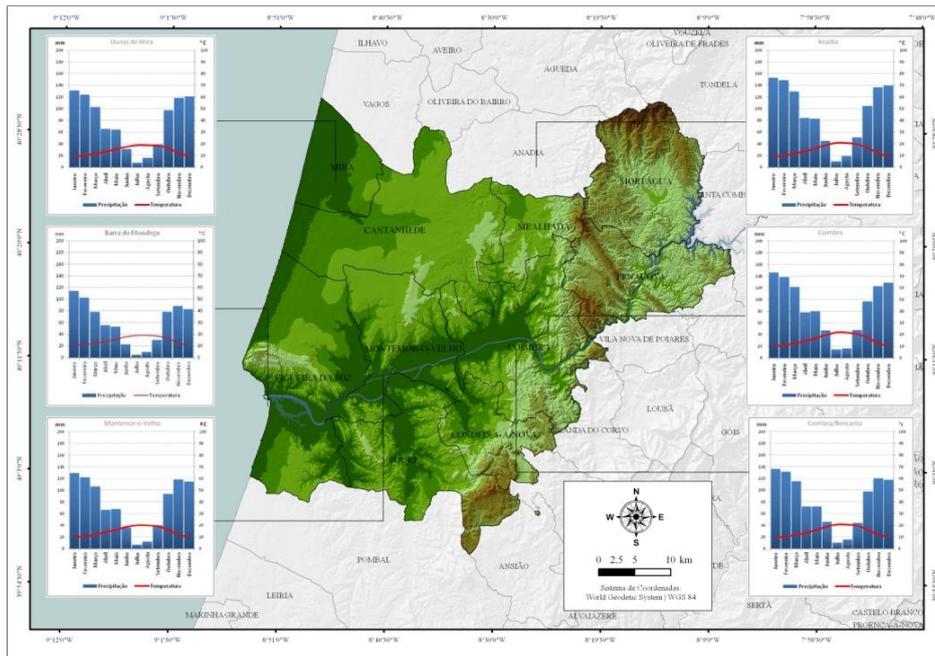


Figura 7 - Gráficos termo-pluviométricos.

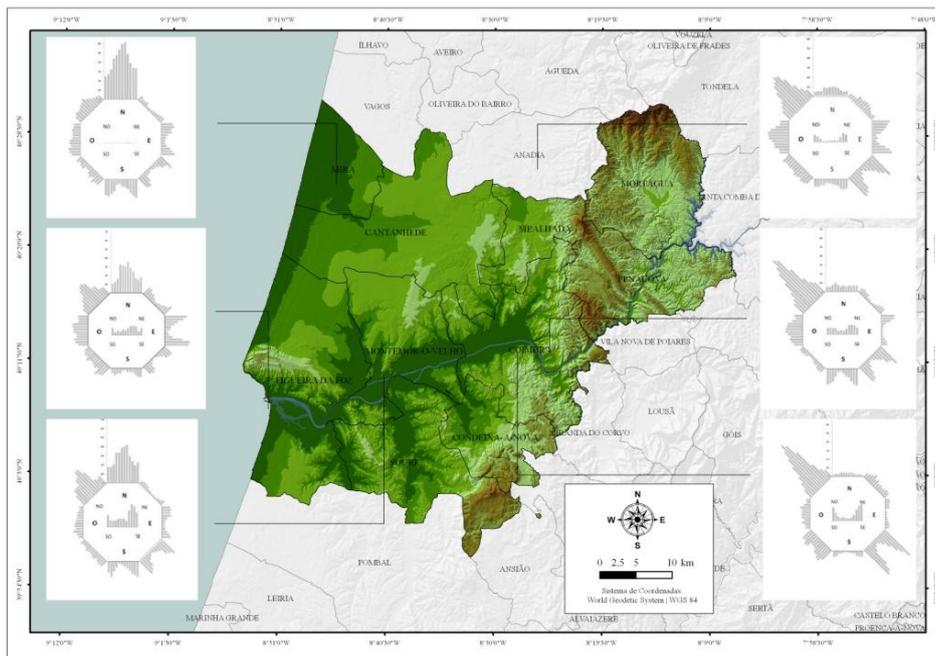


Figura 8 - Octógonos anemoscópicos (frequência de ocorrência para cada rumo de vento).

## 2. REGIME CLIMÁTICO MÉDIO DA FIGUEIRA DA FOZ

### 2.1. Insolação, nevoeiro e nebulosidade

#### 2.1.1. Insolação

Não sendo possível analisar a radiação solar recebida na Figueira da Foz, nomeadamente a radiação global (directa e difusa), por falta de dados, analisam-se aqui os valores de insolação (tempo de Sol descoberto) expressos em horas e respectiva percentagem, sendo esta, o quociente expresso em centésimos (%), da insolação observada pela insolação máxima possível no mês ou no ano, dada por tábuas astronómicas e que constam nas normais climatológicas de 1951-1980.

Directamente relacionado com a nebulosidade atmosférica, o número de horas de insolação (Quadro 4) apresenta um ritmo intra-anual que acompanha o ritmo da duração do dia natural. Comparando-se os valores médios das normais climatológicas de 1931-1960 e 1954-1980<sup>14</sup>, verifica-se uma diminuição do número de horas de insolação no segundo período, o que em termos anuais se traduz numa redução de 235 horas. Aliás, esta tendência já havia sido identificada por MIRANDA *et al.* (2006) para a estação de Lisboa/Geofísico.

De acordo com os registos para o período 1954-1980, o mês de Janeiro apresenta os menores valores de insolação média mensal, com 120.5 horas, valor significativamente inferior à normal do período anterior, com um desvio de -28.2 horas. Em termos diários, verificam-se 3.9 horas de insolação, o que corresponde aproximadamente a menos uma hora diária de Sol. No Verão, Julho e Agosto assumem-se como os meses que registam um número de horas de Sol superior, com 294.8 e 272.2 horas, correspondendo a 9.5 e 8.8 horas de insolação diárias, respectivamente.

À excepção do mês de Maio que apresenta um ligeiro aumento, em todos os meses se verifica uma diminuição da insolação no período 1954-1980, facto que se repercute na média anual (6.6 horas/diárias).

---

<sup>14</sup>Pese embora a mudança da localização da estação meteorológica, optou-se por comparar estes dois períodos visto que a localização se manteve na faixa costeira.

Quando se analisa a relação entre a insolação observada pela insolação máxima possível, expressa em percentagem, verifica-se que o padrão inter-anual é idêntico ao acima descrito, mas acima de tudo, percebe-se a importância que a nebulosidade atmosférica representa não só na distribuição latitudinal da radiação solar como também na insolação recebida na superfície terrestre, verificando-se que no período 1954-1980 a relação entre a insolação observada e a potencial foi de 52.6%.

Quadro 4 - Valores médios de Insolação em Barra do Mondego (1954-1980)

Insolação (1954-1980)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ano
Total (h)	120.5	140.2	160.2	217.2	264.6	262	294.8	272.2	202.1	187.5	137	134	2392.3
Percent. (%)	40	47	43	55	59	59	65	64	53	55	45	46	52.6

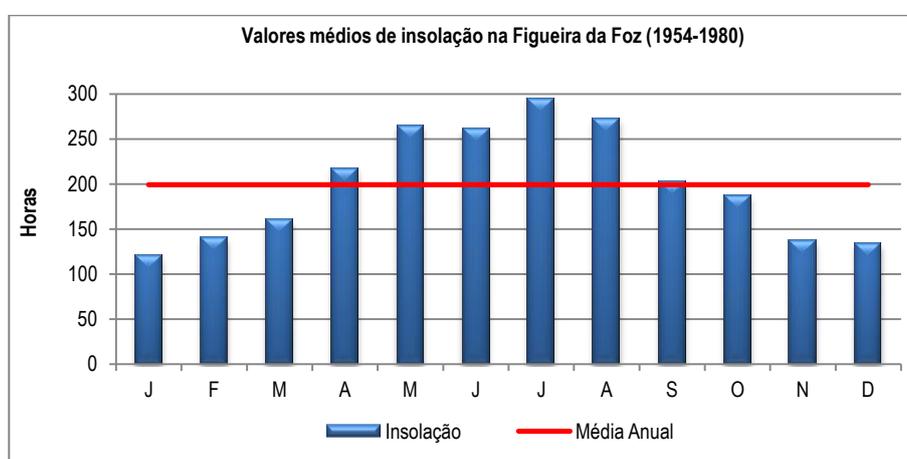


Figura 9 - Número médio de horas de insolação e média anual no período 1954-1980.

### 2.1.2. Nebulosidade

Por definição, a nebulosidade diz respeito à fracção da abóbada celeste que, num dado momento, se encontra encoberta por nuvens. Em termos práticos, a nebulosidade é estimada visualmente pelos observadores do Instituto de Meteorologia (I.M), podendo ser expressa em oitavos ou em décimos de céu encoberto.

Na escala de décimos, utilizada pelo I.M, os valores da nebulosidade expressos em números de 0 a 10, cada unidade corresponde a um décimo do céu coberto de nuvens. Neste caso, 0 representa céu limpo, sem nuvens, e 10 representa céu encoberto, sem qualquer fracção visível da abóbada celeste.

Deste modo analisa-se o período 1954-1980, em termos médios os números de dias com nebulosidade elevada igual ou superior a 8 décimos e igual ou inferior a 2 décimos. Relativamente ao período de 1931-1960, a nebulosidade média “normal” às 9h da manhã é de 5 décimos e 6 décimos, respectivamente (Quadro 5).

No período 1954-1980, a nebulosidade média anual às 9h da manhã foi igualmente elevada ao longo de todo o ano, com uma média anual de 6 décimos. Em termos médios anuais, o aumento da nebulosidade neste período reflectiu-se em mais um dia com elevada nebulosidade (94 dias). Quanto ao comportamento intra-anual, o padrão mantém-se, contudo é o mês de Janeiro que apresenta um valor superior, com 13 dias de elevada nebulosidade, o que vai de encontro à anomalia negativa verificada no número de horas de insolação. Julho e Agosto, com 3 e 4 dias, correspondem aos meses com valores inferiores.

Analisando o número de dias com nebulosidade igual ou inferior a 2 décimos, em termos médios anuais registam-se 97 dias com reduzida nebulosidade, o que se traduz igualmente numa redução do número de dias (16 dias) com nebulosidade igual ou inferior a 2 décimos, devido essencialmente aos meses de Março, Abril, Junho, Julho, Agosto, Setembro e Novembro.

Quadro 5 - Valores médios de nebulosidade em Barra do Mondego (1954-1980)

Nebulosidade (1954-1980)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ano
≥ 8	13	10	11	7	7	6	3	4	6	7	10	10	94
≤ 2	7	7	6	7	9	8	12	11	6	9	6	8	97

### 2.1.3. Nevoeiro

Segundo a Organização Meteorológica Mundial, o nevoeiro consiste na suspensão de gotículas de água na camada atmosférica em contacto com a superfície terrestre, reduzindo a visibilidade horizontal a menos de 1km.

Tendo em conta os processos termodinâmicos responsáveis pela formação de nevoeiro, nas regiões costeiras e em particular na época estival, estes são predominantemente advectivos, com tendência a ocorrer no final da tarde ou início da noite, sendo normalmente extensos e persistentes. Encontram-se associados ao deslocamento horizontal de uma massa de ar marítima mais quente e húmida para uma área continental que se encontra mais fria. Ou seja, a massa de ar quente que é deslocada sobre a superfície fria vai libertar calor por condução, o que por sua vez, propicia a formação de uma camada atmosférica estável junto à superfície. Este processo vai ser responsável pelo arrefecimento do ar até ao ponto de orvalho e consequentemente formar o nevoeiro. Este tipo de nevoeiro é movido por factores dinâmicos, nomeadamente a presença de centros de alta pressão à escala sinóptica.

Nos meses de Inverno os nevoeiros são predominantemente de irradiação, formando-se à noite, geralmente no final da tarde ou nas primeiras horas da manhã, quando os ventos são fracos, o céu é limpo (condição necessária ao rápido arrefecimento do solo por irradiação), e a humidade relativa alta.

Acima da camada saturada é necessário o desenvolvimento de uma inversão (evento de subsidência de larga escala, com condições secas nos níveis médios da troposfera, originando um rápido arrefecimento na superfície), importante no aprisionamento da humidade. Abaixo do nível de inversão a camada atmosférica é estável, caso contrário as camadas da atmosfera acima da camada húmida, por convecção tendem a dissipar o nevoeiro.

Relativamente ao número médio “normal” (1954-1980) de dias de nevoeiro observado na estação Barra do Mondego, à escala regional, não é dos valores mais elevados (valor médio anual de 41.1 dias), por exemplo quando se compara com os 76.9 dias de nevoeiro em Coimbra, no entanto em termos nacionais, representa um valor considerável (Figura 10).

A sua distribuição intra-anual apresenta um nítido aumento no período estival, nomeadamente nos meses de Setembro (6 dias), Agosto (5.4 dias) e Julho (4.8 dias). Os meses de Janeiro, Fevereiro e Outubro, com 3.7, 3.4 e 3.3, respectivamente, apresentam um segundo grupo em termos do número de dias de nevoeiro. Já os restantes meses, à excepção do mês de Abril que apresenta o menor valor com 1.7 dias, em termos médios o número de ocorrências varia entre os 2.4 dias de Junho e os 2.7 dias de Novembro, o que indica uma reduzida variação intra-anual da manifestação deste hidrometeoro ao longo do ano.

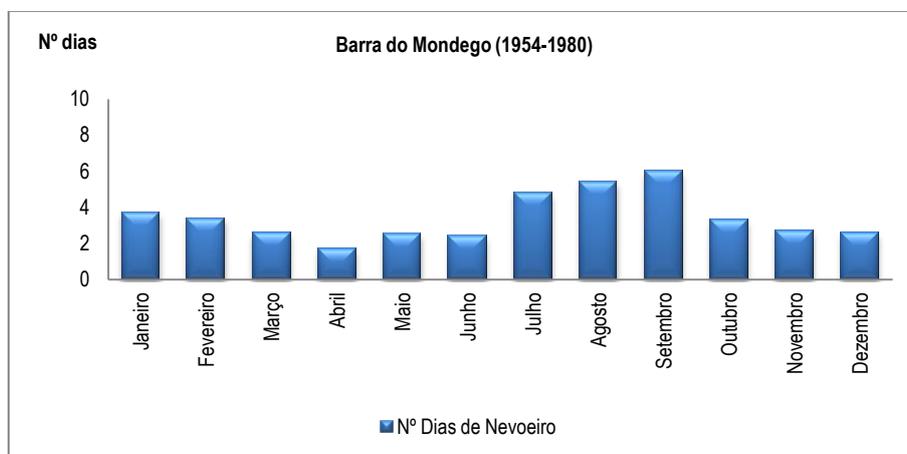


Figura 10 - Número médio de dias de nevoeiro.

## 2.2. Humidade Relativa

Neste ponto analisam-se os valores médios relativos à humidade relativa do ar em três momentos do dia. Em termos médios anuais, ao início da manhã (9h) a humidade relativa do ar é de 84%, às 15h de 74% e às 21h é de 81%. Estes valores de humidade relativa do ar são bem reveladores da elevada humidade presente nos baixos níveis atmosféricos ao longo de todo o ano, situação que se mantém inclusivamente nas horas de maior intensidade de radiação.

O ritmo intra-anual segue o padrão característico de um clima mediterrâneo, neste sentido, os valores superiores registam-se nos meses de Inverno, principalmente no mês de Janeiro, o qual apresenta uma humidade relativa média mensal de 83%, sendo de 89% às 9h, 78% às 15h e 84% às 21h.

Mesmo os meses de Verão, apresentam uma elevada humidade atmosférica, como é disso exemplo, o mês de Agosto, com valores médios de 84% às 9h, 72% às 15h e 82% às 21h, atingindo os 100% frequentemente durante a madrugada.

Por sua vez, os meses de Abril e Maio, assumem-se como os meses que em termos médios apresentam os menores valores de humidade relativa, sendo de 78 e 79% às 9h, 70 e 72% às 15h e às 21h de 79 e 80%, respectivamente.

---

## 2.3. Temperatura

---

### 2.3.1. Temperatura mínima

As médias de temperatura mínima no período 1954-1980 na estação Barra do Mondego, revelam que mesmo no Inverno as temperaturas do ar não atingem valores muito baixos, sendo a média anual de 10.9°C, valor que à escala regional é elevado, como facilmente se verifica através da análise dos registos médios anuais de temperatura mínima de estações localizadas no litoral, como por exemplo, as de Dunas de Mira (9.2°C), São Jacinto (10.5°C) ou Montemor-o-Velho (9.9°C).

O arrefecimento nocturno é mais intenso no mês de Dezembro com uma temperatura mínima média de 6.4°C, seguindo-se-lhe os meses de Fevereiro e Janeiro, com 7.2°C e 7.8°C, respectivamente. Por sua vez, os valores mais elevados de temperatura mínima média ocorrem nos meses de Agosto (14.9°C), Julho (14.5°C), Setembro (14.4°C) e Junho (14.1°C).

Entre Janeiro e Abril, a temperatura mínima regista um aumento de 2.3°C, enquanto que entre Abril e Agosto aumenta 4.8°C, o que se revela bastante significativo, mantendo-se menos variável nos meses de Verão, ao passo que de Setembro a Dezembro, a temperatura mínima média diminui 8°C, sendo particularmente evidente esse arrefecimento entre os meses de Outubro e Dezembro, com uma diferença de 5.9°C.

#### 2.3.1.1. Temperatura mínima absoluta

A média anual das temperaturas mínimas absolutas é de 2.4°C, valor que reitera a amenização do frio invernal devido à proximidade do oceano Atlântico, diminuindo desse modo as amplitudes térmicas anuais, mensais e diárias.

A temperatura mínima absoluta registada no período em análise foi de  $-2.5^{\circ}\text{C}$  no mês de Dezembro, destacando-se de igual modo, os meses de Janeiro com  $-2^{\circ}\text{C}$  e Fevereiro com  $-1.7^{\circ}\text{C}$ , como os meses em que os termómetros registaram temperaturas inferiores a  $0^{\circ}\text{C}$ .

À excepção do período estival, os meses de Março ( $0^{\circ}\text{C}$ ), Abril ( $2.6^{\circ}\text{C}$ ), Maio ( $0.6^{\circ}\text{C}$ ), Outubro ( $2.0^{\circ}\text{C}$ ) e Novembro ( $0.8^{\circ}\text{C}$ ), pese embora não apresentem temperaturas do ar negativas, apresentam de igual modo registos de temperatura mínima absoluta que indicam a probabilidade de ocorrerem eventos com temperaturas igualmente baixas nas estações do ano de transição (Primavera e Outono), o que associado a velocidades do vento significativas (*Índice Wind Chill*<sup>15</sup>), traduzir-se-á em situações de desconforto bioclimático.

Embora significativamente superiores no período de Verão, os registos de temperatura mínima absoluta demonstram que mesmo neste período do ano, perante a conjugação de determinadas condições sinópticas menos frequentes para esta época do ano, o arrefecimento nocturno pode de facto ser bastante acentuado e consideravelmente inferior à média mínima mensal.

Deste modo, da análise do período 1954-1980, destaca-se o mês de Julho com uma temperatura mínima absoluta de  $6^{\circ}\text{C}$ , assim como os meses de Junho ( $6.2^{\circ}\text{C}$ ) e Setembro com  $7^{\circ}\text{C}$ , enquanto que Agosto com  $9.5^{\circ}\text{C}$ , constitui o mês que em termos “normais” apresenta noites com temperaturas mínimas mais elevadas.

### 2.3.2. Temperatura máxima

Na estação meteorológica Barra do Mondego a média anual de temperatura máxima no período 1954-1980 é de  $18.6^{\circ}\text{C}$ , valor esse que indica a nítida influência oceânica ao longo da faixa costeira, atenuando desse modo, a manifestação de temperaturas do ar elevadas.

Relativamente ao comportamento médio intra-anual das temperaturas máximas, são os meses de Inverno que apresentam os menores valores, destacando-se o valor mínimo de  $13.9^{\circ}\text{C}$  relativo ao mês de Janeiro. Os valores máximos médios registam-se nos meses de Julho e Agosto, com  $23^{\circ}\text{C}$ , no entanto é também de referir, que o mês de Setembro ( $22.2^{\circ}\text{C}$ ) apresenta temperaturas máximas superiores comparativamente ao mês de Junho ( $21.3^{\circ}\text{C}$ ).

Comparando a amplitude de variação da temperatura máxima anual ( $9.1^{\circ}\text{C}$ ) com a da temperatura mínima ( $8.5^{\circ}\text{C}$ ), verifica-se que as amplitudes térmicas não são de todo muito acentuadas. De Dezembro a Fevereiro, os valores das temperaturas máximas são aproximados, contudo entre Fevereiro e Março o aumento é já de  $1.3^{\circ}\text{C}$ , acentuando-se na estação primaveril. Entre Junho e Julho, o aumento da

---

<sup>15</sup> *Wind Chill* – Corresponde à sensação de arrefecimento causada pelo efeito conjunto da velocidade do vento com valores baixos da temperatura do ar.

temperatura máxima é de 1.7°C, sendo nulo no mês de Agosto. A partir de Setembro, as temperaturas máximas passam a ser inferiores cerca de 0.8°C comparativamente ao período mais quente estival, sendo o arrefecimento de 1.4°C entre Setembro e Outubro. Por sua vez, de Outubro para Novembro as temperaturas máximas apresentam uma diminuição abrupta (4°C), sendo já um pouco menor entre Novembro e Dezembro (2.4°C).

### **2.3.2.1. Temperatura máxima absoluta**

Os meses de Julho, Agosto e Junho, apresentam os extremos máximos mais elevados, com 38.6°C e 38.5°C, respectivamente, valores de temperatura do ar que indicam, pese embora a proximidade ao Atlântico, mesmo no litoral ocorrem episódios de elevadas temperaturas e seca do ar, que por norma se encontram associados a circulações de Leste.

De facto, a análise dos extremos máximos de temperatura do ar evidenciam que em metade dos meses do ano, as temperaturas máximas absolutas do ar podem superar os 30°C, o que desde logo indicia uma variabilidade inter-anual quanto à duração e intensidade da época estival, variando entre os 33°C de Maio e os 38.6°C de Julho, destacando-se o extremo máximo de 36°C em Setembro e mesmo os 33.2°C de Outubro.

Por seu turno, os meses de Inverno apresentam os menores valores de temperatura máxima do ar, destacando-se o mês de Janeiro com 21°C, seguido do mês de Dezembro (21.6°C) e Fevereiro (22.7°C). Nos meses de Março (27°C), Abril (29.1°C) e Novembro (27.5°C), as temperaturas máximas absolutas são já consideráveis para estações de transição.

---

## **2.4. O Vento**

---

### **2.4.1. Normais de direcção e velocidade do vento**

No período em análise (1954-1980), os ventos de N e NW apresentam-se como os rumos predominantes, a que correspondem 21.1% e 17.6% das observações, respectivamente. Com frequências relativas inferiores, define-se um segundo grupo, onde se enquadram os ventos de E com 13.2%, W com 12.8% e SW com 10.4%. Menos frequentes ainda, são os rumos de SE (6.5%), NE (6.3%) e de Sul (5.3%). Por sua vez, a percentagem anual de situações de “calma” atmosférica, ou seja, situações em que a velocidade do vento foi inferior a 1 km/h e de rumo indefinido, corresponde a uma frequência relativa de 6.8%.

Analisando as frequências relativas por rumo ao longo das estações do ano (

Figura 11), torna-se evidente um padrão estacional bem definido. Assim, nos meses de Inverno (Dezembro a Fevereiro) dominam os ventos de E, com frequências médias de 22.3%, variando entre 24.8% em Dezembro e 19.2% em Fevereiro. Quanto aos restantes rumos de vento, a forma quase circular do gráfico de frequências de ocorrência demonstra uma frequência semelhante dos restantes rumos, designadamente os ventos de N com 12.6%, W com 11.2%, SW com 10.5% e SE com 10.2%. Abaixo dos 10%, só os rumos de NE (9.7%), NW (9.4%) e S (7.8%). As situações de calma representam uma frequência de ocorrência neste período do ano de apenas 6.4%.

Na Primavera, os ventos predominantes deixam de ser os do quadrante E, passando para os de N e NW, evidente a partir do mês de Abril, com uma frequência de ocorrência média de 24.9°C e 18.2°C, respectivamente. No entanto estes valores médios estacionais omitem a frequência elevada de 30.5% e 29.4%, que os ventos de N apresentam nos meses de Abril e Maio. De menor frequência, mas com percentagens superiores a 10%, são de referir os rumos de W (12.6%) e SW (12.1%). Com uma frequência ainda inferior, verificam-se os ventos de E (9.8%), NE, SE (ambos com 6.3%) e de S (4.8%). Nesta estação do ano as situações de calma apresentam a menor frequência de ocorrência com apenas 5% das observações.

Por sua vez, no Verão, é notório o reforço da importância dos ventos de N e NW, principalmente deste último, no entanto os ventos de N mantêm-se com uma frequência média ligeiramente superior (29.3%) aos ventos de NW (27.4%), apresentando os valores mais significativos no mês de Julho com uma percentagem de 32.9% e 28.5%, respectivamente. Os ventos de W nesta estação apresentam a frequência mais elevada do ano, com 15.4%, representando o terceiro rumo de vento mais frequente do Verão. Os restantes rumos, à excepção do vento de SW (9.3%), apresentam uma ocorrência muito reduzida com frequências inferiores a 5%, designadamente os ventos de E (4%), NE (3.2%), S (2.5%) e SE (1.3%). Nesta estação do ano as situações de calma em termos médios apresentam uma frequência de ocorrência de 7.7% das observações, variando entre 5.6% em Junho e 9.8% em Agosto.

Nos meses de Outono, principalmente a partir de Outubro, os ventos de E tornam-se novamente relevantes, momento a partir do qual os rumos de N e NW começam a ser menos frequentes. Deste modo, nesta estação predominam ventos de N (17.5%) e E (17.3%), seguindo-se-lhes os ventos de NW com uma frequência relativa outonal de 15%. Os restantes rumos de vento manifestam frequências inferiores a 10%, sendo que por ordem decrescente apresentam a seguinte frequência: SW (9.7%), SE (8.4%), S (6.2%) e NE (6.1%). Relativamente às situações de calma em termos médios apresentam uma frequência de ocorrência de 8.2% das observações, variando entre 4.3% em Novembro e 10.5% em Setembro.

Quanto às velocidades médias anuais mais significativas ocorrem com ventos de SW, N, NW e W, com respectivamente, valores de 21.5, 19.8, 19.5 e 18.3 km/h. Enquanto que é com ventos de E (13.5km/h) de trajecto continental que se registam os menores valores médios.

Analisando a variação estacional, nos meses de Inverno, são os rumos de SW, W e NW que apresentam velocidades médias superiores, sendo de 28.4, 24.2 e 23.6 km/h, respectivamente, seguindo-se-lhes os ventos de SE (20.5 km/h), N (18.2 km/h), NE (17 km/h) e E (12.7 km/h), com as menores velocidades médias.

Quadro 6 - Frequência (%) e velocidade do vento (km/h) para cada rumo.

	N		NE		E		SE		S		SW		W		NW		C		
	Fr (%)	F (km/h)																	
<b>Inverno</b>	12.6	18.2	9.7	17	22.3	12.6	10.2	20.4	7.8	19.7	10.5	28.4	11.2	24.2	9.4	23.6	6.4		
<b>Primavera</b>	24.9	20	6.3	15	9.8	16	6.3	15	4.8	16	12.1	24	12.6	21	18.2	21	5.0		
<b>Verão</b>	29.3	20	3.2	15	4.0	13	1.3	10	2.5	15	9.3	14	15.4	14	27.4	18	7.7		
<b>Outono</b>	17.5	19.5	6.1	14.7	17.3	12.6	8.4	13.7	6.2	17.8	9.7	20	11.7	17.5	15.0	18.5	8.2		

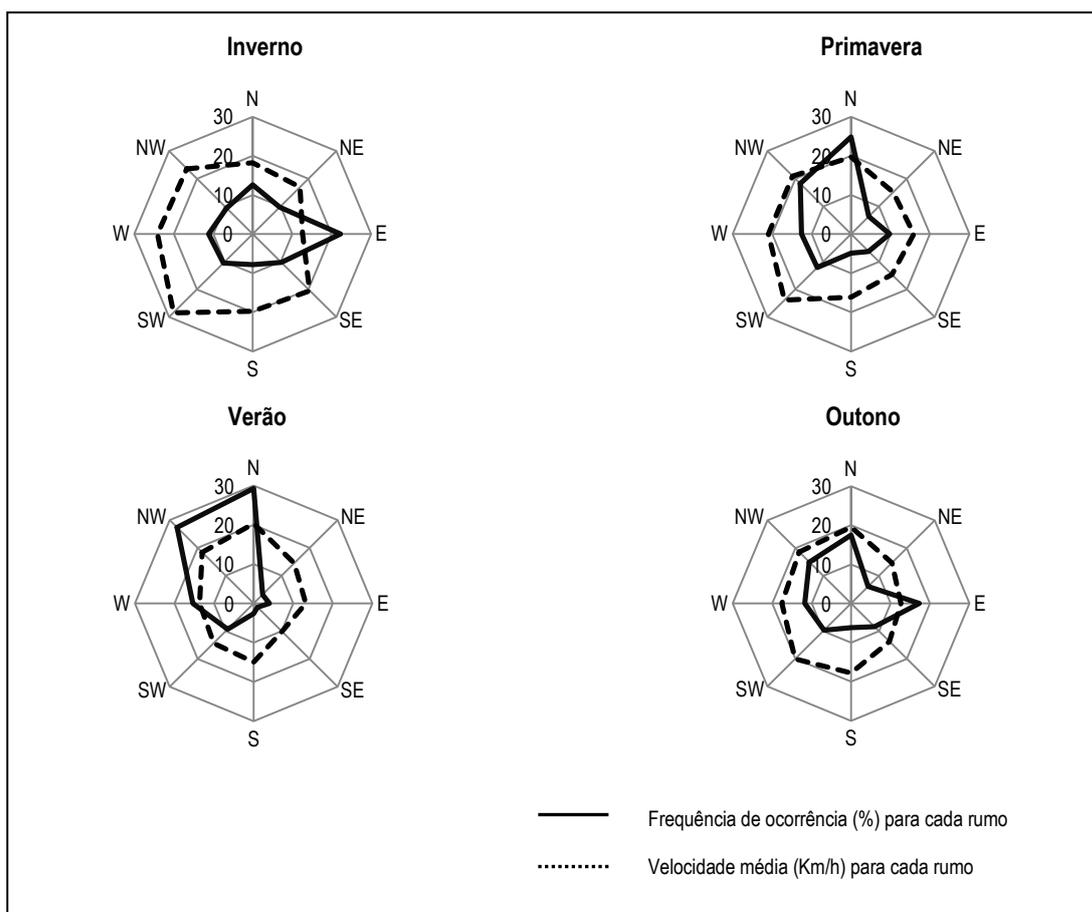


Figura 11 - Variação estacional média da frequência de ocorrência e velocidade média para cada rumo.

Na Primavera e por ordem decrescente, os ventos de SW (23.9 km/h), NW e W (21 km/h) mantêm-se como os rumos que manifestam velocidades superiores, embora perdendo já alguma intensidade, ao passo que a velocidade dos restantes rumos varia entre os 16 km/h (S) e os 14.6 km/h (SE).

Nos meses de Verão, estação do ano em que dominam os ventos de N e NW, são estes que sopram com uma velocidade média superior. No caso dos ventos de N, a velocidade varia entre os 19.7km/h em Julho e os 21.6km/h em Agosto, ao passo que os ventos de NW variam entre os 18 e 18.7km/h. Os restantes rumos apresentam velocidades que de um modo geral, variam entre 15 e 10km/h, enquanto que são os ventos de SE que apresentam as menores velocidades, em particular nos meses de Junho (9.6km/h) e Julho (8.9km/h).

Na estação outonal, com uma alteração da localização dos centros barométricos que influenciam o território português, os ventos de SW apresentam-se novamente como o rumo que apresenta fluxos médios mais rápidos (20.1 km/h) aumentando de intensidade a partir do mês de Novembro (27.6 km/h), surgindo associado aos principais eventos perturbados. Por seu turno, os ventos de NE (14.7km/h) e E (12.6km/h) são os que apresentam menores velocidades, embora deva ser destacada a frequência considerável que os fluxos de leste apresentam nesta época do ano.

#### **2.4.2. Velocidade média do vento**

Com ventos médios anuais de 15.3km/h, a cidade da Figueira da Foz pode considerar-se como particularmente ventosa, onde o desconforto mecânico associado ao vento é considerável. De facto, quando se analisam os valores normais das estações localizadas a Norte do rio Mondego e ao longo da faixa costeira, só a estação Porto/Serra do Pilar, apresenta valores médios anuais superiores (18.1km/h).

Em termos intra-anuais, as velocidades médias mensais variam entre os 18.4km/h de Fevereiro e os 12.1km/h de Setembro, sendo que entre os meses de Novembro e Maio as velocidades médias mensais, são inclusivamente superiores à velocidade média anual. Por seu turno, é na época estival que as velocidades de vento inferiores à média ocorrem.

#### **2.4.3. Velocidades do vento superiores a 36km/h e 55km/h**

Em função de não se ter acesso a dados relativos às rajadas máximas de vento, analisam-se aqui as frequências de velocidades de vento superiores a 36km/h e 55km/h, expressa em número de dias.

Em termos médios anuais, verificam-se cerca de 63 dias no ano em que a velocidade do vento é superior a 36km/h. No contexto regional, ao comparar-se com os 35.5 dias ao ano, com velocidades

de vento superiores a 36km/h na estação meteorológica de São Jacinto (Aveiro) e os 3.4 em Dunas de Mira, verifica-se quão ventosa a cidade da Figueira da Foz é, na medida em que só se encontra paralelo a tal intensidade, na estação do Porto/Serra do Pilar (83.1 dias).

Efectuando uma análise ao comportamento intra-anual, verifica-se que é entre os meses de Novembro a Abril que a frequência de episódios severos de vento é maior, destacando-se os meses de Fevereiro e Março, com 7.7 e 6.8 dias, respectivamente. Em situação oposta, encontra-se o mês de Outubro (3.2 dias), sendo que os meses de Verão apresentam valores em torno dos 4 dias.

Quanto às velocidades superiores a 55 km/h (bastante significativas), em termos médios anuais regista-se um número médio de ocorrências na ordem dos 9.5 dias, valor inclusivamente superior ao verificado na estação Porto/Serra do Pilar (5 dias). Em termos intra-anuais, os meses de Março (1.4) e Fevereiro (1.2), constituem o período do ano em que (tendo em conta os valores médios), a probabilidade de ocorrerem episódios de vento muito forte é superior.

Quadro 7 - Velocidades do vento  $\geq 36$  km/h e  $\geq 55$  km/h.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ano
<b>f <math>\geq 36</math> km/h</b>	6.4	7.7	6.8	6.3	5.6	3.8	4.1	4	3.9	3.2	6.5	5	63.3
<b>f <math>\geq 55</math> km/h</b>	0.7	1.2	1.4	0.6	0.8	0.7	0.7	0.9	0.2	0.4	1	0.9	9.5

## 2.5. Precipitação

### 2.5.1. Precipitação em número de dias

Em estudos topoclimáticos o conhecimento do número de dias de precipitação revela-se de elementar importância, pelo simples facto, de que representam um indicador directo, aproximado, do número de dias em que os processos que estão na base da definição do clima local menos se manifestam, não havendo, normalmente, grandes contrastes termohigrométricos espaciais.

Com base nas normais climatológicas (1954-1980), verifica-se que em termos médios o número de dias em que ocorre precipitação igual ou superior a 0,1mm na estação Barra do Mondego é de 120.5 dias, valor que em comparação com os 143.9 dias da estação de Coimbra, é significativamente inferior (Figura 12).

O ritmo das chuvas ao longo do ano tipicamente mediterrâneo, apresenta uma manifesta redução da ocorrência de precipitação no período estival, em particular nos meses de Julho (2.4 dias) e Agosto

(3.1 dias). Em contraponto, os meses com maior número de dias de precipitação são Fevereiro (17.7 dias), Janeiro (15.6 dias) e Março (14.5 dias).

Quanto ao número médio anual de dias com precipitação igual ou superior a 1mm, registam-se 91.2 dias, sendo que, estes se concentram essencialmente entre os meses de Novembro e Março, com um máximo de dias em Janeiro (13 dias), Fevereiro (11.7 dias) e Março (11.5 dias).

Relativamente ao número de ocorrências de precipitação igual ou superior a 10 mm, por ano registam-se 23.7 dias, com um ritmo intra-anual tipicamente mediterrâneo, destacando-se os meses de Janeiro (3.9 dias), Fevereiro (3.5 dias) e Dezembro (3.1 dias).

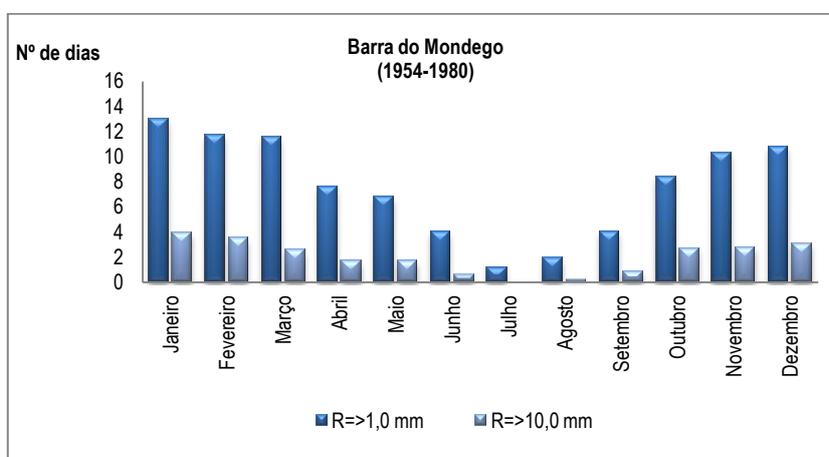


Figura 12 - Número médio de dias com precipitação =>1 mm e => 10 mm.

### 2.5.2. Precipitação acumulada

Depois de se abordar o número de dias em que ocorre precipitação, procede-se seguidamente à análise da precipitação acumulada (mm) em termos mensais e anuais, a qual representa o somatório das precipitações diárias acumuladas.

Com uma precipitação média anual “normal” (1954-1980) de 724.2mm, a estação Barra do Mondego, apresenta à escala regional, quantitativos significativamente inferiores aos verificados noutras estações, como por exemplo, os 960.6 mm registados na estação São Jacinto (Aveiro) ou ainda assim os 1038 mm de precipitação média anual registados em Coimbra, em igual período de análise.

O ritmo intra-anual é igualmente “mediterrâneo”, centrando-se os maiores quantitativos nos meses de Janeiro, com 114.6 mm, seguido de Fevereiro (103.3 mm), Novembro (89.1 mm) e Dezembro (83 mm). Na Primavera, as precipitações são já inferiores, no entanto ainda se destacam os 78.6 mm relativos ao mês de Março, enquanto nos meses de Abril e Maio as precipitações registadas são um pouco superiores a 50 mm. De entre os meses de Verão, Junho ainda apresenta um valor médio de 23 mm, nitidamente superior à precipitação média mensal dos meses de Julho (5 mm) e Agosto (10 mm), que representam verdadeiramente a secura deste período. O mês de Setembro com 30.7 mm, marca a chegada das primeiras chuvas após o estio, facto que é mais representativo no mês de Outubro com 78.6 mm.

### **2.5.3. Precipitação máxima diária**

O ritmo intra-anual dos valores médios “normais” (1954-1980) de precipitação máxima diária na Estação Barra Mondego, apresenta um claro padrão sazonal entre os meses de Inverno e de Verão, como já anteriormente referido, relativamente ao número de dias de precipitação e de precipitação acumulada mensal e anualmente.

Deste modo, os valores mais significativos de precipitação máxima diária, ocorrem entre os meses de Outubro e Maio, destacando-se o valor máximo diário relativo ao mês de Novembro com 68 mm, seguindo-se-lhes os meses de Abril e Maio, com 54.8 mm e 54 mm, respectivamente, valor que demonstra a intensidade (concentração no espaço e no tempo) com que os eventos pluviosos se podem manifestar nesta fase de transição para o período seco do ano, com valores inclusivamente superiores aos meses em que a precipitação média mensal é superior. Assim, os máximos diários de Janeiro, Março, Dezembro e Fevereiro, são de 50.7 mm, 47 mm, 44.5 mm e 44 mm, respectivamente.

Dos meses de Verão, Julho representa o mês em que a precipitação já de si escassa, quando ocorre é de menor intensidade, com um máximo pluviométrico diário de 10.9 mm, enquanto para os meses de Junho (33 mm) e Agosto (27 mm) os valores registados são superiores, facto que denota uma maior instabilidade atmosférica, motivada por gradientes térmicos verticais de maior magnitude entre os vários níveis da troposfera.

Os meses de Setembro e Outubro, com valores máximos diários de 34.2mm e 42.5mm, respectivamente, apresentam valores máximos pluviométricos aproximados da época invernal.

## **CAPÍTULO IV**

### **Contrastes Térmicos da Baixa Atmosfera**



Neste capítulo, analisam-se os contrastes térmicos à escala do topoclima, nomeadamente os seus ritmos inter e intradiurnos em período estival. A esta escala de análise intervêm diversos factores, tais como a densidade de ocupação urbana do solo, a morfologia urbana, a topografia, a vegetação e a distância a importantes massas de água, responsáveis por contrastes termohigrométricos espaciais.

Para tal, procedeu-se à instalação de quatro termógrafos<sup>16</sup> em abrigo, localizados em diferentes contextos topoclimáticos do espaço urbano e não urbano envolvente da Figueira da Foz, com a finalidade de se monitorizarem os contrastes existentes entre a cidade e o campo, assim como, apreender a influência oceânica.

## 1. METODOLOGIA

### 1.1. Termógrafos em abrigo: localização e representatividade espacial

Neste estudo utilizaram-se 4 registadores de temperatura, instalados em diferentes contextos topográficos e de ocupação do solo (Figura 13 e Figura 14), respectivamente, na Praia de Quiaios (PQ), no lugar de Bom Sucesso (BS), na Barra do Mondego (BM) e no espaço urbano de maior densidade de construção (FF). Face à inexistência de abrigos de tipo *Stevenson*, os quais são os recomendados pela Organização Meteorológica Mundial (OMM), como alternativa recorreu-se a abrigos de radiação solar “multi-pratos”.

O registador de temperatura do ar localizado na Praia de Quiaios, a Norte da Serra da Boa Viagem e a 6 metros de altitude em plena duna primária, é representativo de uma estreita faixa costeira, onde a permeabilidade do solo é muito elevada, a rugosidade muito reduzida e acima de tudo, a influência oceânica é máxima.

O termógrafo do Bom Sucesso (BS), localizado à cota de 50 metros de altitude, numa área rural e plana (a Nordeste da cidade e a uma distância na horizontal de 10 km) imediatamente a leste da Lagoa da Vela e da Mata Nacional das Dunas de Quiaios (a cerca de 7.5 km do oceano Atlântico), é

---

<sup>16</sup> Apesar de se terem instalado termohigrógrafos, verificaram-se vários problemas identificados nos dados de humidade relativa do ar, tendo-se optado em não se considerar esta variável e designando-se no texto por termógrafos, contudo, deve ser referida a relação directamente inversa entre a humidade relativa e a temperatura do ar.

representativo do ambiente térmico das áreas rurais que apresentam uma topografia aplanada com declives suaves e de semelhante ocupação do solo, tanto no sector setentrional, como meridional do território concelhio.



Figura 13 - Imagem dos abrigos de radiação solar utilizados e dos termógrafos Tinytag Plus 2 TGP 4500.

Por sua vez, o termógrafo aqui designado de Barra do Mondego (BM), localizado no terraço do edifício do Instituto Portuário e dos Transportes Marítimos, com 2 andares, situado na margem direita do rio Mondego e a uma distância de aproximadamente 700 metros do oceano Atlântico, é representativo de todo o espaço urbanizado ao longo da faixa costeira e estuarina, nomeadamente as Avenidas do Brasil, Abril, Espanha e Saraiva de Carvalho.

A uma distância de cerca 500 metros para nordeste do termógrafo BM, localiza-se no exterior do edifício da Rádio Foz do Mondego, o termógrafo Figueira da Foz (FF), numa rua com orientação Norte-Sul e ladeada de edifícios com cerca de 10 m de altura. Esta área densamente urbanizada da Freguesia de São Julião da Figueira da Foz, corresponde ao seu núcleo antigo, com ruas de elevada ocultação do horizonte. A uma distância de 1.2 km da linha de costa actual, e a uma cota de 10 metros de altitude e, dadas as características particulares do sítio, as temperaturas registadas neste termógrafo, poderão ser representativas do campo térmico de todo o sector sudeste da cidade, onde predomina uma morfologia urbana de elevados níveis de ocultação do horizonte e a existência de logradouros com vegetação é muito reduzida.

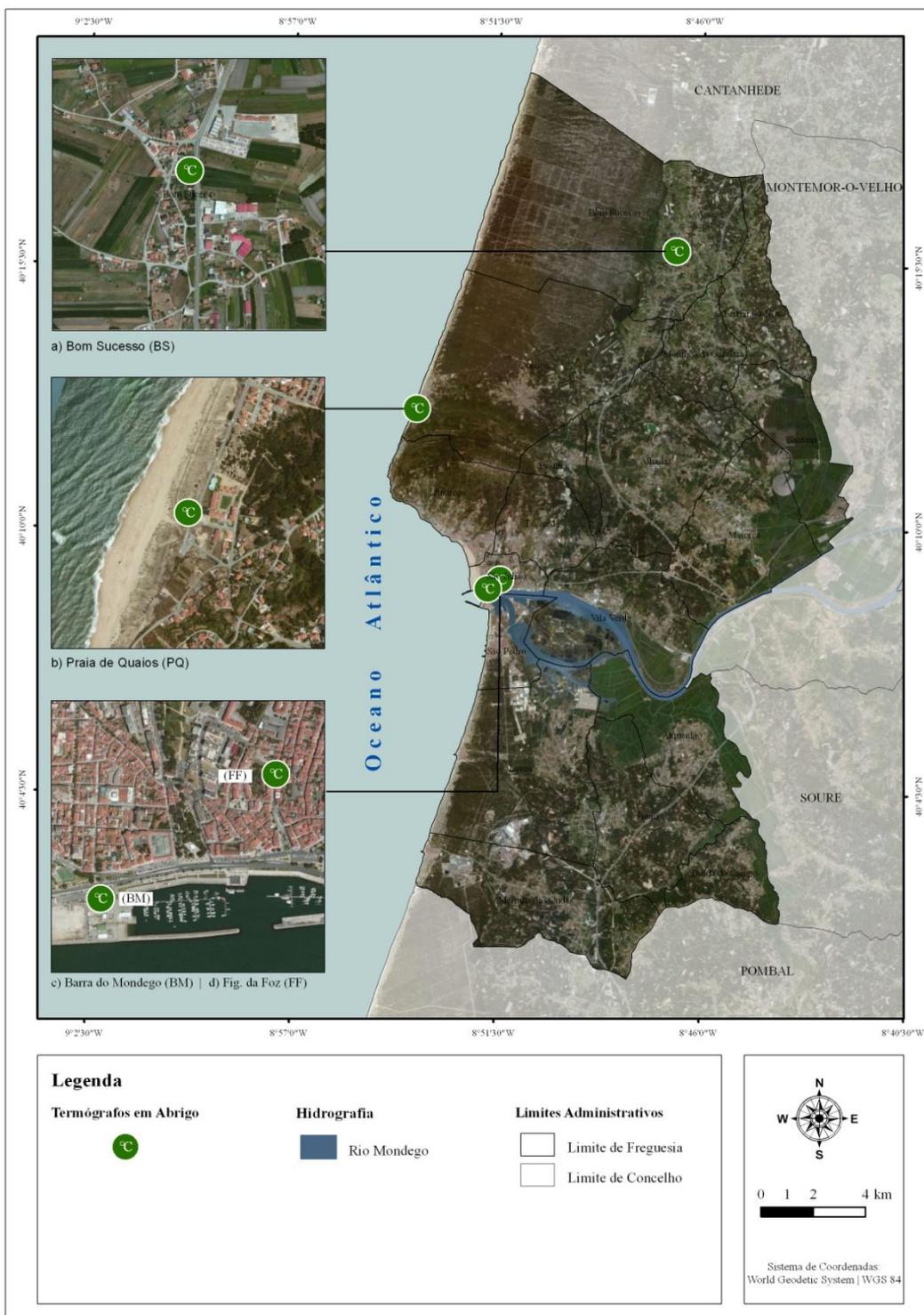


Figura 14 - Localização dos termógrafos em abrigo.

Quadro 8 - Quadro síntese da localização e caracterização dos termógrafos.

Designação	Coordenadas Geográficas	Altitude (m)	Características urbanas do local (raio de 500 m)	Distância à linha de costa actual (Km)	H/W (raio de 500 m)
FF	40°09'02.57"N 8°51'29.46"O	12	Núcleo histórico da cidade (Bairro Velho – Freg.S.Julião da F.Foz). Elevada impermeabilização do solo. Ausência de vegetação. Orientação da rua N-S. Reduzido <i>Sky-View-Factor</i> .	1.3	10 - 3
BM	40°08'51.49"N 8°51'49.38" O	2	Próximo da foz do Mondego, na sua margem direita, nomeadamente na frente estuarina (Freg. S.Julião da F.Foz). Elevada impermeabilização do solo. Ausência de vegetação. Orientação da Av. W-E com edifícios só de um lado. Elevado <i>Sky-View-Factor</i> .	0.7	9 - 0
PQ	40°12'36.01" N 8°53'46.44" O	6	Próximo do oceano Atlântico, em plena duna primária na Praia de Quiaios. Imediatamente a Norte da Serra da Boa Viagem. Elevada permeabilidade do solo. <i>Sky-View-Factor</i> nulo.	0.1	–
BS	40°15'54.43 N 8°46'48" O	50	Espaço rural, a leste da Mata Nacional das Dunas de Quiaios e da Lagoa da Vela. Elevada permeabilidade do solo (Área agrícola). <i>Sky-View-Factor</i> nulo.	7.7	–

## 1.2. Dados: obtenção e tratamento

Neste estudo, o período de observação para todos os termógrafos decorreu entre 30 de Julho e 10 de Outubro de 2011, o que correspondeu a 73 dias de análise, distribuídos essencialmente pelo período estival, prolongando-se a análise para o início da estação de Outono, devido às condições meteorológicas de estabilidade que se prolongaram até ao início do mês de Outubro e que se caracterizam no ponto seguinte.

Tendo como base a metodologia utilizada por GANHO (1998)<sup>17</sup>, compararam-se os dados das sondas fixas localizadas no espaço urbano (FF e BM) e da sonda da Praia de Quiaios com o

<sup>17</sup> Adaptou-se a metodologia utilizada por GANHO (1998) no seu estudo sobre o clima urbano de Coimbra, não só porque nos identificamos com a mesma, mas também porque entendemos que as metodologias de análise devem ser padronizadas a fim de se facilitarem as comparações entre os vários estudos, o que aliás, tem vindo a ser recomendado a nível internacional (OKE, 2006b; GRIMMOND *et al.*, 2010).

termógrafo do Bom Sucesso. Para cada dia da amostra efectuaram-se leituras horárias de temperatura do ar (T0 a T23), tendo sido registadas as temperaturas máximas e mínimas horárias.

Definiram-se assim 24 séries de variáveis correspondentes a cada par de termógrafos comparados. Para cada série determinou-se a média ( $\Delta T_{med}$ ), a frequência de ocorrência de valores  $>0^{\circ}\text{C}$  ( $\Delta T\%>0$ ) e  $\leq 0^{\circ}\text{C}$  ( $\Delta T\%>0$ ), os valores extremos: máximo ( $\Delta T_{m\acute{a}x}$ ) e mínimo ( $\Delta T_{m\acute{i}n}$ ), assim como que se calcularam outros parâmetros estatísticos como a mediana e o desvio-padrão.

Partindo do pressuposto de que as cidades apresentam uma maior inércia térmica, como resultado das propriedades físicas dos materiais utilizados em meio urbano (menor albedo e maior emissividade), calcularam-se as taxas médias de aquecimento e arrefecimento horário.

Por fim, analisou-se a influência dos diferentes tipos de tempo nos contrastes térmicos, tendo para isso sido escolhidos três situações sinópticas potenciadoras de contrastes fracos, moderados e extremos no clima local.

---

### 1.3. Condições meteorológicas durante o período-amostra

---

Durante o período amostral, o mês de Agosto de 2011 apresentou como característica principal a variabilidade da configuração do campo barométrico no Atlântico Norte. De acordo com o Boletim Climatológico Mensal de Agosto de 2011 (METEO, 2011a), a oscilação da localização e intensidade da faixa de altas pressões subtropicais, permitiu a aproximação de depressões à região noroeste do Continente ou o seu cavamento na região a Norte dos Açores. Estas depressões, quase sempre com expressão nos níveis altos da troposfera, transportaram por vezes na sua circulação massas de ar quente e instável, originando temperaturas altas e situação de aguaceiros e trovoadas (dias 1, 2, 12 e 20 a 22), mas também estiveram igualmente associadas a ondulações da superfície frontal polar, que originaram temperaturas mais baixas e períodos de chuva (4 a 7, 14, 25, 26, 30 e 31).

Nos restantes dias de Agosto, o estado de tempo foi determinado pela acção conjunta do anticiclone atlântico subtropical (estendido em crista para leste ou Nordeste) e da depressão de origem térmica centrada na Península Ibérica (3, 8 a 11, 13, 15 a 19, 23, 24, 27 a 29).

Quanto ao mês de Setembro, em Portugal continental os valores da temperatura do ar situaram-se acima do valor normal, enquanto que o valor médio da quantidade de precipitação foi inferior à normal de 1971-2000. Nos dias 1 e 2 e entre 14 e 16, o estado do tempo foi caracterizado por uma massa de ar instável associada a depressões com expressão nos níveis altos da troposfera e que desse modo, foram responsáveis por condições favoráveis à ocorrência de aguaceiros e trovoadas. Nos dias 3, 4, 9, 10, 17, 18 e 22 a 24, a situação meteorológica foi caracterizada pela aproximação e passagem de superfícies frontais frias, em geral de fraca atividade e cuja influência se fez sentir em especial no

litoral das regiões do Norte e Centro. Nos restantes dias do mês, a localização do anticiclone atlântico subtropical, mais próxima da península Ibérica, permitiu a diminuição da nebulosidade e a subida da temperatura. A ocorrência de neblinas ou nevoeiros durante a noite e manhã, em especial no litoral Norte e Centro foi frequente, até ao dia 26. A partir do dia 27, o Continente começou a ser influenciado por um anticiclone localizado na Europa central. A nebulosidade baixa diminuiu, embora a proximidade de um vale em altitude sobre o Atlântico adjacente, tenha dado origem a nebulosidade alta em todo este período. O vento predominou, em geral, do quadrante oeste e, de 27 a 30, passou a predominar do quadrante leste, soprando em regime de nortada, em geral fraca, na faixa costeira ocidental (METEO, 2011b).

No mês de Outubro, associado a um “anticiclone de bloqueio, com o seu núcleo principal sobre a Europa Central ou no Golfo da Biscaia, uma massa de ar muito quente e seco – Ar tropical Continental, transportado do Norte de África e com trajeto sobre o Mediterrâneo e Península Ibérica – originou nos primeiros 20 dias do mês valores muito elevados de temperatura máxima do ar, ultrapassando os valores absolutos, para Outubro, em alguns locais e tendo originado duas ondas de calor em vários locais de Portugal continental” (METEO, 2011c). Deste modo, as condições meteorológicas na primeira década do mês determinado tempo seco e muito quente, tendo sido em termos médios o mês de Outubro com temperaturas mais elevadas desde 1931.

## 2. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 2.1. Análise das temperaturas máximas e mínimas diárias

Neste ponto apresentam-se os resultados dos registos das séries de diferenças de temperatura máxima e mínima diárias (Quadro 9), entre cada par de termógrafos, definidos com o intuito de melhor se compreender as características do campo térmico urbano face ao espaço rural envolvente e o nível da influência atlântica.

Em termos médios, as diferenças de temperatura máxima ( $\Delta T_x$ ) mais significativas, verificam-se entre os pares PQ-BS e BM-BS, com  $-3.6^\circ\text{C}$  e  $-1.5^\circ\text{C}$ , respectivamente, devido à maior influência do oceano Atlântico e do estuário do Mondego. Embora ainda negativo, o par FF-BS apresenta uma diferença de  $-0.5^\circ\text{C}$ , aproximando as temperaturas máximas verificadas em espaço urbano de elevada densidade relativamente ao espaço rural. A mediana dos contrastes de temperatura máxima, é ligeiramente inferior à média.

Quadro 9 - Parâmetros estatísticos das séries horárias de diferença de temperatura máxima ( $\Delta T_x$ ) e mínima ( $\Delta T_n$ )

	$\Delta T_x$ (°C)			$\Delta T_n$ (°C)		
	FF-BS	BM-BS	PQ-BS	FF-BS	BM-BS	PQ-BS
<b>Média</b>	-0,5	-1,4	-3,4	2,5	2,1	1,1
<b>Mediana</b>	-0,3	-1,3	-3,2	2,2	1,8	0,9
<b>Desvio-padrão</b>	1,5	1,4	2,8	1,2	1,1	1,2
<b>Valor Máximo</b>	2,6	1,9	2,9	5,9	6,1	5
<b>Valor Mínimo</b>	-5,7	-6	-9,6	0,6	0,2	-0,9
<b>% &gt; 0</b>	34,3	11	5,5	100	100	79,5
<b>% ≤ 0</b>	65,8	89	94,5	0	0	20,5

O valor do desvio-padrão, é superior no par PQ-BS (2.9°C), o que lhe confere uma maior variabilidade térmica nesta época do ano, o que à partida não era expectável pelo simples facto, de que no conjunto dos termógrafos, o termógrafo localizado na Praia de Quiaios, constituir aquele que mais é influenciado pela acção amenizadora do Atlântico. No entanto, este facto também nos indica que as características climáticas ao longo da faixa costeira, estão muito dependentes da manifestação de diferentes tipos de tempo anticiclónico durante o período de Verão, onde por um lado as circulações de Noroeste, a que se associa a “nortada” incrementam as diferenças de temperatura máxima entre o litoral e o interior e, por outro lado, as circulações de Leste apresentam um efeito contrário, atenuando-as. Para os pares FF-BB e BM-BS, a dispersão das variáveis é menor, sendo de 1.5°C e 1.4°C, respectivamente.

Quanto aos contrastes extremos das séries de temperatura máxima, ou seja, situações em que a temperatura do ar foi superior ao espaço rural destacam-se os 2.9°C de PQ-BS e 2.6°C de FF-BS, ao passo que BM-BS apresenta os extremos de menor magnitude com 1.9°C.

Por seu turno as anomalias negativas de temperatura máxima são de maior amplitude, verificando-se diferenças de temperatura do ar bastante significativas, surgindo à cabeça o par PQ-BS com uma anomalia de -9.6°C seguido do par BM-BS com -6.0°C e FF-BS com um mínimo de -5.7°C.

A análise da frequência de valores positivos e nulos ou negativos, torna evidente que o termógrafo representativo do espaço rural (BS), por norma apresenta uma temperatura máxima diária superior relativamente aos restantes locais monitorizados.

Em termos de frequência relativa de ocorrência de contrastes de temperatura máxima positivos ( $> 0^{\circ}\text{C}$ ), ou seja, as situações em que a temperatura máxima diária foi superior nos vários locais face ao espaço rural, neste particular destaca-se o termógrafo representativo do espaço urbano (FF), com uma frequência de anomalias positivas de 34.3%, seguido de BM-BS com 11% e o par PQ-BS, com 5.5% da amostra.

Relativamente às diferenças de temperatura mínima os contrastes térmicos são significativamente distintos, invertendo-se por completo as características do campo térmico. Tanto as médias, como as medianas, de qualquer um dos pares comparados são superiores: média de  $2.5^{\circ}\text{C}$  para FF-BS,  $2.1^{\circ}\text{C}$  para BM-BS e PQ-BS com  $1.1^{\circ}\text{C}$ , com as respectivas medianas de  $2.2^{\circ}\text{C}$ ,  $1.8^{\circ}\text{C}$  e  $0.9^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. O desvio-padrão, embora inferior, não apresenta grandes variações, sendo de  $1.2^{\circ}\text{C}$  para FF-BS e PQ-BS e de  $1.1^{\circ}\text{C}$  para BM-BS.

Quanto aos valores extremos das séries, os contrastes dos valores máximos de temperatura mínima são acentuados, observando-se anomalias de  $6.1^{\circ}\text{C}$  para BM-BS,  $5.9^{\circ}\text{C}$  para FF-BS e  $5^{\circ}\text{C}$  para PQ-BS.

Por sua vez, quanto aos valores mínimos, só PQ-BS apresenta um valor mínimo negativo com  $-0.9^{\circ}\text{C}$ , ao passo que FF-BS ( $0.6^{\circ}\text{C}$ ) e BM-BS ( $0.2^{\circ}\text{C}$ ), em nenhuma ocasião registaram uma temperatura mínima inferior aos registos do termógrafo representativo do espaço rural (BS). Esta situação aparece bem explícita na frequência de ocorrência de valores positivos ( $> 0^{\circ}\text{C}$ ), sendo que para FF-BS e BM-BS esta corresponde a 100% e 79.5% da amostra para PQ-BS.

---

## 2.2. Comportamento intradiurno

---

### 2.2.1. Frequência de ocorrência

Da análise da frequência de ocorrência inter-horária de diferenças de temperatura superiores a  $0^{\circ}\text{C}$  (Quadro 10 e Figura 15), verifica-se que durante o período nocturno e às primeiras horas da manhã (entre as 21h e as 8h), os pares FF-BS e BM-BS apresentam em mais de 90% das situações, temperaturas superiores às verificadas no espaço rural.

No caso do par FF-BS entre as 23h e as 3h (à excepção da 1h) atinge os 100%, o que desde logo, significa que durante este período de tempo o termógrafo representativo do espaço urbano, registou sempre desvios térmicos positivos, enquanto que o par BM-BS regista uma frequência de ocorrência de diferenças positivas de 100%, um pouco mais tarde, entre as 2 e 3h da madrugada.

Quadro 10 - Frequência de ocorrência de valores positivos das séries horárias de diferenças de temperatura

%>0	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23h
<b>ΔT (°C) BM-BS</b>	98,6	97,3	100	100	98,6	98,6	97,3	94,5	84,9	35,6	13,7	4,1	2,7	5,5	5,5	11	19,2	35,6	43,8	76,7	95,9	97,3	97,3	98,6
<b>ΔT (°C) FF-BS</b>	100	98,6	100	100	98,6	98,6	98,6	98,6	90,4	78,1	47,9	41,1	32,9	43,8	49,3	24,7	23,3	19,2	19,2	46,6	79,5	97,3	98,6	100
<b>ΔT (°C) PQ-BS</b>	76,7	75,3	74	75,3	74	82,2	83,6	79,5	64,4	43,8	12,3	11	8,2	5,5	5,5	6,8	6,8	6,8	15,1	21,9	30,1	41,1	68,5	79,5

Quanto ao par PQ-BS a intensidade máxima de valores positivos regista-se entre as 5-6h da madrugada, com 82.2% e 83.6%, respectivamente, ao passo que os valores mínimos de anomalias positivas ocorrem entre as 13h e as 17h (5.5% e 6.8%), período durante o qual a intensidade dos ventos de N e NW é máxima. Já o par BM-BS regista a frequência mínima positiva ao meio dia, com 2.7% das observações, mantendo-se em torno dos 5.5% entre as 13 e as 14h, aumentando progressivamente a percentagem de desvios positivos de temperatura do ar, a partir das 17h (35.6%).

Com um padrão distinto dos restantes termógrafos, o par FF-BS apresenta as frequências mínimas positivas por volta das 17-18h (19.2%), como resposta à elevada ocultação do horizonte que se manifesta claramente na quantidade de radiação directa que alcança a atmosfera urbana inferior neste sector da cidade de uma forma geral, e nas ruas com orientação Norte-Sul, em particular.

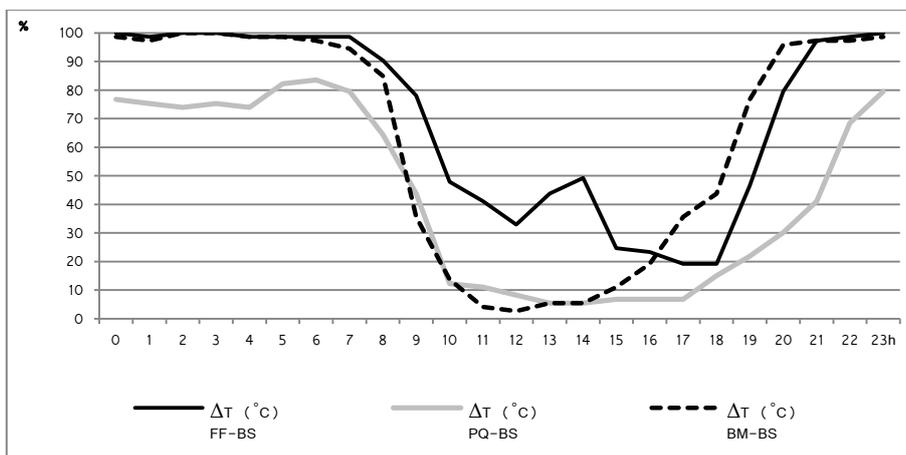


Figura 15 - Variação intradiurna da frequência de ocorrência de diferenças de temperatura superiores a 0°C (ΔT>0°C)

### 2.2.2. Intensidade média e variabilidade

O ritmo da variação intradiurna das diferenças médias de temperatura é semelhante ao das frequências de ocorrência das anomalias positivas de temperatura do ar, anteriormente analisadas (Quadro 11, Quadro 12, Quadro 13 e Figura 16).

O valor médio mais elevado é registado no par FF-BS com uma anomalia térmica positiva de cerca 2.3°C/2.4°C, anomalia essa que se mantém estabilizada (devido à forte humidade relativa do ar e retenção da radiação de onda longa) durante o período nocturno, mais precisamente entre as 23h da noite e as 7h da manhã. O par BM-BS apresenta a mesma intensidade máxima de 2.4°C por volta das 23h, no entanto, durante o resto da noite mantém-se em torno dos 2°C, enquanto para PQ-BS, o valor médio mais elevado verifica-se às 6h da madrugada, testemunhando desse modo, o momento em que o arrefecimento é máximo na sonda representativa do espaço rural (BS).

No que às diferenças médias mínimas diz respeito, a resposta de cada par de sondas encontra-se bastante particularizada. Deste modo, o desvio térmico negativo mais pronunciado observa-se no par PQ-BS, com -3.8°C às 13h, de -3°C (12-13h) para BM-BS e de muito menor intensidade para FF-BS com -0.9°C (16-17h). O número de horas em que as diferenças de temperatura são negativas difere ligeiramente entre os pares de termógrafos comparados, sendo que, o par FF-BS apresenta em termos médios temperaturas inferiores entre as 10h e as 20h, entre as 9h e as 18h para BM-BS e no caso do par FF-BS, o tecido urbano mantém-se mais fresco que o sector Norte do território concelhio entre as 10h e as 18h.

Relativamente à variabilidade intradiurna dos desvios térmicos entre cada par de termógrafos comparados, evidenciada pelos valores calculados para o desvio-padrão, é em todos os casos de maior significado às primeiras horas da tarde (12-13h), facto que indica a influência do “regime de nortada” nos contrastes topoclimáticos e para além disso, o momento em que por norma, a intensidade das circulações locais de origem térmica (brisa marítima) apresentam maior intensidade que o regime de circulação sinóptico do quadrante Leste. Como a intensidade da brisa é variável, estando dependente da dinâmica de funcionamento da nortada, explica a maior dispersão dos valores de temperatura do ar neste momento do dia.

Para BM-BS o desvio-padrão durante o fim de tarde e noite apresenta valores de dispersão menos irregulares. Durante o fim da manhã e tarde, os valores são superiores, principalmente entre as 10 e as 16h. Quanto ao par FF-BS, a variabilidade intradiurna dos valores de desvio-padrão é menor, variando entre os 0.9°C ao fim da tarde (18,19,20 e 21h) e os 2°C às 12 e 13h. Relativamente ao par PQ-BS, os valores mais significativos de desvio-padrão ocorrem de forma nítida entre as 11 e as 19h, manifestando maior intensidade às 13h (3.1°C).

Quadro 11 - Parâmetros estatísticos de tendência central (média e mediana) e de dispersão das séries horárias de diferenças de temperatura |  $\Delta T$  BM-BS

$\Delta T$ (°C) BM-BS	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23h
<b>Média</b>	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	2.0	2.0	1.1	-0.6	-2.0	-2.6	-3.0	-3.0	-2.6	-2.2	-1.5	-0.8	-0.2	0.7	1.7	2.2	2.1	2.4
<b>Mediana</b>	1.9	1.7	1.9	1.6	1.7	1.6	1.5	1.6	16.5	-0.3	-1.4	-2.0	-2.3	-2.3	-2.4	-1.8	-1.3	-0.8	-0.1	0.7	1.7	2.2	1.9	2.0
<b>Desv-Pad</b>	1.3	1.2	1.1	1.3	1.4	1.3	1.2	1.5	2.0	1.4	1.9	2.0	2.2	2.4	2.2	2.1	1.9	1.6	1.2	1.0	1.0	1.2	1.6	1.7

Quadro 12 - Parâmetros estatísticos de tendência central (média e mediana) e de dispersão das séries horárias de diferenças de temperatura |  $\Delta T$  FF-BS

$\Delta T$ (°C) FF-BS	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23h
<b>Média</b>	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.3	2.4	2.3	1.5	0.7	-0.1	-0.4	-0.8	-0.6	-0.3	-0.8	-0.9	-0.9	-0.7	0.0	0.9	1.7	2.1	2.3
<b>Mediana</b>	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	1.9	2.2	1.9	1.2	0.6	0.0	0.0	-0.3	-0.3	0.0	-0.6	-0.7	-1.0	-0.6	0.0	1.3	1.6	1.9	2.2
<b>Desv-Pad</b>	1.3	1.3	1.2	1.3	1.5	1.4	1.3	1.4	1.3	1.1	1.6	1.7	2.0	2.0	1.7	1.6	1.4	1.4	0.9	0.9	0.9	0.9	1.3	1.4

Quadro 13 - Parâmetros estatísticos de tendência central (média e mediana) e de dispersão das séries horárias de diferenças de temperatura |  $\Delta T$  PQ-BS

$\Delta T$ (°C) PQ-BS	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23h
<b>Média</b>	0.8	0.8	0.8	1.0	1.1	1.2	1.4	1.3	0.8	0.0	-1.4	-2.5	-3.5	-3.8	-3.6	-3.7	-3.2	-2.7	-2.1	-1.2	-0.5	0.1	0.4	0.6
<b>Mediana</b>	0.6	0.6	0.6	0.6	0.9	0.9	0.9	0.9	0.6	0.0	-0.9	-1.9	-2.9	-3.5	-3.5	-3.3	-3.0	-2.2	-1.9	-0.9	-0.3	0.0	0.6	0.6
<b>Desv-Pad</b>	0.9	0.9	1.0	1.2	1.2	1.4	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7	2.4	3.0	3.1	2.7	2.7	2.5	2.3	2.3	2.1	1.7	1.1	0.8	1.1

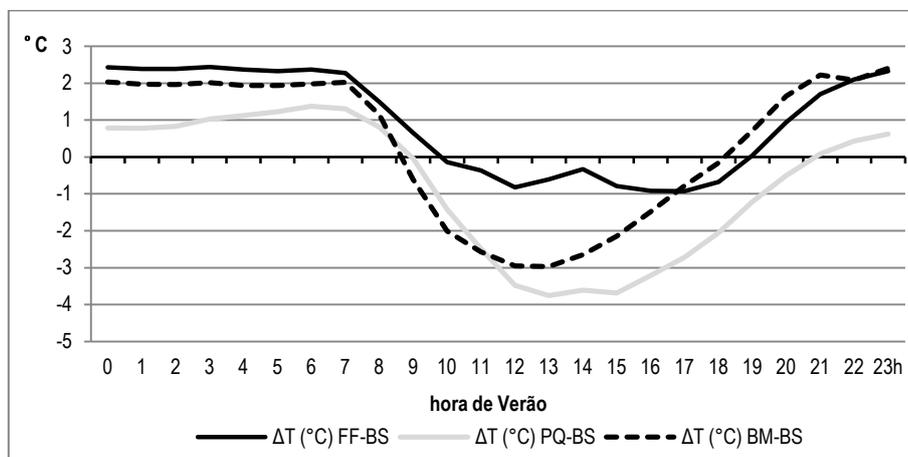


Figura 16 - Variação intradiurna das diferenças médias de temperatura.

### 2.2.3. Intensidade extrema

Os resultados até agora analisados são referentes a valores médios e como tal omitem os valores extremos que, embora de menor frequência, constituem um importante contributo para a compreensão dos fenómenos térmicos locais.

De um modo geral, as maiores diferenças extremas positivas de temperatura do ar ocorrem, durante a noite, madrugada ou início de manhã, no entanto não se verifica um padrão nítido entre os termógrafos comparados (Quadro 14, Quadro 15 e Figura 17).

No caso do par BM-BS, as anomalias positivas apresentam maior magnitude às primeiras horas da manhã (6-8h) com valores entre 6.3 e 7.8°C, contudo são também significativas durante a madrugada (2-5h), com anomalias térmicas superiores a 4°C. De referir, o extremo positivo de 6.5°C às 0h, valor que certamente indica a manifestação de um fenómeno atmosférico bastante localizado no tempo, visto destacar-se dos extremos positivos antecedentes (2.5°C) e posteriores (3.1°C).

Quanto ao par FF-BS, as diferenças máximas de temperatura ocorrem entre as 22-23h, com desvios positivos relativamente ao espaço rural de 7.9 e 7.5°C, respectivamente. Entre as 20 e as 9h da manhã, os extremos positivos são superiores a 4°C. Durante o dia (10-19h) a magnitude dos extremos máximos apresenta valores menos significativos, variando entre os 0.5°C às 12-13h e os 3.8°C às 19h.

Relativamente ao par PQ-BS, os valores superiores ocorrem durante o período nocturno, destacando-se anomalias na ordem dos 6.9°C à 1h da madrugada e de 6.7°C às 22-23h, sendo que no restante período os desvios são um pouco inferiores, mas acima de 5°C. Durante o dia (9 às 20h), a intensidade máxima das anomalias térmicas, varia entre os 1°C às 18h e os 4.7°C às 9h da manhã.

No que às diferenças térmicas negativas mínimas diz respeito, os desvios de temperatura são de maior magnitude, comparativamente aos extremos máximos de temperatura, em particular no período do dia em que a temperatura do ar é superior.

Assim, para o par BM-BS as anomalias negativas entre as 10h e as 17h, são superiores a 6°C, apresentando maior intensidade por volta das 12-13h, com diferenças de -10.6 e -11.6°C, respectivamente. Durante o período nocturno, os desvios negativos são menos marcados, inferiores a -1°C, salvo raras excepções, como as anomalias negativas mínimas de -4.6°C às 22h ou de -4°C e -3.8°C às 4 e 5h da madrugada, respectivamente.

Quanto ao par FF-BS, apresenta o mesmo padrão que o anterior, no entanto os desvios de temperatura são de menor intensidade (9-18h), destacando-se o extremo mínimo de -8°C às 12h. Já, o par PQ-BS é o que apresenta os desvios negativos de temperatura de maior intensidade, em particular entre as 9 e as 20h, período durante o qual os extremos mínimos são, sem excepção, iguais

ou superiores a  $-6.5^{\circ}\text{C}$ , sendo de destacar as anomalias negativas de  $11.8^{\circ}\text{C}$  e  $11.5^{\circ}\text{C}$ , às 12 e 13h, respectivamente. Entre as 20-23h, os extremos mínimos são de igual modo importantes, de  $-3.8^{\circ}\text{C}$  (20h),  $-3.2^{\circ}\text{C}$  (21h) e  $-4.7^{\circ}\text{C}$  (23h). Durante a madrugada os desvios são pouco significativos.

Quadro 14 - Extremos máximos das séries horárias de diferenças de temperatura.

Máx.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23h
$\Delta T (^{\circ}\text{C})$ BM-BS	6.5	3.1	4.1	4.1	5.3	5.6	6.3	7.7	7.8	7.2	3.8	1.3	1.0	2.6	1.6	1.0	2.2	4.5	2.9	2.9	3.3	3.5	2.5	2.5
$\Delta T (^{\circ}\text{C})$ FF-BS	6.9	5.2	4.6	5.0	5.6	5.2	4.9	6.0	6.2	4.3	1.4	0.7	0.5	0.5	2.4	2.0	2.6	3.3	2.4	3.8	4.8	5.7	7.9	7.5
$\Delta T (^{\circ}\text{C})$ PQ-BS	3.1	6.9	5.0	5.3	5.6	5.5	6.5	5.3	5.9	4.7	3.0	2.6	2.9	2.3	3.8	2.4	2.0	3.0	1.0	2.3	2.9	4.5	6.7	6.7

Quadro 15 - Extremos mínimos das séries horárias de diferenças de temperatura

Min.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23h
$\Delta T (^{\circ}\text{C})$ BM-BS	-0.7	-0.3	0.0	0.1	-4.0	-3.8	-0.5	-0.8	-4.1	-4.8	-8.1	-9.2	-10.6	-11.6	-9.0	-8.1	-6.6	-6.0	-3.3	-2.2	-0.4	-1.0	-4.6	-0.1
$\Delta T (^{\circ}\text{C})$ FF-BS	0.6	-0.7	0.6	0.9	-2.8	-3.4	0.0	-0.3	-1.3	-3.8	-5.1	-6.2	-8.0	-7.1	-5.9	-5.6	-5.3	-6.3	-3.1	-1.9	-1.6	-1.3	-1.5	0.6
$\Delta T (^{\circ}\text{C})$ PQ-BS	-1.2	-0.7	-0.6	-0.9	-0.9	-1.2	-0.9	-2.8	-2.8	-7.7	-7.0	-9.3	-11.8	-11.6	-10.4	-9.7	-9.7	-8.8	-8.4	-8.0	-6.5	-3.8	-3.2	-4.7

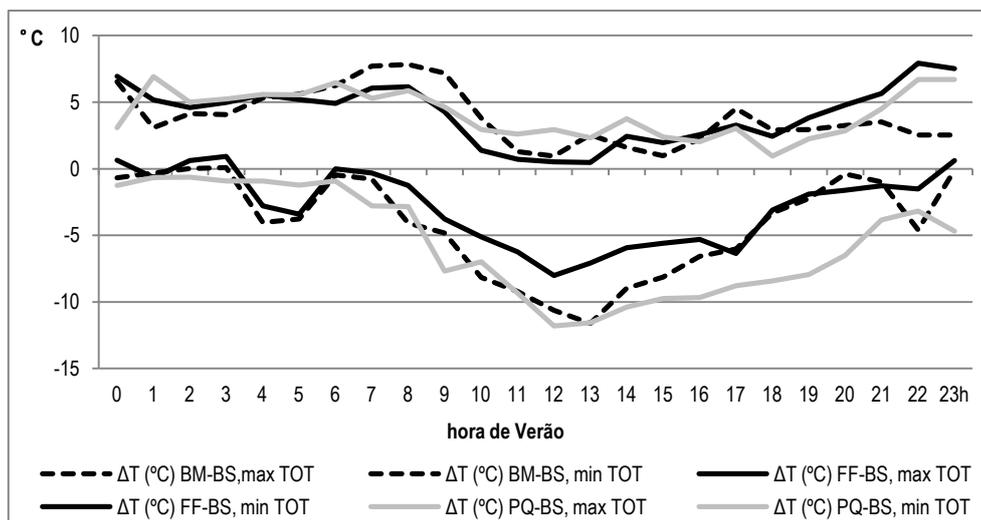


Figura 17 - Variação intradiurna das diferenças extremas, máximas e mínimas de temperatura do ar.

#### 2.2.4. Taxas de aquecimento ou arrefecimento horário

As taxas de aquecimento ou arrefecimento horário de cada termógrafo, determinam *a posteriori* os ritmos intradiurnos das diferenças de temperatura entre cada par de termógrafos. A sua análise, por norma coloca em evidência a maior inércia térmica dos espaços urbanizados quando comparados com os espaços rurais, traduzindo dessa forma a modificação dos balanços radiativos e energéticos em meio urbano face às propriedades térmicas (absorção e emissividade) dos materiais utilizados nas cidades, embora deva ser tido em consideração a importância da proximidade do oceano Atlântico na amenização do clima local devido aos elevados valores de humidade relativa do ar, mesmo nas tardes de Verão.

Nesta época do ano, a partir das 18h o arrefecimento já se encontra generalizado a todos os termógrafos, contudo para FF e BS a temperatura do ar começa a diminuir mais cedo, por volta das 15 e 16h, respectivamente, com taxas de arrefecimento de  $-0.3^{\circ}\text{C/h}$ , em ambos os casos, mas de génese distinta. No caso do arrefecimento verificado no espaço urbano, deve-se essencialmente ao “efeito de sombra” provocado pelo edificado que impede a chegada da radiação solar à superfície (Quadro 16 e Figura 18).

Com um ritmo de arrefecimento semelhante até às 0h, mas com diferentes taxas de arrefecimento entre cada termógrafo, destaca-se desde logo o decréscimo de temperatura inter-horário mais acentuado na sonda representativa do espaço rural (BS) após as 19h, com taxas de arrefecimento de  $-1.4^{\circ}\text{C/h}$ ,  $-1.7^{\circ}\text{C/h}$  às 20h e  $-1.5^{\circ}\text{C/h}$  às 21h, diminuindo gradualmente até às 0h ( $-0.5^{\circ}\text{C/h}$ ), acabando por estabilizar durante a madrugada em torno dos  $-0.3^{\circ}\text{C/h}$ .

No caso dos termógrafos representativos do espaço urbanizado (FF e BM), salvo pequenas diferenças, as taxas de arrefecimento são inferiores às de Bom Sucesso (BS) entre  $0.1^{\circ}\text{C/h}$  a  $0.9^{\circ}\text{C/h}$ , o que comprova o processo mais lento de arrefecimento da atmosfera urbana inferior durante as primeiras horas da noite, coincidindo precisamente com o período em que o espaço urbano apresenta temperaturas superiores comparativamente aos espaços rurais, o que na literatura é considerado como o fenómeno de “ilha de calor urbano”.

Relativamente ao termógrafo localizado na Praia de Quaios (PQ), as taxas de arrefecimento essencialmente entre as 18h e as 21h, variam entre  $-0.2^{\circ}\text{C/h}$  e  $-1^{\circ}\text{C/h}$ , o que significa diferenças entre  $0.4^{\circ}\text{C/h}$  a  $0.9^{\circ}\text{C/h}$ .

Durante a madrugada (0-5h), as diferenças entre as taxas de arrefecimento inter-horário são praticamente nulas, não se verificando contrastes espaciais importantes, o que se deve essencialmente à elevada humidade relativa do ar, responsável pelo amortizar ou mesmo anular os contrastes espaciais.

Por seu turno, o início do aquecimento diurno ocorre às 8h da manhã para BS, PQ e FF e só às 9h para BM. Por outro lado, verifica-se que as taxas de aquecimento são claramente superiores no termógrafo localizado no Bom Sucesso, em especial entre as 9 e as 12h, variando entre 1.9°C/h e 2.2°C/h.

Os termógrafos FF e BM, apresentam algumas diferenças de resposta ao aquecimento diurno, sendo manifestamente mais rápido no caso da sonda de temperatura FF, o que se deverá à menor humidade do ar nesse sector. As diferenças nas taxas de aquecimento comparativamente a BS durante a manhã, por exemplo às 10h, chegam a atingir valores de -0.8°C/h para FF, -1.4°C/h para BM e -1.3°C/h para PQ. O termógrafo PQ, dada a proximidade do oceano Atlântico, é o que apresenta as menores taxas de aquecimento, variando entre os 0.3°C/h às 8h e 1°C/h às 9h da manhã, mantendo-se em torno dos 0.9°C/h e 0.8°C/h entre as 10h e o fim da manhã, momento a partir do qual a temperatura do ar aumenta até às 16h, com taxas de aquecimento horárias na ordem dos 0.5°C/h.

Quadro 16 - Variação média inter-horária da temperatura ( $T_h - T_{h-1}$ )

Th - Th-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23h
<b>FF</b>	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.1	-0.2	0.0	1.0	1.4	1.7	1.3	1.0	0.5	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8	-0.7	-0.4	-0.4
<b>BM</b>	-0.9	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1	0.1	0.8	1.3	1.4	0.8	0.5	0.7	0.4	0.2	-0.2	-0.5	-0.8	-0.9	-0.9	-0.3
<b>PQ</b>	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1	0.0	-0.2	0.3	1.0	0.9	0.8	0.8	0.5	0.4	0.1	0.2	0.0	-0.2	-0.5	-1.0	-0.9	-0.4	-0.4
<b>BS</b>	-0.5	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1	0.8	1.9	2.2	1.9	1.8	0.8	0.2	0.2	-0.3	-0.5	-0.8	-1.4	-1.7	-1.5	-0.8	-0.6

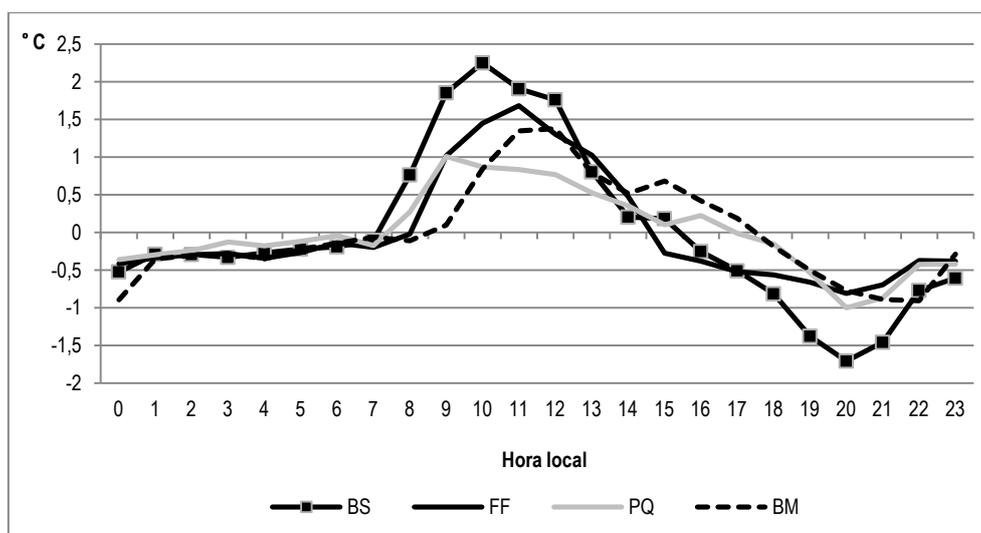


Figura 18 - Variação intradiurna das taxas médias de aquecimento/arrefecimento horário.

### 3. A INFLUÊNCIA DOS TIPOS DE TEMPO NOS CONTRASTES TÉRMICOS

#### 3.1. Tipo de tempo perturbado de Oeste

Apesar de um “predomínio absoluto de condições de abrigo aerológico, na época estival, sobre a fachada ocidental da Península Ibérica, decorrente da oscilação para Norte, da faixa das altas pressões subtropicais e dos anticlones associados, não exclui a influência de perturbações frontais, determinando condições de forte nebulosidade e eventual precipitação, embora pouco frequentes e de carácter fugaz” (GANHO, 1991:462). A situação observada no dia 6 de Agosto de 2011, constitui um exemplo de uma dessas situações em que os contrastes termohigrométricos estivais são fracos.

De facto, o Verão de 2011, ficou marcado pela predominância da fase negativa da Oscilação do Atlântico Norte (NAO), o que se traduziu numa menor intensidade do anticlone dos Açores, localizando-se a Sul da sua posição média, situação essa que permitiu a passagem de superfícies frontais pelo território de Portugal continental, em especial nas regiões do Norte e Centro Litoral.

O estado de tempo no dia 6 de Agosto, apresentou-se condicionado pela aproximação e passagem de um sistema frontal integrado numa corrente perturbada de NW sobre o território continental, associado a uma circulação ondulatória de fraca amplitude, o que determinou condições de tempo muito nublado, acompanhado de episódios pluviosos e vento moderado (Figura 19).

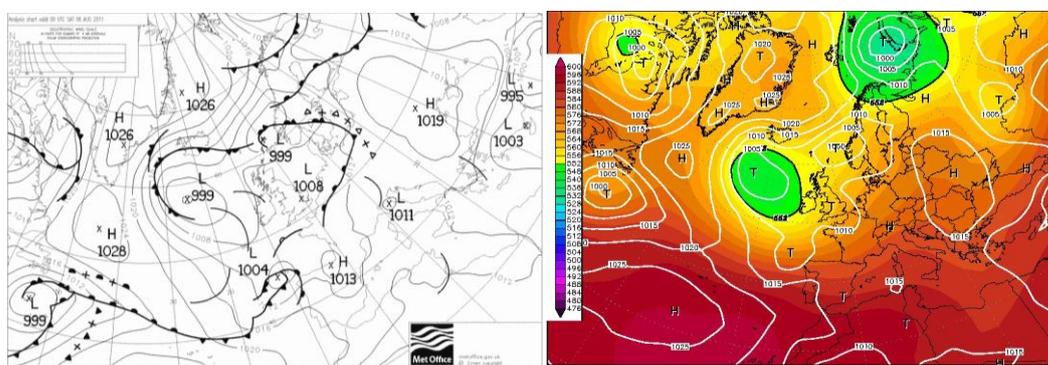


Figura 19 - Situação sinóptica à superfície (A) e ao nível de 500 hPa (B) no dia 06/08/2011, às 0h UTC.

Legenda: H: Centro de Altas Pressões; T e L: Centro de Baixas Pressões.

Fontes: A- [www.metoffice.gov.uk/](http://www.metoffice.gov.uk/) B - [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

Ao longo do dia, o termógrafo representativo do espaço urbano de maior densidade de construção (FF) e em situação de abrigo relativamente aos fluxos de oeste, apresentou em todos os momentos do dia, desvios positivos de temperatura do ar, embora sempre inferiores a 2°C, com um máximo de 1.9°C às 0h e um mínimo de 0°C às 18h (Figura 20).

O termógrafo localizado na margem direita do Mondego (BM), próximo do Forte de Santa Catarina, entre as 19h e as 11h, registou desvios positivos relativamente a Bom Sucesso (BS), com um máximo de 1.6°C às 22h e um mínimo de 0°C às 11h. Entre as 12 e as 17h, os desvios são negativos, embora também pouco evidenciados, sendo inferiores a -1.1°C. Por sua vez, o termógrafo localizado na Praia de Quiaios é o que apresenta os menores contrastes, nunca superiores a 1°C.

Neste sentido e analisando o comportamento intradiurno dos contrastes térmicos, verifica-se que perante tipos de tempo perturbado, os contrastes topoclimáticos são atenuados, embora seja de realçar o facto do espaço urbano (FF) apresentar em qualquer momento do dia temperaturas superiores relativamente ao espaço rural, facto que em termos médios não se verifica quando se analisam os registos de temperatura máxima.

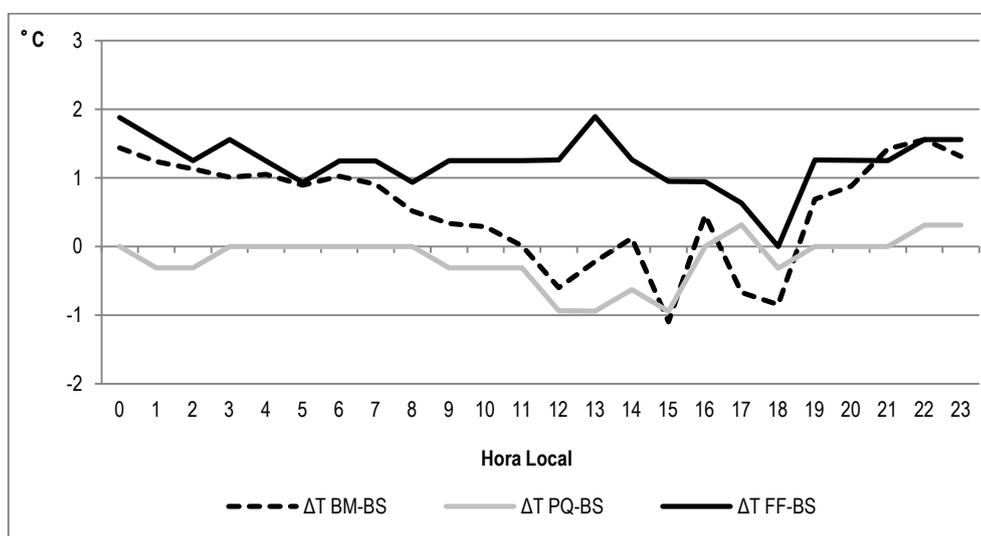


Figura 20 - Comportamento dos contrastes térmicos entre cada par de termógrafos comparados no dia 06/08/2011.

### 3.2. Tipo de tempo anticiclónico com circulação de retorno de Norte

O dia 10 de Agosto de 2011, representa um exemplo de tipo de tempo anticiclónico com circulação de Noroeste. A situação sinóptica caracterizou-se por uma circulação zonal a Norte do Golfo da Gasconha, em que o anticiclone atlântico subtropical, se desenvolvia em crista em direcção à Europa Central, definindo-se no centro da Península Ibérica a depressão térmica (Figura 21).

Quando este tipo de tempo se manifesta, os contrastes termohigrométricos são acentuados, colocando em evidência, durante o período nocturno, a influência urbana e da topografia no clima local e, durante o período diurno, a proximidade ao oceano Atlântico e o conseqüente arrefecimento gerado pelos fortes ventos de N/NW (Nortada).

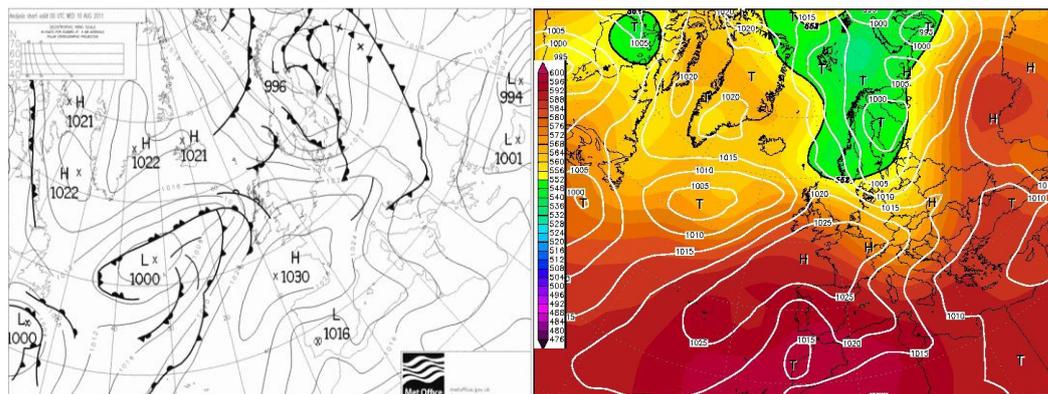


Figura 21 - Situação sinóptica à superfície (A) e ao nível de 500 hPa (B) no dia 10/08/2011, às 0h UTC.

Legenda: H: Centro de Altas Pressões; T e L: Centro de Baixas Pressões.

Fontes: A- [www.metoffice.gov.uk/](http://www.metoffice.gov.uk/) B - [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

Entre as 16h e as 23h, o termógrafo BM apresentou os desvios positivos de temperatura mais significativos, atingindo mesmo uma diferença de 7.9°C e 7°C, às 22 e 23h, respectivamente, perdendo intensidade durante a madrugada (0-6h) com anomalias entre os 6.5 e os 3°C (Figura 22).

Durante a madrugada e até às 7h da manhã, a área representativa do termógrafo FF constituía o núcleo quente de maior intensidade, com uma diferença comparativamente ao espaço rural de 6.9°C, 6.5°C para BM-BS e de 1.9°C para PQ-BS, isto às 0h. A esta hora a temperatura observada no Bom Sucesso (BS) era de 16.3°C, no espaço densamente urbanizado (FF) de 23.2°C, na Barra do Mondego de 22.8°C e na Praia de Quiaios de 18.1°C, o que correspondia a uma “ilha de calor” com intensidade de 6.9°C entre o centro urbano e o espaço rural.

Por sua vez, às 8h da manhã todos os termógrafos já assinalavam desvios de temperatura negativos e em alguns casos significativos, como os desvios de -4.1°C para BM e -2.8°C para PQ, sendo que no caso da área urbana esta apresentava uma anomalia menos acentuada (-1.3°C).

A maior intensidade dos desvios negativos, verificou-se às 12h no par PQ-BS, com uma anomalia térmica de -11.3°C, sendo que nesse momento na Praia de Quiaios registava-se uma temperatura do ar de 22.2°C e no Bom Sucesso de 33.5°C, enquanto que os restantes termógrafos apresentavam desvios de -5.7°C, no caso de BM-BS e de apenas -1.8°C para o par FF-BS. De facto, entre as 11 e as 18h, a Praia de Quiaios apresentou sempre desvios negativos superiores a 8°C.

Com um comportamento aproximado, os registos de temperatura do ar relativos ao termógrafo representativo das avenidas da cidade expostas ao Atlântico e à Foz do Mondego (BM), expressam bem a importância dos ventos de Norte e NW na ventilação da faixa costeira e consequente atenuação dos extremos térmicos estivais. Neste sentido, os desvios de temperatura foram negativos entre as 8 e as 15h, com um máximo de intensidade de -7.8°C, às 13h.

O termógrafo FF, durante o período diurno, foi aquele que apresentou um comportamento mais próximo do verificado no espaço rural, apesar de algo irregular. No entanto, é de realçar a menor eficácia da brisa marítima neste sector urbano, como consequência da situação de abrigo, o que se torna evidente através de uma simples comparação com o termógrafo BM, localizado a pouca distância deste, mas exposto ao sistema de brisas marítimas, onde por sua vez, os desvios negativos são de maior magnitude.

É também de realçar, o facto de entre as 18 e as 20h o termógrafo FF apresentar uma anomalia térmica a rondar os  $-1.8^{\circ}\text{C}$ , que se explica pelo “efeito de sombra” provocado pelas características da morfologia urbana, na medida em que, a elevada ocultação da abóbada celeste, resulta de forma directa numa diminuição da radiação global recebida na atmosfera urbana inferior e consequentemente numa diminuição da temperatura do ar.

Em termos de temperaturas reais e a título de exemplo, às 15h registavam-se  $34.3^{\circ}\text{C}$  no núcleo urbano da Figueira da Foz,  $31.5^{\circ}\text{C}$  na Barra do Mondego (frente estuarina do Mondego),  $32.4^{\circ}\text{C}$  no Bom Sucesso e  $22.9^{\circ}\text{C}$  na Praia de Quiaios. Os contrastes térmicos tornam evidente a influência da proximidade ao oceano, mas também as situações de abrigo relativamente ao efeito amenizador da nortada, no caso do espaço urbano motivado pela malha urbana e em espaço rural, a degradação muito acentuada da brisa para o interior, devido ao aumento da rugosidade imposto pela Mata Nacional das Dunas de Quiaios e a consequente diminuição da ventilação.

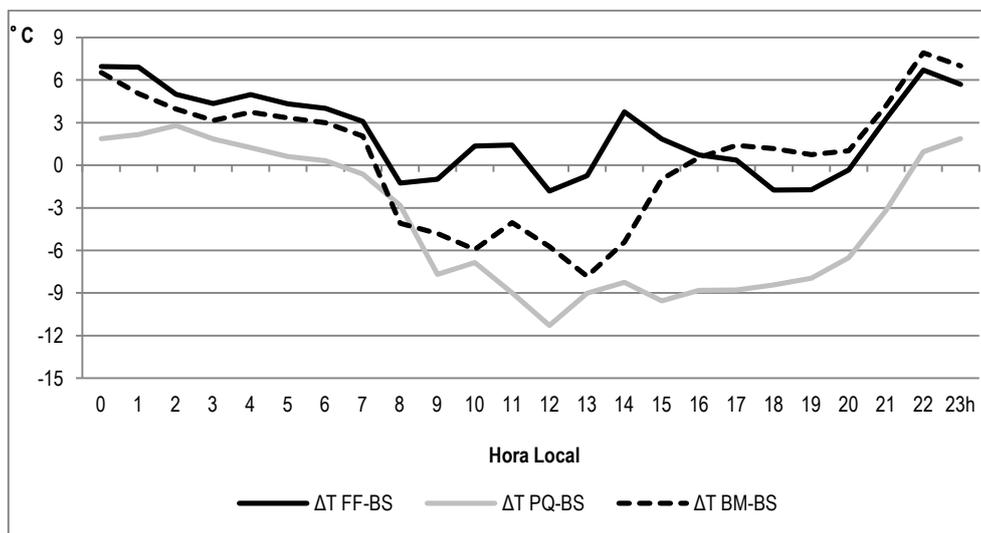


Figura 22 - Comportamento dos contrastes térmicos entre cada par de termógrafos comparados no dia 10/08/2011.

### 3.3. Tipo de tempo anticiclónico com circulação de Leste

As condições meteorológicas no dia 1 de Outubro de 2011, caracterizaram-se pela influência de uma massa de ar quente e seca do quadrante Leste, transportada desde o Norte de África, com trajecto sobre o Mediterrâneo e a Península Ibérica, o que determinou valores muito elevados de temperatura máxima do ar e humidade relativa baixa.

A configuração do campo barométrico, demonstra que ao contrário de se verificar a depressão de origem térmica no interior da Península Ibérica, definia-se um vasto vale depressionário imediatamente a Oeste de Portugal continental, permitindo desse modo que os fluxos de Leste ou Sueste prevalecessem até ao litoral (Figura 23).

Como refere GANHO (1991:451), “a este tipo de tempo estão associados os valores mais elevados de temperatura e de secura do ar, constituindo autênticas «vagas de calor» generalizadas a todo o território de Portugal continental, fazendo atenuar ou desaparecer o habitual contraste térmico entre as regiões do litoral e do interior”.

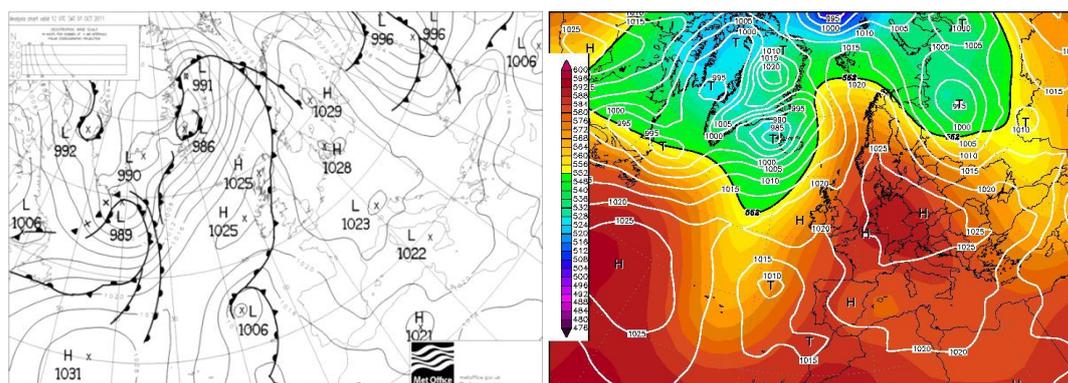


Figura 23 - Situação sinóptica à superfície (n.m.m) (A) e ao nível de 500 hPa (B) no dia 10/08/2011, às 0h UTC.

Legenda: H: Centro de Altas Pressões; T e L: Centro de Baixas Pressões.

Fontes: A- [www.metoffice.gov.uk/](http://www.metoffice.gov.uk/) B - [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

O dia 1 de Outubro de 2011, no conjunto dos 73 dias da amostra representa um dos dias com temperaturas mais elevadas e menor humidade relativa do ar, próxima dos 30%, constituindo-se efectivamente para o termógrafo localizado na Praia de Quiaios o dia mais quente, à excepção dos 34.3°C registados no dia 20 de Agosto pelas 18h (Figura 24).

Com estas condições de tempo, em particular no período diurno, os contrastes termohigrométricos, entre a faixa costeira e o interior atenuam-se significativamente. Em função de um arrefecimento nocturno já mais acentuado no início do Outono e elevada humidade atmosférica inibidora dos contrastes térmicos, verifica-se uma diminuição dos desvios de temperatura nos termógrafos localizados em espaços urbanizados (BM e FF).

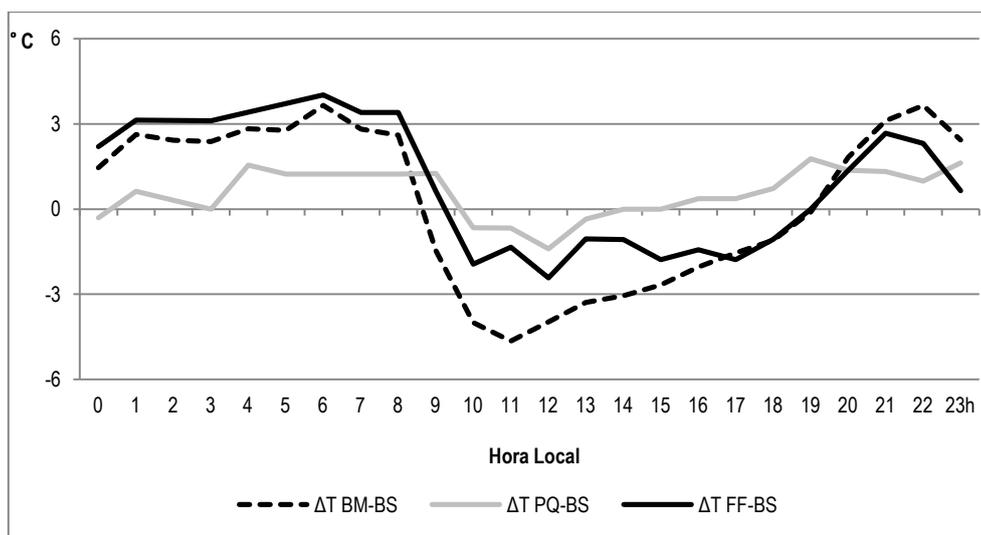


Figura 24 - Comportamento dos contrastes térmicos entre cada par de termógrafos comparados no dia 01/10/2011.

Durante a madrugada (0-6h), os termógrafos FF e BM registam os desvios térmicos mais significativos, com um mínimo de 2.2°C e 1.5°C às 0h e máximo de 4°C e 3.6°C às 6h, respectivamente. Por sua vez, o termógrafo colocado na Praia de Quiaios apresenta os desvios menos significativos, inclusivamente com temperaturas superiores às registadas no Bom Sucesso, o que permite invocar a situação de abrigo imposta pela Serra da Boa Viagem a este sector da Praia de Quiaios/Murtinheira a uma ténue ventilação por parte dos fluxos de Leste.

No período da manhã, em função das taxas de aquecimento superiores no espaço rural, as anomalias para qualquer par de termógrafos são negativas, no entanto de maior dimensão para o par BM-BS, de -4.7°C às 11h associado à canalização e aceleração dos fluxos ao longo do estuário. Durante a tarde, mais propriamente a partir das 14h, e com base no sensor de temperatura localizado na Praia de Quiaios que regista temperaturas superiores a qualquer um dos restantes termógrafos, permite-nos constatar, a influência da massa de ar quente e seca associada à circulação de Leste, na faixa litoral, habitualmente fresca e húmida.



## **CAPÍTULO V**

### **Forma e Intensidade do Campo Termohigrométrico**



Neste quinto capítulo, centramo-nos na análise dos padrões termohigrométricos locais dos níveis baixos da troposfera a uma escala topoclimática, tendo por base a realização de várias campanhas de observação itinerantes, levadas a cabo não só no espaço urbano, como também nos espaços peri-urbanos e rurais da Figueira da Foz, imediatamente a Norte do Mondego.

## 1. METODOLOGIA

### 1.1. Caracterização das Campanhas de Observação Itinerantes

Para apreender o campo termohigrométrico da baixa atmosfera urbana, adoptou-se uma metodologia baseada na realização de campanhas móveis de recolha de dados em vários pontos de observação previamente definidos ao longo de um percurso fixo realizado de automóvel (Foto 7).

Em função da complexidade que caracteriza este subsistema climático, a escolha de cada local onde as leituras eram efectuadas e registadas, teve por base vários factores que influenciam o comportamento dos elementos atmosféricos à escala meso e topoclimática (Figura 25 e Figura 26), nomeadamente a morfologia urbana (tipo de malha, espaços verdes, etc.), a densidade de construído, a topografia e, não menos importante, a proximidade às principais massas de água (oceano Atlântico e estuário do Mondego).



Foto 7 – Instrumentação científica utilizada nas campanhas de observação itinerantes.

Cada percurso era constituído pelos mesmos 39 locais de observação, com uma duração média de cerca 2h, sendo que os percursos que coincidiram com o período de amostra do Capítulo 4 apresentavam mais 3 locais, uma vez que se optou por introduzir os valores de temperatura do ar relativos aos termógrafos fixos de Barra do Mondego, Figueira da Foz e Praia de Quiaios<sup>18</sup>.

---

<sup>18</sup> No dia 2 de Junho de 2011, foram colocados provisoriamente os termógrafos nos locais onde viriam a estar de forma continuada, daí que os percursos realizados neste dia contabilizaram 42 pontos com dados de temperatura.

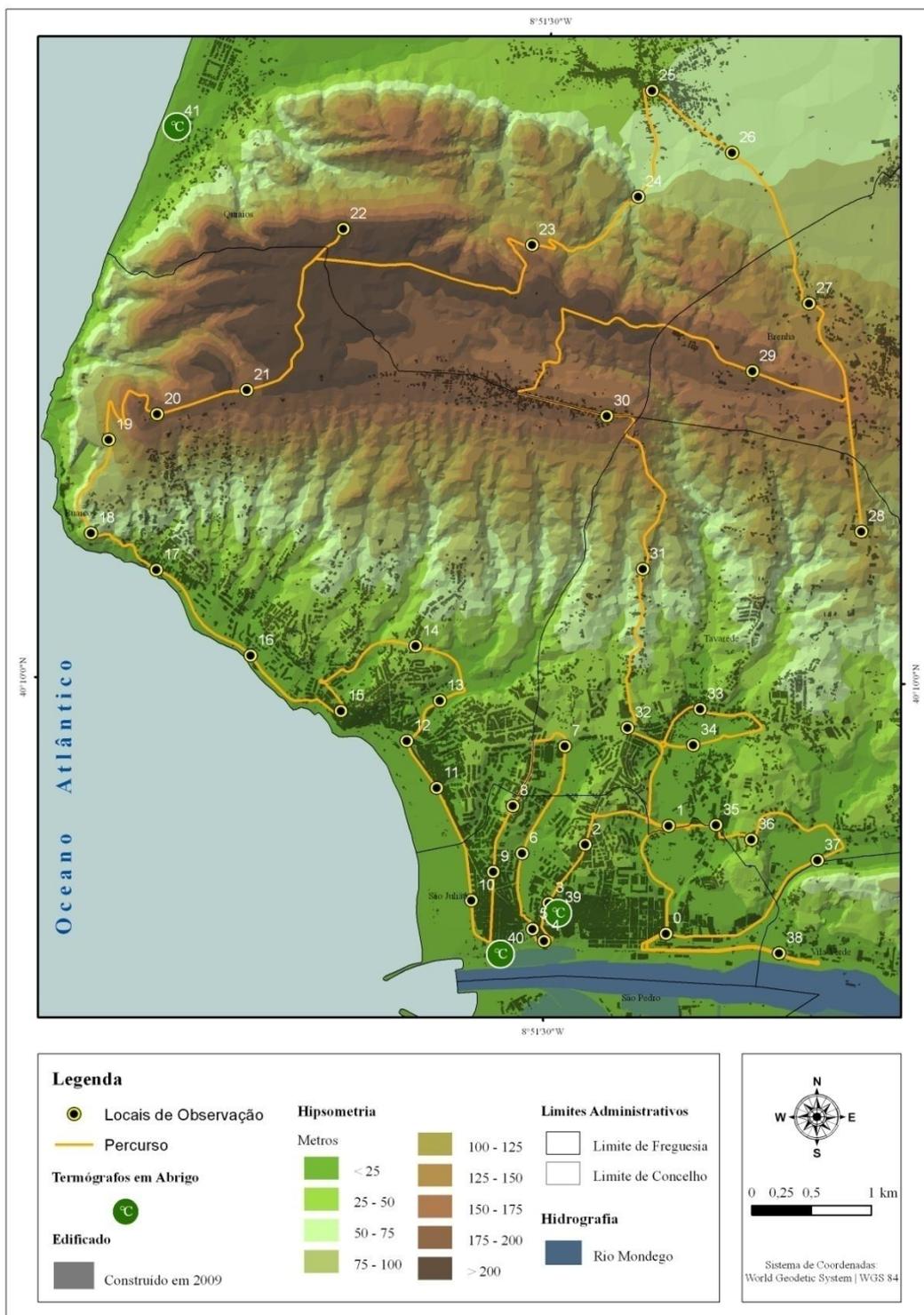


Figura 25 - Contextualização topográfica e urbana do percurso e dos locais observação.



Figura 26 - Perfil topográfico do percurso de observação itinerante.

---

## 1.2. Dados: amostra, obtenção e tratamento

---

No total realizaram-se 14 campanhas de observação, no período de tempo compreendido entre Dezembro de 2010 e Outubro de 2011 (Quadro 17). O maior número de percursos foi realizado no Verão (7), tendo os restantes sido efectuados no Outono (3 no início da estação em 2011 e 1 próximo do Inverno, em Dezembro de 2010), fim da Primavera (2 em Junho de 2011) e 1 em pleno Inverno, em Fevereiro de 2011. Dos 14 percursos realizados, 9 dizem respeito a observações nocturnas e 5 são relativos ao período diurno, mais precisamente ao período da tarde, não tendo sido feita qualquer observação no período de manhã.

Com a finalidade de se obter a evolução temporal do campo termohigrométrico, por duas vezes realizaram-se campanhas de observação consecutivas. Uma delas, no dia 02 de Junho de 2011 (1 observação diurna e 1 nocturna) e outra campanha na noite de 4 e madrugada de 5 de Outubro.

À excepção dos dois primeiros percursos realizados, onde só se dispunha de recursos técnicos para medição da temperatura do ar, com a aquisição de novos equipamentos foi possível efectuarem-se também leituras de humidade relativa do ar, e de direcção e velocidade do vento.

As campanhas de observação realizaram-se sob diferentes condições meteorológicas, no entanto privilegiaram-se tipos de tempo potenciadores de contrastes termohigrométricos espaciais (céu geralmente limpo e vento fraco), ou seja, tipos de tempo anticiclónicos.

Quadro 17 - Descrição das campanhas de observação.

Percurso	Data	Tempo	Resumo Sinóptico	Condições meteorológicas durante o percurso
1	16-12-2010	23h10m - 1h	Anticiclone atlântico misto com apórise polar	Céu pouco nublado ou limpo, calma atmosférica sem rumo definido e acentuado arrefecimento nocturno.
2	02-02-2011	0h15m - 2h10	Anticiclone atlântico misto ligado ao anticiclone térmico europeu	Céu limpo, vento fraco de Leste.
3	02-06-2011	17h08m - 19h (Diurno)	Anticiclone atlântico misto prolongando-se pela Europa Ocidental. Depressão Térmica na Península Ibérica.	Céu pouco nublado ou limpo, vento moderado de NW.
4		22h06m-0h14m	Anticiclone atlântico misto prolongando-se pela Europa Ocidental.	Céu pouco nublado ou limpo, vento fraco a moderado de NNW com rotação gradual ao longo da madrugada para NE-E.
5	01-07-2011	14h40m-16h30m (Diurno)	Anticiclone atlântico subtropical. Aproximação de uma linha de instabilidade associado a um vale depressionário em altitude. Depressão Térmica na Península Ibérica.	Céu parcialmente encoberto por núvens altas, tempo quente e instável (condições propícias ao desenvolvimento de trovoadas no fim da tarde). Vento fraco de SW.
6	28-07-2011	22h30m-0h25m	Anticiclone atlântico subtropical localizado a W das Ilhas Britânicas desenvolvendo-se em crista para a P.Ibérica. Depressão térmica no interior da P.Ibérica.	Céu pouco nublado ou limpo com formação de nevoeiros de advecção próximo da costa ao início da noite. Vento fraco de Norte. Temperatura máxima diária elevada (31°C).
7	29-07-2011	12h48m-15h17m (Diurno)	Anticiclone atlântico subtropical localizado a W das Ilhas Britânicas desenvolvendo-se em crista para a P. Ibérica. Deslocamento para Oeste da Depressão Térmica.	Céu pouco nublado, nevoeiro dissipado ao fim da manhã. Vento fraco de NW. Descida da temperatura máxima no litoral. Humidade Relativa elevada.
8	08-09-2011	23h45m- 1h36m	Anticiclone atlântico misto prolongando-se pela Europa Ocidental. Aproximação de uma corrente perturbada de Oeste.	Céu pouco nublado. Situação de calma atmosférica. Condições propícias à formação de nevoeiros ao longo da costa ocidental e com digitações ao longo dos principais cursos de água a Norte do Tejo.
9	14-09-2011	15h40 - 17h45m (Diurno)	Anticiclone atlântico zonal associado a forte Instabilidade atmosférica devido a depressões ou vales depressionários nos níveis altos da Troposfera.	Céu pouco nublado (algumas nuvens altas associadas à aproximação de uma massa de ar instável). Vento fraco a moderado de NW.
10	14-09-2011	22h35m - 0h25m	Anticiclone atlântico zonal associado a forte Instabilidade atmosférica devido a depressões ou vales depressionários nos níveis altos da Troposfera.	Céu nublado. Elevada humidade relativa associada à formação de nevoeiros de advecção. Vento fraco de SW.
11	19-09-2011	22h50- 0h55m	Anticiclone atlântico subtropical. Depressão térmica na Península Ibérica.	Céu pouco nublado ou limpo. Elevada humidade relativa. Vento fraco (moderado nos locais de maior altitude e desabrigados) de N/NNW.
12	29-09-2011	15h35m - 17h33m (Diurno)	Anticiclone europeu. Depressão térmica na Península Ibérica.	Céu pouco nublado ou limpo. Baixa humidade relativa. Vento fraco de NW em regime de Nortada, sendo de E em termos sinóticos.
13	04-10-2011	23h40m-1h40m	Anticiclone de bloqueio localizado na Europa Central e Norte de África.	Céu limpo, elevada humidade relativa. Vento fraco a moderado de NNW com rotação para NE.
14	05-10-2011	3h05m-5h		Céu limpo, elevada humidade relativa nos sectores de menor altitude. Situação de calma atmosférica.

Dada a impossibilidade de se realizar uma leitura simultânea da temperatura do ar em todos os pontos de observação, mitigar a intervenção do factor tempo na variação térmica espacial, constitui uma das principais exigências da aplicação desta metodologia, a qual pode ser consultada com maior rigor em GANHO (1998).

Deste modo, todos os percursos tinham o seu início e fim no ponto nº38 (Av. Saraiva de Carvalho), obtendo-se desvios positivos ou negativos para cada ponto relativamente ao local de referência, procedendo-se posteriormente à representação cartográfica da variável em estudo. Neste caso, recorremos a um Sistema de Informação Geográfica (Arc Gis 9.3) no qual se utilizou o método de interpolação determinístico *spline*, uma vez que a superfície resultante se baseia no pressuposto da maior semelhança de proximidade, tendo em maior consideração as variações espaciais localizadas da variável em causa, ao contrário de outros métodos determinísticos.

## 2. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 2.1. Campo Termohigrométrico Médio

#### 2.1.1 Observações Diurnas

No conjunto da amostra, cinco das campanhas de observação são representativas do campo termohigrométrico diurno, realizadas entre as 12h e as 16h (de Junho a Setembro), analisando-se de seguida os valores médios de temperatura e humidade do ar para cada ponto, relativas ao local de observação de referência (local nº38).

O campo térmico médio diurno (Figura 27) das tardes de Verão, coloca em evidência a influência determinante que o sistema de brisas marítimas desempenha, assim como a topografia através do efeito da altitude e da exposição solar de cala local, nos contrastes espaciais.

Deste modo, as “avenidas atlânticas” (Figueira da Foz e Buarcos) e a Serra da Boa Viagem (com maior intensidade no sector arborizado) correspondem aos locais mais “frescos”, apresentando esta célula de “frescura e humidade” maior importância ao longo da Av. D. João II e na área envolvente ao Miradouro da Bandeira, com desvios de temperatura de  $-1.2^{\circ}\text{C}$ .

O restante espaço urbano em função das características da morfologia urbana (existência de espaços verdes; orientação das ruas; densidade de construção) e da exposição ou abrigo, ao efeito amenizador da brisa, apresenta um campo termohigrométrico heterogéneo.

Relacionado com a proximidade ao Parque Verde das Abadias, da orientação geral N-S e do “efeito de sombra” criado pelos edifícios, a Av. Dr. Manuel Gaspar de Lemos, no conjunto da aglomeração urbana, constitui uma célula de “frescura” bem definida espacialmente, na ordem dos  $-0.6^{\circ}\text{C}$  e de  $-0.3^{\circ}\text{C}$  nas imediações do Parque Passeio Infante Dom Henrique o que, por sua vez, se traduz numa diferença de  $1.3^{\circ}\text{C}$  relativamente ao espaço urbano envolvente.

Na cidade, o sector com temperaturas mais elevadas nas tardes de Verão, coincide com o designado “Bairro Novo” (a leste das Avenidas Do Brasil e 25 de Abril), em particular, nos locais em que a ocultação do horizonte é menor e, desse modo, a quantidade de radiação solar recebida superior, ao que se encontra associado a influência do edificado na diminuição da velocidade do vento, modificando as características termohigrométricas da brisa, atenuando a sua acção amenizadora.

Assim, as Ruas Joaquim Sotto Mayor, Rancho das Cantarinhas e Dr. José Luís Mendes Pinheiro, apresentam em termos médios, um desvio de  $0.9^{\circ}\text{C}$  e  $0.5^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Contrariamente, na Rua da Liberdade (com orientação N-S e importante ocultação do horizonte) a intensidade do núcleo “quente” é significativamente inferior, sendo de apenas  $0.1^{\circ}\text{C}$ , ao que para além do “efeito de sombra”, se associa a proximidade do Atlântico. Este efeito de abrigo imposto pelo edificado, verifica-se igualmente em Buarcos, na Rua da Torre Eiffel, com uma anomalia positiva de  $0.3^{\circ}\text{C}$ .

Por sua vez, todo o sector a Norte da Serra da Boa Viagem (Quiaios) e oriental da Figueira da Foz, predominantemente peri-urbano e de superfícies planas (máxima insolação), constituem os locais com as temperaturas mais elevadas, definindo-se uma célula “quente” com desvios máximos de  $1.6^{\circ}\text{C}$  na várzea de Tavadre, seguido de Ferrugenta, Cumeira e Carritos, com desvios médios de  $1^{\circ}\text{C}$ . Ou seja, a proximidade ao atlântico e ao estuário e as condições de abrigo relativamente às brisas marítimas, para o qual concorre a morfologia associada à Serra da Boa Viagem, mas também a influência da volumetria urbana e das Matas Nacionais na diminuição da velocidade do vento nos níveis mais baixos da camada limite, determinam os contrastes térmicos espaciais.

Quanto à humidade relativa (Figura 28), o padrão encontrado para o campo térmico mantém-se, definindo-se claramente um sector de maior humidade relativa do ar ao longo da faixa atlântica e nos cimos da Serra da Boa Viagem (extremidade ocidental), onde apresenta o seu núcleo de maior intensidade com 3.5%. À célula de “frescura” anteriormente identificada na área envolvente ao Parque Verde das Abadias, associa-se uma célula de “humidade” pouco significativa (1.5%).

Em oposição, o restante campo higrométrico corresponde a uma vasta célula de “secura”, que se prolonga desde Quiaios, Brenha, Cumeeira, Ferrugenta até à Várzea de Tavadre onde já apresenta menor intensidade, localizando-se o principal núcleo, com -8.3%, no sector oriental da Serra da Boa Viagem, a 150 m de altitude.

Relativamente ao campo de vento médio nas tardes de Verão, identificam-se aqui os lugares que apresentam velocidades do vento superiores, constituindo desse modo um indicador a ter em linha de conta ao nível da penetração das circulações de brisa na cidade e a modificação imposta pela orografia, e também pela volumetria e orientação das ruas da cidade.

Os locais mais ventosos e conseqüentemente mais expostos às brisas marítimas, de uma forma geral coincidem com a célula de “frescura e humidade” anteriormente descrita, com velocidades médias acima dos 4 m/s e, um valor máximo de 4.3 m/s na arriba do Cabo Mondego a cerca de 50 m de altitude. Nos cimos da serra onde domina vegetação de tipo herbáceo e arbustivo, a velocidade média é de 4.1/4.2 m/s, enquanto no sector com vegetação arbórea, é nítida a diminuição da velocidade média do vento (2.9 m/s).

Devido ao aumento da força de atrito no espaço urbano, a velocidade do vento nesta camada da atmosfera é inferior, verificando-se algumas descontinuidades, em parte impostas pela orientação das ruas. Com velocidades em torno dos 2.5 m/s, alguns locais destacam-se por uma redução mais acentuada da velocidade do vento, sendo disso exemplo a Rua da Torre Eiffel (Buarcos), com uma velocidade média de 1.4 m/s ou os 1.7 m/s no Passeio Infante Dom Henriques (espaço verde com vegetação de porte arbóreo e inserido na malha urbana).

Do mesmo modo, em função da orientação de algumas das principais artérias da cidade, *grosso modo* W-O, os valores indicam uma canalização e conseqüente aceleração dos fluxos, destacando-se uma velocidade média de 3.5/3.2 m/s ao longo da Av. Dr. Mário Soares e de 2.9 m/s nas Avenidas Dr. Francisco Sá Carneiro e Amália Rodrigues.

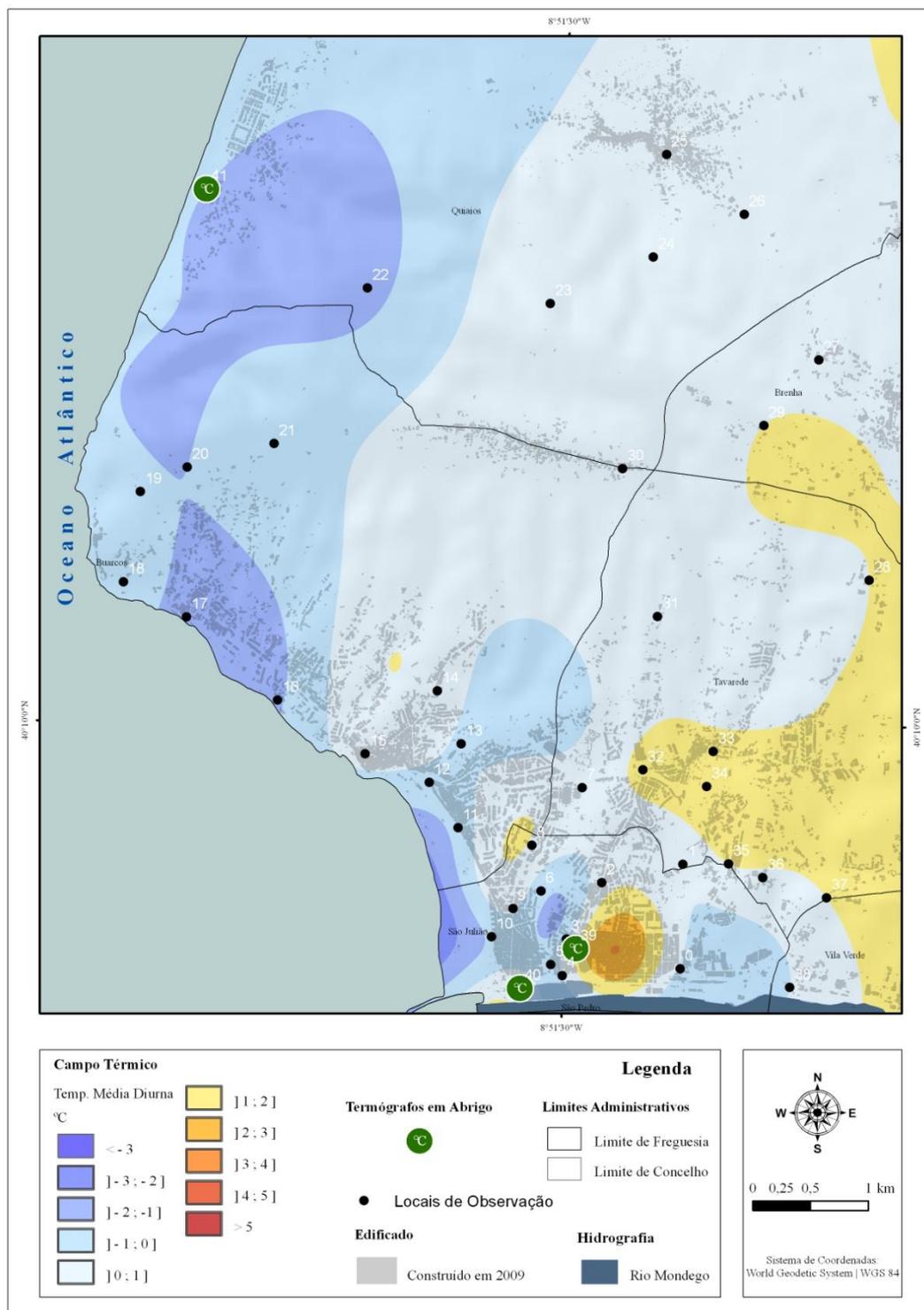


Figura 27 - Campo térmico médio diurno.

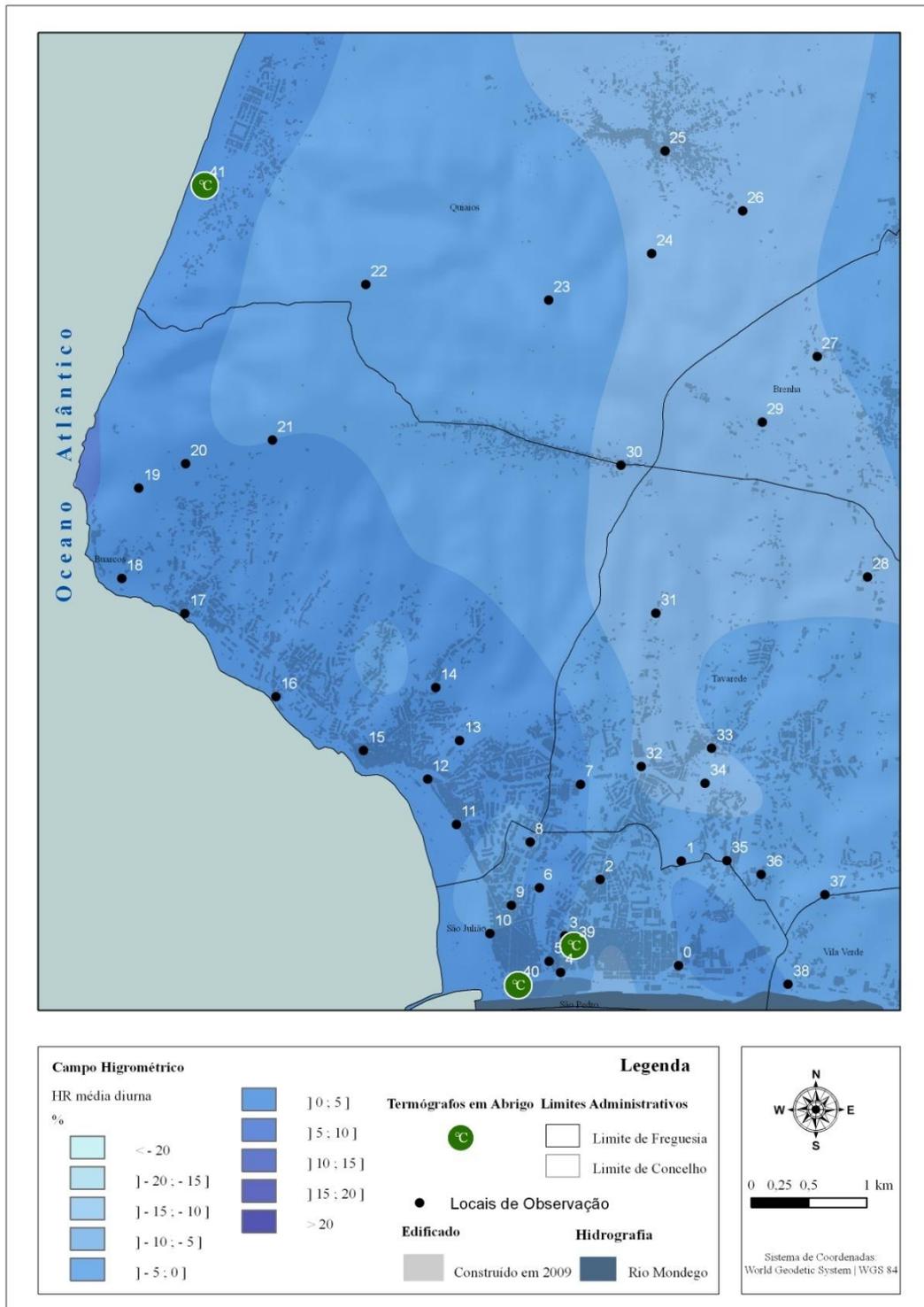


Figura 28 - Campo higrométrico médio diurno.

### 2.1.2. Observações Nocturnas

O campo médio de temperaturas nocturnas resultante de sete campanhas de observação realizadas entre os meses de Junho e Outubro de 2011<sup>19</sup>, evidencia contrastes térmicos superiores a 4°C, o que para uma área de estudo não muito extensa e localizada na faixa costeira, constitui um valor considerável e acima de tudo representativo dos contrastes topoclimáticos existentes.

Em termos médios, o campo térmico nocturno (Figura 29) apresenta um núcleo quente que engloba todo o sector urbano, desde os “Bairros Velho e Novo”, estendendo-se ao longo da marginal entre a Figueira da Foz e Buarcos (Avenidas Atlânticas). Este sector com temperaturas relativas superiores, apresenta um máximo de intensidade de 1.4°C na Rua dos Bombeiros Voluntários e que poderá ser extrapolado para o espaço envolvente de características urbanas similares (a título de exemplo, as Ruas José da Silva Fonseca, Dr. Santos Rocha e Restauração), essencialmente onde a elevada ocultação do horizonte, determina uma diminuição das perdas de radiação de onda longa. Este facto expressa-se nas taxas de arrefecimento inferiores no centro da cidade (maior inércia térmica), o que vai de encontro aos resultados manifestados pelos termógrafos fixos no capítulo anterior, uma vez que este sector da cidade já apresentava as temperaturas mais elevadas durante o período nocturno (núcleo da ilha de calor).

No restante espaço urbano, a célula quente é de menor intensidade, apresentando desvios inferiores a 1°C, destacando-se as Avenidas de Abril, Brasil, Foz do Mondego e Passeio Infante Dom Henrique, como núcleos secundários da “ilha de calor” urbana.

Na cidade da Figueira da Foz, as principais discontinuidades térmicas identificadas nestas noites de Verão, encontram-se associadas à morfologia urbana, nomeadamente, a existência de espaços verdes ou áreas que apesar de próximas da cidade e à mesma altitude, não se encontram urbanizadas e, desse modo, apresentam um balanço energético idêntico ao dos espaços rurais.

Relativamente ao primeiro caso, é disso exemplo o efeito de “*park cool island*” que se prolonga longitudinalmente ao longo da Av. Dr. Manuel Gaspar de Lemos (a oeste do Parque Verde das Abadias), com um desvio de temperatura de 0.2°C e de 0.1°C na Av. 1º de Maio. No segundo caso, o sector meridional da Várzea de Tavarède (Casal do Rato) corresponde a uma célula de “frescura” de -0.5°C.

---

<sup>19</sup> Apesar de no total terem sido realizadas 9 campanhas observacionais em período nocturno, optou-se por analisar os percursos realizados a 16/12/2010 e 2/02/2011 separadamente, uma vez que são representativos de noites de acentuado arrefecimento nocturno em período invernal.

O outro núcleo quente, menos extenso mas de maior intensidade, diz respeito aos cimos da Serra da Boa Viagem, que apresentam as temperaturas relativas médias nocturnas mais elevadas, com uma magnitude de  $1.7^{\circ}\text{C}$ , suplantando o “efeito urbano” no clima local. Por sua vez, na parte arborizada da serra, os desvios de temperatura são de menor intensidade, mais precisamente de  $0.8^{\circ}\text{C}$ , prolongando-se para Este, sendo de apenas  $0.4^{\circ}\text{C}$  na Ferrugenta e de  $0.2^{\circ}\text{C}$  na Cumeeira e no lugar da Serra da Boa Viagem.

Esta célula “quente”, em parte, deve a sua génese à posição topográfica sobreelevada relativamente às áreas deprimidas, onde em condições de estabilidade atmosférica, na maioria das situações ocorre um arrefecimento generalizado do ar pela base, em função de uma elevada perda de energia por irradiação, o que acaba por se traduzir na formação de inversões térmicas superficiais.

Do mesmo modo, as temperaturas do ar superiores, durante as noites de Verão, na Serra da Boa Viagem, estarão relacionadas com o ciclo diário da camada limite, mais propriamente com a sua espessura. Durante as tardes de Verão atinge uma espessura máxima entre 1000m a 1300m, raramente ultrapassando os 1500m, com uma forte e persistente componente de Oeste (massa de ar fresca e húmida devido ao seu contacto com as águas frias da costa atlântica, por acção do fenómeno de *upwelling*), à qual se lhe sobrepõe a circulação de Leste (massa de ar mais quente e seca), enquanto que no período nocturno a sua espessura pode ser inferior a 100m. Este facto explica que quando a espessura da camada basal de ar marítimo é reduzida, os locais sobreelevados conhecem um aumento da temperatura, por emergirem acima dessa mesma camada fresca e húmida.

Relativamente aos locais onde ocorre acumulação de ar frio, em primeiro lugar, pela sua importância, destaca-se o “lago de ar frio” de Quiaios, com o seu núcleo principal no sopé da vertente Norte da Serra da Boa Viagem, de declives muito acentuados. De referir que no conjunto de todas as campanhas de observação efectuadas, este local apresentou na esmagadora maioria das situações a temperatura do ar mais baixa.

Em termos médios, este “lago de ar frio” apresenta uma intensidade máxima de  $-2.6^{\circ}\text{C}$  no sopé da vertente Norte, perdendo intensidade no lugar de Quiaios ( $-1.4^{\circ}\text{C}$ ), por via de um aumento da densidade de construído, prolongando-se ao longo da base da vertente, recrudescendo nas Ruas da Figueira da Foz ( $-1.9^{\circ}\text{C}$ ) e Quiaios ( $-1.6^{\circ}\text{C}$ ), sendo de assinalar que na Praia de Quiaios o desvio médio é de  $-0.3^{\circ}\text{C}$  e mais acentuado no caso do Bom Sucesso (espaço rural) com  $-1.4^{\circ}\text{C}$ .

Manifestando menor intensidade, identificam-se alguns locais na base da vertente meridional da Serra da Boa Viagem e a Norte das costeiras da Salmanha, propícios à acumulação de ar frio, formando-se nesta época do ano pequenos “lagos de ar frio” bem individualizados nos fundos de vale. Estas superfícies topograficamente deprimidas correspondem à área dos Carritos e às várzeas de Buarcos e Tavadede, que em termos práticos funcionam como autênticas bacias de recepção, para

onde o ar frio é drenado ao longo dos inúmeros vales que a rede hidrográfica tem vindo, ao longo dos tempos, a “sulcar” na face Sul, arenítica, da serra.

Assim, na Várzea de Buarcos, em particular na Av. Dr. Mário Soares e Rua Montalvo, em noites de estabilidade atmosférica, os desvios médios são de  $-0.6^{\circ}\text{C}$  e  $-0.8^{\circ}\text{C}$ . Neste caso, a drenagem de ar frio que aqui ocorre estende-se para Oeste, reflectindo-se numa atenuação muito localizada da temperatura ao longo da marginal, mais concretamente na Rotunda dos Pescadores ( $0.3^{\circ}\text{C}$ ).

Quanto ao “lago de ar frio” da Várzea de Tavadede, apresenta a mesma intensidade que o anterior, no entanto, é de maior dimensão, sendo os desvios de temperatura na ordem dos  $-0.8^{\circ}\text{C}$ . Por sua vez, o “lago de ar frio” de maior intensidade, a Sul da Serra da Boa Viagem, estabelece-se no fundo de vale dos Carritos, a Norte das Costeiras de Salmanha ( $-1.2^{\circ}\text{C}$ ).

Relativamente ao campo higrométrico e tendo em consideração a relação inversa existente entre a temperatura e a humidade relativa do ar, aos núcleos “quentes” identificados no campo térmico correspondem os principais núcleos de “secura” (Figura 30).

Deste modo, com uma intensidade média dos contrastes espaciais totais de 18%, as áreas com os menores valores de humidade relativa correspondem aos sectores de maior altitude da Serra da Boa Viagem, com uma intensidade máxima de  $-13.3\%$ ; no espaço urbano de maior densidade, em particular nas ruas menos ventiladas (efeito de abrigo), os desvios são de  $-0.8\%$  (Rua Passeio Infante D. Henrique, Rua Joaquim Sotto Mayor), prolongando-se esta célula de “secura” às Av. De Abril e Brasil, que distam aproximadamente 500 m da actual linha de costa, com uma intensidade em torno dos  $-0.4\%$ , facto que tende a determinar a maior “secura” do ar, ao qual obviamente se associam os elevados coeficientes de ocupação do solo, em oposição às Av. Infante D. Pedro e D. João II, que para além da maior proximidade ao Atlântico, se localizam num sector de menor densidade de construção (à excepção de Buarcos) e não menos relevante, no sopé da vertente Sul da Serra da Boa Viagem (a célula de “secura” é pouco importante, 1%).

Quanto ao campo médio nocturno de circulação do ar, é notória uma diminuição da velocidade do vento comparativamente ao campo médio diurno, para o qual contribui o facto de os percursos serem preferencialmente efectuados sob condições de vento fraco.

Em função disso, o valor médio da velocidade do vento no conjunto dos pontos de observação é de 1.3 m/s. Analisando-se os locais com velocidades do vento acima da média, verifica-se que o padrão encontrado para as tardes de Verão, se mantém durante o período nocturno.

Neste sentido, é nos locais mais elevados e desabrigados da Serra da Boa Viagem que o vento apresenta maior velocidade média, nomeadamente na Rua da Estrada da Serra (3 m/s) e Rua da Estrada da Boa Viagem, no Cabo Mondego (2.7 m/s). Na área envolvente da serra, em particular no

sopé da vertente meridional e na Várzea de Buarcos, as velocidades do vento são superiores, na ordem dos 1.5 m/s e 1.8 m/s, respectivamente. No espaço urbano e na base da vertente setentrional (sector de Quiaios) as velocidades do vento são nitidamente inferiores, predominando situações de calma atmosférica.

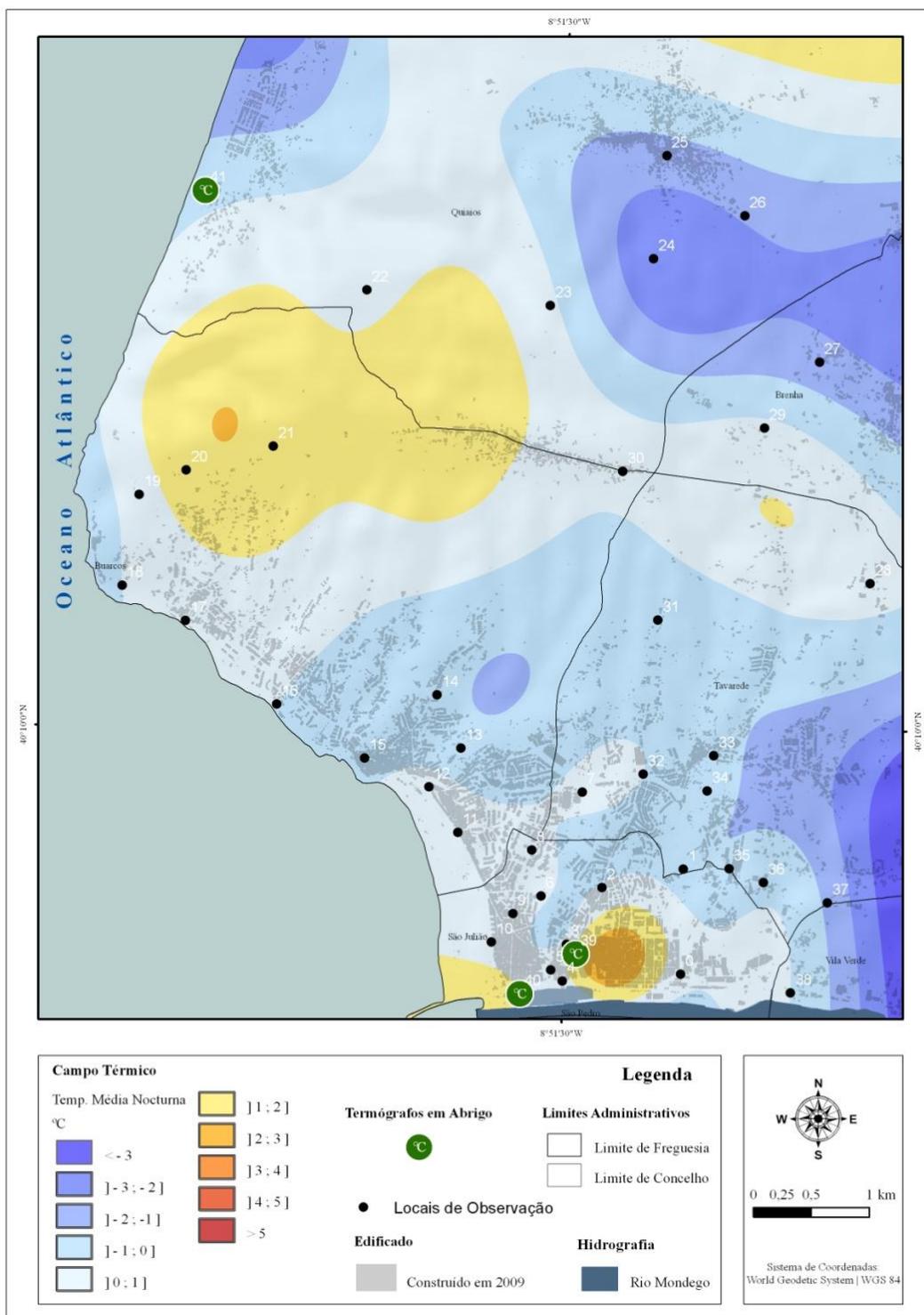


Figura 29 - Campo térmico médio nocturno.

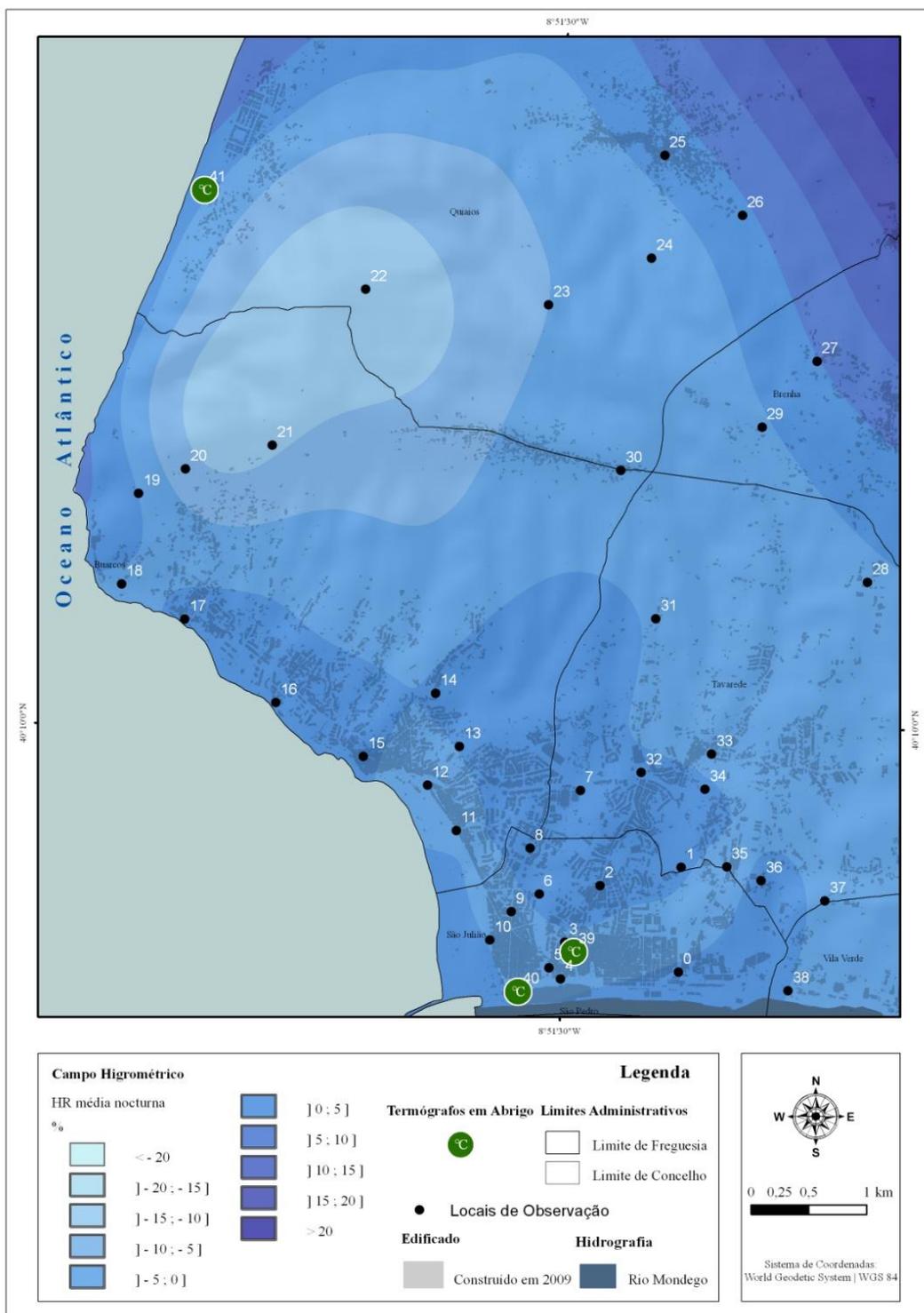


Figura 30- Campo higrométrico médio nocturno.

### 2.1.3 Campo térmico em noites de acentuado arrefecimento nocturno

De seguida, analisam-se os resultados médios de duas campanhas de observação realizadas na noite de 16/12/2010 e na madrugada de 02/02/2011 (Percurso 1 e 2, respectivamente), representativas do campo térmico da baixa atmosfera urbana sob condições meteorológicas de acentuado arrefecimento nocturno e, desse modo, propícias ao desenvolvimento de processos de drenagem e de acumulação de ar frio em fundos de vale ou superfícies topograficamente deprimidas, embora com a atenuante da imediata proximidade do Atlântico e do efeito urbano na amenização do ambiente térmico (Figura 31).

Analisando-se a intensidade do campo térmico médio, este evidencia uma amplitude máxima de contrastes de precisamente 7.6°C, valor superior ao verificado para o campo térmico médio em noites de Verão (4°C), para o qual contribui de forma decisiva o desenvolvimento de importantes inversões térmicas à superfície.

Relativamente ao padrão dos contrastes topoclimáticos, o espaço urbano, aqui entendido como a área relativa aos Bairros Velho e Novo e sem se considerar as avenidas atlânticas, apresenta desvios positivos de temperatura do ar pouco significativos relativamente ao ponto nº38, variando entre os 0.7°C na R. Dr. José Luís Mendes Pinheiro e 1.1°C na R. Joaquim Sotto Mayor (próximo da Praça de Touros). No interior da malha urbana, define-se, no espaço urbano envolvente ao Parque Verde das Abadias uma célula de “frescura” com desvios de -0.7/-0.8°C.

Por sua vez, ao longo da marginal que se prolonga desde a Figueira da Foz até ao Cabo Mondego, a influência oceânica no ambiente térmico é evidente, verificando-se desvios positivos na temperatura do ar de 2.1°C na Av. De Abril. Essa influência vai aumentando de forma gradual à medida que a distância ao Atlântico diminui, uma vez que na Av. D. João II (Teimoso) os desvios são já de 2.4°C. Deste modo, ao longo da faixa costeira, a influência do mar no campo térmico é evidente e traduz-se por temperaturas menos baixas do que as que se observam umas dezenas de metros mais para o interior, contribuindo para uma diminuição sensível dos níveis de desconforto bioclimático ligado ao frio, nas noites de inverno e sob influência deste tipo de condições de tempo.

Contudo, é no sector ocidental da Serra da Boa Viagem, por actuação conjunta da topografia e uma vez mais da proximidade ao oceano, que o principal núcleo “quente” se define, apresentando desvios médios de 4.2°C na arriba do Cabo Mondego a 110m de altitude (ponto 19), 3.5°C no topo da serra a 190m (ponto 20), 2.2°C na R. do Parque Florestal, perdendo intensidade no prolongamento da Serra para Leste, sendo o desvio de 1.6°C na Cumeeira.

A área de Quiaios, localizada no sopé da vertente setentrional da Serra da Boa Viagem, constitui a principal área de acumulação de ar frio, definindo um importante “lago de ar frio”, apresentando o seu núcleo principal anomalias médias de -3.4°C no final da Rua de São Mamede (ponto 24) e -2°C ao longo da R. da Figueira da Foz, sendo evidente a perda de intensidade no sector urbanizado de Quiaios (-0.7°C).

A maior intensidade do “lago de ar frio” ao longo da base da vertente Norte, em noites de intenso arrefecimento radiativo, deve-se a vários factores. Por um lado, as características morfológicas e a exposição solar (menor quantidade de energia recebida) da vertente setentrional que, desenvolvida em calcários compactos, apresenta declives bastante significativos e comandos de vertente na ordem dos 150m. Estas características morfológicas potenciam a drenagem de ar arrefecido pela base, ao longo das vertentes, por acção da gravidade (fluxos catabáticos) e que adquirem a sua máxima expressão em situações de circulações regional e sinóptica lentas, como foi o caso destas duas campanhas de observação. Por outro lado, a densidade de construção apresenta, aqui, índices muito baixos, predominando uma ocupação de solo de carácter florestal, constituído por um coberto vegetal do tipo arbustivo e arbóreo.

A presença ou ausência de edifícios ao longo das vertentes e dos talvegues interfere na dinâmica dos fluxos catabáticos, na medida em que, as construções urbanas, para além de modificarem o balanço energético local, libertando a energia recebida durante o dia de uma forma mais lenta, obstaculizam, por atrito, a drenagem de ar frio. Este factor justifica uma diminuição da intensidade do “lago de ar frio”, especialmente circunscrita, em relação evidente com o aumento da densidade de construção na Vila de Quiaios.

Apesar da vertente meridional da Serra da Boa Viagem se apresentar mais urbanizada, exposta a Sul e com declives menos acentuados que a vertente Norte, na sua base identificam-se alguns locais que devido à sua morfologia são propícios à acumulação de ar frio. O desenvolvimento do sistema de fluxos catabáticos, efectua-se preferencialmente pelos múltiplos canais de escoamento que a face Sul arenítica da Serra apresenta, possibilitando que, de forma pulsar, o ar frio seja drenado e se acumule nas áreas topograficamente deprimidas.

Como é disso exemplo, o “lago de ar frio” localizado na Várzea de Buarcos, na confluência dos vales do Monte Alto e de Azenha, com um desvio térmico médio de  $-1.5^{\circ}\text{C}$ , assim como na Várzea de Tavadrede (sector oriental da cidade) com uma anomalia negativa entre os  $-0.4^{\circ}\text{C}$  no sector Norte mais urbano e de  $-1.2^{\circ}\text{C}$  na sua metade Sul, onde os níveis de irradiação são manifestamente superiores (elevada permeabilização do solo e máxima visualização da abóbada celeste).

Assim sendo, a análise do campo térmico médio em noites de acentuado arrefecimento por irradiação (pese embora a amostra seja limitada), permite-nos concluir que: assume relativa importância a formação de um “lago de ar frio” principal localizado no sopé da vertente setentrional da Serra da Boa Viagem, na área de Quiaios com desvios de  $-3.4^{\circ}\text{C}$ ; na base da vertente meridional identificaram-se também outros locais de acumulação de ar frio nos sectores topograficamente deprimidos de Buarcos e de Tavadrede; as temperaturas mais elevadas verificadas na Serra da Boa Viagem, devem-se em grande parte à sua posição sobreelevada relativamente às áreas envolventes, mais baixas e mais frias; as áreas propícias à acumulação de ar frio representam os locais de maior risco de acumulação de poluentes, especialmente em espaço urbano, o que constitui uma importante indicação para o planeamento territorial e, não menos importante, a constatação de que, mesmo no litoral, perante condições de intenso arrefecimento radiativo, as influências topográficas se sobrepõem à influência marítima e ao efeito urbano.

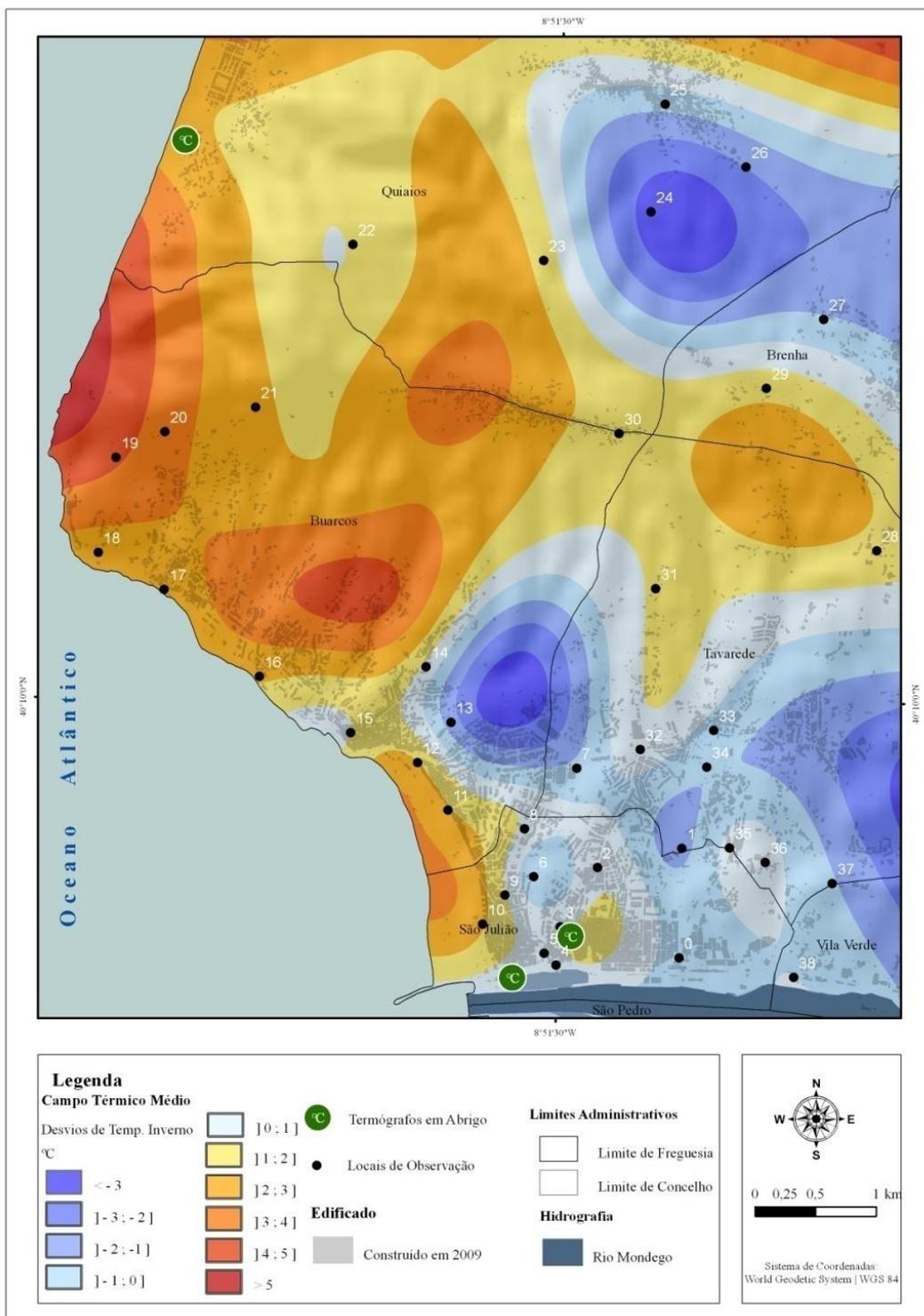


Figura 31 - Campo térmico médio em noites de acentuado arrefecimento radiativo.

## 2.2. Contrastes termohigrômétricos e a influência dos tipos de tempo

### 2.2.1 O campo termohigrômétrico em dois momentos consecutivos no dia 2/6/2011

Efectua-se agora uma análise de dois percursos de observação realizados no dia 2 de Junho de 2011 em momentos distintos do dia, o primeiro durante a tarde e o segundo ao fim da noite. As condições sinópticas foram determinadas pela acção do anticiclone atlântico subtropical desenvolvido em crista segundo um eixo de direcção SW-NE, apresentando o seu núcleo principal sobre o Reino Unido, enquanto sobre a região dos Pirinéus se desenvolvia uma depressão, responsável pela aceleração dos fluxos (Figura 32).

No percurso realizado a meio da tarde sob condições de céu pouco nublado ou limpo, humidade relativa baixa (tendo em conta o valor “normal” para o mês de Junho às 15h) e vento fraco pontualmente moderado de NW (brisa marítima), verificou-se um campo térmico com contrastes máximos de 6.9°C entre o conjunto de locais observados (Figura 33).

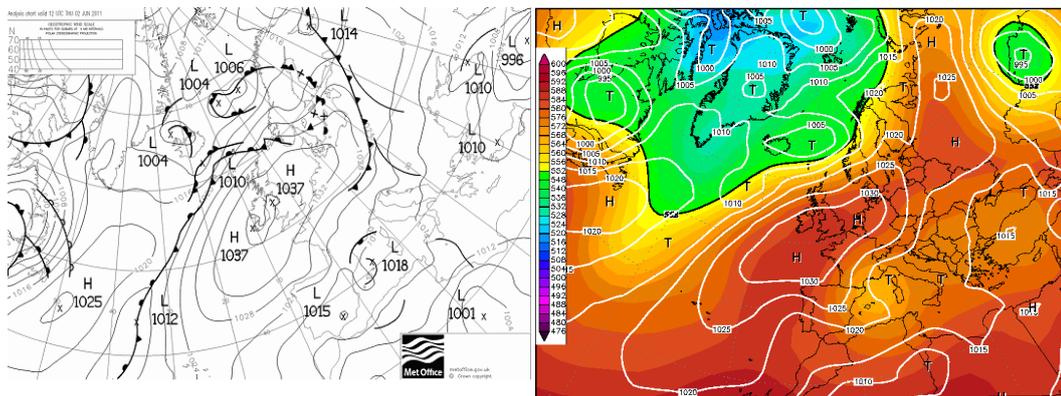


Figura 32 - Situação sinóptica à superfície (hPa) às 12h UTC e ao nível de 500 (hPa) às 0h UTC no dia 02/06/2011.

Legenda: H: Centro de Altas Pressões; T e L: Centro de Baixas Pressões.

Fontes: A- [www.metoffice.gov.uk/](http://www.metoffice.gov.uk/) B - [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

Durante a tarde, o espaço urbano apresentava desvios positivos de temperatura do ar pouco significativos (inferiores a 1°C), com uma intensidade máxima de 0.8°C na Rua Dr. José Luís Mendes Pinheiro e de 0.7°C ao longo da Rua Joaquim Sotto Mayor.

Por seu turno, a área envolvente à Av. Dr. Manuel Gaspar de Lemos (contígua ao Parque Verde das Abadias), apresentava um desvio de  $-1.2^{\circ}\text{C}$ , correspondendo a uma célula de “frescura” inserida no núcleo “quente” relativo ao restante espaço urbano.

Para tal contribuiu a diminuição da quantidade de radiação solar recebida na atmosfera urbana inferior, em boa medida, devido ao efeito de “sombra” criado pelos edifícios localizados ao longo da avenida e pela vegetação de porte arbóreo.

Ao mesmo tempo, é de referir a influência da velocidade de vento registada neste local (5.6 m/s) na diminuição da temperatura local do ar, o que estará relacionado com a canalização dos fluxos turbulentos ao longo do Parque Verde, depois de ultrapassado o obstáculo que a Serra da Boa Viagem representa, em especial com ventos de maior intensidade de N/NW, como era o caso.

Do mesmo modo, na Av. Dr. Mário Soares e Rua de Montalvo, mais concretamente no sector da Várzea de Buarcos, a canalização e conseqüente aceleração dos fluxos era evidente ao longo do vale, com velocidades de 5.7m/s e 7.8m/s, respectivamente, apresentando desvios negativos de temperatura do ar de  $-0.6^{\circ}\text{C}$  e  $-0.8^{\circ}\text{C}$ .

Depois de passada a Fortaleza de Buarcos em direcção ao Cabo Mondego, ao mesmo tempo que a temperatura do ar diminuía, com um desvio na ordem dos  $-1.1^{\circ}\text{C}$  (Av. D. João II), verificavam-se velocidades do vento superiores a sotavento da Serra da Boa Viagem (5.7m/s NW), comparativamente às registadas a barlavento e no espaço urbano.

Neste percurso, a Serra da Boa Viagem representava a principal célula de “frescura” do campo térmico local, de maior intensidade no seu sector arborizado, com um desvio máximo de  $-4.2^{\circ}\text{C}$ , ao mesmo tempo que a velocidade do vento era aqui menor (2m/s), em oposição aos 8 m/s registados nos topos desabrigados. Esta célula fresca, para além de acompanhar o alinhamento deste relevo, prolongava-se por Quiaios ( $-1^{\circ}\text{C}$ ), Praia de Quiaios ( $-0.5^{\circ}\text{C}$ ) e Cabanas ( $-0.2^{\circ}\text{C}$ ), sendo de referir a menor velocidade do vento no sopé da vertente setentrional, na ordem dos 2m/s.

O campo higrométrico, apresentava uma vasta célula de “humidade” na Serra da Boa Viagem, com desvios na ordem dos 13-10%, enquanto que o restante espaço apresentava desvios pouco significativos, nunca superiores a 3% (Figura 34).

Relativamente ao percurso nocturno (Figura 35), para além de um natural arrefecimento e aumento da humidade relativa do ar, verificou-se uma diminuição da velocidade do vento do quadrante Norte, mantendo-se a magnitude dos contrastes observados (6.9°C).

O campo térmico local, caracterizava-se por um vasto núcleo “quente”, de maior intensidade no espaço urbano com maiores coeficientes de urbanização, prolongando-se ao longo das avenidas atlânticas até apresentar intensidade máxima nos cimos da extremidade ocidental da Serra da Boa Viagem (2°C). De igual modo, no espaço urbano identificavam-se determinados locais com temperaturas inferiores, nomeadamente as Várzeas de Tavarede e Buarcos (-1.2°C e -0.3°C, respectivamente) e Carritos (-0.7°C).

Por sua vez, as áreas a Norte da vertente setentrional da serra, correspondiam a uma importante célula de “frescura”, destacando-se os desvios mais significativos na Rua de São Mamede (-5°C) e Cabanas (-4.5°C), definindo-se assim, um importante “lago de ar frio” nesse sector, o qual perdia intensidade no lugar de Quiaios (-2.6°C), em função de um aumento da densidade de construção e conseqüente modificação do balanço térmico local, sendo que na Praia de Quiaios o desvio era de apenas -0.6°C, o que se deve à proximidade do Atlântico.

Quanto ao campo de humidade relativa do ar, coincidindo com o núcleo “quente”, definia-se uma célula de “secura” com uma intensidade máxima de -11.9%. Os locais da cidade da Figueira da Foz mais afastados da marginal e com maior densidade de construção, apresentavam desvios negativos inferiores a -3°C. Em oposição, todo o sector a Norte do alinhamento montanhoso correspondia a uma “célula de humidade”, com uma intensidade máxima de 22.5% em Cabanas e associada ao “lago de ar frio” (Figura 36).

O campo de vento na noite de 02/06/2011, apresentava já uma menor intensidade, em função de uma diminuição dos gradientes de pressão à superfície. Deste modo, verificava-se, efectivamente, uma redução da velocidade do vento em meio urbano e peri-urbano, devido ao aumento da força de atrito, com velocidades do vento inferiores a 3 m/s. Por sua vez, as velocidades do vento superiores registaram-se na base da vertente meridional da serra, próximo do Cabo Mondego e principalmente nos locais sobreelevados e desabrigados (5.3 m/s).

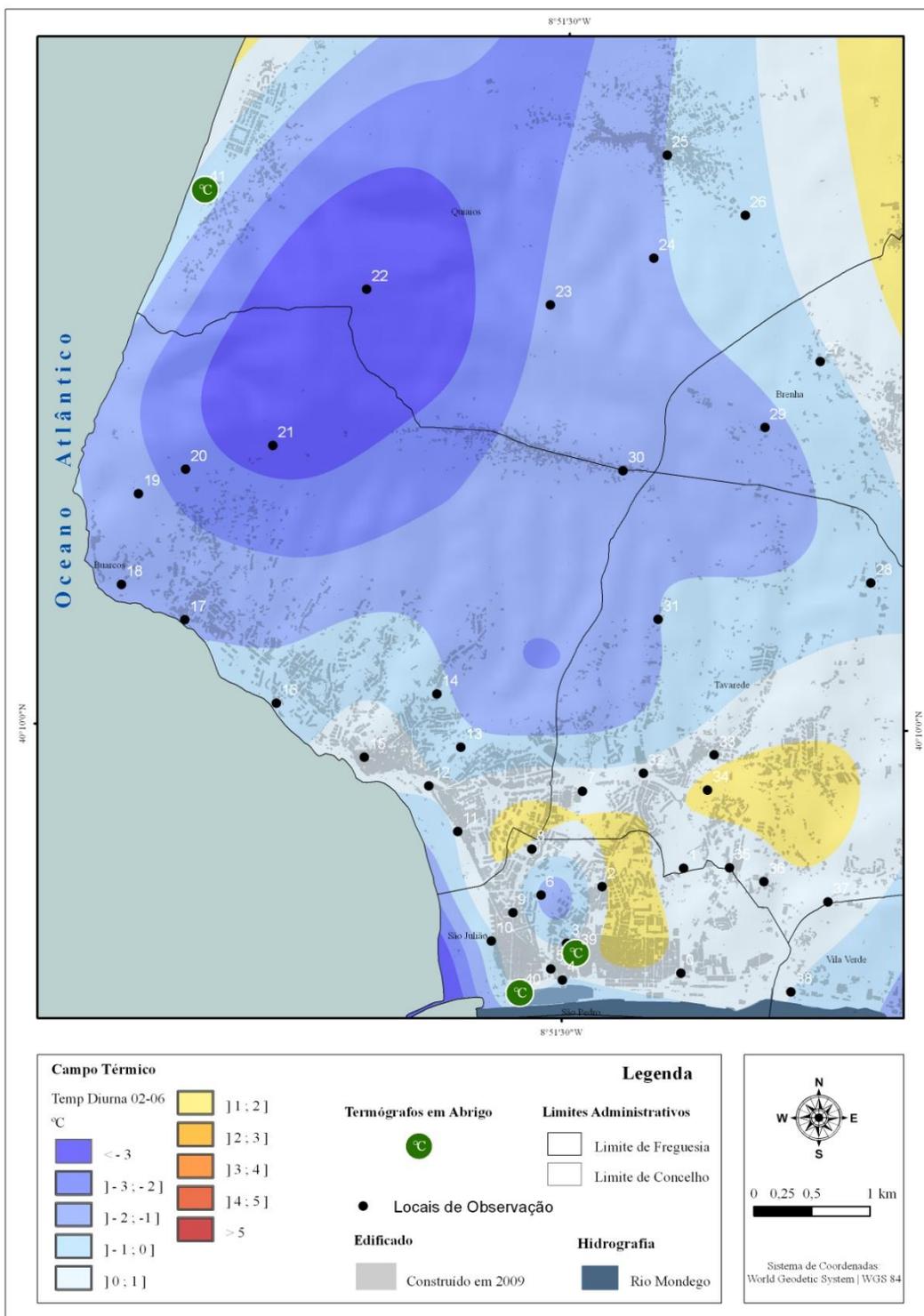


Figura 33 - Campo térmico na tarde do dia 2/06/2011 (desvios relativos ao ponto 38).

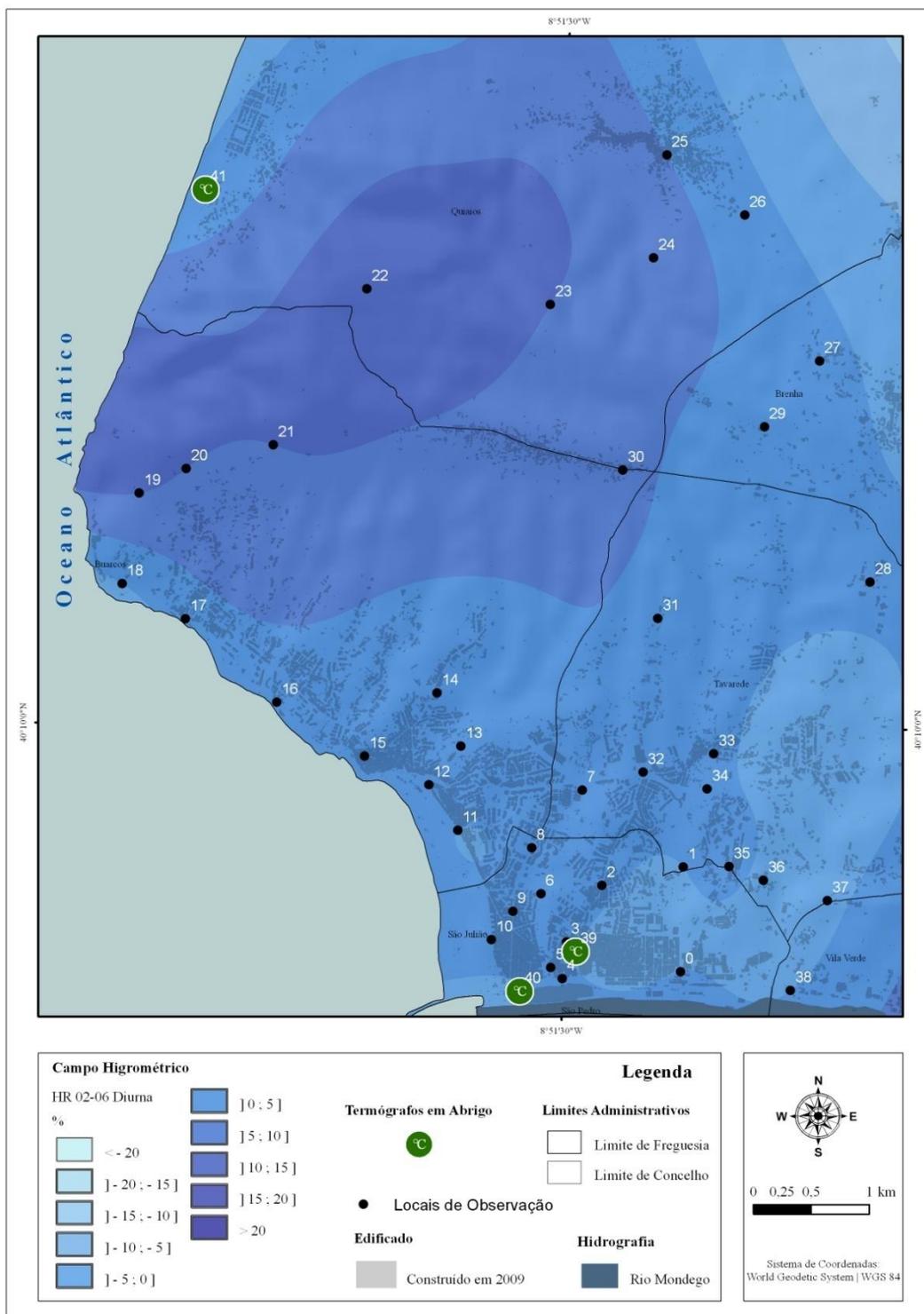


Figura 34 - Campo higrométrico na tarde do dia 2/06/2011 (desvios relativos ao ponto 38).

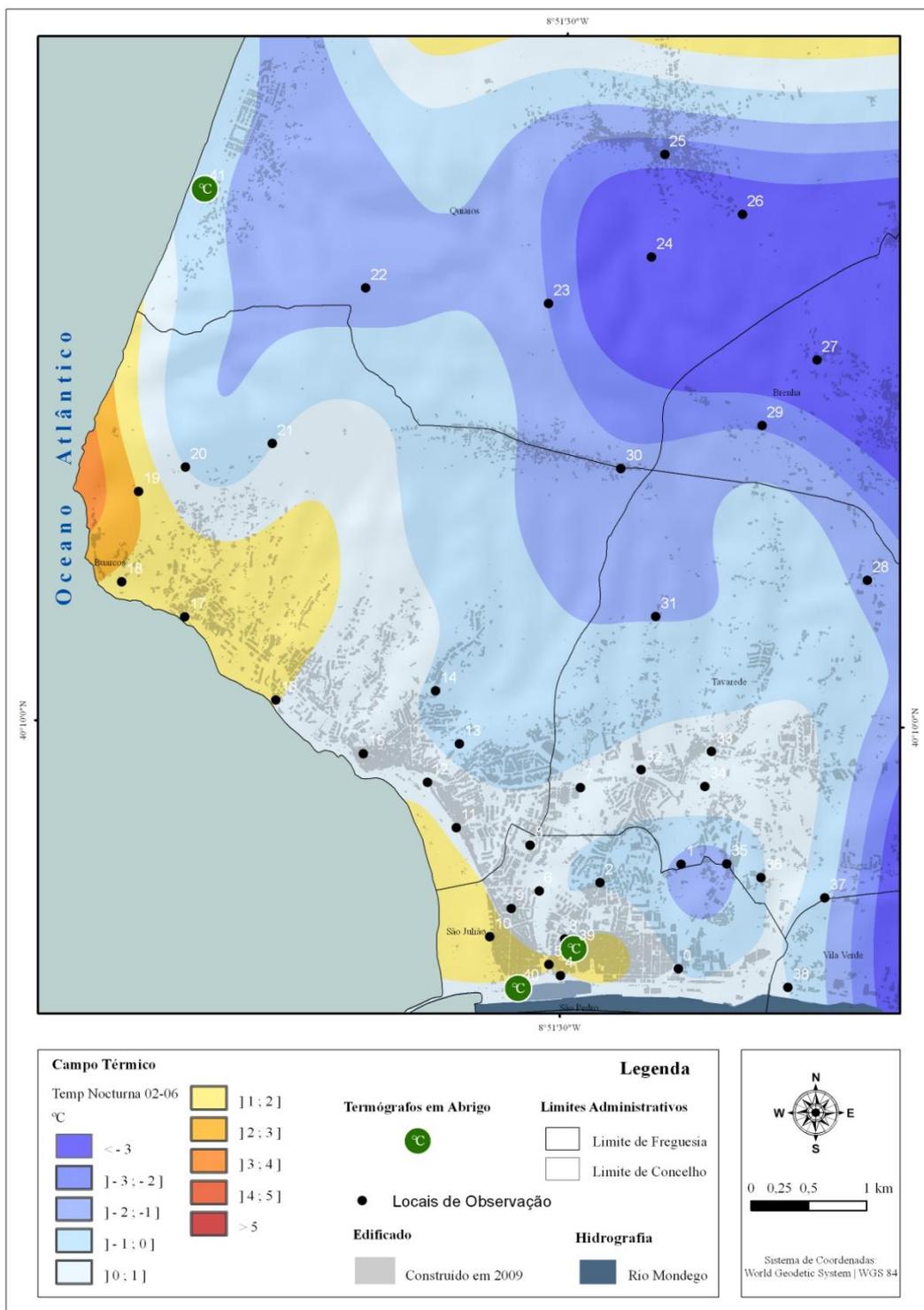


Figura 35 - Campo térmico nocturno no dia 2/06/2011 (desvios relativos ao ponto 38).

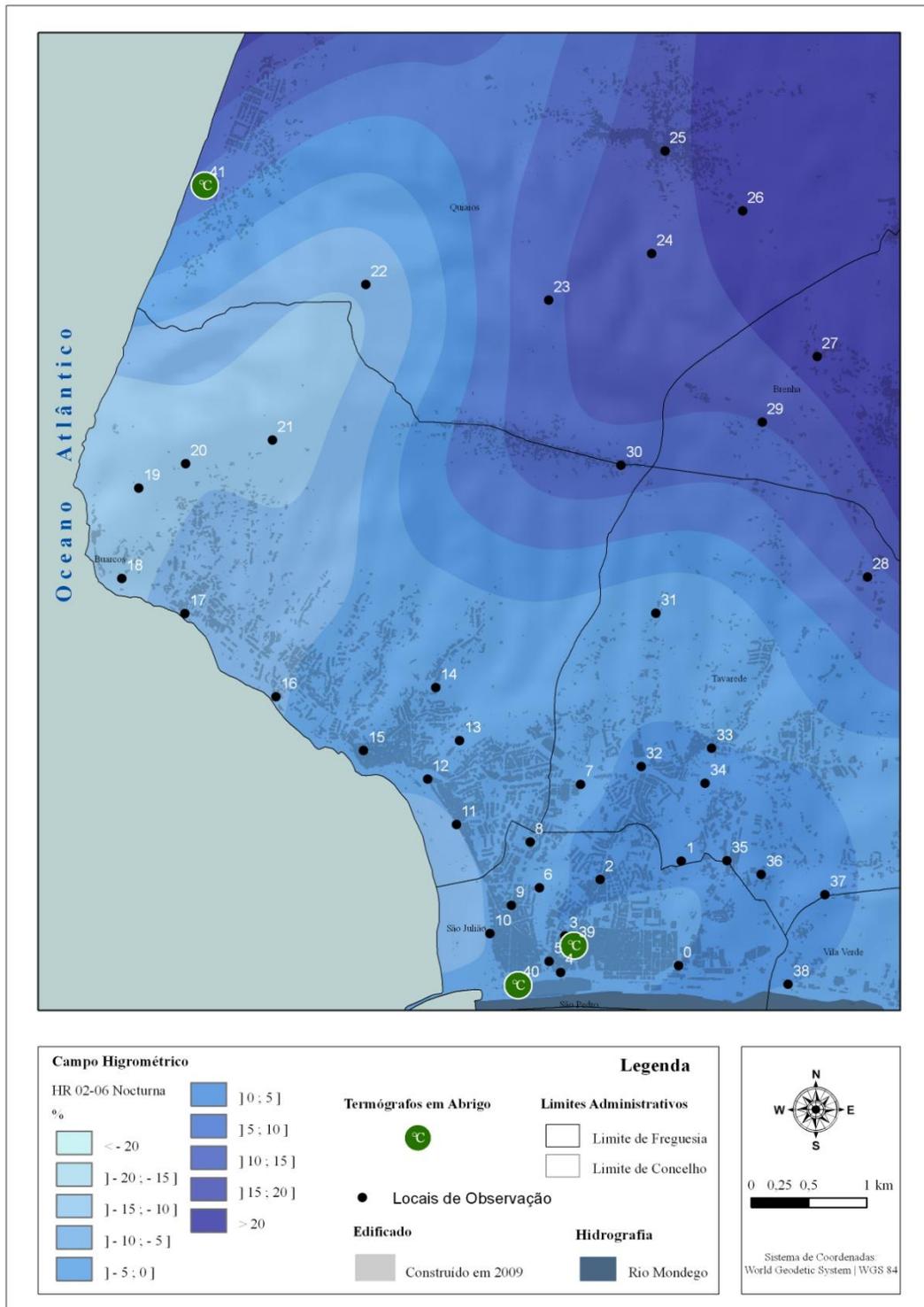


Figura 36 - Campo higrométrico nocturno no dia 2/06/2011 (dados relativos ao ponto 38).

### 2.2.2. Exemplo do campo termohigrométrico de fracos contrastes espaciais

Este percurso relativo ao fim de noite do dia 19/09/2011, realizado sob condições meteorológicas de fraca nebulosidade, humidade relativa elevada, vento fraco a moderado, determinadas pela influência do Anticiclone atlântico subtropical localizado bastante próximo da costa ocidental da Península Ibérica, estendendo-se em crista em direcção à Europa Central (Figura 37).

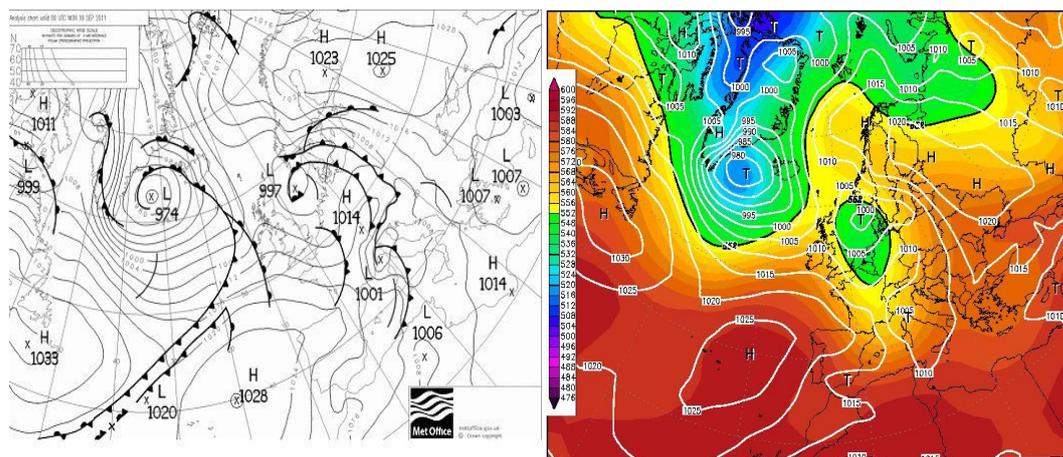


Figura 37 - Situação sinóptica à superfície (nmm) e ao nível de 500 (hPa) às 0h UTC no dia 19/09/2011.

Legenda: H: Centro de Altas Pressões; T e L: Centro de Baixas Pressões.

Fontes: A- [www.metoffice.gov.uk/](http://www.metoffice.gov.uk/) B - [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

De acordo com os dados do Instituto de Meteorologia relativos à estação meteorológica de Vila Verde (Figueira da Foz), verificou-se que o regime de “Nortada”, neste dia, foi particularmente intenso, tendo a velocidade máxima horária do vento atingido os 5.4 m/s (N/NW) às 15 horas. Entre as 12h e as 13h, a velocidade do vento intensificou-se, tendo passado de 1.5 para 3.4 km/h, o que implicou uma diminuição da temperatura de 1.6°C, tendo sido a temperatura máxima diária registada às 12h, por um lado, atenuando o desconforto térmico, mas por outro, aumentando o desconforto mecânico relacionado com a velocidade do vento (traduzindo-se num “mau dia de praia”).

Com o fim de tarde e princípio de noite, a velocidade do vento diminuiu de forma gradual, ao passo que a humidade relativa do ar aumentou consideravelmente, sendo de 91% às 23h, enquanto a temperatura era de 14.5°C e a velocidade do vento de 0.3 m/s, com direcção Norte.

Com valores elevados de humidade relativa do ar, os contrastes térmicos encontrados foram de 4.1°C. Neste fim de noite e princípio de madrugada, no espaço urbanizado e, em particular, ao longo da faixa costeira, definia-se um núcleo “quente”, com um desvio máximo de temperatura do ar de 1.4°C, relativo à Av. Do Brasil (distanto cerca de 450 metros do oceano), perdendo intensidade ao longo da Av. D. João II, embora mais próxima da linha de costa e por isso mais influenciado pelo mar,

a intensidade era inferior ( $0.8^{\circ}\text{C}$ ), o que se devia à maior velocidade do vento neste local ( $1.9\text{-}2.9\text{ m/s}$ ), associado a uma maior turbulência do ar, por influência da Serra da Boa Viagem (Figura 38).

Por sua vez, o restante espaço observado, caracterizado por reduzidos índices de ocupação urbana do solo e englobando os sectores de maior altitude, tomava a forma de uma importante célula de “frescura” e “humidade”, coincidindo com os cimos da Serra da Boa Viagem (sector onde a anomalia variava entre os  $-1.4^{\circ}\text{C}$  e  $-2.1^{\circ}\text{C}$ ), a base da vertente Norte ( $-2.7^{\circ}\text{C}$ ), prolongando-se por Cabanas, Ferrugenta e Cumeeira ( $-2.1^{\circ}\text{C}$ ) e perdendo intensidade no sector de Tavarede e Carritos ( $-0.4$  e  $-0.5$ , respectivamente), onde a densidade de construção é superior.

Analisando o padrão da humidade relativa numa noite com valores elevados desta variável, ao espaço urbano correspondia, de uma forma geral, um núcleo “seco” com maior intensidade na Av. Do Brasil ( $-5.3\%$ ) e no início da Av. Dr. Mário Soares, em Buarcos ( $-4.8\%$ ). Por seu turno, a restante área apresentava valores de humidade relativa superiores, com desvios de  $10\%$  ao longo do sopé da face setentrional da Serra da Boa Viagem, desde Quiaios a Cabanas (Figura 39).

Relativamente ao campo de vento, observou-se uma ligação estreita entre os locais mais ventosos e o principal relevo da área de estudo. Com ventos do quadrante Norte, a velocidade instantânea do vento no espaço urbano foi inferior a  $3\text{ m/s}$ , destacando-se determinados locais na cidade que apresentavam uma canalização e conseqüente aceleração dos fluxos, nomeadamente ao longo da várzea de Buarcos ( $2.9\text{ m/s}$ ), Av. Francisco Ferreira ( $2.6\text{ m/s}$ ), a qual constitui o prolongamento da Av. Dr. Mário Soares, e na Av. Joaquim de Carvalho ( $2\text{ m/s}$ ).

No entanto, o local com uma velocidade do vento superior, com  $7.1\text{ m/s}$ , registou-se no primeiro ponto de paragem aos  $50\text{ m}$ , assim que a subida à Serra da Boa Viagem se inicia, o que tratando-se de um local exposto, denota a aceleração que os fluxos de N/NW sofrem ao contornarem o Cabo Mondego, mantendo-se acima dos  $5\text{ m/s}$  nos cimos desflorestados da serra, diminuindo para  $1.5\text{ m/s}$  nos sectores com coberto arbóreo.

Neste sentido, esta campanha de observação demonstrou, acima de tudo, que por influência de uma espessa camada de ar marítimo, com valores muito elevados de humidade relativa do ar e velocidade do vento pontualmente moderada, os contrastes termohigrométricos espaciais são significativamente atenuados, especialmente pela ausência de drenagem e acumulação de ar frio, identificada na maioria dos percursos nocturnos realizados. As razões devem-se essencialmente à velocidade do vento, moderada no cume da Serra da Boa Viagem, o que para além de impedir a produção de ar frio (pela maior turbulência e mistura do ar), dificulta a drenagem desse mesmo ar ao longo das vertentes, o que de facto comprova a existência de um limiar mínimo da velocidade do vento para que tais processos se manifestem.

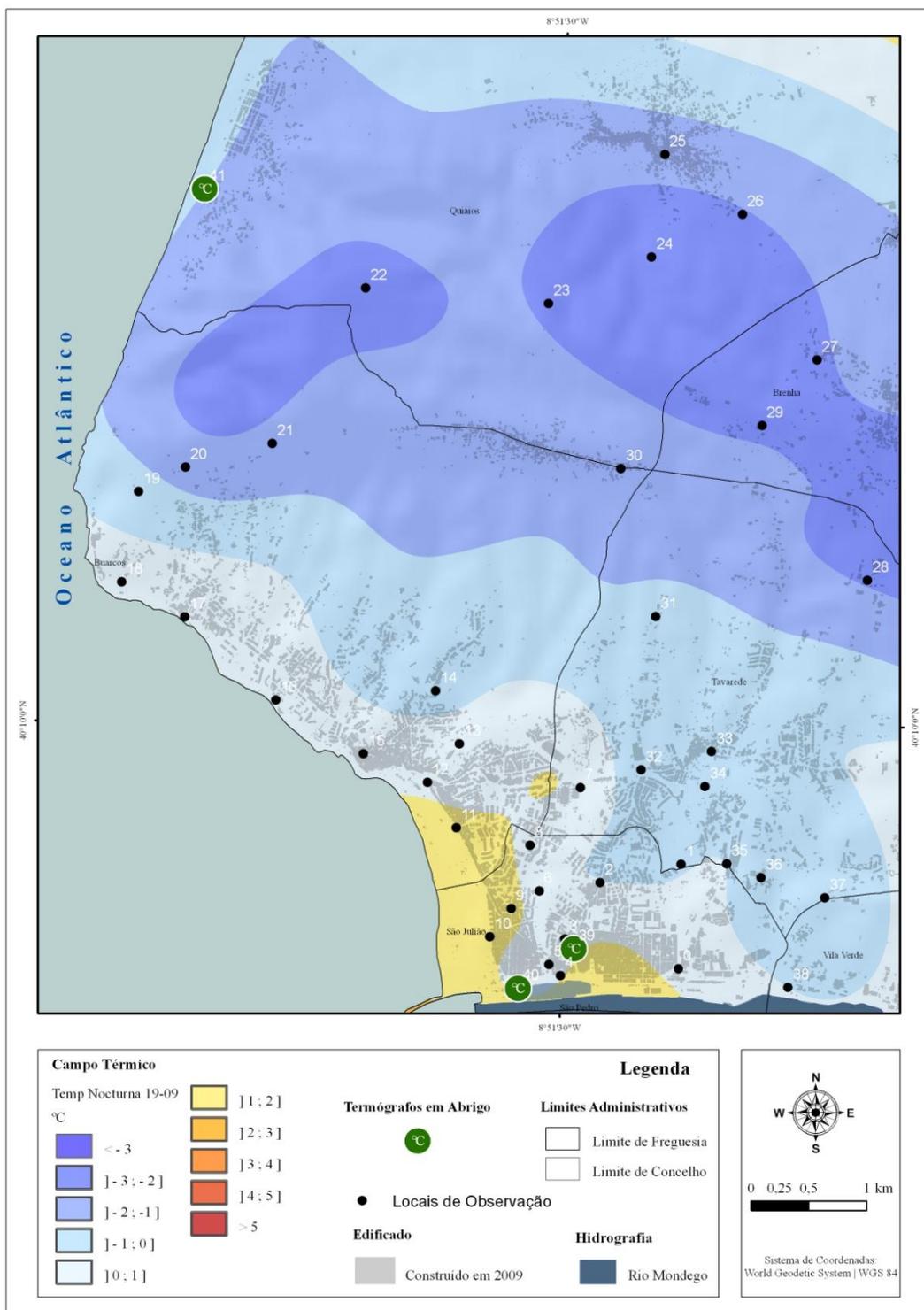


Figura 38 - Campo térmico na noite de 19/09/2011.

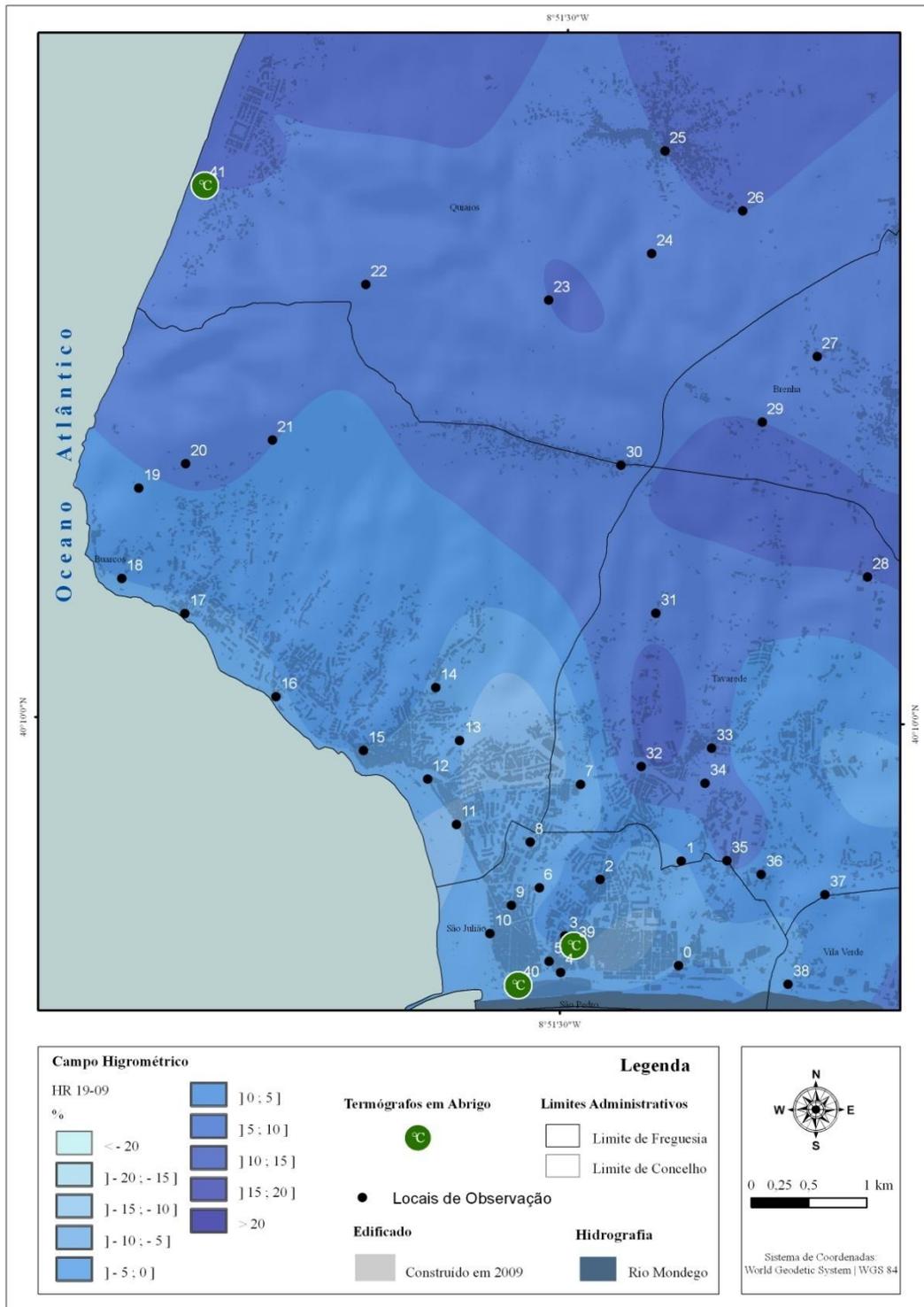


Figura 39 - Campo higrométrico na noite de 19/09/2011.

### 2.2.3. O exemplo do campo termohigrométrico de contrastes significativos em dois momentos consecutivos

Na noite de 4 para 5 de Outubro de 2011, realizaram-se duas campanhas de observação consecutivas, com o objectivo de analisar a evolução espaço-temporal do campo termohigrométrico, tendo-se recolhido simultaneamente dados relativos à direcção e velocidade do vento nos locais monitorizados.

Apesar de já representar uma situação de Outono, o mês de Outubro de 2011 apresentou características meteorológicas particulares, tendo manifestado as temperaturas médias, máximas e mínimas mais elevadas, em Portugal continental, desde 1931, com anomalias de +2,7°C, +4,7°C e +0,7°C, respectivamente, enquanto que os valores de precipitação foram inferiores aos valores “normais” de 1971-2000, de acordo o Instituto de Meteorologia.

Deste modo, as condições sinópticas aquando das campanhas de observação, caracterizaram-se pela acção de um anticiclone de bloqueio desenvolvido em crista (eixo SW-NE) sobre a Europa Ocidental, definindo-se uma depressão centrada entre os Açores e a Madeira e uma outra sobre o Sudeste Europeu (Figura 40).

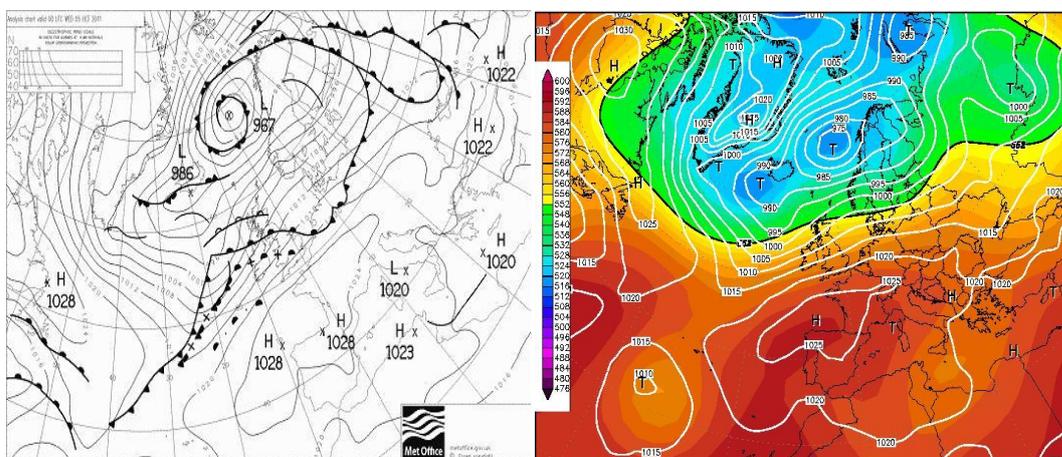


Figura 40 - Situação sinóptica à superfície (nmm) e ao nível de 500 (hPa) às 0h UTC no dia 05/10/2011.

Legenda: H: Centro de Altas Pressões; T e L: Centro de Baixas Pressões.

Fontes: A- [www.metoffice.gov.uk/](http://www.metoffice.gov.uk/) B - [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

Em função do campo barométrico acima descrito, o estado de tempo em Portugal continental, foi influenciado, à superfície (nmm), por uma corrente de Leste de ar tropical continental (massa de ar quente e seco), o que determinou valores baixos de humidade relativa do ar e valores muito elevados de temperatura do ar. Nas áreas do litoral, os valores de temperatura do ar foram inferiores e a humidade relativa do ar superior, em função da rotação do vento de Este para NW ao fim da manhã, intensificando a acção das brisas no “arrefecimento” das áreas costeiras.

Com um tipo de tempo marcado por fraca nebulosidade, elevada humidade relativa e vento fraco, durante a noite e início da madrugada, com a perda de intensidade da circulação de N/NW, o fluxo sinóptico de Leste restabeleceu-se novamente no litoral, incrementando os contrastes termohigrométricos espaciais, em função das situações de abrigo aos ventos de Leste.

Com a realização da primeira observação (Figura 41), a distribuição das temperaturas relativas ao ponto de referência apresentavam contrastes máximos entre o conjunto de todos os locais observados de 6.7°C. Analisando-se o campo térmico resultante do primeiro percurso de observação, constata-se a definição de dois núcleos “quentes” de intensidade e génese distintas. Por um lado, o principal núcleo “quente” com um desvio de 2.8°C, definido no sector somital da serra da Boa Viagem, devido à exposição ao fluxo de Leste, ao qual se associava um núcleo de “secura” (14.2%). Por outro lado, ao espaço urbano da Figueira da Foz, correspondia um outro núcleo “quente”, no entanto com descontinuidades espaciais, tornando-o heterogéneo tanto na forma como na intensidade, em função das características morfológicas da cidade e da proximidade ao oceano Atlântico, e ao estuário do Mondego.

Deste modo, no espaço urbano o principal núcleo correspondia ao sector sul da cidade, onde a ocultação do horizonte e a impermeabilização do solo é elevada, com um desvio de 1.9°C na Rua dos Bombeiros Voluntários, enquanto nas avenidas marginais expostas ao Mondego e ao Atlântico, as anomalias térmicas eram inferiores, variando entre os 1.1°C na Av. de Espanha e os 1.7°C na Av. do Brasil.

Considerando os espaços verdes (Abadias) e não urbanizados (sector meridional da Várzea de Tavarede), estes locais apresentavam uma temperatura do ar superior relativamente ao ponto de referência de apenas 0.3°C, em ambos os casos, no entanto relativamente aos espaços urbanizados envolventes, representavam “células de frescura e humidade”. No caso do parque verde das Abadias, a magnitude do designado efeito de “*park cool island*” era de -0.5°C.

Por seu turno, os principais núcleos de “frescura” relacionados com processos de drenagem e acumulação de ar frio em locais abrigados e com um reduzido índice de impermeabilização do solo, verificavam-se a Norte da Serra da Boa Viagem, em particular no sopé da vertente setentrional, na rua de São Mamede, com uma anomalia térmica de  $-3.9^{\circ}\text{C}$  e de menor intensidade ao longo da rua da Figueira da Foz, que acompanha a base da vertente, com uma anomalia de  $-2.5^{\circ}\text{C}$ . Nesta situação a inversão térmica entre a base e o topo da vertente norte era de  $6.9^{\circ}\text{C}$ , definindo assim um intenso e espesso “lago de ar frio”.

Por sua vez, na praia de Quiaios o desvio térmico era de  $0.7^{\circ}\text{C}$ , valor que reflecte não só a acção amenizadora do Atlântico, mas também o carácter extremamente localizado do “lago de ar frio” de Quiaios, que devido à morfologia envolvente o coloca em situação de abrigo relativamente aos fluxos de trajecto oceânico, permitindo deste modo que as brisas de montanha se desenvolvam.

Outros núcleos de acumulação de ar frio, embora de menor intensidade, verificavam-se na base da vertente meridional, mais precisamente no sector de Tavadrede, na Rua A Voz da Justiça ( $-1.9^{\circ}\text{C}$ ) e na Av. Francisco Sá Carneiro ( $-1.4^{\circ}\text{C}$ ), aqui relacionado com a drenagem e canalização de ar frio ao longo do vale da ribeira de Tavadrede, definido entre os interflúvios de Condados e Saltadouro.

Para além deste núcleo de “frescura”, definia-se outro núcleo a Norte das costeiras de Salmanha em Carritos, com uma anomalia térmica de  $-1.4^{\circ}\text{C}$ . Do mesmo modo, processos similares ocorriam nos fundos de vale associados à ribeira da Várzea e seus afluentes, na área envolvente à Av. Dr. Mário Soares, com uma anomalia de  $-0.7^{\circ}\text{C}$  (Várzea de Buarcos).

Relativamente ao campo de humidade relativa (Figura 42), a amplitude dos contrastes espaciais neste primeiro percurso era de 24.2%. Ao início da madrugada, definia-se já uma importante célula de “secura” ao longo do alinhamento da Serra da Boa Viagem e Alhadas, apresentando uma intensidade máxima de -14.2% na Rua Estrada da Serra, a 200 m de altitude e prolongando-se para o sector da Ferrugenta (9%).

Por sua vez, o restante espaço urbano, peri-urbano e rural (desenvolvido a cotas inferiores), correspondia a uma vasta célula de “humidade”, em função da presença de uma massa de ar fresca e húmida alóctone, associada aos fluxos de NW/W. Contudo, em determinados sectores do espaço urbano identificavam-se algumas células de “secura”, bem definidas espacialmente em função da sua exposição ao fluxo regional de NE/E, particularmente evidente no sector da várzea de Buarcos, com uma anomalia de humidade relativa de -5.3% (Av. Dr. Mário Soares I).

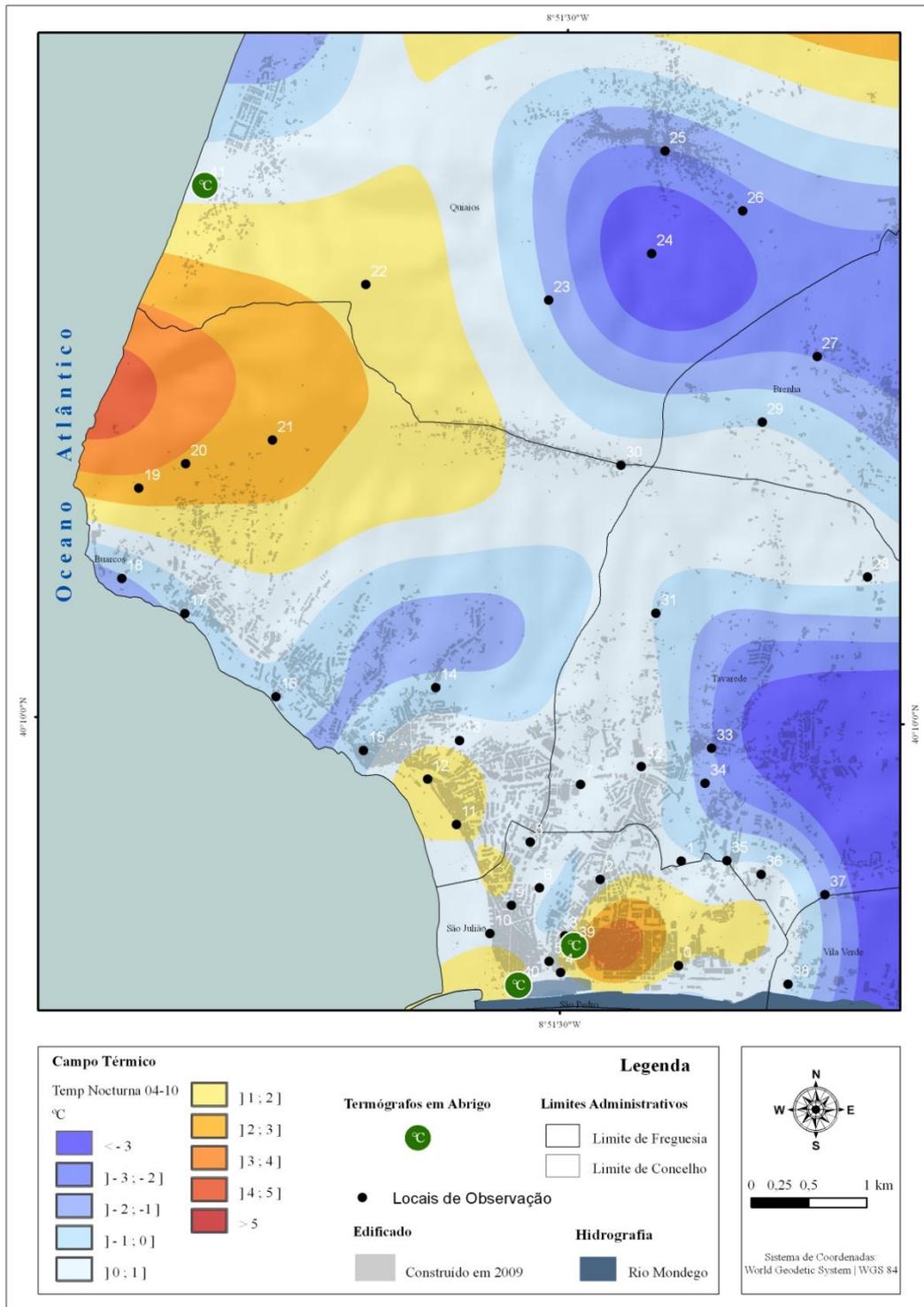


Figura 41 - Campo térmico na noite de 4/10/2011.

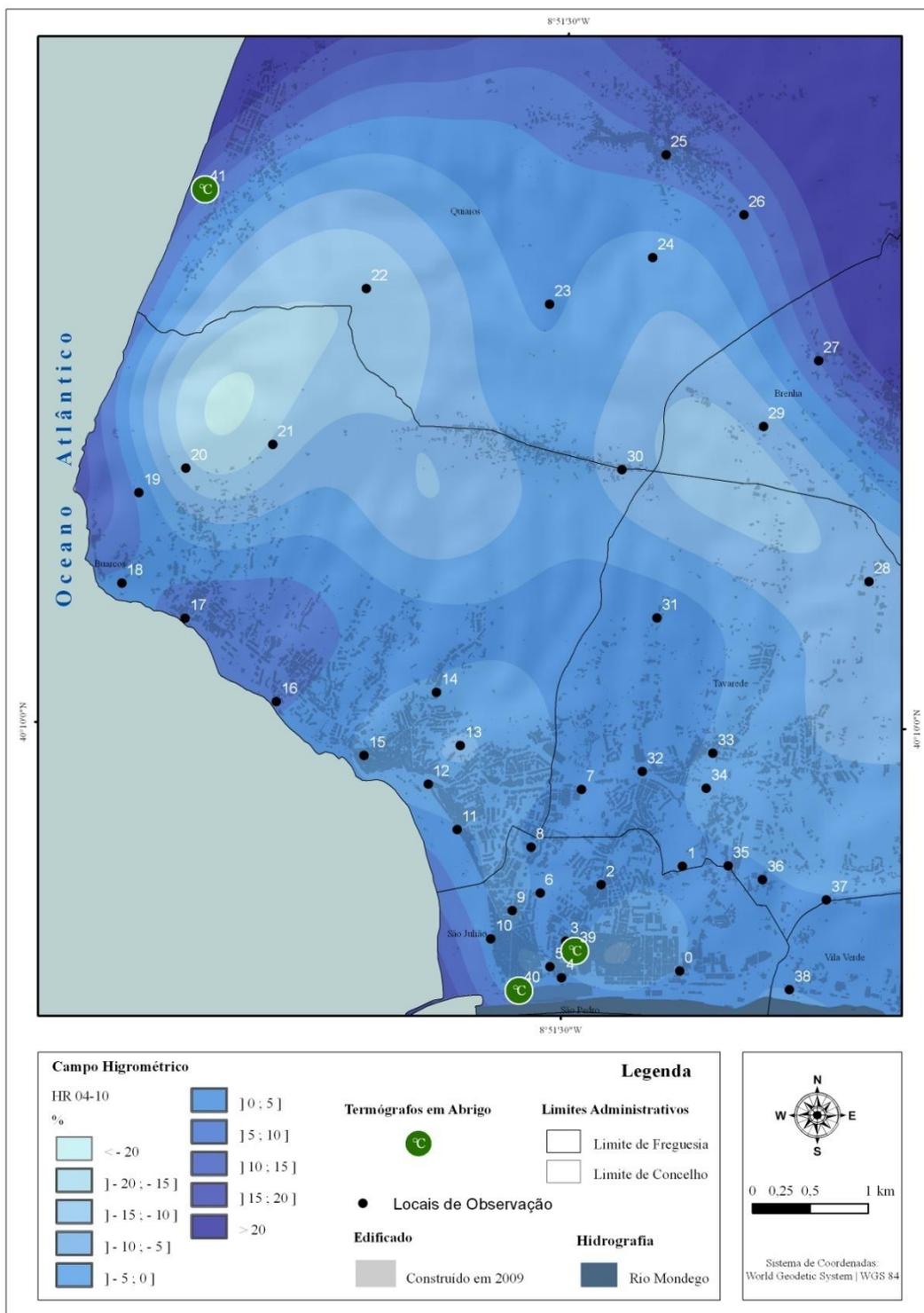


Figura 42 - Campo higrométrico na noite de 4/10/2011.

Na segunda campanha de observação, os contrastes termohigrométricos espaciais acentuaram-se ao longo da madrugada, passando dos 6.9°C (percurso 1) para os 10.6°C. O principal núcleo “quente” identificado no primeiro percurso recrudescceu, apresentando agora uma intensidade máxima de 8°C nos níveis culminantes da Serra da Boa Viagem, em particular nos locais desprovidos de vegetação de porte arbóreo e por isso mais expostos aos fluxos de Leste responsáveis pela advecção de ar mais quente e seco (Figura 43).

A intensificação do núcleo “quente” ficou marcado pelo aumento da temperatura do ar entre a 1h e as 4h da madrugada nos locais sobreelevados, nomeadamente de 2.7°C no sector culminante da serra, (R. Estrada da Serra, Miradouro da Bandeira), de 3.6°C na vertente setentrional (150 m) na Rua de São Mamede e de cerca de 1°C na Ferrugenta.

A conjugação destes factores, determinaram a interrupção dos fluxos catabáticos e a diminuição da espessura do “lago de ar frio” de Quiaios ao longo da madrugada. Do mesmo modo, assistiu-se a um incremento da inversão térmica, enquanto que, a manutenção da temperatura e um ligeiro aumento da humidade relativa do ar no núcleo do “lago de ar frio”, indicam-nos o carácter estacionário desta célula de “frescura e humidade”, verificando-se uma diferença de 10°C entre a base da vertente voltada para Quiaios (14.2°C) e o cume da Serra da Boa Viagem (24°C).

Por sua vez, o núcleo “quente” secundário relativo ao espaço urbano identificado no primeiro percurso manteve-se, apesar de um arrefecimento generalizado. Contudo as descontinuidades termohigrométricas acentuaram-se, em função dos diferentes balanços radiativos com influência directa nas taxas de arrefecimento.

Deste modo, o sector com temperaturas do ar superiores correspondia ao núcleo histórico de São Julião (Bairro Velho), com uma anomalia positiva de 2.1°C, enquanto que o Bairro Novo apresentava desvios positivos pouco significativos (inferiores a 1°C), registando-se ao longo das avenidas expostas ao Mondego e Atlântico, desvios de 1.2°C.

Nesta segunda campanha de observação, o principal espaço verde da cidade (Parque das Abadias), apresentava um desvio de 0.2°C, constituindo uma “célula de frescura e humidade” pouco significativa no conjunto do campo termohigrométrico urbano, com uma diferença de 1.9°C relativamente ao principal núcleo quente, localizado a uma distância de cerca de 400 metros para Este.

No fundo de vale da várzea de Buarcos, localizava-se a principal “célula de frescura” de todo o campo termohigrométrico, com um desvio de -2.6°C, inclusivamente mais intensa que o “lago de ar frio” de Quiaios (-1.6°C). Relativamente à acumulação de ar frio na várzea de Tavarede, identificada aquando da primeira observação, registou-se a intensificação deste processo, correspondendo agora

a um “lago de ar frio” generalizado a todo o fundo de vale com um eixo de desenvolvimento N-S, sendo de maior magnitude no sopé da vertente meridional, na Rua A Voz da Justiça, com uma anomalia de  $-1.8^{\circ}\text{C}$  e de  $-1^{\circ}\text{C}$  na Rua da Várzea. A evolução desta célula indicia a forma pulsar como a drenagem do ar frio e denso se processou nos locais topograficamente deprimidos e, acima de tudo, por se encontrarem “abrigados” dos fluxos de Leste.

Neste período da madrugada os contrastes da humidade relativa do ar aumentaram, tendo passado de 24.2% para 35.2% (Figura 44). No seguimento da análise do campo térmico relativo ao segundo percurso, destacam-se dois núcleos principais com características distintas. Assim, na Serra da Boa Viagem a célula de “secura” intensificou-se, com um desvio máximo de -35% (Rua Estrada da Serra).

No restante espaço urbano e peri-urbano dominava uma célula “húmida” homogénea, apresentando desvios inferiores a 5%, com a humidade relativa do ar a situar-se em termos médios nos 90%, em contraponto aos 59% de humidade relativa do ar registados de madrugada no Miradouro da Bandeira.

Destas duas campanhas de observação, onde ficou evidente a estratificação vertical do ar, destaca-se a importância da intensificação do fluxo sinóptico de NE/E e a conseqüente diminuição da espessura da camada basal de ar marítimo proveniente de NW/W no incremento dos contrastes termohigrométricos à escala local.

Esta situação determinou que este sector da faixa costeira ocidental da Península Ibérica se encontra-se “submersa” num fluxo de NW, marítimo, relativamente fresco e húmido, pouco espesso e limitado superiormente por uma inversão térmica (com a base a altitudes superiores ao cume da Serra da Boa Viagem).

Contudo, com o avançar da noite e madrugada, a intensificação do fluxo de Leste diminuiu a espessura do ar marítimo subjacente (maior densidade), permitindo que os locais de maior altitude “emergissem” da camada basal, com a conseqüência de uma intensificação da inversão térmica, cuja base passou a situar-se a altitudes inferiores às do topo da Serra da Boa Viagem.

Do mesmo modo, verificou-se uma intensificação local de “lagos de ar frio” (Várzeas de Buarcos e Tavadede), em contraste com outras áreas deprimidas onde habitualmente ocorre acumulação de ar frio (sopé da vertente Norte - Quiaios), mas que, porque não abrigadas dos fluxos de Leste, aparecem, nestas condições sinópticas, atenuados, coincidindo com uma maior secura local do ar do que é habitual. Com isto, o padrão do campo termohigrométrico de superfície altera-se significativamente.

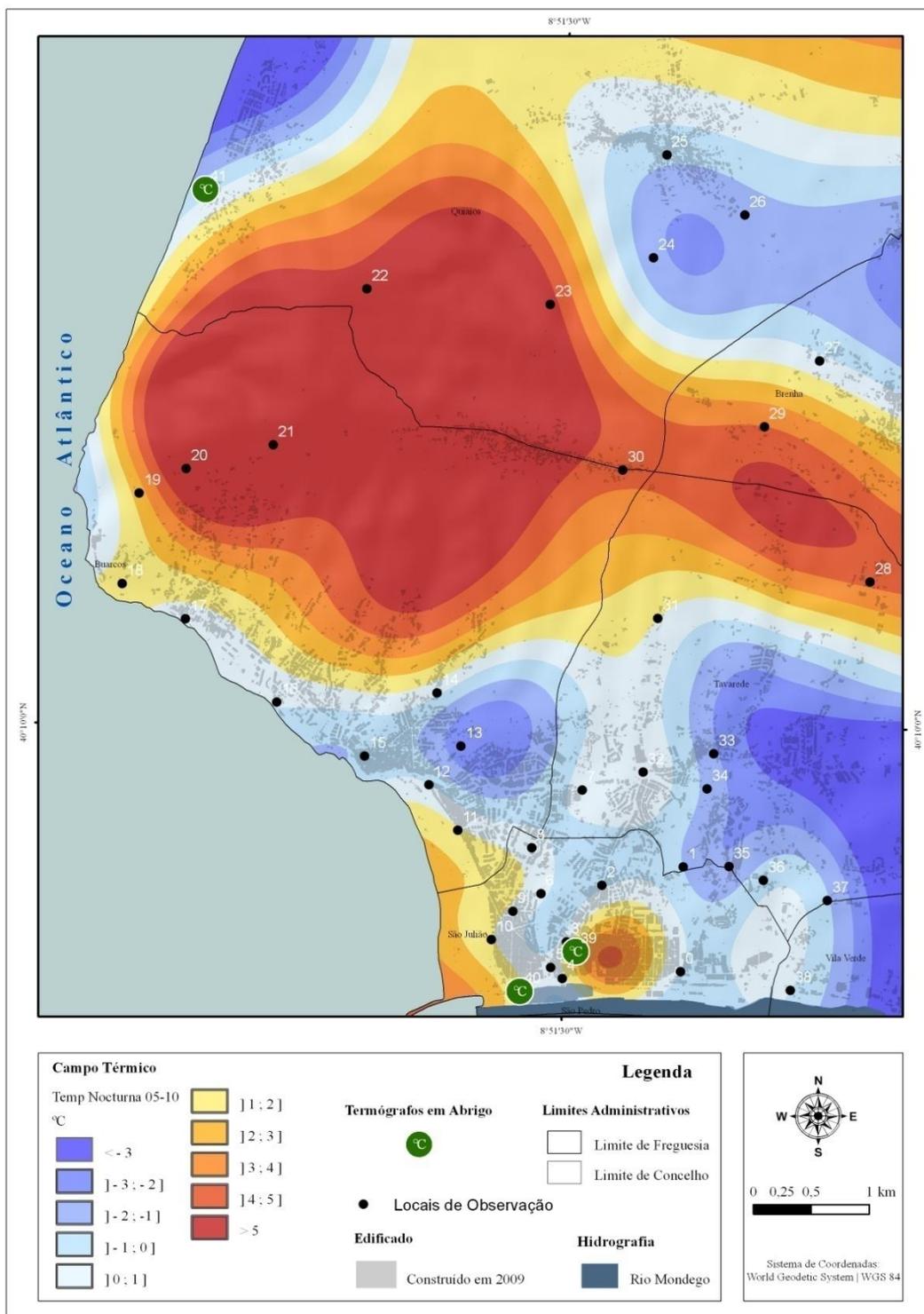


Figura 43 - Campo térmico na madrugada de 5/10/2011.

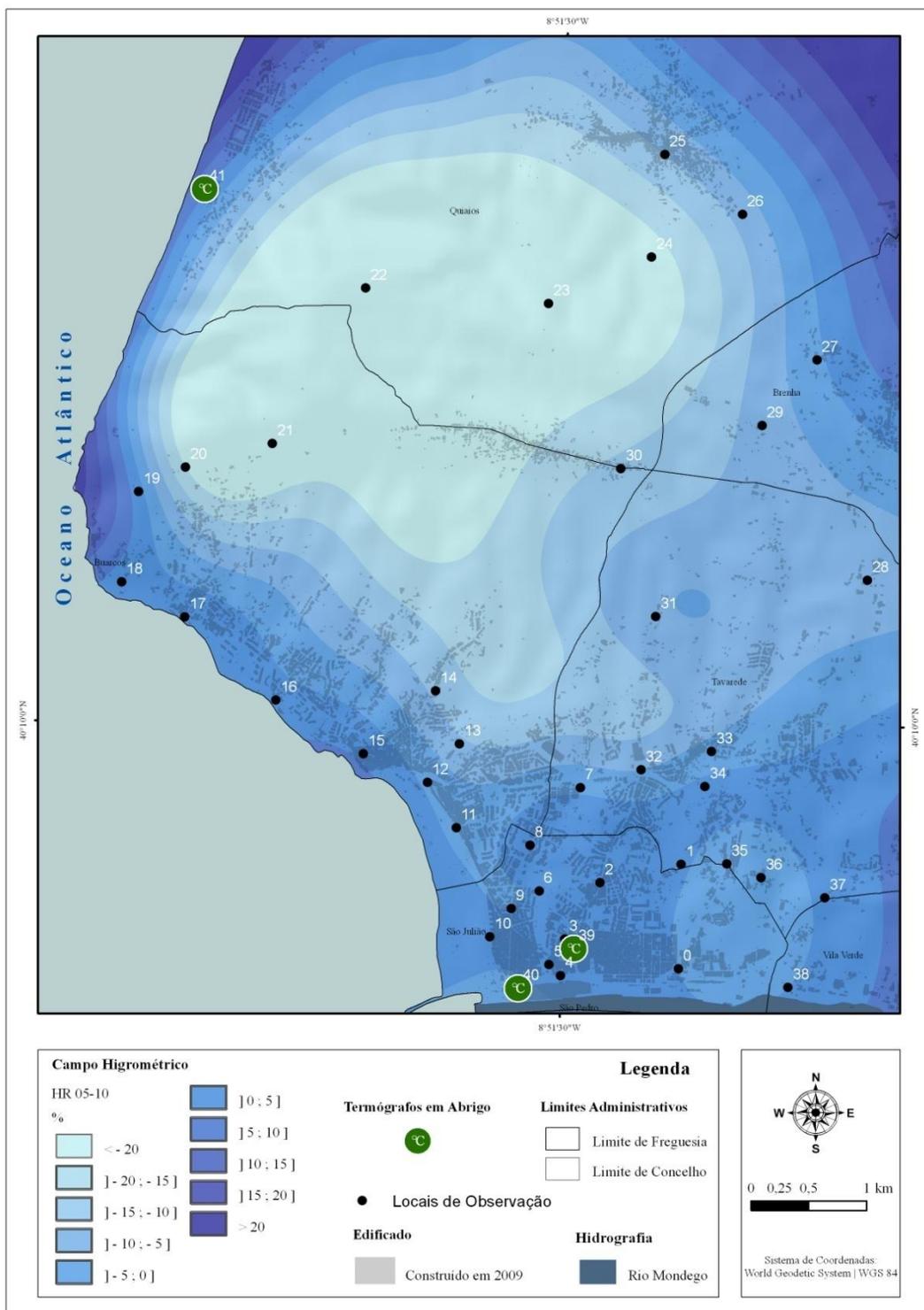


Figura 44 - Campo higrométrico na madrugada de 5/10/2011.

## **CAPÍTULO VI**

### **Definição dos Climatopos e Orientações Climáticas**



De acordo com o novo paradigma urbano, as cidades são cada vez mais projectadas e idealizadas sob o desígnio da sustentabilidade urbana. Para além de uma maior eficácia energética, a sustentabilidade tem como objectivo a melhoria da qualidade de vida dos cidadãos e a redução dos impactes ambientais decorrentes do processo de urbanização, ao que se acrescenta um cenário de mudanças climáticas, o que contribui para um aumento da complexidade do sistema climático urbano.

Deste modo, para que as cidades se tornem mais sustentáveis do ponto de vista ambiental, um dos “caminhos” a percorrer passa pela compreensão e aplicação da informação climática urbana nos processos de planeamento e de desenho das cidades. Para isso é necessário que o conhecimento climático seja “traduzido” numa linguagem passível de aplicação pelos agentes de planeamento (ELIASSON, 2009), numa lógica de plataforma de informação que permita uma crescente comunicação e colaboração interdisciplinar (CHAO *et al.*, 2010).

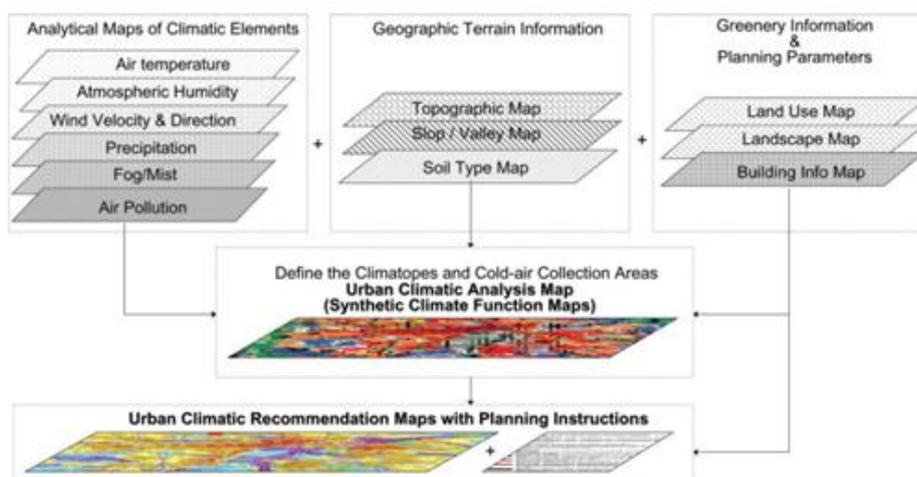
É neste contexto que se insere o presente capítulo, onde fundamentalmente se procura traduzir o conhecimento anteriormente adquirido sobre as principais características topoclimáticas em cartografia temática de cariz aplicado, destacando-se o mapa sintético de funções climáticas com as respectivas orientações climáticas elencadas.

## 1. OS MAPAS CLIMÁTICOS URBANOS

Os mapas climáticos urbanos têm a sua origem na segunda metade do século XX, na Alemanha, país, entre outros, onde a vertente aplicada da Climatologia urbana se encontra mais desenvolvida. Esse facto resultou num reconhecimento expresso da importância de se integrarem os factores topoclimáticos nos processos de planeamento urbano, remetendo-se para os artigos de CHAO *et al.* (2010) e ALCOFORADO (2006) uma revisão mais aprofundada do estado da arte sobre esta temática.

De uma forma geral, cada vez mais os mapas climáticos são encarados como uma importante ferramenta, não só ao dispor dos agentes de planeamento e ordenamento do território, mas também de arquitectos ou engenheiros civis, por exemplo. A mais-valia destes documentos normalmente traduzidos em peças cartográficas e acompanhados das respectivas notícias explicativas, reside no facto de “transmitirem” de forma sintética as principais especificidades do clima urbano em causa, destacando-se como principais elementos considerados a avaliação do ambiente térmico e as condições de ventilação na atmosfera urbana inferior (BAUMÜLLER *et al.*, 1992; ALCOFORADO *et al.*, 2005).

Em função dos seus objectivos, os mapas climáticos urbanos subdividem-se em mapas urbanos de análise climática (também designados de mapas sintéticos das funções climáticas) e mapas de avaliação climática. Nos primeiros, com base na integração de vários níveis de informação, como a análise das principais variáveis climáticas (temperatura e humidade do ar, precipitação, direcção e velocidade do vento, nebulosidade e radiação solar), a ocupação e uso do solo, a topografia e a vegetação, definem-se unidades de resposta climática homogénea (climatopos). Estas unidades correspondem a áreas homogéneas do ponto de vista físico (em termos de morfologia urbana e posição topográfica) que interagem de modo particular com a atmosfera. Assim, a cada climatopo corresponderá um clima local próprio, que condicionará de forma diferenciada a vida e as actividades humanas e que exigirá, portanto, medidas específicas para reduzir os impactes negativos e aproveitar as características positivas do clima urbano (ALCOFORADO, 2010). Por seu turno, a espacialização dessas medidas sob a forma de um plano de acção adequado à realidade de cada cidade, constituem os mapas de avaliação climática (Figura 45).



Fonte: CHAO, *et al.* (2010).

Figura 45 - Estrutura dos mapas climáticos.

## 2. METODOLOGIA

Para a elaboração do mapa urbano de análise climática e a respectiva definição dos climatopos, utilizámos uma metodologia desenvolvida e aplicada na cidade de Hong Kong (NG *et al.*, 2008). Em traços gerais, esta metodologia através da definição de ponderações de sentido negativo ou positivo atribuído aos vários níveis de informação considerados, classifica oito classes climáticas que traduzem as características térmicas e as condições de ventilação de cada unidade na atmosfera urbana inferior, permitindo através dessa mesma classificação a definição dos climatopos.

Assim, a cada climatopo corresponde um nível de vulnerabilidade relativamente a situações de desconforto bioclimático (com maior precisão para o período de Verão), indicando-nos, por um lado as áreas que devem ser preservadas, uma vez que são fundamentais ao equilíbrio do clima urbano (áreas de produção e drenagem de ar frio; corredores de ventilação associados às brisas; espaços verdes) e por outro lado os locais da cidade mais vulneráveis do ponto de vista climático, para o qual contribui o efeito urbano no incremento da carga térmica e na redução da ventilação, sendo por isso necessárias medidas de mitigação. Todo o processo teve por base o recurso aos Sistemas de Informação Geográfica, tendo sido definida uma grelha de 100mX100m para a área de estudo, com uma resolução de 10m.

Partindo da análise da Figura 46, a qual representa a estrutura e a informação utilizada para a elaboração do mapa urbano climático, este é o resultado da soma entre a carga térmica e a ventilação potencial, os quais por sua vez são definidos por seis níveis de informação.



Figura 46 - Níveis de Informação utilizados na elaboração do mapa climático urbano.

Quadro 18 - Caracterização dos níveis de informação

Critério Físico	Efeito Climático	Bases Científicas	Níveis de Informação
Carga Térmica	Negativo	Volumetria do Edificado	Layer 1 - Volumetria urbana
	Positivo	Altitude	Layer 2- Topografia
		Efeitos Bioclimáticos	Layer 3 - Espaços Verdes
Ventilação Potencial	Negativo	Permeabilidade Urbana	Layer 4 - Densidade de construído
	Positivo	Efeitos Bioclimáticos da Produção e Drenagem de ar frio (Verão)	Layer 5 - Espaços Naturais
		Efeitos Bioclimáticos dos Sistemas de Brisas	Layer 6 - Proximidade a espaços abertos

---

## 2.1. Carga Térmica Potencial

---

Para a definição da carga térmica potencial, consideraram-se três níveis de informação: a volumetria urbana, a topografia e os espaços verdes existentes na área de estudo. No caso da volumetria urbana, integrou-se a altura aproximada dos edifícios (considerando que cada piso corresponde a 3m de altura) e a sua área, uma vez que quanto maior for a volumetria de uma cidade, maior será a carga térmica do espaço urbano em causa. Para o cálculo da volumetria do edificado definiram-se 6 classes, desde a classe dos 0% que corresponde à classe sem qualquer impacte térmico até à classe superior, de 25%, a de maior impacte.

Tendo em conta a influência da Serra da Boa Viagem no clima local, também foi considerada a topografia, uma vez que a altitude tem um efeito directo na temperatura do ar, correspondendo as áreas a maior altitude aos locais mais frescos (principalmente durante as tardes de Verão). Para além da influência da altitude no gradiente térmico vertical, os locais mais elevados correspondem igualmente aos sectores melhor ventilados, com velocidades de vento superiores. Neste sentido, através da elaboração de um TIN (*Triangular Irregular Network*) com base em curvas de nível equidistantes de 10m, procedeu-se à sua reclassificação e definiram-se 4 classes que nos indicassem o efeito topográfico no clima local em geral, e no clima urbano em particular. Assim, aos locais com uma altitude superior a 150m (Serra da Boa Viagem) atribuiu-se a ponderação máxima de -3, na medida em que estes locais não contribuem para o aumento da carga térmica, antes pelo contrário, atenuam-na.

Tendo em consideração a influência determinante que os espaços verdes exercem na temperatura do ar na atmosfera urbana inferior, integrar os espaços verdes nesta metodologia é fundamental, devido ao seu efeito mitigante no *superavit* energético urbano, contribuindo por isso para a diminuição da carga térmica. Neste sentido, consideraram-se as áreas que têm ou não espaços verdes.

O cálculo da volumetria urbana, da influência topográfica e dos espaços verdes resultou no mapa da carga térmica potencial. Da análise da Figura 47, identificam-se os locais da área de estudo que apresentam uma carga térmica superior, coincidindo com os sectores da cidade onde a volumetria e a densidade de construção é maior.

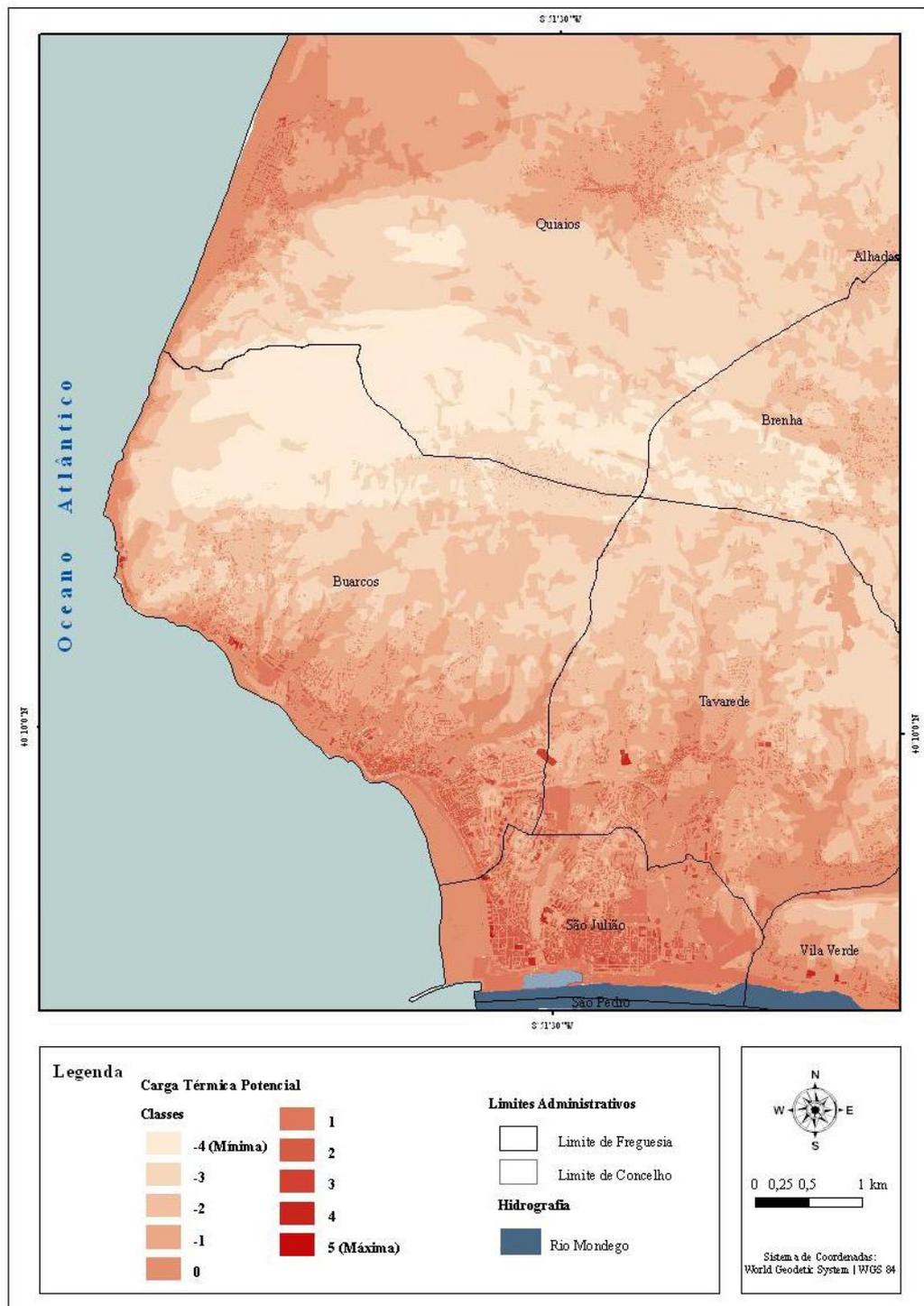


Figura 47 - Carga térmica potencial.

Em função das campanhas de observação itinerantes realizadas e da análise dos resultados obtidos a partir dos termógrafos fixos colocados em abrigo, confirma-se a relação existente entre os locais com maior capacidade térmica e as temperaturas do ar mais elevadas no espaço urbano e que são em parte consequência da situação de abrigo relativamente às brisas marítimas. Em oposição, aos sectores de maior altitude e mais arborizados da Serra da Boa Viagem correspondem as classes de menor carga térmica.

---

## 2.2. Ventilação Potencial

---

Para o cálculo da ventilação potencial integrou-se a densidade de construído, os espaços naturais e os espaços abertos. Relativamente à densidade de construído, a sua consideração permitiu obter a influência que os edifícios provocam na diminuição da velocidade do vento em meio urbano, tendo sido definidas três classes que expressam a relação inversa entre a densidade de construído e a ventilação potencial.

Com a consideração dos espaços naturais, equiparou-se a rugosidade originada pelas áreas florestais à provocada pelos espaços urbanos na diminuição da velocidade do vento (o que aliás se verificou no decorrer das observações), distinguindo-se as áreas florestais das áreas verdes de vegetação herbácea, uma vez que os valores de rugosidade são inferiores.

Em muitas situações, as características da morfologia urbana dificultam a ventilação dos espaços urbanos através da criação de autênticas “barreiras” que impedem a penetração das circulações locais do ar (brisas marítimas, brisas de campo, brisas de montanha) ou mesmo dos fluxos regionais. Perante este facto, é importante avaliar a existência de espaços abertos (funcionando como corredores de ventilação), uma vez que influenciam o clima local e desempenham uma influência positiva sobre o ambiente urbano. Para a sua quantificação integraram-se dois níveis de informação: a proximidade aos corpos aquáticos e os declives mais significativos que potenciam a drenagem, por gravidade, de ar mais frio (fluxos catabáticos). Para a definição do primeiro nível de informação e com o objectivo de se identificarem as áreas mais expostas às brisas marítimas (fundamentais para a amenização do campo térmico no período estival) e aos fluxos canalizados ao longo do estuário do Mondego, calcularam-se três *buffers* relativamente à linha de costa e ao rio Mondego, com distâncias de 0-70m, de 70-140m e superior a 140m, com as devidas ponderações.

Por fim, consideraram-se os declives significativos da área de estudo (superiores a 40%), uma vez que estes representam um indicador dos locais onde a topografia constitui um elemento decisivo na drenagem e canalização dos fluxos catabáticos nocturnos (identificados em vários locais aquando da realização de observações), assumindo-se que este ar mais frio, na época quente do ano, constitui

um elemento benéfico para o clima urbano. Por sua vez, no Inverno, em noites de acentuado arrefecimento, os sectores topograficamente deprimidos e localizados no sopé das vertentes, constituem as áreas mais propícias ao desenvolvimento de lagos de ar frio, potenciadores de situações de desconforto bioclimático.

Da análise da Figura 48, para além da frente atlântica e estuarina e dos sectores da Serra da Boa Viagem sem vegetação arbórea (aqueles que correspondem aos locais melhor ventilados), é possível identificar os principais corredores de ventilação do espaço urbano, sendo nítida a importância do Parque Verde das Abadias e das Várzeas de Tavadede e Buarcos na canalização das principais circulações locais do ar, assumindo-se como importantes corredores de ventilação responsáveis pela “refrigeração” da cidade. Por sua vez, ao espaço urbano com maior densidade de construído correspondem as classes de menor ventilação potencial, sendo particularmente evidente essa redução da ventilação no sector mais antigo da Freguesia de São Julião (Bairro Velho) e em Buarcos (núcleo histórico), o que vai de encontro aos resultados das medições efectuadas no terreno, que já nos indicavam a menor velocidade do vento na atmosfera urbana inferior desses locais. Do mesmo modo, identifica-se a influência determinante da proximidade ao oceano Atlântico e ao rio Mondego nos contrastes espaciais de ventilação potencial.

---

### 2.3. Mapa Climático Urbano – Definição dos Climatopos

---

Sendo o mapa climático urbano o resultado da soma da carga térmica com a ventilação potencial, a metodologia utilizada estabelece 8 classes climáticas urbanas que traduzem as características térmicas e de ventilação de cada local, permitindo através dessa classificação a definição de grupos de climatopos. Para além disso e como já foi referido, a classificação identifica o grau de vulnerabilidade do espaço urbano, considerando a influência positiva ou negativa de cada classe no clima local.

Do mesmo modo, evidencia os locais que são fundamentais para o equilíbrio do sistema climático urbano e que por isso devem ser preservados e as áreas onde é necessário actuar e aplicar medidas de adaptação<sup>20</sup> ou de mitigação,<sup>21</sup> consoante o nível de vulnerabilidade identificado.

---

<sup>20</sup> Segundo o IPCC (2007), a “adaptação” consiste num ajuste nos sistemas naturais e humanos, como resposta aos estímulos climáticos actuais ou esperados e seus efeitos, limitando os constrangimentos e explorando as oportunidades das alterações climáticas: gerir aquilo que não se pode evitar.

<sup>21</sup> O conceito de mitigação num cenário de mudanças climáticas, é entendido como uma intervenção para reduzir o “forçamento” antrópico do sistema climático, o qual é particularmente visível nas áreas urbanas.

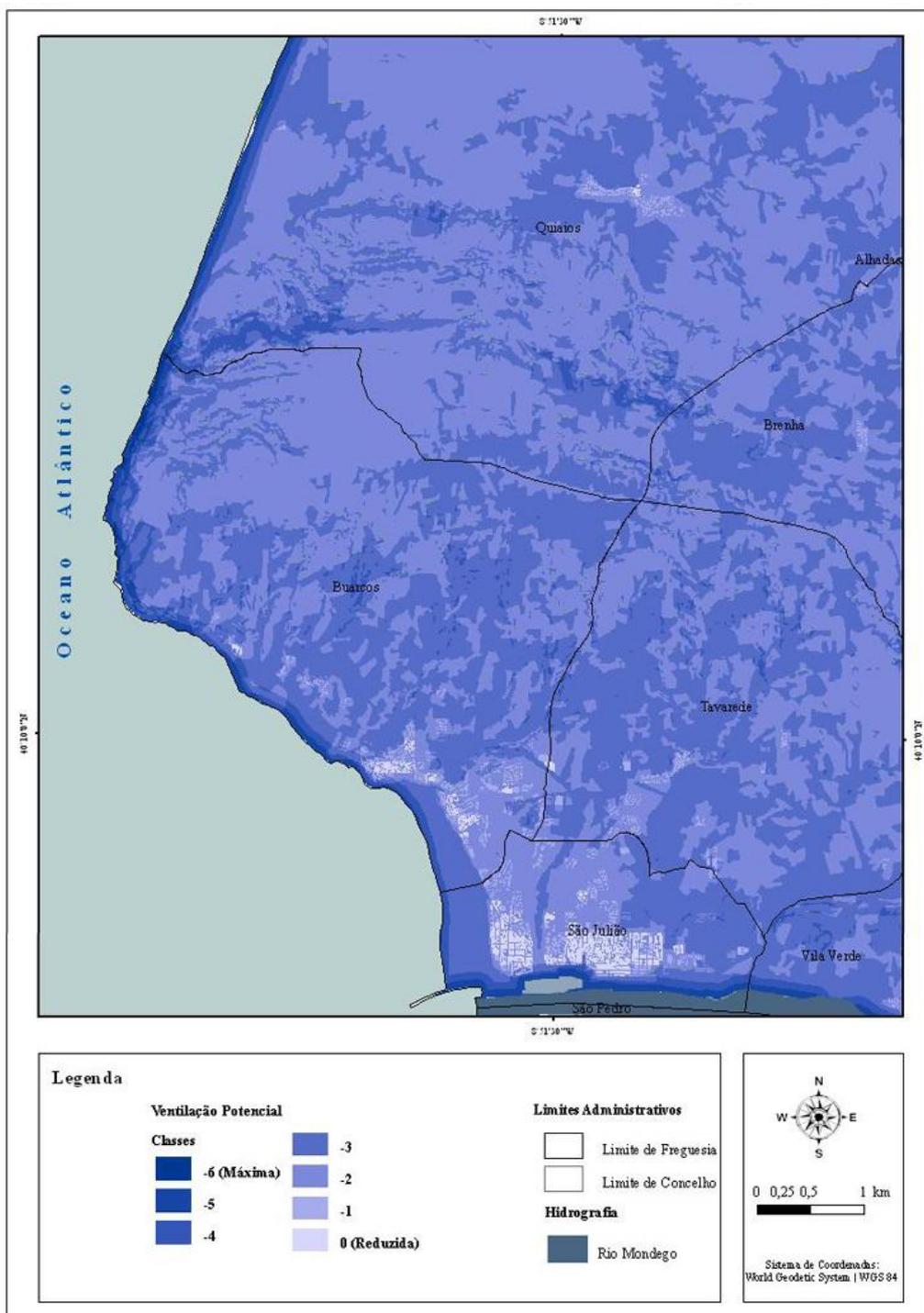


Figura 48 - Ventilação potencial.

No Quadro 19 apresentam-se as classes climáticas urbanas com a respectiva influência no conforto térmico. De acordo com a Figura 49 e Figura 50, constata-se que predominam as classes que apresentam uma carga térmica negativa ou pouco importante e boas condições de ventilação (1, 2, 3 e 4). As restantes 4 classes climáticas que traduzem de forma gradual um aumento da carga térmica e a redução da ventilação (factores potenciadoras de situações de desconforto bioclimático), encontram-se naturalmente associadas ao espaço urbano da Figueira da Foz (núcleos históricos de São Julião e Buarcos), locais que devido às características particulares da morfologia urbana apresentam uma elevada densidade de construção e de ocultação do horizonte.

Quadro 19 - Classes climáticas urbanas

Classes Climáticas Urbanas	Influência no Conforto Térmico
1 Carga térmica moderadamente negativa e boas condições de ventilação	Moderada Ventilação e Arrefecimento
2 Carga térmica ligeiramente negativa e boas condições de ventilação	Ligeira Ventilação e Arrefecimento
3 Carga térmica reduzida e boas condições de ventilação	Nula
4 Alguma carga térmica e condições de ventilação	Ligeiro impacte
5 Carga térmica moderada e algumas condições de ventilação	Impacte moderado
6 Carga térmica moderada e reduzidas condições de ventilação	Impacte moderado a forte
7 Carga térmica elevada e reduzidas condições de ventilação	Impacte forte
8 Carga térmica muito elevada e reduzidas condições de ventilação	Impacte muito forte

No entanto é de assinalar que a classe que traduz uma vulnerabilidade máxima (carga térmica muito elevada e reduzida ventilação), logo, com um forte impacte negativo no ambiente climático urbano, não apresenta qualquer expressão espacial que nos leve a considerá-la na nossa área de estudo.

Assim, com base nas classes climáticas definiram-se três grupos de climatopos, que por sua vez se subdividiram em sete unidades de resposta climática homogénea, para mais facilmente se sintetizarem os conhecimentos topoclimáticos adquiridos ao longo deste estudo (Quadro 20).

No grupo A (áreas com importância no equilíbrio climático da cidade), definiram-se três climatopos em função da modificação imposta por vários factores, tais como: a topografia (A1), os espaços verdes e fundos de vale (A2) e a proximidade ao oceano Atlântico e estuário do Mondego (A3). O climatopo A1, corresponde aos cimos da Serra da Boa Viagem, tendo sido considerada a altitude o principal factor de diferenciação climática. Durante o dia, em especial nas quentes tardes de Verão, constitui a principal célula de “frescura”, o que em situações de desconforto bioclimático pode representar uma óptima alternativa ou funcionando como complemento à praia, principalmente nas horas de radiação solar mais intensa e por isso de maior risco para a saúde pública. Com base nas

campanhas de observação efectuadas, durante o período nocturno, a Serra da Boa Viagem correspondia frequentemente a um núcleo quente não só de origem topográfica, mas também dinâmica. Aqui as velocidades do vento são significativas, principalmente onde a vegetação arbórea rareia, assim como nos locais sobranceiros ao mar (Cabo Mondego), onde é nítida a aceleração dos fluxos de Norte e Noroeste ao contornarem este obstáculo a fim de retomarem a sua esteira a sotavento.

Outro aspecto a referir prende-se com as diferenças climáticas existentes entre as vertentes Norte e Sul da Serra, determinadas pela influência termodinâmica da orografia na deslocação do ar, particularmente evidente quando sob a acção de vento com um rumo dominante bem definido e, ainda mais, quando proveniente do oceano e por isso, naturalmente, húmido (Nortada). De facto, é o que sucede em algumas ocasiões na Serra da Boa Viagem durante o período estival (Foto 8), quando o ar é suficientemente húmido e é obrigado a subir ao longo da encosta a barlavento, arrefecendo adiabaticamente e originando uma sucessão de alinhamentos nebulosos paralelos entre si e ao eixo longitudinal do relevo. Passado o cimo do alinhamento montanhoso, na vertente a sotavento, a massa de ar é subsidente e aquecida adiabaticamente, resultando em temperaturas mais baixas e maior humidade na vertente a barlavento, enquanto a vertente a sotavento apresenta temperaturas superiores (reforçado pela maior quantidade de radiação recebida) e menor humidade, para além de maior turbulência do ar, devido à sua descida por compressão (FERREIRA, 2005; MIRANDA, 2009). Assim, para além das diferenças termohigrométricas, as praias da Figueira e Buarcos (sotavento) são mais ventosas que as praias de Quiaios e Murtinheira (barlavento), particularmente quando a Nortada é mais intensa.



Foto 8 - Nebulosidade tipo "onda de relevo" sobre a Serra da Boa Viagem.

Fonte: A. Rochette Cordeiro

Quadro 20 - Definição e caracterização dos climatopos.

CCU	Grupos de Climatopos e respectiva vulnerabilidade climática	Climatopos	Principais Áreas	Comportamento Térmico	Comportamento Aerodinâmico
1		<b>A1</b> - Modificado pela morfologia	Serra da Boa Viagem	Célula de frescura diurna; Núcleo quente de génese topográfica (inversões térmicas).	Velocidade do vento elevada nos cumes desabrigados da Serra. Maior turbulência do ar a sotavento.
2	<b>A</b> - Áreas com importância no equilíbrio climático da cidade.	<b>A2</b> - Modificado pela presença de espaços verdes e fundos de vale	Parque Verde das Abadias; Várzea de Tavares e Buarcos; Quaios (sopé da vertente setentrional); Carritos.	Célula de frescura diurna nos espaços verde; Desenvolvimento de lagos de ar frio em noites de elevado arrefecimento radiativo.	Variável. Áreas de canalização: brisas marítimas; fluxos catabáticos; fluxos regionais e sinóticos.
3		<b>A3</b> - Modificado pela proximidade às massas aquáticas	Faixa costeira; Frente estuarina	Áreas Frescas, menor amplitude térmica.	Exposição às brisas marítimas e ventos de N, NW, W, SW e S. Canalização dos fluxos ao longo do estuário.
4	<b>B</b> - Áreas pouco vulneráveis do ponto de vista climático	<b>B1</b> - Modificado pela ventilação	Sector Norte da cidade; Novas Urbanizações de Buarcos	Núcleo quente pouco frequente	Turbulência do ar no sopé da vertente Sul (esteira turbulenta), desenvolvimento de vórtices de sentido inverso ao escoamento atmosférico. Aceleração dos ventos de N/NW ao contornarem o Cabo Mondego.
5		<b>B2</b> - Modificado pela proximidade a espaços verdes	Áreas envolventes ao P. Verde das Abadias	Efeito urbano atenuado por célula de frescura diurna (efeito de sombra) e nocturna (drenagem de ar mais frio).	Variável. Maior intensidade com fluxos de Norte ou de Oeste, quando se verifica canalização ao longo da malha urbana, das artérias rodoviárias e fundos de vale.
6	<b>C</b> - Áreas urbanas moderadamente vulneráveis	<b>C1</b> - Modificado pela proximidade ao Atlântico	Bairro Novo; Núcleo Histórico de Buarcos	Núcleo quente nocturno moderado.	Diminuição da velocidade do vento no interior da malha urbana. Canalização e aceleração dos fluxos de WNW nas ruas com direcção W-E ou NW-SE. Maior ventilação dos locais expostos ao Atlântico.
7		<b>C2</b> - Modificado pela morfologia urbana	Bairro Velho	Núcleo principal da Ilha de calor urbano.	Elevada rugosidade. Abrigo relativamente às brisas marítimas.

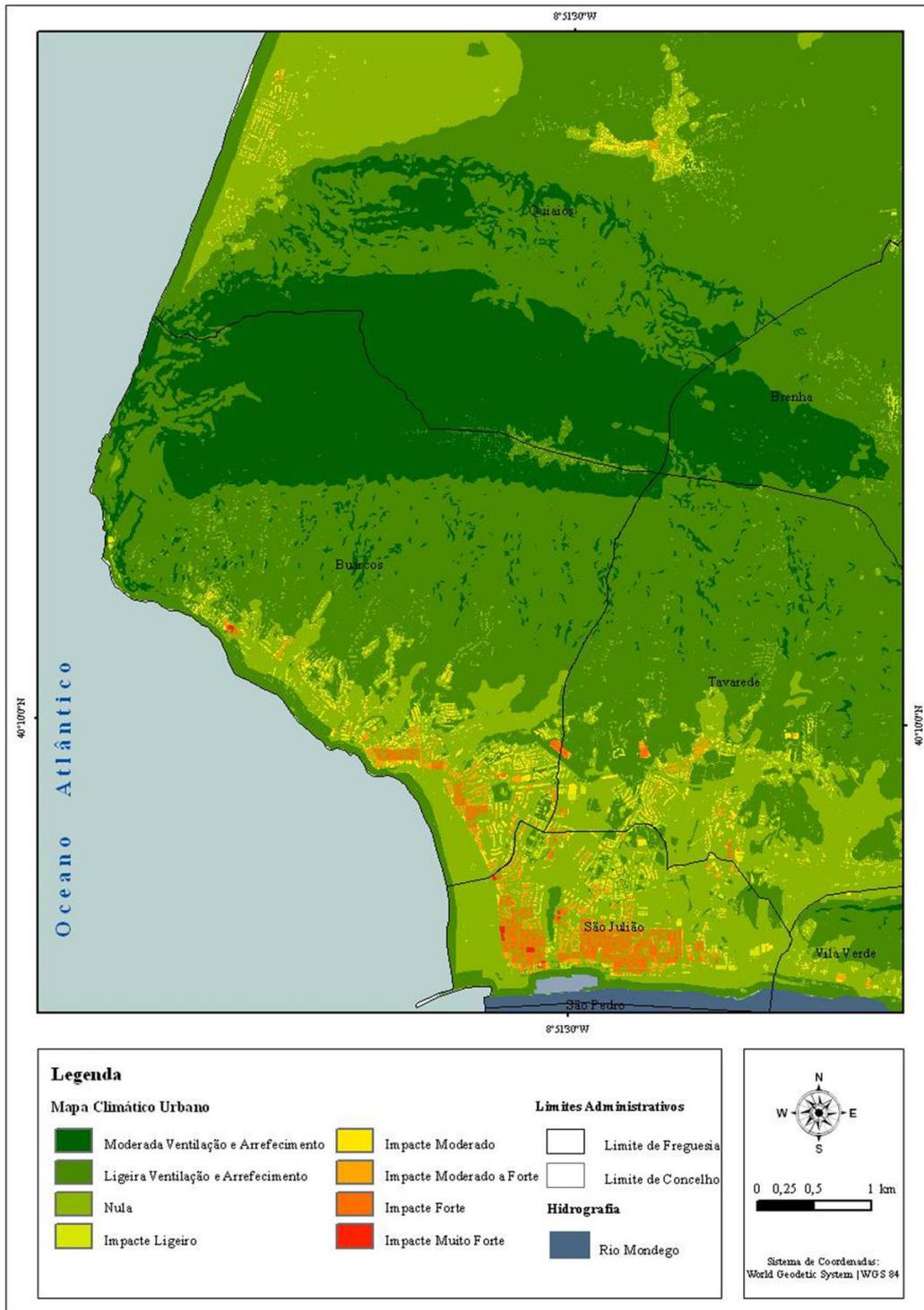


Figura 49 - Mapa climático urbano.

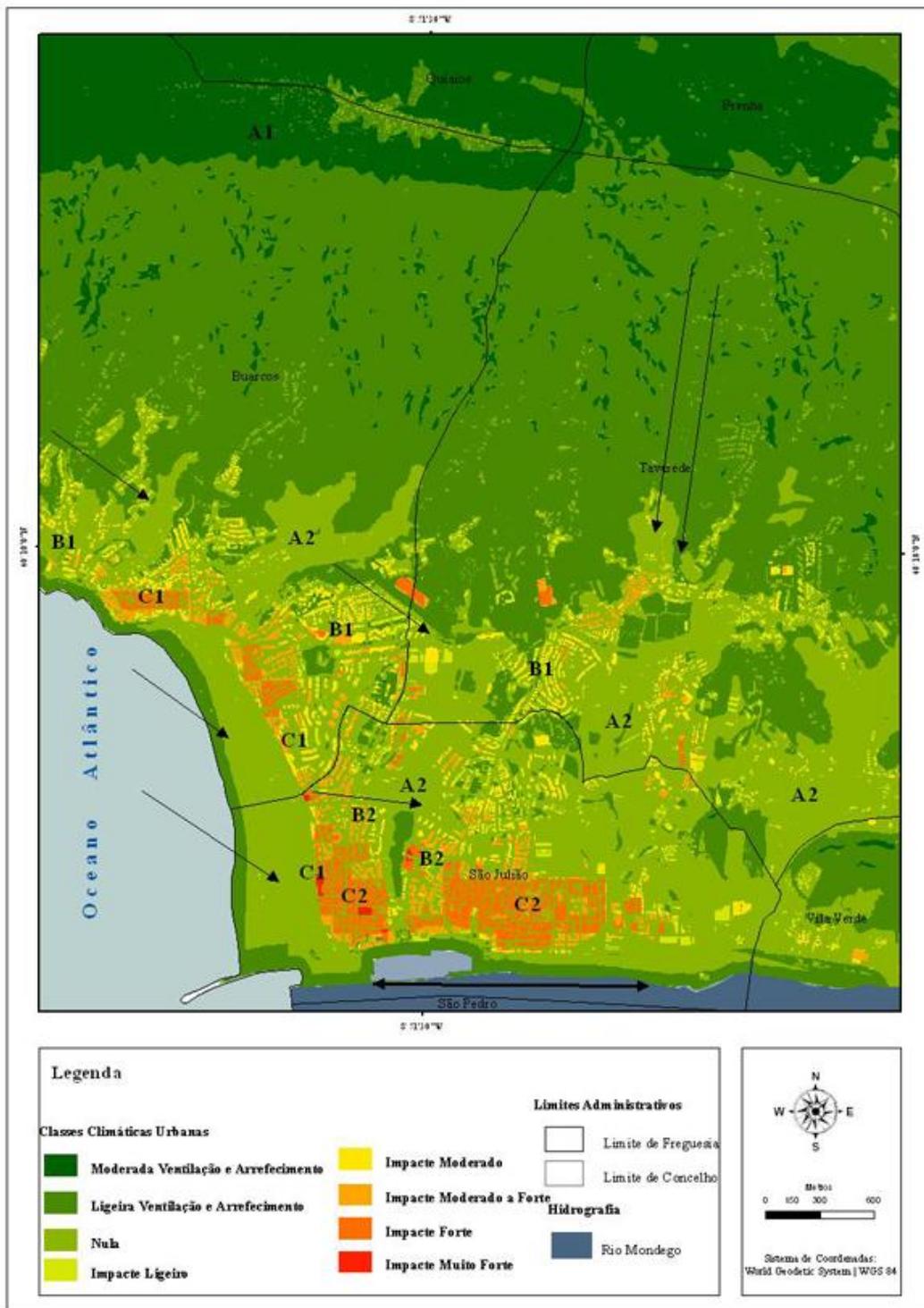


Figura 50 - Mapa climático urbano com indicação dos climatopos (pormenor da área urbana).  
As setas representadas traduzem um esboço dos rumos das brisas marítimas e dos canais preferenciais de canalização dos fluxos.

Na definição do climatopo A2 consideraram-se as modificações impostas pelos espaços verdes e pelos fundos de vale (áreas de máxima infiltração) de reduzida densidade de construção. Na cidade da Figueira da Foz os espaços verdes com coberto arbóreo resumem-se a alguns retalhos de manchas florestais de propriedade privada que se mesclam na malha urbana (Quinta Nova, Quinta de Santa Catarina, Quinta de Sotto Mayor). O próprio Parque Verde das Abadias, que ocupa um fundo de vale no centro da cidade, é pouco arborizado, o que levanta algumas questões em torno de um possível arranjo paisagístico. Se por um lado os espaços verdes com estas características, num contexto de clima mediterrâneo, apresentam alguns inconvenientes na época quente do ano (reduzidos espaços de sombra), por outro lado, a ausência de vegetação de porte arbóreo permite que este espaço verde funcione também como um corredor de ventilação de orientação N-S. Uma eventual arborização, para além de poder vir a incrementar a “célula de frescura” e de aumentar a capacidade de retenção de poluentes atmosféricos, iria ser responsável pela diminuição da velocidade do vento o que, como se sabe, é em meio urbano uma das principais causas da degradação da qualidade do ar, bem como do aumento da temperatura do ar. Relativamente às várzeas de Tavadede e de Buarcos, assumem-se igualmente como importantes corredores de ventilação do espaço urbano, em especial do sector Norte da cidade. Devido à sua morfologia, também canalizam fluxos catabáticos, dando origem à formação de lagos de ar frio nas áreas baixas, aumentando localmente o risco de desconforto bioclimático nas noites mais frias de Inverno. Por sua vez, no sopé da vertente meridional, desenvolve-se o lago de ar frio de maior intensidade, em local predominantemente florestal, mas que tem na sua envolvência algumas construções recentes que se afastaram do centro de Quiaios.

O climatopo A3 corresponde aos locais directamente influenciados pelo oceano Atlântico e pelo rio Mondego, e que por isso apresentam características climáticas particulares, nomeadamente a redução significativa do efeito urbano no topoclima. São por excelência os locais mais expostos à acção amenizadora das brisas marítimas, responsáveis por uma diminuição das situações de desconforto bioclimático associado a episódios de temperaturas elevadas no Verão. Por sua vez, no Inverno, são também os sectores da cidade mais “fustigados” pelos ventos de SW, N, NW e W, que pela sua velocidade significativa contribuem para um aumento de situações de desconforto térmico (*wind chill*) e mecânico. Destaque ainda para a canalização preferencial dos fluxos sinópticos em ambas as direcções e da penetração da brisa ao longo do estuário do Mondego (reduzido atrito).

No grupo B (áreas pouco vulneráveis do ponto de vista climático) distinguiram-se dois climatopos: um modificado pela ventilação e outro pela proximidade ao Parque Verde das Abadias. No climatopo B1 integra-se fundamentalmente o sector Norte da cidade que se desenvolve na base da vertente Sul da Serra da Boa Viagem (Freguesia de Tavadede) e que corresponde ao novo pólo urbano. Para além de uma malha urbana constituída por blocos dispostos em banda e assente numa construção em

altura (até 10 pisos), destaca-se a constante ventilação deste sector associada aos fluxos sinópticos de N e NW, que sofrem uma aceleração por convergência ao longo da vertente Sul e pontualmente determinam algumas situações de desconforto mecânico. Este sector é também ventilado pelo sistema de brisas que é canalizado ao longo de corredores de ventilação W-E, como a várzea de Buarcos e algumas vias rodoviárias. Apesar de alguns condicionalismos, as boas condições de ventilação deste sector são de preservar, uma vez que apresenta impactes ambientais positivos no clima urbano, que se prendem com a maior capacidade de dispersão dos poluentes atmosféricos e do excedente térmico, facto que é relevante na medida em que é nesta área da cidade que se localizam as artérias com maior volume de tráfego automóvel e que será para Norte que a cidade irá continuar a crescer.

O climatopo B2 distingue-se fundamentalmente pela proximidade ao Parque Verde das Abadias, representando um sector urbano de transição para uma malha urbana mais densa, como é o caso do Bairro Velho, a Oriente, e do Bairro Novo, a Ocidente. Nesta área da cidade o efeito termohigrométrico associado aos espaços verdes atenua as influências urbanas no clima local.

O grupo C, relativo às áreas urbanas moderadamente vulneráveis, foi dividido em dois climatopos: C1, modificado pela proximidade ao Atlântico, e C2, modificado pela morfologia urbana. Ambos correspondem aos locais da cidade com maior densidade de construção. No entanto, no primeiro climatopo (C1) é determinante a proximidade ao Atlântico na atenuação do efeito termohigrométrico urbano, integrando esta unidade o designado Bairro Novo e o núcleo antigo de Buarcos. No interior da malha urbana, a velocidade do vento, por efeito de atrito, sofre uma diminuição importante, contudo em ruas com uma orientação perpendicular à linha de costa, por *efeito de venturi* a aceleração dos fluxos sinópticos no Inverno pode ser importante. Por seu turno, o climatopo C2 corresponde ao núcleo urbano de maior densidade de construído e engloba fundamentalmente o que se tem vindo a designar por “Bairro Velho” e que, no conjunto da aglomeração urbana, se enquadra no sector oriental da cidade de frente estuarina. As justificações da sua definição passam pelas características particulares da morfologia urbana que aqui apresenta elevada densidade e níveis de ocultação do horizonte significativos. Estes factores repercutem-se de forma directa no campo termohigrométrico e na circulação do ar, uma vez que a este climatopo corresponde o núcleo nocturno de maior intensidade da “ilha de calor” e as menores velocidades do vento, por efeito de abrigo relativamente às brisas marítimas, ao contrário do sector atlântico da cidade.

### 3. ORIENTAÇÕES CLIMÁTICAS GERAIS

De acordo com ALCOFORADO *et al.* (2005:54), por orientações climáticas entendem-se todas as “medidas que possam contribuir para mitigar ou melhorar as componentes do clima urbano, consideradas como adversas para a saúde e conforto humano, ou que originem ambientes (interiores ou exteriores) pouco eficientes sob o ponto de vista energético, com base na alteração dos factores que condicionam as referidas componentes”.

Em função do conhecimento adquirido sobre o campo termohigrométrico e de circulação do ar na Figueira da Foz ao longo do presente trabalho, as orientações climáticas propostas para o conjunto da aglomeração urbana regem-se segundo dois objectivos principais: a manutenção da carga térmica e a preservação das áreas fundamentais para o equilíbrio do clima urbano.

Apesar dos contrastes topoclimáticos encontrados, a ilha de calor urbano identificada, essencialmente no Bairro Velho, do nosso ponto de vista e dadas as circunstâncias locais - elevada influência oceânica, proximidade da Serra da Boa Viagem, velocidades do vento importantes e uma reduzida dimensão da cidade - o efeito termohigrométrico urbano não apresenta uma intensidade significativa que interfira de forma decisiva nos níveis de desconforto bioclimático e que, por sua vez, se repercutam num aumento do consumo energético, o que em certa medida vai ao encontro dos resultados da metodologia utilizada para a elaboração do mapa climático urbano.

Deste modo, a nossa proposta passa fundamentalmente por medidas de preservação e adaptação, para o qual é importante que o desenho das novas urbanizações obedeça a regras básicas que se prendem com a manutenção de um *Sky View Factor* elevado, a utilização de materiais de construção e de cobertura adequados e a criação de espaços verdes, privilegiando-se um coberto arbóreo de espécies caducifólias.

Quanto à preservação dos locais de formação de ar mais frio (Serra da Boa Viagem, espaços verdes) e principais corredores de ventilação do espaço urbano, este objectivo é fundamental para que o sistema de brisas marítimas possa ventilar adequadamente o sector oriental da cidade nas tardes de Verão. Assim, não só os eixos de direcção, *grosso modo*, W-E, como também os de NW-SE, ou mesmo N-S (devido à canalização dos fluxos sinópticos pelo vale da ribeira de Tavarede), devem ser mantidos e preservados cirurgicamente através de um controlo da densidade de construído, volumetria e da disposição dos edifícios ao longo destes canais, bem como nas áreas onde os vales desembocam.

A esta consideração acresce o facto da expansão da cidade se estar a verificar essencialmente para Norte e Nordeste, o que em função de um aumento da rugosidade imposto pelos edifícios, poderá vir a resultar numa diminuição da velocidade do vento e conseqüentemente numa diminuição

da capacidade de dispersão do excedente térmico e dos poluentes emitidos para a atmosfera, o que incrementará o efeito termohigrométrico urbano no clima local, a par de uma degradação da qualidade do ar em determinados locais. Do mesmo modo, ao longo da faixa atlântica é necessário que o edificado não apresente, no futuro, um aumento do número de edifícios e de pisos, sendo no entanto aconselhável, em determinadas situações, uma altura variável dos edifícios.

---

### 3.1. Orientações Climáticas Especializadas

---

Depois de estabelecidas as orientações climáticas gerais para o conjunto da aglomeração urbana, definem-se algumas medidas mais específicas e especializadas, que entendemos serem necessárias para o equilíbrio do sistema climático urbano, tendo em conta o conhecimento actual do clima local da Figueira da Foz. Neste caso tem-se como referência o trabalho desenvolvido por ALCOFORADO *et al.* (2005) para a cidade de Lisboa e aplicado ao seu Plano Director Municipal.

No Quadro 21 resumem-se algumas orientações climáticas para cada grupo de climatopos, com a finalidade de se dar resposta aos objectivos anteriormente definidos. No grupo de climatopos A (áreas com importância no equilíbrio climático da cidade), definiram-se essencialmente medidas de preservação das condições actuais, propondo-se essencialmente orientações de protecção dos corredores de ventilação do espaço urbano e de aumento dos espaços verdes da cidade, os quais quando possível também devem funcionar como corredores verdes, sendo disso exemplo o futuro Parque Verde Urbano da Várzea de Tavadede, para o qual não se recomenda a implantação de áreas arbóreas muito densas que impeçam a circulação dos ventos de N/NW no Verão.

Para o grupo B (áreas pouco vulneráveis do ponto de vista climático), estabeleceu-se como prioridade a definição de medidas de preservação e algumas de adaptação, destacando-se o cumprimento do artigo 59º do Decreto-Lei nº38 382 de 7 de Agosto de 1951, que aprova o Regulamento Geral das Edificações Urbanas e estabelece a obrigatoriedade de uma razão H/W <1 nas construções urbanas, uma vez que o não cumprimento desta medida resulta numa redução da fracção de céu visível, que por sua vez é responsável por um aumento da temperatura do ar e uma diminuição da ventilação. Assim, chama-se a atenção para o processo futuro de urbanização dos sectores Norte e Leste da cidade, onde é fundamental que a rugosidade dos edifícios não implique uma diminuição muito acentuada da velocidade do vento. Para as novas construções aconselha-se a utilização de materiais que contribuam para o aumento do albedo em meio urbano, uma vez que é um dos factores que causa o sobreaquecimento das cidades e que pode ser mitigado através da promoção e aplicação de um urbanismo bioclimático.

Quadro 21- Resumo das orientações climáticas

Grupos de Climatopos	Acções a Tomar	Orientações
<b>A</b> - Áreas com importância no equilíbrio climático da cidade (A1, A2 e A3).	Medidas de Preservação	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Preservar dos fundos de vale novas construções e da ocupação de vegetação densa;</li> <li>2. Manter corredores de ventilação associados a corredores verdes com orientação N-S, W-E, NW-SE e NE-SW;</li> <li>3. Impedir a construção de edifícios altos ou médios com a fachada orientada perpendicularmente aos ventos dominantes (N e NW);</li> <li>4. Manter os espaços verdes existentes e favorecer a manutenção de pequenos jardins e logradouros com vegetação;</li> <li>6. Nos espaços verdes de protecção, favorecer manchas densas de árvores de folha persistente;</li> <li>7. Aumentar as superfícies permeáveis.</li> </ol>
<b>B</b> - Áreas pouco vulneráveis do ponto de vista climático (B1 e B2)	Medidas de Preservação e Adaptação	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Manter uma razão <math>H/W \leq 1</math> nas construções urbanas;</li> <li>2. Aumentar o albedo das superfícies urbanas;</li> <li>3. Aumentar e melhorar os espaços públicos abertos;</li> <li>4. Adequar os sistemas de escoamento a fenómenos hidrológicos extremos;</li> </ol>
<b>C</b> - Áreas urbanas moderadamente vulneráveis (C1 e C2)	Medidas de Adaptação Desejáveis	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Manter nas construções urbanas uma razão <math>H/W \leq 1</math>; evitar o aumento do número de pisos dos edifícios e a construção nos espaços intersticiais;</li> <li>2. Ocupar os espaços intersticiais com vegetação, de preferência caducifólia;</li> <li>3. Evitar a construção de edifícios altos ou médios com a fachada orientada paralelamente à linha de costa;</li> <li>4. Utilizar materiais de construção e cobertura de baixa condutividade e albedo elevado.</li> </ol>

No grupo de climatopos C (áreas urbanas moderadamente vulneráveis), local onde o efeito termohigrométrico urbano é mais intenso, optou-se pela definição de medidas de adaptação, nomeadamente: manter nas construções urbanas uma razão  $H/W \leq 1$ ; evitar o aumento do número de pisos dos edifícios e a construção nos espaços intersticiais; ocupar os espaços intersticiais com vegetação, de preferência caducifólia; evitar a construção de edifícios altos ou médios com a fachada orientada paralelamente à linha de costa; utilizar materiais de construção e cobertura de baixa condutividade e albedo elevado. No entanto e tratando-se de áreas densamente construídas e uma vez que o espaço de construção já é muito reduzido, aqui é acima de tudo fundamental que as condições actuais de ventilação se mantenham, ou se possível que melhorem.

## CONCLUSÃO

---



Neste último ponto do trabalho apresentam-se, agora, os principais aspectos conclusivos. Após uma primeira parte do trabalho centrada essencialmente na contextualização do tema abordado e respectivo enquadramento teórico, com a segunda parte entrou-se, verdadeiramente, no estudo do clima local da Figueira da Foz.

Assim, no Capítulo III, realizou-se um enquadramento prévio da área de estudo no contexto climático regional, destacando-se a influência determinante da maior ou menor proximidade relativamente ao oceano Atlântico nos principais contrastes climáticos regionais existentes, em termos de temperatura e de humidade relativa do ar. O segundo ponto deste capítulo, dedicado à análise do regime médio do clima da Figueira da Foz no período 1951-1980, ainda que apresentando um regime nitidamente mediterrâneo, é fortemente influenciado pelo oceano Atlântico. Como principais particularidades destaca-se essencialmente a suavidade do frio invernal e a frescura das tardes de Verão, para além de se verificar uma constante elevada humidade relativa do ar. Da análise da frequência e da velocidade média para cada rumo do vento, a cidade da Figueira da Foz, com ventos predominantes de N e NW, pode considerar-se como uma cidade particularmente ventosa, em parte associada à interferência da Serra da Boa Viagem nos escoamentos atmosféricos de carácter sinóptico e regional, incrementando a turbulência da circulação do ar a sotavento, o que torna importante que se salvaguardem possíveis situações de desconforto mecânico.

No Capítulo IV, centrou-se a análise nos contrastes térmicos da baixa atmosfera, nomeadamente nos seus ritmos inter e intradiurnos em período estival, através da instalação de quatro termógrafos em abrigo, localizados em diferentes contextos topoclimáticos do espaço urbano e não urbano envolvente da Figueira da Foz. Estes dados permitiram confrontar o comportamento térmico entre o núcleo urbano antigo (FF), o sector urbano exposto ao oceano Atlântico e ao estuário do Mondego (BM), o sector a Norte da Serra da Boa Viagem, na Praia de Quiaios (PQ) e o espaço rural representado pelo lugar de Bom Sucesso (BS). Os resultados demonstram que, durante o dia e em particular nas tardes de Verão, a exposição às brisas marítimas, de maior intensidade ao longo da faixa costeira e do estuário do Mondego, é o factor determinante nos contrastes térmicos identificados, de onde se destaca um espaço rural mais quente, que em determinadas situações apresentou diferenças de temperatura superiores a 11°C relativamente aos termógrafos mais próximos do Atlântico e expostos à brisa marítima (PQ e BM). Quanto à intensidade média, a anomalia negativa mais significativa observou-se no par de termógrafos PQ-BS, com -3.8°C às 13h, -3°C (12-13h) para o par BM-BS e de apenas -0.9°C para FF-BS, às 16-17h. Para além da evidente “ilha de frescura urbana”, os dados do termógrafo FF colocam em evidência a menor intensidade da acção amenizadora da brisa no núcleo antigo da cidade (Bairro Velho) onde, por efeito de abrigo imposto pela malha urbana do Bairro Novo relativamente à brisa, é evidente a diminuição da

ventilação local, verificando-se por isso temperaturas do ar superiores no sector oriental do espaço urbano.

Por sua vez, no período nocturno, o padrão térmico modifica-se e passa a apresentar uma “ilha de calor urbano”, com uma intensidade média máxima em torno dos 2.3°C/2.4°C, entre as 23h e as 7h no termógrafo FF. O par BM-BS apresenta a mesma intensidade de 2.4°C por volta das 23h, no entanto, durante o resto da noite mantém-se em torno dos 2°C. Da análise da frequência de ocorrência inter-horária de diferenças de temperatura superiores a 0°C, verificou-se que durante o período nocturno e às primeiras horas da manhã, os pares FF-BS e BM-BS apresentaram, em mais de 90% das situações, temperaturas superiores às verificadas no espaço rural, sendo, inclusivamente, a frequência de 100% entre as 23h da noite e as 3h da madrugada no núcleo antigo de São Julião. Do mesmo modo, a quantificação das taxas de aquecimento ou arrefecimento horário de cada termógrafo, colocaram em evidência a maior inércia térmica dos espaços urbanizados quando comparados com o espaço rural, tendo sido possível constatar que nos termógrafos representativos do espaço urbanizado (FF e BM), por norma, as taxas de arrefecimento foram inferiores às de Bom Sucesso (entre 0.1°C/h a 0.9°C/h) o que demonstra o processo de arrefecimento mais lento da atmosfera urbana inferior durante as primeiras horas da noite, coincidindo com o período em que a ilha de calor apresenta maior intensidade. Por fim, considerou-se a influência dos tipos de tempo nos contrastes térmicos, tendo-se comprovado que perante um tipo de tempo perturbado de Oeste (06/08/2011) os contrastes topoclimáticos são atenuados, embora seja de realçar o facto do termógrafo FF, representativo do núcleo antigo da cidade, apresentar em qualquer momento do dia temperaturas superiores relativamente ao espaço rural (porém nunca superando 2°C), facto que em termos médios não se verifica quando se analisam os registos de temperatura máxima, o que se deve à menor ventilação determinada pelas características da malha urbana deste sector da cidade. Por sua vez, perante um tipo de tempo anticiclónico com circulação de retorno de Norte (10/08/2011), os contrastes termohigrométricos são acentuados, colocando em evidência, durante o período nocturno, a influência urbana e da topografia no clima local e, durante o período diurno, a proximidade ao oceano Atlântico e o conseqüente arrefecimento gerado pelos ventos intensos de N/NW (Nortada). Assim, a “ilha de calor urbano” apresentou neste dia uma intensidade máxima de 7.9°C às 22h no termógrafo BM, sendo que às 0h o principal núcleo quente correspondia já ao termógrafo FF com uma intensidade de 6.9°C e de 6.5°C no termógrafo BM, mas de apenas 1.9°C para PQ-BS. Às 8h da manhã todos os termógrafos apresentavam desvios negativos, contudo é de assinalar a anomalia térmica de -11.3°C às 12h relativamente ao par PQ-BS, enquanto os restantes termógrafos apresentavam desvios de -5.7°C no caso de BM-BS e de apenas -1.8°C para o par FF-BS. Às 15h e quanto a temperaturas reais, registavam-se 34.3°C no núcleo urbano da Figueira da Foz, 31.5°C na Barra do Mondego, 32.4°C no Bom Sucesso e 22.9°C na Praia de Quiaios. Em suma, sob este tipo de

condições de tempo os contrastes térmicos são acentuados, colocando em evidência a influência da proximidade ao oceano, mas também as situações de abrigo relativamente ao efeito amenizador da nortada. Contudo, quando prevalece um tipo de tempo anticiclónico com circulação de Leste os contrastes entre a faixa costeira e o interior atenuam-se significativamente. Foi o que se verificou no dia 1/10/2011, uma vez que o termógrafo localizado na Praia de Quiaios apresentou durante a tarde temperaturas superiores às registadas no Bom Sucesso, permitindo-nos constatar a influência da massa de ar quente e seca associada à circulação continental de Leste, mesmo na faixa litoral, habitualmente fresca e húmida.

No Capítulo V, privilegiou-se a repartição das variáveis climáticas no espaço, em detrimento do comportamento intradiurno, mediante o recurso a observações itinerantes, em diferentes locais da cidade e nas áreas envolventes a Norte do Mondego. O campo termohigrométrico médio diurno, representativo de situações de Verão, colocou em evidência a influência determinante da exposição ao sistema de brisas marítimas, da topografia, da morfologia urbana e da exposição solar de cala local, nos contrastes termohigrométricos. Os locais mais “frescos” nas tardes de Verão correspondem à faixa costeira e à Serra da Boa Viagem (principalmente nos sectores arborizados), comportando-se, em termos médios, como uma célula de “frescura e humidade”, com desvios de temperatura de  $-1.2^{\circ}\text{C}$  relativamente ao ponto de referência localizado na frente estuarina. Por sua vez, o espaço urbano propriamente dito apresenta uma anomalia média máxima de  $0.9^{\circ}\text{C}$ , sendo que as anomalias superiores se verificaram no sector peri-urbano de superfícies planas ou expostas a Sul (insolação máxima), nomeadamente a Várzea de Tavadere ( $1.6^{\circ}\text{C}$ ), Ferrugenta e Carritos, com um desvio médio de  $1^{\circ}\text{C}$ .

O campo médio de temperaturas nocturnas, no período estival, evidenciou contrastes térmicos superiores a  $4^{\circ}\text{C}$ . Nesta época do ano o campo térmico nocturno apresentou um núcleo quente com uma intensidade máxima de  $1.4^{\circ}\text{C}$  nos “Bairros Velho e Novo”, prolongando-se ao longo da faixa atlântica. A Serra da Boa Viagem corresponde ao núcleo quente de maior intensidade, com uma magnitude de  $1.7^{\circ}\text{C}$ , de génese topográfica e dinâmica, suplantando o “efeito urbano” no clima local, o qual é atenuado pela “invasão” da atmosfera urbana inferior por ar marítimo fresco e húmido. Em função da estratificação vertical das massas de ar, a cidade, por se desenvolver a cotas inferiores a 50 metros, fica “submersa” numa massa de ar marítimo que, porque mais fresco se acumula nos locais topograficamente deprimidos, como nos fundos de vale de Tavadere, Buarcos e Carritos, determinando nesses locais pequenos “lagos de ar frio”. Com maior intensidade no sopé da vertente Norte da Serra da Boa Viagem, constituindo o principal “lago de ar frio” com uma intensidade de  $-2.6^{\circ}\text{C}$ .

No Inverno, em noites de acentuado arrefecimento nocturno, os contrastes decorrentes de duas campanhas de observação indicam contrastes médios superiores a  $7.6^{\circ}\text{C}$ , muito por força do desenvolvimento de importantes inversões térmicas. Nestas situações a topografia e a influência marítima sobrepõem-se ao efeito termohigrométrico urbano. Assim, o espaço urbano apresenta desvios térmicos ligeiramente positivos ( $1^{\circ}\text{C}$ ), destacando-se no interior da malha urbana a "célula de frescura" associada ao Parque Verde das Abadias ( $-0.8^{\circ}\text{C}$ ). No entanto, ao longo da faixa costeira e à medida que a distância ao oceano diminui, os desvios positivos de temperatura do ar são mais significativos, sendo de  $2.1^{\circ}\text{C}$  na Av. 25 de Abril (a cerca de 500 metros da linha de costa) e  $2.4^{\circ}\text{C}$  na Av. D. João II (próximo do Cabo Mondego), o que demonstra a influência do mar no campo térmico local, contribuindo para uma diminuição sensível dos níveis de desconforto bioclimático associado a episódios de acentuado arrefecimento, neste sector da cidade. Contudo, é no sector ocidental da Serra da Boa Viagem que, por actuação conjunta da topografia e da proximidade ao oceano, o principal núcleo "quente" do campo termohigrométrico se define, apresentando desvios médios de  $4.2^{\circ}\text{C}$  na arriba do Cabo Mondego a 110m de altitude e  $3.5^{\circ}\text{C}$  no topo da Serra, perdendo intensidade no seu prolongamento para Leste. Em função da maior intensidade das inversões térmicas no Inverno, o "lago de ar frio" de Quiaios apresenta, naturalmente, maior magnitude, com anomalias médias de  $-3.4^{\circ}\text{C}$ . A Sul da Serra os "lagos de ar frio" da Várzeas de Buarcos e Tavadrede apresentam uma intensidade de  $-1.5^{\circ}\text{C}$  e  $-1.2^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Uma vez que estas áreas de acumulação de ar frio, para além de incrementarem situações de desconforto bioclimático associadas a baixas temperaturas, são as áreas que apresentam um risco mais elevado de acumulação de poluentes, chama-se aqui a atenção para o facto da nova circular externa da cidade ocupar fundamentalmente os fundos de vale deste sector da cidade.

Por fim analisou-se a influência dos tipos de tempo nos contrastes termohigrométricos. A situação da noite de 19/09/2011 foi representativa de situações com contrastes termohigrométricos fracos, tendo sido identificada a influência de elevados valores de humidade relativa do ar associada a uma espessa camada de ar marítimo e também de velocidades do vento pontualmente moderadas nos cumes da Serra da Boa Viagem, o que para além de impedir a produção de ar frio (pela maior turbulência e mistura do ar), dificulta a drenagem desse mesmo ar ao longo das vertentes, comprovando a existência de um limiar mínimo de velocidade do vento para que tais processos se manifestem. Por sua vez, os contrastes mais significativos foram identificados na noite de 4/10/2011 ( $6.9^{\circ}\text{C}$ ) e madrugada de 5/10/2011 ( $10.6^{\circ}\text{C}$ ). Com a intensificação dos fluxos advectivos de Leste, a espessura do ar marítimo subjacente (maior densidade) diminui, permitindo que os locais de maior altitude "emergam" da camada basal e se verifique um aumento importante da temperatura e diminuição da humidade relativa do ar nos locais mais elevados e expostos a estes fluxos subsidentes e de trajecto continental. Do mesmo modo, estas condições determinam uma intensificação local de

“lagos de ar frio” (Várzeas de Buarcos e Tavadede), em contraste com outras áreas deprimidas onde habitualmente ocorre acumulação de ar frio (sopé da vertente Norte - Quiaios), mas que, porque não abrigadas dos fluxos de Leste, aparecem, nestas condições sinópticas, atenuados, coincidindo com uma maior secura local do ar do que é habitual.

Ainda neste capítulo e como informação complementar e preliminar, consideraram-se os dados referentes à velocidade do vento. Os resultados apontam para que nas tardes de Verão os locais mais ventosos e por isso mais influenciados pelas brisas marítimas, de uma forma geral, coincidem com a célula de “frescura e humidade” da Serra da Boa Viagem e marginal atlântica a sotavento, verificando-se velocidades médias acima dos 4 m/s e um valor máximo de 4.3 m/s na arriba do Cabo Mondego. Nos cimos da serra, onde domina vegetação de tipo herbáceo e arbustivo, a velocidade média é de 4.1/4.2 m/s, enquanto que no sector com vegetação arbórea é nítida a diminuição da velocidade média do vento (2.9 m/s). Por sua vez, no espaço urbano e devido ao aumento da força de atrito imposta pelos edifícios, as velocidades do vento são inferiores a 2.5 m/s, verificando-se, no entanto, algumas descontinuidades, em parte impostas pela orientação das ruas, tendo sido possível identificar uma canalização das brisas nas artérias da cidade de direcção W-O, com velocidades médias do vento de 3.5m/s. Durante o período nocturno foi possível verificar o mesmo padrão de circulação do ar, contudo com velocidades do vento significativamente inferiores.

No Capítulo VI, com base na definição das classes climáticas urbanas, definiram-se os climatopos, para os quais se propuseram orientações climáticas no conjunto da aglomeração urbana. Uma vez que o efeito termohigrométrico urbano não constitui, actualmente, um factor preponderante na modificação do clima local, mais do que serem aplicadas medidas de mitigação, considerou-se fundamental a preservação das áreas que contribuem para o equilíbrio da ambiência atmosférica urbana. Assim, destaca-se como prioritária a manutenção dos corredores de ventilação, dado o seu papel na dispersão do excedente térmico e dos poluentes emitidos para a atmosfera, em especial no sector Norte da cidade, onde é necessário controlar o aumento da rugosidade imposto por novas edificações, a fim de se precaver uma potencial diminuição da velocidade do vento. Para isso é importante que a malha urbana “respeite” os rumos de vento dominantes, propondo-se a prevalência de corredores de direcção N-S, W-E, NW-SE e NE-SW.



## BIBLIOGRAFIA

---



ACKERMAN, B. (1985) - "Temporal march of the Chicago heat Island". *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, pp. 547-554.

ADEBAYO, Y.R. (1987) - "A note on the effect of urbanization on temperature in Ibadan". *Journal of Climatology*, 7, pp. 185-192.

ALCOFORADO, M. (1988) - O Clima da região de Lisboa - Vento, insolação e temperatura. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 543 p.

ALCOFORADO, M. (1992) - O clima da região de Lisboa. Contrastes e ritmos térmicos. Lisboa, Memórias do C.E.G, vol. 15, Lisboa: 347 p.

ALCOFORADO, M. (2006) - "Planning procedures towards high climatic quality cities: example referring to Lisbon". *Finisterra*, 82, pp.49-64.

ALCOFORADO, M. (2010) - Climatologia Urbana para o ensino. Núcleo CliMA,3, 179 p.

ALCOFORADO, M. *et al.* (2005) - Orientações climáticas para o planeamento e ordenamento em Lisboa. Relatório da Área Geo-Ecologia, nº4, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.

ALCOFORADO, M.; TABORDA, J. (1997) - "O clima de Évora. Contrastes térmicos locais". A cidade de Évora. Boletim de Cultura da Câmara Municipal, 2ª Série.

ALMEIDA, A. (1995) - Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem. Uma abordagem ecológica da paisagem. Dissertação de Doutoramento na área da Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, 305 p.

ANDRADE, H. (1994) - Poluição Atmosférica e Clima em Lisboa - Aspectos da variação espacial e temporal no semestre de Inverno. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Regional apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 214 p.

ANDRADE, H. (2003) - Bioclima Humano e a temperatura do ar em Lisboa. Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Letras, Universidade de Lisboa, 435 p.

ANDRADE, H. (2005) - "O clima urbano - natureza, escalas de análise e aplicabilidade". *Finisterra*, 80, pp. 67-91.

ANDRADE, H.; Vieira, R. (2005) - Estudo climático de um espaço verde de Lisboa: o Jardim da Fundação Calouste Gulbenkian. Área de Investigação de Geo-Ecologia, Relatório n.º5, CEG, Lisboa.

ARNFIELD, J. (2006) - How to do Urban Climatology: a Personal View of the Legacy of Professor Tim Oke. Sixth International Conference on Urban Climate, June 12-16, 2006, Göteborg, Sweden. <http://www.geography.ohio-state.edu/faculty/arnfield/profpresPP.html>

BATISTA, T. (1999) – Da Figueira à Foz: evolução e fusão das duas cidades da Foz do Mondego. Prova final de licenciatura apresentada ao Departamento de Arquitectura da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 215 p.

BAUMÜLLER J.; Hoffmann U, Reuter (1992) – Climate booklet for urban development, Ministry of Economy Baden-Wuerttemberg (Wirtschaftsministerium), Environmental Protection Department (Amt für Umweltschutz).

BRÜNDL, W.;MAYER, H.;BAUMGARTNER, A. (1986) – Untersuchung des einflusses von bebanung und bewachs auf das klima und die lufthygienischen verhältnisse in bayerischen grosstated. Stadtklima Bayern, Abschlussbericht zum Teilprogramm “Klimamessungen Munchen”, Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität Munchen.

CANÁRIO, P. (2010) – Methodology to assess thermal extremes mortality risk in urban areas. Finisterra, 89, pp. 171-177.

CARRAÇA, M. (2008) – The influence of urban morphology on sensible heat flux and convective rainfall distributions over Greater Manchester. Dissertação de Doutoramento apresentada à Universidade de Salford, 238 p.

CARVALHO, R; PRIOR, V. (1990) – Campanha Observacional da Baixa troposfera em Leirosa (F.Foz) 17 Julho – 2 de Agosto 1989. Monografia de Meteorologia e Geofísica, 23, 41 p.

CHAO, R.;YAN-YUNG,N.; LUTZ, K. (2010) – “Urban Climatic map studies: a review.” International Journal of Climatology. DOI:10.1002/joc.2237.

CHOW,W. e ROTH, M. (2006) – “Temporal Dynamics of the urban heat Island of Singapore”. *International Journal of Climatology*, 26, pp. 2243-2260.

CHRISTEN, A. e VOGT, R. (2004) – “Energy and radiation balance of a central European city”. *International Journal of Climatology*, 24, pp. 1395-1421.

CORDEIRO, A.M. Rochette (2004) – “Uma nova perspectiva de ordenamento do território para o Concelho de Coimbra: uma abordagem segundo a “filosofia” dos corredores verdes”. *Cadernos de Geografia*, 21-23, Coimbra, pp. 67-78.

DINIS, J. (1999) – Estratigrafia e sedimentologia da formação da Figueira da Foz: Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica. Dissertação de Doutoramento em Geologia apresentada à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 381 p.

DINIS, J. (2001) – “Definição da Formação da Figueira da Foz – Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica”. *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, 88, pp. 127-160.

ELIASSON, I. (2000) – “The use of climate knowledge in urban planning”. *Landscape and Urban Planning*, 48, pp.31 – 44.

FERREIRA, A. (2007) – Microclima e Desenvolvimento do Girassol em Condições Semi-Áridas Mediterrâneas. Dissertação de Doutoramento em Engenharia Agronómica apresentada à Universidade Técnica de Lisboa, 194 p.

FERREIRA, D. de Brum (2005) - O Ambiente Climático. Geografia de Portugal, vol.1 Ambiente Físico, dir. Carlos Alberto Medeiros, coord. António de Brum Ferreira, Círculo de Leitores, Lisboa, 495 p.

FIALHO, J.; GANHO, N.; GOMES, C. (2010) – “Poluição por partículas e clima urbano. Um estudo de magnetismo ambiental em Coimbra, Portugal Central”. *Revista Electrónica de Ciências da Terra*, Volume 9, nº19.

FIGUEROLA, P. e MAZZEO, N. (1998) – “Urban-rural temperature differences in Buenos Aires”. *International Journal of Climatology*, 18, pp. 1709 - 1723.

GANHO, N. (1991) – “Contribuição para o conhecimento dos tipos de tempo de Verão em Portugal – O exemplo de Coimbra”, *Cadernos de Geografia*, 10, pp. 431-513.

GANHO, N. (1992) – O Clima urbano de Coimbra – Aspectos térmicos estivais. Dissertação de Mestrado em Geografia apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, 170pp.

GANHO, N. (1996) – “Espaços Verdes no interior do tecido urbano de Coimbra, Portugal: Contrastes Topoclimáticos, influência bioclimática e riscos de poluição atmosférica”. *Territorium*, 3: 35-55.

GANHO, N. (1998) - O clima urbano de Coimbra: estudo de climatologia local aplicada ao ordenamento urbano. Dissertação de Doutoramento, Instituto de Estudos Geográficos, Universidade de Coimbra, 551 p.

GANHO, N. (1999) – “Clima urbano e a climatologia urbana. Fundamentos e aplicação ordenamento urbano”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 18, pp. 97 -127.

GARRATT, J. (1994) – The atmosphere boundary layer. Cambridge University Press, 316 p.

GIVONI, B. (1992) – “Climatic aspects of the urban design in Tropical Regions”. *Atmospheric Environment*, 26-B, 3, pp. 397 - 406.

GÓIS, J. (2002) – Contribuição dos Modelos Estocásticos para o Estudo da Climatologia Urbana. Dissertação de Doutoramento na área de Engenharia de Minas apresentada à Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, 685 p.

GOLDREICH, Y. (1981) – “Topographical and urban influences on the mesoclimate of Shallow Valleys in Joannesburg”. *The South African Geographical Journal*, 63, 2, pp.85-106.

GRIMMOND, C. (2006) – Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theoretical and Applied Climatology*, 84 (1-3), pp. 3-22.

GRIMMOND, C. (2006) – “Progress in Measuring and observing the urban atmosphere”. *Theoretical and Applied Climatology*, 84, pp.3-22.

GRIMMOND, C. e OKE, T. (2002) – “Turbulent Heat Fluxes in Urban Areas: Observations and a Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS)”. *Journal Applied Meteorological*, 41, pp.792-810.

GRIMMOND, C.; ROTH, M.; OKE, *et al.* (20010) – “Climate and more Sustainable Cities: Climate Information for Improved Planning and Management of Cities (Producers/Capabilities Perspective)”, *Procedia Environmental Sciences*, Elsevier, 1, pp. 247-274.

Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (1990) - Normais Climatológicas da Região de “Entre Douro e Minho” e “Beira Litoral”, correspondentes a 1951-1980. Fascículo XLIX, Volume 1 - 1ª Região, Lisboa.

Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (s/d) - Normais Climatológicas do Continente, Açores e Madeira (1931-60), Fascículo XIII, Lisboa.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change (2007) - The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report*. Cambridge University Press, Cambridge.

JAUREGUI, E. (1997) – “Heat Island development in Mexico City”. *Atmospheric Environment*, 31, pp. 3821-3831.

JAUREGUI, E. e LUYANDO, E. (1999) – “Global radiation attenuation by air pollution and its effects on the thermal climate in Mexico City”. *International Journal of Climatology* 19, pp. 683-684.

JONSSON, P. (2004) – “Vegetation as na urban climate control in the subtropical city of Gabarone, Botswana”. *International Journal of Climatology*, 24, pp. 1307-1322.

KATZCHNER, L. *et al.* (1995) – The Urban Climate of Bragança. Kassel (policopiado).

KOPPE, C. *et al.* (2004) – Heat-Waves: risks and responses. Regional Office for Europe. Health and Global Environmental Change, Series No.2. Copenhagen, Denmark, 123p.

KULLBERG, J.; ROCHA, R.; SOARES, A.; REY, J.; TERRINHA, P.; CALLAPEZ, P.; MARTINS, L. (2006) – A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In *Geologia de Portugal no*

contexto da Ibéria (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.Kullberg, Eds.). Universidade de Évora, pp. 317 – 368.

LEAL, C., GANHO, N., CORDEIRO, A. (2008) – “A influência dos espaços verdes da cidade de Coimbra (Portugal) no topoclima, no microclima e no conforto bioclimático”. *Cadernos de Geografia*, 26/27, pp. 333-341.

LOPES, A. (1994) – Padrões térmicos do clima local na região de Oeiras. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Regional apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 220 pp.

LOPES, A. (1995) – “Drenagem e Acumulação de Ar Frio em Noites de Arrefecimento Radiativo. Um exemplo no vale de Barcarena (Oeiras)”. *Finisterra*, 59-60, pp. 149-164.

LOPES, A. (1998) – “Contrastes Térmicos Nocturnos e Acumulação de Ar Frio em áreas urbanas do Sul da Península de Lisboa”. *Finisterra*, 66, pp. 25-40.

LOPES, A. (2003) – Modificações no clima urbano de Lisboa como consequência do crescimento urbano. Vento, ilha de calor de superfície e balanço energético. Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Letras, Universidade de Lisboa, 375 p.

LOPES, A. (2009) – “O sobreaquecimento das cidades. Causas e medidas para a mitigação da ilha de calor de Lisboa”. *Territorium*, 15, pp. 39-52.

LOWRY, W.P (1977) – “Emperical estimation of urban effects on climate: A problem Analysis”, *Journal of Applied Meteorology*, 16 (2): 129-135.

Marques, D.; Ganho, N. e Cordeiro, A.M. Rochette (2008) - “Clima local e ordenamento urbano – O exemplo de Coimbra”. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 26-27, Coimbra, pp. 313-323

McMICHAEL, A. et al. (2003) *Human Health and Climate Change in Oceania: Risk Assessment* Canberra, Commonwealth Department of Health and Ageing.

METEO – Instituto de Meteorologia (2011a) - Boletim Climatológico Mensal de Agosto de 2011, pp.1-12, acessido a 26 de Setembro de 2011, em: [https://www.meteo.pt/resources/www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20110908/EWjcMcINCfIjjsllFrL/c li\\_20110801\\_20110831\\_pcl\\_mm\\_co\\_pt.pdf](https://www.meteo.pt/resources/www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20110908/EWjcMcINCfIjjsllFrL/c li_20110801_20110831_pcl_mm_co_pt.pdf).

METEO – Instituto de Meteorologia (2011b) - Boletim Climatológico Mensal de Setembro de 2011, pp.1-9, acessido a 10 Outubro de 2011, em: [https://www.meteo.pt/resources/www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20111006/VcfyuLAzcEoQsumOsNVZ/cli\\_20110901\\_20110930\\_pcl\\_mm\\_co\\_pt.pdf](https://www.meteo.pt/resources/www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20111006/VcfyuLAzcEoQsumOsNVZ/cli_20110901_20110930_pcl_mm_co_pt.pdf).

METEO – Instituto de Meteorologia (2011c) - Boletim Climatológico Mensal de Outubro de 2011, pp.1-15, acessado a 15 de Novembro de 2011, em: [https://www.meteo.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20111104/EKWkeFLjXwOIkFOaLqoL/cli\\_20111001\\_20111031\\_pcl\\_mm\\_co\\_pt.pdf](https://www.meteo.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20111104/EKWkeFLjXwOIkFOaLqoL/cli_20111001_20111031_pcl_mm_co_pt.pdf)

MILLS, G. (2006) – “Progress toward sustainable settlements: a role for urban climatology”. *Theoretical and Applied Climatology*, 84, pp. 69-76.

MIRANDA, P. (2009) – Meteorologia e Ambiente. Fundamentos de Meteorologia, Clima e Ambiente Atmosférico (2ªEdição). Universidade Aberta, 355 p.

MIRANDA, P.; VALENTE, A.; TOMÉ, A.; TRIGO, R.; COELHO, F.; AGUIAR, A.; AZEVEDO, F. (2006) – O clima em Portugal nos Séculos XX e XXI, in Santos, F.D.; Miranda, P. (eds.) Alterações climáticas em Portugal. Cenários, Impactes e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II, Gradiva, Lisboa, pp. 45-113.

MONTÁVEZ, J.P. *et al.* (2000) – “A Study of the urban heat Island of Granada”. *International Journal of Climatology* 20, pp.899-911.

MONTEIRO, A. (1993) – O clima urbano do Porto. Contribuição para as definições das estratégias de planeamento e ordenamento do Território. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física. Universidade do Porto, 436 p.

MORA, C. (2001) – “Aspectos do Clima Local da Arrábida”. *Finisterra*, 71, pp.135-139.

MORA, C. (2006) – Climas da Serra da Estrela. Características Regionais e Particularidades Locais dos Planaltos e do Alto Vale do Zêzere. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 425 pp.

MORRIS, C. *et al.* (2001) – Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat Island of a large city. *Journal of Applied Meteorology*, 40, pp. 169-182.

NAKAMURA, K. (1989) – “Local climatological study of the nocturnal cold air drainage on the mountain slope”. *Bulletin of Dohoto University*, General education, 8, pp.53-145.

NETO, J. (2005) – Estudo da Circulação Atmosférica de Verão sobre a Região de Lisboa: Interação entre a brisa de mar, os efeitos de ilha urbana, a orografia e a presença do estuário. Dissertação de Mestrado na área de Meteorologia, Clima e Alterações Climáticas apresentada à Universidade de Évora, 170 p.

NG E, Katzschner L, Wang U, Ren C, Chen L. (2008 a). Working Paper No. 1ª: draft urban climatic analysis map – urban climatic map and standards for wind environment – feasibility study. Technical Report for Planning Department HKSAR. The Chinese University of Hong Kong: Hong Kong.

NG E, Katzschner L, Wang U, Ren C, Chen L. (2008 b). Working Paper No. 1<sup>a</sup>: draft urban climatic analysis map – urban climatic map and standards for wind environment – feasibility study. Technical Report for Planning Department HKSAR. Report No. WP1A. Planning Department of Hong Kong Government: Hong Kong.

NUNEZ, M. e OKE, T. (1977) – “The energy balance of an urban canyon”. *Journal of Applied Meteorology*, 16, pp. 11-19.

OKE, T. (1973) – “City size and the urban heat Island”. *Atmospheric Environment*, 7, pp.769-779.

OKE, T. (1982) – “The energetic basis of the urban heat Island”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 455, pp. 1-24.

OKE, T. (1987) – *Boundary layer climates*. 2<sup>nd</sup> ed. London. Routledge, 435 p.

OKE, T. (1988) – “The Urban energy balance”. *Progress in Physical Geography*, 12 (4), pp. 471 – 508.

OKE, T. (1989) – The micrometeorology of the urban forest. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B* 324:335-349.

OKE, T. (1997) – “Urban environments”. In *Surface Climates of Canada*. Bailey,W; OKE, T. and ROUSE, W. (Eds). Montréal: Mcgill-Queen’s University Press, pp.303-327.

OKE, T. (1997) - Urban climates and global change. In: Perry, A.; Thompson, R. (eds) *Applied Climatology: Principles and Praticce*. London: Routledge, pp. 273-287.

OKE, T. (2006a) – “Towards better scientific communication in urban climate”. *Theor. Appl. Climatol.* 84, Viena, pp. 179-190.

OKE, T. (2006b) – Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. *Instruments and observing methods* 81. WMO/TD-No.1250. World Meteorological Organization, Geneva.

OLIVEIRA, P. (2001) – Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e paisagem na Amazónia. Dissertação de Mestrado em Meteorologia apresentada ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 108 p.

PEDELABORDE, P. (1982) – *Introduction á L’Étude Scientifique du Climat*. SEDES, Paris, 353 p.

PEIXOTO, J. (1979) – “A estrutura da atmosfera da Terra”. *Finisterra*, 28, pp.159-188.

PINHO, O. e Orgaz, M. (2000) – “The urban heat island in a small city in coastal Portugal”. *International Journal of Biometeorology*, 44, pp. 198-203.

PINTO, D.; GASPAR, P.; GANHO, N.; CORDEIRO, A. (2008) – “Poluição Atmosférica e Clima Urbano de Coimbra. Alguns dados preliminares”. *Cadernos de Geografia*, 26/27, pp. 325-332.

POTCHER, O. *et al.* (2006) – “Climatic behavior of various urban parks during hot and humid summer in the mediterranean city of Tel Aviv, Israel”, *International Journal of Climatology*, 26, pp. 1695-1711.

PUHALES, F. (2008) - Estudo do ciclo diário da camada limite planetária através da simulação dos grandes turbilhões. Dissertação de Mestrado em Física apresentada à Universidade Federal de Santa Maria, Brasil, 179 p.

RAMOS, A. (2008) – O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre os paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré. Dissertação de Doutoramento em Geologia apresentada à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 330 p.

REBELO, F.; CUNHA, L. e ALMEIDA, A. (1990) – “Contribuição da Geografia Física para a inventariação das potencialidades turísticas do Baixo Mondego”, *Cadernos de Geografia*, 9, pp. 3-34.

RIBEIRO, J. (2001) – Zonas húmidas costeiras e ordenamento territorial: o caso do estuário do Mondego. Imprensa da Universidade de Coimbra, 326 p.

ROTH, M. (2000) – “Review of atmospheric turbulence over cities”. *Quart.J.Roy.Meteor. Soc.*, 126, pp.941-990.

RUNNALS, K. e OKE, T. (2000) – “Dynamics and controls of the near-surface heat Island of Vancouver”, British Columbia. *Physical Geography*, 21, pp. 283-304.

SHEPHERD, J.M. (2005) – A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, American Meteorological Society 9 (12), pp. 1-27.

SOARES, A.F (1966) – “Estudos das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (Margem direita do Rio Mondego)”. *Memórias e Notícias*, Museu Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, 62, pp. 1-343.

SPRONKEN-SMITH, R. A; Oke, T, R (1998) – “The thermal regime of urban parks in two cities with different summer climates”. *International Journal of Remote Sensing*. 19, pp.2085-2104.

STULL, R. (1988) - *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht:Kluwer Academic Publishers, 666 pp.

UNWIN, D. (1980) – “The synoptic climatology of Birmingham’s heat Island”. *Weather*, 35, pp. 43-50.

UPMANIS, H.; Eliasson, I.; Lindqvist, S. (1998) – “The influence of green áreas on nocturnal tempeatures in a high latitude city (Goteborg, Sweden)”. *International Journal of Climatology*, 18, pp. 681-700.

VALLERON, A. e MENDIL, A. (2004) – Epidemiology and heat waves:Analysis of the 2003 episode in France. *C.R.Biology*. 327, 125 p.

VAREJÃO-SILVA, M. (2006) – Meteorologia e Climatologia. Versão Digital 2. Recife, Brasil, 449 p.

VASCONCELOS, J. (2004) – Avaliação climática para o planeamento urbano de Lisboa. Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Nova de Lisboa, 165 p.

VASCONCELOS, J. e VIEIRA, R. (2007) – Conforto Bioclimático da Amadora in A cidade e a Saúde, coord. Paula Santana, Almedina, Coimbra.

VDI (1988) - Stadtklima und Luftreinhaltung. Springer-Verlag: Berlin. Vogt J.2002 a. Bericht über Orientierende Untersuchungen zur Lokalklimatishen Funktion der Flächen des Gleisdreieckes in Berlin, Abbildungsteil. Voruntersuchung im Auftrag der Vivico Mannagement GmbH, unveröffentlicht: Berlin, Germany, (in German).

VDI. (1997) – VDI-Guideline 3787, Part 1, Environmental Metereology-Climate and Air Pollution Maps for Cities and Regions. VDI, Beuth Verlag: Berlin.

YOSHINO, M. (1975) – Climate in a Small Área. An introduction to local meteorology. University of Tokyo Press, Tokyo, 549 p.