

Universidade de Lisboa

Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



**Tendências Recentes do Clima e Alterações do
Ambiente Térmico Noturno em Portugal
Continental**

Carlos Manuel Branco Vital

Dissertação de Mestrado orientada
pelo Prof. Doutor Marcelo Henrique Carapito Martinho Fragoso

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2022

Universidade de Lisboa

Instituto de Geografia e Ordenamento do Território



Tendências Recentes do Clima e Alterações do Ambiente Térmico Noturno em Portugal Continental

Carlos Manuel Branco Vital

Dissertação de Mestrado orientada
pelo Prof. Doutor Marcelo Henrique Carapito Martinho Fragoso

Júri:

Presidente: Professora Doutora Carla Andreia da Silva Mora do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

Vogais:

- Doutora Sandra Isabel Santos de Oliveira do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa
- Professor Doutor Marcelo Henrique Carapito Martinho Fragoso do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa (orientador)

2022

Agradecimentos

Ao meu professor e orientador Marcelo Fragoso, agradeço os ensinamentos transmitidos ao longo das suas aulas, e a sua disponibilidade, apoio, comentários e sugestões ao longo desta dissertação, que muito contribuíram para a sua melhoria e realização.

A toda a comunidade docente do Instituto de Geografia e Planeamento do Território, que através da transmissão dos seus conhecimentos possibilitaram uma melhor compreensão da superfície terrestre e dos mecanismos de organização do território, bem como os desafios que enfrentamos.

Um agradecimento especial à minha esposa, Maria Helena, e à minha filha, Ana Catarina, pelo seu apoio incondicional e encorajamento nesta nova etapa, permitindo, por fim, a realização do meu percurso académico.

E a todos aqueles que, de uma forma direta ou indireta, contribuíram para que atingisse os meus objetivos.

A todos, um grande obrigado.

Resumo

Com este estudo pretendeu-se integrar um conjunto de análises relacionadas com a evolução da temperatura do ar, e em particular com a evolução do ambiente térmico noturno, tirando partido de algumas bases de dados de alta resolução (Iberia01, ERA5-Land, ERA5-Heat) abrangendo o território de Portugal continental (1971-2015), e através de uma abordagem com uma forte componente espacial.

Os resultados obtidos mostram um aquecimento diferencial, com uma tendência de subida da temperatura máxima que supera em cerca de 2,5 vezes o correspondente aumento da temperatura mínima (1,67 °C vs 0,64 °C), e com o conseqüente aumento da amplitude térmica. O maior aumento da temperatura ocorre principalmente nos meses da primavera, com maior relevo para a temperatura máxima.

Os valores extremos de temperatura refletem um aquecimento generalizado, com aumento das ondas de calor (2,2/45 anos) e do número de dias que as compõem (19,3/45 anos); tendência idêntica para o número e intensidade das noites tropicais e noites quentes, com maior expressão em Vila Nova de Foz Côa, Alqueva e Faro. Os contrastes espaciais no desconforto térmico noturno revelam a influência conjugada da variação latitudinal com o efeito da continentalidade, observando-se um padrão idêntico para a persistência do calor noturno, conferindo uma cada vez maior sobrecarga térmica, agravando o desconforto e stress térmico.

O conforto bioclimático apresenta contrastes regionais, em que o stress térmico por calor predomina na região do nordeste transmontano e nas superfícies aplanadas do Alentejo central, enquanto nas regiões litorais, sob uma maior influência do oceano Atlântico e das correntes atmosféricas de oeste, as temperaturas tornam-se mais amenas, prevalecendo as condições sem stress térmico. Todavia, a tendência é de um incremento positivo para o período e para todos os locais, apresentando Alqueva o maior valor médio de UTCI, refletindo a influência, no verão, de massas de ar sobrejacentes à Meseta sul espanhola, e cuja ação se difunde pela bacia hidrográfica do Guadiana.

Palavras-chave: Portugal continental; tendências; temperatura do ar; ambiente térmico noturno; noites quentes; stress térmico.

Abstract

This study aimed to integrate a set of analyses related to the evolution of air temperature, and in particular with the evolution of the nocturnal thermal environment, taking advantage of some high resolution databases (Iberia01, ERA5-Land, ERA5- Heat) covering mainland Portugal (1971-2015), through an approach with a strong spatial component.

The results obtained show a differential warming, with a tendency for the maximum temperature to increase about 2.5 times more compared to the minimum temperature (1.67 °C vs 0.64 °C), with a consequent increase in the thermal amplitude. The greatest temperature increase occurs mainly in the spring months, with greater significance for the maximum temperature.

The extreme temperature values reflect a generalised warming, with an increase in heat waves (2.2/45 years) and the number of days that comprise them (19.3/45 years); an identical trend for the number and intensity of tropical nights and hot nights, with a greater expression in Vila Nova de Foz Côa, Alqueva and Faro. Nocturnal thermal discomfort combines latitudinal variation with the effect of continentality, a similar pattern observed for the persistence of nocturnal heat, conferring an increasing thermal overload, with greater discomfort and thermal stress.

Bioclimatic comfort presents regional contrasts, in which thermal stress due to heat predominates in the northeastern region of Trás-os-Montes and on the flattened surfaces of central Alentejo, while in coastal regions, under the influence of the Atlantic Ocean and atmospheric currents from the west, temperatures become milder, where conditions without thermal stress prevail. However, the trend is towards a positive increase for the period and for all locations, with Alqueva having the highest average UTCI value, reflecting the influence, during the Summer, of airmasses overlying the Spanish Southern Meseta, whose action spreads across the Guadiana hydrographic basin.

Keywords: mainland Portugal; trends; air temperature; nocturnal thermal environment; hot nights; thermal stress

Índice

Agradecimentos.....	i
Resumo	ii
Abstract	iii
Índice de Figuras.....	vii
Índice de Quadros.....	xi
1. INTRODUÇÃO.....	2
2. ENQUADRAMENTO TEÓRICO	8
2.1. O Aquecimento Desde a Era Pré-industrial	8
2.2. A Temperatura Mínima e a Amplitude Térmica Diária	11
2.3. Assimetria do Aquecimento e os Valores Extremos.....	14
2.4. Alterações no Aquecimento Diurno e Noturno das Temperaturas	17
2.5. Aquecimento Noturno e Stress Térmico	20
2.6. Aquecimento e Temperaturas Extremas em Portugal continental.....	24
3. DADOS E MÉTODOS	29
3.1. Área de Estudo.....	29
3.2. Dados	30
3.3 Metodologia.....	33
3.3.1 Metodologia utilizada para a análise das temperaturas máximas, mínimas e da amplitude térmica	33
3.3.2 Metodologia utilizada para a análise das condições de frio e de calor	36
3.3.3 Metodologia utilizada para análise do desconforto térmico noturno	37
3.3.4 Metodologia utilizada para análise do conforto bioclimático.....	38
4. RESULTADOS.....	42
4.1. Evolução das temperaturas máximas e mínimas e da amplitude térmica: 1971-2015.....	42
4.1.1. Evolução das médias diárias	43
4.1.2. Evolução das médias anuais	44
4.1.3. Distribuição espacial das médias climatológicas e da amplitude térmica	47
4.1.4. Distribuição espacial das médias climatológicas mensais.....	48

4.2. Evolução das temperaturas máximas e mínimas e da amplitude térmica nos três subperíodos: 1971-1985, 1986-2000, 2001-2015	50
4.2.1. Evolução das médias anuais	50
4.2.2. Evolução das médias mensais anuais	51
4.2.3. Distribuição espacial das médias sazonais e suas anomalias	54
4.3. Alterações no ambiente térmico noturno	57
4.3.1. Condições de frio	57
4.3.1.1. Evolução dos dias de geada anuais.....	58
4.3.1.2. Distribuição espacial dos dias de geada	61
4.3.2. Condições de calor	62
4.3.2.1. Evolução dos extremos de temperatura	62
4.3.2.2. Dias quentes	64
4.3.2.3. As ondas de calor	66
4.3.2.4. Noites tropicais	70
4.4. O desconforto térmico noturno	74
4.4.1. Frequência das noites quentes: número e intensidade	74
4.4.2. Intensidade do calor noturno	81
4.4.3. Persistência do calor noturno	83
4.5. O Desconforto térmico e o UTCI	85
4.5.1. Frequência anual de stress térmico	85
4.5.2. Frequência mensal e sazonal de stress térmico	88
4.5.3. Valores absolutos mensais de stress térmico.....	91
4.5.4. Evolução e tendência das classes de UTCI	93
5. DISCUSSÃO	97
5.1. Comportamento evolutivo das temperaturas.....	97
5.2. Alterações no ambiente térmico noturno	100
5.3. Desconforto térmico noturno.....	103
6. CONCLUSÃO	106
7. BIBLIOGRAFIA.....	109
Anexos	125

Índice de Figuras

- Figura 1.1. As médias anuais da temperatura global do ar a uma altura de dois metros estimam a mudança desde o período pré-industrial (eixo esquerdo) em relação a 1991-2020 (eixo direito) de acordo com diferentes conjuntos de dados: Barras vermelhas: ERA5 (ECMWF Copernicus Serviço de Mudanças Climáticas, C3S); Pontos: GISTEMPv4 (NASA); HadCRUT5 (Met Office Hadley Center); NOAA GlobalTempv5 (NOAA), JRA-55 (JMA); e Berkeley Earth. Fonte: Copernicus Climate Change Service/ECMWF 3
- Figura 1.2. Tendência de temperatura média anual observada de 1960 a 2020 (painel esquerdo) e mudança de temperatura projetada para o século 21 em diferentes cenários SSP (painel central e direito) na Europa. Fonte: <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/observed-annual-mean-temperature-trend/fig02-129869-csi012-clim001-v3.eps/FIG02-129869-Csi012-CLIM001-v3.eps.75dpi.png/@images/image/landscape> 4
- Figura 1.3. Variação mensal da diferença de temperatura máxima: histórico vs. 2046–2065 (painel esquerdo) e 2081–2100 (painel direito). Fonte: Carvalho *et al.* (2021), “Future surface temperature changes for the Iberian Peninsula according to EURO-CORDEX climate projections” 5
- Figura 1.4. Esquema da proposta de investigação 7
- Figura 2.1. Estimativa mensal da temperatura do ar da superfície global HadCRUT5 (azul) e o conteúdo mensal de CO₂ atmosférico (vermelho) de acordo com o Observatório Mauna Loa, Havaí. Último mês mostrado: dezembro de 2021. Última actualização: 15 de fevereiro de 2022. Fonte: <https://www.climate4you.com/> 11
- Figura 2.2. Funções de distribuição de probabilidades (PDF) para valores anuais de índices de temperatura baseados em percentil para cada um dos três períodos: 1901-1950 (preto), 1951-1978 (azul) e 1979-2003 (laranja). Fonte: Alexander *et al.* (2006), doi.org/10.1029/2005JD006290 18
- Figura 2.3. Tendências de excesso de mortalidade por calor e frio por região O gráfico mostra o excesso de mortalidade por década atribuído ao calor e ao frio por região e em três cenários de mudanças climáticas. As áreas sombreadas representam 95% dos Intervalos de Confiança empíricos. Fonte: Gasparrini *et al.* (2017), doi.org/10.1016/S2542-5196(17)30156-0 23
- Figura 2.4. Variabilidade interanual da temperatura máxima (cinzento-médio), mínima (cinzento-escuro) e média (cinzento-claro), e as tendências

respectivas para os 2 subperíodos (linhas pretas). Fonte: Ramos <i>et al.</i> (2011), doi.org/10.3354/cr00934	26
Figura 3.1. Área de estudo: Portugal continental.	29
Figura 3.2. Divisão das áreas de influência das estações meteorológicas em Portugal continental de acordo com o método de Thiessen ou polígonos de Voronoi (a), e contabilização dos anos de observação das mesmas estações meteorológicas (b).	31
Figura 3.3. Quatro fatores ambientais (azul) e dois não ambientais ou pessoais (rosa) que afetam o conforto térmico humano. Estes fatores no seu conjunto contribuem para o conforto térmico individual. Fonte: https://www.hse.gov.uk/temperature/thermal/factors.htm	38
Figura 3.4. Subsistema passivo do modelo Fiala. (adaptado de Błażejczyk <i>et al.</i> , 2010).	39
Figura 4.1. Evolução das médias diárias das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica diária, para o período 1971-2015.	43
Figura 4.2. Distribuição das frequências das temperaturas máxima e mínima e respetivos dados estatísticos.	45
Figura 4.3. Evolução anual das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica.	46
Figura 4.4. Médias climatológicas (1971-2015): temperaturas máximas, mínimas e amplitude térmica.....	47
Figura 4.5. Médias climatológicas mensais (1971-2015): temperaturas máximas e mínimas.....	49
Figura 4.6. Evolução anual das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica nos subperíodos: 1971-1985, 1986-2000 e 2001-2015.	51
Figura 4.7. Médias mensais das temperaturas máxima e mínima, no período de 1971 a 2015 (a) e nos subperíodos (b), temperaturas máximas e mínimas.....	52
Figura 4.8. Anomalias das temperaturas máximas e mínimas nos subperíodos: 1971-1985, 1986-2000 e 2001-2015.....	53
Figura 4.9. Boxplot das anomalias das temperaturas máximas e mínimas nos subperíodos: 1971-1985, 1986-2000 e 2001-2015.....	54
Figura 4.10. Médias sazonais (1971-2015): temperaturas máximas e mínimas.....	55
Figura 4.11. Anomalias sazonais (1971-2015): temperaturas máximas e mínimas.....	56

Figura 4.12. Número médio de dias de geada por ponto de grelha e percentagem de território ocupado.....	58
Figura 4.13. Boxplot de dias de geada.....	59
Figura 4.14. Número de dias de geada com base na média diária da temperatura mínima	60
Figura 4.15. Frequência total de dias de dias de geada com base na média diária da temperatura mínima, nos três subperíodos considerados.....	61
Figura 4.16. Frequência total de dias de geada, nos três subperíodos considerados.	62
Figura 4.17. Percentagem anual de dias quando TX > 90p e TX < 10p (a), e TN > 90p e TN < 10p (b).....	63
Figura 4.18. Número de dias em que a temperatura máxima (TX) supera os 25 °C e os 35 °C.....	64
Figura 4.19. Frequência total de dias com TX > 35 °C, nos três subperíodos considerados.....	65
Figura 4.20. Número anual de ondas de calor, o total anual de dias de ondas de calor e o valor anual acumulado do índice EHF, para o período 1971-2015.	67
Figura 4.21. Número de ondas de calor (a) e o valor EHF positivo acumulado (b) nos três subperíodos considerados.	68
Figura 4.22. Número de noites tropicais no período de 1971-2015, desagregadas por meses (para Portugal continental).	71
Figura 4.23. Número de noites tropicais, nos três subperíodos considerados.....	72
Figura 4.24. Mortes potencialmente associadas à temperatura. julho 1991: Onda de calor em Lisboa. Fonte: Santos (2001).....	73
Figura 4.25. Distribuição diária do número total de óbitos no período de 1 de Julho a 30 de agosto (anos de 2000, 2001 e 2003). Fonte: Calado <i>et al.</i> , (2004)	74
Figura 4.26. Locais para análise.....	75
Figura 4.27. Número total de noites quentes entre 1971 e 2015.....	76
Figura 4.28. Frequência anual (%) de noites quentes.	77
Figura 4.29. Frequência mensal de noites quentes.....	78
Figura 4.30. Totais anuais de noites quentes (NQ) e da sua intensidade (INQ) entre 1971 e 2015.....	79

Figura 4.31. Frequência das noites quentes em função da intensidade do calor noturno entre 1971 e 2015.....	82
Figura 4.32. Persistência do calor noturno entre 1971 e 2015.....	84
Figura 4.33. Frequência anual das classes de UTCI para o período 1981-2015.....	86
Figura 4.34. Frequência mensal das classes de UTCI para o período 1981-2015.....	89
Figura 4.35. Frequência sazonal das classes de UTCI para o período 1981-2015.....	90
Figura 4.36. Valores máximos e mínimos absolutos mensais de UTCI para o período 1981-2015.....	92
Figura 4.37. Evolução e tendência da média anual das classes de UTCI para o período 1981-2015.....	93
Figura 4.38. Stress térmico médio para o período.....	95
Figura 4.39. Valores médios anuais de stress térmico por percentis.....	95

Índice de Quadros

Quadro 3.1. Classificação das classes de stress térmico UTCI	39
Quadro 4.1. Dados estatísticos das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica diária.....	44
Quadro 4.2. Estatísticas dos dias de geada por subperíodo.	59
Quadro 4.3. Estatística dos valores representados na Figura 4.17.	63
Quadro 4.4. Estatística relativa aos dias e ondas de calor e ao índice EHF.	67
Quadro 4.5. Evolução estatística anual do número (nº) e intensidade (°C) das noites quentes.	80
Quadro 4.6. Estatística da persistência do calor noturno entre 1971 e 2015.	84
Quadro 4.7. Frequência média anual (%) das classes de UTCI para o período 1981-2015 (e gráfico correspondente).....	85
Quadro 4.8. Valores médios anuais de stress térmico UTCI (°C) e percentis (para todos os locais e valores médios anuais)	95

“... a dinâmica da atmosfera e o clima [...] têm uma influência determinante sobre as características da paisagem, sobre os modos de vida, a saúde e o bem-estar das populações, e imprimem a sua marca em vários ramos da actividade económica, criando potencialidades, introduzindo factores limitantes, limiares de tolerância, necessidades de adaptação.”

Denise de Brum Ferreira, “Geografia de Portugal, vol. 1. O Ambiente Físico”, p.306, Círculo de Leitores, Lisboa, 2005.

1. INTRODUÇÃO

A consolidação das evidências de que as condições climáticas se têm vindo a alterar a uma frequência e intensidade superior ao que seria espectável através dos principais modos naturais de variabilidade climática, releva o papel das atividades antropogénicas no aumento dos gases de efeito de estufa e conseqüente aquecimento generalizado na superfície terrestre (IPCC AR6 WGI, 2021)¹.

Este aquecimento global tem colocado ênfase no estudo dos eventos atmosféricos, em particular na evolução da temperatura do ar, de modo a avaliar a progressão dos fenómenos decorrentes dessa alteração e seus possíveis impactos na vida da Terra, assim como nas atividades humanas.

Vários estudos têm demonstrado uma associação entre o aumento da temperatura média e os episódios de calor extremo, colocando-nos perante cenários de maior evapotranspiração que se reflectirão em maiores e mais intensos períodos de seca, aumento da humidade atmosférica, incremento dos extremos de precipitação e tempestades potencialmente mais energéticas (Easterling *et al.*, 2000; Beniston, 2004; Klein Tank *et al.*, 2005; Fischer e Schär, 2009; Coumou e Rahmstorf, 2012; IPCC AR6 WGI, 2021).

Segundo o Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (IPCC, 2021), desde a época pré-industrial que a temperatura global à superfície tem vindo a aumentar, sendo esse acréscimo mais pronunciado desde 1970, com cada uma das últimas quatro décadas a registar valores de temperatura mais elevados que qualquer década anterior desde 1850, tendo em 2011-2020 sido superiores em 1,09 °C relativamente ao período de referência (1850-1900). O relatório considera igualmente que, qualquer que seja o cenário, é quase certo um aumento da temperatura de superfície até ao fim do século, na ordem do 1,5 °C a 2 °C, caso não ocorram drásticas reduções nas emissões de gases de efeito de estufa nas próximas décadas.

¹ Working Group, I contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change

Mais recentemente (2022-01-10)², o *Copernicus Climate Change Service* (serviço europeu de monitorização por satélite - C3S) divulgou novos dados de temperatura do ar (Figura 1.1) mostrando que 2021 foi, globalmente, o quinto ano mais quente da série histórica, e que os últimos sete anos foram, de longe, os mais quentes (período de referência 1850-1900).

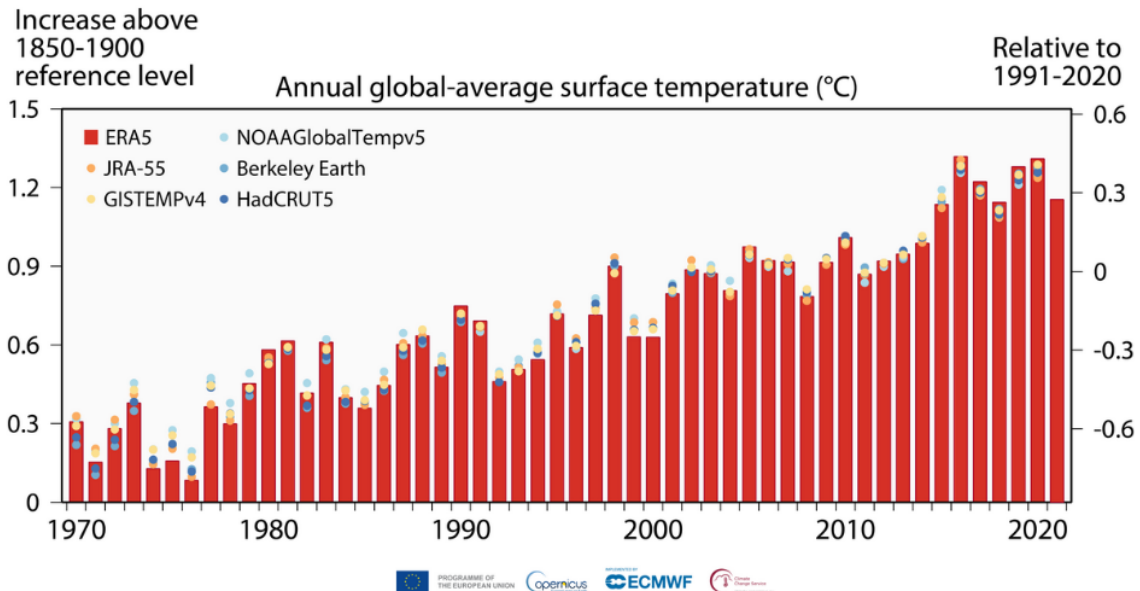


Figura 1.1. As médias anuais da temperatura global do ar a uma altura de dois metros estimam a mudança desde o período pré-industrial (eixo esquerdo) em relação a 1991-2020 (eixo direito) de acordo com diferentes conjuntos de dados: Barras vermelhas: ERA5 (ECMWF Copernicus Serviço de Mudanças Climáticas, C3S); Pontos: GISTEMPv4 (NASA); HadCRUT5 (Met Office Hadley Center); NOAAGlobalTempv5 (NOAA), JRA-55 (JMA); e Berkeley Earth. Fonte: Copernicus Climate Change Service/ECMWF

Também em Portugal a década de 1970 marca um incremento na subida nas temperaturas em todas as regiões. Enquanto o período 1945-1975 registou um decréscimo da temperatura média, no período seguinte, 1975-2006, assistiu-se a um aumento de cerca de 0,5 °C/década, mais do dobro da taxa de aquecimento calculada para a temperatura média global, em particular nas estações da primavera e verão (Miranda *et al.*, 2002, 2006; Ramos *et al.*, 2011). Diversos estudos projetam um aquecimento gradual para as próximas décadas nas temperaturas máxima e mínima. Para Ramos *et al.* (2011), Andrade *et al.* (2014) e Carvalho *et al.* (2021), os futuros períodos irão registar um incremento na temperatura de cerca de 2 °C a 4 °C, mais

² <https://climate.copernicus.eu/copernicus-globally-seven-hottest-years-record-were-last-seven> (acedido em 2022-01-10)

evidente para a temperatura máxima, sugerindo uma acentuação das temperaturas extremas.

As mais recentes projeções (Figura 1.2), decorrentes do relatório do IPCC AR6, corroboram este acréscimo de temperatura até ao fim do século. O compromisso para limitar a 2 °C o aumento da temperatura global, estabelecido no Acordo de Paris de 2015, de forma a evitar sérios impactos ambientais, económicos e sociais, parece já estar comprometido³. Com anomalias entre 2,51 °C e 2,74 °C acima dos níveis pré-industriais, a Europa tem um aquecimento mais rápido que o resto do mundo, especialmente no nordeste da Europa, norte da Escandinávia e do Mediterrâneo Oriental à Península Ibérica (Masson-Delmotte *et al.*, 2021).

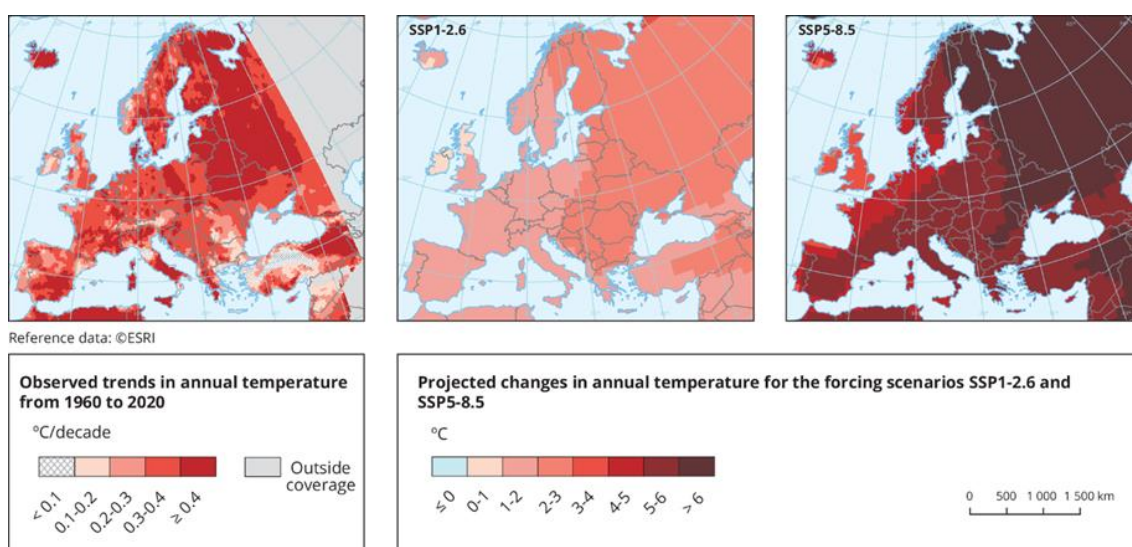


Figura 1.2. Tendência de temperatura média anual observada de 1960 a 2020 (painel esquerdo) e mudança de temperatura projetada para o século 21 em diferentes cenários SSP (painel central e direito) na Europa. Fonte: <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/observed-annual-mean-temperature-trend/fig02-129869-csi012-clim001-v3.eps/FIG02-129869-Csi012-CLIM001-v3.eps.75dpi.png/@images/image/landscape>

As alterações de temperatura projetadas para Portugal serão severas e significativas, com as regiões actualmente mais quentes, a apresentarem também o maior aumento de temperatura, agravando significativamente o desconforto térmico (Carvalho *et al.*, 2021).

³ <https://unfccc.int/process-and-meetings/the-paris-agreement/the-paris-agreement> (acedido em 2022-01-27)

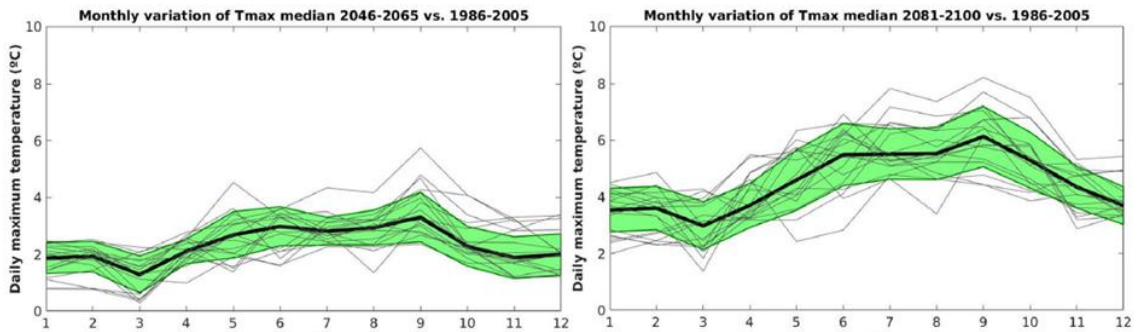


Figura 1.3. Variação mensal da diferença de temperatura máxima: histórico vs. 2046–2065 (painel esquerdo) e 2081–2100 (painel direito). Fonte: Carvalho *et al.* (2021), “Future surface temperature changes for the Iberian Peninsula according to EURO-CORDEX climate projections”.

As alterações de temperatura projetadas para Portugal serão severas e significativas, com as regiões actualmente mais quentes, a apresentarem também o maior aumento de temperatura, agravando significativamente o desconforto térmico (Carvalho *et al.*, 2021). Para o final do século (Figura 1.3), as projeções mostram aumentos da temperatura máxima com valores mais elevados que os da temperatura mínima, com incrementos máximos de 8 °C para o verão e outono em algumas áreas do interior, definindo um gradiente O-E, com menor aquecimento nas áreas costeiras em oposição àquelas que se encontram próximas da fronteira com Espanha. No cenário mais gravoso (RCP8.5), a mediana aumenta 3,5 °C a 4 °C, com um aumento da frequência das temperaturas acima de 20 °C (Cardoso *et al.*, 2019).

Como refere Lindvall e Svensson (2015), a temperatura é o principal elemento climático utilizado para analisar o clima e as alterações climáticas, e a investigação do comportamento dos seus valores extremos permite a análise da variação da amplitude térmica diária (diferença entre a temperatura máxima e mínima num determinado local).

A amplitude térmica diária média global tem diminuído desde os anos 1950, e de forma mais expressiva nas décadas seguintes (1960-1980), evolução associada a um maior aumento das temperaturas mínimas relativamente às temperaturas máximas, refletindo a alteração do clima numa escala global e regional (Karl *et al.*, 1991, 1993; Easterling *et al.*, 1997; Jones *et al.*, 1999; Folland *et al.*, 2002; Yan *et al.*, 2002; Vose *et al.*, 2005; Zhou *et al.*, 2009; Thorne *et al.*, 2016; Davy *et al.*, 2017).

A literatura recente liga a diminuição da amplitude térmica diária às variações do balanço radiativo, possivelmente afetadas pelas nuvens e aerossóis (Solomon *et al.*,

2007; Zhou *et al.*, 2009) e pela precipitação e humidade ao nível do solo (Stone e Weaver, 2002; Lauritsen e Rogers, 2012).

Portugal, com o seu clima mediterrânico, está sujeito a valores de temperatura elevados e ondas de calor que influenciarão os valores da amplitude térmica diária. Para Royé e Martí Ezpeleta (2015, 2016), as noites quentes e tropicais representam um risco acrescido à saúde humana durante o verão, quando os valores mais elevados de temperatura são registados. A sua análise para três cidades portuguesas identificou um número crescente de noites com stress térmico, de Norte para Sul, revelando o controlo da latitude e da proximidade à costa.

Para além da sua importância no estudo das alterações climáticas, a variabilidade da amplitude térmica diária afeta igualmente o conforto térmico humano. Sendo um conceito subjetivo, o conforto térmico integra para além das respostas fisiológicas, as características e expectativas pessoais, e a aclimatização ao ambiente presente (Andrade, 1998, 2003).

É no período noturno que a tendência crescente da temperatura mínima tem um efeito cumulativo, exercendo a sua influência no bem-estar e saúde humana, ao alterar e limitar os processos de termorregulação. Para Buguet (2007), a persistência do stress térmico gera um maior risco de morbilidade e mortalidade, e vários estudos (Lim *et al.*, 2012; Luo *et al.*, 2013; Linares *et al.*, 2020) associam a exposição à diminuição da amplitude térmica diária a doenças do foro cardiovascular e respiratório, com maior incidência nos idosos e crianças.

A motivação para este tema deriva da importância da avaliação da evolução das temperaturas, num cenário previsível de aumento dos eventos extremos e de progressivo crescimento das temperaturas médias globais. Somente analisando as mudanças e tendências passadas, poderemos avaliar as condições presentes para prognosticar tendências futuras. Pelos seus impactos, compreender as alterações que se produzem nas temperaturas extremas é de particular relevância para a sociedade e os ecossistemas.

Seguindo este raciocínio, a presente dissertação tem como objetivo realizar uma análise geográfica e evolutiva das alterações no ciclo diário da temperatura, em Portugal

continental para o período de 1971 a 2015, com enfoque nas mudanças verificadas no ambiente térmico noturno, dada a sua relevância do ponto de vista bioclimático, tendo como ponto de partida o desigual incremento das temperaturas máximas e mínimas (Figura 1.4).

Especificamente, pretende-se a analisar 1) as temperaturas máximas, mínimas e da amplitude térmica, por meio de cálculos estatísticos e padrões espaciais, para todo o período de estudo ou dividido em subperíodos de modo a identificar diferentes ritmos de evolução e tendência; analisar 2) o ambiente térmico noturno mediante a evolução dos dias de geada e do seu comportamento ao longo do território, e o calor extremo através das ondas de calor e das noites tropicais; e por fim, 3) o desconforto térmico, tendo por base cinco pontos com registo de maior/menor intensidade de calor, em que se analisa a frequência e intensidade das noites quentes seguindo a metodologia adotada por Dominic Royé e Martí Ezpeleta, e a frequência do stress térmico baseada no índice bioclimático UTCI.

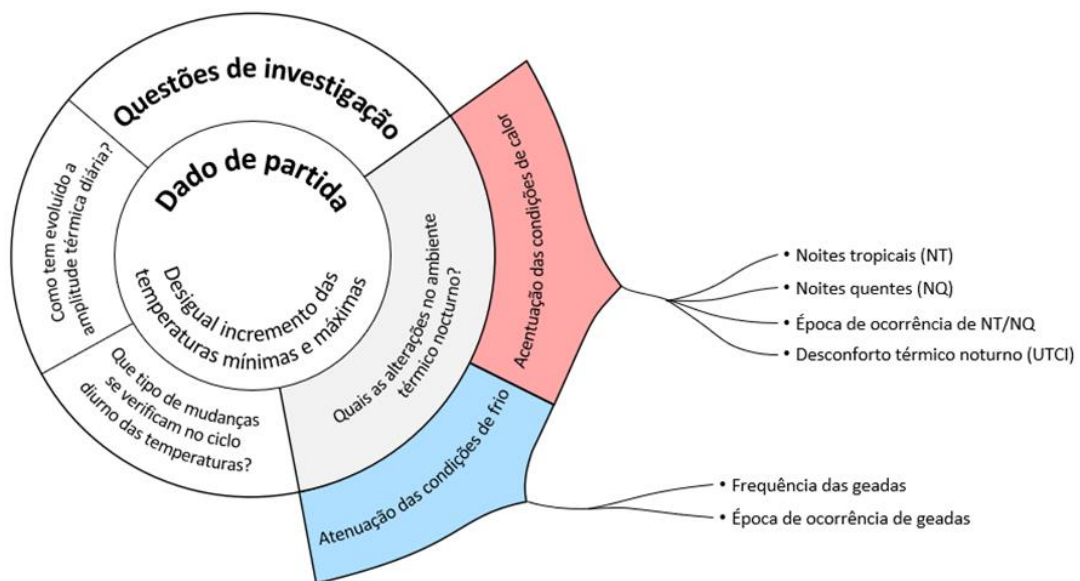


Figura 1.4. Esquema da proposta de investigação

2. ENQUADRAMENTO TEÓRICO

2.1. O Aquecimento Desde a Era Pré-industrial

Os estudos sobre o clima e as suas alterações têm assumido uma posição de destaque na investigação climática das últimas décadas, e convergido para uma ligação entre as alterações climáticas e as emissões de gases de efeito de estufa (GEE) de origem antrópica.

As flutuações do clima fazem parte da história geológica da Terra, encontrando-se referências presentes nos textos clássicos, onde são apontados, *e.g.*, os glaciares alpinos do norte de Itália, que exibiram uma extensão máxima entre os anos 900 e 350 a.C. para depois retrocederem no século III a.C.; facto que permitiu a sua transposição por Aníbal a caminho de Roma. Desde então, o período Holocénico entrou no Pequeno Ótimo Climático (700 a 1200 d.C.), com um clima quente e húmido que permitiu o deslocamento para Norte da calote gelada ártica, ao qual se seguiu a Pequena Idade do Gelo (entre meados dos séculos XVI e XIX), com descidas das temperaturas inverniais entre os 1,5 °C e 2 °C, que favoreceram a acumulação de neve nas montanhas a altitudes mais baixas que as actuais. A partir de 1840, deu-se início a um novo ciclo de aquecimento que perdura até à atualidade (Toharia Cortés *et al.*, 1998).

Nos finais do século XIX, Svante August Arrhenius⁴, prémio Nobel da química em 1903, publicou o seu trabalho *“On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground”*, no qual chamou a atenção para o papel da combustão massiva dos combustíveis fósseis no incremento do CO₂ atmosférico, e como esse facto podia perturbar o equilíbrio radiativo e incrementar o “efeito de estufa” natural do sistema climático terrestre, alterando os padrões de temperatura.

Passaria meio século até o Ano Geofísico Internacional (1957-58) trazer de novo o tema da concentração de CO₂ na atmosfera através do trabalho de Keeling, instalando instrumentos para medir com precisão os níveis de CO₂ na atmosfera. Os instrumentos instalados em Mauna Loa (Havaí, E.U.A.) e na Antártida foram registando níveis

⁴ Antes dele, Fourier (1824) calculou que a Terra seria mais fria se a atmosfera não existisse e Tyndall (1859) descobriu que alguns gases bloqueavam a radiação infravermelha e que a alteração da sua concentração se traduziria numa mudança do clima.

progressivamente mais elevados de concentração de CO₂ na atmosfera, ano após ano, medindo em 1960 uma concentração de CO₂ na atmosfera terrestre de 315 ppm (416,87 ppm em dezembro 2021, NOAA). Os dados de Keeling tornaram-se a pedra angular do aquecimento global (Weart, 2008).

Em 1988, sob os auspícios das Nações Unidas, foi criado o Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (IPCC), com o reconhecimento internacional da influência dos GEE no aquecimento global e a necessidade da tomada de medidas pelos governos restringindo as suas emissões. Na reunião de Rio de Janeiro (1992), 150 nações assumiram solenemente o compromisso de trabalharem para a *“estabilização das concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera num nível que evite a interferência humana perigosa com o sistema climático”*⁵. O Protocolo de Quioto em 1997, veio acrescentar novos compromissos, realçando o papel dos países ricos e industrializados na redução das emissões de GEE, metas que acabaram por não ser alcançadas.

Não obstante ter diminuído o número de céticos, que apaixonadamente atacavam a curva do aquecimento global em forma de *“hockey-stick”* (porque exibia uma tendência plana de mil anos seguida de uma curva ascendente acentuada), projetos independentes de muitos outros investigadores, usando diferentes tipos de dados, confirmavam que as recentes temperaturas globais cresciam reiteradamente acima de qualquer valor verificado nos últimos milhares de anos.

Em cada relatório do IPCC, eram reiterados os cenários de aquecimento global, e mais cedo que muitos antecipavam. As simulações mostravam que os problemas se iam agravar se a temperatura subisse mais de 1,5 °C acima do nível pré-industrial, quase uma inevitabilidade. Em 2015, o aquecimento atingiu 1 °C de temperatura acima dos valores da era pré-industrial.

Um novo rumo no esforço de combate às alterações climáticas foi alcançado pelo Acordo de Paris de 2015, exigindo por parte de quase todos os países, metas voluntárias individuais para a redução das emissões de GEE, com o objetivo de conter o aquecimento global, *“mantendo o aumento da temperatura média global bem abaixo*

⁵ Artigo 2 da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Alterações Climáticas (United Nations Framework Convention on Climate Change - UNFCCC, em inglês), que entrou em vigor em 21 de março de 1994.

de 2 °C acima dos níveis pré-industriais e reunir esforços para limitar o aumento da temperatura a 1,5 °C acima dos níveis pré-industriais” (Jayaraman, 2015).

Desde o relatório AR5 de 2014, que o IPCC definiu que a acumulação de energia no sistema Terra traduz uma medida robusta da taxa de alteração climática global para escalas de tempo interanuais ou decenais (IPCC AR6 WGI, 2021). Em comparação com as mudanças na temperatura global do ar à superfície, o inventário global de energia exibe menos variabilidade, o que pode mascarar as tendências climáticas subjacentes (IPCC AR6 WGI, 2021).

Os dados apresentados no Relatório AR6 do IPCC (2021), indicam que o forçamento radiativo total de origem antrópica, relativamente ao calculado para o ano de 1750, é de 2,72 W/m², superior em 0,43 W/m² ao valor anterior indicado no AR5 (2,29 W/m² para 1750-2014). Este crescimento contínuo do forçamento radiativo efetivo antrópico resulta da combinação, na sua maioria, das concentrações dos GEE (CO₂, CH₄, N₂O e halocarbonetos) e do forçamento radiativo negativo dos aerossóis.

Em suma, o clima desde a Revolução Industrial tem vindo a sofrer um aquecimento, resultante da emissão crescente de GEE, contribuindo para elevar a temperatura observada à superfície em 1,06 °C, de 1850-1900 para 2010-2019 (IPCC AR6 WGI, 2021). A concentração de CO₂ na atmosfera tem tido uma progressão quase linear, atingindo as 410 ppm em 2019, um aumento de 19 ppm relativamente a 2011 (Figura 2.1). Dois outros importantes GEE viram as suas concentrações aumentar igualmente em 2019: CH₄, 1866 ppb (+63 ppb que em 2011); N₂O, 332 ppb (+8 ppb que em 2011).

Os resultados estatísticos climatológicos fornecidos pelos observatórios meteorológicos destacam a evolução recente do clima terrestre, em três fases sucessivas (Toharia Cortés *et al.*, 1998):

- Intenso aquecimento do clima no período 1880-1950, com aumento da temperatura média entre 0,4 °C e 0,6 °C;
- Processo de arrefecimento no período entre 1950 e 1970, explicado pelo ressurgimento da atividade vulcânica;
- Desde meados dos anos 1970, uma nova fase de aquecimento, com diferentes taxas de crescimento a nível continental/regional.

A primeira metade do século XX registou um aquecimento moderado, centrado inicialmente no Atlântico Norte e regiões próximas, que é parcialmente explicado por fatores naturais. O Hemisfério Norte sofre um arrefecimento durante o período de 1946 a 1975, enquanto o Hemisfério Sul mostra algum aquecimento. O aquecimento recente de 1976 a 2000 foi em grande parte globalmente sincrónico, mas mais evidente nos continentes do Hemisfério Norte durante o inverno e a primavera, com um leve arrefecimento durante todo o ano em partes dos oceanos do Hemisfério Sul e na Antártida. O arrefecimento do Atlântico Norte entre 1960 e 1985 foi revertido recentemente. Globalmente, o aquecimento no Hemisfério Sul foi mais uniforme durante o registo instrumental do que no Hemisfério Norte (Folland *et al.*, 2002).

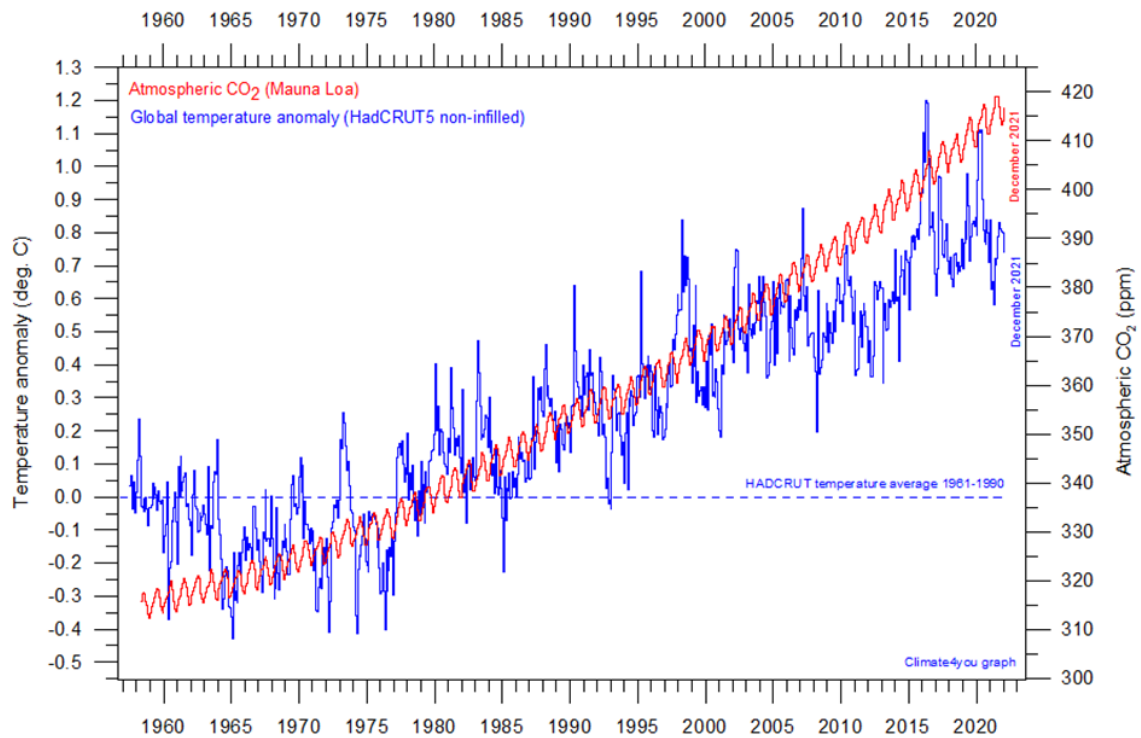


Figura 2.1. Estimativa mensal da temperatura do ar da superfície global HadCRUT5 (azul) e o conteúdo mensal de CO₂ atmosférico (vermelho) de acordo com o Observatório Mauna Loa, Havaí. Último mês mostrado: dezembro de 2021. Última actualização: 15 de fevereiro de 2022. Fonte: <https://www.climate4you.com/>

2.2. A Temperatura Mínima e a Amplitude Térmica Diária

As primeiras indicações de uma mudança global do clima, bem como as características climáticas locais e regionais, foram relatadas por Karl *et al.* (1984) e confirmadas em estudos posteriores (Karl *et al.*, 1991, 1993; Easterling *et al.*, 1997; Vose *et al.*, 2005),

tendo por base o aumento da temperatura mínima a uma taxa mais rápida do que a da temperatura máxima.

Tendo por base os registos de observação houve um aumento da temperatura média global desde o início do século XX, embora não contínuo e espacialmente desigual (Easterling *et al.*, 1997). Este aumento está associado a um aquecimento mais significativo nas temperaturas mínimas diárias do que nas máximas, levando a uma redução da amplitude térmica diária (ATD), indicador do grau de estabilidade do clima e variabilidade climática (Karl *et al.*, 1993; Easterling *et al.*, 1997; Vose *et al.*, 2005; Alexander *et al.*, 2006).

Diversos estudos baseados em observações avaliaram a evolução da temperatura mínima. Folland *et al.* (2002) consideram que a temperatura média global tem aumentado desde meados dos anos 1970, referindo um aumento da temperatura mínima cerca de duas vezes mais rápido que a temperatura máxima. Adicionalmente, Braganza *et al.* (2004) indicam que a última metade do século XX assistiu a um aumento mais rápido da temperatura mínima ($\pm 0,9$ °C) que da temperatura máxima ($\pm 0,6$ °C), resultando num decréscimo significativo da ATD (1950-2004, - 0,066 °C/década).

Para o período de 1951 a 2003, Alexander (2006) verificou uma grande alteração nas temperaturas extremas associadas ao aquecimento, com maior significado para as temperaturas mínimas diárias. Da área global analisada, 74% registou uma redução significativa das noites frias e, 73% da mesma área global, um significativo aumento das noites quentes. Este estudo propôs que, nestas alterações, estava subjacente um aumento na evolução da temperatura mínima nos seus extremos, superior em quase 5 °C entre 1951 e 2003.

Donat e Alexander (2012) corroboraram esta análise usando dois períodos de 30 anos, de 1951 a 1980 e de 1981 a 2010. As temperaturas máximas e mínimas registaram mudanças significativas para valores mais elevados, com um aumento mais evidente nas temperaturas mínimas, acentuando a tendência de aquecimento desde a metade do século XX. Este estudo demonstrou igualmente um enviesamento da assimetria, com deslocamento para a parte mais quente da distribuição.

O aquecimento global das últimas décadas é, em grande parte, regionalmente sincrónico, sendo mais acentuado no Hemisfério Norte, na Eurásia e nas latitudes mais elevadas do continente norte-americano, e ocorrendo em todas as estações, com maior significado entre dezembro e maio e menor significado de setembro a novembro (Folland *et al.*, 2002). Vários estudos (Esau *et al.*, 2012; Davy e Esau, 2014; Wang *et al.*, 2014; Davy *et al.*, 2017) vieram confirmar esta variação sazonal da temperatura, com uma forte tendência para ambos os extremos diurnos no inverno boreal (DJF), face ao que se verifica no verão boreal (JJA), reflexo de um maior aumento da temperatura mínima na estação invernal. O Hemisfério Sul apresenta um comportamento mais uniforme, com menos contrastes sazonais, quer em tendência quer em variabilidade interanual, um resultado que pode ser esperado devido à sua maior fração oceânica (Folland *et al.*, 2002; Jones e Moberg, 2003; Braganza *et al.*, 2004).

Independentemente dos diferentes períodos analisados, existe um consenso de que a taxa de aquecimento da temperatura mínima foi aproximadamente o dobro da temperatura máxima desde 1950, causando uma redução direta na ATD global, com a maior parte dessa redução a ocorrer entre 1960 e 1980, sendo tendencialmente pouco expressiva desde 1979. A ATD tem vindo a diminuir na América do Norte, Europa e Austrália desde 1951, sendo essa diminuição parcialmente revertida na Austrália e na Europa desde o início da década de 1980 (Thorne *et al.*, 2016).

Vários estudos procuraram determinar os mecanismos climáticos que controlam a ATD. Mudanças na cobertura de nuvens (Dai *et al.*, 1999; Sun *et al.*, 2000), precipitação (Dai *et al.*, 1997, 1999; Zhou *et al.*, 2009) e humidade do solo (Dai *et al.*, 1999) foram provavelmente responsáveis por grande parte da tendência e redução da ATD.

Nas suas investigações, Dai *et al.* (1999) referem que as nuvens combinadas com os efeitos secundários de redução da humidade e precipitação no solo, podem reduzir a ATD entre 25% a 50%, comparativamente com dias de céu claro na maioria das superfícies continentais. A ATD responde fortemente ao forçamento das nuvens e da humidade no solo, existindo uma forte correlação entre a ATD anual e a cobertura anual de nuvens. Este estudo salientou igualmente que o aumento da nebulosidade, e em particular as nuvens baixas, exercem um efeito atenuador na temperatura máxima diária, diminuindo acentuadamente a radiação solar superficial e, portanto, a

temperatura máxima diurna. Quanto à contribuição da precipitação na redução efectiva da ATD, esta realiza-se por um lado, através do aumento do teor de humidade no solo, aumentando o arrefecimento evaporativo da superfície durante o dia libertando o calor latente, e por outro, através do vapor de água que retém a radiação solar no infravermelho próximo (Dai *et al.*, 1999; Stone e Weaver, 2003).

Outra causa possível de redução da ATD são os efeitos produzidos pelas áreas urbanizadas. Para Karl *et al.* (1991) e Easterling *et al.* (1997), o efeito é mínimo entre as áreas rurais e urbanizadas, com um relativamente pequeno enviesamento da Ilha de Calor Urbano. À escala global, a dicotomia rural/urbano ou o efeito da urbanização na ATD não parece estar ainda estabelecido, sendo a sua estimacão, na tendência das temperatura mínima e temperatura máxima, pequena ou mesmo desprezível (Easterling *et al.*, 1997). Nos seus trabalhos, Peterson *et al.* (1999) apesar de terem verificado uma tendência global ligeiramente menor para uma rede de estações rurais relativamente a uma rede mista rural-urbana, esta tendência revelou-se sem significado estatístico. Adicionalmente, Parker (2004) verificou que o efeito urbano nas temperaturas mínimas era negligenciável quer em noites calmas, quer em noites ventosas, para o período de 1950 a 2004. No entanto, a nível local, o efeito da Ilha de Calor Urbano pode influenciar os valores de temperatura à superfície (Fischer e Schär, 2010; Cantos *et al.*, 2019; Linares *et al.*, 2020).

2.3. Assimetria do Aquecimento e os Valores Extremos

Diferentes estudos mostram mudanças significativas e generalizadas nos extremos de temperatura associados ao aquecimento desde a década de 1950, com maior expressão para os índices baseados na temperatura mínima diária do que para os calculados a partir de temperaturas máximas diárias (Folland *et al.*, 2002; Alexander *et al.*, 2006; Donat *et al.*, 2013).

A tendência de aquecimento verificada nos extremos da temperatura mínima é observável durante todas as estações, mas mais pronunciada entre os meses de dezembro e maio, enquanto o aquecimento da temperatura máxima tem uma menor magnitude em todas as estações (Alexander *et al.*, 2006; Donat e Alexander, 2012; Donat *et al.*, 2013).

Verifica-se uma diminuição significativa na ocorrência anual de noites frias e um aumento significativo na ocorrência anual de noites quentes, resultado de um aumento mais rápido nas temperaturas noturnas do que nas diurnas, com particular relevo para as áreas continentais relativamente às costeiras na Eurásia, sobre o norte de África e norte da América do Sul (Folland *et al.*, 2002; Alexander *et al.*, 2006).

A frequência das noites frias definidas com base nas temperaturas mínimas diárias, segundo Donat *et al.* (2013), sofre reduções de até 3 dias por década desde 1951 no leste da Ásia, Norte de África e em algumas regiões da América do Sul que, a nível global, corresponde em média a uma diminuição de 50% (18 dias) entre a década de 1950 e a primeira década do século XXI. Para o mesmo período, a temperatura da noite mais fria do ano aumentou cerca de 3 °C.

De acordo com Donat *et al.* (2013), temos assistido nas últimas décadas a uma diminuição consistente da frequência de noites frias (TN10p) ao longo de todas as estações, correspondendo a um aquecimento mais forte e prolongado durante o inverno, e conseqüente diminuição de dias de geada nas regiões setentrionais e meridionais. Verifica-se, deste modo, a existência de uma variabilidade intra-anual da temperatura associada à diminuição do número de dias de geada e ao aumento das temperaturas noturnas elevadas (Folland *et al.*, 2002; Christidis *et al.*, 2005; Alexander *et al.*, 2006; Trenberth *et al.*, 2007).

Globalmente, e de acordo com Alexander *et al.* (2006), o número anual de noites quentes (TN90p) aumentou em cerca de 25 dias desde 1951. Este aumento geral dos períodos de calor já tinha sido destacado em estudos anteriores, por exemplo Frich *et al.* (2002) e Klein Tank *et al.* (2002). De igual modo, para o período entre 1951 e 2003, verifica-se um aumento significativo na ocorrência anual de noites quentes, aparente em todas as estações, mas com maior relevância para os meses de março a maio e menor para os meses de setembro a novembro (Alexander *et al.*, 2006).

Para Fischer e Schär (2009), assiste-se a um aumento de intensidade nos extremos de temperatura, com o prolongamento da estação quente associado a uma maior variabilidade interanual das temperaturas no verão; um aquecimento que se sobrepõe ao máximo do ciclo sazonal, permitindo temperaturas extremas e ondas de calor mesmo no mês de setembro (Klein Tank *et al.*, 2005; Della-Marta *et al.*, 2007; Scherrer *et al.*,

2008). No período de 1880 a 2005, a duração dos episódios de ondas de calor estivais duplicou, a frequência de dias quentes quase triplicou e a variação da temperatura diária aumentou cerca de 6% na Europa Ocidental (Della-Marta *et al.*, 2007).

A verificar-se este cenário que conjuga, por um lado, um aumento de noites quentes, e por outro, uma maior frequência e duração de ondas de calor, poderemos estar perante situações de calor recorrente que potenciarão eventos de crescente impacto na sociedade, na economia e nos sistemas ecológicos, *i.e.*, redução da produtividade, menor oferta de energia, aumento da poluição no ar, crescimento de culturas, regionalização agroecológica, abastecimento de alimentos, e incêndios florestais (Ye *et al.*, 2013, Tian *et al.*, 2017, Parente *et al.*, 2018).

O verão excepcionalmente quente de 2003 causou cerca de 70.000 mortos relacionados com o calor, maioritariamente em países da Europa Ocidental e Central (Beniston, 2004; Trigo *et al.*, 2005), tendo a temperatura média para os meses de verão superado em 3 °C a temperatura média registada para o período 1961-1990 (Schär *et al.*, 2004). Em 2010, a Europa de Leste e partes da Ásia Oriental foram atingidas por uma vaga de calor, levando a temperatura diária em Moscovo a atingir os 38,2 °C, a temperatura nocturna em Kiev os 25 °C e a média diária em Helsínquia os 26,1 °C. Para além das mais de 55.000 vítimas russas, esta vaga de calor levou a perdas agrícolas na ordem dos 25% e incêndios que perfizeram mais de 1 milhão de hectares de área ardida (Barriopedro *et al.*, 2011).

Conquanto não exista uma definição amplamente aceite para definir uma onda de calor (Perkins e Alexander, 2013), esta pressupõe um período prolongado de calor intenso, que pode ser acompanhado por humidade alta. Segundo a definição estabelecida pela Organização Meteorológica Mundial e difundida pelo Instituto Português do Mar e da Atmosfera, uma onda de calor corresponde a um período de, pelo menos, seis dias consecutivos em que a temperatura máxima diária é 5 °C superior ao valor médio das temperaturas máximas do período de referência. Para a Direção Geral de Saúde, para que seja declarada uma onda de calor, são necessários 3 dias com temperatura superior a 32 °C (35 °C no Alentejo).

No contexto do aquecimento global, estes fenómenos extremos de anomalias de temperatura de alta amplitude, podem tornar-se não apenas mais frequentes, mas

também mais longos e mais intensos (Easterling *et al.*, 2000; Klein Tank e Können, 2003; Beniston, 2004; Schär *et al.*, 2004; Klein Tank *et al.*, 2005; Della-Marta *et al.*, 2007).

De um modo geral, a ocorrência de ondas de calor na Europa está relacionada com um sistema anticiclónico e circulações atmosféricas de Sul. Estas situações são caracterizadas por um aumento do forçamento radiativo positivo resultante da baixa cobertura de nuvens, sob um sistema de altas pressões com advecção de massa de ar quente (Kyselý, 2008). Para d'Andrea *et al.*, (2006), Ferranti e Viterbo (2006) e Fischer *et al.*, (2007), na formação de uma onda de calor, as condições hidrológicas pré-existentes podem influenciar os eventos amplificando a anomalia de temperatura.

2.4. Alterações no Aquecimento Diurno e Noturno das Temperaturas

Existe um padrão consistente pelo qual, à medida que o mundo aquece, é a temperatura mínima diurna que aumenta mais rapidamente do que a temperatura máxima, levando a uma diminuição na faixa de temperatura diurna. As variações no aquecimento solar levam a uma forte oscilação diurna na temperatura à superfície e na baixa atmosfera, afetando os fluxos superficiais e atmosféricos (Davy *et al.*, 2017).

A magnitude deste ciclo diurno é importante para determinar as interações entre a atmosfera e a superfície, pela resposta assimétrica aos diversos forçamentos que dependem do ciclo diurno. Como explica Davy *et al.* (2017), um aumento da nebulosidade durante o dia pode reduzir a temperatura à superfície pelo decréscimo da radiação de pequeno comprimento de onda incidente, enquanto um aumento noturno da nebulosidade no mesmo local pode aumentar a temperatura de superfície pela retenção da radiação de onda longa na camada junto à superfície; *i.e.*, as temperaturas noturnas são inerentemente mais sensíveis às perturbações do balanço radiativo e aquecem mais rapidamente perante um forçamento uniforme.

A variação diurna da temperatura do ar à superfície desde a década de 1950 em todo o mundo (especialmente nas regiões continentais do Hemisfério Norte), processou-se em grande parte pelo aumento na temperatura mínima noturna, que excede o aumento na temperatura máxima (Karl *et al.*, 1993; Easterling *et al.*, 1997; Vose *et al.*, 2005; Alexander *et al.*, 2006).

Alexander *et al.* (2006) verificaram que, globalmente no período entre 1951 e 2003, nas regiões das latitudes médias do Hemisfério Norte, o número de noites quentes aumentou em cerca de 25 dias, e as noites frias diminuíram em cerca de 20 dias, registrando-se um aumento substancial no crescimento das temperaturas noturnas entre 1979 e 2003. Em consonância com os resultados de outros estudos, os autores verificaram que a assimetria nos extremos frios vs extremos quentes revela mudanças em ambas as caudas da distribuição, aquecendo a uma taxa semelhante, porém, em maior grau nos extremos da temperatura mínima.

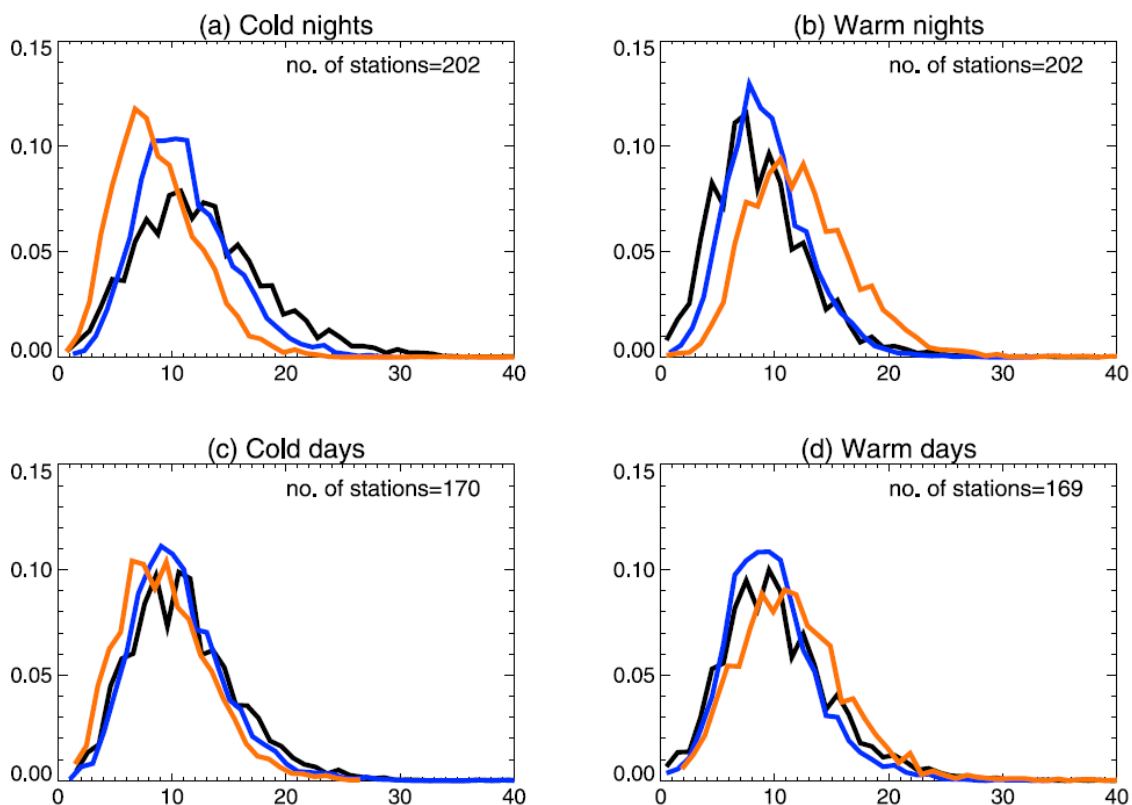


Figura 2.2. Funções de distribuição de probabilidades (PDF) para valores anuais de índices de temperatura baseados em percentil para cada um dos três períodos: 1901-1950 (preto), 1951-1978 (azul) e 1979-2003 (laranja). Fonte: Alexander *et al.* (2006), doi.org/10.1029/2005JD006290.

A Figura 2.2 mostra as Funções de Distribuição de Probabilidades (PDF) para valores anuais de índices de temperatura baseados em percentil para cada um dos três períodos: 1901-1950, 1951-1978 e 1979-2003. As diferenças entre as distribuições para a ocorrência de noites frias e a ocorrência de dias frios (Figuras 2.2a e 2.2c) e a ocorrência de noites quentes e a ocorrência de dias quentes (Figuras 2.2b e 2.2d) indicam claramente que as ocorrências de temperaturas mínimas extremas foram aumentando a uma taxa mais rápida do que a temperatura máxima extrema. A Figura

2.2a mostra uma redução acentuada na ocorrência de temperaturas noturnas baixas ao longo de 1901-2003, particularmente para o período mais recente de 25 anos. Há também um aumento acentuado na ocorrência de temperaturas noturnas elevadas durante o século passado, novamente com mudanças mais fortes nas últimas décadas (Figura 2.2b).

O trabalho de Donat e Alexander (2012), sobre a distribuição de probabilidade das temperaturas diurnas e noturnas globais, indica a presença de uma aparente assimetria com enviesamento para a parte mais quente da distribuição desde a metade do século XX, apontando para um aumento da frequência de noites quentes e mais quentes em quase todas as regiões.

Perante as diferentes abordagens que são feitas no estudo da evolução do aquecimento global, Donat e Alexander (2012) questionam se as mudanças nas distribuições das temperaturas refletem um aumento na média e na assimetria, com mudanças espacialmente mais heterogêneas na variância, ou se, por outro lado, as temperaturas diárias (tanto diurnas quanto noturnas) realmente se tornaram “mais extremas” e se essas mudanças estão relacionadas com mudanças nos vários aspetos da distribuição diária de temperatura, e não simplesmente resultado de uma mudança na média; concluindo pela última hipótese.

Donat *et al.* (2013) analisaram os extremos de temperatura diária desde a década de 1950 e observaram um aumento na frequência das noites quentes em cerca de 55% (20 dias em um ano), e uma redução no número de noites frias em cerca de 50% (18 dias num ano), o que confere uma pressão adicional para os impactos climáticos.

A Noite Tropical é um indicador climático extremo, utilizado para monitorizar as alterações climáticas, caracterizado por grande variabilidade interanual, com impacto no bem-estar e saúde da população, e que ocorre quando no período noturno a temperatura mínima é superior a 20 °C (Vincent *et al.*, 2005; Alexander *et al.*, 2006; Donat *et al.*, 2013; Royé, 2015).

A crescente ocorrência de noites tropicais pode ser parcialmente explicada por mudanças na circulação atmosférica sobre o Atlântico Norte (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2012). No contexto mediterrânico ocidental, as noites tropicais estão associadas a

situações anticiclônicas na Europa Ocidental ao nível da troposfera média, sendo o ar do Sahara uma importante fonte de aquecimento das massas de ar que ajuda a criar situações de temperaturas extremas mesmo durante vários dias (Cantos *et al.*, 2019).

O calor noturno apresenta uma tendência positiva cada vez mais clara. Klein Tank e Können (2003) detetaram uma tendência positiva das noites quentes ($T_{\min} >$ percentil 90) em grande parte da Europa durante o período de 1976-1999, coincidente com a evolução temporal das noites tropicais encontrada por Kostopoulou e Jones (2005) e Nastos e Matzarakis (2008). Estes dados também são confirmados pelo estudo de Sanchez-Lorenzo *et al.* (2012) para a Península Ibérica, onde foi observado um significativo aumento do número de noites tropicais (4,5 por década), especialmente marcado para o período de 1977-1991.

As mesmas tendências foram verificadas para a bacia do Mediterrâneo por Nastos e Matzarakis (2008) e para a Península Ibérica por Brunet *et al.* (2007). Como referem Sanchez-Lorenzo *et al.* (2012), transparece dos resultados uma alta correlação entre a temperatura mínima e as noites tropicais, não só em termos de tendência mas também como na sua variação temporal, podendo indicar que ambas as variáveis podem ser controladas pelo mesmo forçamento climático, incluindo a circulação atmosférica.

Esta associação releva a importância da ocorrência consecutiva, e por períodos de tempo por vezes prolongados, de noites muito quentes precedidas por dias muito quentes ($T_{\max} > 35$ °C), e nem sempre associados a ondas de calor. Estes eventos extremos, pelos valores elevados de temperatura, persistência e proximidade entre a temperatura mínima e a temperatura máxima (Fisher e Schär, 2010), representam um risco para a população em geral e, sobretudo, para os grupos de risco (Murage *et al.*, 2017).

2.5. Aquecimento Noturno e Stress Térmico

O progressivo aumento da variabilidade e temperatura média global registado nas últimas décadas, confere aos eventos de calor extremo uma maior frequência, para além de uma crescente intensidade e duração (Fischer and Schär, 2010; Barriopedro *et al.*, 2011; de Lima *et al.*, 2013). Estudos recentes demonstraram que a frequência de dias quentes de verão e ondas de calor na Europa aumentou nas últimas décadas (*e.g.*, Klein

Tank e Können 2003; Alexander *et al.*, 2006; Moberg *et al.*, 2006; Della-Marta *et al.*, 2007).

O aumento do número de eventos tropicais noturnos constitui uma das principais evidências do processo de aquecimento global em toda a região do Mediterrâneo. De acordo com Cantos *et al.* (2019) e Linares *et al.* (2020), a Bacia do Mediterrâneo está perante uma tendência de aquecimento com verões mais longos e mais quentes, aumento na frequência e gravidade das ondas de calor, mudanças nos padrões de precipitação, e redução nos volumes de chuva.

Para o sul da Europa, Fischer e Schär (2009, 2010) identificaram um incremento de 5% para o número de dias de verão no período de 1961 a 1990, e prevêem um cenário de acréscimo de 65% no período entre 2071 e 2100, resultante, em grande parte, do aumento da frequência no número de dias quentes no verão, implicando condições de calor mais intenso do que até agora experimentamos no clima atual. Durante estes dias, os efeitos percebidos pela população são causados pelas temperaturas extremas, bem como a correspondente diferença entre as temperaturas máximas e as temperaturas mínimas (Royé, 2015).

Considerando o crescente aquecimento das temperaturas mínimas e o seu impacto no calor noturno, Royé e Martí Ezpeleta (2015) introduziram uma nova metodologia de cálculo que denominaram como Conceito de Noite Tropical, com o intuito de identificarem as noites em que a população é afetada pelo stress térmico, estabelecendo como limite uma noite em que a temperatura se situa acima dos 20 °C, numa escala horária ou semi-horária. Tendo em consideração que a temperatura mínima ocorre habitualmente ao amanhecer, com valores que podem ser inferiores aos 20 °C, não invalida o facto de grande parte do período noturno os valores poderem estar acima do limiar dos 20 °C. Perante esta limitação do uso da temperatura mínima, elaboraram dois índices, um para calcular as “noites quentes”, quando 40% do período noturno regista temperaturas superiores a 20 °C (diferenciando-as das noites tropicais, que em toda a sua duração registam temperaturas superiores a 20 °C), e outro para avaliar a intensidade do stress térmico noturno (Royé e Martí Ezpeleta, 2015).

A análise efetuada por Royé (2015) e Royé e Martí Ezpeleta (2015) comprovou que um número significativo de noites com possível stress térmico na primeira metade da noite

ficaria oculto se apenas as temperaturas mínimas fossem levadas em consideração como indicador. Nestes estudos foi também identificada uma grande variabilidade interanual, com uma concentração entre os meses de junho e setembro, e maior expressão nos meses de julho e agosto. Adicionalmente, estes estudos confirmaram o aumento significativo da frequência de noites tropicais e noites quentes, e da persistência do calor e stress térmico. O padrão da distribuição das temperaturas regionais é influenciado pela proximidade à costa, onde as flutuações diárias de temperatura diárias são mais atenuadas que no interior, pela ação reguladora do oceano, e pelo efeito da latitude resultante da predominância das massas de ar quente subtropicais à medida que nos deslocamos para regiões mais meridionais (Royé, 2015; Royé e Martí Ezpeleta, 2015).

As altas temperaturas noturnas, juntamente com as altas temperaturas diurnas (noites quentes precedidas de um dia quente) podem ter um efeito sinérgico e resultar num stress térmico prolongado, agravado pelo facto de o corpo humano ficar impedido do descanso noturno (Murage *et al.*, 2017). O impacto mais comum das noites quentes na saúde humana é a dificuldade em adormecer em noites de verão invulgarmente quentes, o que cria desconforto e deteriora a qualidade do sono, provocando estados de vigília pela perturbação dos processos diacrónicos e sincrónicos e dos processos necessários de termorregulação (Buguet, 2007; Nastos e Matzarakis, 2008; Fischer e Schär, 2010; Royé, 2017).

Fischer e Schär (2010) salientam que um valor elevado de humidade relativa do ar é ainda outro fator de stress, particularmente relevante para a termorregulação humana. Os seres humanos normalmente controlam a sua temperatura corporal pela transpiração (arrefecimento evaporativo). Quando a humidade relativa é elevada, a taxa de evaporação é reduzida, diminuindo assim a eficácia desse mecanismo.

Nagai *et al.* (2010) e Cappuccio *et al.* (2011) realçam também que a duração e qualidade do sono noturno são considerados fatores de risco para doenças cardiovasculares, enquanto Palagini *et al.* (2013) estabelecem uma importante relação entre a perda do sono e a curta duração do sono e o aumento da hipertensão arterial, fenómenos muito comuns, e muitas vezes coexistentes.

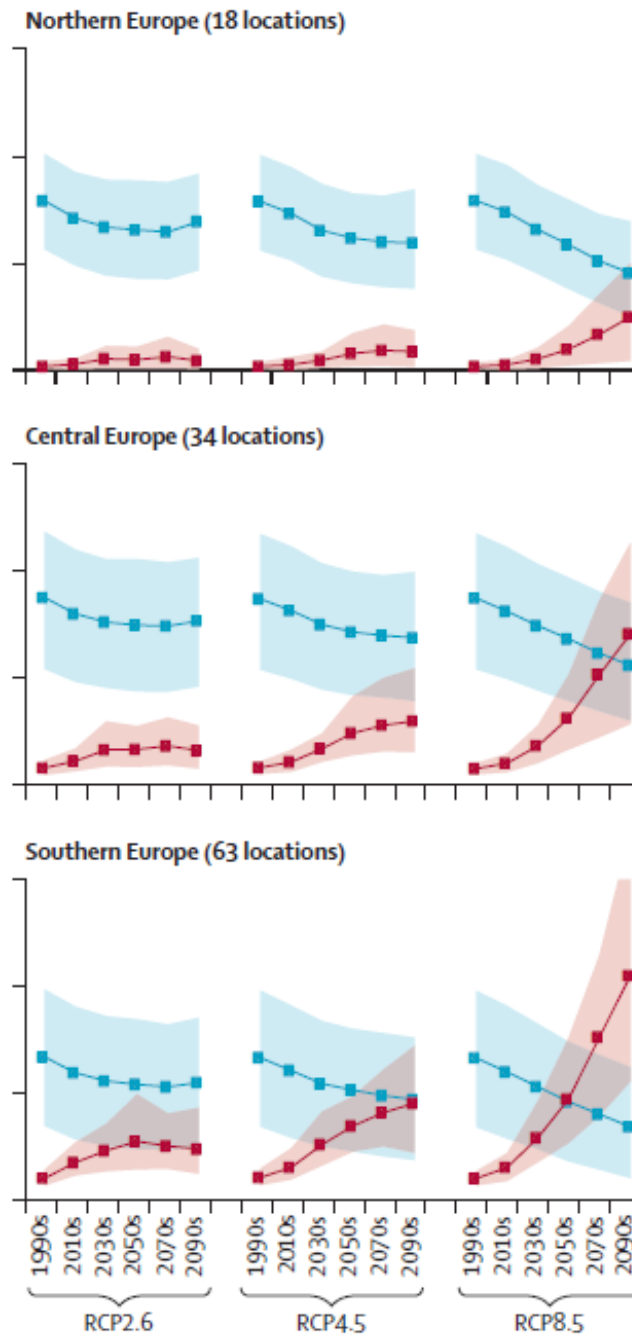


Figura 2.3. Tendências de excesso de mortalidade por calor e frio por região O gráfico mostra o excesso de mortalidade por década atribuído ao calor e ao frio por região e em três cenários de mudanças climáticas. As áreas sombreadas representam 95% dos Intervalos de Confiança empíricos. Fonte: Gasparrini et al. (2017), doi.org/10.1016/S2542-5196(17)30156-0

As temperaturas extremas de verão têm um impacto direto no conforto térmico e saúde humana, mas também sobre o consumo de água e energia, sobre a disseminação de doenças infecciosas transmitidas por vetores e nos mais variados setores da economia, causando perdas económicas substanciais (Garcia-Herrera *et al.*, 2005; Matzarakis e Amelung, 2008; Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2012).

Num estudo mundial realizado em diferentes cidades do mundo, Gasparrini *et al.* (2017) analisaram o impacto das temperaturas extremas sob diferentes cenários climáticos, para o período entre 1990 e 2099, excluindo alterações na população. Foi estimado que para os países da Europa do Sul os aumentos de temperatura seriam de cerca de 1,9 °C e 4,5 °C, respetivamente para os RCP4,5 e RCP8,5, relativamente aos valores médios de 15,9 °C no período de 2010 a 2019. Neste estudo concluiu-se que as regiões do sul da Europa (Figura 2.3) experimentariam um aumento na mortalidade relacionada com o calor, e um claro declínio na mortalidade relacionada com o frio, afetando uma população cada vez mais idosa, com crescentes comorbilidades e doenças crónicas, tornando-se imperativo uma adaptação e mitigação através de colaboração transfronteiriça (*e.g.*, segurança alimentar, doenças transmitidas por vetores, secas, migração).

2.6. Aquecimento e Temperaturas Extremas em Portugal continental

A investigação e divulgação das condições climáticas no território de Portugal continental têm aumentado nos últimos anos, dedicando-se à análise de eventos extremos, das suas condições subjacentes, e de projeções de alterações do clima para as próximas décadas. De assinalar, o primeiro estudo integrado da evolução do clima de Portugal Continental por Miranda *et al.* (2002), no qual é abordada a mudança climática observada para o território.

O clima mediterrânico, com a sua peculiar característica de apresentar na estação mais quente uma escassez de precipitação é, ocasionalmente, atingido por episódios atmosféricos excecionais. A probabilidade de ocorrência destes fenómenos extremos tem vindo a aumentar e parece enquadrar-se numa dinâmica global de generalizado incremento de eventos meteorológicos de maior intensidade.

Alcoforado *et al.* (2008) realçam a posição geográfica de Portugal Continental na transição entre dois tipos climáticos extremos: o Noroeste e as regiões de montanha de características nitidamente atlânticas, relativamente a todo o resto do país. A cartografia (Alcoforado *et al.*, 2009) mostra a importância do Vale do Tejo como limite climático entre as regiões atlânticas e pré-atlânticas, a Norte, e as áreas em que a tonalidade mediterrânea se vai marcando cada vez mais para Sul e para o interior. O Sul

e Sudoeste dos domínios mais mediterrâneos têm como particularidade a faixa litoral oeste alentejana e parte da serra algarvia, que sofrem maior influência marítima do que o interior (apresentando em altitude características pré-atlânticas). No que diz respeito à circulação atmosférica geral, Portugal Continental encontra-se igualmente sob a influência do anticiclone subtropical dos Açores e dos sistemas depressionários subpolares (de Lima *et al.*, 2013).

Em Portugal Continental, as variáveis climáticas são muito irregulares, com forte sazonalidade e grande variabilidade interanual na distribuição da temperatura do ar à superfície em todo o território, mais pronunciadas no Sul, região particularmente vulnerável às mudanças climáticas e propenso à desertificação (de Lima *et al.*, 2013). Geograficamente, a distribuição da temperatura testemunha a influência do efeito da latitude, da proximidade à costa e da altitude, com um gradiente que se estende de Norte para Sul, na estação invernososa e de Oeste para Este durante o estio (Miranda *et al.*, 2002, 2006; de Lima *et al.*, 2013).

As tendências da temperatura do ar indicam um aquecimento geral em todo o território, consistente com o aquecimento global e refletido no aumento das temperaturas máximas e mínimas durante o século XX, subdividido em dois períodos de aquecimento, de 1910 a 1945 e de 1975 até à atualidade, com um período de arrefecimento de 1945 a 1975 (Miranda *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2011; de Lima *et al.*, 2013).

Em Portugal Continental, as tendências das temperaturas máximas e mínimas são idênticas às observadas a nível global (Karl *et al.*, 2000; Vose *et al.*, 2005), registando no período entre 1976 e 2006, um incremento de 0,54 °C/década para a temperatura mínima e de 0,49 °C/década para a temperatura máxima (Figura 2.4), observando-se assim, um aumento mais acentuado da temperatura mínima e, conseqüentemente, uma diminuição na ATD (Miranda *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2011; Donat *et al.*, 2013), assim como nos extremos das distribuições da temperatura máxima e mínima (Cardoso *et al.*, 2019). Para Espírito Santo *et al.* (2014), o aumento da temperatura em Portugal continental é acompanhado por mudanças positivas em ambas as extremidades da distribuição.

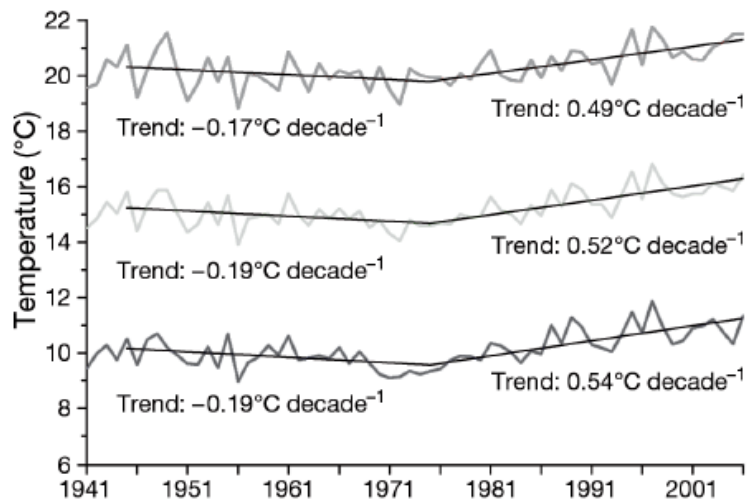


Figura 2.4. Variabilidade interanual da temperatura máxima (cinzento-médio), mínima (cinzento-escuro) e média (cinzento-claro), e as tendências respectivas para os 2 subperíodos (linhas pretas). Fonte: Ramos *et al.* (2011), doi.org/10.3354/cr00934

Os resultados obtidos por de Lima *et al.* (2013), para o período de 1976 a 2006, demonstram um aumento da ATD entre 0,1 °C e 0,7 °C/década em 13 locais, e uma diminuição de 0,1 °C a 0,8 °C/década em outros 10 locais. Contudo, nenhuma das estações mostra tendências decrescentes significativas na amplitude das temperaturas extremas intra-anuais.

A mesma tendência para um ambiente gradualmente mais quente tem vindo a verificar-se na análise de outros valores médios ou na utilização de índices climáticos (Folland *et al.*, 1999). Utilizando o mesmo período de análise (1941-2006), Ramos *et al.*, (2011) verificaram uma tendência para uma maior frequência de ondas de calor com consideráveis impactos socioeconómicos e ecológicos, assim como, ao nível da saúde e excesso de mortalidade (Trigo *et al.*, 2006, 2009; Garcia-Herrera *et al.*, 2010). Parente *et al.* (2018) contabilizaram entre 1981 e 2010, 130 ondas de calor, concentradas principalmente nos meses de julho e agosto (60%), mostrando uma grande variabilidade interanual, e geograficamente mais numerosas e extensas nas regiões do Nordeste e Sul do território. Os resultados obtidos por Espírito Santo *et al.* (2014) também sugerem que ao longo deste período se tornou evidente uma maior intensidade e duração das ondas de calor e, por outro lado, uma redução das ondas de frio.

O incremento dos valores da temperatura mínima favorece uma maior ocorrência de noites tropicais (Klein Tank e Können, 2003). Com efeito, segundo Miranda *et al.*, (2006) as noites tropicais após a década de 1970 aumentaram a uma taxa de + 4,2 dias/década,

essencialmente pela subida da temperatura mínima. Em termos locais, Lisboa pela sua localização litoral apresenta um fraco crescimento na duração das ondas de calor (Miranda *et al.*, 2006). Todavia, as estações interiores como Bragança e Beja registam tendências claramente positivas desde os anos 1970. No que respeita às noites quentes, estas têm tido um incremento generalizado, mas mais acentuado na primavera e verão, com mais de 6 dias/década desde 1976 (Ramos *et al.*, 2011).

Por influência da subida da temperatura mínima também se registou uma redução na tendência do número anual de dias de geada ($T_{\min} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) para todas as estações, e com significado estatístico para o inverno (Espírito Santo *et al.*, 2014). De igual modo, os números de dias frios ($T_{\max} < \text{percentil } 10$) revelam uma tendência decrescente, em particular na primavera e verão (Ramos *et al.*, 2011). Os dias de verão ($T_{\max} > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$) e os dias muito quentes ($T_{\max} > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$) evidenciam uma tendência positiva muito significativa no verão, com um incremento por década de cerca de 1,3 dias de verão/década e 0,6 dias muito quentes/década, no período de 1941 a 2006, para o território continental português. A análise do período mais recente (1976-2006) demonstra uma tendência mais forte, superando os 3 dias/década para cada um dos índices (Espírito Santo *et al.*, 2014).

Relativamente às temperaturas extremas, e permanecendo no período de 1941 a 2006, as alterações foram mais pronunciadas nos extremos de frio do que nos extremos de calor, em todas as estações à exceção da primavera, ocorrendo o inverso quando se analisa o período de 30 anos mais recente, em que são os extremos quentes diurnos que aumentam um pouco mais que os extremos frios noturnos, particularmente na estação primaveril (Espírito Santo *et al.*, 2014). Para o período total de 66 anos, os dias mais frios (TX_n) crescem a taxas significativamente crescentes de 0,28 e 0,43 $^{\circ}\text{C}/\text{década}$, respetivamente no verão e no outono, ao passo que as noites mais quentes (TN_x) mostram tendências significativamente crescentes para todas as estações (Espírito Santo *et al.*, 2014).

Frequentemente, dias muito quentes são acompanhados por noites quentes, ou noites tropicais, que podem representar um risco para a saúde humana pelo seu impacto no sono e no descanso das pessoas, podendo levar a perturbações no sono e aumento da vigília, bem como interferir nos processos de termorregulação quando o corpo não

consegue recuperar do excesso de calor diurno (Koppe *et al.*, 2004; Okamoto e Mizuno, 2005; Buguet, 2007). Perante esta questão, Royé e Martí Ezpeleta (2015) elaboraram uma proposta metodológica para identificar aquelas noites em que as pessoas podem ser afetadas pelo stress térmico. A utilização de dados de base horária ou sub-horária permite valorizar com mais detalhe as características térmicas noturnas, uma vez que a temperatura mínima é muitas vezes alcançada no final da noite, podendo grande parte da noite registar valores superiores a 20 °C (Royé, 2015).

As suas investigações (Royé e Martí Ezpeleta, 2015; Royé, 2015; Royé *et al.*, 2021) mostram um aumento significativo da frequência das noites tropicais com a diminuição da latitude e a proximidade à costa. Nas regiões do interior, a persistência do calor poderá ser menor devido ao arrefecimento mais rápido das temperaturas. Foi identificada uma elevada variabilidade interanual e um aumento significativo do número de horas quentes, descendo em latitude, da cidade do Porto mais a Norte, passando por Lisboa, e Faro. De Norte para Sul, registou-se uma descida contínua na dispersão, e em sentido contrário, um aumento da concentração das noites quentes. Faro pela sua posição geográfica próxima do Mediterrâneo e ao abrigo das influências atlânticas, regista a maior intensidade de noites quentes e tropicais (Royé, 2015).

Relativamente ao efeito das noites tropicais na mortalidade, Royé *et al.* (2021) consideram que Portugal, nomeadamente Lisboa e Porto, apresenta os maiores riscos de mortalidade, comparativamente com as cidades espanholas, francesas e italianas. Esta clara distinção pode ser explicada *“por uma possível falta de aclimação da população às noites quentes, uma vez que o risco em Lisboa era superior ao do Porto, que, pela sua localização mais a sul, se caracteriza por noites mais quentes”* ou *“que a temperatura exterior seja mais representativa da exposição real em Portugal do que noutros países”* (Royé *et al.*, 2021). Refere ainda o mesmo estudo que Portugal, relativamente aos restantes países do sul da Europa, registou a percentagem mais elevada da população que vive numa habitação não confortavelmente fresca durante o verão.

3. DADOS E MÉTODOS

3.1. Área de Estudo

Portugal continental (Figura 3.1), “que ocupa a agreste finisterra atlântica da mais ocidental das penínsulas mediterrânicas da velha Europa”⁶, encontra-se latitudinalmente no limite setentrional das regiões do Hemisfério Norte com balanço energético anual positivo (Ferreira, 2005).

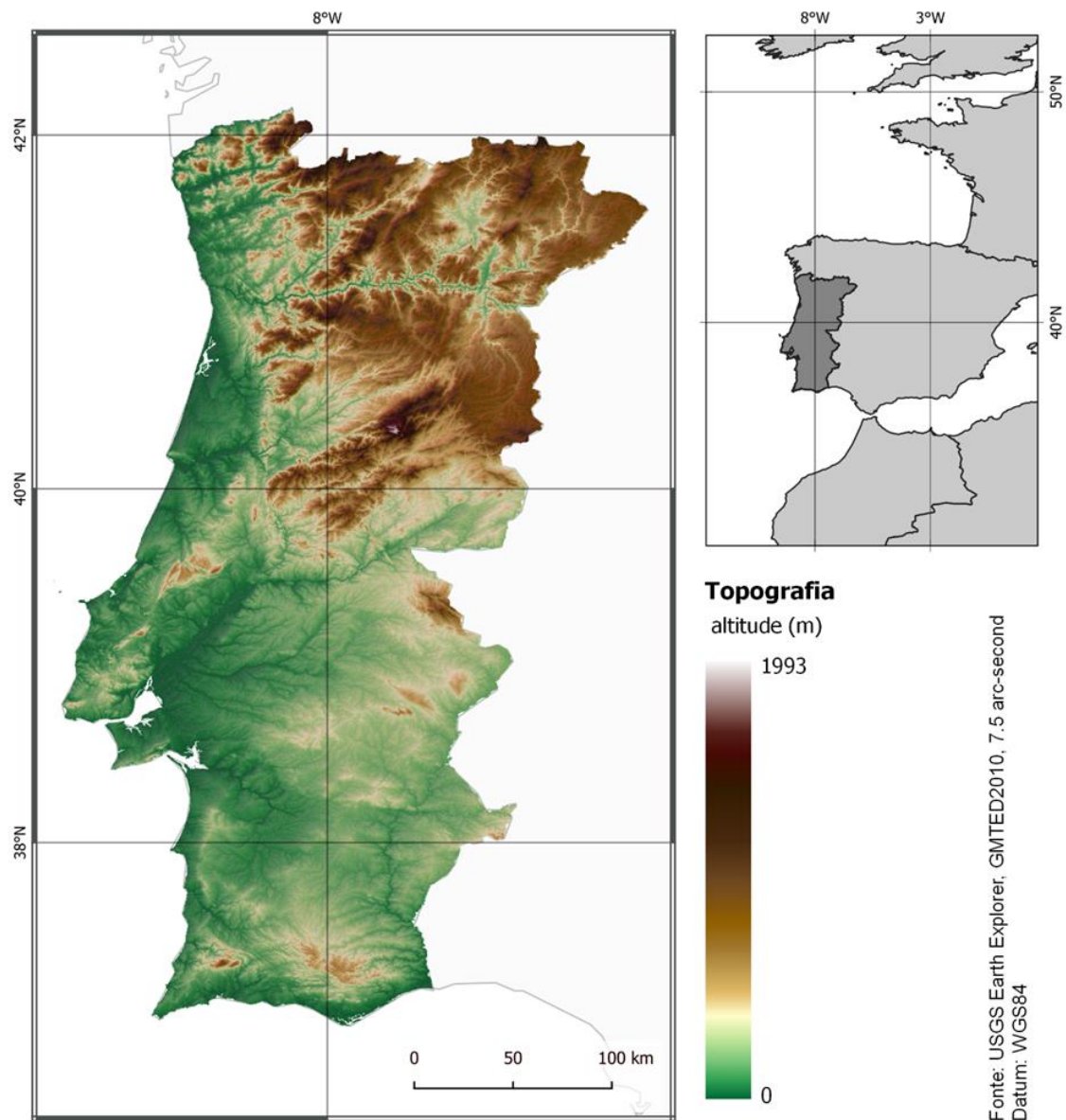


Figura 3.1. Área de estudo: Portugal continental.

⁶ Portugal, o Mediterrâneo e o Atlântico. Apresentação de Suzanne Daveau, edição 2021, pp.13.

Esta posição (entre 36°56'N e 42°09'N e 6°10'W e 9°34'W), na transição da circulação atmosférica geral, Portugal continental encontra-se no limite meridional da grande faixa dos climas temperados. A complexa orografia, e as variações de latitude e de distância à costa, entre outros fatores, fazem aumentar significativamente as diferenças regionais (Alcoforado, 1991; Fonseca e Santos, 2018). A distribuição da temperatura apresenta um gradiente N-S na estação fria, para, na estação quente, pela proximidade do oceano Atlântico, sobressair um gradiente que se estabelece do litoral para o interior.

3.2. Dados

Para identificar os padrões e as tendências evolutivas da temperatura do ar e calcular os diferentes índices climáticos relacionados, utilizaram-se os dados da Iberia01 (Herrera *et al.*, 2019a), e da ERA5-Land e ERA5-Heat da ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) (quadro no Anexo A.1).

A principal vantagem dos produtos de reanálise em relação aos dados das estações é a sua cobertura espacial e temporal contínua de múltiplas variáveis meteorológicas, fornecendo instantâneos abrangentes das condições a intervalos regulares ao longo de décadas (Parker, 2016).

A Iberia01 é uma base de dados em grelha, disponível no formato netCDF (*Network Common Data Form*), desenvolvida para a região da Península Ibérica com uma resolução espacial de 0,1°, disponível sob a *Open Database License* em (<https://digital.csic.es/handle/10261/183071>). Os dados são relativos ao período 1971-2015, representados pelas temperaturas diárias máximas, médias e mínimas (contém ainda os valores diários de precipitação e respetivos metadados).

As estações que suportam esta grelha estão representadas na Figura 3.2a. A desigual cobertura do território, bem como a falta de dados em algumas estações (Figura 3.2b), são factores que limitam a boa interpolação, podendo mascarar padrões e tendências e proporcionar leituras menos rigorosas, num contexto de grande irregularidade das variáveis climáticas (de Lima *et al.*, 2013). Todavia, as 44 estações utilizadas representam cerca do dobro daquelas normalmente utilizadas nalgumas referências bibliográficas deste trabalho (Ramos *et al.*, 2011; de Lima *et al.*, 2013; Espírito Santo *et al.*, 2014). Como refere Herrera *et al.* (2019b) num artigo em que aborda a incerteza observacional

entre o Iberia01 e E-OBS, o padrão de temperatura obtido foi muito heterogéneo, com uma pequena (na maioria das regiões) ou grande fração dos dias significativamente diferente, indicando regiões sensíveis para incerteza observacional. Apesar de incluir uma atualização relativamente às anteriores (PT02 e Spain02), ao nível do processo de interpolação com a introdução da covariável elevação (Herrera *et al.*, 2019b), é de reservar alguma prudência para as conclusões deste trabalho, em particular quando se avaliam as regiões do Alto Douro e Alentejo Litoral.

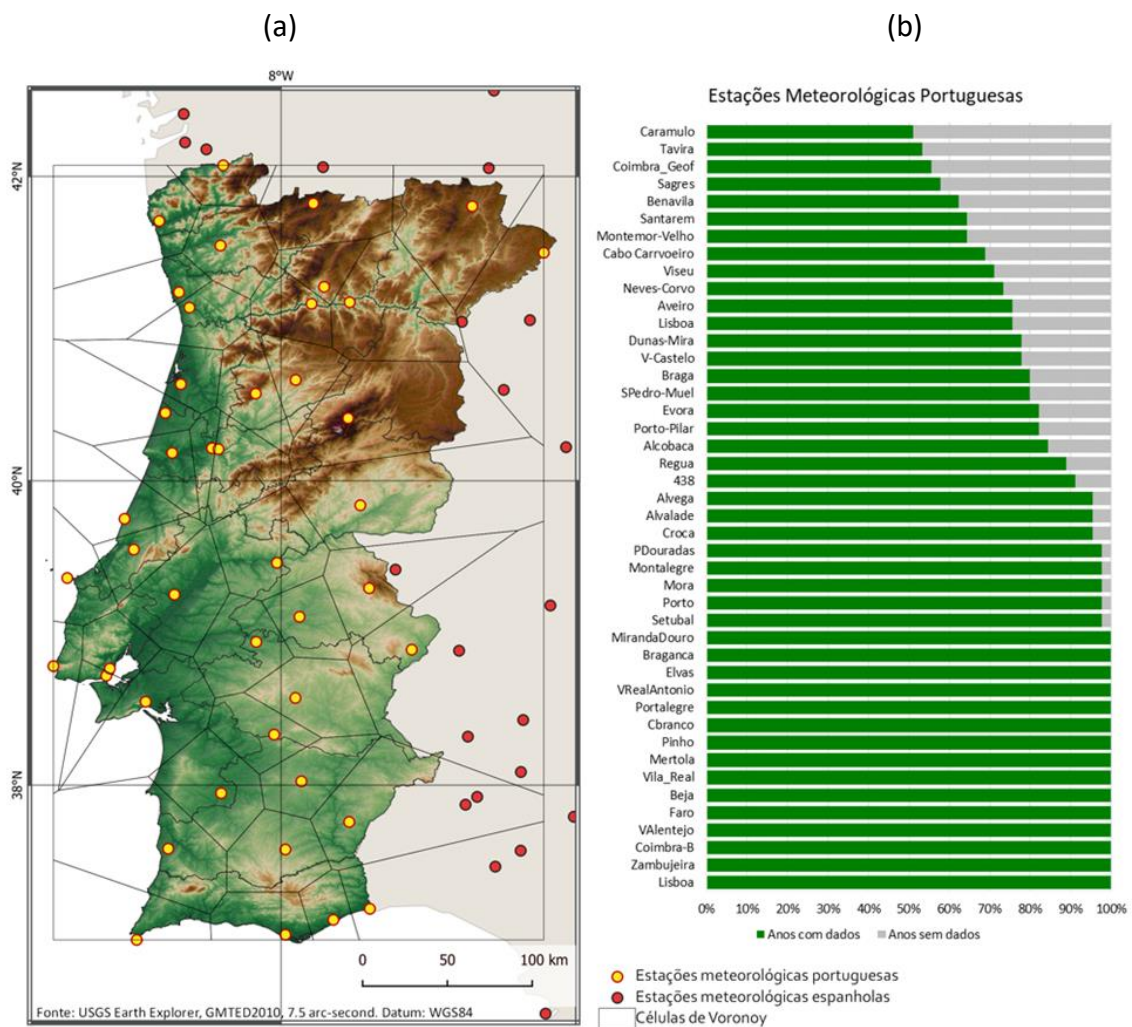


Figura 3.2. Divisão das áreas de influência das estações meteorológicas em Portugal continental de acordo com o método de Thiessen ou polígonos de Voronoi (a), e contabilização dos anos de observação das mesmas estações meteorológicas (b).

O ERA5-Land representa a geração mais recente do conjunto de dados global melhorado para a componente terrestre da 5ª geração do European ReAnalysis (ERA5), conseguido por meio de integrações numéricas globais de alta resolução a partir do modelo de superfície terrestre ECMWF, impulsionado pelo forçamento atmosférico a partir da

reanálise climática ERA5, incluindo uma correção de elevação, “*lapse rate correction*”, para o estado termodinâmico próximo à superfície (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021).

O ERA5-Land produz um total de 53 variáveis, globalmente, com frequência horária e resolução espacial de 9 km, ($\sim 0.08^\circ$), abrangendo o período de 1950 até ao presente. Esta resolução é obtida pela interpolação dos dados de estado meteorológico próximo da superfície e os fluxos de superfície da resolução do ERA5 (~ 31 km) para a resolução do ERA5-Land, através do método de interpolação linear baseada numa malha triangular (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021).

Para o presente estudo foram recolhidos os dados horários das temperaturas de superfície (2m_temperature, K) para o período 1971-2015, disponíveis no formato GRIB no endereço <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-land>.

A base de dados ERA5-HEAT (Human thErmAl comforT) representa o estado da arte atual na produção de registos de dados de bioclimatologia. O ERA5-Heat, utiliza a mesma informação ambiental e resolução do ERA5 ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ou 28×28 km), fornecendo uma reconstrução histórica horária da UTCI (*Universal Thermal Climate Index*) desde 1979 (Di Napoli *et al.*, 2021). A computação dos valores de UTCI iniciam-se após o cálculo da temperatura radiante média (MRT), gerando um ficheiro netCDF de 24 horas, cobrindo todo o período do dia (00-23UTC), composto por dois fluxos de reanálise. Um intermédio, com um conjunto de dados preliminares, sem garantia de qualidade, e um outro, com um conjunto de dados consolidados. Os dados estão disponíveis para *download* no Climate Data Store, endereço <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/derived-utci-historical>.

O UTCI é um índice biometeorológico humano baseado no modelo UTCI-Fiala (Fiala *et al.*, 2012), de modo que para qualquer combinação de temperatura, vento, radiação e humidade, o UTCI é definido como a temperatura do ar ($^\circ\text{C}$) de um ambiente de referência que causaria no corpo humano a mesma resposta fisiológica que em condições reais (Jendritzky *et al.*, 2012). O UTCI é classificado em 10 categorias de stress térmico, cada uma com uma faixa específica de valores UTCI, correspondente a um conjunto particular de respostas fisiológicas humanas ao ambiente térmico (Błażejczyk *et al.*, 2013).

3.3 Metodologia

Os dados de temperatura do ar de superfície foram analisados para todo o período de 45 anos (1971-2015) e para três subperíodos consecutivos: 1971-1985, 1986-2000 e 2001-2015. Para avaliar as alterações climáticas, este estudo incidirá sobre as tendências e evolução das temperaturas máximas e mínimas e seus extremos, numa base anual, sazonal e mensal, tendo por base os dados detalhados no ponto anterior (Anexo A.2).

Após extração nos respetivos endereços, os dados foram processados no CDO (Climate Data Operators), versão 1.9.3 (<https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo/files>), um software que manipula e analisa dados de modelos de clima, com acesso a uma coleção de mais de 600 operadores. A sua utilização foi feita em ambiente Linux (Ubuntu 18.04), permitindo trabalhar os dados de forma a serem posteriormente utilizados quer para a análise estatística, quer para a produção cartográfica.

Antecedendo a utilização dos diversos operadores para gerar ficheiros netCDF (.nc) e ficheiros de texto (.csv), selecionou-se no CDO o território de Portugal continental pela longitude e latitude e, do ficheiro resultante, através do “R” (linguagem de programação), realizou-se a delimitação pelos limites territoriais usando uma *shapefile* para o efeito (gadm36_PRT_0.shp).

3.3.1 Metodologia utilizada para a análise das temperaturas máximas, mínimas e da amplitude térmica

A análise das séries temporais permite explorar as evoluções registadas pelas variáveis meteorológicas ao longo do tempo. Para esse fim foram aplicadas diferentes análises e testes estatísticos. Uma primeira abordagem para a descrição dos dados foi efetuada utilizando a ferramenta de análise estatística *Analysis ToolPak* do Microsoft Office Excel. Este gera um relatório de estatísticas univariadas com informações numéricas (e.g., medidas de tendência central e dispersão) e gráficas (e.g., distribuição, regressão, histograma ou *box plot*), permitindo estudar variabilidades, relações, tendências e padrões, tendo em conta os diferentes intervalos: período, ano, estação e mês.

A amplitude térmica, útil na definição de uma assinatura das mudanças climáticas observadas (Braganza *et al.*, 2004), é aqui definida como a diferença entre a média da temperatura máxima e a média da temperatura mínima, na escala de tempo referida.

Para a escala sazonal foram consideradas as seguintes estações do ano: primavera (março a maio, MAM), verão (junho a agosto, JJA), outono (setembro a novembro, SON) e inverno (dezembro a fevereiro, DJF).

Para os cálculos estatísticos foi usada a aplicação MAKESENS (Salmi, 2002), que incorpora o teste não paramétrico de Mann-Kendall para a tendência e o método não paramétrico de Sen para a magnitude da tendência.

O teste não-paramétrico de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1976) é aplicado na detecção de tendências crescentes ou decrescentes (monotónicas), assumindo uma variação constante da distribuição no tempo, para os seguintes níveis de significância estatística:

***	se tendência	$\alpha = 0,001$	99,9% de significância
**	se tendência	$\alpha = 0,01$	99% de significância
*	se tendência	$\alpha = 0,05$	95% de significância
+	se tendência	$\alpha = 0,1$	90% de significância
em branco	se tendência	$\alpha > 0,1$	< 90% de significância

O método não-paramétrico de Sen (Sen, 1968) é usado nos casos em que a tendência é assumida como linear, e permite estimar o declive da tendência (magnitude), ou seja, mudança por período de unidade de tempo.

Para melhor ilustrar as evoluções temporais, os diversos gráficos incluem a reta de regressão calculada pelo ajuste dos mínimos quadrados.

Devido à singularidade da duração do período de estudo, foi ponderada para efeitos de apuramento estatístico, uma Normal Climatológica de Referência com um intervalo de 30 anos. Todavia, esse apuramento (1981-2010), para o período de estudo de 45 anos, para além de não se inserir no intervalo de referência da WMO, deixaria uma discordância de anos em cada um dos extremos. Assim, como período de referência para a análise das anomalias de temperatura foi utilizado um intervalo perfazendo todo o

período de estudo, 1971-2015. Assim, as anomalias foram calculadas subtraindo a temperatura média sazonal e mensal de cada ano à respectiva média do período (1971-2015).

A utilização do *boxplot* permite mostrar a localização e dispersão de um conjunto de dados de temperatura (caso presente) ordenado por ordem crescente, avaliando a sua variabilidade. Com divisão em quartis, engloba: o primeiro quartil (Q1 ou percentil 25), a mediana ou segundo quartil (Q2 ou percentil 50), o terceiro quartil (Q3 ou percentil 75) e os valores máximo e mínimo. O intervalo interquartil, entre o Q1 e o Q3, representando 50% dos dados, indica o grau de dispersão dos valores em relação à mediana. Os *outliers* correspondem aos valores extremos que estejam pelo menos a 1,5 intervalos interquartilicos abaixo do valor do primeiro quartil ou a 1,5 intervalos interquartilicos acima do terceiro quartil.

Para além da análise estatística de mudanças na tendência central, foram utilizados 8 índices empregues pela *World Meteorological Organization and the Intergovernmental Panel on Climate Change*, tendo por base a temperatura máxima (TX) e a temperatura mínima (TN), conforme Peterson *et al.* (2001). Utilizaram-se índices baseados em limites fixos (ou absolutos) e índices baseados em percentis (ou de limiares relativos), para avaliar a evolução e a tendência dos extremos de temperatura. Os índices de limite utilizados tiveram por propósito quantificar os dias que superavam (ou não atingiam) uma determinada temperatura.

Assim, foram empregues o FD = dias de geada ($TN < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$), SU25 = dias quentes ($TX > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$), SU35 = dias muito quentes ($TX > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$) e TR = noites tropicais ($TN > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Já os índices baseados em percentis, escolhidos para determinar a frequência das temperaturas extremas, foram: os TX90p e TX10p para as temperaturas máximas e os TN90p e TN10p para as temperaturas mínimas. Estes índices refletem igualmente características sazonais, com o percentil 90 associado às condições de verão e o percentil 10 às condições de inverno (Fonseca e Santos, 2018). Os cálculos foram efetuados através do *ClimPACT2*, que usa o código do pacote "*climdex.pdic*" em "R", desenvolvido pelo *Pacific Climate Impacts Consortium* (PCIC).

Transversal a todas as análises, a manipulação e visualização dos dados é efectuada através do programa *Panoply*, versão 4.12.12 para Windows, desenvolvido no Instituto

Goddard de Estudos Espaciais da NASA. O *Panoply* utiliza várias bibliotecas *open-source* para gerar uma ampla variedade de projeções de mapas e tabelas com diferentes escalas de cor.

3.3.2 Metodologia utilizada para a análise das condições de frio e de calor

Uma onda de calor pode ser entendida como um período prolongado de calor invulgarmente elevado que conduz a um estado de stress térmico com consequências para a saúde da população afectada (Robinson, 2001). Existem várias propostas para definir as ondas de calor, quanto à sua frequência, duração e intensidade, em grande parte devido às diferenças climáticas entre as regiões (Perkins e Alexander, 2013).

Para além dos índices já referidos, percentis para os extremos de temperatura e absolutos para os dias de geada, para os dias quentes e muito quentes e para as noites tropicais, utilizou-se neste estudo o índice EHF (*Excess Heat Factor*) para determinar o número de ondas de calor e o número de dias a ela associados. O EHF é uma métrica normalizada, que mede a intensidade das ondas de calor no contexto climático do local estudado.

Para o período de 1971 a 2015, foram utilizadas as temperaturas máximas (TX) e mínimas (TN) diárias provenientes do conjunto de dados em grelha do Iberia01, baseada em dados observacionais, considerando o território de Portugal continental como uma unidade, com um único valor diário de temperatura máxima e mínima.

O índice EHF (Nairn *et al.*, 2009; Nairn e Fawcett, 2015) calcula a ocorrência de uma onda de calor sempre que se verifique uma sequência de três ou mais dias em que o valor de EHF supere os 0 °C², dados pela seguinte fórmula:

$$EHF = EHI_{sig} \times \max(1, EHI_{accl})$$

O EHI_{sig} representa a anomalia da temperatura média diária (DMT) de três dias em comparação com o percentil 90 (neste estudo) da temperatura média diária observada no período de 45 anos. O EHI_{accl} representa a anomalia da média dos três dias de temperatura média diária, comparada com a temperatura média diária dos 30 dias precedentes (Nairn e Fawcett, 2015). Portanto, o EHF (°C²) resulta do desvio da

temperatura média dos últimos três dias em relação a um limiar pré-definido (90p) e multiplicado pelo fator de aclimatação.

3.3.3 Metodologia utilizada para análise do desconforto térmico noturno

Os valores mínimos de temperatura ocorrem habitualmente próximo do nascer do Sol. No entanto, no início da noite, quando se inicia o período de descanso, as temperaturas podem ainda registrar valores que impactem nos estádios iniciais do sono e limitem ou impeçam os processos de termorregulação (Buguet, 2007; Okamoto e Mizuno, 2012; Royé, 2015).

Para estudar o stress térmico noturno, a metodologia utilizada tem por base dois indicadores inicialmente apresentados por Royé e Martí Ezpeleta (2015), com o objetivo de quantificar o excesso (1) e a duração (2) do stress térmico das noites quentes. Os registos de temperatura são horários e o período noturno é definido como o intervalo que medeia entre o pôr e o nascer do Sol. A duração do período noturno foi obtida no endereço <https://www.sunearthtools.com/> tendo por referência o Centro Geodésico de Portugal em Melriça. Através do CDO, extraiu-se a temperatura horária diária para o período 1971-2015 do ERA-Land, relativa a cada um dos pontos escolhidos, aplicando-se tratamento posterior em Excel para determinar diariamente no número de Noites Quentes (NQ) e a Intensidade das Noites Quentes (INQ).

O método de cálculo é o seguinte:

a) Intensidade do stress térmico noturno

Soma dos valores horários de temperatura, em graus Celsius, iguais ou superiores a 20 °C, e posteriormente divididos pela duração total da noite. A intensidade ou excesso de calor noturno (INQ) é expressa em °C:

$$(1) \quad INQ = \frac{\sum_i t_i}{\sum_i n_i}$$

onde t_i é o valor de temperatura do dia i , maior ou igual a 20 °C, e n_i o total de horas noturnas do dia i .

b) Número de noites quentes

A duração da noite quente é calculada somando o número de horas em que a temperatura é igual ou superior a 20 °C a dividir pelo total de horas noturnas (entre o nascer e o pôr do Sol). Se o valor obtido superar os 40%, estamos perante uma noite quente. A duração da noite quente (NQ) é expressa em percentagem.

$$(2) \quad NQ = \frac{\sum_i h_i}{\sum_i n_i} \times 100$$

onde que h_i representa o número de horas noturnas do dia i quando a temperatura é igual ou superior a 20 °C, e n_i o total de horas noturnas do dia i .

O limite de 20 °C permite estabelecer um termo de comparação com o índice das noites tropicais, e o limite dos 40% para as noites quentes toma em consideração as primeiras fases do sono/descanso (Royé e Ezpeleta, 2015).

3.3.4 Metodologia utilizada para análise do conforto bioclimático

A exposição prolongada aos diferentes elementos meteorológicos afetam o organismo humano, moldando a sua percepção térmica, podendo determinar uma degradação das condições associadas ao conforto térmico e aos processos fisiológicos, com probabilidade para potenciar riscos para a saúde humana (Figura 3.3).

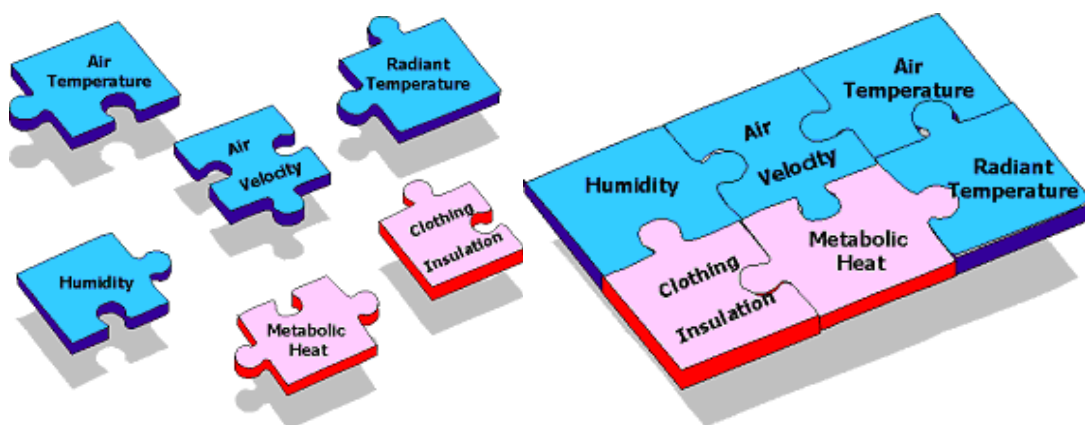


Figura 3.3. Quatro fatores ambientais (azul) e dois não ambientais ou pessoais (rosa) que afetam o conforto térmico humano. Estes fatores no seu conjunto contribuem para o conforto térmico individual.

Fonte: <https://www.hse.gov.uk/temperature/thermal/factors.htm>

Para quantificar estes fatores ambientais e pessoais, foram propostos vários índices com diferentes variáveis e métodos de cálculo, de modo a avaliar o stress térmico e a sua importância no conforto, desempenho e saúde humana.

O mais recente índice biometeorológico é o UTCI (*Universal Thermal Climate Index*) proposto por Jendritzky *et al.* (2012). Com ele, procura-se inferir o stress térmico induzido pelo clima e percebido pelo corpo humano, classificando-o em 10 categorias de stress térmico (Quadro 4.6), em que cada faixa de temperatura de referência corresponde a um conjunto específico de respostas fisiológicas humanas ao ambiente térmico (Błażejczyk *et al.*, 2013; Di Napoli *et al.*, 2021).

Quadro 3.1. Classificação das classes de stress térmico UTCI

UTCI (°C)	≥ 46	< +46 ≥ +38	< +38 ≥ +32	< +32 ≥ +26	< +26 ≥ +9	< +9 ≥ 0	< 0 ≥ -13	< -13 ≥ -27	< -27 ≥ -40	< -40
Stress	Calor extremo	Calor muito elevado	Calor elevado	Calor moderado	Sem stress térmico	Frio ligeiro	Frio moderado	Frio elevado	Frio muito elevado	Frio extremo
Classe	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5

O UTCI utiliza um conjunto de parâmetros multivariados que descrevem as trocas de calor sinérgicas entre o ambiente térmico e o corpo humano (Figura 4.33), nomeadamente o seu balanço energético, fisiologia e vestuário (Jendritzky *et al.*, 2012).

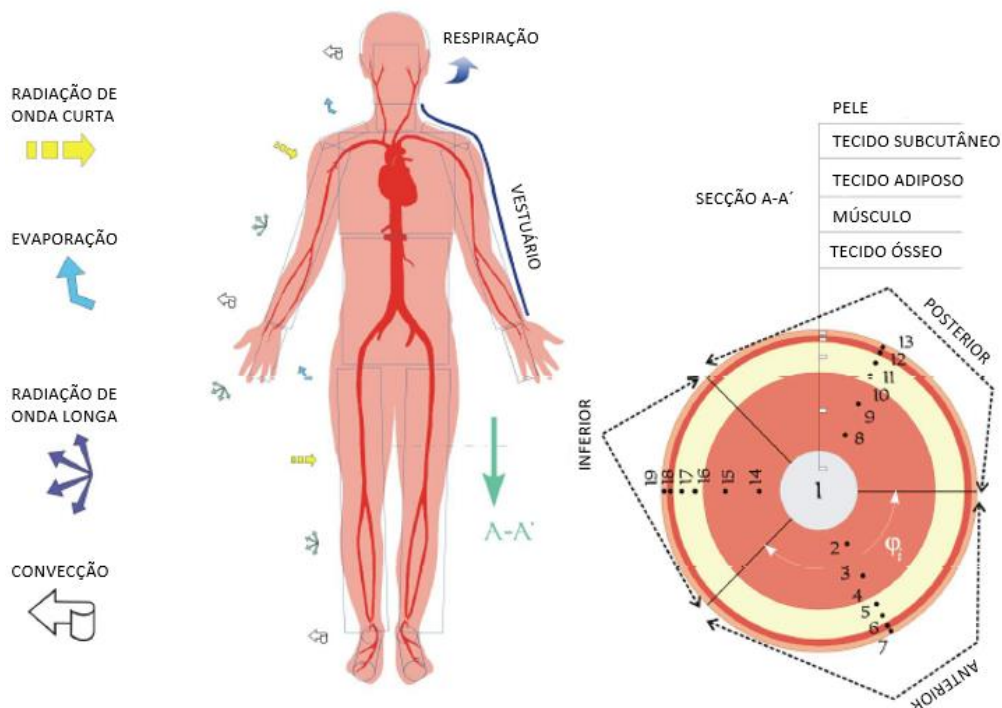


Figura 3.4. Subsistema passivo do modelo Fiala. (adaptado de Błażejczyk *et al.*, 2010).

Com aplicação para todos os climas ou características individuais, o UTCI traduz a temperatura do ar equivalente (°C) que refletirá uma reação fisiológica no corpo humano ao ambiente externo caracterizado pelas variáveis ambientais, temperatura (2m), vento (10m), humidade e radiação solar (Jendritzky *et al.*, 2012; Błażejczyk *et al.*, 2013), estando disponível numa base de dados em grelha com resolução espacial de 0,25° (lat x long) e escala horária, através do CDS (*Copernicus Climate Data Store*).

A ERA5-Heat é a primeira base de dados em grelha a nível global que fornece um conjunto de dados históricos de valores de UTCI (Di Napoli *et al.*, 2021), permitindo comparar condições térmicas em diferentes momentos. Porquanto a sua resolução possa não captar todas as variações de meso e microescala, particularmente em regiões de complexa orografia (Luo *et al.*, 2019), a possibilidade de dispor de informação de outras variáveis meteorológicas, permite o cálculo de métricas térmicas como a UTCI (Di Napoli *et al.*, 2021).

No seguimento de trabalhos anteriores, Pappenberger *et al.* (2015) refere a dependência linear do UTCI com a temperatura do ar, a elevação solar e a radiação solar e térmica, realçando também a sua grande sensibilidade ao vento, em particular nas regiões costeiras. A inclusão da velocidade do vento pode limitar a capacidade do UTCI em atingir valores muito altos, pois os ventos podem proporcionar algum alívio durante o tempo quente, que nas regiões costeiras pode ser ainda influenciado pelo efeito de arrefecimento do oceano (Pappenberger *et al.*, 2015; Provençal *et al.*, 2016).

Recentemente, Brimicombe *et al.* (2022) sugerem que o conjunto de dados ERA5-Heat pode estar a subestimar os valores de stress por calor enquanto sobrestima os valores de stress por frio. No seu artigo recomendam a utilização do método de Gauss-Legendre empregue pelo *thermofeel* para calcular as variáveis de *coszsa*, MRT e UTCI para substituir o código operacional *c* que produz o conjunto de dados ERA5-Heat, criando um ERA5-Heat versão 2 beta.

Para a análise do desconforto térmico utilizamos o conjunto de dados da ERA5-Heat empregando a informação de UTCI, obtida para cada ponto e relativa ao período de 1981 a 2015. A utilização dos mesmos locais analisados no ponto anterior de Desconforto Térmico Noturno, decorre do princípio inicial do trabalho de analisar os locais que se relacionem com intensidades extremas de temperatura (Figura 4.26).

Os limites climáticos de Portugal continental devem muito ao balanço hídrico anual (bem definido pela Cordilheira Central) e ao gradiente de temperatura de Oeste para Leste, em que a influência do oceano vai sendo substituída pela continentalidade. A interação destes gradientes com as massas de relevo, cria diferentes domínios climáticos, das regiões atlânticas e pré-atlânticas a norte até às de tonalidade mediterrânica a sul (Alcoforado *et al.*, 2009).

Os locais escolhidos inserem-se em diferentes arranjos regionais do clima. Vila Nova de Foz Côa, num domínio onde predomina o clima de maior feição continental, acentuado pela posição topográfica, enquanto, no litoral oeste, Porto de Mós tem um clima marítimo em que a amplitude térmica é mais atenuada. Lisboa, à beira do estuário do Tejo e próxima do oceano apresenta um clima marítimo de transição. No Alentejo, Alqueva encontra-se no domínio de clima continental, com um regime térmico influenciado pela presença da bacia do Guadiana e pela circulação do ar oriundo da Meseta sul espanhola. Faro, na posição mais meridional, tem um clima marítimo abrigado das influências setentrionais, mas sujeito ao ar quente proveniente do norte de África. (Daveau, 1985; Alcoforado, 1993; Alcoforado *et al.*, 2009).

4. RESULTADOS

A análise dos resultados apoia-se em duas vertentes: um conjunto gráfico que pretende, por um lado, ilustrar a distribuição dos fenómenos e, por outro lado, aferir da existência de padrões evolutivos; elementos estatísticos que permitem uma avaliação quantitativa e consistente dos fenómenos climáticos ligados à temperatura, determinantes para o conforto térmico humano. O período em estudo inicia-se na década de 1970, que diversos autores (Miranda, 2002; Ramos *et al.*, 2011; de Lima *et al.*, 2013; Espírito Santo *et al.*, 2014) consideram corresponder ao segundo período de aquecimento do século XX, quando a temperatura média registou uma taxa de crescimento de 0.5 °C/década em Portugal continental, cerca do dobro da verificada a nível mundial. Esses estudos referem uma subida mais acentuada das temperaturas mínimas e uma redução da ATD.

4.1. Evolução das temperaturas máximas e mínimas e da amplitude térmica: 1971-2015

Para Portugal continental, os fatores da continentalidade, latitude e altitude são determinantes para a variabilidade e intensidade dos valores de temperatura. O contraste térmico entre as regiões a norte do vale do Tejo, com uma presença mais dominante dos maciços montanhosos, e as regiões a sul, onde predomina uma maior uniformidade do relevo, sobressai como padrão mais evidente no território (Daveau, 1985). A altitude (e as formas de relevo) e a continentalidade influenciam a repartição e os valores da temperatura mínima (Daveau, 1985; Mora, 2001), enquanto a temperatura máxima é marcada pelos gradientes térmicos entre a orla litoral e o interior, particularmente nas regiões de fronteira adjacentes à Meseta sul espanhola, na bacia hidrográfica do Alto Tejo e no Alentejo interior. A continentalidade, ou afastamento do ar marítimo, proporciona a acentuação do calor no nordeste transmontano e nos vales encaixados do Alto Douro. A influência da latitude revela-se ao longo da fachada atlântica, com aumento progressivo da temperatura de Norte para Sul, mais notável depois de ultrapassadas as Serras de Sintra e da Arrábida (Daveau, 1985).

4.1.1. Evolução das médias diárias

Iniciamos este estudo pela avaliação da evolução das médias diárias das temperaturas máximas e mínimas em separado, uma vez que, a temperatura média diária isolada pode esconder tendências que possam resultar de mudanças na temperatura máxima ou mínima, ou a mudanças relativas em ambas (Braganza *et al.*, 2004)

A variação das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica está representada na Figura 4.1. Durante o período considerado para este estudo (1971-2015), quer a temperatura máxima quer a temperatura mínima evidenciam uma tendência de aquecimento, conforme indicado pela recta de regressão linear simples aplicada a toda a série, verificando-se um aumento da temperatura, superior em cerca de duas vezes para a temperatura máxima relativamente à temperatura mínima ($R = 0,08$ vs $0,04$). Refletindo este aquecimento diferencial, a amplitude térmica diária mostra uma tendência para um aumento progressivo ao longo do período de estudo.

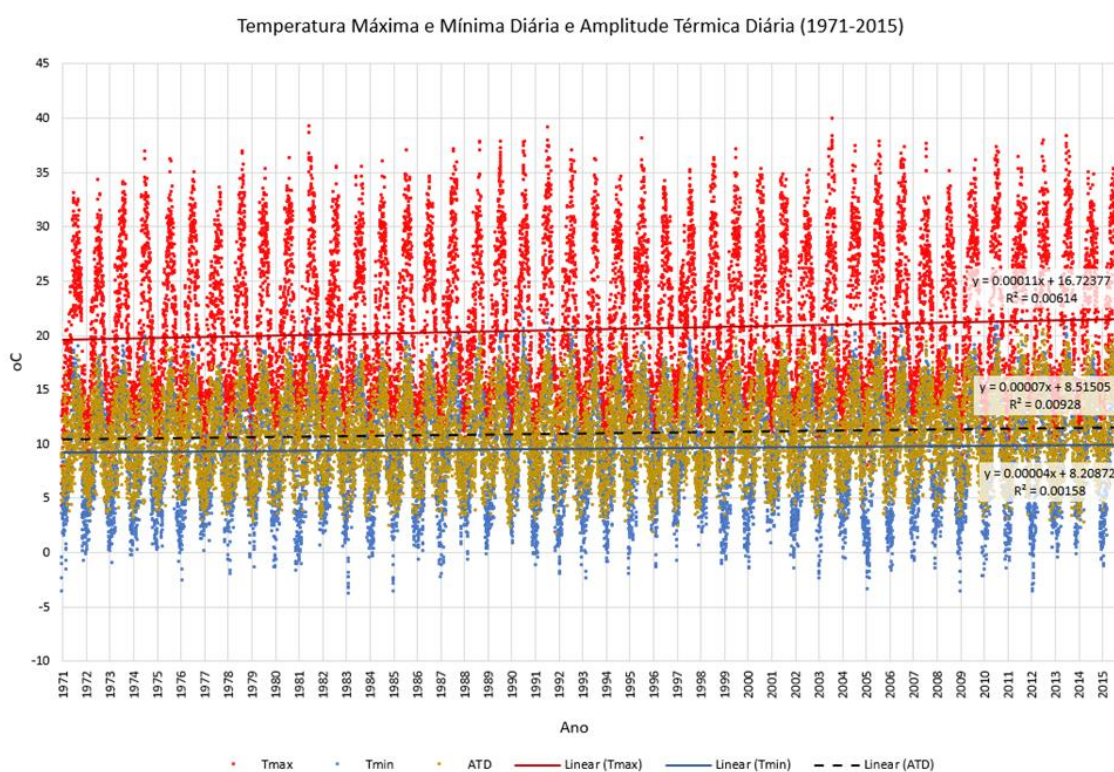


Figura 4.1. Evolução das médias diárias das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica diária, para o período 1971-2015.

Os dados estatísticos (Quadro 4.1) evidenciam uma maior variabilidade e dispersão na distribuição diária da temperatura máxima ($35,7$ °C; $46,3$ °C; $6,8$ °C), respetivamente através dos valores da amplitude, variância e desvio padrão, relativamente aos valores

obtidos para a temperatura mínima (26,7 °C; 23,0 °C; 4,8 °C). Durante o período em estudo, o dia 1 de agosto de 1993 foi aquele que registou o valor mais elevado de temperatura média diária quando a temperatura máxima atingiu os 39,96 °C, para, no período noturno imediatamente seguinte a temperatura mínima não ter descido dos 22,89 °C. Quanto aos valores mínimos de temperatura, a temperatura máxima média diária registou o valor mais baixo em 3 de janeiro de 1971 (4,27 °C), enquanto o valor mínimo médio diário da temperatura mínima ocorreu em 13 de fevereiro de 1983 (-3,82 °C). Relativamente à amplitude térmica diária, a de menor valor verificou-se em 7 de dezembro de 1991 (1,75 °C) e a maior ocorreu a 16 de julho de 2012 (20,45 °C).

Quadro 4.1. Dados estatísticos das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica diária.

	T_{max}	T_{min}	ATD
<i>Média</i>	20.562	9.582	10.980
<i>Mediana</i>	19.543	9.592	10.912
<i>Moda</i>	13.728	9.126	10.754
<i>Desvio Padrão</i>	6.807	4.799	3.554
<i>Variância</i>	46.336	23.029	12.629
<i>Curtose</i>	-0.951	-0.843	-0.819
<i>Assimetria</i>	0.326	-0.108	0.036
<i>Amplitude</i>	35.683	26.706	18.696
<i>Mínimo</i>	4.274	-3.819	1.753
<i>Máximo</i>	39.957	22.887	20.449
<i>Nível de Confiança (95%)</i>	0.104	0.073	0.054

4.1.2. Evolução das médias anuais

No que respeita à frequência e à distribuição dos valores médios de temperatura anual (Figura 4.2), verificamos que as temperaturas máxima e mínima apresentam uma assimetria oposta, i.e., a temperatura máxima tem uma assimetria negativa, revelando frequências mais elevadas nas classes de valores mais altos de temperatura e acima da média. Por sua vez, a temperatura mínima apresenta uma assimetria positiva, com um número maior de valores de temperatura abaixo da média. A forma de achatamento

para ambas as variáveis é igualmente distinta. A temperatura máxima indica uma distribuição mesocúrtica (curtose > 0), com maior concentração de valores, enquanto a temperatura mínima apresenta um maior achatamento, platicúrtica (curtose < 0), denotando na distribuição um maior peso relativo das frequências nos valores mais próximos dos valores centrais.

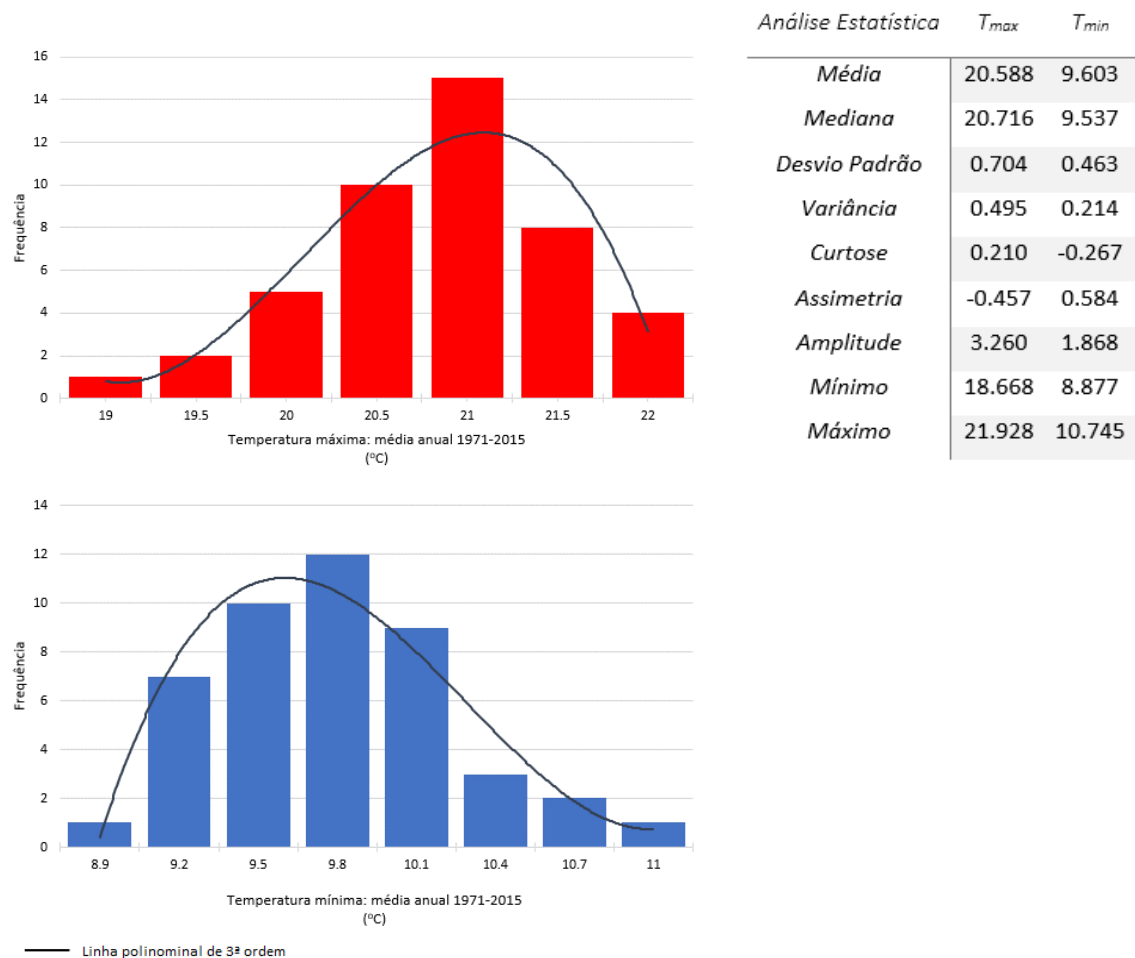


Figura 4.2. Distribuição das frequências das temperaturas máxima e mínima e respectivos dados estatísticos.

Analisando o comportamento evolutivo das temperaturas numa escala anual (Figura 4.3), verificamos que as tendências de aquecimento com incremento desigual se confirmam. O declive positivo de aumento da temperatura máxima é de 0,037, enquanto o da temperatura mínima é de 0,014, representando quase três vezes mais. Quando aplicamos os testes não paramétricos de Mann-Kendall e de Sen para os 45 anos considerados, esta tendência, transposta para valores de temperatura, representa um aumento de 1,67 °C para a temperatura máxima e de 0,64 °C para a temperatura mínima. Estes valores representam uma significância estatística, respectivamente $\alpha =$

0,001 e $\alpha = 0,01$. Aplicando os mesmos cálculos à ATD, esta apresenta um incremento de 1,14 °C para o total do período, com uma significância estatística de $\alpha = 0,001$.

Quando consideramos os valores anuais das temperaturas máximas e mínimas e a correspondente amplitude térmica, vemos confirmada a tendência de subida da temperatura, superior para a temperatura máxima, implicando um aumento da amplitude térmica.

Na evolução anual das temperaturas máximas e mínimas, verificamos que o valor mais elevado se observa no último ano do período de estudo (21,9 °C), e que o ano de 1993 foi o último com valor inferior a 20 °C. Em contrapartida, a temperatura mínima registou o seu máximo no ano de 1997 (10,7 °C), verificando-se uma menor dispersão dos valores relativamente aos valores da temperatura máxima (variância e desvio padrão)(Figura 4.2).

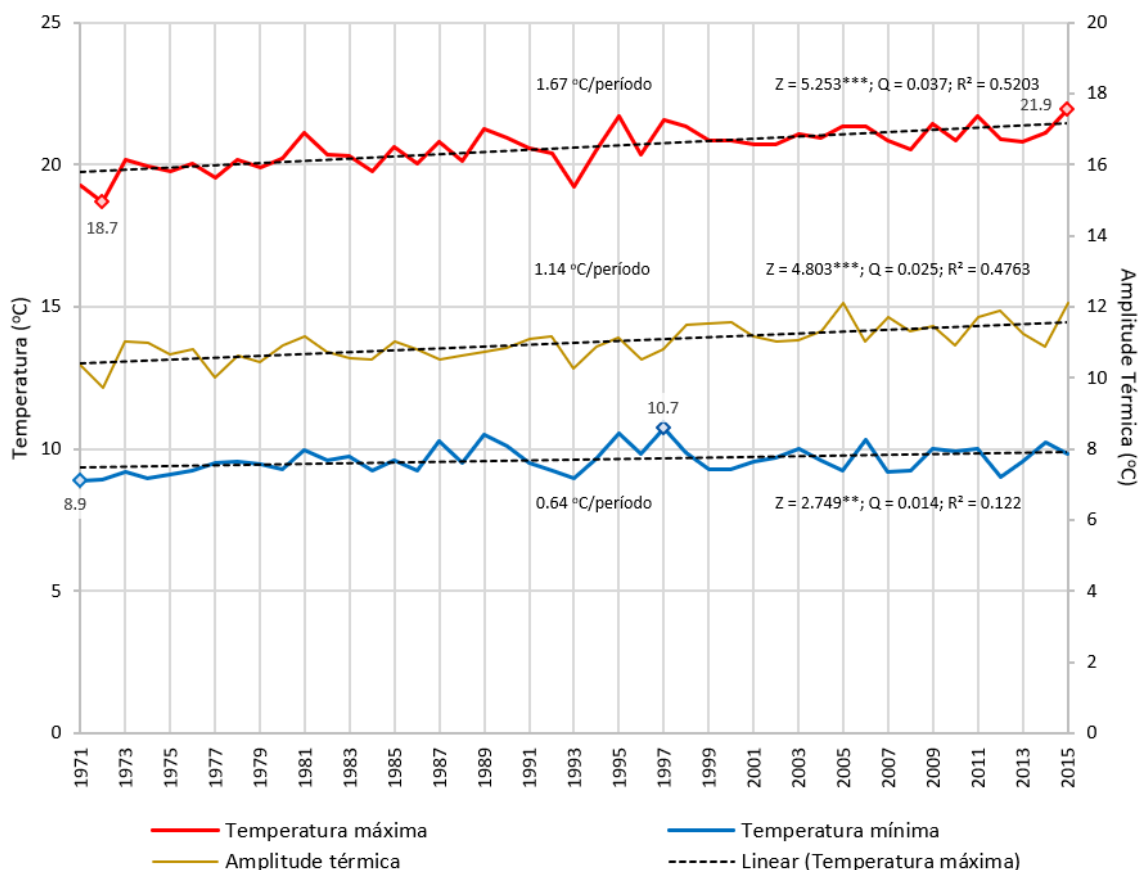


Figura 4.3. Evolução anual das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica.

4.1.3. Distribuição espacial das médias climatológicas e da amplitude térmica

Os padrões de distribuição das médias climatológicas das temperaturas máxima e mínima estão representadas na Figura 4.4. Relativamente à temperatura máxima, verifica-se a existência de uma dicotomia territorial entre as regiões a Sul da Cordilheira Central, com temperaturas mais elevadas, atingindo no Alentejo os 24 °C, e as regiões a Norte com temperaturas mais amenas. Nestas, podemos ainda encontrar dois centros com características opostas. O primeiro situado sobre a Serra da Estrela, com as temperaturas máximas mais baixas, na ordem dos 12 °C e, um outro, localizado no Alto Douro/Douro internacional, com temperaturas máximas mais altas, que se aproximam das registadas nas regiões a sul do Tejo.

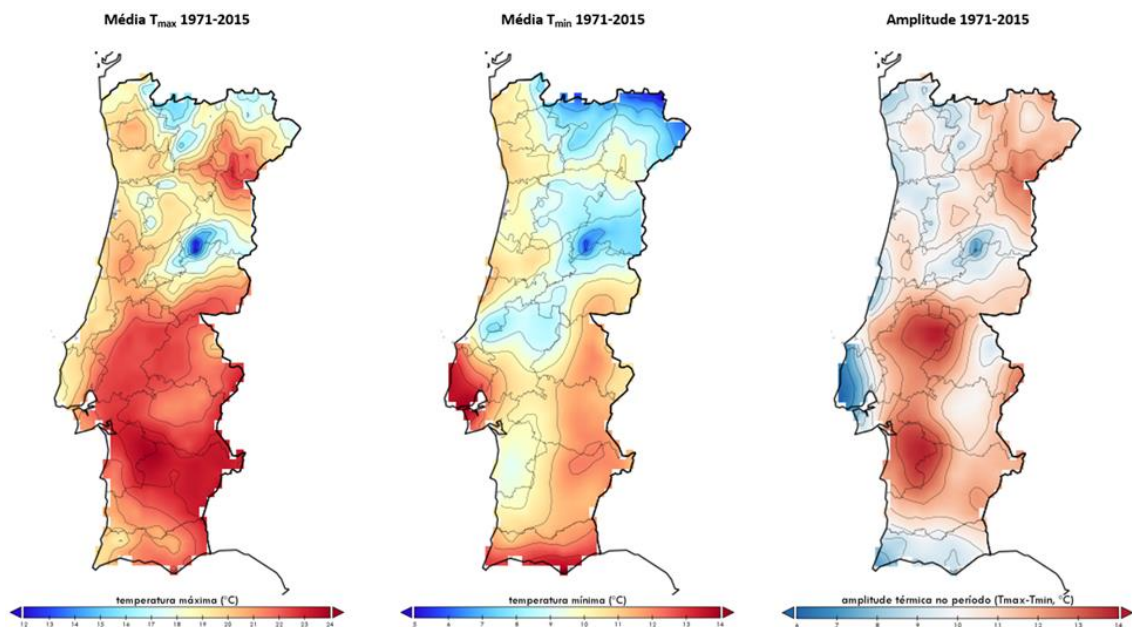


Figura 4.4. Médias climatológicas (1971-2015): temperaturas máximas, mínimas e amplitude térmica.

Quanto às temperaturas mínimas, estas apresentam um padrão completamente diferente. Passamos de um padrão de orientação N/S para um de O/E, apesar de permanecer o contraste entre as regiões a norte e a sul do rio Tejo, com temperaturas mais baixas e mais altas, respectivamente. Assim, com temperatura mínima mais alta, sobressai a região centrada no estuário do Tejo, que se estende da península de Setúbal ao Cabo Carvoeiro e, outra, situada no limite sul do território, ao longo de toda a costa algarvia, atingindo ambas valores perto dos 14,0 °C. A moderação das temperaturas mínimas nestas regiões sugere a importância da proximidade da ambiência marítima e,

possivelmente, o impacto da concentração urbanística da Área Metropolitana de Lisboa, num território que se destaca pelo seu prolongamento para o Atlântico.

É de notar ainda duas faixas com uma direção predominante S-N e SO-NE, que denotam o efeito combinado da altitude e da continentalidade. Uma localizada ao longo da fronteira com Espanha, desde as serras algarvias à plataforma de Castelo Branco e, uma outra, que percorre o maciço central, desde as Serras de Aire e Candeeiros, passando pela Serra da Estrela, e continuando para território espanhol, pela Serra da Gata. Em território nacional, ressurge no limite norte de Trás-os-Montes, nas Serras Galaico-Durienses, após uma interrupção no Alto Douro.

A ATD, como parâmetro climatológico, reflete a variabilidade do clima numa escala regional e global (Easterling *et al.*, 1997; Folland *et al.*, 2002; Davy *et al.*, 2017). O Algarve e a região Oeste são aquelas onde podemos encontrar as menores amplitudes térmicas, na ordem dos 6 °C a 9 °C, igualmente patentes na Serra da Estrela e Algarve. Com uma amplitude térmica de maior ordem de grandeza, temos o Alto Vale do Douro e, principalmente, os vales do Tejo e do Sado com valores que podem atingir os 14 °C.

4.1.4. Distribuição espacial das médias climatológicas mensais

Para a elaboração do padrão de distribuição das médias mensais anuais das temperaturas máximas e mínimas, optou-se por uma legenda comum aos doze meses, em vez de efetuar uma classificação separada, de modo a obter uma imagem gráfica mais coerente entre os valores de temperatura e as cores associadas (Figura 4.5).

Assim, julho e agosto são os meses mais quentes, registando-se os valores mais altos de temperatura máxima nas regiões do Alto Douro e interior alentejano até à zona raiana, com valores que atingem os 35 °C. A partir destas regiões, as temperaturas diminuem progressivamente para Oeste, prevalecendo as regiões costeiras e as áreas de maior altitude com as temperaturas mais amenas. Nos restantes meses do ano, são as regiões do Nordeste e os locais com maior altitude que apresentam, em geral, os valores mais baixos. Verifica-se que as temperaturas máximas mais altas têm uma maior permanência no Alto Douro e Alentejo interior, enquanto as temperaturas máximas mais baixas persistem mais tempo na região da Serra da Estrela e nas regiões montanhosas do Minho e Trás-os-Montes, num espaço regional N-NE amplificado.

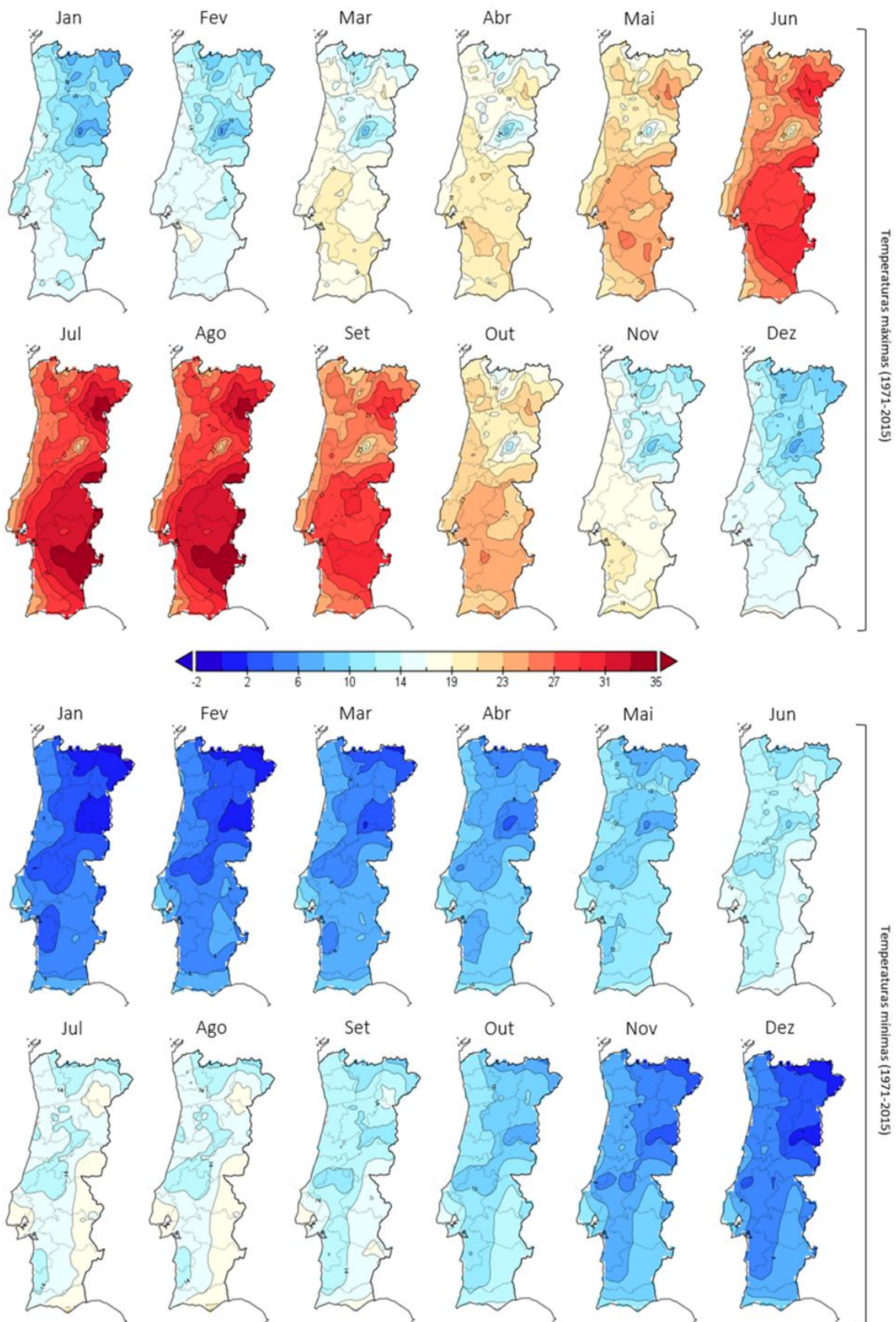


Figura 4.5. Médias climatológicas mensais (1971-2015): temperaturas máximas e mínimas.

No que diz respeito à temperatura mínima, os padrões mensais revelam condições de frio noturno claramente mais atenuadas no extremo da Estremadura que se projeta no Atlântico e na faixa costeira algarvia. Os valores mínimos médios de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ são atingidos no nordeste transmontano e na Serra da Estrela. Passada a época mais fria do ano, é no Alto Douro e na faixa de território que confina com Espanha, entre as vertentes Sul da Cordilheira Central e o Algarve, que se verificam as temperaturas mínimas médias mais altas, na ordem dos $19\text{ }^{\circ}\text{C}$. Embora se reduza em extensão de Norte para Sul, esta faixa perdura até dezembro com temperaturas mais amenas, sendo apenas suplantada pela faixa costeira algarvia e pela região oeste da Estremadura. Já as temperaturas mínimas mais baixas persistem mais meses nas regiões do distrito da Guarda e no nordeste transmontano.

4.2. Evolução das temperaturas máximas e mínimas e da amplitude térmica nos três subperíodos: 1971-1985, 1986-2000, 2001-2015

Como verificámos, a evolução das temperaturas máxima e mínima tem sido no sentido do aumento, com um maior incremento das máximas face às mínimas. Nas próximas seções iremos analisar três subperíodos de modo a verificar como se processou essa evolução.

4.2.1. Evolução das médias anuais

Na Figura 4.6 estão representadas as linhas de evolução das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica, as retas de regressão linear e os valores obtidos através dos testes não paramétricos de tendência de Mann-Kendall e de estimação de declive de Sen, para cada um dos subperíodos analisados.

De um modo geral, assistimos a um aumento da temperatura média para as duas variáveis, mais pronunciada na temperatura máxima, presente em todos os subperíodos. Já a temperatura mínima revela uma estabilização no subperíodo intermédio, tendo o subperíodo inicial acompanhado em parte o já referido início do segundo período de aquecimento global.

É nesse subperíodo intermédio que se verifica a maior amplitude térmica inter-subperíodos, com uma tendência de aquecimento de $0,87\text{ }^{\circ}\text{C}$. A amplitude térmica, de

resto, apresenta sempre uma tendência positiva, refletindo o desigual aquecimento entre as duas variáveis

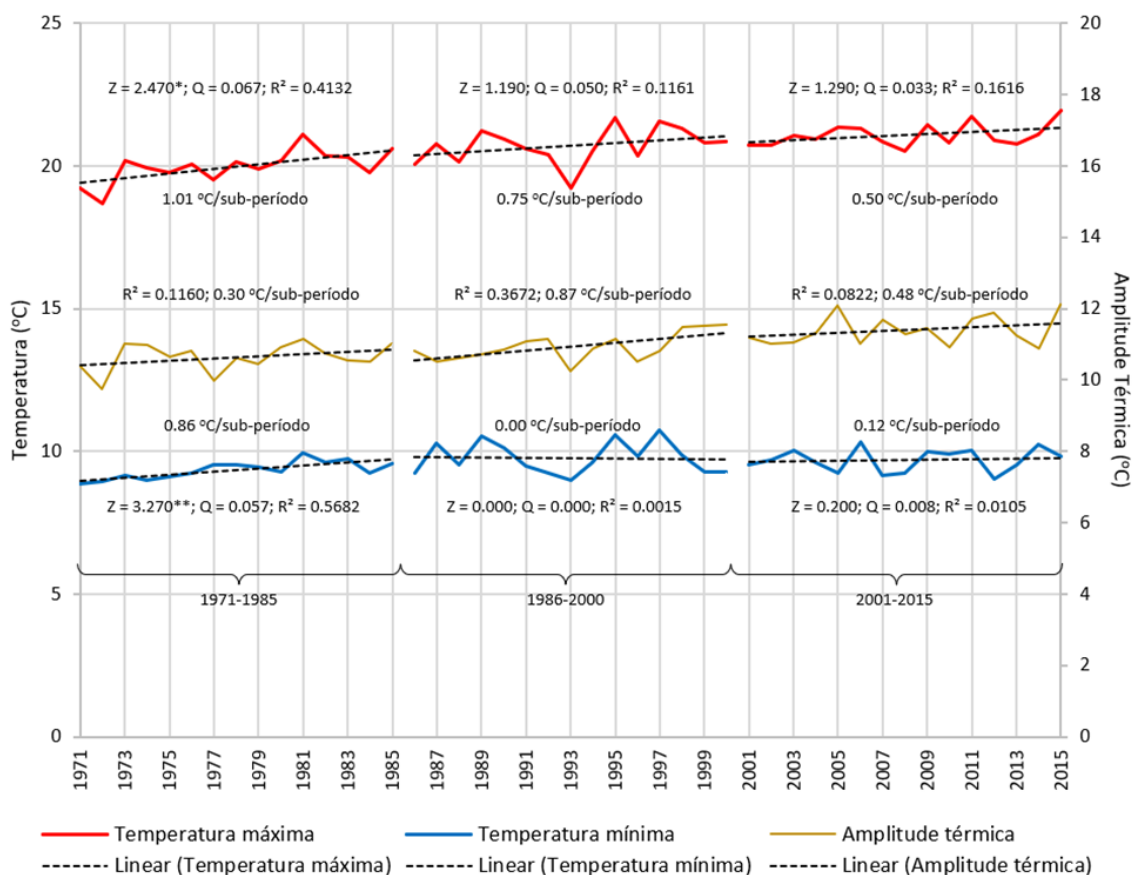


Figura 4.6. Evolução anual das temperaturas máxima e mínima e da amplitude térmica nos subperíodos: 1971-1985, 1986-2000 e 2001-2015.

A média anual da temperatura máxima indica uma tendência crescente de aquecimento para os três subperíodos, respectivamente 1,01 °C, 0,75 °C e 0,50 °C. A média anual da temperatura mínima possui um comportamento mais irregular, em que a tendência de aquecimento inicial desaparece no segundo subperíodo para reaparecer ligeiramente no terceiro, concretizando: 0,86 °C, 0,00 °C e 0,12 °C, nesta ordem.

A significância estatística destas tendências confirma-se apenas relativamente ao subperíodo inicial, para ambas as variáveis de temperatura, com $p < 0,05$ para a temperatura máxima e $p < 0,01$ para a temperatura mínima.

4.2.2. Evolução das médias mensais anuais

As temperaturas máxima e mínima atingem o seu valor mais elevado no mês de agosto (29,5 °C e 15,4 °C, respetivamente), à qual corresponde igualmente a maior amplitude

(14,0 °C). Em dezembro é registada a menor amplitude (8,2 °C) apesar de os valores mínimos, em ambas as temperaturas, só serem atingidos no mês de janeiro, com 12,7 °C e 4,0 °C respectivamente (Figura 4.7a).

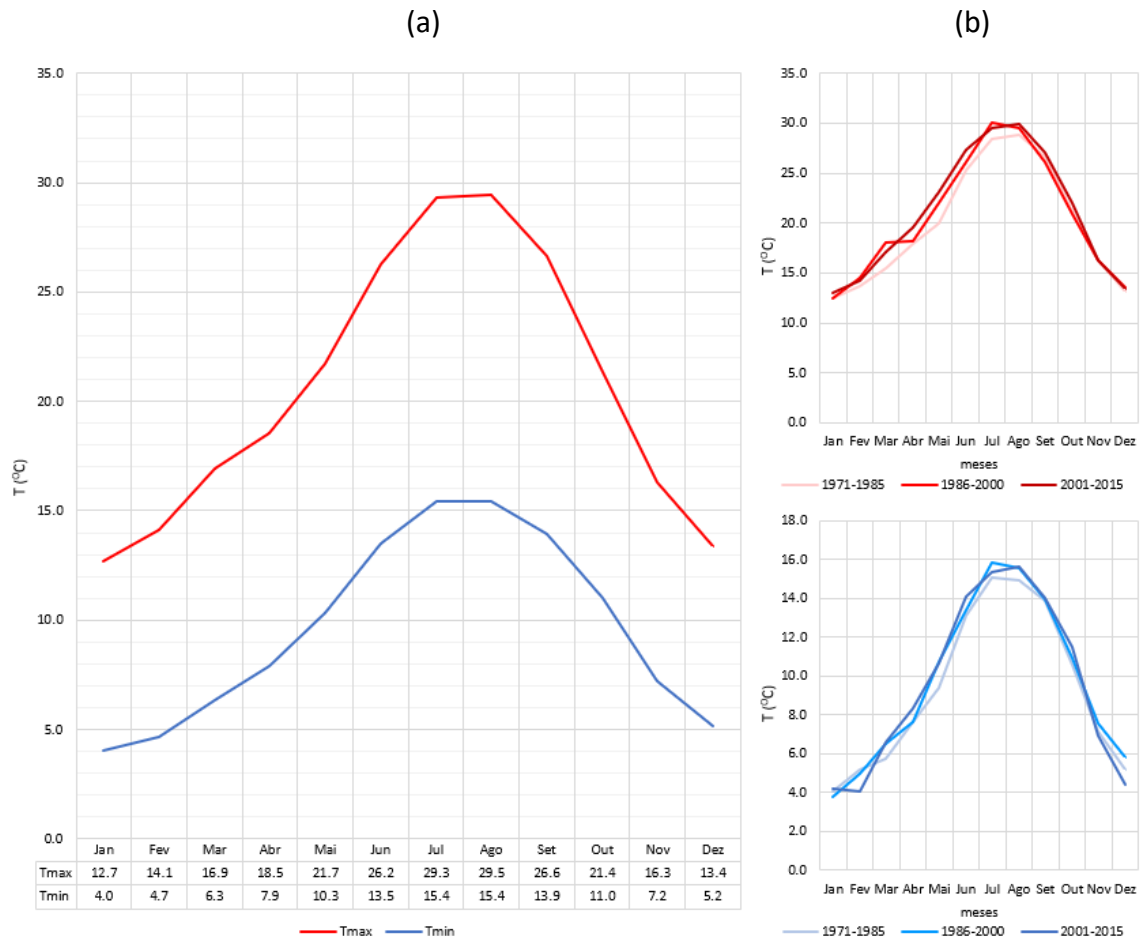


Figura 4.7. Médias mensais das temperaturas máxima e mínima, no período de 1971 a 2015 (a) e nos subperíodos (b), temperaturas máximas e mínimas.

A análise dos subperíodos permite verificar que, entre janeiro e agosto, tem ocorrido um aumento da temperatura, em particular a partir do mês de março, e com maior relevo para a temperatura máxima (Figura 4.7b topo). A temperatura mínima tem um comportamento análogo mas com menor expressão (Figura 4.7b base). Também na segunda metade do ano (agosto a dezembro) se vislumbra um idêntico comportamento, aqui com a ressalva de que, enquanto na temperatura máxima todos os subperíodos se sobrepõem, na temperatura mínima essa sobreposição termina em novembro e, até dezembro, o subperíodo mais recente (2001-2015) apresenta os valores mais baixos dos três subperíodos (4,4 °C face aos 5,8 °C e 5,2 °C de 1986-2000 e 1971-1985, respetivamente).

Foram calculadas as anomalias mensais destas duas variáveis relativamente a todo o período de estudo (Figura 4.8). Verifica-se que as anomalias têm uma maior discrepância nas temperaturas máximas (Figura 4.8a), com maior variabilidade nos meses que antecedem a estação quente, diminuindo nos meses mais frios (novembro a fevereiro). Nota-se uma oposição entre o primeiro e o terceiro subperíodo, particularmente evidente no mês de maio. No subperíodo intermédio (1986-2000) houve uma certa estabilização na evolução da temperatura, em particular da temperatura mínima (Figura 4.8b), onde as anomalias raramente ultrapassam 1 °C de diferença entre os três subperíodos.

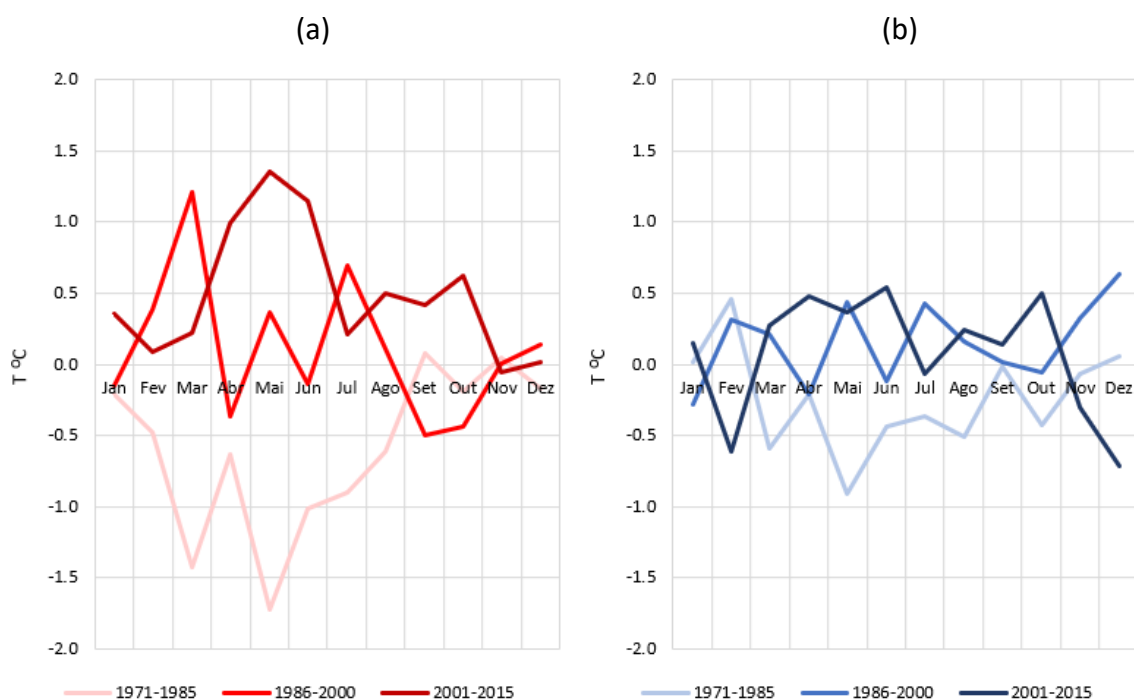


Figura 4.8. Anomalias das temperaturas máximas e mínimas nos subperíodos: 1971-1985, 1986-2000 e 2001-2015.

Adicionalmente, a análise das *boxplot* (Figura 4.9) confirma a tendência crescente das temperaturas máximas (Figura 4.9a) e uma estabilização com maior variabilidade das temperaturas mínimas (Figura 4.9b). O valor da anomalia da mediana, a linha horizontal dentro de cada caixa que divide a série em duas partes iguais e não é afetada pelos *outliers*, tem um percurso crescente ao longos dos três subperíodos, denotando um incremento dos valores de temperatura máxima relativamente ao período de referência. A posição da mediana perto da parte inferior da caixa e a pequena reta inferior configuram uma assimetria positiva no último subperíodo, com uma maior

concentração de valores à direita. Verifica-se, também, que o intervalo interquartílico (entre o topo e a base da caixa: 75p – 25p) é praticamente constante ao longo dos subperíodos (fraca variabilidade), apesar de o valor mínimo ter diminuído e o valor máximo se ter destacado.

Por sua vez, a temperatura mínima possui uma mediana que estabiliza nos 2º e 3º subperíodos, mostrando o último subperíodo o maior intervalo interquartílico, enquanto se observa a maior presença de valores mínimos em oposição à contínua redução dos valores máximos da temperatura mínima. De igual modo, constata-se a passagem de uma assimetria positiva para uma negativa, com a concentração dos valores a ocorrerem à esquerda, nos valores mais baixos da temperatura mínima.

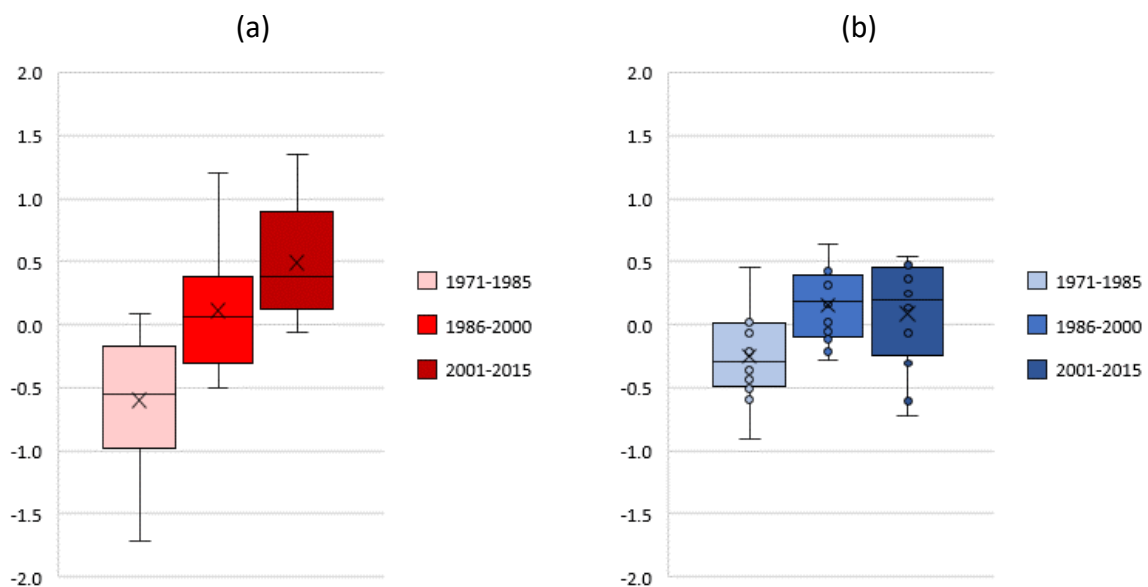


Figura 4.9. Boxplot das anomalias das temperaturas máximas e mínimas nos subperíodos: 1971-1985, 1986-2000 e 2001-2015.

4.2.3. Distribuição espacial das médias sazonais e suas anomalias

Conforme seria espectável, encontramos bem definidos os quatro padrões de temperatura relativos às diferentes estações do ano, com JJA a assumirem os valores de temperatura mais alta e DJF com os valores mais baixos, quer para as temperaturas máximas quer para as temperaturas mínimas (Figura 4.10). Relativamente às estações intermédias, os valores de temperatura são globalmente superiores no outono (SON), face aos de primavera (MAM).

Os padrões proporcionados pela temperatura máxima oferecem contrastes espaciais mais definidos no território, revelando temperatura máximas mais baixas numa diagonal que se estende do extremo Noroeste até ao Alentejo interior, e conferindo ao conjunto montanhoso da Serra da Estrela o seu ponto mais frio. Relativamente aos valores mais altos da temperatura máxima, estes tendem a ocorrer em áreas afastadas da fachada atlântica e concentrando-se, no Sul, entre o rio Tejo e o sudeste algarvio e, a Norte, na região do Alto Douro.

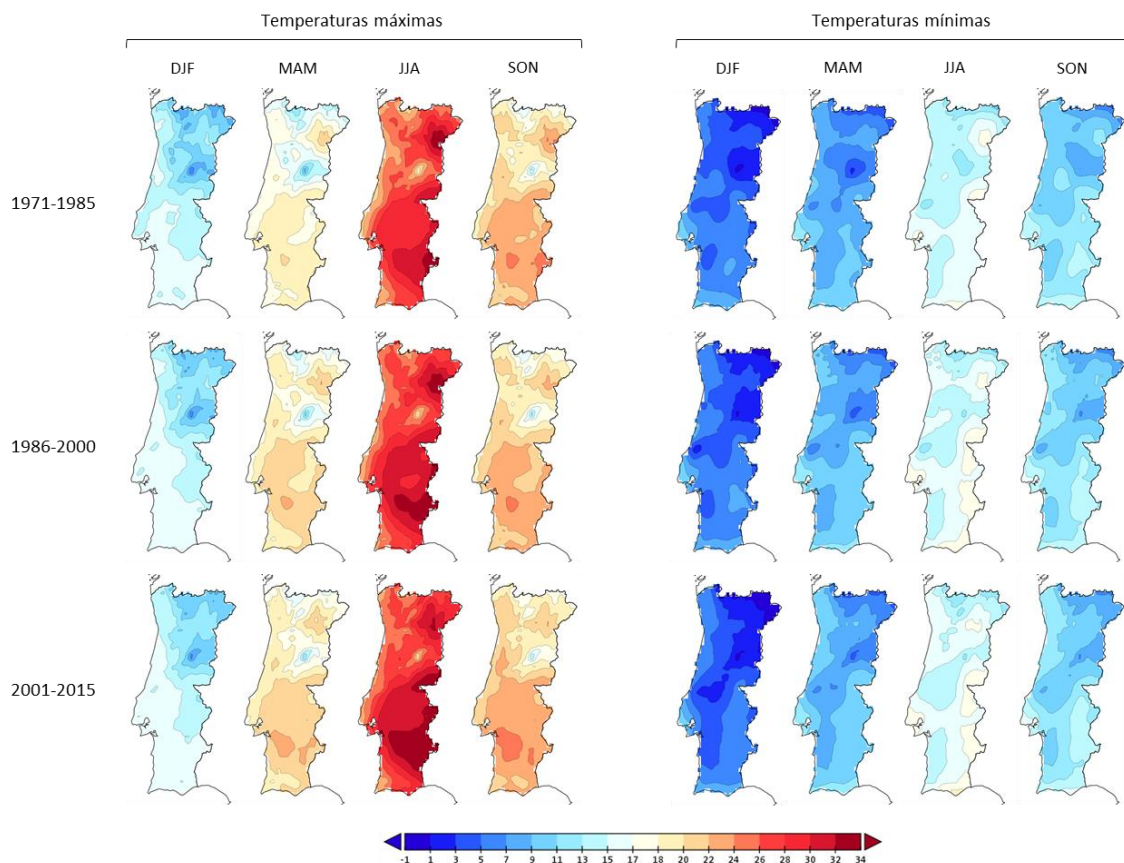


Figura 4.10. Médias sazonais (1971-2015): temperaturas máximas e mínimas.

Para a temperatura mínima, os seus valores médios sazonais têm distribuição regional mais dispersa, enquanto os valores mais baixos tendem a ocorrer nas regiões com maior elevação ou naquelas mais deprimidas. Aqui a fachada atlântica assume um menor protagonismo na moderação das temperaturas baixas, excetuando a região sudoeste da Estremadura e o litoral algarvio.

Neste estudo, com base na sazonalidade, verifica-se que ao longo dos três subperíodos as áreas com valores relativamente elevados da temperatura máxima têm vindo a estender-se pelo território, ocupando uma superfície cada vez uma maior, com relevo

não só para a estação mais quente (JJA) mas igualmente para as estações intermédias (MAM e SON).

Os padrões estacionais da temperatura mínima apresentam-se sem uma tendência evolutiva claramente discernível. Todavia, na sequência de subperíodos parece esboçar-se um prolongamento de valores relativamente frios desde o Nordeste, passando pela Cordilheira Central em direção ao vale do Sado. Esta ligação parece mais evidente nos meses de DJF e MAM.

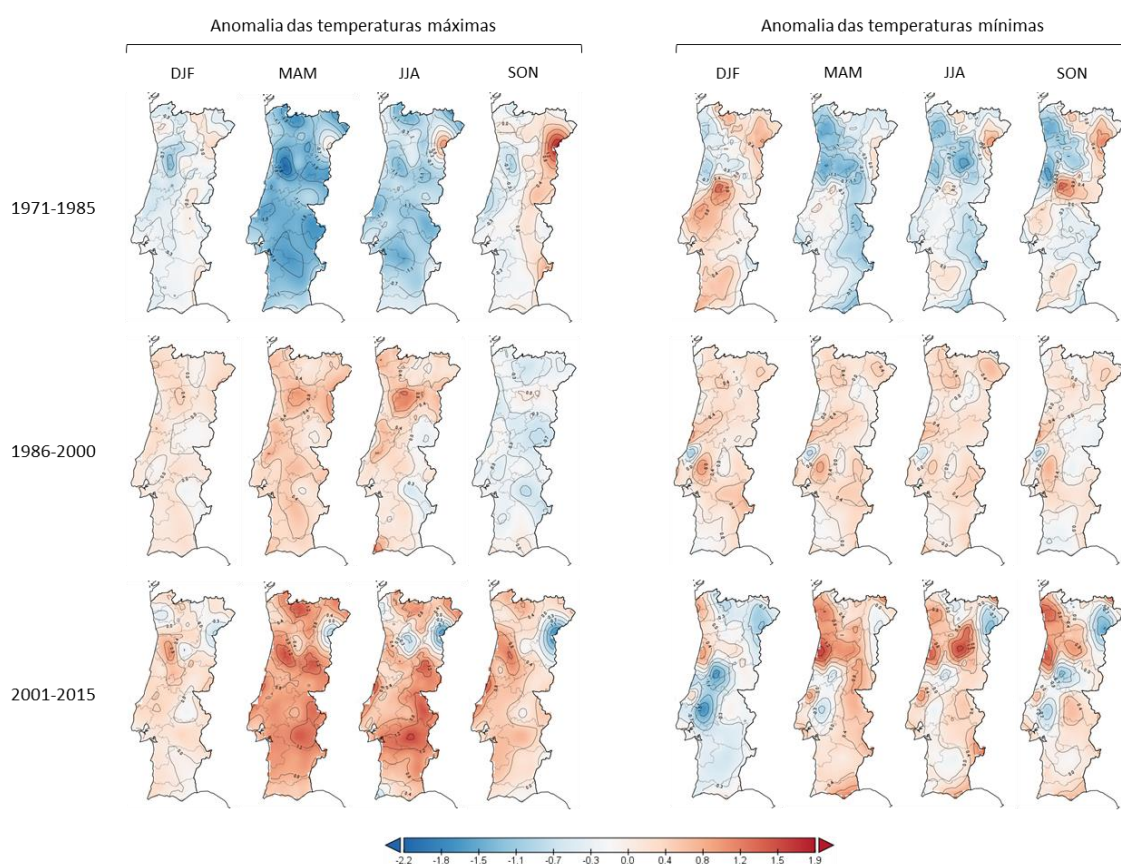


Figura 4.11. Anomalias sazonais (1971-2015): temperaturas máximas e mínimas.

Analisando as anomalias obtidas (Figura 4.11), tendo por base todo o período (1971-2015), verificamos que para as temperaturas máximas a anomalia começa por ser negativa (valores inferiores ao período de referência), particularmente na primavera (MAM) e verão (JJA) para, nos subperíodos seguintes evidenciar uma tendência claramente positiva. As restantes estações demonstram uma tendência semelhante, embora o outono (SON) do subperíodo 1986-2000 apresente uma tendência inversa, ou seja, no sentido do arrefecimento. Regionalmente, verifica-se uma tendência evolutiva contrária no Alto Douro relativamente ao restante território; enquanto neste a

tendência é do aumento da temperatura máxima, aquele mostra uma tendência para a diminuição da temperatura máxima, transversal a todas as estações.

Quanto às anomalias da média da temperatura mínima, estas apresentam uma tendência global para o aquecimento no subperíodo 1986-2000. Contudo, o último subperíodo 2001-2015, apresenta grandes discontinuidades regionais, com maior arrefecimento ou anomalias negativas em todo o território (excetuando o litoral norte), em particular nas bacias do Tejo e do Mondego. Estes valores mais baixos são mais perceptíveis no inverno (DJF), embora o padrão se mantenha presente nas restantes estações.

4.3. Alterações no ambiente térmico noturno

O aquecimento global das últimas décadas tem tornado evidente a vulnerabilidade do ser humano aos extremos de temperatura. O impacto das condições climatológicas diárias e sazonais condicionam a atividade humana, tanto como um fator de risco como um recurso (Alcoforado, 2006), mas também condiciona o funcionamento do organismo humano, que através de mecanismos de feedback perante os estímulos externos, procura por processos de regulação interna atingir o balanço térmico ideal. Na avaliação do conforto térmico humano assumem especial importância as condições extremas de temperatura, não só nos limites atingidos, como na sua frequência, duração e intensidade.

O território português apresenta uma grande diversidade climática, fruto de contrastes geográficos regionais e da variabilidade interanual da circulação atmosférica (Ferreira, 2005). As temperaturas mínimas são um parâmetro fundamental do arrefecimento da atmosfera durante o período noturno, contribuindo para a alternância diária do ambiente térmico. A análise das condições de frio noturno inicia-se com a temperatura mínima e com o fenómeno físico extremo de grande importância que lhe pode estar associado, a geada.

4.3.1. Condições de frio

O arrefecimento noturno favorece de uma maneira geral as condições para a formação da geada. Esta decorre da existência de advecção de massas de ar frio, seco e isento de poeiras, pouca ou nenhuma nebulosidade, e vento fraco ou calma, de forma a

permitir a perda de calor por irradiação (Azevedo, 1986). Em Portugal continental, as geadas estão associadas à estação invernos, surgindo em novembro, mas é nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro que apresentam maior frequência (Anexo A.3). Predominam em Trás-os-Montes e Alto Douro, nas regiões mais elevadas e abrigadas do centro de Portugal e nas depressões pela estagnação do frio, num padrão próximo do das temperaturas mínimas.

4.3.1.1. Evolução dos dias de geada anuais

Na primeira abordagem à evolução da frequência de dias de geada foram tomados em consideração todos os pontos de grelha (926), contabilizando-se em cada um deles o número total de dias em que a temperatura mínima foi inferior a 0 °C, i.e., cada ponto de grelha apresenta o número de dias no ano em que a temperatura diária registada foi inferior a zero graus Celsius. Os valores médios estão representados na Figura 4.12, à qual se adicionou a percentagem de território no qual ocorreram os dias de geada (pelo menos 1 ou 10 dias de geada).

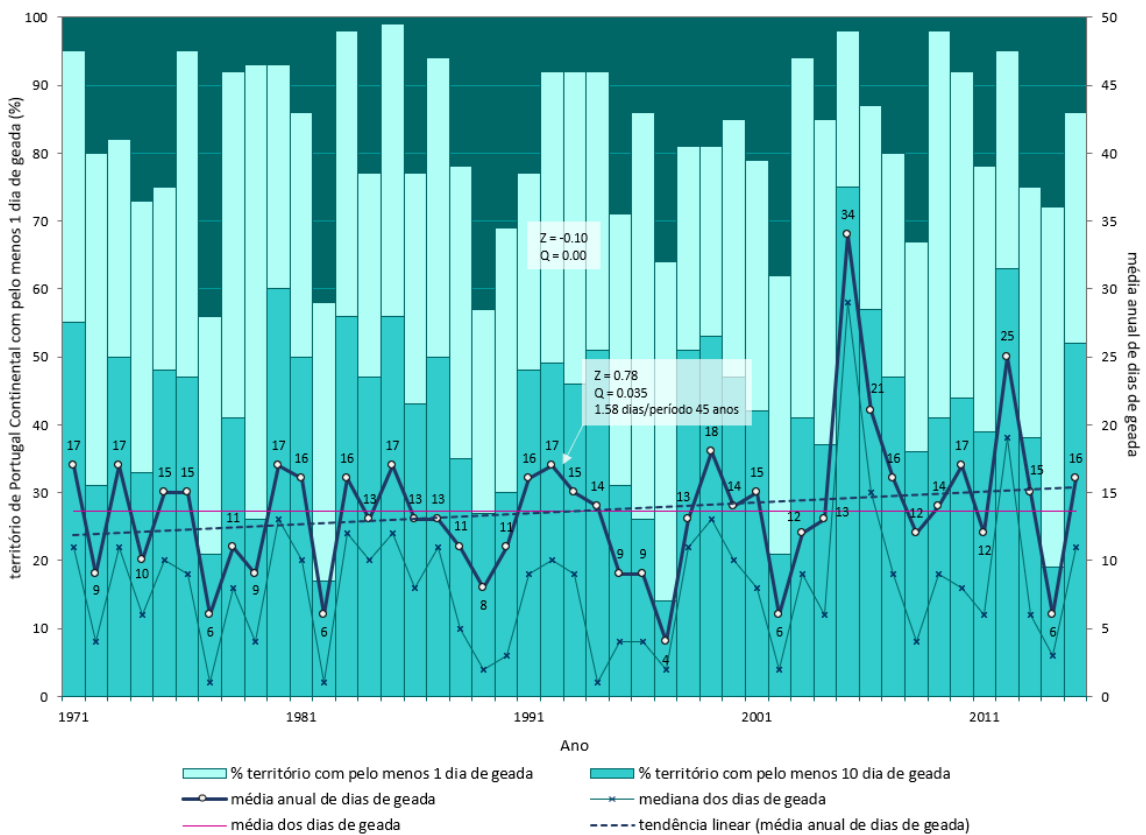


Figura 4.12. Número médio de dias de geada por ponto de grelha e percentagem de território ocupado

A área afetada pelas geadas ocupa, anualmente, em média, mais de metade da superfície do território continental português. No período 1971-2015 verifica-se uma correlação positiva de 0,637 entre a média anual de dias de geada e a área do território por elas afectada; registando esta uma grande variabilidade interanual, sem, contudo, apresentar qualquer tendência evolutiva ($Z = -0,10$; $Q = 0,0$). A área afetada com, pelo menos, 10 dias de geada, exibe igualmente uma grande variabilidade interanual, existindo uma correlação de 0,721 entre a percentagem de território ocupada por pelo menos um dia de geada e por 10 ou mais dias de geada ($Z = -0,13$; $Q = 0,0$). A mesma variabilidade interanual transparece quando analisamos a evolução da mediana, menos sensível aos valores extremos.

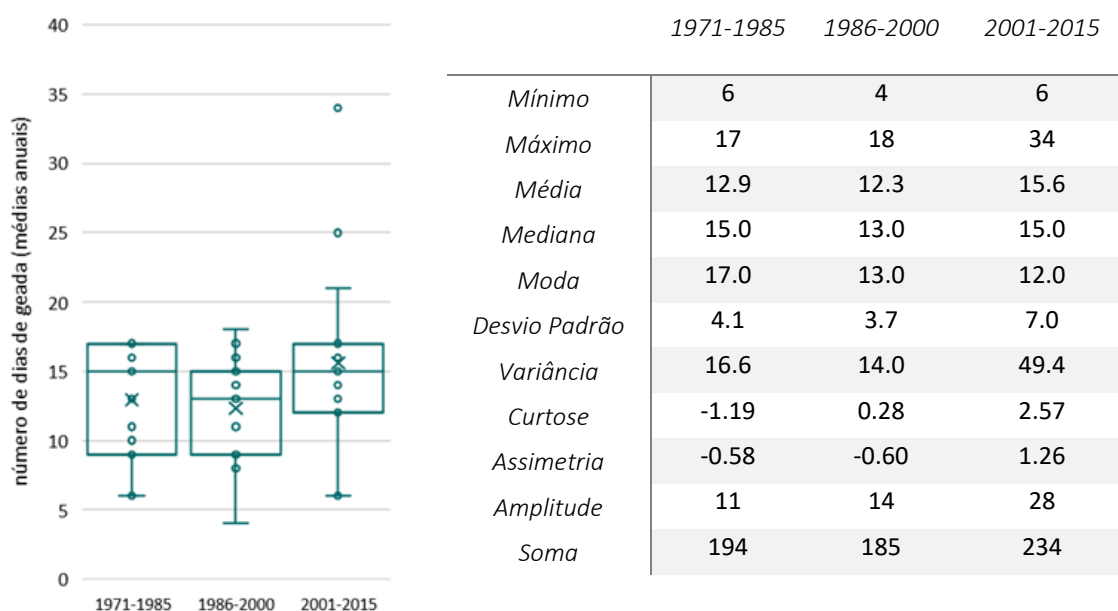


Figura 4.13. Boxplot de dias de geada. Quadro 4.2. Estatísticas dos dias de geada por subperíodo.

No que respeita à frequência anual de dias de geada, esta apresenta uma tendência linear positiva ($Z = 0,78$), correspondendo a um acréscimo de 1,58 dias para o total dos 45 anos (incremento sem significância estatística, $> 0,1$). Nos últimos 15 anos do período de estudo, os valores médios anuais de dias de geada só em duas ocasiões não registaram valores de dois dígitos, e em três anos esses valores foram superiores a qualquer dos outros subperíodos de estudo.

Como podemos observar pela Figura 4.13, o último subperíodo, coincidente com o início do séc. XXI, regista uma grande variabilidade interanual não obstante o intervalo interquartil ser menor que o dos restantes subperíodos. A grande dispersão dos

valores representados no *boxplot* é ainda complementada pela presença de *outliers* no extremo mais elevado de temperatura. É também no último subperíodo que se verifica uma efetiva deslocação da distribuição para a direita (assimetria > 0 e média $>$ mediana $>$ moda), e uma correspondente maior probabilidade de eventos mais extremos (curtose > 0 ; [2,57]), validando o referido anteriormente (Quadro 4.2).

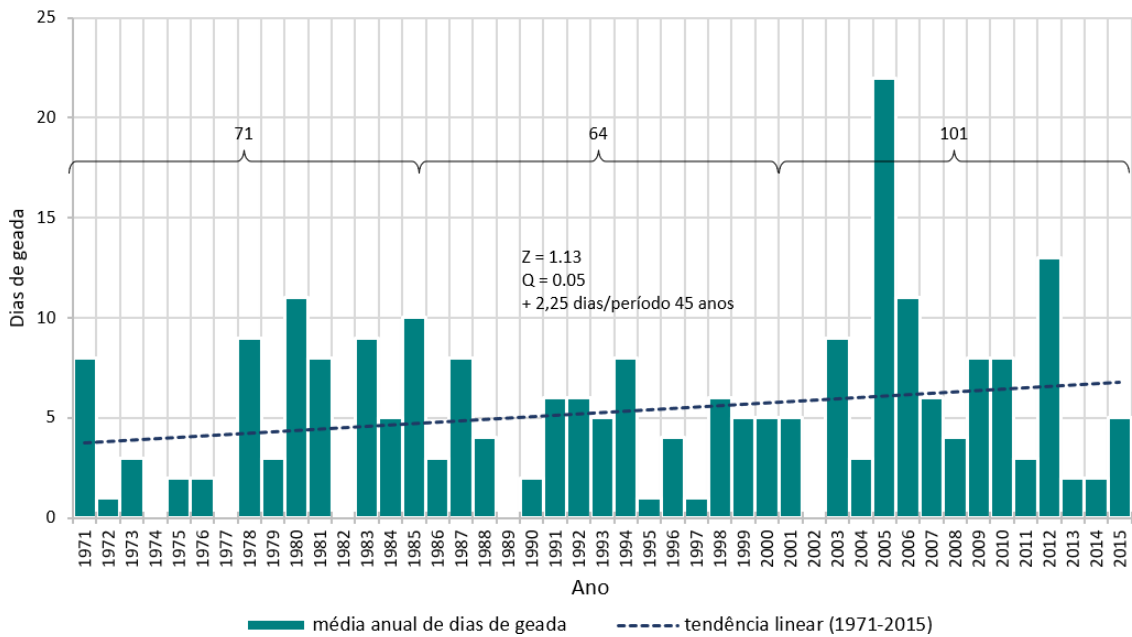


Figura 4.14. Número de dias de geada com base na média diária da temperatura mínima

Nesta abordagem, a Figura 4.14 ilustra os dados relativos à média anual dos dias de geada, mas desta vez considerando, para cada ano, um único valor resultante da média de todos os pontos da grelha (e não individualmente), *i.e.*, a cada ponto de grelha corresponde um único valor médio anual de dias de geada apurando-se de seguida a média de todos esses pontos de grelha. Com esta nova abordagem, o número de dias é significativamente menor e os valores estatísticos, apesar de majorados, são convergentes na medida em que se confirma a tendência referida anteriormente para todo o período. Persiste a grande variabilidade interanual, com o último subperíodo a registar o maior número médio anual de dias de geada, com uma tendência evolutiva positiva de mais 2,25 dias de geada em 45 anos.

A tendência de aumento do número de dias de geada, quando analisamos por subperíodos fornece-nos outra perspetiva (Figura 4.15). Os subperíodos inicial e final têm uma tendência oposta. O primeiro revela uma tendência vincadamente positiva (Z

= 1,45), com um incremento de 5 dias para o conjunto dos 15 anos. Por seu lado, o último subperíodo exibe uma tendência negativa ($Z = -0,50$), com uma diminuição de 2,15 dias para os respetivos 15 anos. Quaisquer destes dois subperíodos caracterizam-se por uma grande variância (15,1 e 28,7 respetivamente) e coeficiente de variação (82% e 80% respetivamente). Relativamente ao subperíodo intermédio, este revela um hiato ou momento de transição, praticamente sem tendência ($Z = 0,15$; $Q = 0,00$).

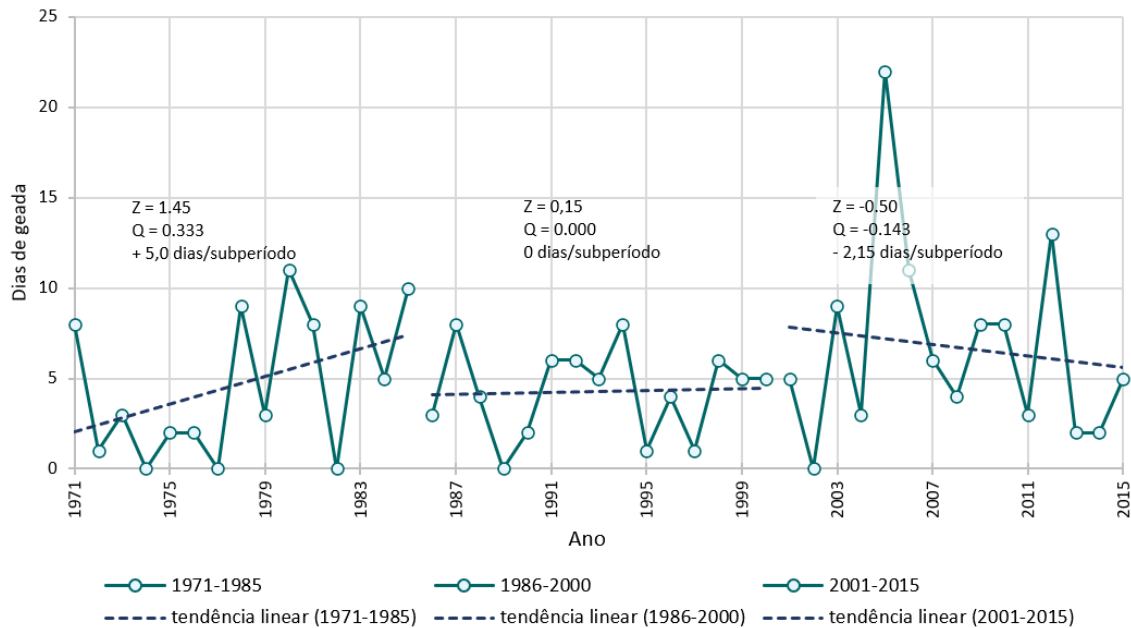


Figura 4.15. Frequência total de dias de dias de geada com base na média diária da temperatura mínima, nos três subperíodos considerados.

4.3.1.2. Distribuição espacial dos dias de geada

A espacialização da frequência total de dias de geada por subperíodo (Figura 4.16) evidencia um comportamento já identificado em outros estudos (Miranda, 2002; Ramos *et al.*, 2011; Espírito Santo *et al.*, 2014), com o maior número de dias de geada a ocorrer nas regiões do interior e de maior altitude: áreas elevadas do Nordeste e do maciço central. Quanto à sua evolução, o subperíodo intermédio revela uma maior presença de dias de geada nos setores do maciço calcário estremenho e do vale do Tejo. Em contrapartida, verifica-se uma redução do número de dias de geada na área da Serra da Estrela. Apesar desta redução, observa-se um incremento junto a Espanha, com prolongamento para a Cordilheira Central.

É no último subperíodo, não obstante a tendência negativa referida anteriormente, que se verifica uma ausência ou afastamento da geada do litoral norte, a norte do Mondego

e, por oposição, uma ocorrência mais predominante no interior, de forma contínua, desde o Nordeste às bacias hidrográficas do rio Sado e Mira.

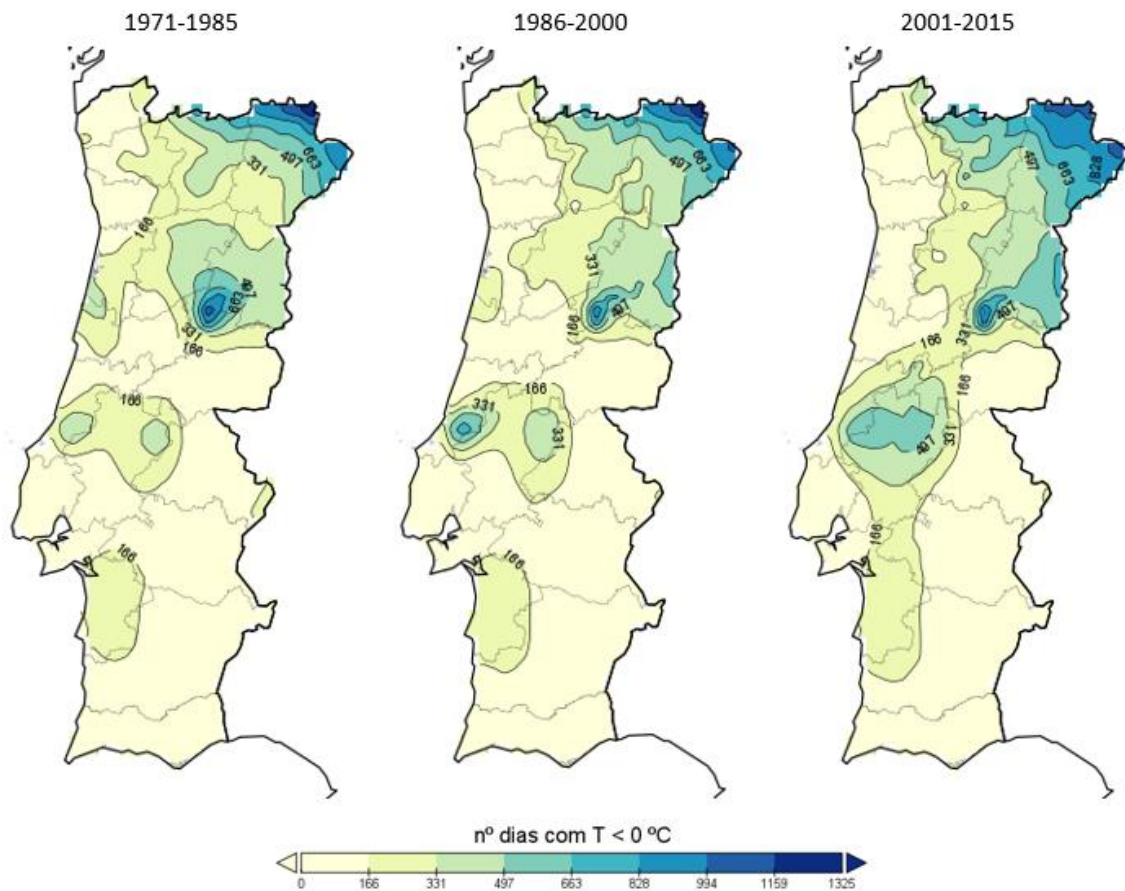


Figura 4.16. Frequência total de dias de geada, nos três subperíodos considerados.

4.3.2. Condições de calor

As últimas décadas viram crescer os eventos de calor extremo. Vários estudos referem os impactos que esses eventos (ondas de calor) exercem sobre a vida e a atividade humana, tais como os ocorridos em 1995 em Chicago (Karl e Knight, 1997), em 2003 na Europa Ocidental (Schär *et al.*, 2004; Stefanon *et al.*, 2012) e na Europa de leste em 2010 (Barriopedro *et al.*, 2011), enquadrados por condições de circulação atmosférica regional particulares, dos quais resultaram perdas humanas de relevo.

4.3.2.1. Evolução dos extremos de temperatura

Nos pontos anteriores, verificamos a existência de um maior incremento na tendência de subida das temperaturas máximas relativamente às temperaturas mínimas. No que respeita às temperaturas extremas, máximas e mínimas, a Figura 4.17 apresenta-nos a

evolução e tendência verificadas para o período de estudo (1971-2015), quando consideramos o percentil 90 e o percentil 10.

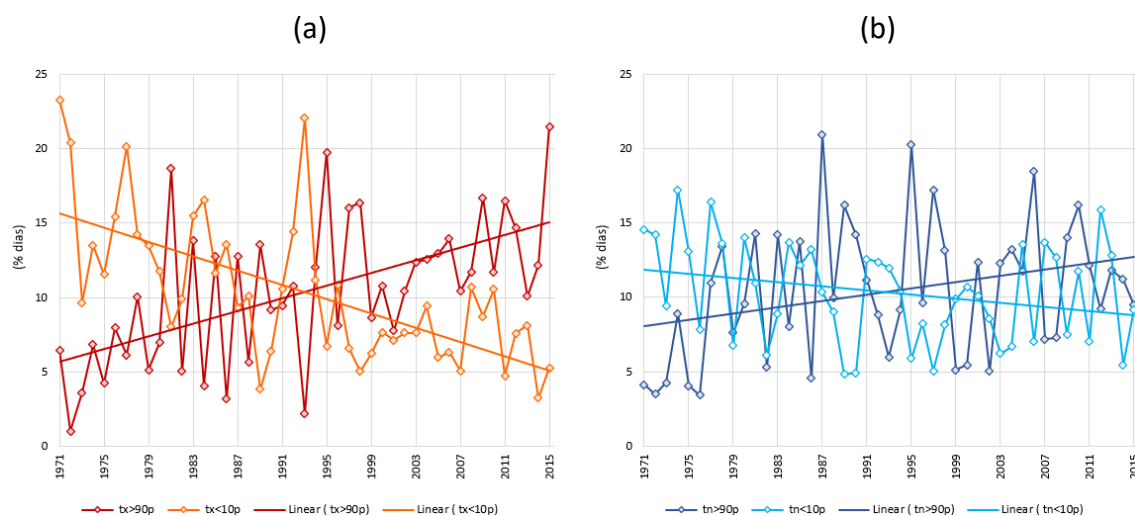


Figura 4.17. Percentagem anual de dias quando TX > 90p e TX < 10p (a), e TN > 90p e TN < 10p (b).

Quadro 4.3. Estatística dos valores representados na Figura 4.17.

	Test Z	Signific.	Q	% nº dias		Test Z	Signific.	Q	% nº dias
TX > 90p	4,00	***	0,22	+9,98	TN > 90p	1,99	*	0,11	+4,76
TX < 10p	-4,68	***	-0,22	-9,98	TN < 10p	-1,93	+	-0,09	-3,88

Os dados do Quadro 4.3 quantificam essas evoluções e tendências indicando um aumento de 9,98% para os dias em que se registam temperaturas máximas que superam o percentil 90 e, em sentido contrário, uma diminuição na mesma ordem de grandeza para os dias que registam valores inferiores ao percentil 10 (ambos $\alpha = 0,001$). Para a temperatura mínima sucede uma evolução idêntica com uma tendência para a redução dos dias com temperaturas mais baixas. Os dias com valores máximos que superam o percentil 90 aumentam em 4,76%, enquanto os dias para os valores mínimos diminuem em 3,88% para o percentil 10. Estes resultados apresentam uma menor significância estatística relativamente aos apurados para a temperatura máxima ($\alpha = 0,05$ e $\alpha = 0,1$ respetivamente).

O efeito conjugado do crescimento percentual do número de dias em que os registos máximos das temperaturas extremas e da diminuição percentual do número de dias dos registos mínimos dessas mesmas temperaturas, resulta numa acentuação das condições de calor.

Este comportamento de aquecimento é igualmente realçado quando analisamos o padrão de tendência dos percentis 90 e 10. O TX90p e TN90p possuem uma tendência de aumento percentual de dias com temperatura mais elevada, embora superior para as temperaturas máximas, e uma tendência para a diminuição da percentagem dos dias com temperaturas mais baixas, também com maior magnitude para as temperaturas máximas.

4.3.2.2. Dias quentes

Para as situações extremas das temperaturas máximas, podemos observar na Figura 4.18 a tendência crescente dos dias de verão ($TX > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$) e dos dias muito quentes ($TX > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$), destacando-se o crescimento do número de dias durante o período de estudo. Os dias de verão sofrem um incremento de 32,8 dias ($\alpha = 0,001$) enquanto os dias muito quentes aumentam 3,5 dias ($\alpha = 0,05$).

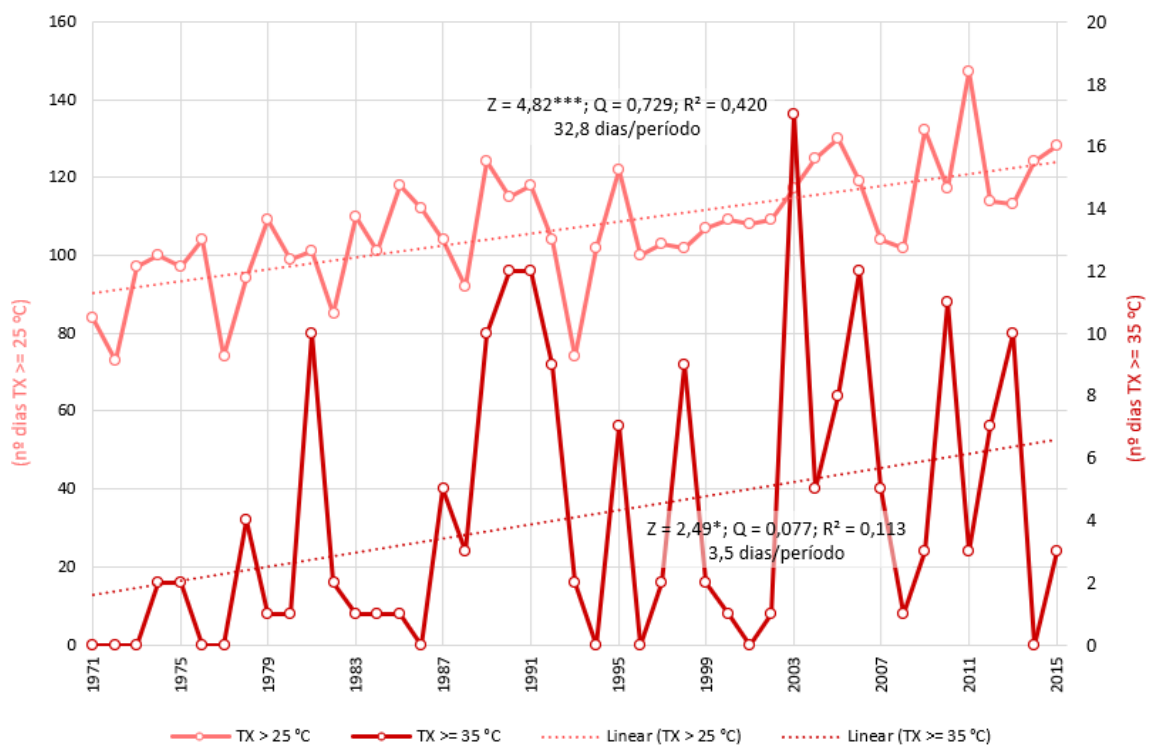


Figura 4.18. Número de dias em que a temperatura máxima (TX) supera os 25 °C e os 35 °C.

Apesar de existir correlação entre estas duas situações (0,38), a ocorrência anual de um elevado número de dias com $TX > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$ não corresponde necessariamente a um grande número de dias com $TX > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Com efeito, os picos observados para $TX > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$ não coincidem com os maiores números de dias em que $TX > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$, caso dos anos 1981, 1990 e 1991, 2006, 2010 e 2013.

Efetivamente, o que transparece é que os anos com o maior número de dias com TX > 35 °C são simultaneamente anos onde se verificaram não só mais ondas de calor como uma acumulação excessiva de calor superior, conforme veremos no ponto seguinte (4.3.2.3.).

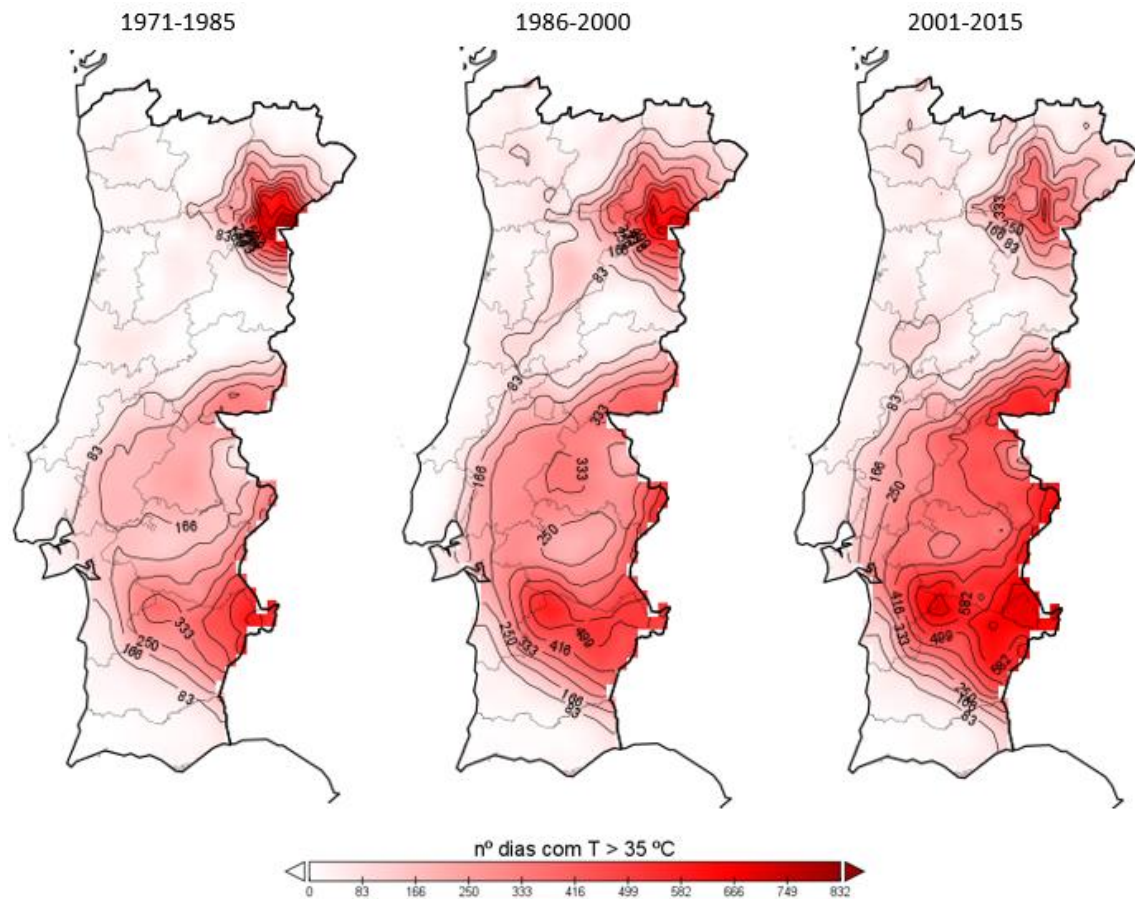


Figura 4.19. Frequência total de dias com TX > 35 °C, nos três subperíodos considerados.

Espacialmente, verificamos que as áreas atingidas por temperaturas que superam os 35 °C abrangem grande parte do território de Portugal continental (Figura 4.19). Ao longo dos três subperíodos identificam-se claramente dois focos, um centrado junto à fronteira com Espanha, no limite sul do distrito de Bragança com o da Guarda, e outro situado no Sul, igualmente junto Espanha, no distrito de Beja. As ocorrências são relativamente homogêneas, verificando-se, sequencialmente, o máximo absoluto de 832, 709 e 729 dias de temperatura máxima superior a 35 °C, para os respetivos subperíodos, traduzindo-se numa frequência média anual de 55, 47 e 49 dias, pela mesma ordem.

Estas áreas de maior incidência de dias muito quentes apresentam uma evolução de certa forma distinta quanto à frequência e área atingida pelo fenómeno ($TX > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$). Assim, a Norte, a evolução do subperíodo inicial para os subperíodos seguintes, 1986-2000 e 2001-2015, caracteriza-se por um ligeiro aumento da sua área de ocorrência. A sua frequência tendeu a diminuir, embora a ocorrência do fenómeno deixasse de estar concentrada na região fronteira do vale do Douro, para se alargar mais na região nordeste, em especial nos distritos de Bragança e da Guarda.

Em oposição, a Sul, o núcleo de máxima frequência visível no período inicial expande-se e surge um outro foco (secundário) com maiores registos anuais de dias muito quentes, na confluência dos distritos de Évora, Beja e Setúbal. Ao mesmo tempo, o número total de dias muito quentes aumenta, e a sua área de ocorrência expande-se ligeiramente, sendo patente um reforço da ocorrência do fenómeno ao longo da fronteira, desde o limite do distrito de Faro até ao norte do distrito de Castelo Branco. Os limites da área de maior incidência permanecem relativamente pouco alterados ao longo dos três subperíodos, estando a Oeste circunscritos entre a Serra do Caldeirão e Grândola, e os relevos a norte do rio Tejo até à Serra da Malcata.

4.3.2.3. As ondas de calor

Neste estudo é utilizado o índice EHF (Excess Heat Factor), uma métrica normalizada, que mede a intensidade das ondas de calor no contexto climático do local estudado. Para o período de 1971 a 2015, cada dia possui um valor máximo e mínimo de temperatura (Iberia01) representativo de todo o território de Portugal continental. É com base nesses valores diários que se procede aos cálculos conforme indicado na metodologia.

A Figura 4.20 apresenta-nos a evolução da frequência anual das ondas de calor ($EHF > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$), o número de dias que contribuíram para cada uma dessas ondas e o valor anual acumulado de EHF registado em cada um dos dias que contribuíram para a onda de calor, e o Quadro 4.4 exhibe os valores obtidos pelo teste de Mann-Kendall e pelo estimador de declive de Sen.

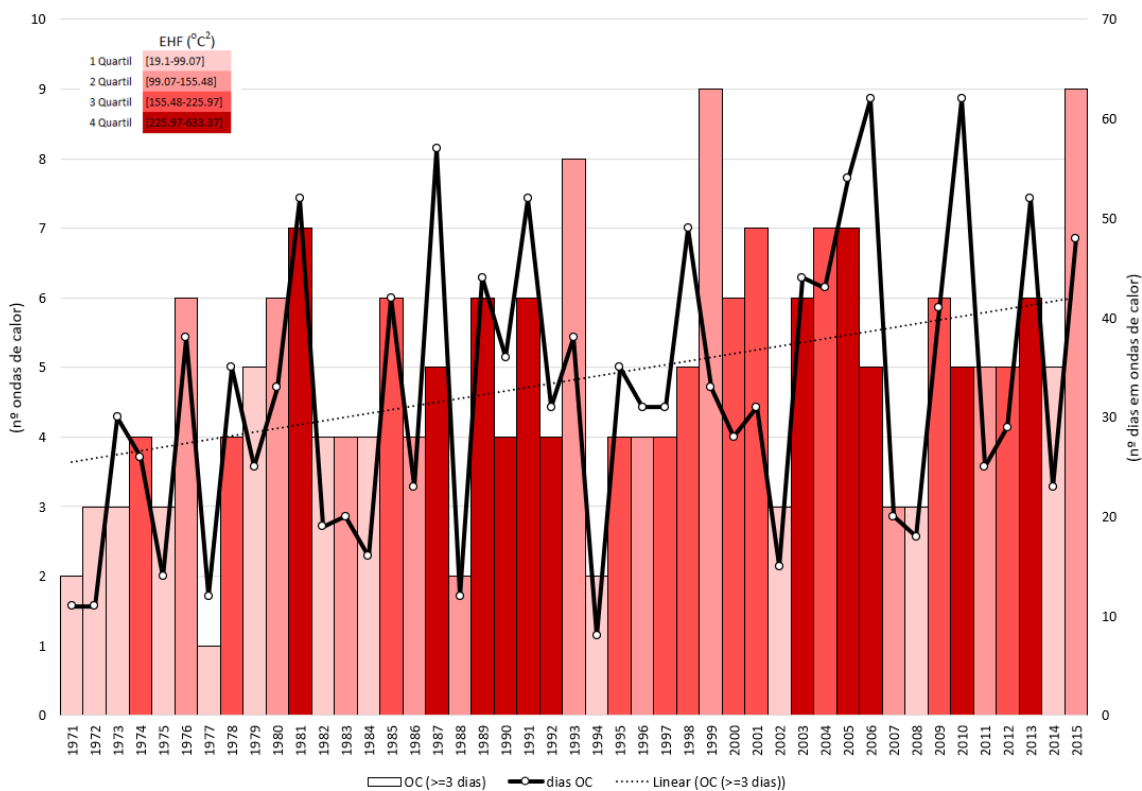


Figura 4.20. Número anual de ondas de calor, o total anual de dias de ondas de calor e o valor anual acumulado do índice EHF, para o período 1971-2015.

Quadro 4.4. Estatística relativa aos dias e ondas de calor e ao índice EHF.

	Test Z	Signific.	Q	em 45 anos
OC (>=3 dias)	2,60	**	0,048	+2,2
dias OC	2,21	*	0,429	+19,3
EHF (°C²)	2,32	*	2,514	+ 113,1

Para o período em estudo obtivemos 215 ondas de calor, com uma tendência positiva ($Z = 2,82$; $\alpha = 0,01$) e um aumento de 2,2 ondas de calor em 45 anos. Quanto ao número de dias que compõem essas ondas de calor, verificamos uma tendência igualmente crescente ($Z = 2,32$; $\alpha = 0,05$) com um incremento de 19,3 dias para o período, apresentando ambos uma distribuição com grande variabilidade interanual. Estes resultados vão de encontro ao resultados obtidos por Ramos *et al.* (2011), que refere uma tendência para uma maior frequência de ondas de calor no período entre 1941 e 2006.

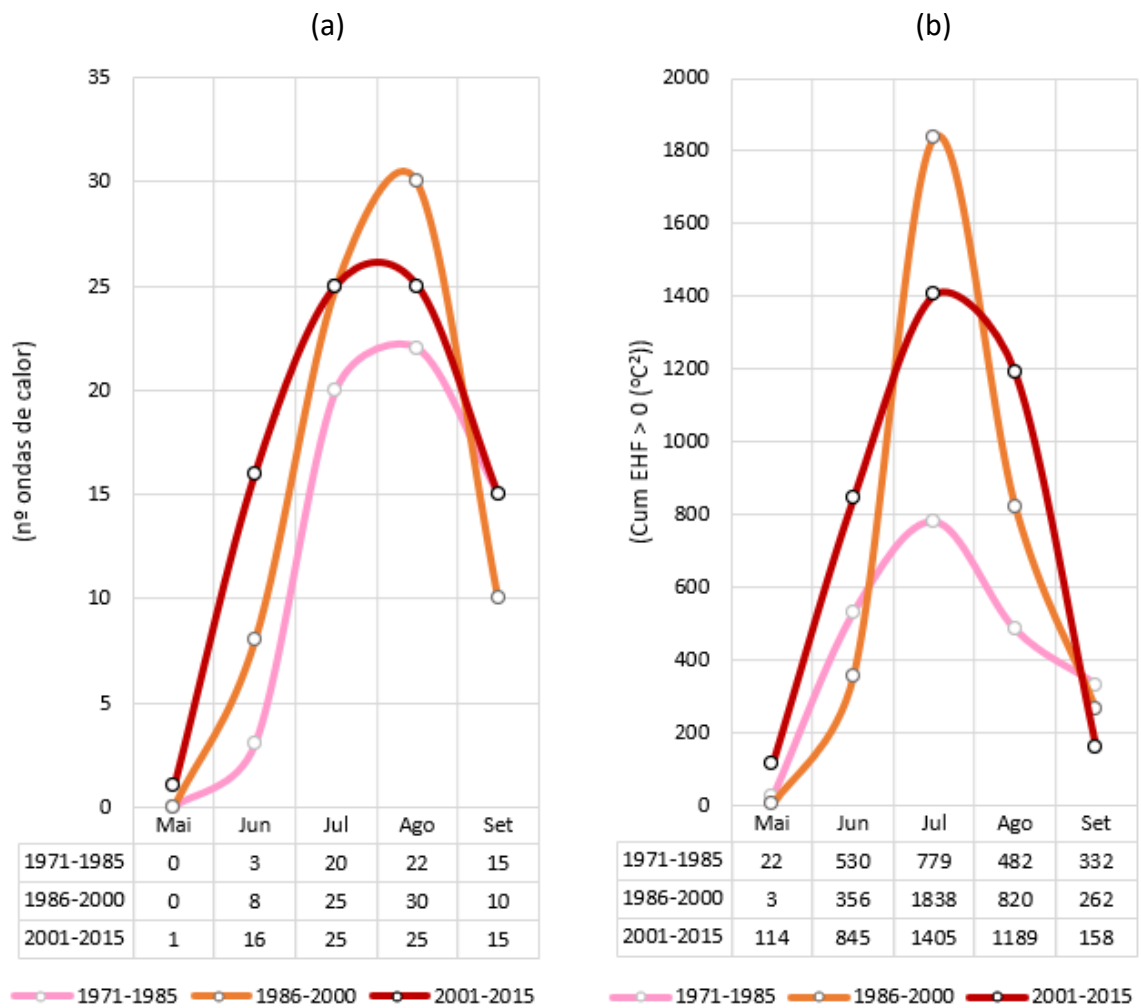


Figura 4.21. Número de ondas de calor (a) e o valor EHF positivo acumulado (b) nos três subperíodos considerados.

Estão bem identificados os anos de 1981, 1991 e 2003, como anos ligados a excesso de mortalidade (Garcia *et al.*, 1999; Paixão e Nogueira, 2003; Beniston, 2004; Calado *et al.*, 2004; Trigo *et al.*, 2005), e cujas datas correspondem a três dos quatro anos do período em estudo em que se verificaram os valores mais elevados de EHF: 1981 = 567,36 °C²; 1991 = 436,21 °C²; 2003 = 633,37 °C².

Na verdade, existe uma forte correlação positiva (0,78) entre o EHF acumulado anual (+ 113,1 °C² no período ($\alpha = 0,05$)) e o número dias de ondas de calor anuais, sugerindo que, quanto maior a duração da onda de calor, maior o excesso de calor acumulado e, consequentemente, um maior stress térmico suportado pela população. Uma maior intensidade e duração das ondas de calor foram igualmente realçadas por Espírito Santo *et al.*, (2014), para o período entre 1941 e 2006. A aclimação e a duração das ondas de

calor foram referidos por Sheridan e Kalkstein (2010) e Sheridan e Lin (2014), como fatores que impactavam na saúde humana.

A valorização do índice EHF, aqui aplicado, foi realçada no estudo de Hatvani-Kovacs *et al.* (2016) como indicador de excesso de morbidade. Os autores demonstram que o EHF pode ser utilizado como um sistema de alerta de calor mais sofisticado do que outros parâmetros climáticos amplamente utilizados, prevendo eventos com efeitos na saúde relacionados com as ondas de calor com maior precisão do que qualquer outro método usado em estudos anteriores, minimizando o número de alertas de calor para dias com excesso de morbidade relacionada com as ondas de calor.

Assim como os valores mais elevados das temperatura máximas e mínimas, as ondas de calor ocorrem em maior número nos meses de julho e agosto (Figura 4.21a), em concordância com os resultados obtidos por Parente *et al.* (2018) para o período de 1981-2010. Quando analisamos os três subperíodos, as ondas de calor tendem a prolongar-se mais no tempo. O subperíodo inicial é aquele que registra um menor número de ondas de calor, enquanto o subperíodo intermédio contabiliza o maior registo para o mês de agosto. Por sua vez, o último subperíodo aponta para valores intermédios, apresentando todavia o maior número total de ondas de calor, em virtude da maior magnitude e do alongamento do período de ocorrência deste fenómeno extremo iniciado em Maio. O surgimento de ondas de calor em maio, poder-se-á interpretar como uma antecipação das condições de aquecimento já referidas em 4.2.2., aquando da evolução das médias mensais anuais das temperaturas máximas e mínimas. Os dados presentes na Figura 4.21a parecem fazer transparecer essa realidade, com um incremento do número de ondas de calor ao longo dos meses iniciais (maio e junho) do período mais quente do ano.

Relativamente à Figura 4.21b, o EHF utilizado para determinar o número de ondas de calor, é aqui apresentado em termos cumulativos mensais, sempre que o seu valor tenha superado os $0\text{ }^{\circ}\text{C}^2$, *i.e.*, em cada subperíodo e por cada mês do período quente, sempre que o valor de EHF diário superou os $0\text{ }^{\circ}\text{C}^2$ é adicionado aos restantes, representando o seu total o valor acumulado mensal de excesso de calor para o respetivo subperíodo.

As posições relativas das curvas dos subperíodos na Figura 4.21b, revelam uma expansão no tempo do excesso de calor. Verificamos que no subperíodo inicial, julho surge como o mês com maior excesso de calor, flanqueado pelos meses de junho e agosto com idêntico valor, e com setembro a apresentar o seu maior valor dos três subperíodos. No subperíodo intermédio, a curva de valores de EHF ($^{\circ}\text{C}^2$) é mais estreita e alongada que nos restantes subperíodos, com um pico de excesso de calor em julho, e uma significativa redução nos meses adjacentes (1838 vs 356 e 820). O último subperíodo mostra uma diminuição de EHF ($^{\circ}\text{C}^2$) face ao subperíodo intermédio, mantendo-se sempre julho como o mês com o valor de excesso de calor mais elevado.

Contudo, as maiores diferenças são observadas, não só no aumento do excesso de calor em maio (22, 3, 114 nos três subperíodos, respetivamente), como uma declarada antecipação desse excesso de calor, com o mês de junho a registar o maior valor entre todos os subperíodos. O mês de agosto é o único que mantém uma sequência crescente de valores. Por oposição, o mês de setembro é aquele onde o valor de EHF ($^{\circ}\text{C}^2$) é o mais baixo, prosseguindo uma tendência negativa desde o subperíodo inicial.

Relacionando os dois gráficos parece materializar-se uma antecipação destes fenómenos extremos de calor excessivo. Verificamos que as ondas de calor em julho e em agosto têm oscilado em torno das 25 nos três subperíodos, enquanto a acumulação de excesso de calor tem vindo a aumentar consistentemente nesses dois meses. Mensalmente, enquanto se assiste a um incremento na frequência do número de ondas de calor no mês de junho (de 3 para 16) e ao aparecimento de uma onda de calor em maio, observa-se uma persistência nos valores de intensidade de acumulação de excesso de calor em julho e um crescente aumento desses mesmos valores no mês de agosto.

4.3.2.4. Noites tropicais

O conceito de noite tropical relaciona-se com as temperaturas noturnas no verão e com as ondas de calor, num período em que o clima em geral e o do Mediterrâneo em particular se caracteriza por um progressivo aumento de temperatura (Fischer & Schär, 2009; Ramos *et al.*, 2011; Cardoso *et al.*, 2019).

As noites tropicais definem-se pelo registo de temperaturas mínimas superiores a 20 °C, que refletem eventos pouco frequentes mas de grande impacto para a saúde humana em regiões extratropicais (Royé e Martí Ezpeleta, 2015), e representa um dos índices com limite fixo utilizados pela *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) para o seguimento das alterações climáticas.

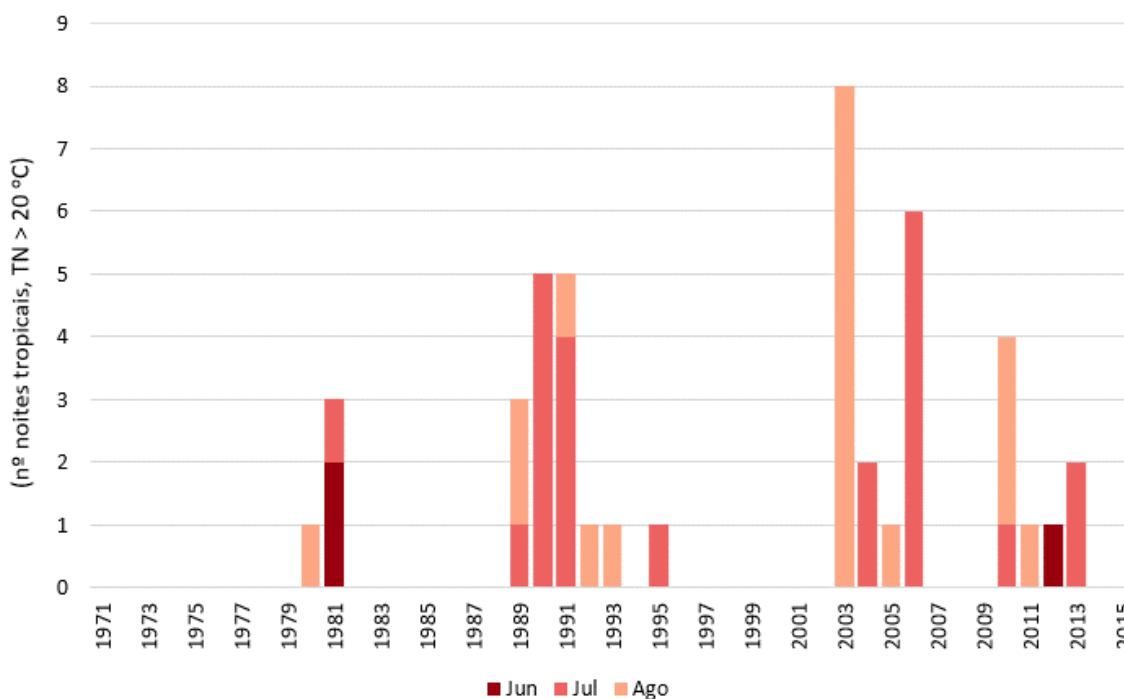


Figura 4.22. Número de noites tropicais no período de 1971-2015, desagregadas por meses (para Portugal continental).

Na Figura 4.22 encontra-se a distribuição e a quantificação das noites tropicais (TN) que ocorreram no período em estudo. Estas apresentam uma grande variabilidade interanual, ocorrendo apenas nos meses de junho (3), julho (23) e agosto (19). Contudo, se excetuarmos o ano excepcional de 2003 com 8 noites tropicais (42% das noites tropicais do mês de agosto), verificamos que o mês de julho se destaca no número de ocorrências.

É também de salientar que nos anos em que se registam as noites tropicais, só em 25% desses anos é que elas ocorreram em dois meses consecutivos, com maior frequência no par julho/agosto (75%).

No que respeita à temperatura, as noites tropicais com temperaturas mínimas mais elevadas verificaram-se durante as ondas de calor de 2003, no mês de agosto com 22,9 °C e, anteriormente, para o mesmo mês, em 1980 com 22,6 °C. As temperaturas

mínimas mais elevadas que se registaram no mês de julho, ocorreram nos anos 1990 e 1991 com 22,1 °C e 21,9 °C, respetivamente.

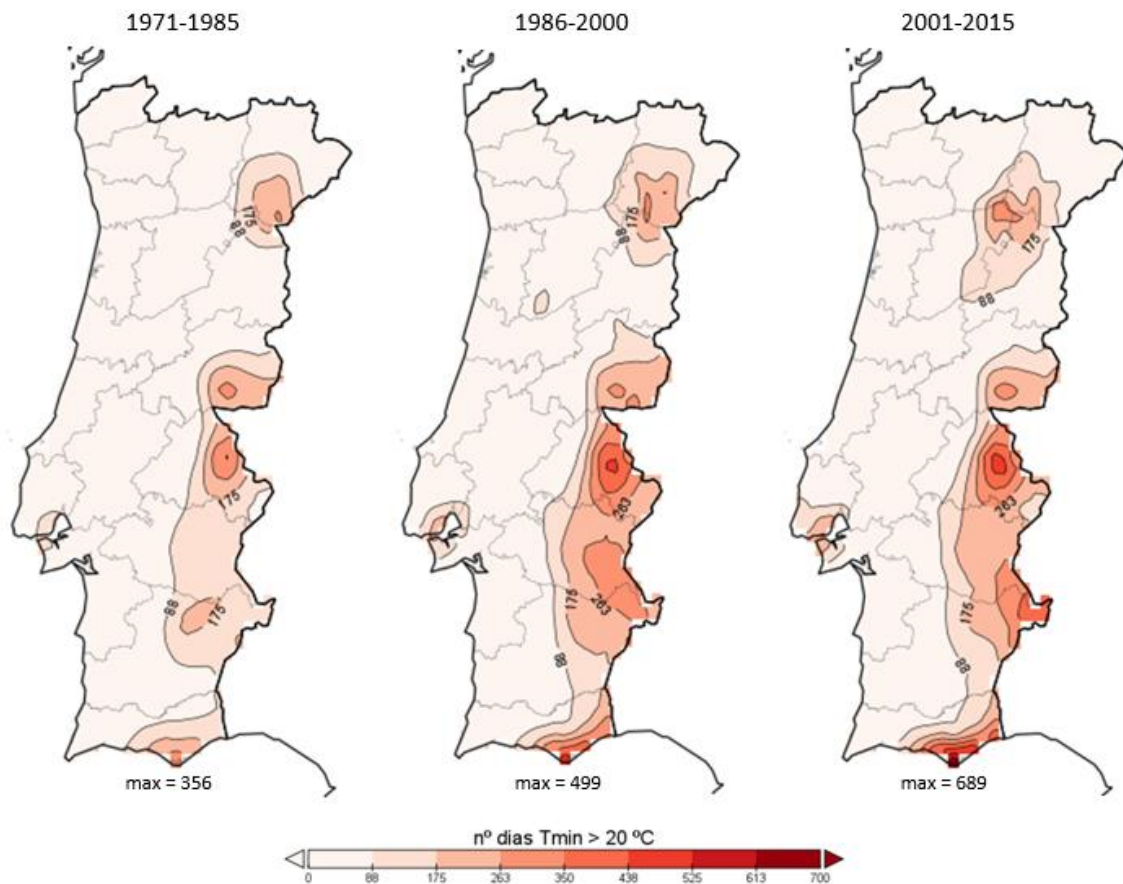


Figura 4.23. Número de noites tropicais, nos três subperíodos considerados.

Espacialmente (Figura 4.23), o padrão de distribuição das noites tropicais em Portugal continental concentra-se junto do limite leste do território e no litoral do Algarve central e oriental. A Norte, os vales encaixados do rio Douro e a região das terras quentes de Trás-os-Montes, apresentam as áreas com maior número de noites tropicais. Para Sul, a área inicia-se em Castelo Branco, estendendo-se pelo vale do Guadiana até à faixa litoral de Faro a Vila Real de Santo António. A região de Lisboa, integrando a maior área metropolitana do país, regista igualmente um número apreciável de noites tropicais, denotando a influência da urbanização no comportamento das temperaturas mínimas estivais.

A evolução do número de noites tropicais tem sido sempre crescente ao longo dos subperíodos, com um incremento de 143 noites tropicais entre o subperíodo inicial e o intermédio, e de 190 deste para o último subperíodo, que se traduz numa frequência média anual de 24, 33 e 46 noites tropicais, ao longo dos respetivos subperíodos.

Este avolumar de noites tropicais processou-se principalmente no litoral algarvio e na área onde se situa a Amareleja e Moura, no distrito de Beja. Outra área com crescimento das noites tropicais foi a área situada a oeste da Serra de S. Mamede. Também se verificou na Região de Lisboa, com prolongamento até ao litoral Oeste, um incremento das noites tropicais. Por fim, a região fronteiriça a nordeste, alinhada com o vale do rio Douro e seus afluentes, pouca evolução registou nas noites tropicais, apesar da área ter aumentado e ter passado de uma forma circular para uma mais alongada de sentido NNE-SSO.

Pelo que aqui foi dito, o calor extremo é algo já presente no nosso quotidiano e representa um sério risco para as populações. Em modo de remate ficam as duas figuras seguintes (4.24 e 4.25), que ilustram as consequências em termos de vítimas de duas ondas de calor em Portugal, as de 1991 e 2003.

Na Figura 4.24, Santos *et al.* (2001), apresentam a associação significativa ocorrida em julho de 1991 entre a temperatura máxima registada e a mortalidade.

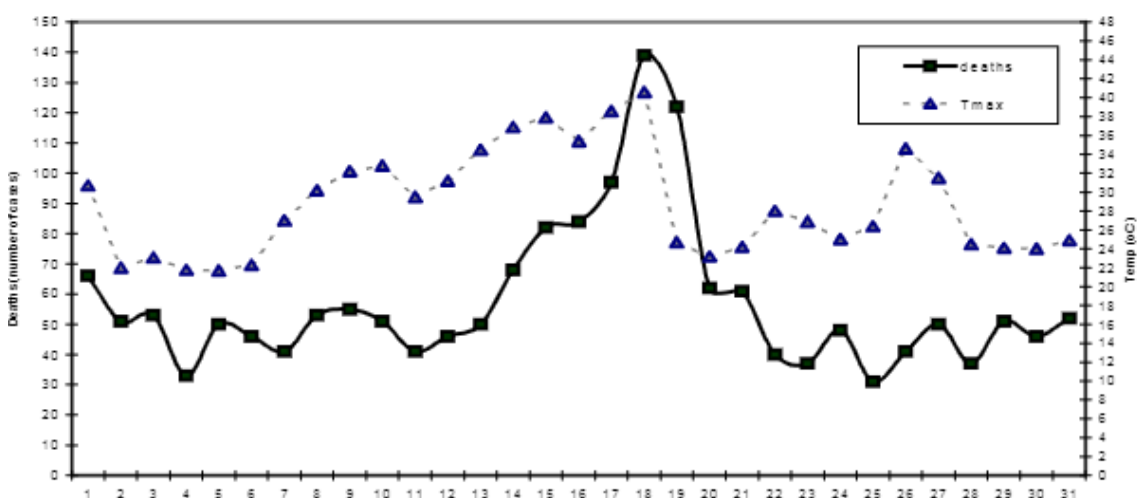


Figura 4.24. Mortes potencialmente associadas à temperatura. julho 1991: Onda de calor em Lisboa.
Fonte: Santos (2001)

Relativamente à Figura 4.25, verifica-se um excesso de mortalidade associada à onda de calor dos meses de julho e agosto de 2003. Fundamentam os autores (Calado *et al.*, 2004) que, na ausência de outras causas que expliquem o excesso de óbitos, a coincidência temporal entre a onda de calor e o elevado excesso de mortalidade, muito específica dos efeitos do calor, confere uma relevância geral entre os efeitos da onda de calor de 2003 e os das ondas de calor de 1981 e 1991.

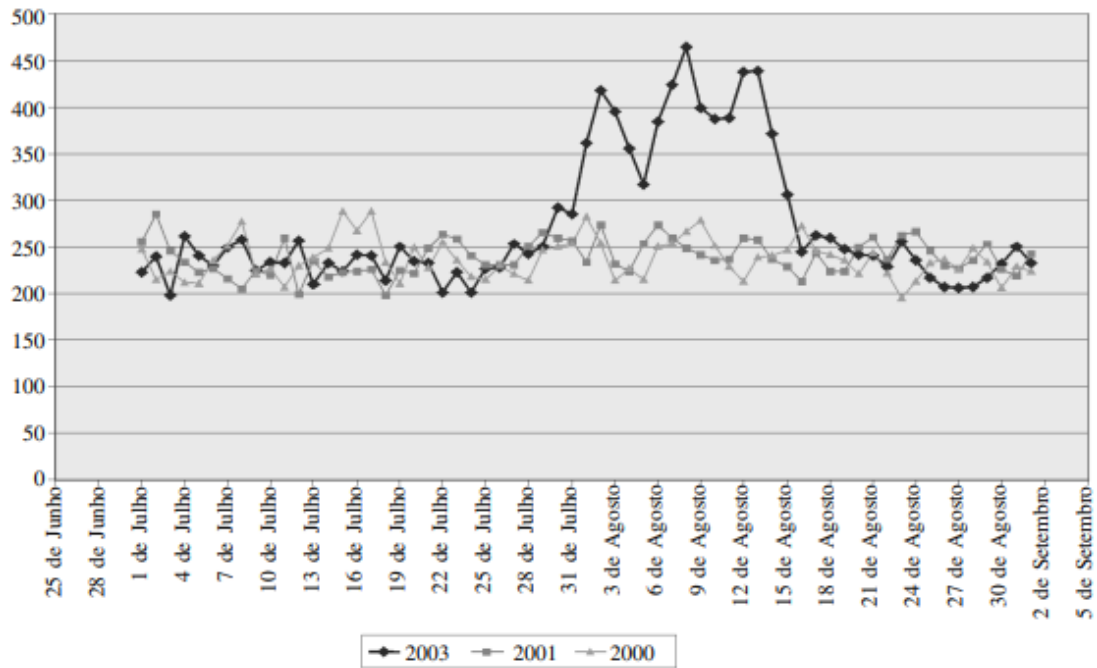


Figura 4.25. Distribuição diária do número total de óbitos no período de 1 de julho a 30 de agosto (anos de 2000, 2001 e 2003). Fonte: Calado et al., (2004)

4.4. O desconforto térmico noturno

De seguida iremos focar-nos nas noites quentes, conhecidas pelos efeitos adversos das temperaturas extremas na saúde, causando na população em geral diversas reações fisiológicas ligadas aos processos de termorregulação, impedindo o corpo humano de recuperar dos efeitos provocados pelas altas temperaturas diurnas, e amplificados quando as condições de temperatura extrema se prolongam por vários dias e noites.

4.4.1. Frequência das noites quentes: número e intensidade

Ao contrário da Noite Tropical, que pressupõe uma noite em que a temperatura mínima é superior a 20 °C, a Noite Quente utiliza o mesmo limite de temperatura, mas com a condição de que esse limite seja ultrapassado pelo menos em 40% da duração da noite.

Usando o conjunto de dados horários de temperatura em grelha do ERA5-Land, foram extraídos os valores de temperatura horária dos locais da Figura 4.26, tendo por base pontos que, levando em consideração o padrão obtido no Iberia01 ($TN \geq 20^{\circ}C$), apresentavam no ERA5-Land ($TN \geq 20^{\circ}C$ e $TX \geq 35^{\circ}C$) correspondência semelhante em termos de calor noturno (Anexo A.4).

A utilização de dois conjuntos de dados que diferem entre si no modo como processam a modelação dos dados para a obtenção do produto final, ocasiona uma diferenciação na distribuição do padrão de temperatura entre si. A utilização regional, pelo Iberia01, dos dados observacionais, levou a considerar este como ponto de partida para a escolha dos locais, não excluindo os resultados do ERA5-Land, mais globais e baseados em modelos de alta resolução através de um algoritmo que trata os fluxos de superfície, interpolando-os da resolução o ERA5 (Herrera *et al.*, 2019b; Muñoz-Sabater *et al.*, 2021).

Deste modo, os pontos localizados na proximidade das localidades indicadas na Figura 4.26, pretendem representar aqueles que registavam maior/menor intensidade de calor: Vila Nova de Foz Côa, que se destaca no Iberia01, e com menos realce no ERA5, constitui um foco de calor no interior norte; Porto de Mós na costa oeste, com valores mais baixos em ambas as situações de calor; Lisboa, como aglomerado urbano de maior dimensão e que também se destaca no capítulo das noites tropicais; Alqueva, com relevância no ERA5 em ambas as situações de calor, correspondendo no Iberia01 a uma área de calor intenso; e Faro, com correspondência nas noites tropicais entre os dois conjuntos de dados.

Calor		Local	
Maior intensidade	Noites tropicais Calor diurno	Vila Nova de Foz Côa	Interior nordeste
	Noites tropicais Calor diurno	Alqueva	Interior centro alentejano
	Noites tropicais	Faro	Litoral centro sul
	Noites tropicais	Lisboa	Aglomerado urbano
Menor intensidade		Porto de Mós	Litoral centro oeste

Figura 4.26. Locais para análise.

Os resultados (Figura 4.27) atribuem a Vila Nova de Foz Côa, na região nordeste, 1630 noites quentes, valor semelhante a Lisboa (1.519), na costa atlântica. A norte de Lisboa, pela latitude da Nazaré e a cerca de 20 km da costa, Porto de Mós contabiliza 334 noites quentes, significativamente menos que em Lisboa. Para sul, Faro, apesar da sua localização no litoral, conta com 4.275 noites quentes, suplantando Alqueva no interior centro alentejano, com 3.435 noites quentes.

Os valores obtidos para o total das noites quentes é indicativo do comportamento das massas de ar que refletem um carácter mais ameno perante a proximidade do oceano e um maior gradiente quando a localização é mais continental, sujeita à influência das massas de ar quente provenientes no norte de África, mas também pela proximidade da Meseta sul espanhola e da bacia hidrográfica do Guadiana.

Em termos relativos, os valores obtidos representam para Faro e Alqueva a ocorrência de uma noite quente em cada quatro e cinco noites, respetivamente. Em oposição, Porto de Mós regista uma noite por cada 49 dias. Lisboa e Vila Nova de Foz Côa apresentam valores semelhantes com uma noite quente por cada 11 e 10 dias, por esta ordem.

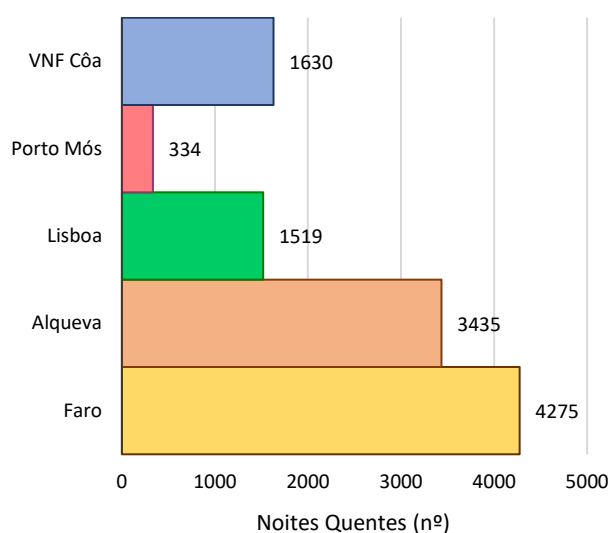


Figura 4.27. Número total de noites quentes entre 1971 e 2015.

Esta frequência de noites quentes aparece refletida na Figura 4.28, onde a proporção ao longo do período entre os diferentes locais é de certa forma mantida, embora a inconstância dos valores evidencie também uma grande variabilidade interanual em termos de calor noturno.

O ano de 2012 reflete, para cada um dos locais, a percentagem do número de noites quentes que mais se aproxima do valor médio para todo o período (Anexo A.5), e que, de certo modo, caracteriza cada uma das áreas onde se inserem.

Em oposição, o ano de 1978 é aquele em que se verifica uma maior discrepância em relação à média padrão da distribuição, em particular no que se refere a Alqueva, onde

ocorre um decréscimo de 14% de noites quentes, dando uma característica mais amena às temperaturas noturnas do que seria de esperar.

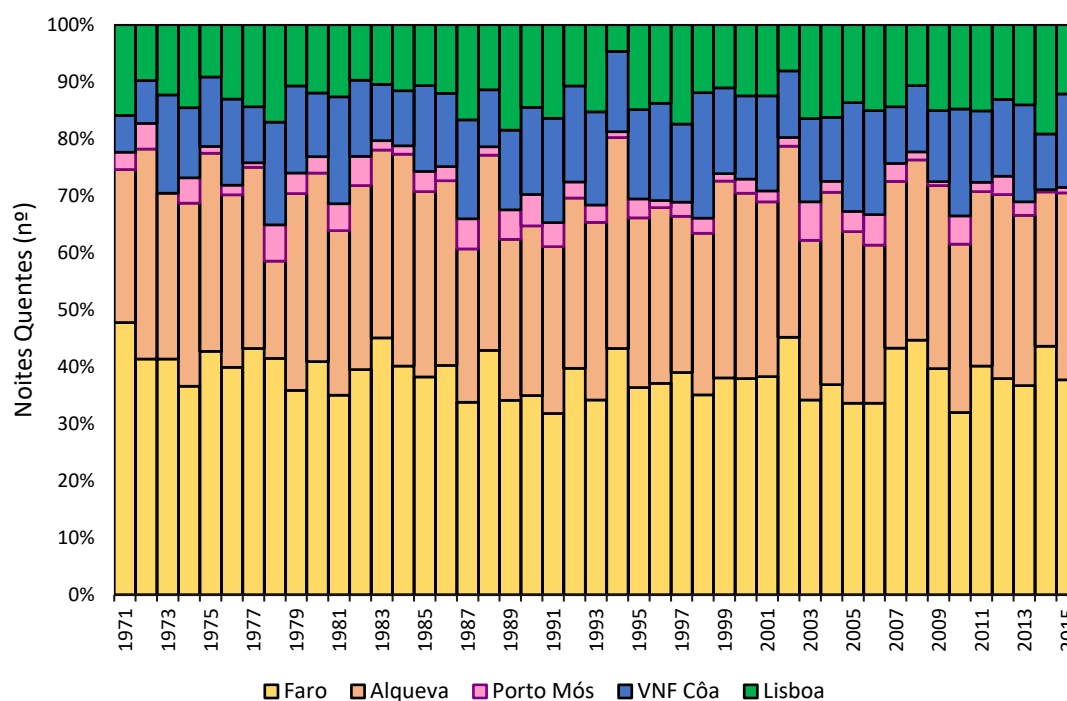


Figura 4.28. Frequência anual (%) de noites quentes.

Quando se observa a distribuição mensal da noites quentes (Figura 4.29), estas concentram-se entre os meses de junho e setembro, correspondendo a 92% das ocorrências, onde agosto (30%) supera julho (28%) como o mês com maior número de noites quentes. Nos quatro meses mais quentes (junho a setembro) ocorre uma maior concentração de noites quentes nos locais mais a Norte, Vila Nova de Foz Côa (97%) e Porto de Mós (94%), que naqueles mais a sul, Lisboa (90%), Alqueva (93%) e Faro (90%). Nestes, o período de ocorrência de calor noturno é mais abrangente, verificando-se uma antecipação e prolongamento das noites quentes para os meses de abril e novembro, chegando Faro a registar noites quentes no mês de março.

Anualmente, Porto de Mós regista apenas 7 noites quentes, enquanto Alqueva e Faro atingem 76 e 95 noites quentes cada uma. Com valores intermédios, Vila Nova de Foz Côa e Lisboa apresentam valores de 36 e 34 noites quentes, respetivamente. Quanto aos valores máximos, estes são atingidos mais cedo nos locais mais a norte (Vila Nova de Foz Côa e Porto de Mós) no mês de julho, enquanto, para sul, o maior número de noites quentes se verifica no mês de agosto.

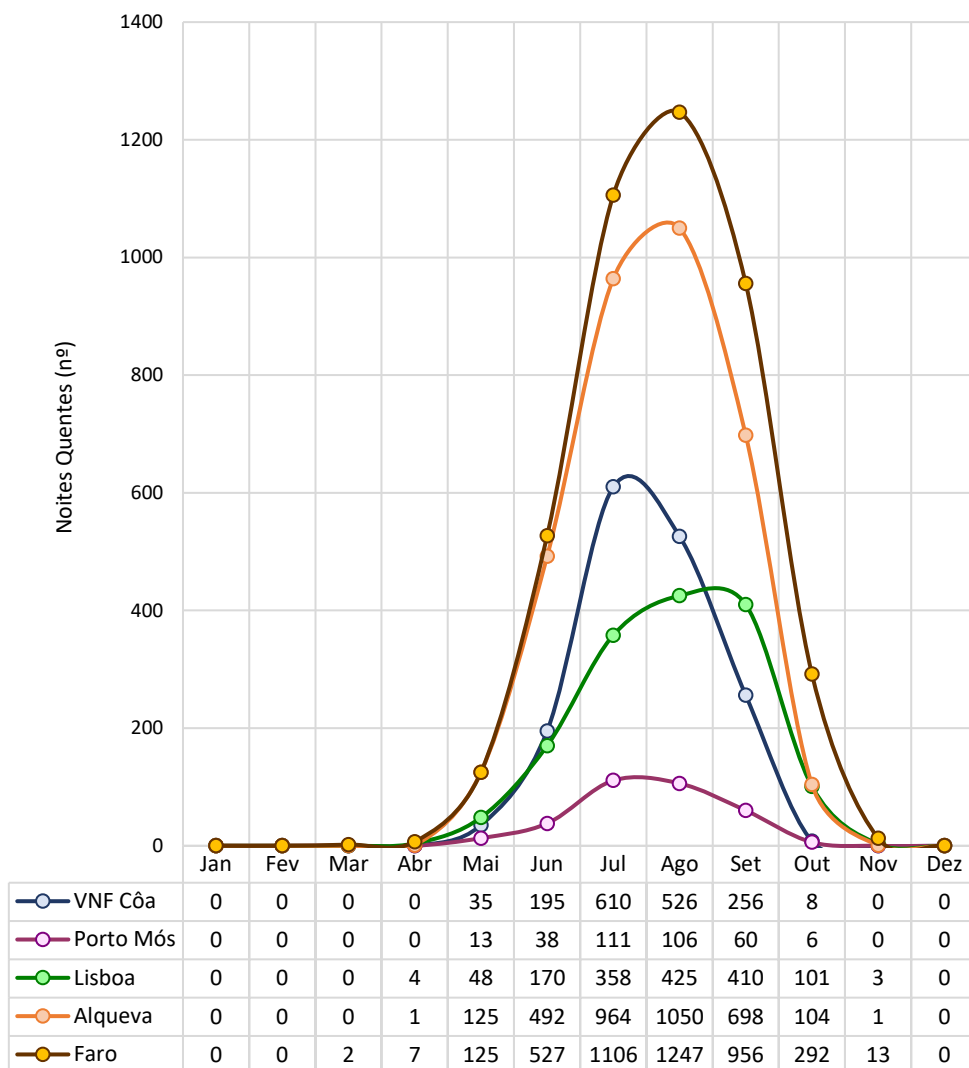


Figura 4.29. Frequência mensal de noites quentes.

Na Figura 4.30 estão quantificados por um lado o total anual de noites quentes e da sua intensidade⁷, e por outro, a tendência linear para cada um desses valores.

Como já foi referido, verifica-se uma grande variabilidade interanual na frequência de noites quentes, variabilidade essa que transparece igualmente nos valores da intensidade. Observa-se uma correlação entre as duas variáveis (entre 0,95 em Porto de Mós e 0,98 em Lisboa), apresentando, contudo, valores de tendência diferenciados. O Quadro 4.5a e 4.5b apresentam um resumo desses valores obtidos através do teste de tendência de Mann-Kendall e do estimador de declive de Sen.

⁷ Somatório dos graus celsius superiores ou iguais a 20 °C divididos pela duração da noite.

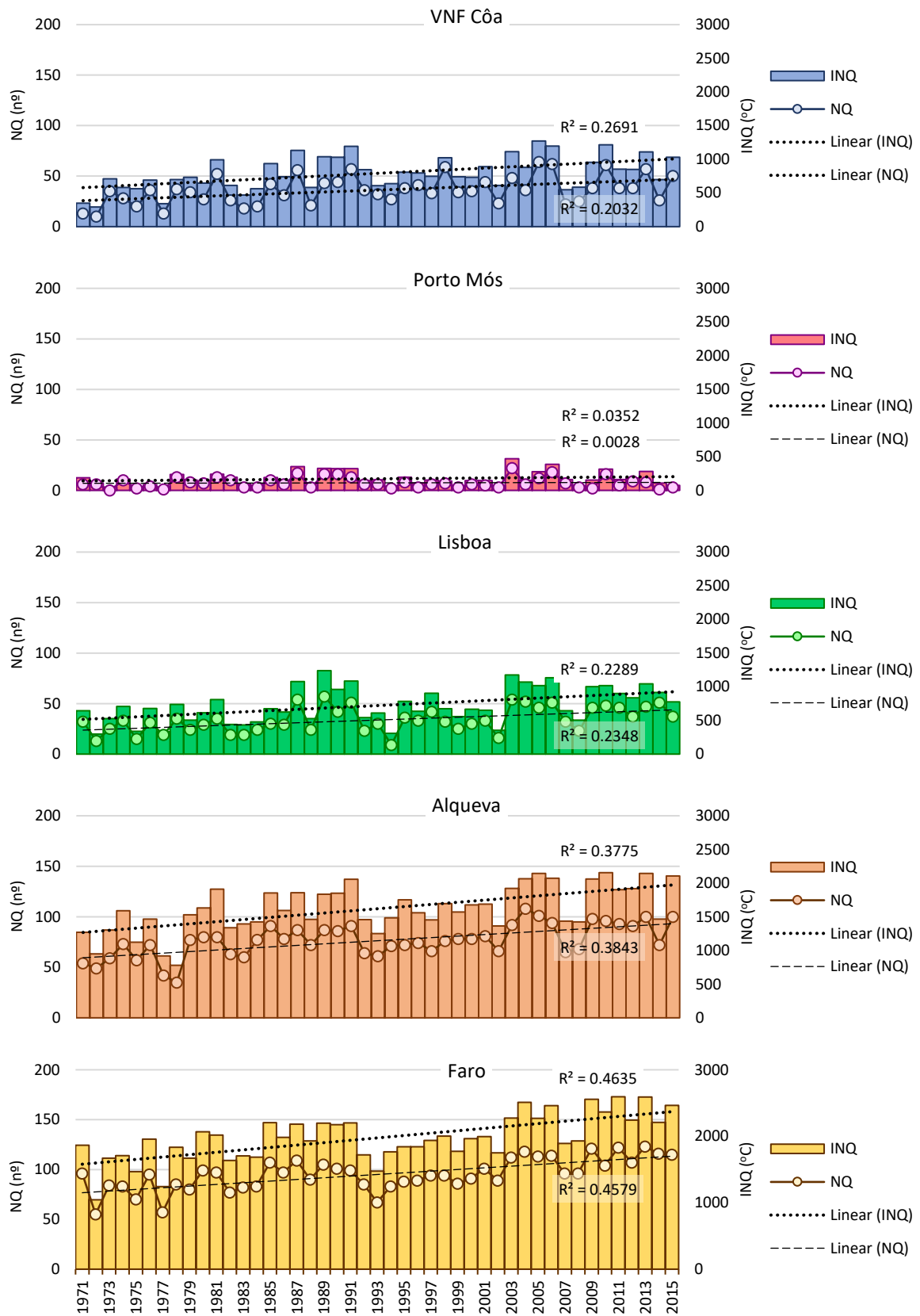


Figura 4.30. Totais anuais de noites quentes (NQ) e da sua intensidade (INQ) entre 1971 e 2015.

No Quadro 4.5a, para o total do período, Porto de Mós não regista tendência nem evolução quanto ao número de noites quentes. Os restantes locais apresentam uma tendência positiva com significado estatístico, de $\alpha = 0,01$ para Vila Nova de Foz Côa e Lisboa, com um aumento de 20 dias e 21 dias para o período de 45 anos, e uma significância de $\alpha = 0,001$ para Alqueva e Faro, com um incremento de 35 dias e 36 dias para o mesmo período.

Quadro 4.5. Evolução estatística anual do número (n°) e intensidade ($^\circ\text{C}$) das noites quentes.

	(a)				(b)					
	Período				Sub-períodos					
	Teste de tendência de Mann-Kendall				Teste de tendência de Mann-Kendall					
	Número Noites Quentes		Intensidade Noites Quentes		Número Noites Quentes			Intensidade Noites Quentes		
	1971-2015	Signific.	1971-2015	Signific.	1971-1985	1986-2000	2001-2015	1971-1985	1986-2000	2001-2015
VNF Côa	↑ 3.1	**	↑ 3.4	***	↑ 1.0	↑ 0.1	↑ 0.2	↑ 1.2	↓ -1.1	↓ -0.1
Porto Mós	→ 0.0		↑ 1.0		↑ 0.9	↓ -1.5	↓ -1.0	↑ 0.7	↓ -1.8 +	↓ -0.1
Lisboa	↑ 3.2	**	↑ 3.0	**	↑ 0.1	↓ -0.9	→ 0.0	↑ 0.3	↓ -0.6	↓ -0.3
Alqueva	↑ 4.2	***	↑ 4.1	***	↑ 2.1 *	↓ -0.4	↑ 0.5	↑ 1.7 +	↓ -0.7	↑ 0.9
Faro	↑ 4.8	***	↑ 4.7	***	↑ 0.9	↓ -1.4	↑ 1.8 +	↑ 1.2	↓ -0.8	↑ 1.4

	Estimador de declive de Sen				Estimador de declive de Sen					
	Número Noites Quentes		Intensidade Noites Quentes ($^\circ\text{C}$)		Número Noites Quentes			Intensidade Noites Quentes ($^\circ\text{C}$)		
	1971-2015	dias/45 anos	1971-2015	$^\circ\text{C}/45$ anos	1971-1985	1986-2000	2001-2015	1971-1985	1986-2000	2001-2015
VNF Côa	↑ 0.4	20	↑ 9.7	437	↑ 0.7	↑ 0.2	↑ 0.2	↑ 21.4	↓ -12.8	↓ -3.6
Porto Mós	→ 0.0	0	↑ 0.9	39	↑ 0.3	↓ -0.5	↓ -0.3	↑ 2.6	↓ -11.6	↓ -3.0
Lisboa	↑ 0.5	21	↑ 9.7	437	→ 0.0	↓ -1.2	→ 0.0	↑ 8.1	↓ -17.1	↓ -8.8
Alqueva	↑ 0.8	35	↑ 15.9	716	↑ 2.0	↓ -0.3	↑ 0.5	↑ 38.8	↓ -10.0	↑ 9.9
Faro	↑ 0.8	36	↑ 17.6	793	↑ 1.0	↓ -1.0	↑ 1.1	↑ 27.6	↓ -15.8	↑ 26.2

Quanto à intensidade das noites quentes, mantem-se a mesma tendência positiva, com aumento da significância estatística para Vila Nova de Foz Côa ($\alpha = 0,001$) para um acréscimo de 437 $^\circ\text{C}$ anuais (9,7 $^\circ\text{C}$ por ano). Porto de Mós permanece sem tendência quantificável, apresentando um ligeiro acréscimo na temperatura anual de 0,9 $^\circ\text{C}$ (39 $^\circ\text{C}$ nos 45 anos). Para os demais, Lisboa apresenta números idênticos a Vila Nova de Foz Côa, enquanto Alqueva e Faro exibem para o período um aumento de 716 $^\circ\text{C}$ (15,9 $^\circ\text{C}$ anuais) e de 793 $^\circ\text{C}$ (17,6 $^\circ\text{C}$ anuais), respetivamente, todos para um nível de significância de $\alpha = 0,001$.

A análise em subperíodos (Quadro 4.5b) mostra uma realidade menos uniforme, refletindo uma tendência já identificada no ponto 4.2, onde a temperatura mínima (variável de referência para as noites quentes) revelava uma estabilização no

subperíodo intermédio, após um subperíodo inicial de aquecimento, que viria a surgir novamente no último subperíodo, embora de forma mais ligeira.

Assim, verificamos que no primeiro subperíodo existe uma tendência positiva para o aumento das noites quentes em todos os locais, em que Alqueva regista o maior incremento, com mais 30 noites quentes. Esta tendência é invertida no subperíodo intermédio, à excepção de Vila Nova de Foz Côa, único local que apresenta ao longo de todos os subperíodos tendência positiva. O último subperíodo mostra uma tendência heterogénea, negativa para Porto de Mós (- 5 noites quentes) e neutra para Lisboa, e positiva para Alqueva (+ 8 noites quentes) e Faro (+ 17 noites quentes).

Quanto à intensidade das noites quentes, o primeiro subperíodo é de tendência positiva, uma vez mais com Alqueva em destaque com um incremento de 582 °C no período de 15 anos (+ 38,8 °C anuais). No segundo subperíodo, todos os locais apresentam tendência negativa, com maior relevo para Lisboa e Faro, respetivamente com uma redução de 257 °C/15 anos (- 17,1 °C anuais) e 237 °C/15 anos (- 18,8 °C anuais). O derradeiro subperíodo ilustra uma separação entre o norte e o sul de Portugal continental, com uma tendência negativa para Vila Nova de Foz Côa (- 54 °C/15 anos), Porto de Mós (- 44 °C/15 anos) e Lisboa (- 131 °C/15 anos), e uma tendência positiva para Alqueva (+ 148 °C/15 anos) e de incremento forte para Faro com + 393 °C/15 anos (+ 26,2 °C anuais), mais de duas vezes e meia o acréscimo de Alqueva. O nível de significância é em geral fraco ($\alpha = 0,05$) ou inexistente na análise dos subperíodos.

4.4.2. Intensidade do calor noturno

Para determinar o excesso de calor durante as noites quentes foi usado um segundo índice para obter a Intensidade do Calor Noturno (ICN), somando os graus que igualavam ou ultrapassavam o limiar dos 20 °C, divididos pela duração da noite.

A distribuição das noites quentes segundo a intensidade do calor noturno (Figura 4.31) revela para além de um aumento com diminuição da latitude, a existência progressiva de dois máximos (um mais alto e um mais baixo) na frequência da intensidade térmica. A maior frequência de noites quentes surge, dependendo do local, entre os 0/2 °C e os 6/8 °C para os três locais a norte do rio Tejo, com a particularidade do aparecimento de um segundo máximo mais baixo, para intensidades na ordem dos 20/22 °C e 24/26 °C

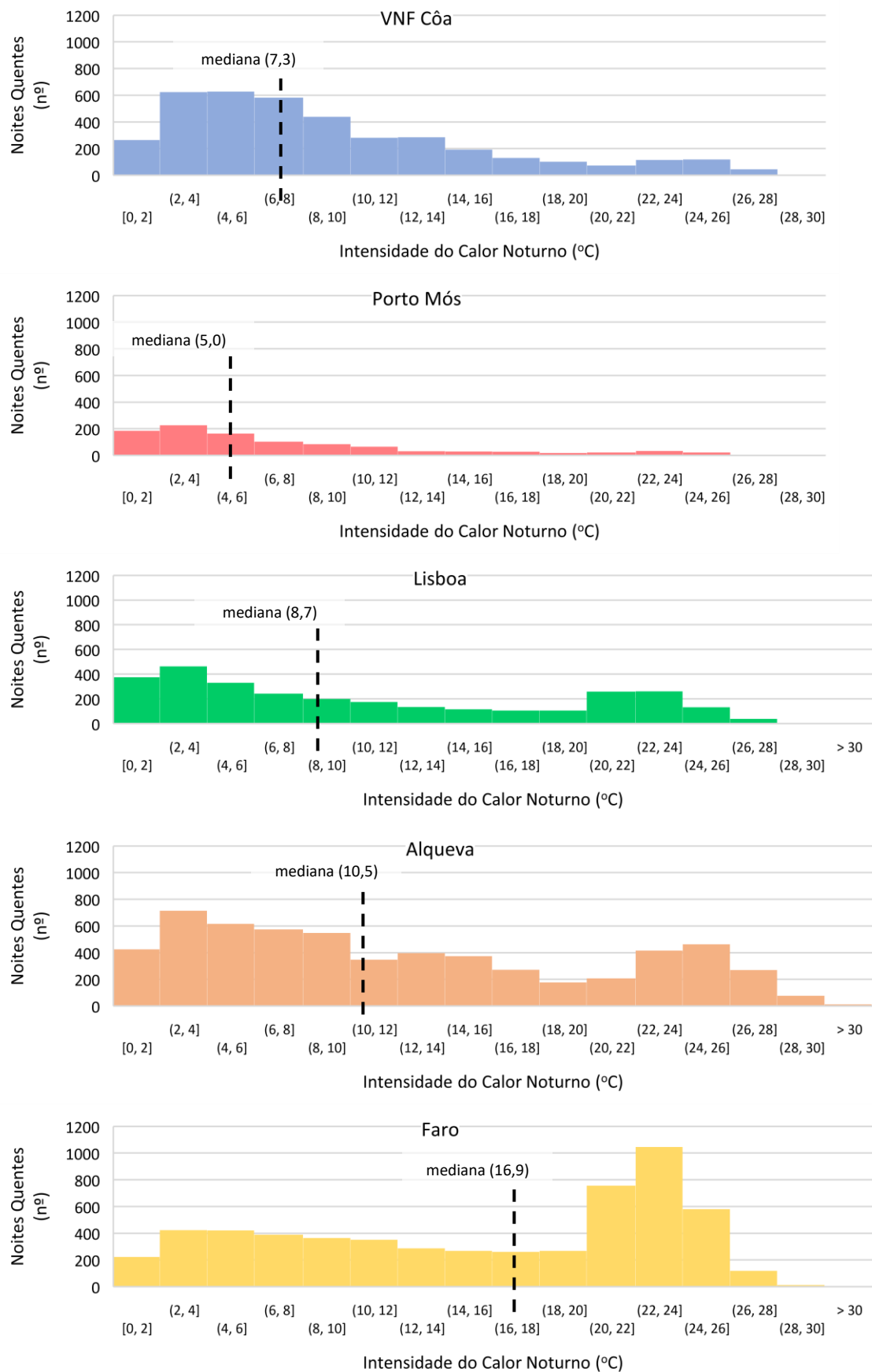


Figura 4.31. Frequência das noites quentes em função da intensidade do calor noturno entre 1971 e 2015.

para Vila Nova de Foz Côa e Lisboa. Para sul, são mais frequentes as noites com intensidades médias (Alqueva), permanecendo a bipolaridade na distribuição, que se desvanece em Faro, onde as noites com maior intensidade são as mais frequentes (um único máximo) com valores compreendidos entre 20/22 °C e os 24/26 °C.

A posição da mediana realça igualmente a intensidade de stress térmico que é atingida nas noites quentes nesses locais, mais próxima do limite esquerdo da distribuição (5,0 °C) para Porto de Mós, deslocando-se progressivamente para a direita, para as intensidades mais elevadas da distribuição, conforme nos deslocamos para o interior (7,3 °C em Vila Nova de Foz Côa) e para sul: Lisboa com 8,7 °C, Alqueva com 10,5 °C e Faro com 16,9 °C.

4.4.3. Persistência do calor noturno

A persistência de elevados valores de temperatura noturna impactam no sistema termorregulador do corpo humano, privando-o do necessário descanso após os efeitos de exposição a um dia muito quente, tornando o stress térmico persistente um fator de risco para a população (García-Herrera *et al.*, 2005; Buguet, 2007).

A Figura 4.32 representa a frequência de noites quentes segundo a percentagem de horas noturnas em que a temperatura é igual ou superior a 20 °C⁸. Verifica-se que os locais mais setentrionais apresentam uma maior concentração de noites quentes na parte inferior da distribuição, com os valores da média e da mediana abaixo dos 40% (Quadro 4.6), valor indicativo como potenciador de noite quente.

No extremo oposto, o local mais a sul, Faro, mostra uma mediana (78,3) superior à média (68) e com o terceiro quartil muito próximo dos 100% (99,6%), refletindo a concentração da maioria das noites quentes próximas do que se designa de noite tropical (100% das horas com temperatura superior a 20 °C). Alqueva, com um intervalo interquartil idêntico ao de Faro (62,7 vs 62,3), exhibe, no entanto, uma menor concentração de noites quentes na parte superior da distribuição, fato que advém da sua localização mais continental, onde a persistência do calor é menor pelo maior arrefecimento noturno, ao invés de Faro que pela sua posição no litoral meridional algarvio se encontra não só abrigada das correntes de oeste (ar marítimo fresco do

⁸ Número de horas da noite quente ($T \geq 20$ °C) divididas pela duração da noite.

Atlântico a Oeste), contacta com uma bacia marítima cujas temperaturas de superfície são, em geral, mais altas, logo propiciando uma atmosfera sobrejacente mais tépida.

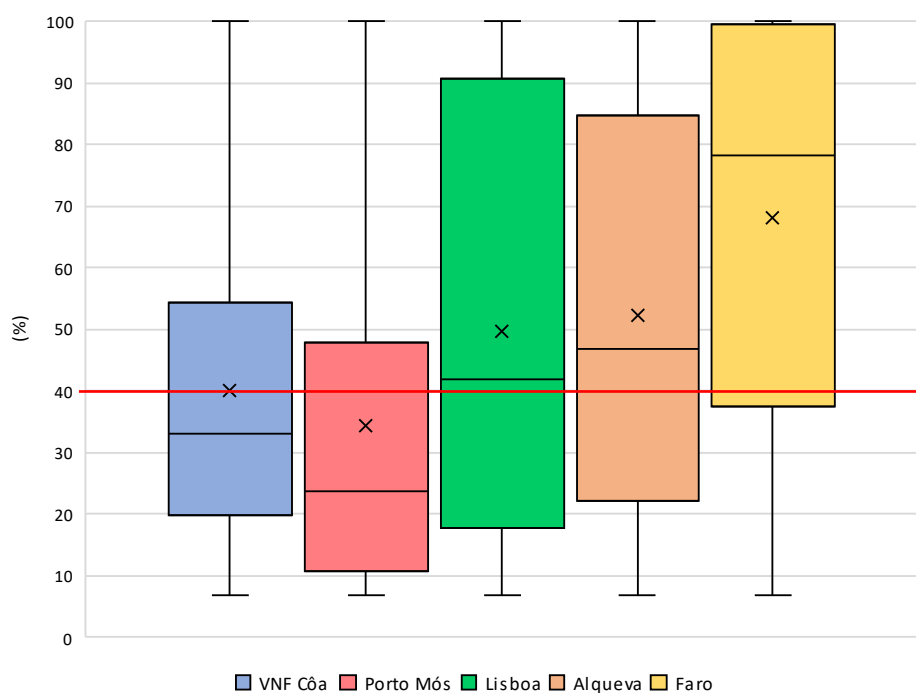


Figura 4.32. Persistência do calor noturno entre 1971 e 2015.

Lisboa apresenta a maior dispersão de noites quentes (73,1), reflexo da sua localização próxima do litoral e bordejada pelo rio Tejo, e com uma influência urbanística não negligenciável que aqui não é possível quantificar. Todavia, a amenidade trazida pela proximidade do oceano, representará o fator ambiental mais relevante para esta dispersão, permitindo a permanência do calor em grande parte da noite.

Quadro 4.6. Estatística da persistência do calor noturno entre 1971 e 2015.

	VNF Cõa	Porto Mós	Lisboa	Alqueva	Faro
<i>Média</i>	40,1	34,4	49,8	52,4	68,0
<i>Mediana</i>	33,1	23,8	41,8	46,8	78,3
<i>1º quartil</i>	19,9	10,8	17,7	22,1	37,4
<i>2º quartil</i>	33,1	23,8	41,8	46,8	78,3
<i>3º quartil</i>	54,3	47,8	90,8	84,8	99,6
<i>IIQ</i>	34,4	37,0	73,1	62,7	62,3

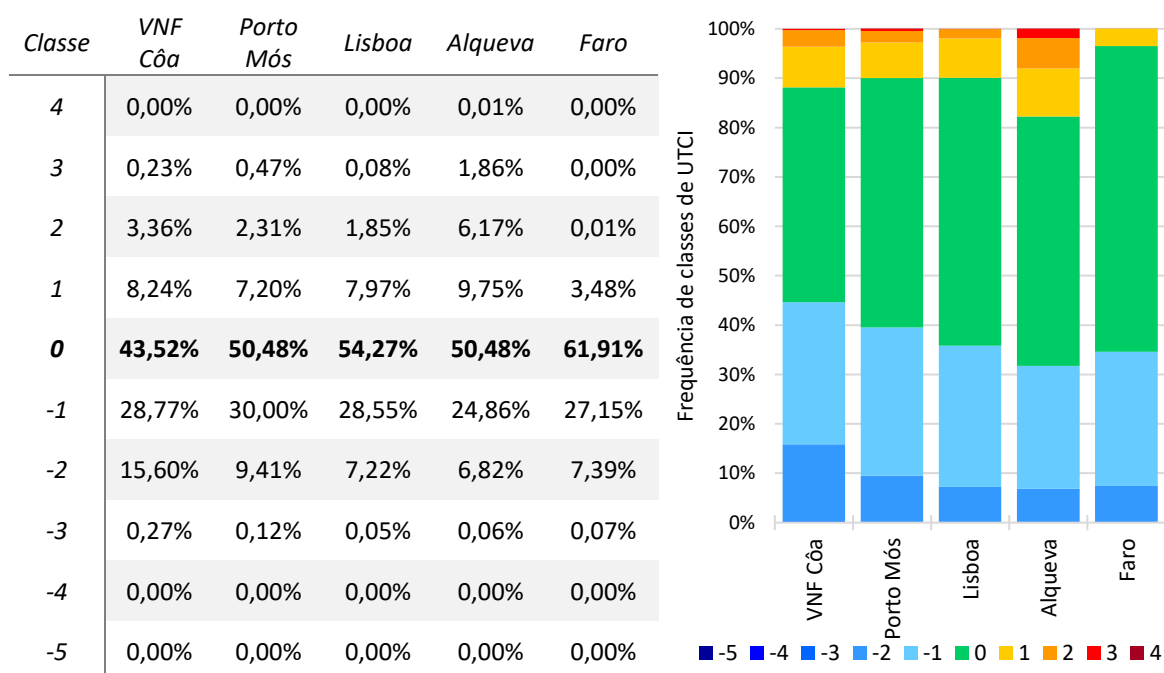
4.5. O Desconforto térmico e o UTCI

O UTCI, baseado no modelo UTCI-Fiala (Fiala *et al.* 2012; Havenith *et al.*, 2012), é aqui utilizado para analisar o conforto bioclimático e o stress térmico nos locais identificados com maior prevalência de calor noturno, através de 10 categorias de stress térmico (Quadro 4.6), em que cada faixa de temperatura de referência, corresponde a um conjunto específico de respostas fisiológicas humanas ao ambiente térmico (Błażejczyk *et al.*, 2013; Di Napoli *et al.*, 2021).

4.5.1. Frequência anual de stress térmico

A utilização dos gráficos de barras empilhadas permite mostrar a frequência horária das diferentes classes de stress térmico do índice UTCI.

Quadro 4.7. Frequência média anual (%) das classes de UTCI para o período 1981-2015 (e gráfico correspondente).



A Figura 4.33 mostra a frequência anual de ocorrência das diversas classes de stress térmico anual, sendo a classe sem stress térmico (classe 0) aquela que tem a maior percentagem de ocorrência. Faro regista a maior média anual (61,9%), situando-se os restantes locais acima dos 50% à excepção de Vila Nova de Foz Côa que se fica pelos 43,5% (Quadro 4.7). Em consonância com a sua localização mais setentrional, Vila Nova

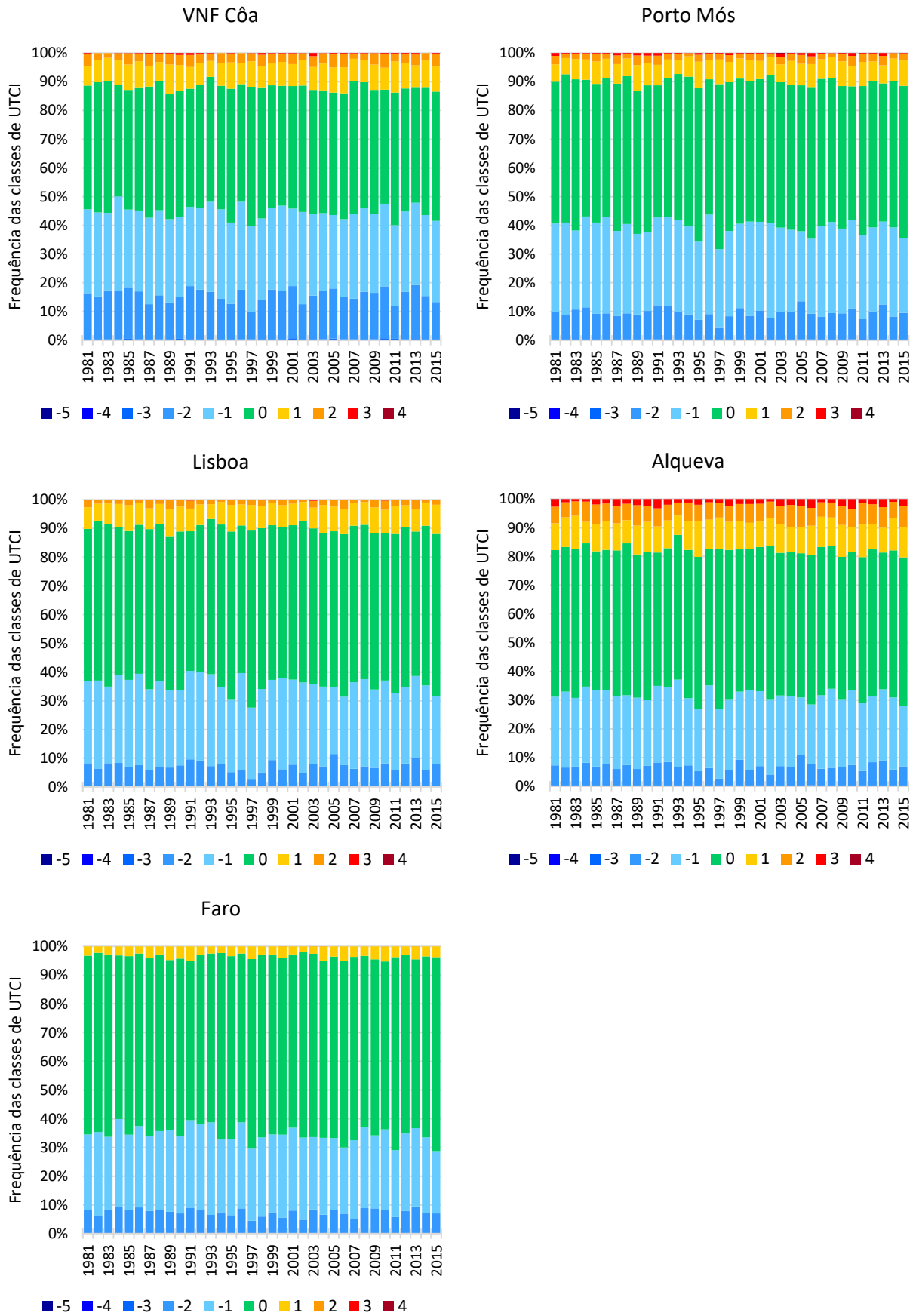


Figura 4.33. Frequência anual das classes de UTCI para o período 1981-2015.

de Foz Côa tem a maior frequência de horas com stress térmico de frio (ligeiro, moderado e elevado) com 44,6%, em oposição às localizações mais meridionais de Alqueva e Faro com 31,7% e 34,6%, respetivamente. Porto de Mós e Lisboa, com a sua proximidade ao Atlântico, apresentam valores intermédios com 39,5% e 35,8%. O stress de frio moderado (classe -2) tem maior relevância em Vila Nova de Foz Côa, com uma frequência de 15,6%, duas vezes superior a Faro (7,4%).

Relativamente ao stress por calor (moderado, elevado, muito elevado e extremo), sobressai o registo de Alqueva com 17,8%, destacando-se no stress por calor elevado (classe 2) com 6,2% e stress por calor muito elevado (classe 3) com 1,9%. Está ainda presente na última classe de stress térmico, a de calor extremo, com 0,01% (Porto de Mós também está presente nesta última classe, mas apenas com um registo de 5 horas em 8.760 horas no ano de 2003, à data o segundo verão mais quente desde 1931)⁹.

O ano de 1997 pode ser considerado dentro do período de estudo, aquele que apresentou o menor stress térmico em Portugal continental, com todos os locais a apresentarem uma frequência da classe sem stress térmico superior a qualquer dos restantes anos (excetuando Faro, em que os anos de 2011 e 2015 foram superiores em 1% e 2%).

Para o stress térmico por frio, é o ano de 1984 (Vila Nova de Foz Côa com 50% e Faro com 40%) e os anos 1991 e 1992 (Lisboa com 40% em ambos), 1993 (Alqueva com 37%) e 1996 (Porto de Mós com 44% e Lisboa com 40%), aqueles que apresentam uma maior frequência para a totalidade das classes de stress por frio. Como já foi referenciado, verifica-se um gradiente essencialmente latitudinal conjugado com o efeito de continentalidade na evolução dos valores de stress térmico. Faro, apesar da sua localização mais meridional, conserva um clima mais ameno, representado pela elevada frequência da classe sem stress térmico, que, com a classe de stress por frio ligeiro, representa quase 90% da frequência total.

⁹ IPMA – Caracterização Climática 2003.

https://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20081014/rXHkGiXtgvFLDxwiFKT/cli_20030101_20031231_pcl_aa_co_pt.pdf

4.5.2. Frequência mensal e sazonal de stress térmico

As Figuras 4.34 e 4.35 ilustram, respetivamente, a frequência mensal e sazonal das classes UTCI de stress térmico. A classe sem stress térmico (classe 0) mostra uma prevalência mensal sobre as restantes, com os maiores valores nos meses de verão, excetuando Alqueva que ocorre no outono. A classe de stress por frio ligeiro (classe -1), preponderante nos meses mais frios ocorre com maior frequência no inverno.

Em termos de duração por meses (Figura 4.34), verifica-se um aumento conforme descemos em latitude. Para Vila Nova de Foz Côa e Porto de Mós a classe sem stress dura sete meses, de abril a outubro, aumentando em Lisboa mais um mês, até novembro, e ainda mais um mês em Alqueva e Faro, agora antecipando o começo para o mês de março e terminando em novembro (9 meses).

Contrapondo aos meses de verão onde ocorre o maior stress de calor, particularmente nos meses de julho (locais continentais) e agosto (locais marítimos), para as classes de stress por calor muito elevado, os meses de inverno com condições de frio moderado ou elevado ocorrem essencialmente no mês de janeiro e fevereiro. Vila Nova de Foz Côa apresenta a maior frequência com 44% (classe -2), enquanto Faro com 20% regista invernos mais amenos. Relativamente ao stress extremo, Vila Nova de Foz Côa regista para o mês de janeiro 284 dias (1,1%) de stress por frio elevado, enquanto Alqueva conta com 10 dias (0,04%) em julho de stress por calor extremo, sendo que em julho e agosto a percentagem de classes de stress por calor se aproxima dos 50%.

De referir que Faro, regista apenas algumas horas de stress por calor elevado (classe 2), apesar da sua posição mais meridional, circunstância que resultará do seu clima marítimo e do abrigo climático proporcionado pelas serras algarvias.

Sazonalmente (Figura 4.35), a classe mais representativa durante o ano é a sem stress térmico, particularmente presente no verão e outono, contabilizando Faro as maiores percentagens, 86 % e 75% por esta ordem. A classe de frio por stress ligeiro é a segunda mais representada e ocorre no período do inverno, contribuindo para que esta estação seja a que apresente um maior stress por frio, com uma percentagem entre os 67% de Faro e os 80% em Vila Nova de Foz Côa. As classes de stress por calor ocorrem essencialmente no verão, registando uma percentagem superior a 42% em Alqueva e a

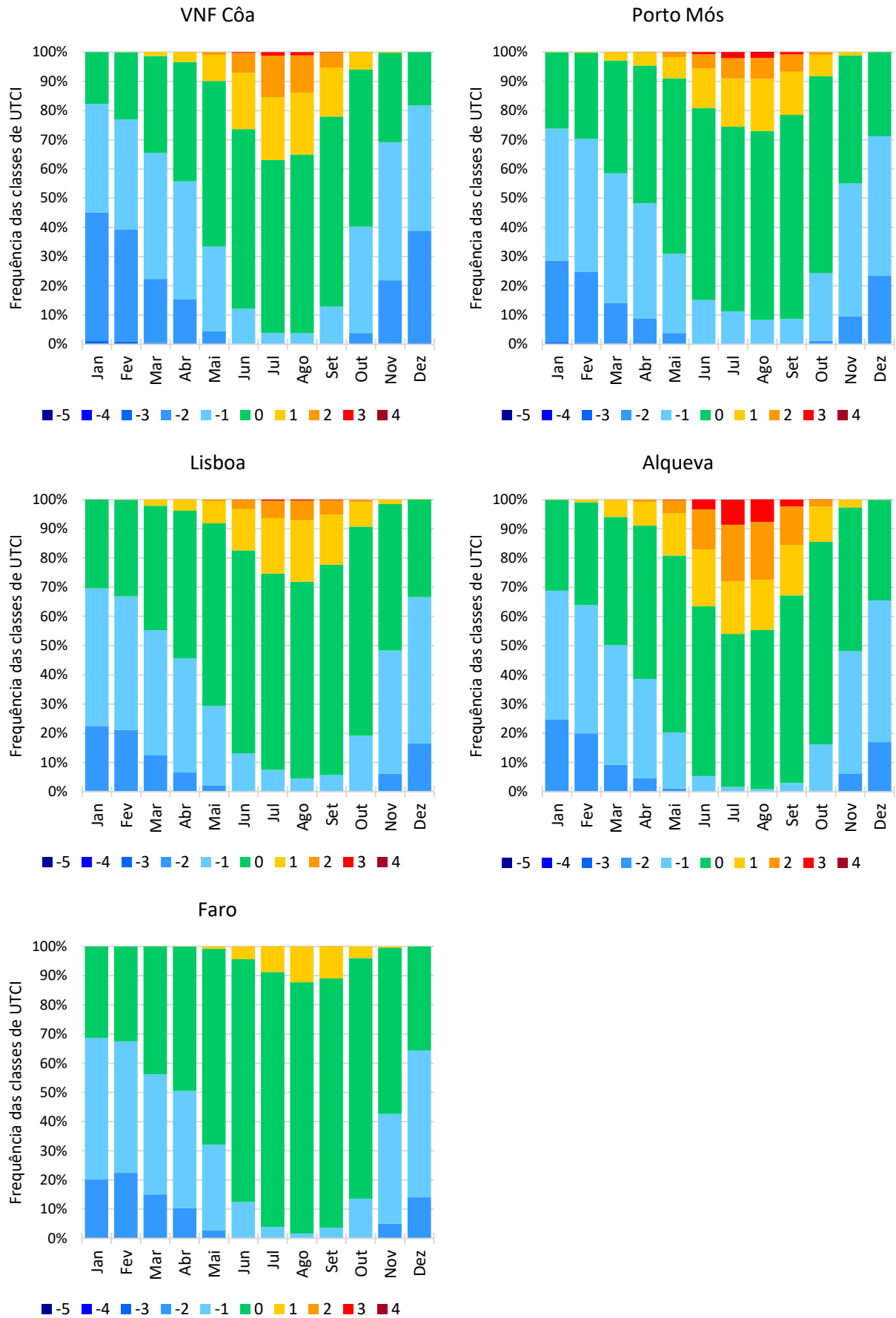


Figura 4.34. Frequência mensal das classes de UTCI para o período 1981-2015.

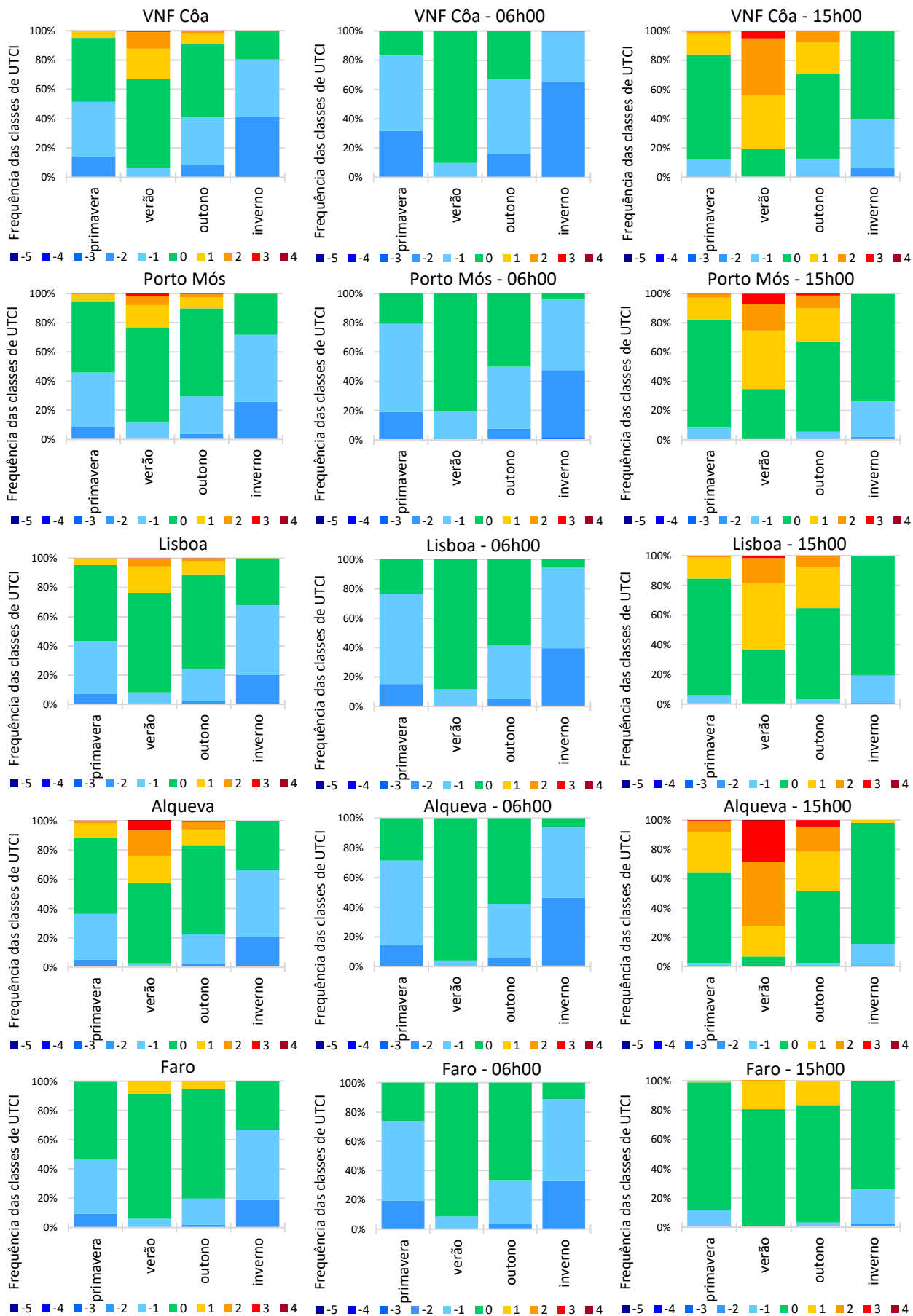


Figura 4.35. Frequência sazonal das classes de UTCI para o período 1981-2015.

32% em Vila Nova de Foz Côa, chegando a primeira a atingir a classe de stress por calor extremo (classe 4).

Em termos dos períodos do dia¹⁰, às 06h00 UTC (Figura 4.35), a ausência de stress térmico é preponderante no verão (superior a 80%) mas reduzida no inverno, chegando aos 11% em Faro e quase sem expressão em Vila Nova de Foz Côa, onde o stress por frio impera, em que o stress por frio ligeiro e moderado somam 98% e o stress por frio elevado alcança os 1,6%.

A primavera já denota uma maior moderação do stress por frio, embora a classe de stress por frio ligeiro predomine sempre com valores entre os 50% e os 60%, para no verão, como já foi referido, a classe sem stress térmico predominar, diminuindo progressivamente de Sul para Norte na estação seguinte, a favor da classe de stress por frio ligeiro (classe -1).

Quanto às 15h00 UTC, é de realçar o stress por calor existente em Alqueva, atingindo um valor superior a 93%, com a classe de stress por calor elevado próxima dos 44%, chegando mesmo à classe máxima de stress por calor (classe 4). Também os restantes locais revelam excesso de calor, mais acentuado em Vila Nova de Foz Côa, com as classes de stress por calor a superarem os 80%, e Porto de Mós e Lisboa com valores a rondar os 65%. Faro permanece como o local mais ameno, não atingindo os 20% de stress por calor.

4.5.3. Valores absolutos mensais de stress térmico

Da análise dos valores médios mensais de UTCI (Anexo A.6) obtém-se, para todos os locais, condições de stress por frio ligeiro (entre dezembro e fevereiro) e sem stress térmico para os restantes meses, com março e novembro a funcionarem como meses de transição.

A análise dos valores de UTCI em termos absolutos (Figura 4.36), transmite-nos uma imagem mais aproximada do stress que o organismo humano suporta nos diferentes meses do ano.

¹⁰ As 06h00 e as 15h00 foram escolhidas por se ter verificado que estas eram as horas que, consecutivamente, registavam os valores mais baixos e mais elevados de temperatura.

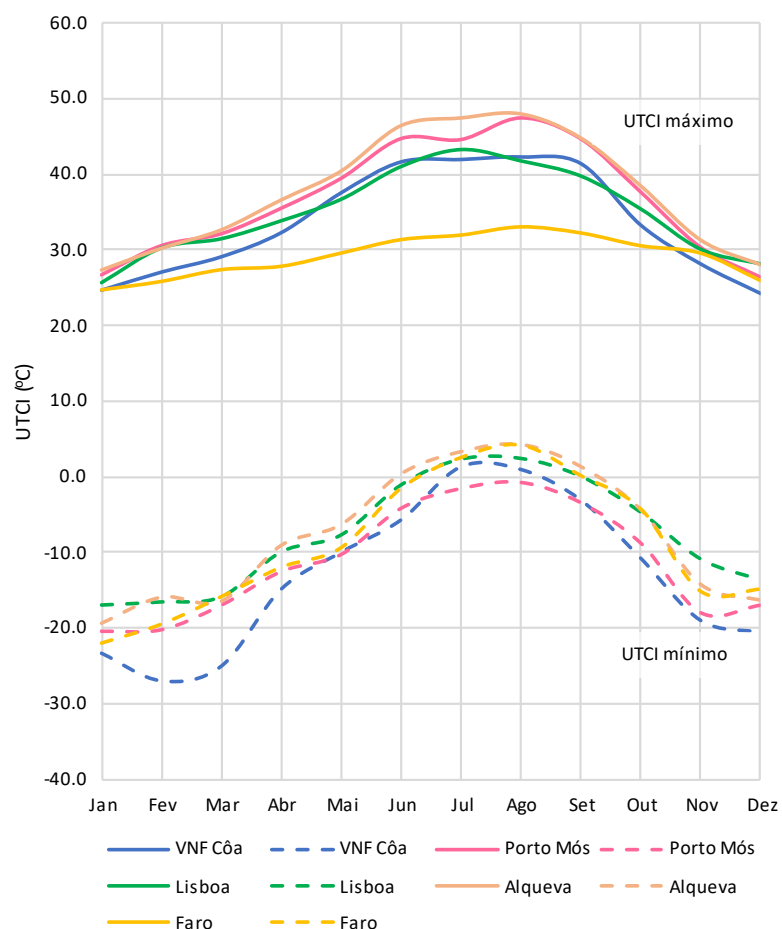


Figura 4.36. Valores máximos e mínimos absolutos mensais de UTCI para o período 1981-2015.

No decorrer do ano, os valores absolutos máximos e mínimos sofrem uma flutuação decorrente da sucessão das estações, variando entre o cenário de stress por frio elevado (classe -3) para Vila Nova de Foz Côa, e o cenário de stress por calor extremo (classe 4) para Alqueva e Porto de Mós.

As condições de maior stress por frio verificam-se desde o mês de outubro até finais de março, destacando-se com um aumento do stress por frio Vila Nova de Foz Côa, atingindo o valor mínimo no mês de fevereiro (-26,9 °C) no limiar da classe de stress por frio muito elevado (classe -4), para em maio voltar a aproximar-se dos valores mínimos dos restantes locais. Os meses do verão registam já valores mínimos absolutos dentro da classe -1 (stress por frio ligeiro).

No que respeita aos valores máximos absolutos, estes variam entre os 24,3 °C para Vila Nova de Foz Côa em dezembro (sem stress térmico, classe 0), e os 47,9 °C para Alqueva no mês de agosto (stress por calor extremo, classe 4). Neste máximo extremo, é de

referir o comportamento do stress térmico de Faro ao longo dos meses do ano, caracterizado por uma flutuação de reduzida amplitude (8,4 °C) entre o valor mais baixo em janeiro (24,7 °C) e o mais alto em agosto (33,1 °C), correspondendo à situação já mencionada de uma preponderância da classe sem stress térmico sobre as restantes classes.

4.5.4. Evolução e tendência das classes de UTCI

Para os locais analisados, os valores médios anuais de stress térmico tiveram uma evolução e tendência positiva, conforme podemos observar pelos diferentes gráficos na Figura 4.37, na qual se incluí igualmente os respetivos valores estatísticos.

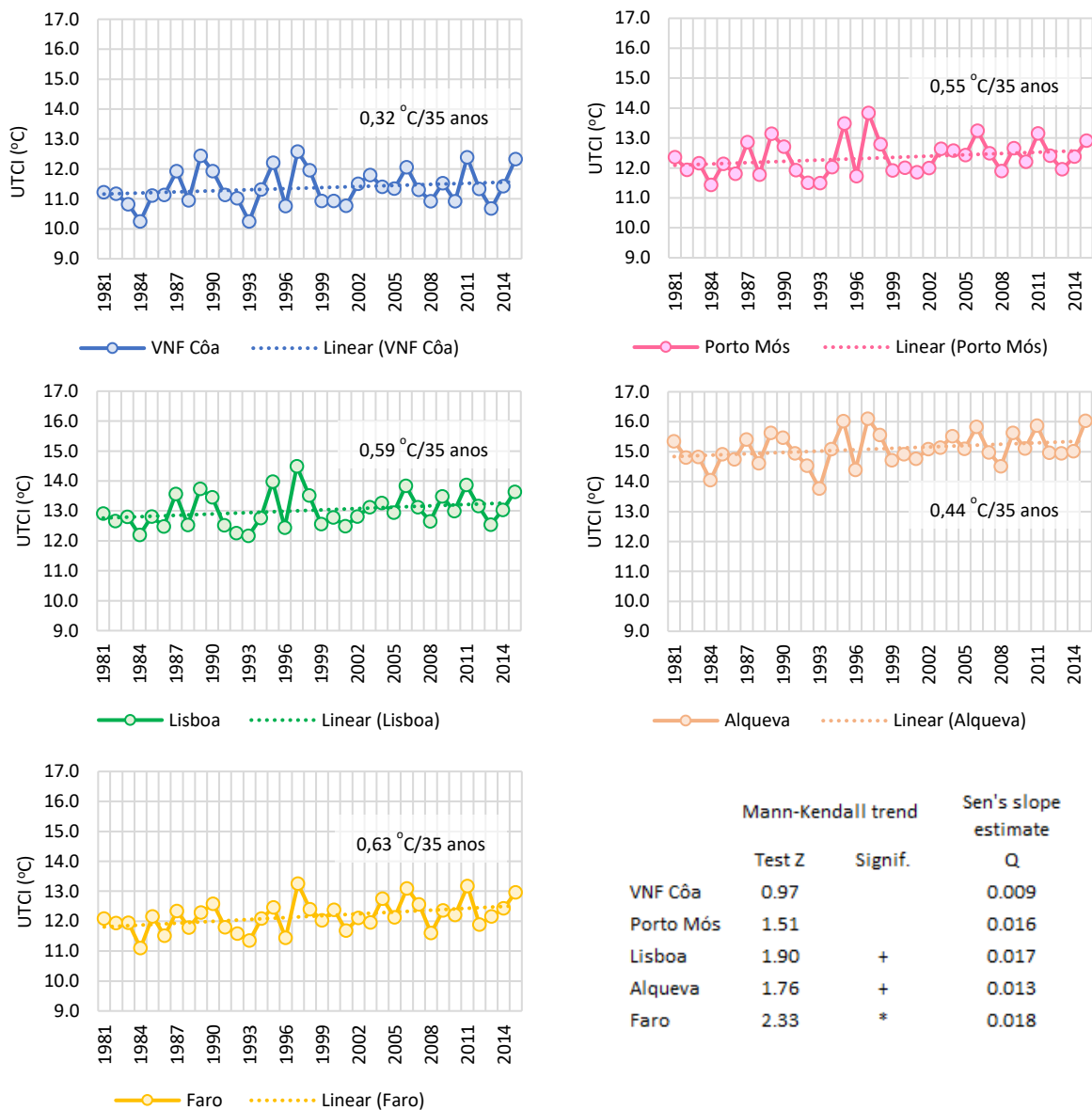


Figura 4.37. Evolução e tendência da média anual das classes de UTCI para o período 1981-2015.

Os resultados apresentam uma grande variabilidade interanual nos valores médios de stress térmico, em particular durante a década de 1990. Apesar de não terem significado estatístico, verifica-se uma concordância no sentido da tendência entre os resultados obtidos, não só no aumento progressivo de Norte para Sul nos locais com proximidade marítima, mas também naqueles presentes no interior do território.

Vila Nova de Foz Côa é o local que exhibe a tendência menor ($Z = 0,97$), correspondendo ao um aumento médio de $0,32\text{ }^{\circ}\text{C}$ para o período. Alqueva, apesar da sua localização mais meridional e continental, e cujos valores médios de stress térmico superam os dos restantes locais ($15,09\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{período}$), regista a terceira maior tendência ($Z = 1,76$), mas apenas o segundo maior incremento de stress térmico, com $0,44\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{período}$.

São os locais junto à costa que ostentam os maiores aumentos médios de stress térmico. Porto de Mós ($12,3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{período}$) e Faro ($12,2\text{ }^{\circ}\text{C}$), apesar de exibirem valores semelhantes em termos de stress térmico médio, diferem principalmente em termos de tendência de crescimento desse mesmo stress. Faro apresenta uma tendência positiva de $Z = 2,23$ para um incremento de $0,63\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{período}$, enquanto para Porto de Mós a tendência positiva é de $Z = 1,51$ para o aumento de $0,55\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{período}$. Lisboa, é a seguir a Faro, o local de maior tendência positiva, com um aumento de $0,59\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante o período de 35 anos.

A Figura 4.38 mostra o padrão de distribuição para todo o período, dos valores médios de UTCl, constatando-se que a proximidade à costa é um fator determinante para a distribuição do stress térmico, e que existe aparentemente uma dicotomia no interior do território, onde, em termos médios, as regiões setentrionais recebem uma influência térmica mais fria da Meseta norte espanhola, enquanto as regiões meridionais são influenciadas pela Meseta sul espanhola, cuja ação se difunde pela bacia hidrográfica do Guadiana.

Em complemento à Figura 4.37, a Figura 4.39 ilustra a divisão em percentis dos mesmos valores médios anuais de stress térmico para cada um dos locais, conforme a divisão que consta da legenda, procurando destacar os valores extremos relativamente aos restantes.

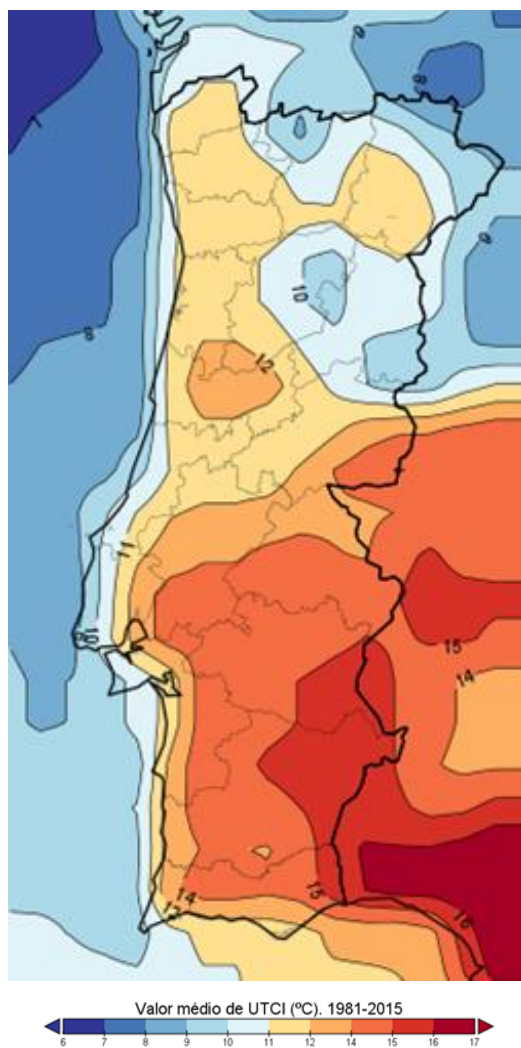


Figura 4.38. Stress térmico médio para o período.

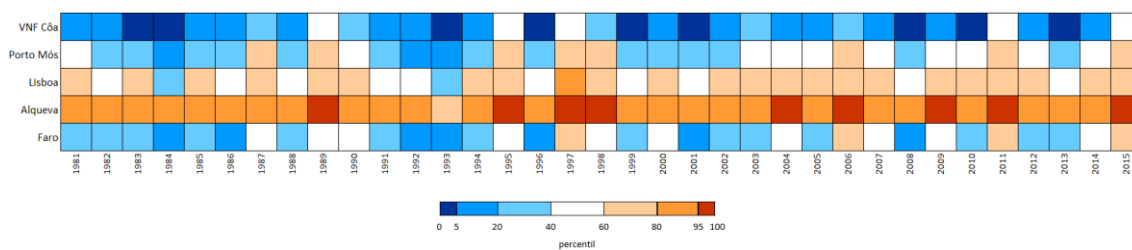


Figura 4.39. Valores médios anuais de stress térmico por percentis.

Quadro 4.8. Valores médios anuais de stress térmico UTCI (°C) e percentis (para todos os locais e valores médios anuais)

Média anual	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
VNF Còa	11.2	11.2	10.8	10.2	11.1	11.1	11.9	11.0	12.4	11.9	11.1	11.0	10.2	11.3	12.2	10.8	12.6	12.0	10.9	10.9	10.8	11.5	11.8	11.4	11.3	12.1	11.3	10.9	11.5	10.9	12.4	11.3	10.7	11.4	12.3
Porto Mòs	12.4	11.9	12.2	11.4	12.1	11.8	12.9	11.8	13.1	12.7	11.9	11.5	11.5	12.0	13.5	11.7	13.8	12.8	11.9	12.0	11.9	12.0	12.6	12.6	12.4	13.2	12.5	11.9	12.7	12.2	13.2	12.4	12.0	12.4	12.9
Lisboa	12.9	12.7	12.8	12.2	12.8	12.5	13.6	12.5	13.7	13.5	12.5	12.3	12.2	12.8	14.0	12.4	14.5	13.5	12.6	12.8	12.5	12.8	13.1	13.3	12.9	13.8	13.1	12.7	13.5	13.0	13.9	13.2	12.5	13.0	13.6
Alqueva	15.3	14.8	14.8	14.1	14.9	14.7	15.4	14.6	15.6	15.5	14.9	14.5	13.8	15.1	16.0	14.4	16.1	15.6	14.7	14.9	14.8	15.1	15.1	15.5	15.1	15.8	15.0	14.5	15.6	15.1	15.9	15.0	14.9	15.0	16.0
Faro	12.1	11.9	11.9	11.1	12.2	11.5	12.3	11.8	12.3	12.6	11.8	11.6	11.4	12.1	12.5	11.4	13.3	12.4	12.0	12.4	11.7	12.1	12.0	12.7	12.1	13.1	12.6	11.6	12.4	12.2	13.2	11.9	12.2	12.4	13.0
Percentis	min	5	20	40	60	80	95	máx																											
UTCI (°C)	10.2	10.9	11.7	12.2	12.8	14.0	15.5	16.1																											

Os valores com percentil mais baixo (percentil 5) indicam situações de stress térmico por frio, enquanto aqueles com percentil mais alto (percentil 95) reportam situações de stress térmico por calor (Quadro 4.8).

Verificamos que Vila Nova de Foz Côa apresenta vários anos (9) com stress térmico médio no percentil 5, valores entre 10,2 °C e 10,9 °C, encontrando-se todos os anos abaixo da média (todos os locais e anos), conferindo relevância para o desconforto nas situações de frio.

No outro extremo temos Alqueva, onde a média anual de stress térmico para todos os anos se encontra acima do percentil 60, exibindo em nove deles condições de stress térmico dentro do percentil 95 (stress por calor), com valores que oscilam entre os 15,5 °C e os 16,1 °C, apontando neste caso para situações de desconforto por calor.

Fora das situações de stress térmico extremo temos os restantes locais, em que Lisboa apresenta valores de percentis mais elevados do que Porto de Mós, e Faro com o conforto bioclimático mais ameno do conjunto em análise.

5. DISCUSSÃO

Neste estudo abordamos, tendo por base as variáveis temperatura máxima e temperatura mínima a evolução recente de diversos parâmetros climáticos, de modo a caracterizar as alterações e as tendências temporais da temperatura do ar e a sua espacialização pelo território de Portugal continental, dando particular atenção às mudanças verificadas no ambiente térmico noturno. Na análise dos episódios de calor noturno procurou-se avaliar as suas tendências evolutivas recorrendo a uma quantificação do calor horário noturno. No remate deste trabalho foi avaliado o desconforto térmico através do índice UTCI ao longo do ciclo diário.

5.1. Comportamento evolutivo das temperaturas

As mudanças globais do clima, cuja manifestação mais notória se relaciona com o aumento da temperatura do ar, tem sido acompanhada por diversos estudos que avaliam as suas características a diferentes escalas. O estudo do comportamento evolutivo das temperaturas máximas e mínimas, mais a variação da amplitude térmica, utilizada como indicador do clima e da estabilidade climática, tem levado os investigadores a reconhecer uma assimetria no aquecimento global, resultante de um maior aumento das temperaturas mínimas, causando uma redução da amplitude térmica (Karl *et al.*, 1993; Easterling *et al.*, 1997; Folland *et al.*, 2002; Vose *et al.*, 2005; Alexander *et al.*, 2006; Donat e Alexander, 2012; Davy *et al.*, 2017).

A tendência para o aumento da intensidade dos extremos de temperatura tem levado ao prolongamento da estação quente e ao acréscimo das situações de calor intenso com crescente impacto na sociedade e nos sistemas ecológicos (Beniston, 2004; Della-Marta *et al.*, 2007; Fischer e Schär, 2009; Barriopedro *et al.*, 2011).

Em Portugal, diversos autores têm investigado a evolução das condições climáticas, particularmente através da análise de eventos extremos e projeções de alteração do clima, reportando um aquecimento geral em todo o território, com um incremento maior no período entre 1976 e 2006, após um período de arrefecimento entre 1945 e 1975 (Miranda *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2011; de Lima *et al.*, 2013).

Os resultados obtidos neste estudo, para o período compreendido entre 1971 e 2015, tendo por base os valores do dataset Iberia01 confirmam a tendência de aquecimento

referida por diversos autores (Miranda, 2002; Ramos *et al.*, 2011; de Lima *et al.*, 2013; Espírito Santo *et al.*, 2014). Contudo, a variação das temperaturas máximas e mínimas evidenciam uma tendência de aquecimento diversa daquela que é referida em alguns estudos. Miranda *et al.* (2006), Ramos *et al.* (2011) e Donat *et al.* (2013) referem uma redução da amplitude térmica graças ao maior aumento das temperaturas mínimas, tendo em consideração o último período de aquecimento utilizando os períodos de corte obtidos por Karl *et al.* (2000), enquanto de Lima *et al.* (2013) apresenta resultados que denotam um aumento da amplitude térmica em certos locais entre (0,1 °C e 0,7 °C/década) ao passo que noutros a amplitude térmica sofre uma redução (de 0,1 °C a 0,8 °C/década), para o período de 1976 a 2006.

Os dados atingidos neste trabalho revelam um cenário em que o aquecimento durante este período de 45 anos se deve a um maior aumento da temperatura máxima relativamente ao acréscimo verificado na temperatura mínima. Verifica-se para o período um incremento de 1,67 °C em relação às temperaturas máximas e de 0,64 °C para as temperaturas mínimas. Daqui resulta um incremento para o período de 45 anos de 1,14 °C na amplitude térmica que, em termos anuais, se reflete numa distribuição assimétrica das temperaturas. As temperaturas máximas apresentam uma frequência mais elevada para valores acima da média, em oposição às temperaturas mínimas que apontam para uma maior frequência de valores abaixo da média.

Esta tendência evolutiva é mantida quando seccionamos em três subperíodos. Permanece a maior tendência de aumento para as temperaturas máximas, embora a magnitude desse acréscimo diminua progressivamente ao longo dos subperíodos, apresentando uma fraca variabilidade inter-subperíodos. A temperatura mínima tem o maior incremento no subperíodo inicial com 0,86 °C, tornando-se muito ténue nos seguintes, com o último subperíodo a evidenciar um aumento de variabilidade.

Mensalmente, o mês de agosto regista os valores mais elevados de temperatura (máxima e mínima), contrastando com o mês de janeiro para os valores mínimos. É entre estes dois meses, na primeira parte do ano, e em particular a partir do mês de março (estação da primavera), que assistimos a um aumento gradual da temperatura entre os subperíodos, com maior relevo para as máximas, verificando-se na segunda metade do ano uma coincidência nos valores da temperatura. Para as temperaturas mínimas essa

coincidência termina em novembro, verificando-se um progressivo desfasamento até ao mês de fevereiro, ao longo dos quais, o último subperíodo regista consecutivamente os valores mais baixos.

Em termos de distribuição da temperatura do ar pelo território de Portugal continental, constata-se, como referem de Lima *et al.* (2013), uma forte sazonalidade e grande variabilidade interanual. Nas regiões a sul da Cordilheira Central, imperam os valores de temperatura máxima mais elevados, enquanto nas regiões a Norte, com valores mais amenos destacam-se duas áreas com comportamento antagónico; a Serra da Estrela com os valores de temperatura máxima mais baixa e o nordeste transmontano com os valores da temperatura máxima mais altos, rivalizando com os encontrados no Alentejo central. Para a temperatura mínima, o padrão de distribuição altera, com o extremo ocidental da Estremadura e o litoral algarvio a registarem os valores mais altos. Para a restante costa atlântica, observam-se valores mais amenos face à proximidade do oceano, em oposição ao restante território que sofre o efeito combinado da altitude e da continentalidade, em particular nas regiões de fronteira de Trás-os-Montes.

Quanto à amplitude térmica sobressai a região do Algarve e do Oeste com os menores valores, para os maiores se localizarem nos vales do Tejo e do Sado. Uma vez mais o efeito moderador do oceano está presente atenuando as temperaturas extremas. Para este conjunto de resultados o relevo tem uma contribuição importante uma vez que facilita ou dificulta a penetração das massas de ar de oeste, criando consoante os locais, áreas mais amenas e de menor amplitude térmica ou áreas abrigadas de clima mais continental com maior diferenciação térmica.

Sazonalmente, os padrões encontram-se bem definidos, com a estação mais quente nos meses de JJA, incidindo nas regiões do Alto Douro e Alentejo Central, e a estação mais fria nos meses de DJF, predominantemente nas regiões do Nordeste e na Serra da Estrela. Nas estações de transição, os meses de SON ainda apresentam valores médios de temperatura máxima superiores aos meses de MAM.

Ao longo dos subperíodos, os valores mais baixos de temperatura máxima circunscrevem-se aos locais de maior altitude e os valores mais altos e mais intensos de temperatura ocupam as áreas a sul do rio Tejo. Nas temperaturas mínimas, os valores mais baixos localizam-se tendencialmente numa linha que une o Nordeste à Cordilheira

Central, concedendo a sul dessa linha, nas áreas que confinam com Espanha, os seus valores mais altos.

5.2. Alterações no ambiente térmico noturno

A abordagem feita para a evolução do aquecimento global sugere um aumento mais rápido da temperatura mínima diária com a diminuição significativa das noites frias diárias, correspondendo em média a uma diminuição de 18 dias entre a década de 1950 e a primeira década do século XXI, e um aumento de cerca de 3 °C na temperatura da noite mais fria do ano, para o mesmo período. (Folland *et al.*, 2002; Alexander *et al.*, 2006; Donat *et al.*, 2013).

A geada, como consequência do arrefecimento noturno, é um indicador do comportamento da temperatura mínima e em Portugal continental tem revelado uma tendência decrescente, ocorrendo em mais de 100 dias no interior norte e com valores mais baixos na região do Algarve, predominando no inverno mas ocorrendo ainda na primavera e como menos frequência no outono (Miranda, 2002; Ramos *et al.*, 2011; Espírito Santo *et al.*, 2014).

A análise dos dias de geada teve uma abordagem metodológica diferenciada. Isto é, para a evolução da frequência dos dias de geada foram tomados em consideração todos os pontos de grelha, contabilizando-se cada um, um valor médio anual; enquanto para a média anual dos dias de geada o valor médio anual resulta da média de cada um dos postos da grelha.

A primeira abordagem permitiu verificar que, para todos os anos do período de estudo, e com grande variabilidade, a geada afetava em média mais de metade do território e que a frequência anual dos dias de geada apresentava uma tendência positiva, com um incremento de 1,58 dias para o total dos 45 anos, para uma média anual de 82 dias de geada.

Os valores obtidos com base na média diária de temperatura mínima para o conjunto dos pontos da grelha são convergentes com os resultados anteriores, persistindo uma grande variabilidade interanual e a manutenção da tendência positiva. Esta tendência positiva, transposta para os subperíodos mostra um incremento no subperíodo inicial de 5 dias, para nos seguintes ser nulo e de cerca de -2 dias.

Em termos espaciais, o número médio de dias de geada confirma a distribuição já referida por Miranda (2002), Ramos *et al.* (2011) e Espírito Santo *et al.* (2014), ocorrendo com maior preponderância nas regiões do interior e de maior altitude do Nordeste e maciço central, e que privilegia o afastamento à costa mas que se torna mais preponderante no interior, desde o Nordeste às bacias hidrográficas do rio Sado e Mira.

Os extremos de temperatura diária permitem-nos também inferir sobre a evolução do aquecimento, analisando a frequência do aumento ou redução dessas variações. Da análise efetuada aos percentis 90 e 10 das temperaturas máximas e mínimas, verificou-se uma acentuação das condições de calor pelo efeito conjugado do crescimento percentual da frequência de dias com registos máximos e da redução percentual da frequência de dias com registos mínimos. Existe pois uma tendência positiva para as temperaturas mais altas e uma tendência negativa para as temperaturas mais baixas (de menor magnitude para estas últimas).

Estes resultados vêm de encontro ao estudo de Donat *et al.* (2013) que, ao analisar os extremos de temperatura diária desde a década de 1950, observaram um aumento na frequência das noites quentes em cerca de 55% (20 dias em um ano), e uma redução no número de noites frias em cerca de 50% (18 dias em um ano).

Com efeito, também a análise dos dias de verão e dos dias muito quentes, quando a temperatura excede os 25 °C e os 35 °C, respetivamente, vieram confirmar esta tendência do aquecimento. Os dias de verão têm um aumento consistente ao longo do período de estudo com um incremento de quase 33 dias, enquanto o dos dias muito quentes, também com tendência positiva, se expressou num aumento de 3,5 dias. A grande variabilidade dos dias muito quentes não obsta a que os picos ocorram em anos não só de ondas de calor como de acumulação excessiva de calor.

Espacialmente, os dias muito quentes circunscrevem-se ao nordeste transmontano, onde o rio Douro e os seus afluentes percorrem vales encaixados, e à região do Alentejo central com as suas planuras e a presença do vale do Guadiana. Nestas duas regiões, a evolução da área ocupada e a frequência comportam-se de maneira distinta. A Norte, o aumento discreto da área foi acompanhado de uma redução na frequência do número de dias; por sua vez, a sul, não só a área se torna mais vasta, chegando às serras algarvias e ao distrito de Castelo Branco, como o número de ocorrências aumentou também.

A evolução das ondas de calor para o território de Portugal continental é positiva com um aumento de 2,2 ondas de calor para o período, obtendo-se um total de 215 ondas de calor nos 45 anos estudados. A tendência para os dias que compõem as ondas de calor tem um incremento de mais de 19 dias para o período de estudo. Ambas apresentam características de grande variabilidade interanual.

Também Ramos *et al.* (2011) referem uma tendência para uma maior frequência de ondas de calor na segunda metade do século XX. Neste período, as últimas ondas de calor estão ligadas a anos de excesso de mortalidade (Garcia *et al.*, 1999; Paixão e Nogueira, 2003; Beniston, 2004; Calado *et al.*, 2004; Trigo *et al.*, 2005), que correspondem igualmente a momentos em que se verificou excesso de calor acumulado e, conseqüentemente, períodos de stress térmico suportado pela população.

É no período quente do ano que ocorrem as ondas de calor, principalmente nos meses de julho e agosto, corroborando os resultados apurados por Parente *et al.* (2018) para o período de 1981-2010. O aumento das ondas de calor em junho, ao longo dos subperíodos, e o surgimento de uma onda de calor em maio, no último subperíodo, pode indiciar uma antecipação do período de ocorrência das condições de calor extremo.

As noites tropicais constituem um indicador muito relevante no processo de aquecimento climático global, na medida em que avaliam um período do ciclo térmico diário reservado para os processos de termorregulação e para a reposição dos valores normais de temperatura no corpo. As últimas décadas viram aumentar estes eventos de ambiência térmica noturna “tropical” na região mediterrânica.

As noites tropicais identificadas neste estudo apresentam uma grande variabilidade interanual, ocorrendo somente nos meses mais quentes, junho, julho e agosto. Estes dois últimos meses são aqueles com maior registo de ocorrências, destacando-se julho como o mês em que tendencialmente ocorrem mais noites tropicais.

Em termos espaciais, a maior frequência ocorre junto ao limite leste do território, ele também referenciado quanto aos maiores valores de temperatura ($TX > 35\text{ }^{\circ}\text{C}$). Verifica-se um maior número de noites tropicais a Norte, nos vales encaixados do rio Douro e a região da Terra Quente de Trás-os-Montes, e numa faixa ao longo da fronteira com

Espanha, desde Castelo Branco até à faixa litoral de Faro a Vila Real de Santo António. Podemos ainda mencionar um outro domínio com maior preponderância de condições de calor noturno que se começa a destacar, junto às margens do estuário do Tejo.

5.3. Desconforto térmico noturno

Para a análise do desconforto térmico noturno, adotou-se a metodologia de Royé e Martí Ezpeleta (2015) para as noites quentes, de modo a determinar o stress térmico noturno quanto à sua intensidade e frequência, utilizando o conjunto de dados horários do ERA5-Land; e para o estudo bioclimático utilizou-se o índice UTCI obtido através dos dados de reanálise ERA5-Heat, para identificar a variabilidade e frequência das condições de stress térmico.

A área de estudo está delimitada pelas coordenadas, 36°5' e 42°5'N e 6° e 10°W, uma área retangular que incorpora território espanhol próximo da fronteira. Foram escolhidos pontos que fossem relevantes quanto à frequência de dias muito quentes e de noites tropicais, de modo a avaliar a sua evolução e tendência, mas que também incorporasse um outro que revelasse um carácter mais ameno. Desta forma, pretendeu-se avaliar as condições de desconforto térmico noturno em áreas do território que apresentassem características opostas no tocante a estes indicadores bioclimáticos.

A frequência das noites quentes apresenta um gradiente latitudinal e de afastamento à costa, sendo a frequência de ocorrência em Vila Nova de Foz Côa de uma noite quente em cada 10 dias, enquanto para Faro a relação é de uma noite quente para cada 4 dias. Um contraste comparável existe entre Lisboa e Alqueva, com uma noite para cada 11 e 5 dias, respetivamente. As noites quentes concentram-se essencialmente nos meses mais quentes, julho e agosto, tendo os locais mais a sul um período mais alargado para a sua ocorrência.

Embora o número de noites quentes apresente uma grande variabilidade interanual, a tendência da sua frequência e intensidade é positiva ao longo do período de estudo, com significado estatístico, sendo superior consoante descemos em latitude. Alqueva e Faro exibem para o período um aumento de 716 °C (15,9 °C anuais) e de 793 °C (17,6 °C anuais), enquanto em posição setentrional Vila Nova de Foz Côa mostra um acréscimo de 437 °C anuais (9,7 °C por ano).

Esta tendência, quando analisada por subperíodos é menos uniforme, refletindo uma tendência já identificada para a temperatura mínima, com uma tendência francamente positiva para o primeiro subperíodo, para posteriormente inverter a tendência e, finalmente no último subperíodo, voltar a ser positiva mas unicamente para os locais a sul.

A persistência do calor noturno, um fator impactante para a regulação do calor corporal, em particular se for precedido de um dia quente, é maior nos locais mais meridionais, nomeadamente em Faro, onde se verifica uma maior concentração de noites quentes para valores crescentes de intensidade, *i.e.*, em que percentualmente, metade das horas noturnas quentes ($TN > 20^{\circ}\text{C}$) se encontra acima dos 78%.

Por último fez-se a avaliação do stress térmico através dos valores horários de UTCI. Transversalmente a todos os locais e para todo o período (1981-2015), a classe sem stress térmico tem a maior percentagem de ocorrência, enquanto as classes de stress por frio diminuem percentualmente de Norte para Sul. As classes de stress por calor têm maior expressão percentual em Alqueva no interior alentejano, ao passo que Faro, ainda mais a sul, mas com características mais amenas conferidas pela sua localização abrigada e próxima do litoral, apresenta por um lado a maior percentagem da classe sem stress térmico e a menor percentagem do conjunto das classes de stress por calor.

Este é o traço geral que transparece na análise quer da frequência anual quer da frequência mensal das ocorrências das diferentes classes de stress térmico, evidenciando um gradiente latitudinal de Norte para Sul conjugado com o efeito da continentalidade.

Sazonalmente, é nos meses de julho (locais continentais) e agosto (locais marítimos) que ocorre o maior stress por calor, para nos meses de inverno as condições de frio moderado ou elevado ocorrerem essencialmente no mês de janeiro e fevereiro. No verão, as classes de stress por calor registam uma percentagem superior a 42% em Alqueva e a 32% em Vila Nova de Foz Côa, chegando a primeira a atingir a classe de stress por calor extremo (classe 4). A classe de stress por frio ligeiro, a mais representada no período de inverno, regista uma percentagem entre os 67% em Faro e os 80% em Vila Nova de Foz Côa.

Considerando os períodos do dia às 06h00 UTC e 15h00 UTC, como as horas com registos de temperatura mais baixa e mais alta, verifica-se para as 06h00 UTC, uma preponderância da classe sem stress térmico no verão, para, no inverno, dar lugar às classes de stress por frio ligeiro e moderado, com particular expressão em Vila Nova de Foz Côa. Às 15h00 UTC o destaque vai para Alqueva que alcança um valor próximo dos 44% na classe de stress por calor elevado, chegando inclusive à classe máxima de stress por calor (classe 4). Os restantes locais revelam excesso de calor, mais acentuado em Vila Nova de Foz Côa (80%) que em Porto de Mós e Lisboa (ambos com cerca de 65%), continuando Faro como o local mais ameno, não atingindo os 20% de stress por calor.

Em termos de valores absolutos mensais, assiste-se a uma flutuação decorrente da sucessão das estações, verificando-se condições de maior stress por frio entre os meses de outubro e março, com Vila Nova de Foz Côa a atingir o valor mínimo no mês de fevereiro (-26,9 °C) no limiar da classe de stress por frio muito elevado (classe -4). Quanto aos valores máximos absolutos por stress por calor, Alqueva no mês de agosto atinge os 47,9 °C, stress por calor extremo (classes 4).

Tendencialmente, verifica-se uma grande variabilidade interanual, existindo no entanto uma correspondência positiva para os diferentes locais, embora com diferentes graus de evolução. Observa-se um aumento de Norte para Sul e da fachada atlântica para o interior, do incremento dos valores médios de stress térmico no período estudado (1971-2015). Assim, Vila Nova de Foz Côa apresenta o valor mais baixo, um aumento médio de 0,32 °C/período, enquanto Alqueva no interior alentejano regista um acréscimo de 0,44 °C/período.

Nos locais com influência marítima, Porto de Mós com 0,55 °C/período precede Lisboa com 0,59 °C/período, acabando Faro por registar o maior incremento em termos médios de stress térmico com 0,63 °C/período.

6. CONCLUSÃO

A Península Ibérica, pela sua localização geográfica e características do clima, é particularmente vulnerável às alterações climáticas. Explorando um conjunto de base de dados em grelha de alta resolução de temperatura diária e horária, procurou-se fazer uma análise geográfica e evolutiva das alterações e tendências da temperatura do ar em Portugal continental.

Ao contrário de estudos anteriores que põem em relevo o maior incremento das temperaturas mínimas, os resultados obtidos mostram que durante o período de estudo se verifica um aumento mais acentuado das temperaturas máximas, ao passo que as temperaturas mínimas, após um incremento inicial mais forte, registam uma subida menos pronunciada. Entre 1971 e 2015, a temperatura máxima aumentou 1,67 °C, enquanto a temperatura mínima subiu 0,64 °C. Em resultado desta divergência, existe uma tendência para o aumento da amplitude térmica.

As temperaturas máximas apresentam em geral, não só uma maior variabilidade, mas também uma tendência para um aumento na ocorrência de valores extremos, com correspondência no aumento dos valores de temperatura nos meses da primavera. Quanto às temperaturas mínimas, estas apresentam mensalmente um comportamento idêntico; contudo, entre novembro e fevereiro verifica-se uma divergência nos valores de temperatura, em que o subperíodo mais recente (2001-2015) apresenta os valores mais baixos comparativamente aos restantes subperíodos.

Os valores extremos de temperatura também refletem um aquecimento generalizado. Os dias de geada apresentam uma grande variabilidade interanual, com uma tendência linear positiva que corresponde a um acréscimo de 1,58 dias para o total de 45 anos, embora o último subperíodo mostre uma tendência negativa apesar da maior ocorrência de valores extremos.

As ondas de calor e o calor extremo são um fator de risco com tendência para aumentar de intensidade e frequência. Os resultados durante o período de estudo mostram que as temperaturas extremas, mais elevadas e mais baixas, têm evoluído no sentido do aquecimento, com o crescimento percentual da frequência de dias com registos máximos e da redução percentual da frequência de dias com registos mínimos. O

número de ondas de calor tem vindo a aumentar (2,2/45 anos) ao mesmo tempo que o número de dias que compõem essas ondas de calor também cresce (19,3/45 anos). Também o aumento das ondas de calor e do excesso de calor é verificável nos meses que antecedem o verão.

As noites tropicais representam outro fator de risco por acumulação de excesso de calor. Com uma grande variabilidade interanual, ocorrem exclusivamente nos três meses de verão. Ao longo dos subperíodos a evolução do número de noites tem sido sempre crescente, com um aumento médio de 9,5 noites tropicais/ano entre o subperíodo inicial e o intermédio, e de 12,6 noites tropicais/ano deste para o último subperíodo.

Na análise do desconforto térmico noturno e com a aplicação da metodologia das noites quentes, em locais onde se refletissem propensão a extremos de temperatura ou representassem contextos de maior amenidade térmica, verificou-se, com a variação em latitude, um progressivo aumento quer da intensidade quer da frequência das noites quentes, conferindo-lhes uma cada vez maior sobrecarga térmica, com maior desconforto e stress térmico.

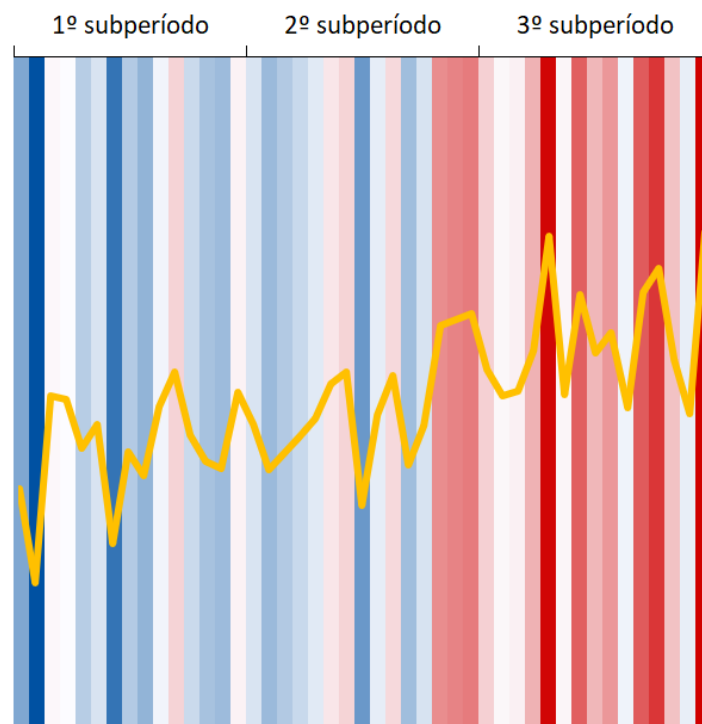
O estudo do desconforto térmico, avaliado através do índice biometeorológico UTCI, permitiu verificar que as condições geográficas e locais são importantes para o nível de stress térmico apercebido pelo corpo humano, em que os locais junto ao litoral, sob a influência moderadora do oceano, apresentam classes de stress térmico menos elevadas, enquanto aqueles locais com uma componente mais continental evidenciam níveis de stress térmico mais elevado, quer para o calor quer para o frio.

A distribuição climatológica pelo território de Portugal continental faz realçar o contraste regional, com intensidade variável das temperaturas máximas e mínimas. A região do nordeste transmontano e em particular o Alto Douro funcionam como um “*hot spot*” de calor extremo, recolhendo os valores máximos de temperatura a norte da Cordilheira Central. A sul, são as superfícies aplanadas do Alentejo central que mais sofrem com as altas temperaturas, recebendo ainda a influência de massas de ar quente e seco que se formam sobre a meseta sul ibérica.

Para além da influência do oceano Atlântico e das correntes atmosféricas de oeste, que tornam mais amenas as temperaturas quer estivais quer invernais, é no interior da

península ibérica que os fluxos de calor fazem das regiões fronteiriças, abrigadas e aplanadas, um território onde os valores de temperatura mais se elevam e onde a acumulação de stress térmico é maior.

Durante os eventos de calor extremo no verão, o litoral ocidental português destaca-se como o principal refúgio climático, ao longo do qual o ar marítimo e a ventilação da Nortada exercem um importante efeito moderador na temperatura do ar.



Anomalia da temperatura média (1971-2015)

7. BIBLIOGRAFIA

- Alcoforado, M. J. (1991). O Clima de Portugal. Diversidade Climática de Portugal Continental. *Gaspar, J. Eds. Portugal Moderno. POMO. Cap. C, 37, 61.*
- Alcoforado, M. J. (1993). O clima da região de Lisboa: contrastes e ritmos térmicos.
- Alcoforado, M. J. (2006). O Clima como recurso na Conferência Técnica da Organização Meteorológica Mundial (Pequim, 2005). *Finisterra, 41(82).*
- Alcoforado, M. J. (2008). Estudos sobre cidades e alterações climáticas. *Theoretical and Applied Climatology, 38, 43-49.*
- Alcoforado, M. J., Alegria, M. F., Ramos-Pereira, A., & Sirgado, C. (2009). Domínios bioclimáticos em Portugal. *Centro de Estudos Geográficos. Núcleo CliMA (Clima e Mudanças Ambientais). Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa.*
- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., ... & Vazquez-Aguirre, J. L. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D5).*
- Andrade, H. (1998). O desconforto térmico estival em Lisboa - uma abordagem bioclimática. *Finisterra, 33(66).*
- Andrade, H. (2003). *Bioclima humano e temperatura do ar em Lisboa*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física. Faculdade de Letras. Universidade de Lisboa.
- Andrade, C., Fraga, H., & Santos, J. A. (2014). Climate change multi-model projections for temperature extremes in Portugal. *Atmospheric Science Letters, 15(2), 149-156.*
- Azevedo, A. J. (1986). Atlas do Ambiente. Geada: duração da época no ano agrícola : número de dias do ano (Outubro a Setembro). Notícia explicativa I.5.1 e I.5.2/elaborada no Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica por Anthímio José de Azevedo. - Lisboa: Secretaria de Estado do Ambiente e Recursos Naturais

- Barriopedro, D., Fischer, E. M., Luterbacher, J., Trigo, R. M., & García-Herrera, R. (2011). The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe. *Science*, 332(6026), 220-224.
- Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophysical research letters*, 31(2).
- Błażejczyk, K., Jendritzky, G., Bröde, P., Fiala, D., Havenith, G., Epstein, Y., ... & Kampmann, B. (2013). An introduction to the universal thermal climate index (UTCI). *Geographia Polonica*, 86(1), 5-10.
- Braganza, K., Karoly, D. J., & Arblaster, J. M. (2004). Diurnal temperature range as an index of global climate change during the twentieth century. *Geophysical research letters*, 31(13).
- Brimicombe, C., Quintino, T., Smart, S., Di Napoli, C., Hogan, R., Cloke, H. L., & Pappenberger, F. (2022). Calculating the cosine of the solar zenith angle for thermal comfort indices.
- Buguet, A. (2007). Sleep under extreme environments: effects of heat and cold exposure, altitude, hyperbaric pressure and microgravity in space. *Journal of the neurological sciences*, 262(1-2), 145-152.
- Brunet, M., Jones, P. D., Sigró, J., Saladié, Ó., Aguilar, E., Moberg, A., ... & López, D. (2007). Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D12).
- Calado, R., Nogueira, P. J., Catarino, J., Paixão, E. D. J., Botelho, J., Carreira, M., & Falcão, J. M. (2004). A onda de calor de Agosto de 2003 e os seus efeitos sobre a mortalidade da população portuguesa. *Revista Portuguesa de Saúde Pública*, 22(2), 7-20.
- Cantos, J. O., Serrano-Notivol, R., Miro, J., & Meseguer-Ruiz, O. (2019). Tropical nights on the Spanish Mediterranean coast, 1950-2014. *Climate Research*, 78(3), 225-236.

- Cappuccio, F. P., Cooper, D., D'Elia, L., Strazzullo, P., & Miller, M. A. (2011). Sleep duration predicts cardiovascular outcomes: a systematic review and meta-analysis of prospective studies. *European heart journal*, 32(12), 1484-1492.
- Cardoso, R. M., Soares, P. M., Lima, D. C., & Miranda, P. (2019). Mean and extreme temperatures in a warming climate: EURO CORDEX and WRF regional climate high-resolution projections for Portugal. *Climate Dynamics*, 52(1), 129-157.
- Carvalho, D., Pereira, S. C., & Rocha, A. (2021). Future surface temperature changes for the Iberian Peninsula according to EURO-CORDEX climate projections. *Climate Dynamics*, 56(1), 123-138.
- Coumou, D., e Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. *Nature climate change*, 2(7), 491-496.
- Christidis, N., Stott, P. A., Brown, S., Hegerl, G. C., & Caesar, J. (2005). Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, 32(20).
- d'Andrea, F., Provenzale, A., Vautard, R., & De Noblet-Decoudré, N. (2006). Hot and cool summers: Multiple equilibria of the continental water cycle. *Geophysical Research Letters*, 33(24).
- Dai, A., Genio, A. D. D., & Fung, I. Y. (1997). Clouds, precipitation and temperature range. *Nature*, 386(6626), 665-666.
- Dai, A., Trenberth, K. E., & Karl, T. R. (1999). Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *Journal of Climate*, 12(8), 2451-2473.
- Daveau, S. (1985). Mapas climáticos de Portugal. Nevoeiro e nebulosidade. Contrastes térmicos. *Memórias do Centro de estudos geográficos Lisboa*, (7).
- Davy, R., & Esau, I. (2014). Global climate models' bias in surface temperature trends and variability. *Environmental Research Letters*, 9(11), 114024.
- Davy, R., Esau, I., Chernokulsky, A., Outten, S., & Zilitinkevich, S. (2017). Diurnal asymmetry to the observed global warming. *International Journal of Climatology*, 37(1), 79-93.

- Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2007). Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*(D15).
- de Lima, M. I. P., Santo, F. E., Ramos, A. M., & de Lima, J. L. (2013). Recent changes in daily precipitation and surface air temperature extremes in mainland Portugal, in the period 1941–2007. *Atmospheric Research*, *127*, 195-209.
- Di Napoli, C., Hogan, R. J., & Pappenberger, F. (2020). Mean radiant temperature from global-scale numerical weather prediction models. *International Journal of Biometeorology*, *64*(7), 1233-1245.
- Di Napoli, C., Barnard, C., Prudhomme, C., Cloke, H. L., & Pappenberger, F. (2021). ERA5-HEAT: A global gridded historical dataset of human thermal comfort indices from climate reanalysis. *Geoscience Data Journal*, *8*(1), 2-10.
- Donat, M. G., & Alexander, L. V. (2012). The shifting probability distribution of global daytime and night-time temperatures. *Geophysical Research Letters*, *39*(14).
- Donat, M. G., Alexander, L. V., Yang, H., Durre, I., Vose, R., Dunn, R. J., ... & Kitching, S. (2013). Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2 dataset. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(5), 2098-2118.
- Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D. E., ... & Folland, C. K. (1997). Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science*, *277*(5324), 364-367.
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R., & Mearns, L. O. (2000). Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, *289*(5487), 2068-2074.
- Esau, I., Davy, R., & Outten, S. (2012). Complementary explanation of temperature response in the lower atmosphere. *Environmental Research Letters*, *7*(4), 044026.

- Espírito Santo, F., de Lima, M. I. P., Ramos, A. M., & Trigo, R. M. (2014). Trends in seasonal surface air temperature in mainland Portugal, since 1941. *International Journal of Climatology*, *34*(6), 1814-1837.
- Ferranti, L., & Viterbo, P. (2006). The European summer of 2003: Sensitivity to soil water initial conditions. *Journal of Climate*, *19*(15), 3659-3680.
- Ferreira, D. B. (2005). As condições genéticas do clima. *Medeiros Carlos Alberto, Geografia de Portugal: o ambiente físico. Lisboa, Círculo de Leitores*, 310-331.
- Fiala, D., Havenith, G., Bröde, P., Kampmann, B., & Jendritzky, G. (2012). UTCI-Fiala multi-node model of human heat transfer and temperature regulation. *International journal of biometeorology*, *56*(3), 429-441.
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Vidale, P. L., Lüthi, D., & Schär, C. (2007). Soil moisture–atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *Journal of Climate*, *20*(20), 5081-5099.
- Fischer, E. M., & Schär, C. (2009). Future changes in daily summer temperature variability: driving processes and role for temperature extremes. *Climate dynamics*, *33*(7), 917-935.
- Fischer, E. M., & Schär, C. (2010). Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature geoscience*, *3*(6), 398-403.
- Folland, C. K., Miller, C., Bader, D., Crowe, M., Jones, P., Plummer, N., Richman, M., Parker, D., Rogers, J., & Scholefield, P. (1999). Workshop on indices and indicators for climate extremes, Asheville, NC, USA, 3–6 June 1997 Breakout Group C: temperature indices for climate extremes. *Climatic Change*, *42*(1), 31-43.
- Folland, C. K., Karl, T. R., & Jim Salinger, M. (2002). Observed climate variability and change. *Weather*, *57*(8), 269-278.
- Fonseca, A. R., & Santos, J. A. (2018). High-resolution temperature datasets in Portugal from a geostatistical approach: Variability and extremes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *57*(3), 627-644.

- Frich, P. A. L. V., Alexander, L. V., Della-Marta, P. M., Gleason, B., Haylock, M., Tank, A. K., & Peterson, T. (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate research*, 19(3), 193-212.
- Garcia, A. C., Nogueira, P. J., & Falcão, J. M. (1999). Onda de calor de Junho de 1981 em Portugal: efeitos na mortalidade. *Revista Portuguesa de Saúde Pública*, 67-77.
- García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R. M., & Hernández, E. (2005). Extreme summer temperatures in Iberia: health impacts and associated synoptic conditions. In *Annales Geophysicae* (Vol. 23, No. 2, pp. 239-251). Copernicus GmbH.
- García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R. M., Luterbacher, J., & Fischer, E. M. (2010). A review of the European summer heat wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 40(4), 267-306.
- Gasparri, A., Guo, Y., Hashizume, M., Lavigne, E., Zanobetti, A., Schwartz, J., ... & Armstrong, B. (2015). Mortality risk attributable to high and low ambient temperature: a multicountry observational study. *The Lancet*, 386(9991), 369-375.
- Gasparri, A., Guo, Y., Sera, F., Vicedo-Cabrera, A. M., Huber, V., Tong, S., ... & Armstrong, B. (2017). Projections of temperature-related excess mortality under climate change scenarios. *The Lancet Planetary Health*, 1(9), e360-e367.
- Herrera, S., Cardoso, R. M., Soares, P. M. M., Espírito-Santo, F., Viterbo, P., & Gutiérrez, J. M. (2019a). Iberia01: Daily gridded (0.1° resolution) dataset of precipitation and temperatures over the Iberian Peninsula. [data set] DIGITAL. CSIC.
- Herrera, S., Cardoso, R. M., Soares, P. M., Espírito-Santo, F., Viterbo, P., & Gutiérrez, J. M. (2019b). Iberia01: a new gridded dataset of daily precipitation and temperatures over Iberia. *Earth System Science Data*, 11(4), 1947-1956.
- Hatvani-Kovacs, G., Belusko, M., Pockett, J., & Boland, J. (2016). Can the excess heat factor indicate heatwave-related morbidity? A case study in Adelaide, South Australia. *EcoHealth*, 13(1), 100-110.

- Havenith, G., Fiala, D., Błazejczyk, K., Richards, M., Bröde, P., Holmér, I., ... & Jendritzky, G. (2012). The UTCI-clothing model. *International journal of biometeorology*, 56(3), 461-470.
- IPCC AR6 WGI (2021). Ver Masson-Delmotte *et al.*, 2021
- Jayaraman, T. (2015). The Paris agreement on climate change: Background, analysis, and implications. *Review of Agrarian Studies*, 5(2369-2021-047).
- Jendritzky, G., de Dear, R., & Havenith, G. (2012). UTCI—why another thermal index?. *International journal of biometeorology*, 56(3), 421-428.
- Jones, P. D., New, M., Parker, D. E., Martin, S., & Rigor, I. G. (1999). Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics*, 37(2), 173-199.
- Jones, P. D., & Moberg, A. (2003). Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *Journal of climate*, 16(2), 206-223.
- Karl, T. R., Kukla, G., & Gavin, J. (1984). Decreasing diurnal temperature range in the United States and Canada from 1941 through 1980. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23(11), 1489-1504.
- Karl, T. R., Kukla, G., Razuvayev, V. N., Changery, M. J., Quayle, R. G., Heim Jr, R. R., ... & Fu, C. B. (1991). Global warming: Evidence for asymmetric diurnal temperature change. *Geophysical Research Letters*, 18(12), 2253-2256.
- Karl, T. R., Jones, P. D., Knight, R. W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvayev, V., ... & Peterson, T. C. (1993). A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(6), 1007-1024.
- Karl, T. R., & Knight, R. W. (1997). The 1995 Chicago heat wave: how likely is a recurrence?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1107-1120.

- Karl, T. R., Knight, R. W., & Baker, B. (2000). The record breaking global temperatures of 1997 and 1998: Evidence for an increase in the rate of global warming?. *Geophysical Research Letters*, 27(5), 719-722.
- Kendall, M.G. (1976). Rank Correlation Methods. 4th Ed. Griffin.
- Klein Tank, A. M. G., Wijngaard, J. B., Können, G. P., Böhm, R., Demarée, G., Gocheva, A., ... & Petrovic, P. (2002). Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 22(12), 1441-1453.
- Klein Tank, A. K., & Können, G. P. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *Journal of climate*, 16(22), 3665-3680.
- Klein Tank, A. M. G., Können, G. P., & Selten, F. M. (2005). Signals of anthropogenic influence on European warming as seen in the trend patterns of daily temperature variance. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(1), 1-16.
- Köppe, C., Kovats, S., Jendritzky, G., & Menne, B. (2004). *Heat-waves: risks and responses* (No. EUR/03/5036810). World Health Organization. Regional Office for Europe, pp 30.
- Kostopoulou, E., & Jones, P. D. (2005). Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89(1), 69-85.
- Kyselý, J. (2008). Influence of the persistence of circulation patterns on warm and cold temperature anomalies in Europe: analysis over the 20th century. *Global and Planetary change*, 62(1-2), 147-163.
- Lauritsen, R. G., & Rogers, J. C. (2012). US diurnal temperature range variability and regional causal mechanisms, 1901–2002. *Journal of Climate*, 25(20), 7216-7231.

- Lim, Y. H., Hong, Y. C., & Kim, H. (2012). Effects of diurnal temperature range on cardiovascular and respiratory hospital admissions in Korea. *Science of The Total Environment*, 417, 55-60.
- Linares, C., Díaz, J., Negev, M., Martínez, G. S., Debono, R., & Paz, S. (2020). Impacts of climate change on the public health of the Mediterranean Basin population-current situation, projections, preparedness and adaptation. *Environmental research*, 182, 109107.
- Lindvall, J., & Svensson, G. (2015). The diurnal temperature range in the CMIP5 models. *Climate Dynamics*, 44(1-2), 405-421.
- Luo, Y., Zhang, Y., Liu, T., Rutherford, S., Xu, Y., Xu, X., ... & Ma, W. (2013). Lagged effect of diurnal temperature range on mortality in a subtropical megacity of China. *PloS one*, 8(2), e55280.
- Luo, H., Ge, F., Yang, K., Zhu, S., Peng, T., Cai, W., ... & Tang, W. (2019). Assessment of ECMWF reanalysis data in complex terrain: Can the CERA-20C and ERA-Interim data sets replicate the variation in surface air temperatures over Sichuan, China?. *International Journal of Climatology*, 39(15), 5619-5634.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the econometric society*, 245-259.
- Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou (eds.). (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Matzarakis, A., & Amelung, B. (2008). Physiological equivalent temperature as indicator for impacts of climate change on thermal comfort of humans. In *Seasonal forecasts, climatic change and human health* (pp. 161-172). Springer, Dordrecht.
- Medeiros, C. A. (1991). *Geografia de Portugal: ambiente natural e ocupação humana: uma introdução*.

- Miranda, P.M.A., Coelho, F. E. S., Tomé, A. R., Valente, M. A., Carvalho, A., Pires, C., Pires, H.O., Pires, V.C. & Ramalho, C. (2002). 20th century Portuguese climate and climate scenarios. *Climate change in Portugal: Scenarios, impacts and adaptation measures (SIAM Project)*, 27, 83.
- Miranda, P. M. A., Valente, M. A., Tomé, A. R., Trigo, R., Coelho, F. E. S., & Aguiar, A. (2006). O clima de Portugal nos séculos XX e XXI In: Alterações climáticas em Portugal. *Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação. Lisboa: Projecto SIAM II Gradiva*.
- Moberg, A., Jones, P. D., Lister, D., Walther, A., Brunet, M., Jacobeit, J., ... & Xoplaki, E. (2006). Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D22).
- Mora, C. (2001). Aspectos do clima local da Arrábida. *Finisterra*, 36(71).
- Morabito, M., Crisci, A., Messeri, A., Capecchi, V., Modesti, P. A., Gensini, G. F., & Orlandini, S. (2014). Environmental temperature and thermal indices: what is the most effective predictor of heat-related mortality in different geographical contexts?. *The Scientific World Journal*, 2014.
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., ... & Thépaut, J. N. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(9), 4349-4383.
- Murage, P., Hajat, S., & Kovats, R. S. (2017). Effect of night-time temperatures on cause and age-specific mortality in London. *Environmental Epidemiology (Philadelphia, Pa.)*, 1(2), e005.
- Nagai, M., Hoshida, S., & Kario, K. (2010). Sleep duration as a risk factor for cardiovascular disease - a review of the recent literature. *Current cardiology reviews*, 6(1), 54-61.
- Nairn, J., Fawcett, R., & Ray, D. (2009, November). Defining and predicting excessive heat events, a national system. In *Modelling and understanding high impact weather: extended abstracts of the third CAWCR Modelling Workshop* (Vol. 30, pp. 83-86).

- Nairn, J. R., & Fawcett, R. J. (2015). The excess heat factor: a metric for heatwave intensity and its use in classifying heatwave severity. *International journal of environmental research and public health*, 12(1), 227-253.
- Nastos, P. T., & Matzarakis, A. P. (2008). Variability of tropical days over Greece within the second half of the twentieth century. *Theoretical and Applied Climatology*, 93(1), 75-89.
- Okamoto-Mizuno, K., Tsuzuki, K., & Mizuno, K. (2005). Effects of humid heat exposure in later sleep segments on sleep stages and body temperature in humans. *International journal of biometeorology*, 49(4), 232-237.
- Okamoto-Mizuno, K., & Mizuno, K. (2012). Effects of thermal environment on sleep and circadian rhythm. *Journal of physiological anthropology*, 31(1), 1-9.
- Paixão, E. D. J., & Nogueira, P. J. (2003). Efeitos de uma onda de calor na mortalidade. *Revista Portuguesa de Saúde Pública*, 21(1), 41-54.
- Palagini, L., Maria Bruno, R., Gemignani, A., Baglioni, C., Ghiadoni, L., & Riemann, D. (2013). Sleep loss and hypertension: a systematic review. *Current pharmaceutical design*, 19(13), 2409-2419.
- Pappenberger, F., Jendritzky, G., Staiger, H., Dutra, E., Di Giuseppe, F., Richardson, D. S., & Cloke, H. L. (2015). Global forecasting of thermal health hazards: the skill of probabilistic predictions of the Universal Thermal Climate Index (UTCI). *International journal of biometeorology*, 59(3), 311-323.
- Parente, J., Pereira, M. G., Amraoui, M., & Fischer, E. M. (2018). Heat waves in Portugal: Current regime, changes in future climate and impacts on extreme wildfires. *Science of the total environment*, 631, 534-549.
- Parker, D. E. (2004). Large-scale warming is not urban. *Nature*, 432(7015), 290-290.
- Parker, W. S. (2016). Reanalyses and observations: What's the difference?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(9), 1565-1572.
- Perkins, S. E., & Alexander, L. V. (2013). On the measurement of heat waves. *Journal of climate*, 26(13), 4500-4517.

- Peterson, T. C., Gallo, K. P., Lawrimore, J., Owen, T. W., Huang, A., & McKittrick, D. A. (1999). Global rural temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 26(3), 329-332.
- Peterson, T., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., & Plummer, N. (2001). *Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs* (p. 143). Geneva: World Meteorological Organization.
- Provençal, S., Bergeron, O., Leduc, R., & Barrette, N. (2016). Thermal comfort in Quebec City, Canada: sensitivity analysis of the UTCI and other popular thermal comfort indices in a mid-latitude continental city. *International journal of biometeorology*, 60(4), 591-603.
- Ramos, A. M., Trigo, R. M., & Santo, F. E. (2011). Evolution of extreme temperatures over Portugal: recent changes and future scenarios. *Climate Research*, 48(2-3), 177-192.
- Robinson, P. J. (2001). On the definition of a heat wave. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 40(4), 762-775.
- Romaszko, J., Skutecki, R., Bocheński, M., Cymes, I., Dragańska, E., Jastrzębski, P., ... & Glińska-Lewczuk, K. (2019). Applicability of the universal thermal climate index for predicting the outbreaks of respiratory tract infections: a mathematical modeling approach. *International journal of biometeorology*, 63(9), 1231-1241.
- Royé, D. (2015). Another approach for tropical nights: case studies of Faro, Lisbon and Porto. *The overarching issues of the european space: spatial planning and multiple paths to sustainable and inclusive development. Porto*. FLUP. pp. 269-283
- Royé, D., & Martí Ezpeleta, A. (2015). Análisis de las noches tropicales en la fachada atlántica de la Península Ibérica. Una propuesta metodológica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*.
- Royé, D., & Marti, A. (2016). Análisis espacio-temporal de las noches cálidas en el litoral mediterráneo de España.

- Royé, D. (2017). The effects of hot nights on mortality in Barcelona, Spain. *International journal of biometeorology*, 61(12), 2127-2140.
- Royé, D., Sera, F., Tobías, A., Lowe, R., Gasparrini, A., Pascal, M., de' Donato, F., Nunes, B. & Teixeira, J. P. (2021). Effects of hot nights on mortality in southern Europe. *Epidemiology*, 32(4), 487-498.
- Salmi, T. (2002). *Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates-the Excel template application MAKESENS*. Ilmatieteen laitos.
- Sanchez-Lorenzo, A., Pereira, P., Lopez-Bustins, J. A., & Lolis, C. J. (2012). Summer night-time temperature trends on the Iberian Peninsula and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 32(9), 1326-1335.
- Santos, F. D. (2001). Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação. Projecto SIAM II. VII Conferência Nacional sobre a Qualidade do Ambiente. Aveiro.
- Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M. A., & Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427(6972), 332-336.
- Scherrer, S. C., Liniger, M. A., & Appenzeller, C. (2008). Distribution changes of seasonal mean temperature in observations and climate change scenarios. In *Climate variability and extremes during the past 100 years* (pp. 251-267). Springer, Dordrecht.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324), 1379-1389.
- Sheridan, S. C., & Kalkstein, A. J. (2010). Seasonal variability in heat-related mortality across the United States. *Natural hazards*, 55(2), 291-305.
- Sheridan, S. C., & Lin, S. (2014). Assessing variability in the impacts of heat on health outcomes in New York City over time, season, and heat-wave duration. *EcoHealth*, 11(4), 512-525.

- Solomon, S., Manning, M., Marquis, M., & Qin, D. (2007). Climate change 2007-the physical science basis: *Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC* (Vol. 4). Cambridge university press.
- Stefanon, M., D'Andrea, F., & Drobinski, P. (2012). Heatwave classification over Europe and the Mediterranean region. *Environmental Research Letters*, 7(1), 014023.
- Stone, D. A., & Weaver, A. J. (2002). Daily maximum and minimum temperature trends in a climate model. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 70-1.
- Stone, D., & Weaver, A. (2003). Factors contributing to diurnal temperature range trends in twentieth and twenty-first century simulations of the CCCma coupled model. *Climate Dynamics*, 20(5), 435-445.
- Sun, B., Groisman, P. Y., Bradley, R. S., & Keimig, F. T. (2000). Temporal changes in the observed relationship between cloud cover and surface air temperature. *Journal of Climate*, 13(24), 4341-4357.
- Thorne, P. W., Donat, M. G., Dunn, R. J. H., Williams, C. N., Alexander, L. V., Caesar, J., ... & Rennie, J. J. (2016). Reassessing changes in diurnal temperature range: Intercomparison and evaluation of existing global data set estimates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(10), 5138-5158.
- Thorsson, S., Rocklöv, J., Konarska, J., Lindberg, F., Holmer, B., Dousset, B., & Rayner, D. (2014). Mean radiant temperature—A predictor of heat related mortality. *Urban Climate*, 10, 332-345.
- Tian, J., Liu, J., Wang, J., Li, C., Nie, H., & Yu, F. (2017). Trend analysis of temperature and precipitation extremes in major grain producing area of China. *International Journal of Climatology*, 37(2), 672-687.
- Toharia Cortés, M., Olcina, J., & Rico, A. (1998). Certezas e incertidumbres sobre la hipótesis del cambio climático por efecto invernadero y sus posibles consecuencias en la Península Ibérica. *Investigaciones geográficas*, nº 20, 1998; pp. 63-97.
- Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Tank, A. K., ... & Zhai, P. (2007). Observations: surface and atmospheric climate change. In

Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

- Trigo, R. M., García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, I. F., & Valente, M. A. (2005). How exceptional was the early August 2003 heatwave in France?. *Geophysical research letters*, 32(10).
- Trigo, R. M., Pereira, J. M., Pereira, M. G., Mota, B., Calado, T. J., Dacamara, C. C., & Santo, F. E. (2006). Atmospheric conditions associated with the exceptional fire season of 2003 in Portugal. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 26(13), 1741-1757.
- Trigo, R. M., Ramos, A. M., Nogueira, P. J., Santos, F. D., Garcia-Herrera, R., Gouveia, C., & Santo, F. E. (2009). Evaluating the impact of extreme temperature based indices in the 2003 heatwave excessive mortality in Portugal. *environmental science & policy*, 12(7), 844-854.
- Urban, A., Di Napoli, C., Cloke, H. L., Kyselý, J., Pappenberger, F., Sera, F., ... & Gasparrini, A. (2021). Evaluation of the ERA5 reanalysis-based Universal Thermal Climate Index on mortality data in Europe. *Environmental research*, 198, 111227.
- Vide, J. M. (1990). La percepción del clima en las ciudades. *Revista de geografía*, 27-33.
- Vincent, L. A., Peterson, T. C., Barros, V. R., Marino, M. B., Rusticucci, M., Carrasco, G., ... & Karoly, D. (2005). Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. *Journal of climate*, 18(23), 5011-5023.
- Vose, R. S., Easterling, D. R., & Gleason, B. (2005). Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophysical Research Letters*, 32(23).
- Wang, F., Zhang, C., Peng, Y., & Zhou, H. (2014). Diurnal temperature range variation and its causes in a semiarid region from 1957 to 2006. *International Journal of Climatology*, 34(2), 343-354.
- Weart, S. R. (2008). *The discovery of global warming.* Harvard University Press.

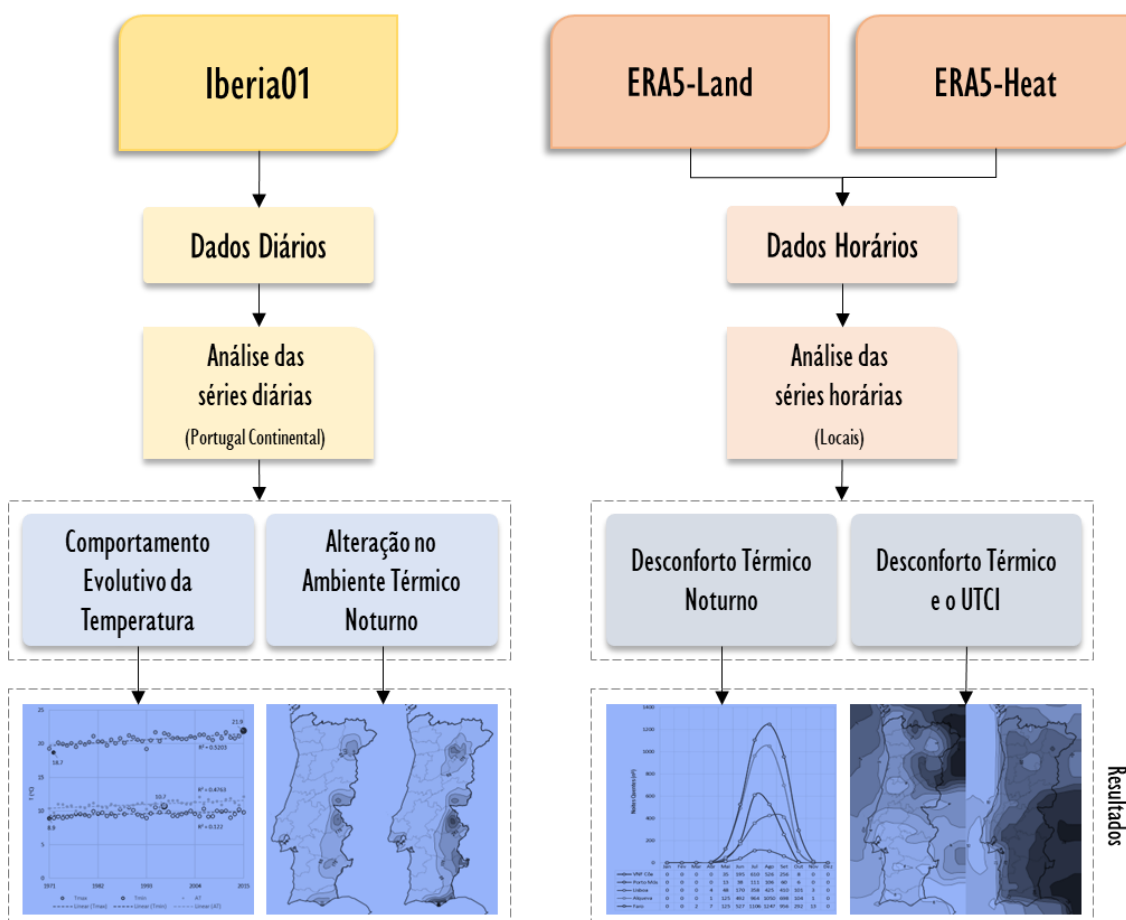
- Yan, Z., Jones, P. D., Davies, T. D., Moberg, A., Bergström, H., Camuffo, D., ... & Yang, C. (2002). Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations. In *Improved understanding of past climatic variability from early daily European instrumental sources* (pp. 355-392). Springer, Dordrecht.
- Ye, L., Yang, G., Van Ranst, E., & Tang, H. (2013). Time-series modeling and prediction of global monthly absolute temperature for environmental decision making. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(2), 382-396.
- Zhou, L., Dai, A., Dai, Y., Vose, R. S., Zou, C. Z., Tian, Y., & Chen, H. (2009). Spatial dependence of diurnal temperature range trends on precipitation from 1950 to 2004. *Climate Dynamics*, 32(2), 429-440.

Anexos

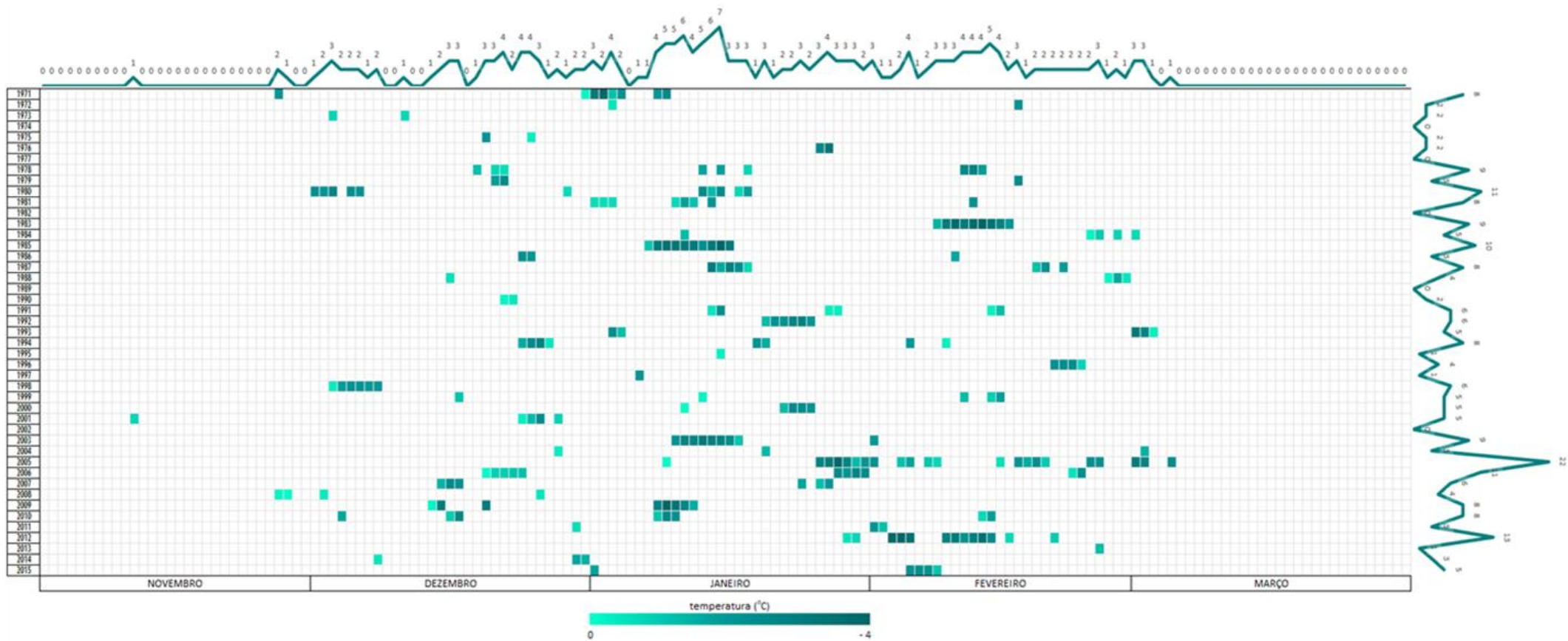
A.1. Tabela Síntese

Dados/Ref ^a	Resolução	Metodologia
Iberia01 (Herrera <i>et al.</i> , 2019a)	Resolução espacial de 0,1° (grelha diária) 1971-2015	Comportamento evolutivo da temperatura <ul style="list-style-type: none"> • Aquisição e tratamento dos dados (CDO) • Análise estatística (Analysis ToolPak - Microsoft® Excel®) • Aplicação MAKESENS (teste não paramétrico de Mann-Kendall e de Sen) • ClimPACT2 e índice EHF (quantificação dos dados) • Panoply para visualização de dados georreferenciados
ERA5-Land (Muñoz-Sabater <i>et al.</i> , 2019)	Resolução espacial de 0,1° (grelha horária) 1971-2015	Alterações no ambiente térmico noturno e desconforto térmico noturno <ul style="list-style-type: none"> • Aquisição e tratamento dos dados (CDO) • Análise estatística (Analysis ToolPak - Microsoft® Excel®) • Aplicação MAKESENS (teste não paramétrico de Mann-Kendall e de Sen) • Cálculo e análise do Número de Noites Quentes e Intensidade das Noites Quentes (obtidos para cada local) • Panoply para visualização de dados georreferenciados
ERA5-Heat (Di Napoli <i>et al.</i> , 2021)	Resolução espacial de 0,25° (grelha horária) 1981-2015	Desconforto térmico e o UTCI <ul style="list-style-type: none"> • Aquisição e tratamento dos dados (CDO) • Análise estatística (Analysis ToolPak - Microsoft® Excel®) • Valores de UTCI (obtidos para cada local) • Parâmetros para o índice UTCI

A.2. Síntese Metodológica



A.3. Calendário dias de geada



A.5. Anomalias anuais de Noites Quentes relativamente ao período (1971-2015)



Data	Número Noites Quentes					Total	Proporção					Diferença relativamente à média				Soma	
	VNF Cõa	Porto Mós	Lisboa	Alqueva	Faro		NQ	NQ	NQ	NQ	NQ						
1971	13	6	32	54	96	201	6%	3%	16%	27%	48%	-8%	0%	3%	-4%	9%	24%
1972	10	6	13	49	55	133	8%	5%	10%	37%	41%	-7%	2%	-3%	6%	3%	20%
1973	35	0	25	59	84	203	17%	0%	12%	29%	41%	3%	-3%	-1%	-2%	3%	11%
1974	28	10	33	73	83	227	12%	4%	15%	32%	37%	-2%	2%	1%	1%	-2%	8%
1975	20	2	15	57	70	164	12%	1%	9%	35%	43%	-2%	-2%	-4%	4%	4%	15%
1976	36	4	31	72	95	238	15%	2%	13%	30%	40%	1%	-1%	0%	-1%	1%	4%
1977	13	1	19	42	57	132	10%	1%	14%	32%	43%	-4%	-2%	1%	1%	4%	13%
1978	37	13	35	35	85	205	18%	6%	17%	17%	41%	4%	3%	4%	-14%	3%	28%
1979	34	8	24	77	80	223	15%	4%	11%	35%	36%	1%	1%	-2%	4%	-3%	11%
1980	27	7	29	80	99	242	11%	3%	12%	33%	41%	-3%	0%	-1%	2%	2%	9%
1981	52	13	35	80	97	277	19%	5%	13%	29%	35%	5%	2%	-1%	-2%	-4%	13%
1982	26	10	19	63	77	195	13%	5%	10%	32%	39%	-1%	2%	-4%	1%	1%	9%
1983	18	3	19	60	82	182	10%	2%	10%	33%	45%	-4%	-1%	-3%	2%	6%	17%
1984	20	3	24	77	83	207	10%	1%	12%	37%	40%	-5%	-1%	-2%	6%	1%	15%
1985	42	10	30	91	107	280	15%	4%	11%	33%	38%	1%	1%	-3%	2%	-1%	6%
1986	31	6	29	78	97	241	13%	2%	12%	32%	40%	-1%	0%	-1%	1%	1%	6%
1987	56	17	54	87	109	323	17%	5%	17%	27%	34%	3%	2%	3%	-4%	-5%	18%
1988	21	3	24	72	90	210	10%	1%	11%	34%	43%	-4%	-1%	-2%	3%	4%	15%
1989	43	16	57	87	105	308	14%	5%	19%	28%	34%	0%	2%	5%	-3%	-5%	15%
1990	44	16	42	86	101	289	15%	6%	15%	30%	35%	1%	3%	1%	-1%	-4%	10%
1991	57	13	51	91	99	311	18%	4%	16%	29%	32%	4%	1%	3%	-2%	-7%	17%
1992	36	6	23	64	85	214	17%	3%	11%	30%	40%	3%	0%	-3%	-1%	1%	7%
1993	32	6	30	61	67	196	16%	3%	15%	31%	34%	2%	0%	2%	0%	-5%	9%
1994	27	2	9	71	83	192	14%	1%	5%	37%	43%	0%	-2%	-9%	6%	4%	21%
1995	38	8	36	72	88	242	16%	3%	15%	30%	36%	2%	0%	2%	-1%	-2%	7%
1996	41	3	33	74	89	240	17%	1%	14%	31%	37%	3%	-2%	0%	0%	-2%	7%
1997	33	6	42	66	94	241	14%	2%	17%	27%	39%	0%	0%	4%	-4%	0%	9%
1998	59	7	32	76	94	268	22%	3%	12%	28%	35%	8%	0%	-1%	-3%	-4%	16%
1999	34	3	25	78	86	226	15%	1%	11%	35%	38%	1%	-2%	-2%	4%	-1%	9%
2000	35	6	30	78	91	240	15%	3%	13%	33%	38%	0%	0%	-1%	2%	-1%	4%
2001	44	5	33	81	101	264	17%	2%	13%	31%	38%	2%	-1%	-1%	0%	-1%	5%
2002	23	3	16	66	89	197	12%	2%	8%	34%	45%	-3%	-1%	-5%	3%	6%	18%
2003	48	22	54	92	112	328	15%	7%	16%	28%	34%	0%	4%	3%	-3%	-5%	15%
2004	36	6	52	108	118	320	11%	2%	16%	34%	37%	-3%	-1%	3%	3%	-2%	12%
2005	64	12	46	101	113	336	19%	4%	14%	30%	34%	5%	1%	0%	-1%	-5%	12%
2006	62	18	51	94	114	339	18%	5%	15%	28%	34%	4%	2%	2%	-3%	-5%	17%
2007	22	7	32	65	96	222	10%	3%	14%	29%	43%	-4%	0%	1%	-2%	4%	12%
2008	25	3	23	68	96	215	12%	1%	11%	32%	45%	-3%	-1%	-3%	1%	6%	13%
2009	38	2	46	98	121	305	12%	1%	15%	32%	40%	-2%	-2%	2%	1%	1%	8%
2010	61	16	48	96	104	325	19%	5%	15%	30%	32%	5%	2%	2%	-1%	-7%	16%
2011	38	5	46	93	122	304	13%	2%	15%	31%	40%	-2%	-1%	2%	0%	1%	6%
2012	38	9	37	91	107	282	13%	3%	13%	32%	38%	-1%	0%	0%	1%	-1%	3%
2013	57	8	47	100	123	335	17%	2%	14%	30%	37%	3%	0%	1%	-1%	-2%	7%
2014	26	1	51	72	116	266	10%	0%	19%	27%	44%	-4%	-2%	6%	-4%	5%	22%
2015	50	3	37	100	115	305	16%	1%	12%	33%	38%	2%	-2%	-1%	2%	-1%	8%
Total	1630	334	1519	3435	4275		14%	3%	13%	31%	39%	8%	4%	6%	6%	9%	máximo
							↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	7%
							↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	mínimo

A.6. Valores médios mensais de UTCI

