



Universidade de Aveiro Departamento de Física

2018

**Pedro Miguel Carreiro  
Serpa**

**Estudo climatológico de eventos de nevoeiro no  
Aeroporto Francisco Sá Carneiro**





Universidade de Aveiro Departamento de Física

2018

**Pedro Miguel Carreiro  
Serpa**

**Estudo climatológico de eventos de nevoeiro no  
Aeroporto Francisco Sá Carneiro**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ciências do Mar e da Atmosfera realizada sob a orientação científica do Prof. Doutor José M. Castanheira, professor do Departamento de Física da Universidade de Aveiro.





## **o júri**

Presidente

**Doutora Filomena Maria Cardoso Pedrosa Ferreira Martins**

Professora Associada do Departamento de Ambiente e Ordenamento, Universidade de Aveiro

**Doutora Maria José Correia Monteiro**

Técnica Superior do Instituto Português do Mar e da Atmosfera

**Doutora Vanda Cristina Pires Salgueiro**

Bolseira de pós-doutoramento: CESAM, Universidade de Aveiro

**Doutor José Manuel Henriques Castanheira**

Professor Auxiliar do Departamento de Física, Universidade de Aveiro



## **agradecimentos**

Gostaria de agradecer aos meus pais e família por todo o esforço realizado ao longo da minha vida académica assim como todo o apoio dado.  
Agradeço também ao meu irmão pela ajuda dada no apoio informático.  
Agradeço ao meu orientador, o Professor José M. Castanheira, por toda a orientação e ajuda ao longo deste trabalho.  
Aos amigos e colegas, agradeço o apoio ao longo de todo o percurso académico.



**palavras chave**

Eventos de nevoeiro, Aeroporto Francisco Sá Carneiro, Estação Quente, Weather Types, enfraquecimento da intensidade do vento, inversão térmica, arrefecimento radiativo

**resumo**

Este trabalho teve como objetivo a caracterização climatológica de eventos de nevoeiro no Aeroporto Francisco Sá Carneiro (2004-2017) utilizando dados de campo, de reanálises e retro trajetórias calculadas pelo modelo HYSPLIT. A maioria dos eventos ocorre nos meses de junho, julho, agosto e setembro (Estação Quente), com cerca de 60% dos eventos, especialmente nestes dois últimos meses. No ciclo diário, observa-se um máximo de frequência de episódios de nevoeiro ao nascer do sol. Os resultados também mostram que os eventos de nevoeiro na Estação Quente estão associados especialmente a WTs (Weather Types) anticiclónicos, com uma frequência acima do terceiro quartil de WTs anticiclónicos obtida por permutação dos anos, em 10000 amostras aleatórias. Verifica-se que existe um enfraquecimento progressivo do vento de noroeste durante as 12h que antecedem a ocorrência de nevoeiro. A análise de *clusters* das retro trajetórias mostra que existem três direções preferenciais e que estas interagem com águas sucessivamente mais frias ao longo da trajetória. Com as reanálises ERA5, verifica-se que os eventos estão associados a uma forte inversão térmica de baixo nível e que existe um arrefecimento radiativo maior do que a média climatológica da Estação Quente, com um máximo de arrefecimento situado próximo dos 250m.



**keywords**

Fog events, Francisco Sá Carneiro airport, Warm Season, WTs, weakening of wind speed, thermal inversion, radiative cooling

**abstract**

This work aims to study fog events at the Francisco Sá Carneiro Airport (2004-2017) using reanalysis and observations data and also back-trajectories using HYSPLIT model. Most events occur in the months of June, July, August and September (Warm Season), with 60% of events, especially in the two last months. In the daily cycle, there is a maximum frequency of fog episodes at sunrise. The results show that the fog events in the Warm Season are especially associated with anticyclonic WTs (Weather Types) with a frequency above the third quartile of anticyclonic WTs in 10000 random samples obtained by permutation of years. There is evidence of a weakening of the northwest wind during the 12 hours preceding the fog occurrence. *Cluster* analysis of the back-trajectories shows that there are three directions of preference and that these interact with successively colder waters along the trajectory. The ERA5 reanalysis show that events are associated with a strong low level thermal inversion and there is a higher radiative cooling than the Warm Season climatological mean, with a maximum cooling around 250m.





# Índice

<b>Índice</b>	<b>i</b>
<b>Índice de figuras</b>	<b>iii</b>
<b>Índice de tabelas</b>	<b>v</b>
<b>Lista de acrónimos/ siglas</b>	<b>vi</b>
<b>Introdução</b>	<b>vii</b>
<b>1. Introdução teórica</b>	<b>1</b>
1.1 Definição de nevoeiro .....	1
1.2 Formação geral de nevoeiro .....	1
1.3 Tipos de nevoeiro e sua formação .....	2
1.3.1 Nevoeiro de arrefecimento radiativo .....	3
1.3.2 Nevoeiro frontal .....	4
1.3.3 Nevoeiro de advecção .....	5
1.4 Limitações e problemas na previsão de nevoeiros .....	6
1.5 Clima de Portugal Continental .....	7
1.6 Nevoeiro em Portugal Continental .....	9
1.7. Local de estudo .....	9
1.8 Condições sinóticas prevalentes .....	11
<b>2. Dados e Métodos</b>	<b>13</b>
2.1 Dados de campo .....	13
2.1.1 Dados de METAR.....	13
2.1.2 Estação meteorológica das Pedras Rubras .....	14
2.2 Condições sinóticas.....	15
2.2.1 Dados de tipos de tempo (Weather Types).....	15
2.2.2 Reanálises ERA-Interim.....	17
2.3 Retro trajetórias das massas de ar .....	18
2.3.1 HYSPLIT.....	18

2.3.2 Análise de <i>Clusters</i> .....	19
2.3.3 <i>Marine Copernicus</i> .....	20
2.4 Estrutura vertical da atmosfera .....	21
2.4.1 Radiossondagens Corunha .....	21
2.4.2 Reanálises ERA5 .....	23
<b>3. Resultados e discussão</b> .....	<b>26</b>
3.1 Climatologia local dos nevoeiros .....	26
3.2 Condições sinóticas em eventos de nevoeiro .....	31
3.3 Retro trajetórias das parcelas de ar .....	43
3.4 Efeito da brisa marítima .....	50
3.5 Estrutura vertical da atmosfera .....	56
<b>4. Conclusões</b> .....	<b>63</b>
<b>5. Referências bibliográficas</b> .....	<b>66</b>

# Índice de Figuras

Fig. 1- Esquemática dos processos envolvidos no ciclo de vida do nevoeiro marinho. ....	2
Fig. 2- Classificação climática de Köppen- Geiger para Portugal Continental.....	8
Fig. 3- Localização das Estações meteorológicas e do Aeroporto da Corunha (43.30N, 8.38W, 97m). ....	10
Fig. 4- Mapa topográfico da região Norte de Portugal Continental. ....	10
Fig. 5- Pressão média ao nível do mar para os meses de junho, julho agosto e setembro de 1979 a 2017 obtidos através de reanálises ERA- Interim.. ....	12
Fig. 6- Média da temperatura da água do mar para os meses de junho, julho agosto e setembro de 2008 a 2017 obtidos através de reanálises ERA5.....	12
Fig. 7- Compósitos da pressão ao nível médio do mar em WT puros às 0 e 6h UTC.....	16
Fig. 8- Visibilidade durante os eventos em cada estação do ano. Foram identificados cerca de 89 eventos no inverno, 85 eventos na primavera, 243 eventos no verão e 150 no outono. ....	27
Fig. 9- Duração dos eventos em cada estação do ano. ....	27
Fig. 10- Frequência horária mensal dos eventos de nevoeiro (gráfico superior) e frequência horária mensal dos inícios de eventos de nevoeiro (gráfico inferior). ....	29
Fig. 11- Visibilidade e duração dos eventos de nevoeiro na Estação Quente (junho, julho, agosto e setembro). Foram identificados cerca de 350 eventos.....	30
Fig. 12- WTs para cada instante (sempre que reportado nos METARs) para eventos de nevoeiro e em dias sem nevoeiro na Estação Quente. Nos dias sem nevoeiro, foram considerados apenas os WTs para as 0 e 6h UTC, também da Estação Quente. ....	31
Fig. 13- Diagrama de quartis ( <i>Boxplots</i> ) para cada WT em cada instante para eventos de nevoeiro na Estação Quente. ....	33
Fig. 14- Média da frequência mensal dos WTs para cada mês baseada em WTs diários entre 1979 a 2017.....	33
Fig. 15- Frequências dos WTs para cada estação do ano. ....	34
Fig. 16- <i>Boxplots</i> para temperatura, intensidade do vento, e humidade específica e relativa para cada WT às 0 e 6h UTC durante a Estação Quente utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras. ....	36
Fig. 17 <i>Boxplots</i> das temperaturas mínimas observadas em cada WT entre as 0 e 6h UTC durante a Estação Quente utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras. ....	36
Fig. 18- Rosas-dos-ventos para cada WT durante a Estação Quente, utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras. ....	38
Fig. 19- Rosas-dos-ventos para cada WT durante a Estação Quente utilizando os dados de Viana do Castelo, Estação meteorológica de Chafé. ....	40

Fig. 20- Compósitos da pressão ao nível médio do mar em eventos de nevoeiro para WT puros. .....	41
Fig. 21- <i>Boxplots</i> de visibilidade e duração de eventos de nevoeiro em WTs puros na Estação Quente. ....	42
Fig. 22- Retro trajetórias nas 24h antes do início de eventos de nevoeiro durante a Estação Quente em cada <i>cluster</i> e média das retro trajetórias. ....	43
Fig. 23- Gráficos de spaghetti da temperatura da água do mar ao longo das retro trajetórias, desde as 24 horas antes de se iniciarem os eventos (t-24) até à chegada à costa. ....	45
Fig. 24- Frequência das visibilidades dos eventos de nevoeiro em cada <i>cluster</i> .....	46
Fig. 25- Durações dos eventos de nevoeiro em cada <i>cluster</i> .....	47
Fig. 26- Hora de início dos eventos de nevoeiro em cada <i>cluster</i> . ....	48
Fig. 27- WTs dos eventos de nevoeiro em cada <i>cluster</i> .....	48
Fig. 28- Rosas-dos-ventos para cada <i>cluster</i> utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras. ....	49
Fig. 29- Evolução da média da intensidade do vento em três períodos distintos para eventos de nevoeiro na Estação Quente .....	50
Fig. 30- Significância estatística da distribuição da intensidade do vento para os três períodos distintos referidos na figura 29. ....	51
Fig. 31- Rosas-dos-ventos da direção do vento para os três períodos referidos na figura 28. ....	52
Fig. 32- Significância estatística da distribuição da direções do vento nos três períodos referidos anteriormente. ....	53
Fig. 33- Séries temporais da humidade relativa, direção e intensidade do vento num período de 3 dias antes dos inícios dos eventos de nevoeiro até 3 dias depois do final dos eventos. ....	55
Fig. 34- Perfis médios de temperatura obtidos por radiossondagens no Aeroporto da Corunha. .....	57
Fig. 35- Perfis médios de humidade específica obtidos por radiossondagens no Aeroporto da Corunha. ....	57
Fig. 36- Perfis médios de temperatura obtidos através de reanálises ERA5 para eventos de nevoeiro e pelo método de Monte Carlo. ....	59
Fig. 37- Perfis médios de humidade específica obtidos através de reanálises ERA5 para eventos de nevoeiro e pelo método de Monte Carlo. ....	59
Fig. 38- Perfis verticais médios das taxas de arrefecimento centradas 1h antes do início dos eventos e taxas de arrefecimento centrada 1h depois do início dos eventos. ....	61
Fig. 39- Evolução das taxas de aquecimento centradas nas 2h antecedentes ao início dos eventos. .....	62

## Índice de Tabelas

Tabela 1- As 26 classes de WTs originais, incluindo 10 tipos puros e 16 híbridos. ....	17
Tabela 2- Número de dias e de eventos, média mensal do número de dias e de eventos assim como percentagem mensal de eventos no Aeroporto Francisco Sá Carneiro. ....	26

## **Lista de acrónimos/ siglas**

ARL- Air Resources Laboratory

AMS- American Meteorological Society

CMEMS- Copernicus Marine Environment Monitoring Service

ECMWF- European Center for Medium-Range Weather Forecasts

GDAS- Global Data Assimilation System

HYSPLIT- Hybrid Single Particle Lagrangian Trajectory Model

IGRA- Integrated Global Radiosonde Archive

IFS- Integrated Forecast System

LWC- Liquid Water Content

METAR- Meteorological Aviation Report

NCEP- National Centers for Environmental Prediction

NEMO- Nucleus for European Modeling of the Ocean

NOAA- National Oceanic and Atmospheric Administration

WMO- World Meteorological Organization

WT- Weather Type

## Introdução

Devido à redução da visibilidade, o nevoeiro tem impactos em setores socioeconómicos como por exemplo no setor da aviação e transportes. A ocorrência de nevoeiro em aeroportos resulta em atrasos e/ou cancelamento de voos, o que leva a prejuízos nas empresas de aviação. Acidentes de trânsito são frequentes especialmente com nevoeiros densos. Também, muitos dos acidentes marítimos ocorreram na presença de nevoeiros densos (Koracin et al., 2017). Tremant (1987), indicou que 32% de todos os acidentes marinhos em todo o mundo e 40% dos acidentes verificados no Atlântico ocorreram na presença de nevoeiros densos.

Os nevoeiros têm também impactos na saúde humana. Por exemplo, em cidades onde existe muita emissão de poluentes, as partículas microscópicas de água do nevoeiro podem tornar-se acidificadas podendo a sua inspiração levar à morte (por exemplo, Bell e Davis, 2001).

No entanto, os nevoeiros também têm impactos socioeconómicos positivos. Por exemplo, em regiões com verões muito secos a ocorrência de nevoeiros é muito importante para os ecossistemas em geral devido ao transporte de água. Como atualmente os recursos hídricos são um problema mundial, a ocorrência de nevoeiros é importante em regiões onde existam plantações para consumo humano pois permite reduzir o consumo de água na agricultura (Torregrosa et al, 2014).

As projeções futuras de diminuição da frequência de nevoeiro em algumas zonas do globo também induzam declínios em certas espécies de vegetação costeira e um consequente impacto sobre os animais (Koracin et al., 2017).

Este trabalho tem como objetivo principal o estudo climatológico de eventos de nevoeiro no Aeroporto Francisco Sá Carneiro (Porto). Em particular, pretende-se:

- Investigar a frequência de ocorrência de eventos de nevoeiro;
- Analisar a influência das condições sinóticas em eventos de nevoeiro;
- Verificar a proveniência das parcelas de ar que originam os eventos e também o efeito do *upwelling*;

- Analisar as condições locais que favorecem o influenciam o desenvolvimento de nevoeiros, nomeadamente o efeito da brisa marítima e a estrutura vertical da atmosfera.

Para o estudo utilizaram-se vários tipos de dados e metodologias adequadas a cada problema em estudo.

Este trabalho está organizado em cinco capítulos. No primeiro capítulo será feito um enquadramento teórico sobre o tema, onde será introduzida a definição de nevoeiro, os tipos de nevoeiros e sua formação e limitações na previsão de nevoeiros. Será também caracterizado, de uma maneira geral, o clima de Portugal Continental e a ocorrência de nevoeiros em Portugal Continental. Na parte final deste capítulo será apresentado o local de estudo assim como as condições sinóticas prevalecentes. No segundo capítulo serão apresentados os dados e metodologias utilizadas neste trabalho. No terceiro capítulo serão apresentados os resultados e discussão dos mesmos, abordando os problemas em estudo referidos anteriormente. O quarto capítulo apresenta as conclusões deste trabalho e o quinto capítulo apresenta as referências bibliográficas utilizadas.



# **1. Introdução teórica**

## **1.1 Definição de nevoeiro**

Segundo a definição da Organização Mundial de Meteorologia (WMO, sigla em inglês), o nevoeiro é definido como sendo o conjunto visível de gotículas de água em suspensão na atmosfera, junto à superfície, reduzindo a visibilidade horizontal para menos de 1000m. Quando a visibilidade horizontal é reduzida para valores não inferiores a 1000m dá-se o nome de neblina.

A Sociedade Americana de Meteorologia (AMS, sigla em inglês) define o nevoeiro como um agregado visível de gotículas de água suspensas na atmosfera perto da superfície da Terra que reduz a visibilidade abaixo de 1000m. O nevoeiro difere da nuvem apenas porque a base do nevoeiro está na superfície da Terra, enquanto a base de uma nuvem está acima da superfície.

De acordo com Cotton e Anthes (1989), o nevoeiro é um sistema de nuvens, considerando-se como parte da série de nuvens estratiformes na camada limite, apresentando variabilidade, quer na escala horizontal, quer na vertical, no domínio da meteorologia de mesoescala. Possui um tempo de vida típico entre as 2 e as 6 horas e o seu conteúdo de água varia entre 0,05 e os 0,2 g/kg.

## **1.2 Formação geral de nevoeiro**

O nevoeiro forma-se quando a água na sua fase gasosa (vapor de água) muda para a sua fase líquida. Esta mudança de fase acontece quando o ar está próximo da saturação e não consegue reter mais vapor de água. Assim, o ar torna-se saturado se continuar a existir evaporação ou se arrefecer o suficiente para causar condensação, atingindo assim a temperatura do ponto de orvalho.

As gotas de água microscópicas que compõem o nevoeiro formam-se quando encontram núcleos de condensação. Os núcleos de condensação podem ser quaisquer partículas em suspensão transportadas pelo ar como por exemplo, pólen, bactérias,

fungos, entre outros. Por exemplo, o sal marinho libertado pela ondulação tem uma grande capacidade de atrair e reter gotas de água o que significa que não é necessário o ar estar saturado para se formarem gotas de água microscópicas (WGSC, 2016).

### 1.3- Tipos de nevoeiro e sua formação

Existem inúmeros processos que atuam no ciclo de vida do nevoeiro. Esses processos vão desde processos de larga escala (por exemplo, advecção e subsidência de ar) a processos de micro escala (por exemplo, quantidade e tipo de núcleos de condensação) esquematizados na figura 1.

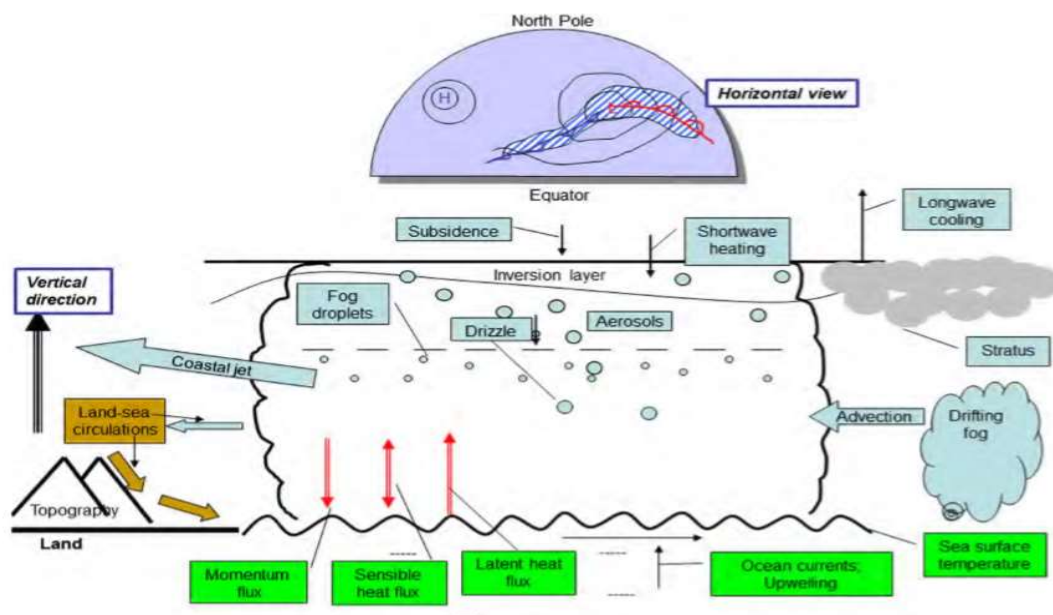


Figura 1- Esquematização dos processos envolvidos no ciclo de vida do nevoeiro marinho.

Adaptado de Koracin et al., 2014.

Apesar de existirem inúmeros processos que podem influenciar o ciclo de vida do nevoeiro, apenas um subconjunto de processos ao atuarem em simultâneo podem ser determinantes no seu ciclo de vida. Assim podemos fazer uma classificação do nevoeiro de acordo com os processos dominantes no seu ciclo de vida. Cotton e Anthes (1989) sugerem os seguintes tipos de nevoeiro:

#### A. Nevoeiro de arrefecimento radiativo

- i. Nevoeiro de solo
- ii. Nevoeiro de grande inversão
- iii. Nevoeiro de advecção-radiação
- iv. Nevoeiro de inclinação
- v. Nevoeiro de vale-montanha

#### B. Nevoeiro frontal

- i. Nevoeiro pré-frontal (superfície frontal quente)
- ii. Nevoeiro pós-frontal (superfície frontal fria)
- iii. Nevoeiro de passagem frontal

#### C. Nevoeiro de advecção

- i. Nevoeiro marítimo
- ii. Nevoeiro de ar tropical
- iii. Nevoeiro de brisa terra-mar
- iv. Nevoeiro de vapor

#### D. Outros

- i. Nevoeiro de gelo
- ii. Nevoeiro de neve

### **1.3.1- Nevoeiro de arrefecimento radiativo**

O nevoeiro de radiação forma-se geralmente nas noites de céu limpo de inverno geralmente sob a influência de anticiclones. Estas condições favorecem o arrefecimento do ar, em terra, junto à superfície devido ao arrefecimento radiativo, o que permite que se forme uma inversão térmica junto à superfície ficando assim essa camada de ar presa junto à superfície (Belo-Pereira e Santos, 2016). Além disso, o arrefecimento reduz a capacidade do ar em reter vapor de água permitindo assim a condensação e formação de nevoeiro. O nevoeiro de radiação tende a dissipar-se depois do nascer do sol, à medida

que a superfície vai aquecendo. Para a ocorrência deste tipo de nevoeiro também são necessários ventos favoráveis, *i. e.*, ventos fracos. No entanto, se os ventos forem muito fracos, a força gravítica irá fazer com que as gotas de água suspensas no ar se depositem no solo originando assim orvalho.

Relativamente às subcategorias do nevoeiro de radiação, pode afirmar-se que:

- Nevoeiro de solo é uma fina camada, que não se estende em altitude;
- Nevoeiro de grande inversão ocorre quando existe uma forte inversão, que mantém o ar mais quente acima do topo da inversão. Durante o dia, uma grande parte da luz solar é refletida pela camada superficial de nevoeiro, deixando, apenas, penetrar uma pequena quantidade que aquece o solo;
- Nevoeiro de inclinação ocorre em resultado do arrefecimento e expansão adiabática na subida do ar, que é forçado a subir uma superfície montanhosa;
- Nevoeiro de vale-montanha é influenciado por brisas de montanha e de vale, que se desenvolvem como resposta ao arrefecimento radiativo e drenagem do ar frio ao descer as encostas, ficando agrupado no vale, além dos processos de formação radiativos.

### **1.3.2- Nevoeiro frontal**

O nevoeiro do tipo frontal desenvolve-se a partir da adição de vapor de água, através de evaporação, de precipitação proveniente de camadas relativamente mais quentes, para camadas subjacentes com ar relativamente frio.

O nevoeiro pré-frontal forma-se na massa de ar fria e estável que está à frente da superfície frontal quente, quando ocorre precipitação na parte fria desta. À medida que chove, como a precipitação tem uma temperatura superior ao ar envolvente, há evaporação e saturação do ar (Gultepe et al., 2008). Os mecanismos que formam o nevoeiro pós-frontal são muito semelhantes ao do nevoeiro pré-frontal, onde a evaporação resultante da precipitação enriquece o ar atrás da frente fria em vapor (Gultepe et al., 2008). Por fim, o nevoeiro de passagem frontal ocorre quando parcelas de ar próximo da

saturação provenientes de massas de ar frias e quentes se misturam, em situações de vento fraco.

### **1.3.3- Nevoeiro de advecção**

A frequência dos eventos de nevoeiro marinho e a sua extensão de penetração em terra dependem simultânea e sequencialmente de processos de escalas temporais e espaciais extremamente amplas (Koracin et al., 2014). Anticiclones semipermanentes que tendem a se desenvolver na parte Este das bacias oceânicas, resultam em padrões de vento superficial ao longo da costa. A força de Coriolis resultante da tensão do vento sobre a superfície do oceano resulta num transporte superficial de água para fora de costa (transporte de Ekman), onde passa a existir um afloramento de águas profundas e frias (upwelling). Estas condições de afloramento oceânico ocorrem abaixo de um ramo complementar de afundamento da circulação de Hadley na atmosfera, *i. e.*, um padrão de fluxo de escala planetária em ambos os hemisférios que força ascensão de ar húmido em baixas latitudes. Ao subir, aquece e torna-se mais seco (ao precipitar nas regiões tropicais). Ao ser transportado até às latitudes médias o ar desce. Ao descer, é aquecido adiabaticamente, e forma-se uma forte inversão de temperatura pois o ar junto à superfície arrefece por interação com as águas superficiais frias. Como esta massa de ar que desce exerce pressão sobre a camada marinha, esta comprime-se numa camada fina com uma concentração relativamente elevada de vapor de água. Este processo também aquece o topo da camada marinha e torna-a mais seca, estabelecendo um equilíbrio delicado com o oceano. Se a temperatura do ponto de orvalho da camada marinha sobe até à temperatura da superfície da água do mar, o nevoeiro pode formar-se como condensação dessa massa de ar (Torregrosa et al., 2014).

Relativamente aos subtipos de nevoeiros de advecção, pode afirmar-se que:

- Nevoeiro marinho forma-se através do ar húmido e quente que cobre as superfícies mais frias dos oceanos. Quando isto ocorre, o ar imediatamente acima da superfície do mar arrefece o ar quente e húmido acima até este não conseguir reter mais vapor e assim há condensação e posterior formação de nevoeiro.

- Nevoeiro de vapor ocorre quando uma massa de ar frio e seco, tipicamente proveniente de terra, move-se sobre uma superfície quente e húmida. Este tipo de nevoeiro ocorre com frequência em lagos durante o inverno. A grande capacidade calorífica da água faz com que esta arrefeça mais lentamente do que o ar. Os fluxos de calor latente e sensível são extremos, podendo atingir valores superiores a  $100 \text{ Wm}^{-2}$  (Koracin et al., 2014). Assim existe forte evaporação e como o ar tem pouca capacidade de reter vapor, por ter temperatura muito baixa, forma-se nevoeiro.

#### **1.4- Limitações e problemas na previsão de nevoeiros**

Avanços na compreensão da formação dos nevoeiros têm sido conseguidos através de trabalho de campo e simulações numéricas (Tardiff e Rasumssen, 2007). No entanto, o nevoeiro depende de muitas variáveis e de escalas diferentes dentro da camada limite, incluindo condições microfísicas, dinâmicas, e de mesoescala e ainda o fluxo de larga escala (Gultepe et al., 2006). Além disso, alguns processos são pouco conhecidos e por isso são parametrizados, como é o caso das trocas radiativas. A microfísica do nevoeiro marinho e continental são diferentes e é necessário que tenham, ainda, parametrizações diferentes (Gultepe et al., 2008).

Uma das maiores dificuldades dos modelos de previsão numérica do tempo para preverem o nevoeiro é a sua capacidade limitada de simular os parâmetros microfísicos, como é o caso do conteúdo de água líquida (LWC, sigla em inglês), o número e tamanho das partículas (Koracin et al., 2017). Em parte, isso deve-se ao aumento da exigência computacional resultante das parametrizações da microfísica. Além disso, as equações que governam a microfísica das gotículas de água presentes no nevoeiro não são fáceis de ligar com as equações de mesoescala dos modelos (Koracin et al., 2014). Também a resolução atual dos modelos é muito grosseira para resolver todos os processos envolvidos no ciclo de vida do nevoeiro. Como mostra a figura 1, existe uma grande extensão de parâmetros e processos físicos envolvidos no nevoeiro desde aerossóis, incluindo núcleos de condensação de nevoeiro a processos de escala sinótica. Como o diâmetro típico de um núcleo de condensação é cerca de  $0,1 \mu\text{m}$  ( $10^{-5} \text{ cm}$ ) e os processos em escala sinótica relevantes para o nevoeiro marinho são da ordem dos  $10^8 \text{ cm}$ , a razão

de escala para o nevoeiro marinho é da ordem dos  $10^{13}$ cm. (Koracin et al., 2014). Conseqüentemente, os modelos de previsão precisam esquemas de parametrizações físicas de subgrealha realistas, assim como condições iniciais e de fronteira exatas. Como o nevoeiro marinho ocorre num sistema interligado atmosfera-oceano-terra, requer um acoplamento completo desses domínios para representar os processos relevantes para a formação e evolução do nevoeiro marinho. Um outro problema é que as condições iniciais e de fronteira são pouco conhecidas, especialmente no oceano (Koracin et al., 2017).

Em geral, muitos dos estudos sobre modelação e previsão de nevoeiros são feitos para uma região específica. Assim sendo, um modelo de previsão de nevoeiro ou método de previsão válido para essa região poderá não se aplicar a outras regiões (Tardiff e Rasumssen, 2007).

## **1.5- Clima de Portugal Continental**

O território de Portugal Continental é delimitado pelas latitudes de 37° e 42° N e pelas longitudes de 9.5° e 6.5° W. Está situado na zona de transição entre o anticiclone subtropical (Anticiclone dos Açores) e a zona de depressões subpolares. Os fatores que mais condicionam as condições climáticas em Portugal Continental são, além da latitude, a orografia, a influência do Oceano Atlântico e a continentalidade. Junto à costa, a estes fatores, acresce a influência das orientações dominantes da linha de costa.

O clima de Portugal Continental é do tipo Csa a sul e Csb a norte, segundo a classificação climática de Köppen – Geiger (1936), figura 2, sendo que o primeiro corresponde a clima temperado com invernos chuvosos e verões secos e quentes, e o segundo a invernos chuvosos e verões secos e suaves.

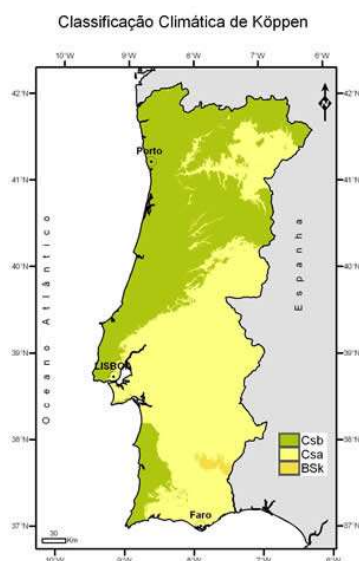


Figura 2- Classificação climática de Köppen- Geiger para Portugal Continental.

Fonte: IPMA.

A frente polar tem uma migração periódica anual para norte no verão e para sul durante o inverno. No inverno predominam massas de ar marítimo e ventos de norte ou noroeste associados à circulação do Anticiclone dos Açores. Por vezes, surgem situações com predomínio de ventos de nordeste ou este, caracterizados por tempo frio e seco, associados à circulação de um anticiclone continental (Anticiclone de Bloqueio). O verão é caracterizado por uma situação meteorológica bastante estável, em que a região fica sob a influência conjunta da crista do Anticiclone dos Açores e da depressão térmica que se forma sobre a Península Ibérica.

Uma das características de Portugal Continental é ter cerca de metade do seu território a fazer fronteira com o oceano. Com esta característica, o território português sofre influência das interações atmosféricas entre a terra e o mar. Uma dessas interações são as brisas marítimas que ocorrem sobretudo nos meses de verão, quando a diferença, à superfície, entre a temperatura em terra e no mar é maior. Outro fenómeno resultante desta interação são os afloramentos costeiros (*upwelling*) que se formam quando os ventos são do quadrante norte.



## **1.6 - Nevoeiro em Portugal Continental**

Em Portugal Continental, a ocorrência de nevoeiro é, em geral, pouco significativa, ocorrendo, sobretudo, em regiões montanhosas e litorais. Este fenómeno meteorológico ocorre, principalmente, entre os meses de outubro e abril (na maioria do território), sendo, geralmente, de advecção e de radiação, muito pontualmente frontais (Pereira, R., 2011).

## **1.7 Local de estudo**

Neste trabalho estudaram-se os eventos de nevoeiro no Aeroporto Francisco Sá Carneiro (41.24N, 8.68W, 70m), Porto. Também se analisaram dados das Estações meteorológicas das Pedras Rubras e de Viana do Castelo e radiossondagens obtidas no Aeroporto da Corunha, que fica a cerca de 230km do Aeroporto Francisco Sá Carneiro. Os locais de estudo estão identificados na figura 3, onde se pode observar também a topografia da Península Ibérica. Uma representação mais detalhada da topografia da região de estudo está representada na figura 4.

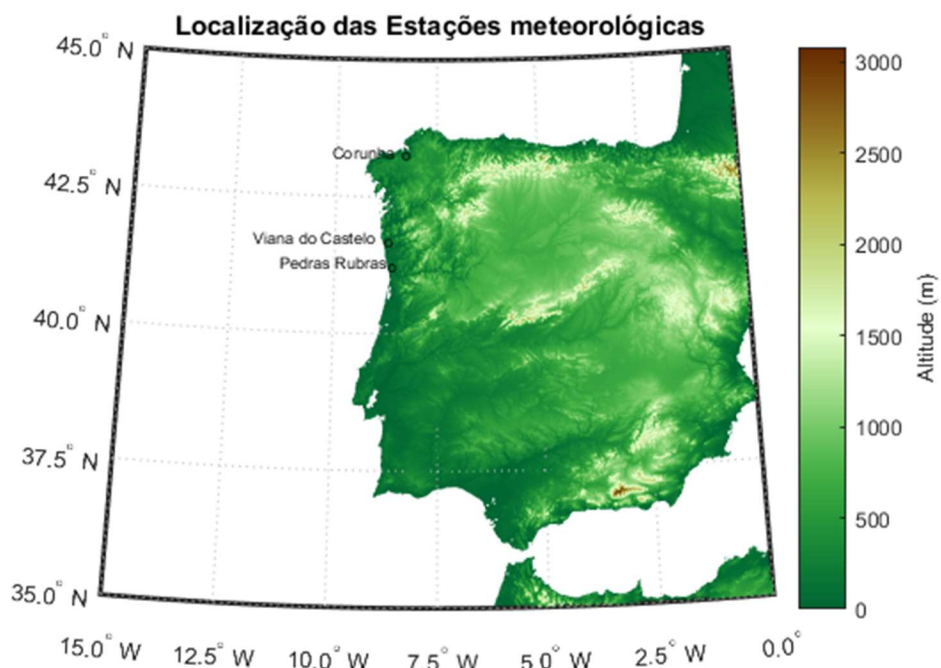


Figura 3- Localização das Estações meteorológicas e do Aeroporto da Corunha (43.30N, 8.38W, 97m).

O Aeroporto Francisco Sá Carneiro localiza-se aproximadamente a 1km da Estação meteorológica das Pedras Rubras. Topografia obtida através da base de dados ETOPO1 da NOAA (Amante e Eakins, 2009).

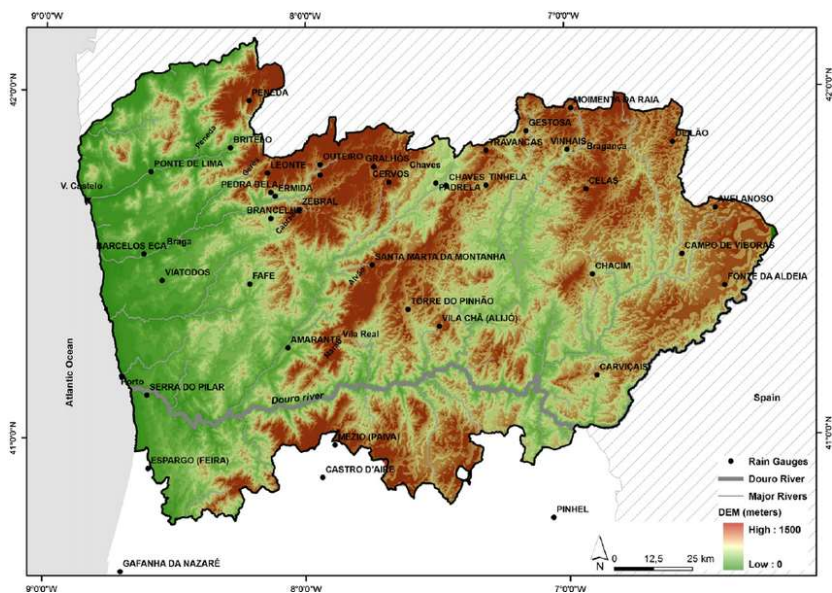


Figura 4- Mapa topográfico da região Norte de Portugal Continental.

Adaptado de Santos e Fragoso, 2013.

## 1.8 -Condições sinóticas prevalecentes

Durante os meses de verão as condições sinóticas em Portugal Continental caracterizam-se pela influência do Anticiclone dos Açores que se estende em crista em direção ao Golfo da Biscaia, como se pode observar na figura 5. Também podemos observar a depressão térmica no Norte de África que por vezes se estende até à Península Ibérica influenciando o estado do tempo em especial nas regiões do interior de Portugal Continental. Como consequência da influência do Anticiclone dos Açores e da sua configuração com a depressão térmica, verifica-se que em média a direção do vento na costa ocidental é predominante de Norte/Noroeste o que favorece a ocorrência de *upwelling*, tal como se pode observar na figura 6. O surgimento de águas frias junto à costa é um fator importante para a formação de nevoeiros, como será discutido na secção 3.3.

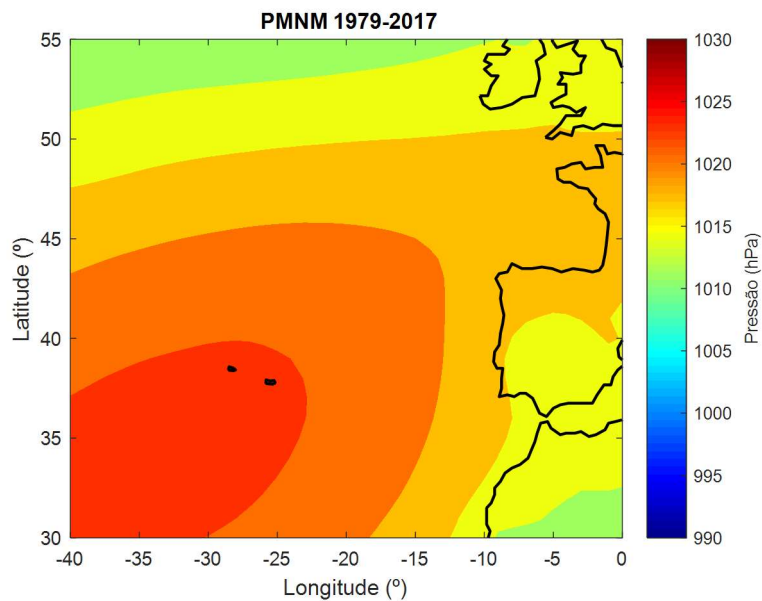


Figura 5- Pressão média ao nível do mar para os meses de junho, julho agosto e setembro de 1979 a 2017 obtidos através de reanálises ERA- Interim.

Contornos de 3hPa.

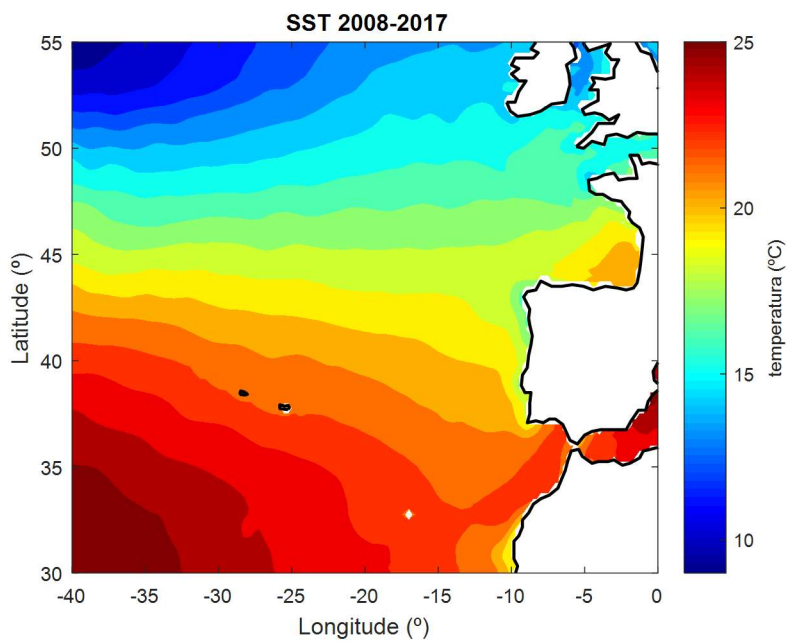


Figura 6- Média da temperatura da água do mar para os meses de junho, julho agosto e setembro de 2008 a 2017 obtidos através de reanálises ERA5.

Contornos de 1°C.

## 2. Dados e métodos

### 2.1- Dados de campo

#### 2.1.1- Dados de METAR

Um METAR (Meteorological Aviation Report) é uma observação programada e codificada do estado do tempo num aeroporto ou aeródromo específico que pode ser realizada de 60 em 60 minutos ou de 30 em 30 minutos, e é com base na meteorologia observada dos últimos 10 minutos. Alguns dos parâmetros reportados são visibilidade, intensidade e direção do vento, temperatura do ar e do ponto de orvalho, cobertura de nuvens e informações, quando aplicável, sobre precipitação, nevoeiro, trovoadas, entre outros.

A primeira etapa do trabalho consistiu em identificar os eventos de nevoeiro. Para esse efeito, foram utilizados dados METAR obtidos no Aeroporto Francisco Sá Carneiro para o período de 1 de janeiro de 2004 a 30 de setembro de 2017. Neste aeroporto, as condições do estado do tempo são reportadas de 30 em 30 minutos. A identificação dos eventos foi feita sempre que foi reportada a informação relativa à ocorrência de nevoeiro no Aeroporto, com o código 'FG', e foram extraídas informações acerca da visibilidade (m) e da data (ano, mês, dia, hora, minuto) desse relato de nevoeiro. Sempre que o tempo entre um relato de nevoeiro e outro relato com nevoeiro fosse de 30 minutos é considerado um único evento de nevoeiro; por outro lado, se o tempo entre um relato de nevoeiro e o seguinte for superior a 30 minutos temos eventos distintos, *i.e.*, se os relatos de nevoeiro são intercalados por pelo menos um METAR que não relate a presença de nevoeiro consideram-se eventos diferentes.

## 2.1.2- Estação meteorológica das Pedras Rubras

Com o objetivo de estudar os eventos de nevoeiro com uma maior resolução temporal utilizaram-se dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras. A resolução temporal neste caso é de 10 minutos e as variáveis analisadas foram direção ( $^{\circ}$  N) e intensidade de vento (m/s), humidade relativa (%), pressão atmosférica ao nível da estação (hPa) e temperatura do ar ( $^{\circ}$ C). Para obter a humidade específica, em primeiro lugar calculou-se a pressão de saturação ( $e_s$ ) através da expressão:

$$e_s = Ae^{\beta T}$$

onde  $A = 6.11$  hPa e  $\beta = 0.067$   $^{\circ}\text{C}^{-1}$  são constantes e  $T$  é a temperatura em  $^{\circ}\text{C}$ . Assim obtém-se a humidade específica de saturação ( $q_s$ ) através da expressão:

$$q_s = \frac{R}{R_v} \frac{e_s}{p}$$

onde  $R$  e  $R_v$  são constantes específicas do ar seco e do vapor de água, com valores de 287 e 461  $\text{J kg}^{-1} ^{\circ}\text{C}^{-1}$ , respetivamente, e  $p$  é a pressão na estação. A humidade específica é obtida através de:

$$q = \frac{U}{100} q_s$$

em que  $U$  é a humidade relativa.

## 2.2- Condições sinóticas

### 2.2.1- Dados de tipos de tempo (Weather Types)

Utilizaram-se Weather Types (WTs) com o objetivo de estudar quais os tipos de tempo que favorecem a formação de eventos de nevoeiro. Assim foram utilizados dados contendo os WTs no período entre 1 de janeiro de 1979 a 31 de julho de 2017 com informação sobre o WT às 0, 6, 12 e 18h de cada dia assim como a média diária. Os dados WTs foram gentilmente disponibilizados pelo Doutor Alexandre Ramos, investigador no IDL da Universidade de Lisboa.

A metodologia utilizada no cálculo dos WTs foi a que está descrita em Trigo e DaCamara (2000). Em suma, os WTs são calculados a partir de um conjunto de índices obtidos através de expressões em que se extraem os valores da pressão média à superfície do mar em determinados pontos utilizando dados de reanálises do NCEP/NCAR. Esta metodologia permite o estabelecimento de 26 classes de WTs (tabela 1). Os WTs podem ser de 2 grupos: WTs puros e WTs híbridos. Os WTs puros correspondem aos WTs direcionais ou WTs rotacionais (A e C). Quando existe uma mistura dos dois diz-se que o WT é híbrido (exemplo: WT anticiclónico com fluxo de nordeste (ANE)).

No cálculo das frequências dos WTs foi utilizada a metodologia seguida por Trigo e DaCamara (2000). Os 26 WTs foram reagrupados em 10 tipos básicos. Assim, a cada WT híbrido é atribuído um peso de 0.5 na correspondente componente direcional e um peso de 0.5 na correspondente componente rotacional; em cada WT puro foi atribuído um peso de 1 no correspondente WT. A figura 7 representa os WTs das 0 e 6h UTC durante a Estação Quente.

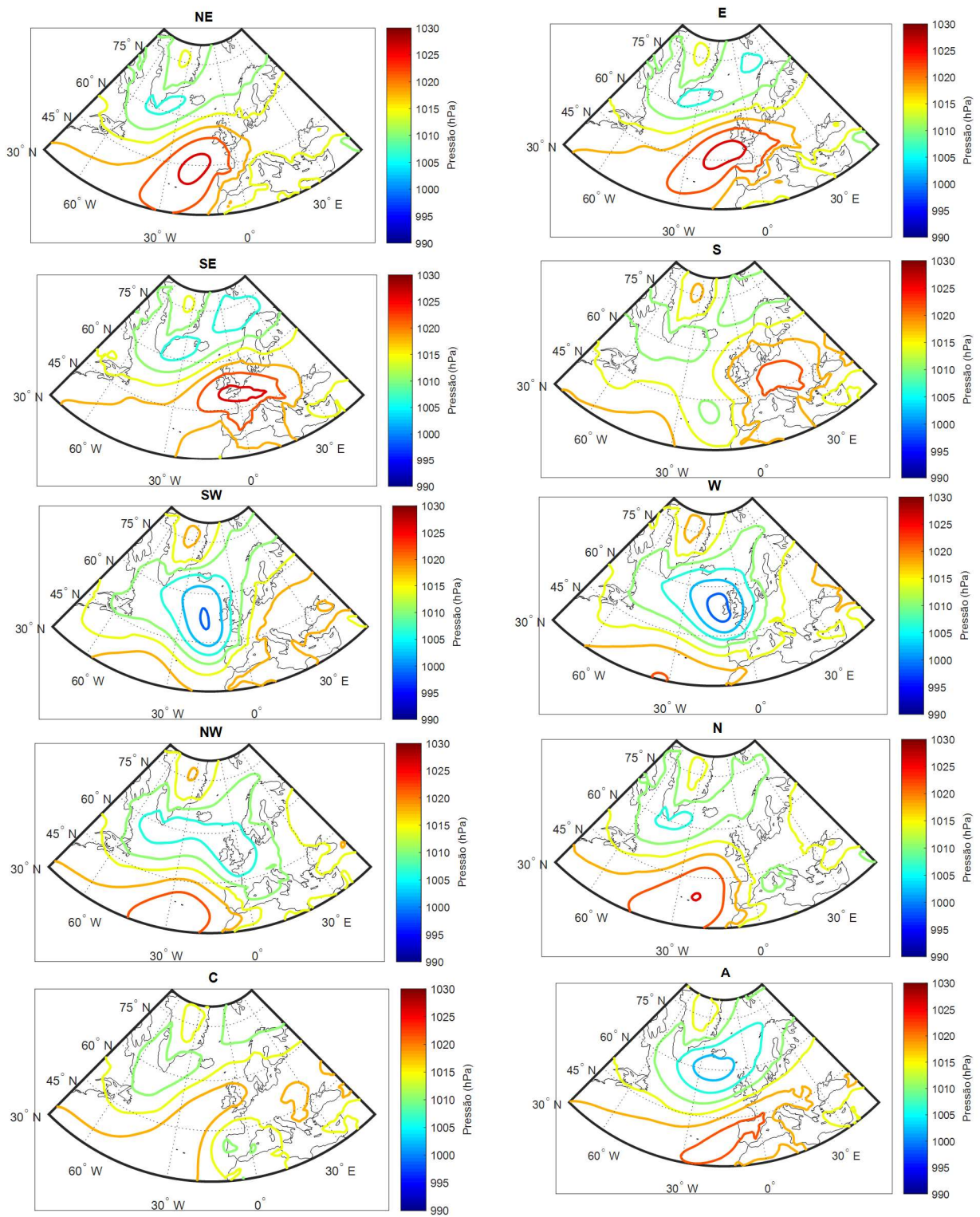


Figura 7- Compósitos da pressão ao nível médio do mar em WT puros às 0 e 6h UTC.

Intervalos de contornos de 4 hPa.



Tabela 1- As 26 classes de WT's originais, incluindo 10 tipos puros e 16 híbridos.

Adaptado de Trigo e DaCamara, 2000.

<b>Tipos Puros</b>		<b>Anticiclônicos híbridos</b>	<b>Ciclônicos híbridos</b>
Direcionais	NE	ANE	CNE
	E	AE	CE
	SE	ASE	CSE
	S	AS	CS
	SW	ASW	CSW
	W	AW	CW
	NW	ANW	CNW
	N	AN	CN
Rotacionais	A		
	C		

### 2.2.2- Reanálises ERA-Interim

No cálculo dos compósitos da pressão ao nível médio do mar para cada WT utilizaram-se dados de reanálises ERA-Interim. O ERA-Interim são reanálises a nível global produzidas pelo Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo (ECMWF, sigla em inglês). Este projeto foi desenvolvido para substituir as reanálises ERA-40. Os progressos feitos no ERA-Interim em relação ao ERA-40 são uma melhor representação do ciclo hidrológico, a circulação na estratosfera é mais realista e apresenta uma melhor consistência para uma gama de escalas temporais. As reanálises ERA-Interim são produzidas com um esquema de assimilação de dados sequenciais em 4-D, avançando no tempo usando os ciclos de análise de 12 horas. Em cada ciclo, as observações disponíveis são combinadas com informação prévia de um modelo de previsão para estimar o estado evolutivo da atmosfera global e sua superfície subjacente. Trata-se de uma análise

variacional das componentes básicas da atmosfera como temperatura, vento, humidade, pressão de superfície, seguindo-se uma análise independente de parâmetros próximos da superfície. As análises são usadas para inicializar um modelo de previsão de curto alcance (Dee D. P. et al., 2011). As reanálises, utilizadas neste estudo, correspondem ao período de 1 de janeiro de 2004 a 31 de julho de 2017, com resolução temporal de 6h. A área considerada foi de 30° a 80°N e de 45°E a 75°W com resolução espacial de 1°x1° em latitude e longitude. A escolha desta área permite observar a configuração do Anticiclone dos Açores assim como a depressão térmica que se desenvolve na Península Ibérica e também as depressões associadas à frente polar.

## **2.3- Retro trajetórias das massas de ar**

### **2.3.1- HYSPLIT**

Com o objetivo de determinar a origem das parcelas de ar em eventos de nevoeiro na Estação Quente, foram obtidas retro trajetórias que chegam ao Porto usando a versão Web do modelo de Trajetória Integrada Lagrangiana de Partículas Híbridas (HYSPLIT-4, sigla em inglês). Este modelo é um sistema para calcular trajetórias, dispersão e deposição de parcelas de ar (Draxler e Hess, 1997). O HYSPLIT continua a ser um dos modelos de transporte atmosférico e dispersão mais utilizados na comunidade de ciências atmosféricas (Stein et al, 2015). Uma aplicação comum é uma análise de retro trajetórias para determinar a origem das parcelas de ar e estabelecer relações fonte-recetor. O HYSPLIT também tem sido usado em diversas simulações descrevendo o transporte atmosférico, dispersão e deposição de poluentes e materiais perigosos. Alguns exemplos de aplicações incluem rastreamento e previsão da libertação de material radioativo, fumos de incêndio, poeiras transportadas pelo vento ou poluentes emitidos de várias fontes fixas.

O NCEP (National Centers for Environmental Prediction) realiza uma série de análises e previsões. Um dos sistemas operacionais é o GDAS (Global Data Assimilation System). No ARL (Air Resources Laboratory) da NOAA, a saída do modelo NCEP é usada para modelação do transporte e dispersão do ar. O arquivo dos dados de 3 horas

vem do GDAS. O GDAS é executado 4 vezes por dia, ou seja, às 00, 06, 12 e 18 UTC. A saída do modelo é para o tempo de análise e previsões de 3, 6 e 9 horas. Foram obtidas retro- trajetórias (longitude e latitude) para cada evento de nevoeiro durante os meses da Estação Quente num período desde setembro de 2007 a setembro de 2017. A meteorologia utilizada foi a GDAS com resolução de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  longitude e latitude, que é a melhor resolução disponível na região em estudo. A posição das massas de ar foi calculada de hora a hora desde 24h antes de se iniciarem os eventos até ao início dos eventos no Aeroporto Francisco Sá Carneiro (local de chegada das retro trajetórias). Não foram consideradas as retro trajetórias, na Estação Quente, entre os anos de 2004 a 2006 e nos meses de junho, julho e agosto de 2007 devido à ausência de dados de meteorologia do GDAS  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  nesse período. A utilização de uma resolução superior, por exemplo de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  longitude e latitude nos dados de meteorologia, produz retro trajetórias diferentes do que aquelas que se obtêm com uma resolução de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  para um mesmo evento. No total foram calculadas cerca de 246 retro trajetórias.

### 2.3.2- Análise de *Clusters*

Realizou-se uma análise de *clusters* às retro trajetórias utilizando o método de misturas de modelos de regressão. O algoritmo utilizado no cálculo das retro trajetórias é uma *toolbox* em Matlab disponível em <http://www.datalab.uci.edu/resources/CCT>. O método de *clustering* das retro trajetórias é baseado no modelo de mistura finita (Everitt e Hand 1981), que representa uma distribuição de dados como uma combinação linear convexa de funções de densidade de componentes (Camargo et al., 2007). Uma característica chave do modelo de mistura é a sua capacidade de modelar densidades altamente não-gaussianas usando um pequeno conjunto de densidades de componentes básicos (Camargo et al., 2007). Modelos de mistura finita têm sido muito utilizados para agrupar dados numa variedade de áreas incluindo a circulação atmosférica em larga escala (Hannachi e O'Neill, 2001). Uma descrição acerca da fundamentação teórica do método é dada por Camargo et al (2007) ou Gaffney e Smyth, (1999). Neste trabalho a longitude e a latitude foram representadas por um modelo de regressão polinomial de ordem 1.

### 2.3.3- *Marine Copernicus*

Para calcular a temperatura da superfície do mar ao longo das retro trajetórias utilizou-se dados de alta resolução. Os dados utilizados estão disponíveis na base de dados *Marine Copernicus*. Utilizaram-se 2 produtos, um deles entre os anos de 2007 a 2012 e outro desde 2013 a 2017, porque nenhum dos produtos existentes na base de dados continha todo o período que se pretende analisar. O primeiro conjunto de dados (2007-2012) corresponde a reanálises com resolução de  $1 / 12^\circ$  é fornecida pelo Serviço de Monitorização Ambiental Marinha *Copernicus* (CMEMS, sigla em inglês) para o golfo da Biscaia e parte do oceano Atlântico próximo da Península Ibérica (IBI). Este produto é gerado através do sistema de reanálise do IBIRYS e é baseado numa aplicação do modelo do Núcleo Europeu para Modelação do Oceano (NEMO). O modelo NEMO tem uma superfície livre e inclui o mesmo forçamento de maré do que o previsto pelo IBI. A resolução horizontal do produto é de  $1 / 12^\circ$  e a resolução vertical atinge até 75 níveis  $z$ . As reanálises são forçadas com dados atmosféricos do ECMWF ERA-Interim a cada 3h (Marine Copernicus, 2018). As condições de fronteira foram impostas por reanálises do CMEMS GLOBAL. Este produto contém os campos médios mensais e diários 3-D da temperatura, salinidade, altura da superfície do mar, velocidade zonal e meridional, profundidade da camada de mistura e temperatura do fundo do mar. Da mesma forma, a média horária dos campos de superfície (altura da superfície do mar, temperatura da superfície e correntes, juntamente com velocidades barotrópicas) também são fornecidos. Este produto foi gerado pela Unidade de Produção Mercator Ocean e é distribuído pela Unidade de Divulgação Puertos del Estado, Espanha. O segundo produto (2013-2017) é administrado diariamente pelo Puertos del Estado, que fornece uma previsão hidrodinâmica de 5 dias incluindo processos de alta frequência de importância fundamental para caracterizar processos marinhos de escala regional (ou seja, forçamentos de marés, descargas de água doce, entre outros). O sistema é baseado no modelo NEMO, com uma resolução horizontal de  $1/36^\circ$  (Marine Copernicus, 2018). Em ambos os produtos, a variável analisada foi a temperatura média à superfície do mar a cada hora no primeiro produto e a temperatura potencial à superfície do mar no segundo produto. A área escolhida corresponde a um retângulo com dimensões [30N,48N,0E, 19W] que contém todas as retro trajetórias analisadas. Assim, para cada ponto das retro

trajetórias analisou-se qual é a temperatura da água do mar naquele ponto no respectivo instante.

## **2.4- Estrutura vertical da Atmosfera**

Para estudar a estrutura vertical da atmosfera, nomeadamente a temperatura e a humidade específica utilizaram-se dados de radiossondagens obtidos na Corunha e dados de reanálises do ERA5 do ECMWF.

Numa primeira etapa, foram analisados dados GPS no período 2004 a 2017 considerando a região definida pelo retângulo [43.5N,40N,5W,12.5W]. No entanto dada a limitação espacial e temporal dos perfis GPS não foi possível fazer a análise da estrutura vertical da atmosfera porque muito poucos perfis coincidiam com as datas dos eventos e os que coincidiam, grande parte não continham dados abaixo dos 900-950 hPa.

### **2.4.1- Radiossondagens Corunha**

As radiossondagens da Corunha foram obtidas na base de dados do IGRA disponível em <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/data/data-por/>. O IGRA consiste em radiossondagens obtidas em mais de 1500 estações distribuídas globalmente (Durre et al., 2006). Os dados mais antigos datam de 1905 e os dados recentes são disponibilizados quase em tempo real. As variáveis incluem pressão, temperatura, altura do geopotencial, humidade relativa do ar, depressão do ponto de orvalho, direção e velocidade do vento. Estas radiossondagens são feitas duas vezes por dia às 0 e 12h UTC (na Corunha). As variáveis analisadas foram temperatura do ar (°C), depressão do ponto de orvalho (°C) e a pressão (hPa). Considerou-se uma radiossondagem feita às 0h UTC representativa de um determinado evento de nevoeiro se esta foi feita 6h antes (depois) do início (fim) dos eventos. Assim não foram considerados os poucos eventos que se formam durante o fim da manhã e durante a tarde.

Verificou-se que muitas das radiossondagens tinham falta de dados em alguns níveis de pressão. Assim, nesses pontos interpolou-se o valor das variáveis no logaritmo da pressão. Também a informação acerca da altura de geopotencial e humidade relativa eram praticamente inexistentes.

A altura de geopotencial ( $Z$ ) foi calculada utilizando sucessivamente a seguinte expressão:

$$Z_{i+1} = Z_i + \frac{R}{g} T_m \ln \left( \frac{p_i}{p_{i+1}} \right)$$

onde  $g=9.806 \text{ ms}^{-2}$  é a aceleração da gravidade e  $T_m$  é a temperatura média entre o nível  $i$  e o nível  $i+1$ .

Para calcular o perfil de humidade específica, em primeiro lugar, é necessário obter a temperatura do ponto orvalho ( $T_d$ ) através da expressão:

$$T_d = T - D_p$$

onde  $D_p$  é a depressão do ponto de orvalho. De seguida é necessário obter a humidade relativa. Para isso calcularam-se as pressões de saturação  $e_s(T)$  e  $e_s(T_d)$  através das expressões (Tsonis, 2007, eq. 6.17):

$$e_s(T) = A e^{\left(19.83 - \frac{5417}{T+273.15}\right)}$$

$$e_s(T_d) = A e^{\left(19.83 - \frac{5417}{T_d+273.15}\right)}$$

onde  $A= 6.11 \text{ hPa}$ . Estas expressões de  $e_s$  são mais exatas do que a utilizada na secção 2.1.2. Assim podemos calcular a humidade relativa como:

$$U = \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \times 100\%$$

Para obter o perfil de humidade específica, aplicaram-se as expressões para calcular  $q_s$  e  $q$  referidas na secção 2.1.2.

Os perfis médios de humidade específica e de temperatura foram calculados em camadas dado que os dados estão definidos em diferentes níveis para diferentes

radiossondagens. As camadas consideradas correspondem aos níveis  $z_c = \{100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1600, 1700, 1800, 1900, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000 \text{ m}\}$ .

#### 2.4.2- Reanálises ERA5

As reanálises do ERA5 são as mais recentes reanálises que substituem as reanálises do ERA- Interim. O ERA5 foi produzido usando a assimilação de dados 4-D no CY41R2 (Sistema de *ensemble* global, com código CY41R2) no Sistema de Previsão Integrado (IFS, sigla em Inglês) do ECMWF, contendo 137 níveis de sigma / pressão (modelo) híbridos na vertical, com o nível superior de 0.01 hPa. Os dados atmosféricos estão disponíveis nesses níveis e também são interpolados para 37 níveis de pressão, 16 de temperatura potencial e 1 nível de vorticidade potencial (ECMWF, 2016). Também estão disponíveis dados à superfície contendo parâmetros 2D, como precipitação, temperatura a 2m, radiação de topo de atmosfera e integrais verticais sobre toda a atmosfera. O IFS é acoplado a um modelo de solo e a um modelo de ondas oceânicas.

Foram extraídos dados horários relativos à altura de geopotencial (m), temperatura (°C) e humidade específica (kg/kg) para os meses da Estação Quente durante o período de 2008 a 2017. A área analisada corresponde à região [41.25N, 8.50W, 41.25N, 8.75W] com uma resolução espacial de 0.25° x 0.25°. Apesar de se ter extraído dados relativos à altura do geopotencial, esta só está definida à superfície. Para calcular a altura do geopotencial nos 137 níveis do modelo (*nlev*), é necessário extrair também dados referentes ao logaritmo da pressão à superfície ( $p_s$ ). Seguindo a metodologia descrita em ECMWF (2015), em primeiro lugar é necessário calcular a pressão nos níveis intermédios da camada (*'half-levels'*) através da expressão:

$$p_{k+\frac{1}{2}} = A_{k+\frac{1}{2}} + B_{k+\frac{1}{2}} p_s$$

para  $0 \leq k \leq nlev$ .  $A_{k+\frac{1}{2}}$  e  $B_{k+\frac{1}{2}}$  são constantes (obtidas em <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/137-model-levels>) que definem efetivamente a coordenada vertical e  $p_s$  é a pressão à superfície. Assim podemos obter a altura de geopotencial nos *'half-levels'* através da expressão:

$$\phi_{k+\frac{1}{2}} = \phi_s + \sum_{j=k+1}^{nlev} R(T_v)_j \ln \frac{p_{j+\frac{1}{2}}}{p_{j-\frac{1}{2}}}$$

onde  $T_v$  é a temperatura virtual definida por:

$$T_v = T(1 + 0.609q)$$

No entanto as variáveis de prognóstico são representadas nas interfaces da camada (*'full-levels'*). Assim o geopotencial pode ser obtido por:

$$\phi_k = \phi_{k+\frac{1}{2}} + \alpha_k R(T_v)_k$$

em que  $\alpha_1 = \ln(2)$  e para  $k > 1$ ,

$$\alpha_k = 1 - \frac{p_{k-\frac{1}{2}}}{\Delta p_k} \ln \frac{p_{k+\frac{1}{2}}}{p_{k-\frac{1}{2}}}$$

$$\Delta p_k = p_{k+\frac{1}{2}} - p_{k-\frac{1}{2}}$$

O cálculo do erro associado à temperatura ( $E_T$ ) e humidade específica ( $E_q$ ), em cada nível, foram calculados pelas expressões:

$$E_T = \frac{\sigma_T}{\sqrt{n_d}}$$

$$E_q = \frac{\sigma_q}{\sqrt{n_d}}$$

onde  $\sigma_T$  e  $\sigma_q$  são os desvios padrões da temperatura e humidade específica, respetivamente, para um dado nível e  $n_d$  é o número de dias com nevoeiro registado no período de tempo analisado.

Por fim, as taxas de aquecimento centradas em 1h depois e 1h antes do início dos eventos de nevoeiro ( $^{\circ}\text{C h}^{-1}$ ) foram calculadas pelas expressões:

$$\frac{\partial T}{\partial t_{h+1}} = \frac{T_{h+2} - T_h}{2}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t_{h-1}} = \frac{T_h - T_{h-2}}{2}$$



em que  $h$  corresponde à hora de início dos eventos. Como também foi considerado na análise das radiossondagens, apenas foram considerados eventos que se iniciam durante o fim do dia e durante a madrugada e início da manhã (entre as 22 e as 7h). O erro associado às taxas de aquecimento centradas em 1h depois e 1h antes do início dos eventos de nevoeiro foram obtidos por:

$$E_{h+1} = \frac{\sigma_{\frac{\partial T}{\partial t_{h+1}}}}{\sqrt{n_d}}$$

$$E_{h-1} = \frac{\sigma_{\frac{\partial T}{\partial t_{h-1}}}}{\sqrt{n_d}}$$

em que  $\sigma_{\frac{\partial T}{\partial t_{h+1}}}$  e  $\sigma_{\frac{\partial T}{\partial t_{h-1}}}$  são os desvios padrão, para cada nível, das taxas de aquecimento centradas em 1h depois e 1h antes do início dos eventos de nevoeiro.

### 3. Resultados e discussão

#### 3.1- Climatologia local dos nevoeiros

No Aeroporto Francisco Sá Carneiro, no período 2004-2017, foram identificados cerca de 567 eventos de nevoeiro, a maioria dos quais ocorreram nos meses junho, julho, agosto e setembro, com o máximo registado no mês de agosto (21.3 % dos eventos) e um mínimo no mês de novembro (1.8% dos eventos), como mostra a tabela 2. Também pode verificar-se que o nevoeiro apresenta um comportamento sazonal com um máximo de frequência no verão (de 42.8% dos eventos) e mínimo no inverno e na primavera (aproximadamente 15% dos eventos em ambas as estações do ano).

Tabela 2- Número de dias e de eventos, média mensal do número de dias e de eventos assim como percentagem mensal de eventos no Aeroporto Francisco Sá Carneiro.

Mês	Nº de dias com nevoeiro	Nº médio de dias com nevoeiro	Nº de eventos	Nº médio de eventos	Percentagem de eventos
1	39	2.8	53	3.8	9.3
2	8	0.6	11	0.8	1.9
3	33	2.4	39	2.8	6.9
4	16	1.1	23	1.6	4.1
5	18	1.3	23	1.6	4.1
6	42	3.0	54	3.9	9.5
7	52	3.7	68	4.9	12.0
8	95	6.8	121	8.7	21.3
9	87	6.2	107	7.7	18.9
10	24	1.9	33	2.6	5.8
11	10	0.8	10	0.8	1.8
12	15	1.2	25	1.9	4.4

Em relação à visibilidade dos eventos (figura 8) verifica-se que as estações do ano onde se registam os menores valores de visibilidade são no outono e no inverno. Por outro lado, o verão, em média, é caracterizado por eventos com visibilidades mais elevadas do que as restantes estações. Eventos com visibilidades inferiores a 200m são raros de acontecer, o que significa que eventos de nevoeiro denso são raros.

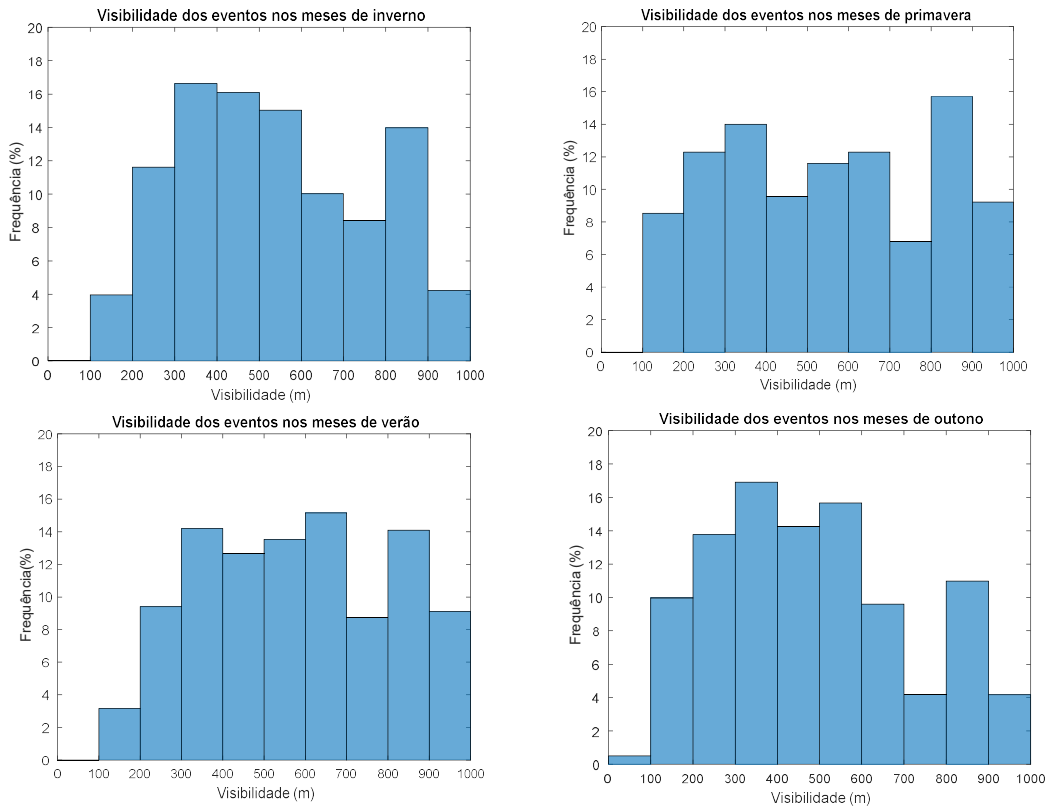


Figura 8- Visibilidade durante os eventos em cada estação do ano.

Foram identificados cerca de 89 eventos no inverno, 85 eventos na primavera, 243 eventos no verão e 150 no outono.

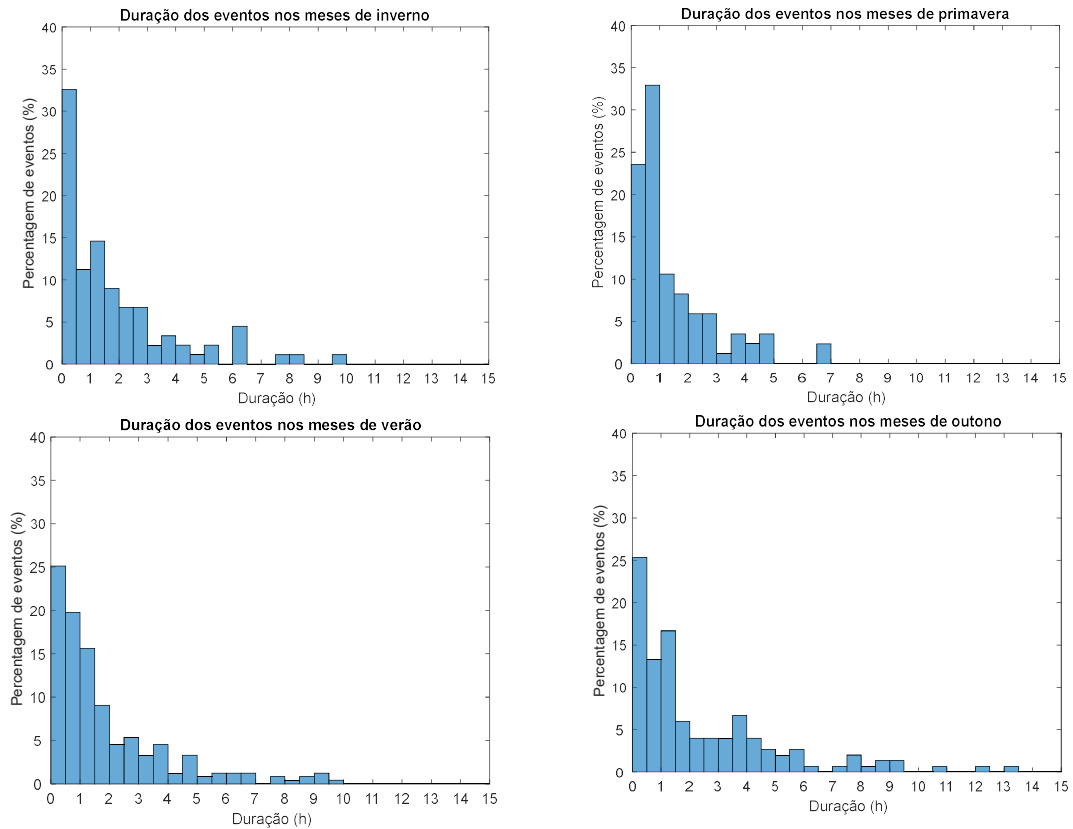


Figura 9- Duração dos eventos em cada estação do ano.

No que se refere à duração dos eventos (figura 9), verifica-se que em todas as estações do ano grande parte dos eventos são de duração curta, igual ou inferior a 1.5h, com cerca de 68% dos eventos. Em particular, no verão, cerca de 65% dos eventos têm duração igual ou inferior a 1.5h. Eventos de maior duração (igual ou superior a 5h) são raros e ocorrem sobretudo no verão e no outono, no mês de setembro.

Na figura 10 (gráfico superior) estão representadas as frequências horárias, para cada mês, dos eventos de nevoeiro, *i.e.*, a frequência de ocorrência de nevoeiro para cada hora do dia em cada mês. Como se considera que os eventos identificados no período analisado (2004-2017) são representativos dos nevoeiros no Aeroporto Francisco Sá Carneiro, assim podemos afirmar, por exemplo, que o máximo de probabilidade de ocorrência de nevoeiro é às 6h da manhã (hora UTC) em agosto com uma probabilidade de 10%. Também pode verificar-se, como já se tinha observado na tabela 2, que a maioria dos eventos ocorrem nos meses de junho, julho, agosto e setembro e que nos restantes meses a probabilidade de ocorrer nevoeiro é sempre inferior a 3% qualquer que seja a hora do dia. A figura 10 (gráfico inferior) mostra também a frequência horária, para cada mês, em que se iniciam os eventos de nevoeiro. Assim, verifica-se que o nevoeiro se inicia sobretudo durante a madrugada e início da manhã, ligeiramente depois do nascer do sol, o que coincide com o período do dia em que se verificam temperaturas mais baixas. Os gráficos da figura 10 mostram também que a ocorrência e início de eventos nevoeiros é negligenciável a partir das 10h da manhã até ao pôr-do-sol em todos os meses do ano. Isto deve-se à radiação solar que tem um papel crítico na dissipação do nevoeiro, pois a radiação solar tende a destruir ou enfraquecer a forte inversão de temperatura que existe o que leva à dissipação dos nevoeiros. Nestes gráficos observa-se, também, a influência da radiação de onda longa, que é mais importante durante a noite, com o arrefecimento radiativo de onda longa crucial na formação de nevoeiros na camada limite (Koracin et al., 2017). Este facto será explorado em secções seguintes.

Como se viu até agora, os nevoeiros ocorrem sobretudo nos meses de junho, julho, agosto e setembro com aproximadamente 60% dos eventos. Assim, nas próximas secções, estes serão os meses que vão ser analisados com maior ênfase e referidos como Estação Quente. Os gráficos de duração e visibilidade dos eventos na Estação Quente estão representados na figura 11.

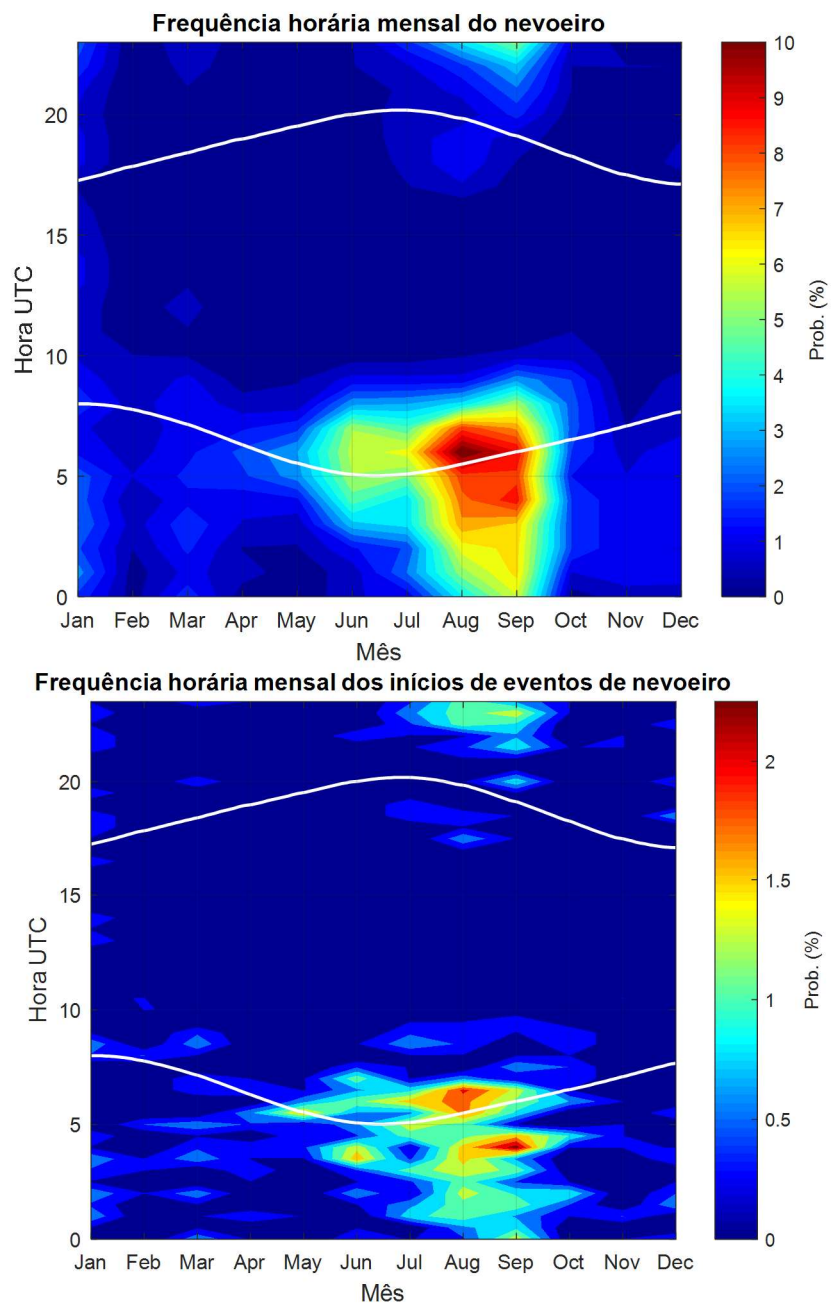


Figura 10- Frequência horária mensal dos eventos de nevoeiro (gráfico superior) e frequência horária mensal dos inícios de eventos de nevoeiro (gráfico inferior).

Linhas a branco representam a hora do nascer (linha de baixo) e do pôr-do-sol (linha de cima).

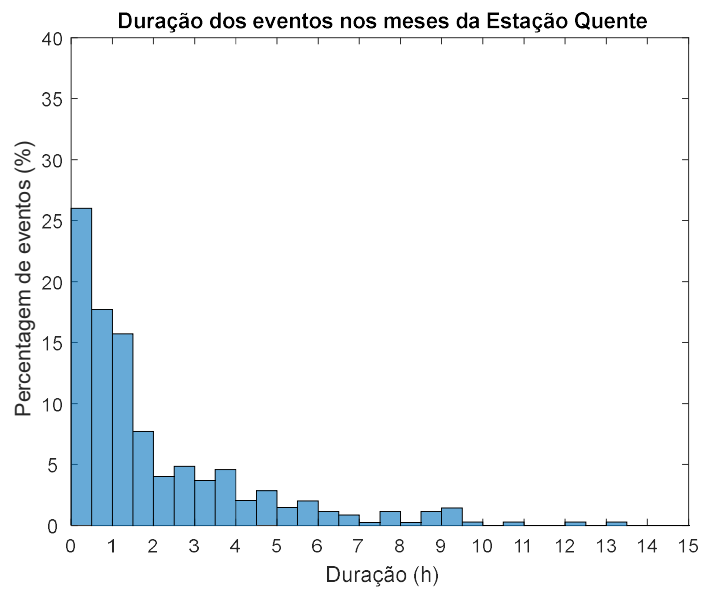
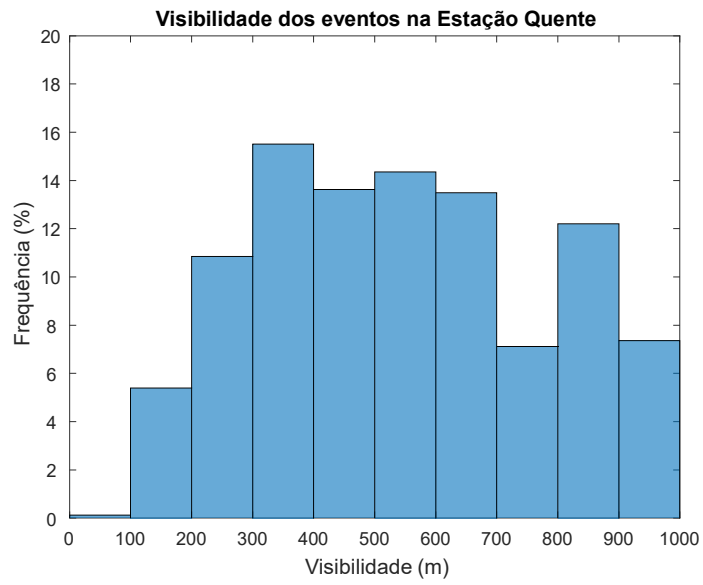


Figura 11- Visibilidade e duração dos eventos de nevoeiro na Estação Quente (junho, julho, agosto e setembro). Foram identificados cerca de 350 eventos.

### 3.2- Condições sinóticas em eventos de nevoeiro

A ocorrência e previsão de nevoeiro não tem sido bem quantificada em relação à sua distribuição espacial. Grande parte do foco tem sido em relação aos locais individuais e / ou à natureza das condições sinóticas predominantes e, em alguns casos, às condições da camada limite associada e aos parâmetros micro meteorológicos relacionados à ocorrência, intensidade e dissipação do nevoeiro. Para melhor se perceber as características do nevoeiro relacionadas com os padrões meteorológicos sinóticos, a figura 12 compara os WT's associados a eventos de nevoeiro na Estação Quente com os WT's em dias sem nevoeiro. Pode-se verificar, assim, que WT's anticiclônicos, de este e sueste são os que mais estão associados a eventos de nevoeiro, sendo que 40% dos eventos estão associados ao WT anticiclônico. Apenas 10% dos eventos de nevoeiro estão associados WT ciclônicos, provavelmente sendo nevoeiros frontais. Na figura 15, estão representados os WT's para cada estação do ano. Os resultados mostram também que o WT anticiclônico é o predominante em todas as estações do ano em eventos de nevoeiro principalmente no inverno e primavera.

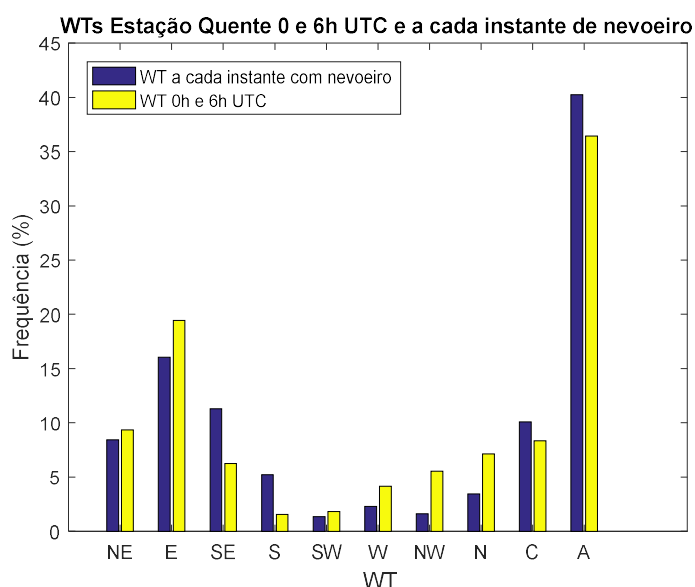


Figura 12- WT's para cada instante (sempre que reportado nos METARs) para eventos de nevoeiro e em dias sem nevoeiro na Estação Quente. Nos dias sem nevoeiro, foram considerados apenas os WT's para as 0 e 6h UTC, também da Estação Quente.

Em comparação com os WT em dias sem nevoeiro, verifica-se que a frequência do WT anticiclónico é superior em eventos de nevoeiro. Para verificar se este valor tem algum significado estatístico, foi aplicado método de Monte Carlo com objetivo de verificar se os valores de frequência têm algum significado estatístico. O método de Monte Carlo foi aplicado à matriz que contém as datas de todos os relatos de nevoeiro, na Estação Quente, permutando aleatoriamente apenas o ano cerca de 10 000 vezes entre 1979 a 2016. Em cada permutação não se repete o ano. Considera-se que os valores das frequências obtidas nos eventos de nevoeiro têm significado estatístico se esse valor for superior ao percentil 95, obtido através do método de Monte Carlo, ou inferior ao percentil 5. Os resultados, representados na figura 13, mostram que o valor da frequência do WT anticiclónico está entre os valores dos percentis 5 e 95, obtidos pelo método de Monte Carlo, o que significa que este valor de frequência não tem significado estatístico. Assim sendo, conclui-se que o valor de frequência obtido para o WT anticiclónico, em eventos de nevoeiro, deve-se a que este é o WT dominante na Estação Quente, como mostra a figura 14. Esperar-se-ia que este valor de frequência obtido para eventos de nevoeiro fosse mais elevado porque a estabilidade atmosférica favorece a formação de nevoeiros (por exemplo, Leipper 1994), estando, no entanto, o valor de frequência acima do 3º quartil. Apenas os valores de frequência dos WT direcionais de sueste e sul têm significado estatístico sendo, assim, os WTs que mais favorecem a ocorrência de nevoeiros, estando, no entanto, associados a uma pequena percentagem de eventos. Do mesmo modo, os WTs de oeste, noroeste e norte não favorecem a ocorrência de nevoeiros. Assim, apesar do valor de frequência do WT anticiclónico não ter significado estatístico, não se pode rejeitar a hipótese de que o WT anticiclónico não favorece a formação de nevoeiros pois os outros WTs também não favorecem a formação de nevoeiros (exceto WTs de sueste e sul).



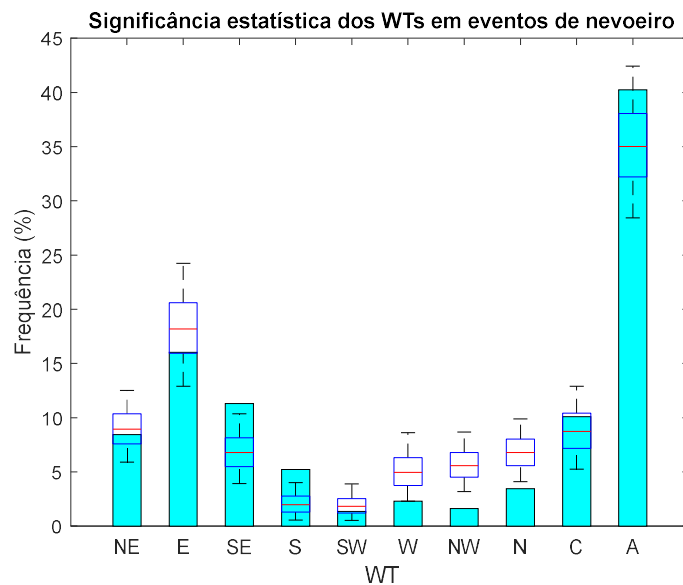


Figura 13- Diagrama de quartis (*Boxplots*) para cada WT em cada instante para eventos de nevoeiro na Estação Quente.

*Boxplots* obtidos através do método de Monte Carlo. 'Whiskers' correspondem aos percentis 5 e 95. Barras verticais azuis correspondem aos WTs para cada instante com nevoeiro.

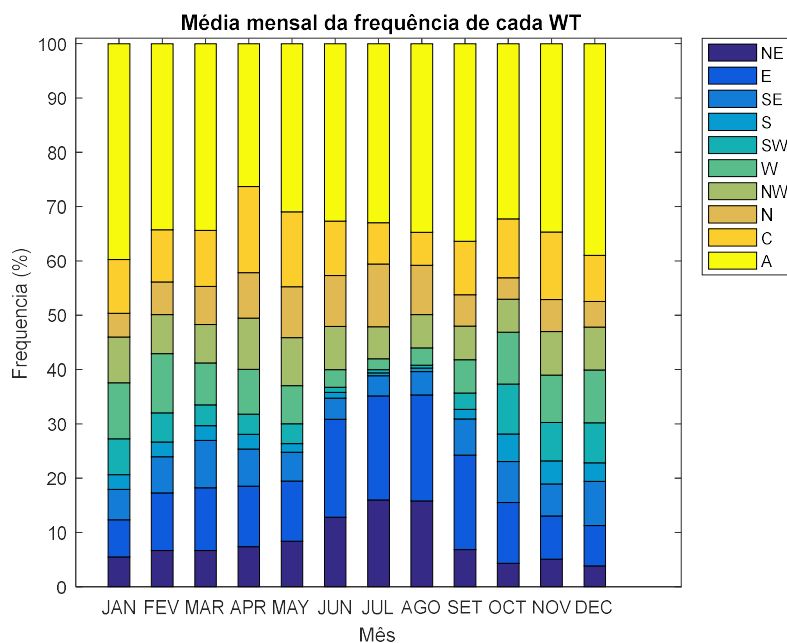


Figura 14- Média da frequência mensal dos WTs para cada mês baseada em WTs diários entre 1979 a 2017.

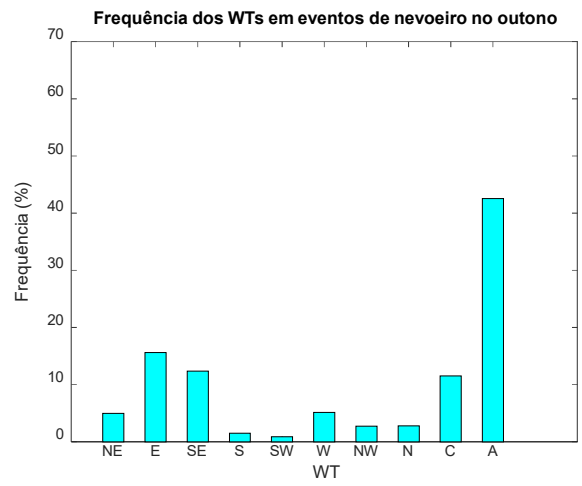
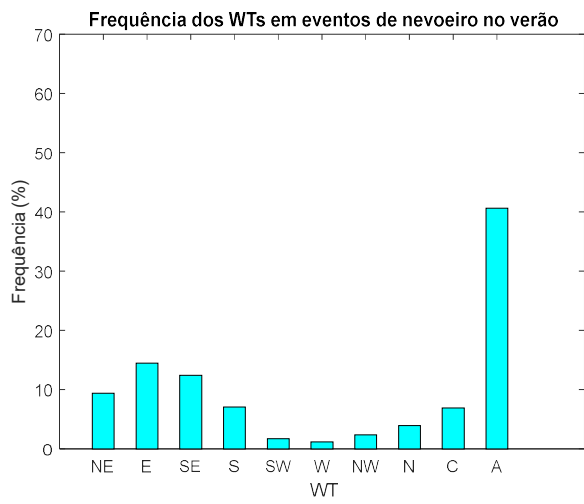
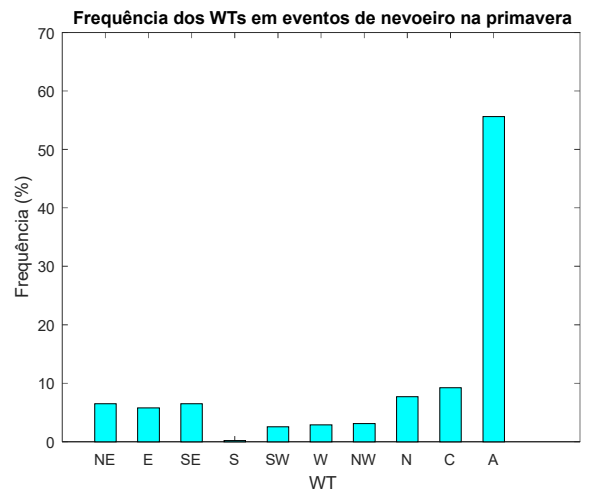
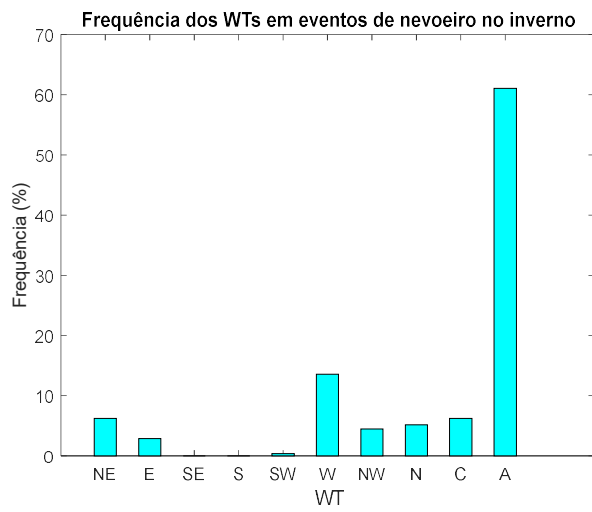


Figura 15- Frequências dos WTs para cada estação do ano.

Na figura 16 estão representados diagramas de quartis (Boxplots) da temperatura, intensidade do vento e das humidades específica e relativa para cada WT às 0 e 6h UTC, com o objetivo de verificar a razão pela qual um dado WT favorece ou não a formação de nevoeiros. Assim, os WTs que favorecem a formação de nevoeiros são caracterizados, por exemplo, por temperaturas relativamente elevadas e ventos fracos. Os WTs que não favorecem eventos de nevoeiro são caracterizados por temperaturas relativamente mais baixas e ventos calmos. Os resultados da figura 16, em relação à temperatura e humidades específica e relativa não explicam a razão pela qual WTs de sueste e sul favorecerem a formação de nevoeiros nem a razão por que os WTs de oeste, noroeste e norte não favorecem a formação de nevoeiros. Por exemplo, os WTs de sueste e sul têm valores de humidade relativa baixos. Atendendo a que estes WTs favorecem muito a formação de nevoeiros, esperar-se-ia que fossem caracterizados por humidade relativa elevada. Por outro lado, os WTs de oeste, noroeste e norte são caracterizados por humidade relativas elevadas, mas não favorecem a formação de nevoeiros. Também foram analisadas as temperaturas mínimas observadas em cada WT com o objetivo de verificar se WTs que não favorecem a formação de nevoeiros são caracterizados por temperaturas mínimas mais elevadas que os WTs que mais favorecem a formação de nevoeiros. Os resultados (figura 17), mais uma vez, não explicam a razão do favorecimento de formação de nevoeiro pelos WTs de sueste e sul. O único parâmetro que pode explicar os resultados discutidos anteriormente é a intensidade do vento. Os WTs que mais favorecem a formação de nevoeiro são caracterizados por ventos calmos, como seria de esperar pois ventos fortes não favorecem a formação de nevoeiro, porque induzem turbulência e mistura fortes extensa na camada limite.

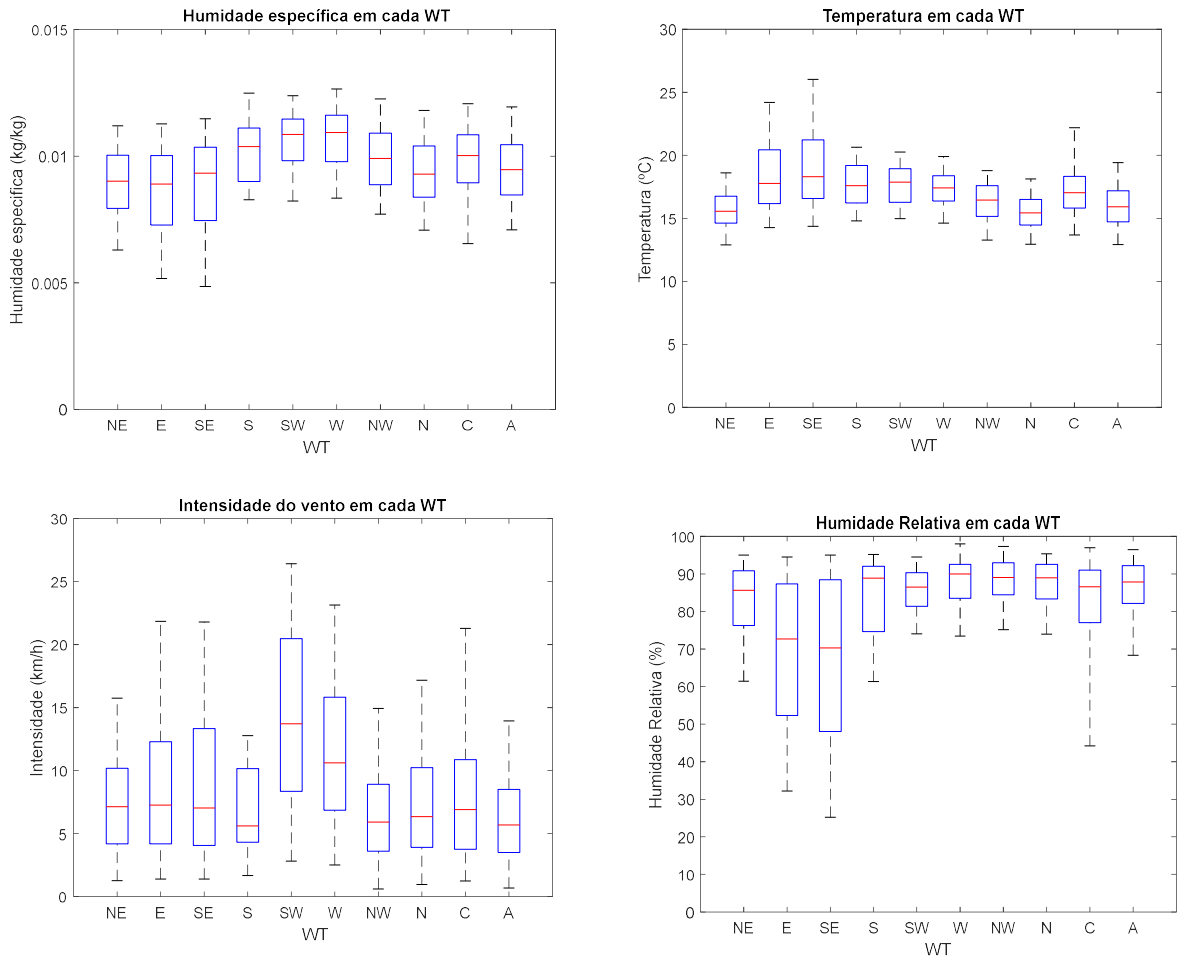


Figura 16- Boxplots para da temperatura, intensidade do vento, e humidades específica e relativa para cada WT às 0 e 6h UTC durante a Estação Quente utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras.

'Whiskers' correspondem aos percentis 5 e 95.

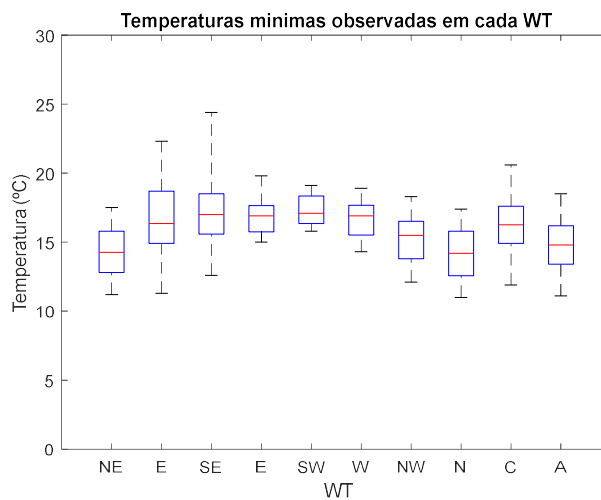
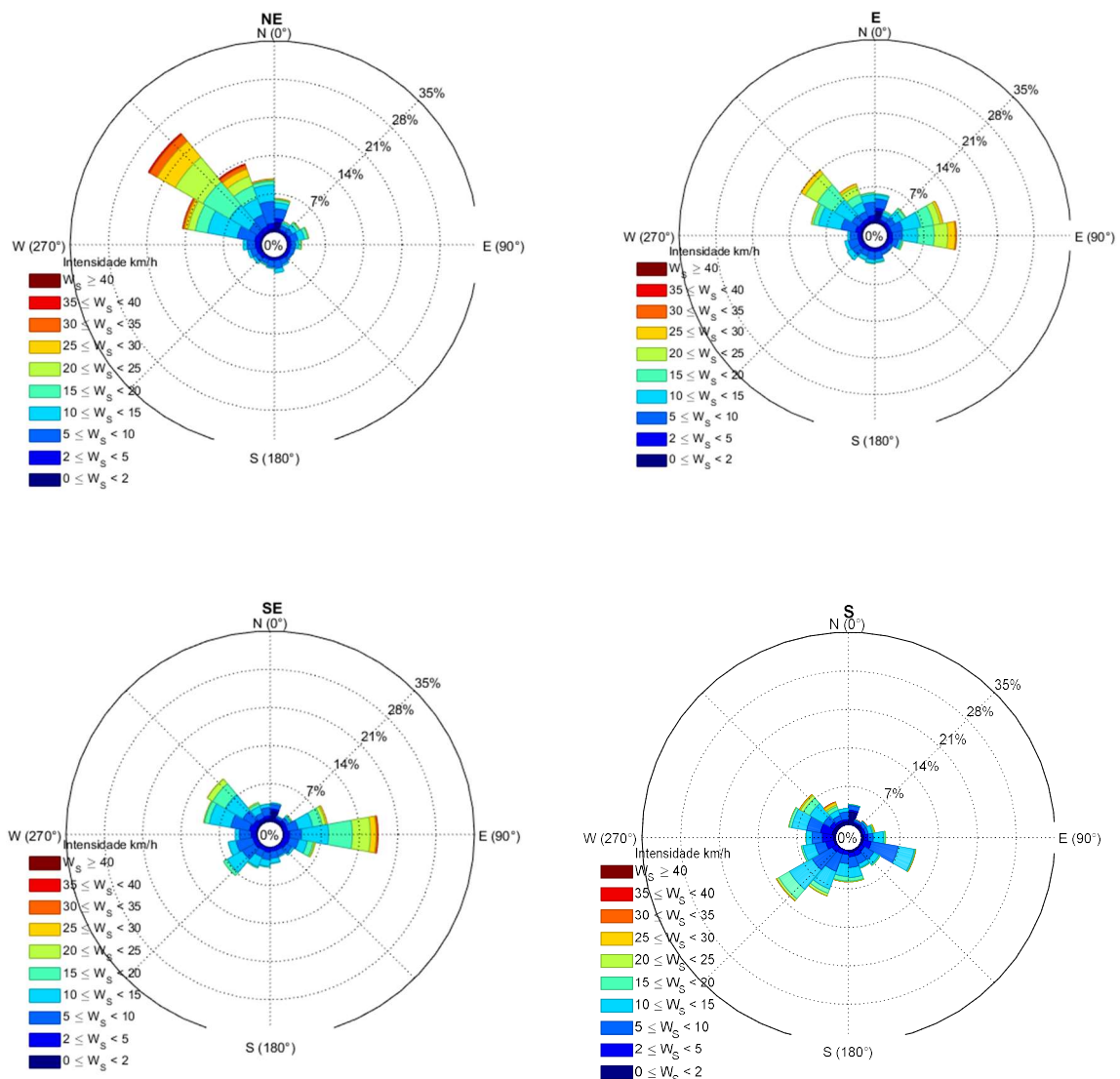


Figura 17- Boxplots das temperaturas mínimas observadas em cada WT entre as 0 e 6h UTC durante a Estação Quente utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras.

'Whiskers' correspondem aos percentis 5 e 95.

Com o objetivo de identificar diferenças no padrão do vento em WT's que favorecem ou não a formação de nevoeiros foram calculadas rosas-dos-ventos para cada WT (figura 18). Pode-se verificar, em primeiro lugar, que o vento local é diferente do vento sinótico, o que indica que existe localmente uma circulação do vento que se sobrepõe ao vento sinótico. Para confirmar esta hipótese foram também calculadas as rosas-dos-ventos para cada WT mas em Viana do Castelo (figura 19). De facto, os resultados mostram que para um mesmo WT existem diferenças entre as duas estações, em particular na intensidade dos ventos de noroeste. Como resultado dessa circulação local, muitos WT's têm uma forte componente de direção do vento de noroeste, que será devida à brisa marítima. Como se verá na secção 3.4 ao aproximar da hora de início dos eventos existe uma rotação do vento. Pode observar-se que para os WT's mais favoráveis à ocorrência de nevoeiros, os ventos não têm uma direção predominante, ao contrário do que se observa em WT's que não favorecem a formação de nevoeiros.



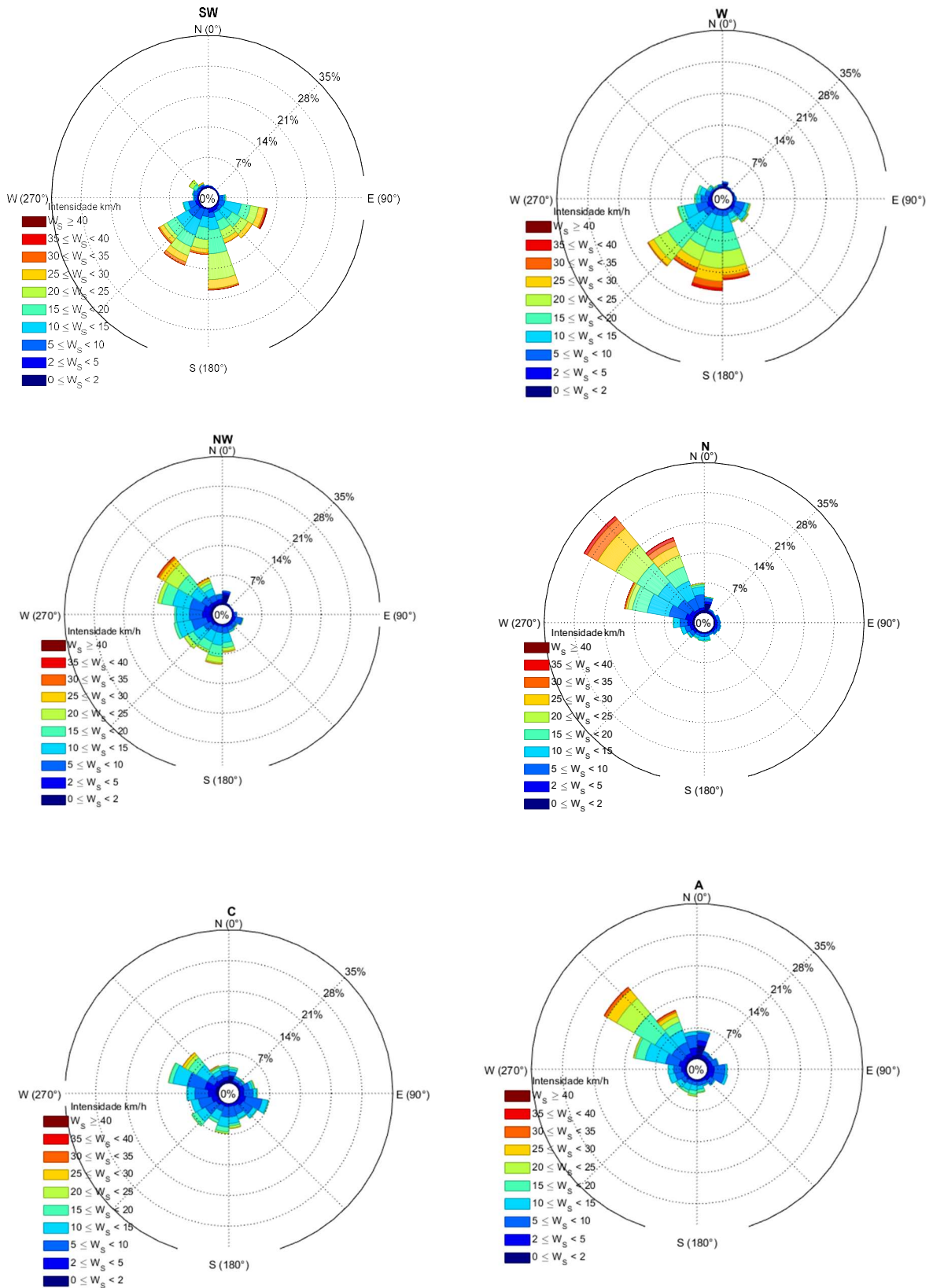
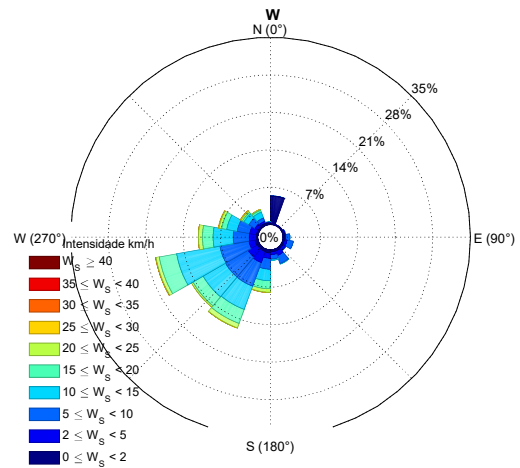
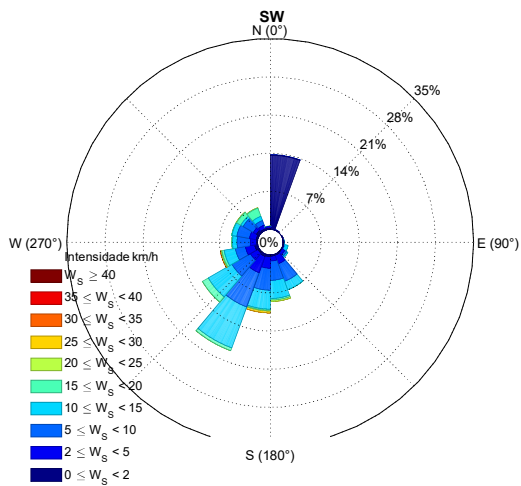
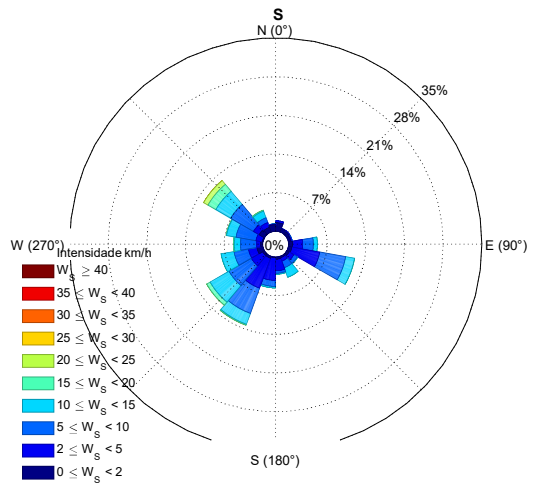
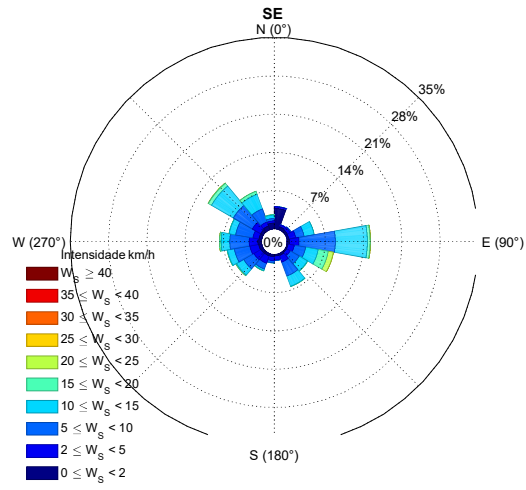
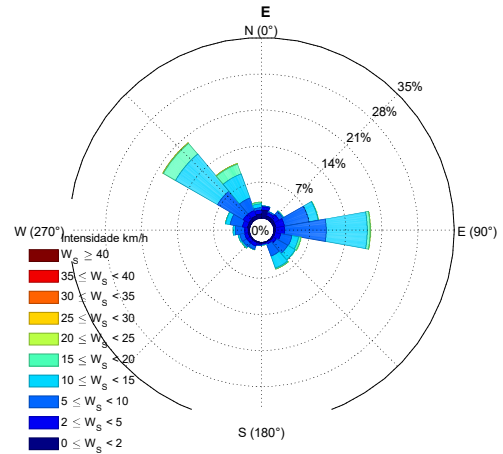
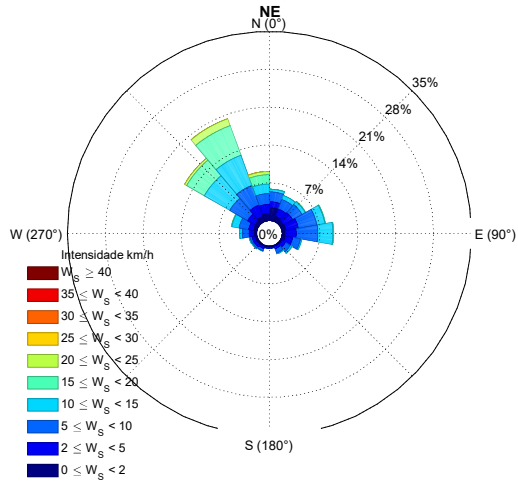


Figura 18- Rosas-dos-ventos para cada WT durante a Estação Quente, utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras.

Foram consideradas os WTs diários e a intensidade e direção do vento ao longo do dia correspondente.



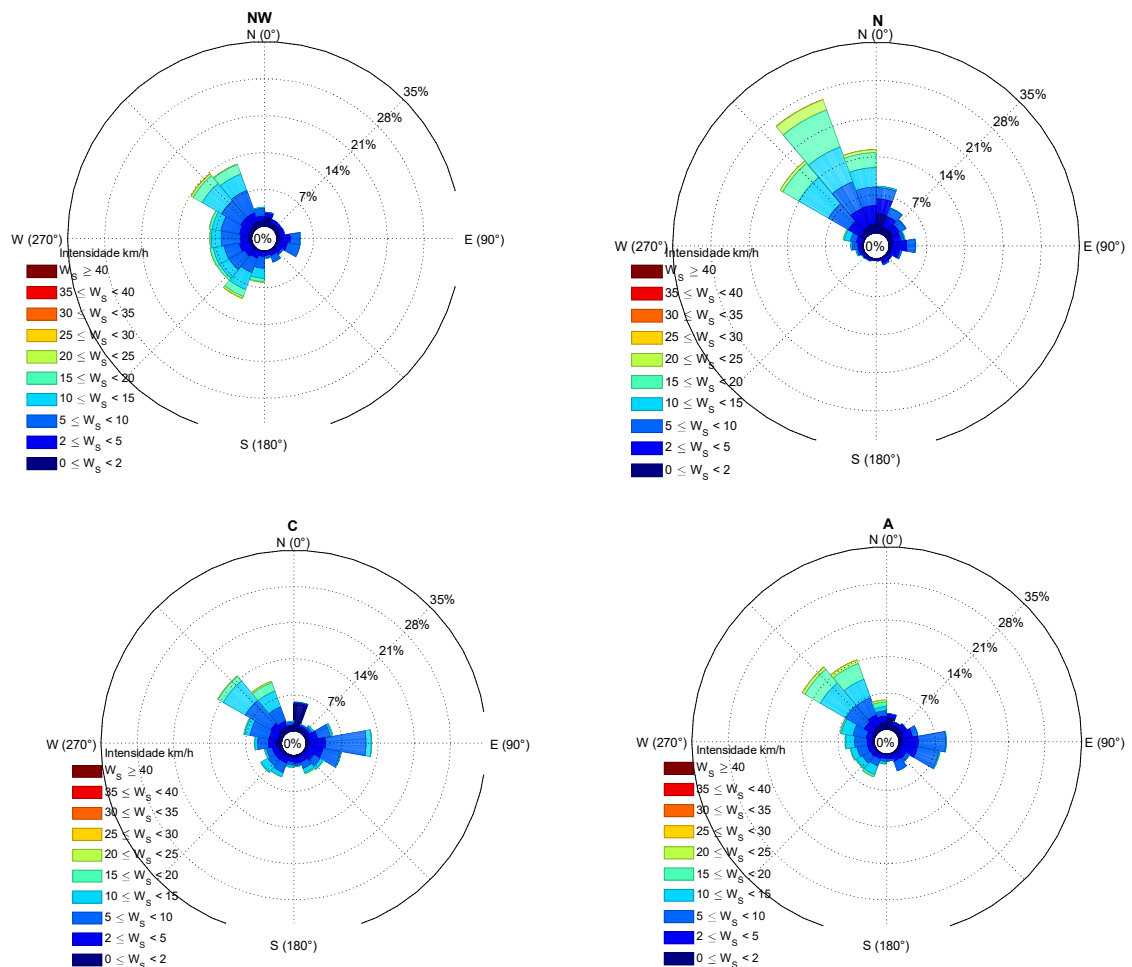


Figura 19- Rosas-dos-ventos para cada WT durante a Estação Quente utilizando os dados de Viana do Castelo, Estação meteorológica de Chafé.

Foram consideradas os WTs diários e a intensidade e direção do vento ao longo do dia correspondente.

Em relação à pressão à superfície em eventos de nevoeiro, os resultados, representados na figura 20, mostram que, de um modo geral, a situação sinóptica caracteriza-se por um anticiclone intenso, com pressão atmosférica no núcleo tipicamente entre 1024 a 1028hPa e centrado próximo do Arquipélago dos Açores, que se estende em crista para a Península Ibérica e pela depressão térmica localizada na Península Ibérica. Note-se, também, que os gradientes de pressão na região de Portugal Continental são suaves o que significa que o vento sinótico é fraco.



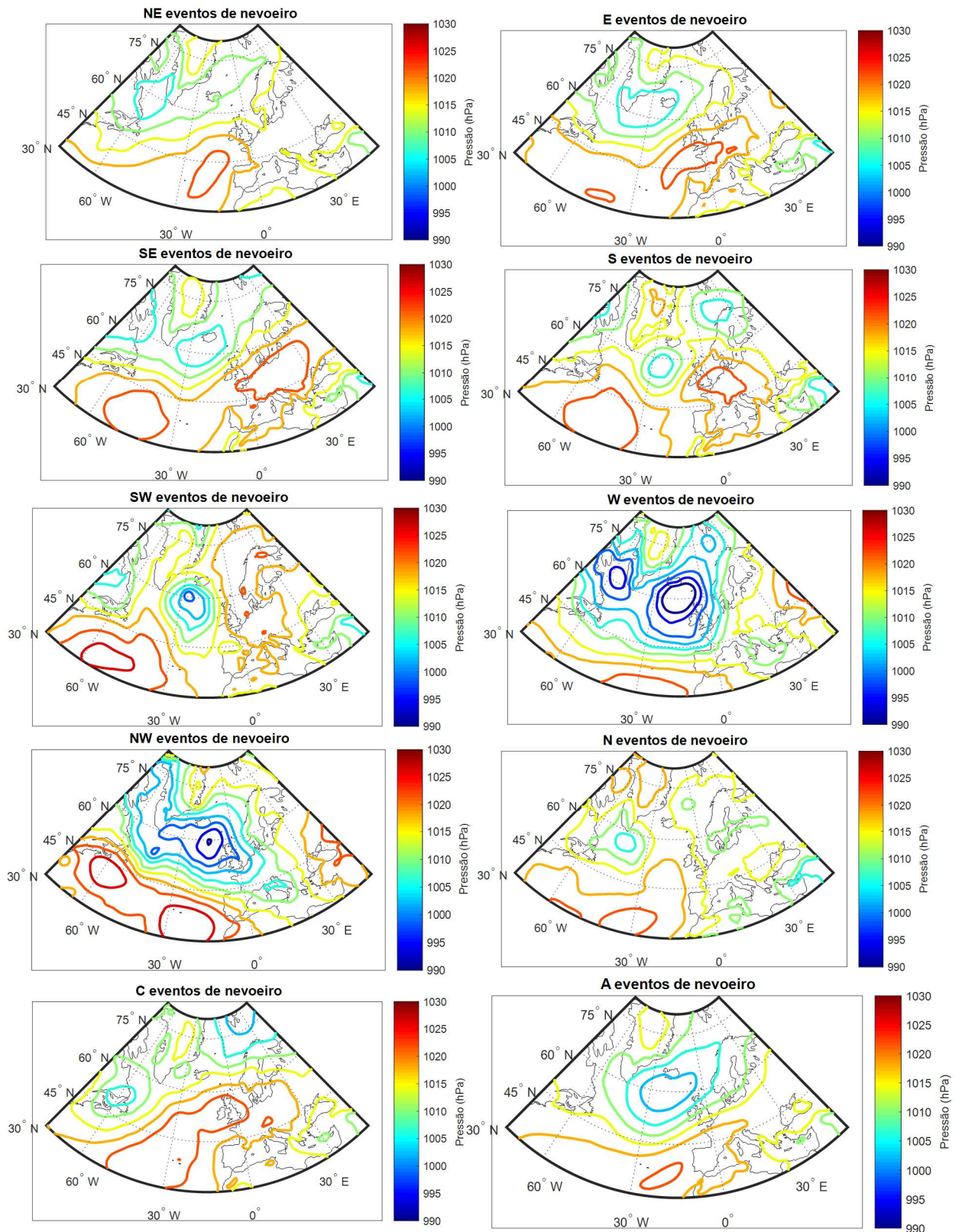


Figura 20- Compósitos da pressão ao nível médio do mar em eventos de neveiro para WT puros.

Intervalos de contornos de 4 hPa.

No que se refere à duração dos eventos em cada WT (figura 21, gráfico inferior) verifica-se que eventos associados a WT anticiclónicos são, em geral, curtos com duração média de 1.6h. Em média, os WTs que favorecem eventos mais longos são os de sueste, sul e sudoeste, apesar do número de eventos associados a estes WT ser reduzido. Atendendo ao valor do percentil 95 em cada WT conclui-se que os eventos de maior duração (igual ou superior a 5h) podem ocorrer em qualquer WT, exceto naqueles que não favorecem a formação de nevoeiro. Quanto à visibilidade dos eventos em cada WT (figura 21, gráfico superior), os resultados mostram que os WTs de nordeste, noroeste e oeste são aqueles que favorecem eventos com visibilidades mais reduzidas. Por outro lado, WTs de sul e sudoeste estão, em média, associados a eventos de visibilidades mais elevadas.

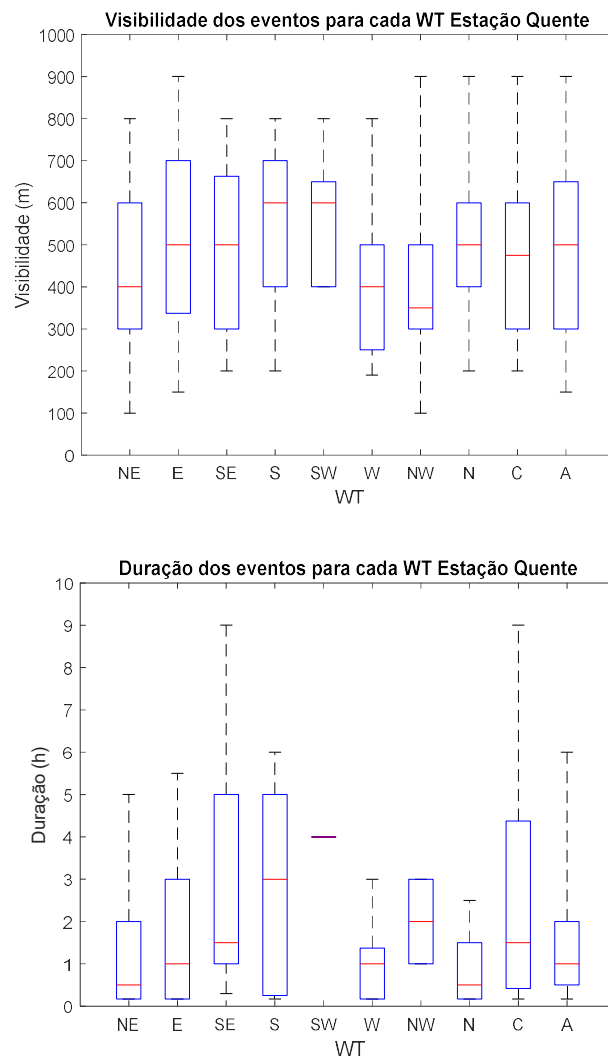


Figura 21- *Boxplots* de visibilidade e duração de eventos de nevoeiro em WTs puros na Estação Quente.

'Whiskers' indicam os valores dos percentis 5 e 95.

### 3.3- Retro trajetórias das parcelas de ar

A origem das parcelas nos eventos de nevoeiro foi estimada calculando as retro trajetórias a partir do instante do início dos eventos de nevoeiro. As retro trajetórias foram então classificadas em três diferentes *clusters*. Os resultados do agrupamento das retro trajetórias em eventos de nevoeiro na Estação Quente estão representados na figura 22, assim como a média da retro trajetória em cada *cluster*. O número de *clusters* escolhido foi aquele que, por um lado, melhor divide as retro trajetórias e, por outro lado, garante um número de retro trajetórias em cada *cluster* que permita fazer uma análise estatística com alguma robustez.

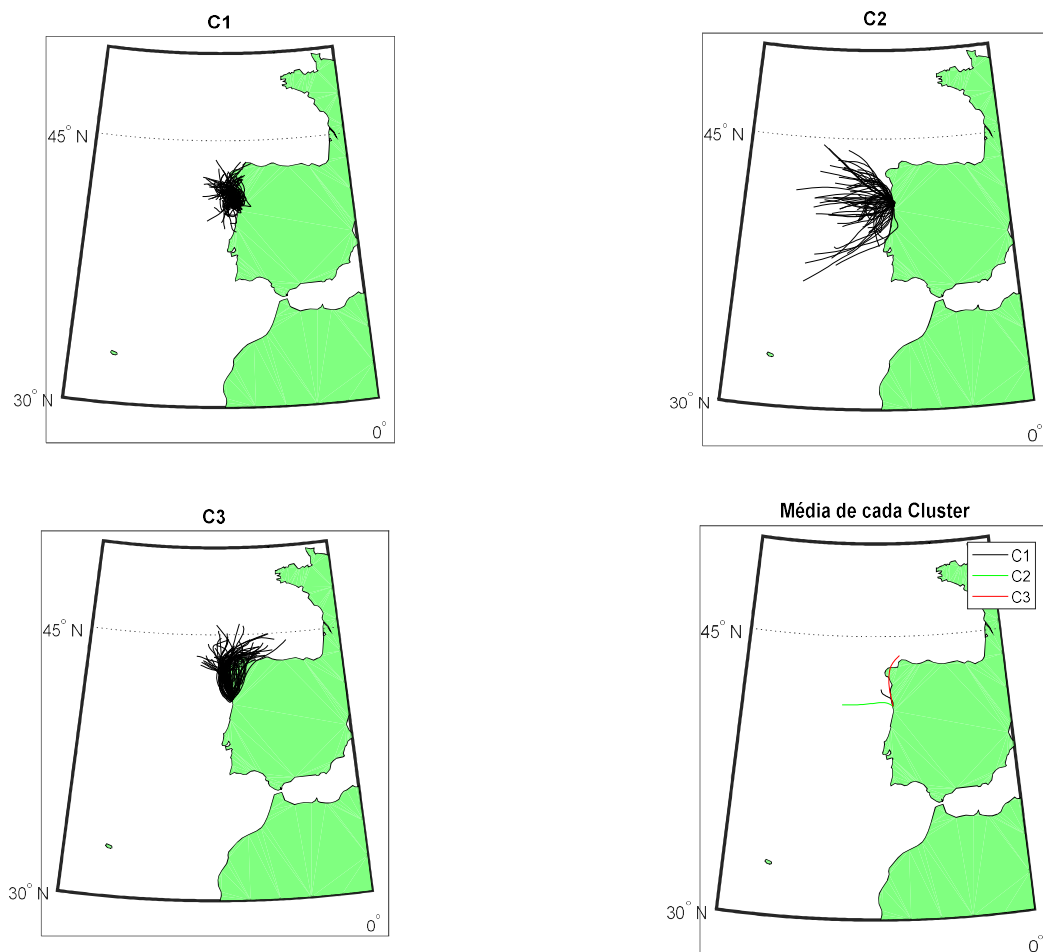


Figura 22- Retro trajetórias nas 24h antes do início de eventos de nevoeiro durante a Estação Quente em cada *cluster* e média das retro trajetórias.

(C1= Cluster 1, C2= Cluster 2, C3= Cluster 3). O C1 é formado por 95 retro trajetórias, o C2 contém 67 e o C3 contém 84 retro trajetórias.

O *cluster* 1 contém cerca de 39% das retro trajetórias e representa as parcelas de ar que ao longo das 24h antes do início dos eventos se encontram nas proximidades do Porto. Em comparação com os outros *clusters*, as retro trajetórias do *cluster* 1 têm um deslocamento menor e têm um percurso irregular. O *cluster* 2 é aquele que contém menos retro trajetórias, cerca de 27%, e representa as parcelas de ar que provêm essencialmente de oeste/noroeste. Finalmente, o *cluster* 3 possui cerca de 34% das retro trajetórias e representa, essencialmente, as parcelas de ar que vêm de norte/nordeste, inicialmente estando no Golfo da Biscaia, deslocando-se depois para sul/sudoeste, mantendo-se sempre próximas do litoral até atingirem o Porto. Assim, em eventos de nevoeiro, as parcelas de ar que os originam têm, em média, estas três direções preferenciais tal como representado na figura 22 (gráfico referente à média). Não foram encontradas retro trajetórias que tenham direções muito diferentes das direções preferenciais.

Durante todo o percurso analisado, as retro trajetórias mantem-se, em geral, sempre à superfície ou a uma altitude muito baixa. Retro trajetórias que ao longo do seu percurso atingem altitudes mais elevadas são raras e, quando acontece, é sobre terra. Assim, pela análise da figura anterior, pode-se verificar que todas as retro trajetórias durante todo ou em parte do seu percurso interagem com a superfície do mar. Para verificar se a temperatura da água do mar tem alguma influência na formação dos nevoeiros, na figura 23, estão representados os gráficos da temperatura da água do mar ao longo de cada retro trajetória para cada *cluster*. Assim, no *cluster* 1 as parcelas de ar atravessam regiões onde a temperatura da água do mar é aproximadamente constante até 10h antes de se iniciarem os eventos no Porto. Durante as 10h antes do início dos eventos, verifica-se que as parcelas de ar começam a atravessar regiões onde, em média, a temperatura da água do mar começa a descer. Neste *cluster*, a variação de temperatura da água na superfície do mar percorrida pelas parcelas de ar, durante as 24h antes de se iniciarem os eventos no Porto, ao longo dos trajetos é de aproximadamente 2°C. No *cluster* 2, 15h antes de se iniciarem os eventos, verifica-se que as parcelas de ar entram numa região onde se verifica uma descida mais acentuada da temperatura da água do mar. Como estas retro trajetórias vêm de oeste, inicialmente, deverão estar em contacto com águas mais quentes e começam a atravessar águas com temperatura sucessivamente mais frias e por isso o grande arrefecimento que se verifica, em cerca de 3.5°C. Finalmente, no *cluster* 3, verifica-se que as parcelas de ar, 15h antes de se iniciarem os eventos,

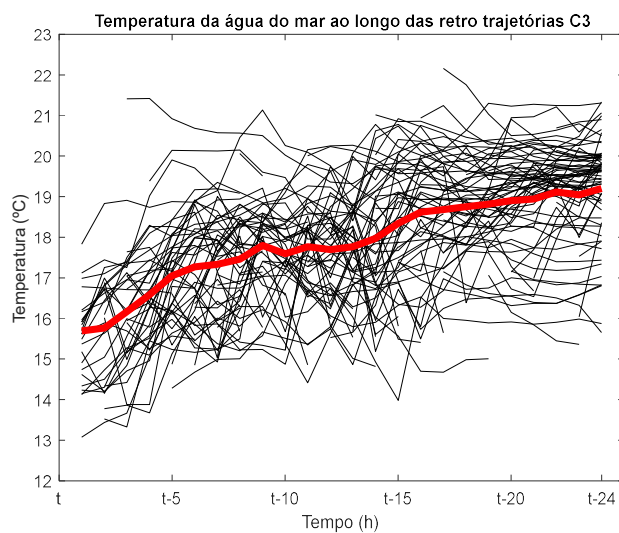
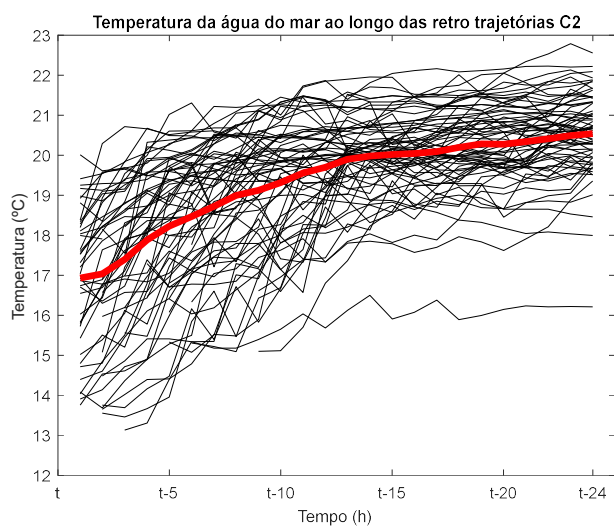
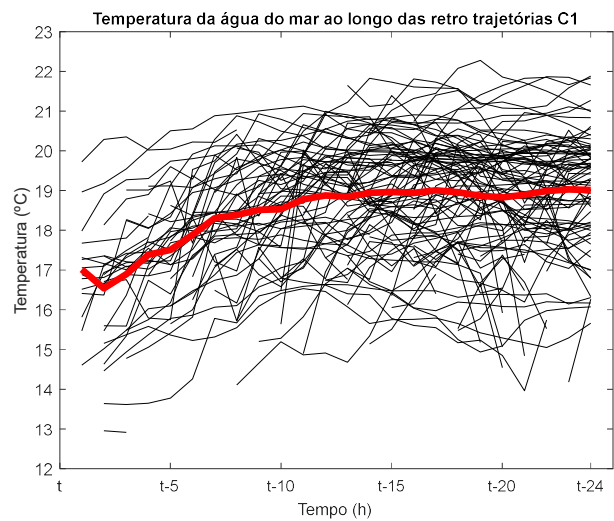


Figura 23 – Gráficos de spaghetti da temperatura da água do mar ao longo das retro trajetórias, desde as 24 horas antes de se iniciarem os eventos (t-24) até à chegada à costa.

Linhas a vermelho representam a média da temperatura da água do mar sobre todas as retro trajetórias de cada *cluster*.

entram em contacto com águas sucessivamente mais frias. Neste *cluster*, verifica-se que a diferença de temperatura da água do mar percorrida pelas parcelas de ar 24h antes de se iniciarem os eventos até à chegada à costa são de aproximadamente 3°C. Em suma, em todos os *clusters*, verifica-se que as parcelas de ar, à medida que se aproxima da hora do início dos eventos no Porto, entram em contacto com águas cada vez mais frias. Este facto pode resultar num arrefecimento das massas de ar, inicialmente quentes e húmidas, e ao arrefecerem perdem a capacidade de reter vapor, haverá condensação e posterior formação de nevoeiro. Outros processos que atuam em simultâneo com este serão discutidos nas próximas secções, mas a interação das parcelas de ar com águas mais frias é um fator crítico para a formação dos nevoeiros de advecção (Koracin et al., 2017).

Em relação à visibilidade dos eventos de nevoeiro em cada *cluster* (figura 24), verifica-se que não existem diferenças significativas nos valores de visibilidade entre os *clusters* ou seja, nenhum *cluster* favorece eventos com visibilidades mais reduzidas ou mais elevadas. Em relação à duração dos eventos em cada *cluster* (figura 25), também não existem diferenças significativas nos valores entre os *clusters*, *i. e.*, nenhum *cluster* favorece a ocorrência de eventos mais longos ou mais curtos.

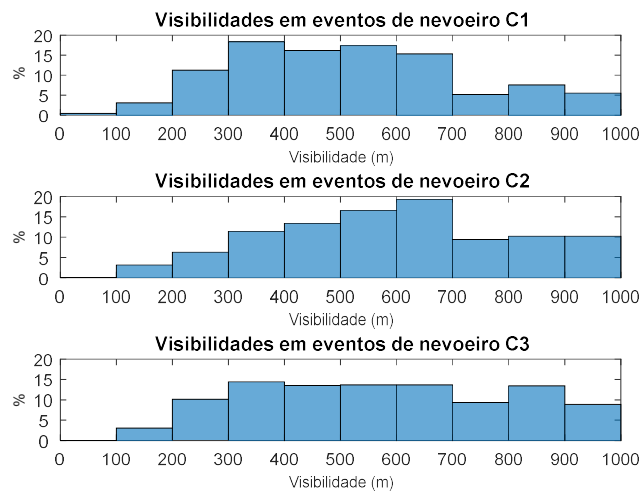


Figura 24- Frequência das visibilidades dos eventos de nevoeiro em cada *cluster*.

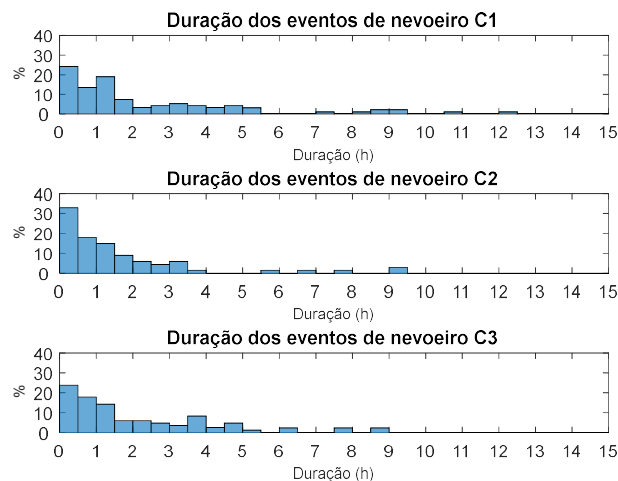


Figura 25- Duração dos eventos de nevoeiro em cada *cluster*.

Na figura 26 estão representadas as horas de início de eventos para cada *cluster*. Nos *clusters* 1 e 3 pode-se observar que os eventos se iniciam durante a noite e início da manhã com pico às 6h da manhã, como já se tinha visto na figura 10. Nestes *clusters*, muito poucos eventos têm início depois das 8h até ao pôr-do-sol. No entanto, no *cluster* 2 observa-se que os eventos se iniciam em qualquer hora do dia o que sugere que o arrefecimento radiativo de onda longa não é tão importante na formação de nevoeiros no *cluster* 2 como será para a formação de nevoeiros dos *clusters* 1 e 3. Isto sugere que a advecção sobre a superfície, fria junto à costa, será o fator preponderante para a formação de nevoeiros no *cluster* 2.

A frequência dos WTs em cada *cluster* está representada na figura 27. Os WTs anticiclónicos são dominantes em qualquer um dos *clusters*, especialmente no *cluster* 2 onde 60% dos eventos são associados a este WT. As diferenças entre cada *cluster* estão sobretudo nos WTs direcionais, onde estes tendem a ser de direções próximas das direções preferenciais das retro trajetórias. Por exemplo, os WTs direcionais no *cluster* 2 são de oeste, noroeste e norte sendo a direção preferencial de oeste. Assim os WTs direcionais, para cada *cluster*, estão de acordo com as direções preferenciais das retro trajetórias, como seria de esperar, pois ambos são fenómenos de escala sinótica.



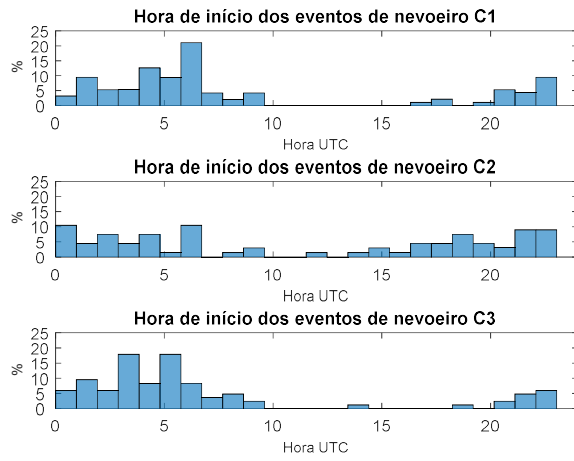


Figura 26- Hora de início dos eventos de neveiro em cada *cluster*.

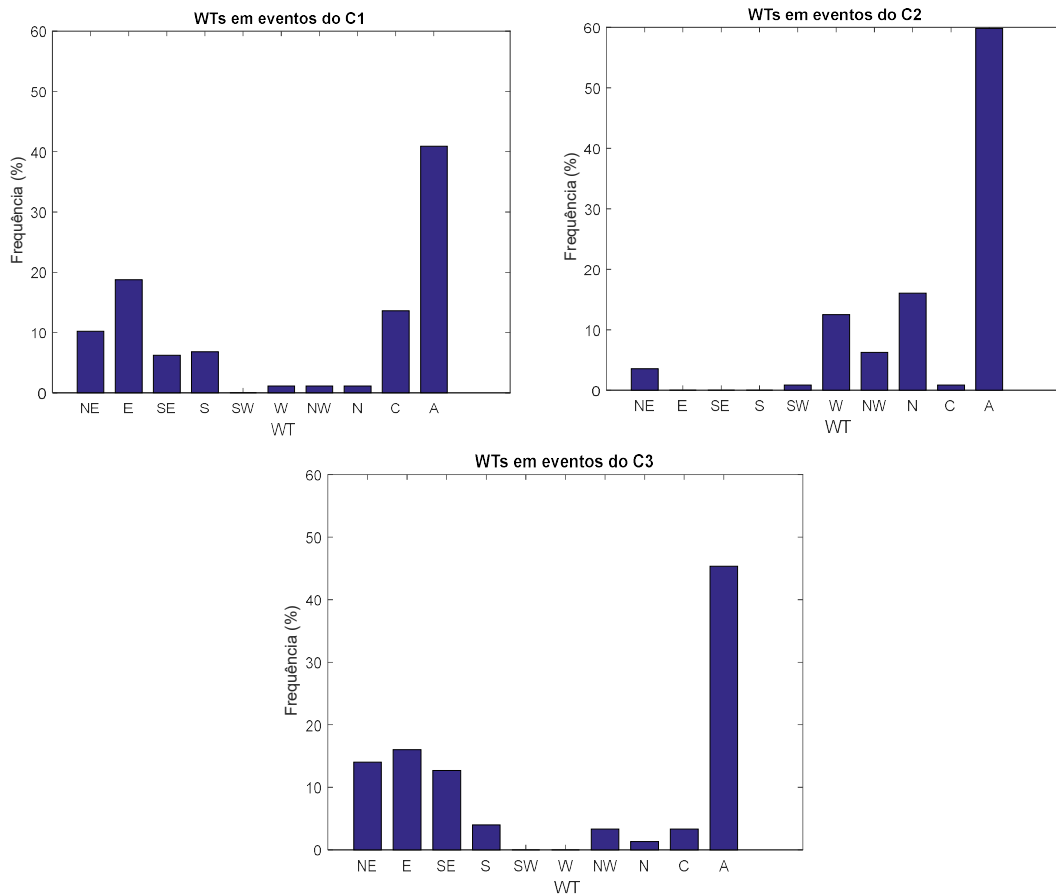


Figura 27- WTs dos eventos de neveiro em cada *cluster*.



No que se refere à direção e intensidade do vento, os resultados, representados na figura 28, mostram que, quanto à intensidade do vento, independentemente do *cluster*, os eventos de nevoeiro estão associados predominantemente a ventos fracos, tipicamente inferiores a 10km/h. Os valores máximos de intensidade do vento em eventos de nevoeiro estão entre 20 a 25km/h e verificam-se sobretudo em eventos do *cluster 2*. Em relação à direção do vento, pode-se verificar que esta varia de acordo com o *cluster*. No *cluster 1*, a direção do vento é sobretudo de norte/noroeste; no *cluster 2* de noroeste e no *cluster 3* de sudoeste e também noroeste. Estas direções do vento são ligeiramente diferentes das direções preferências das retro trajetórias, especialmente no *cluster 3* devido à circulação local do vento, como já foi discutido na secção anterior.

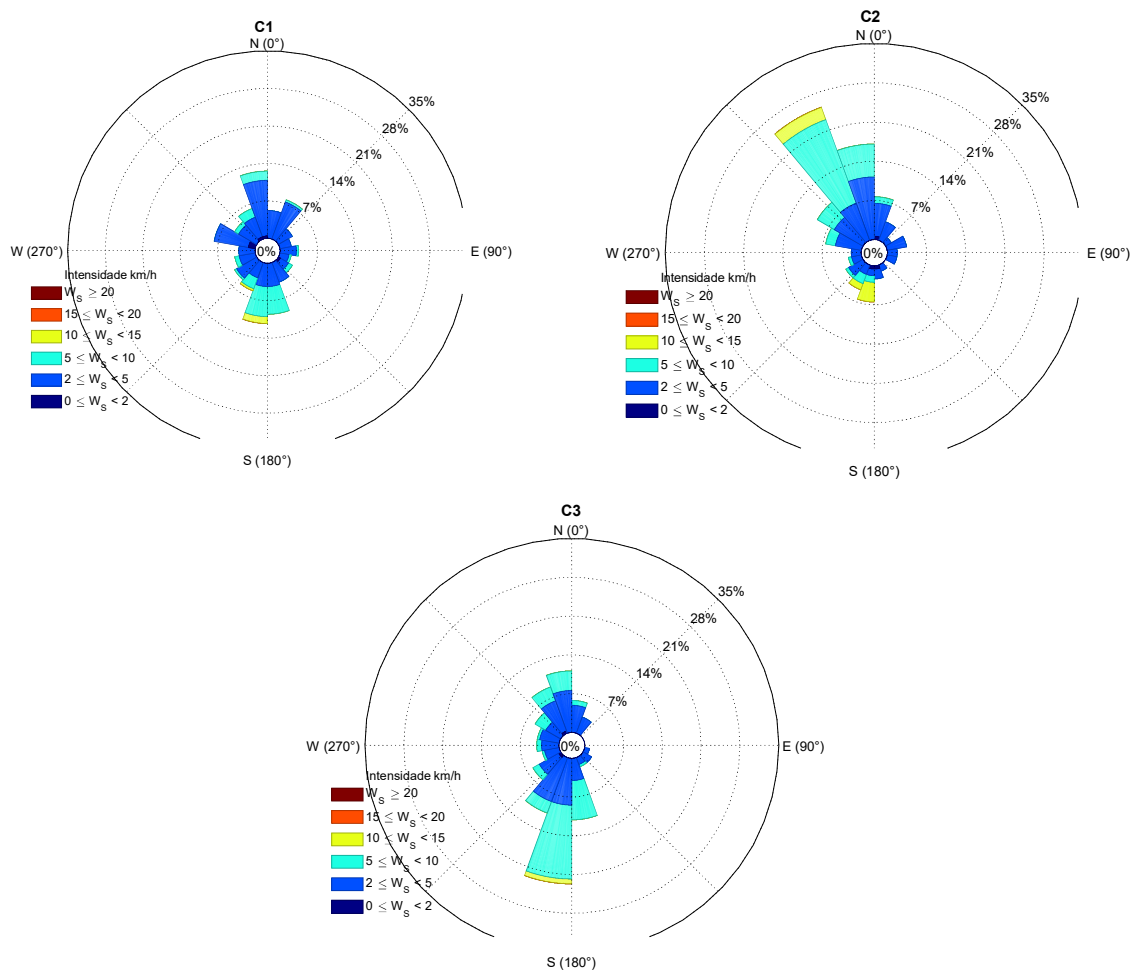


Figura 28- Rosas-dos-ventos para cada *cluster* utilizando os dados da Estação meteorológica das Pedras Rubras.

### 3.4- Efeito da brisa marítima

Apesar das brisas poderem ocorrer durante todo o ano, é no verão que se observam mais frequentemente e quando a sua intensidade é maior e podendo penetrar dezenas de quilómetros em terra (Salgado, 2005). As brisas marítimas formam-se durante o dia quando a temperatura da terra é mais elevada que a temperatura do mar (por exemplo, Coutinho 1995). Assim, será de esperar que durante a noite se verifique um enfraquecimento da intensidade do vento, independentemente de se formar nevoeiro ou não. Na figura 29 está representada evolução da intensidade do vento em 3 momentos distintos: 12 a 6h antes de se formarem nevoeiros; nas 6h que antecedem a formação de nevoeiros, e entre 1h antes a 1h depois da formação de nevoeiros. Os resultados mostram que, à medida que se aproxima a hora de início dos nevoeiros, há um enfraquecimento da intensidade do vento. Entre as 12 e as 6h antes de se iniciarem os eventos, verifica-se que a intensidade do vento típica está compreendida entre os 10 e 20km/h, baixando para valores entre 5 a 10km/h entre as 6h antes e o início dos eventos. No período entre 1h antes a 1h depois do início dos eventos verifica-se que a intensidade do vento típica está entre os 2 e os 10km/h. Assim, à medida que se aproxima a hora de início dos eventos de nevoeiro, há um deslocamento do pico das frequências para valores da intensidade do vento menores, o que favorece a formação de nevoeiros.

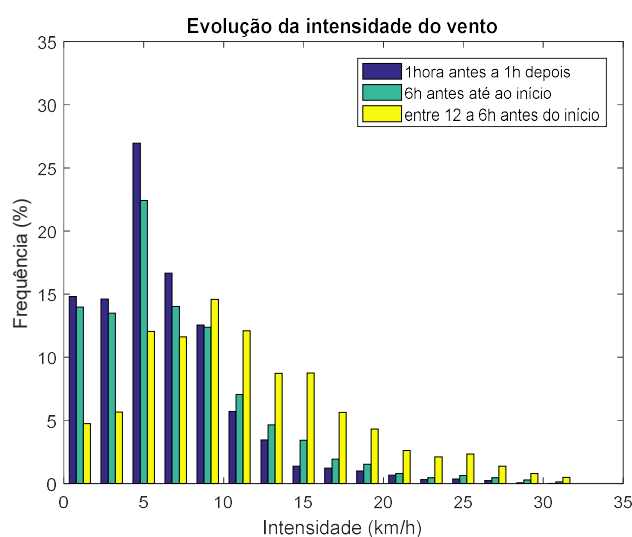


Figura 29- Evolução da intensidade do vento em três períodos distintos para eventos de nevoeiro na Estação Quente.

Período de 12 a 6h antes de se iniciarem os eventos representado a amarelo, período durante as 6h que antecedem o início dos eventos representado a verde e período entre 1h antes a 1h depois de se iniciarem os eventos representado a azul.

Para verificar se os valores de intensidade do vento obtidos têm algum significado estatístico, foi aplicado o método de Monte Carlo (figura 30). O método de Monte Carlo foi aplicado à matriz que contém as datas de todos os relatos de nevoeiro, na Estação Quente, permutando aleatoriamente apenas o ano cerca de 1000 vezes entre 2004 a 2017 e extraíndo os valores da intensidade e direção do vento para os três períodos distintos nas novas datas geradas aleatoriamente. Os resultados mostram que durante a noite há de facto um enfraquecimento da intensidade do vento, como se pode observar pela evolução do valor dos percentis 5 e 95 em cada barra, mas o enfraquecimento do vento que se verifica em eventos de nevoeiro é mais acentuado. Por exemplo, no período entre 1h antes a 1h depois do início dos eventos, em mais de 60% dos eventos, verifica-se que a velocidade do vento está entre 0 a 8km/h e que estes valores estão acima do percentil 95, tendo, assim significado estatístico. Valores de intensidade do vento superiores a 10km/h estão abaixo do percentil 5. Assim podemos concluir que, à medida que se aproxima a hora de início dos eventos, há um enfraquecimento da intensidade do vento, mais acentuado do que aquele que se verifica tipicamente, e que esse enfraquecimento da intensidade do vento não se dá por acaso, estando associado a eventos de nevoeiro.

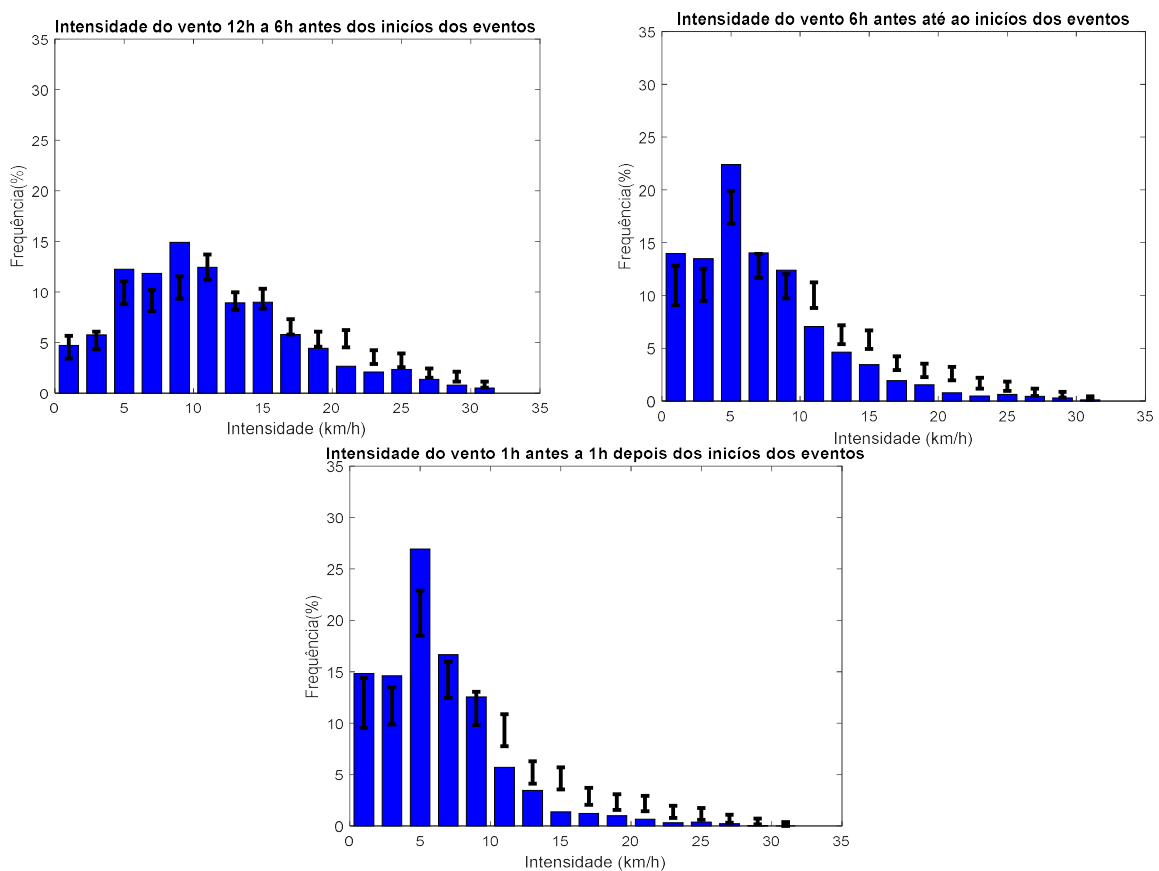


Figura 30- Significância estatística da distribuição da intensidades do vento para os três períodos distintos referidos na figura 28.

Barras verticais indicam os valores dos percentis 5 e 95 obtidas pelo método de Monte Carlo.

Em relação à direção do vento, verifica-se, na figura 31, que entre as 12h a 6h antes da ocorrência de eventos os ventos predominantes são de noroeste. A figura 31 mostra que a “preferência” pela direção noroeste (280° a 320°) tem significado estatístico. Esta orientação do vento corresponderá à brisa marítima. À medida que se aproxima a hora de início dos eventos, existe uma rotação do vento o que faz com que não haja uma direção predominante tão bem definida. Note-se que a maioria dos episódios se inicia às primeiras horas da manhã. Por isso, no período entre as 6h que antecedem o início de eventos a brisa marítima não ocorre frequentemente. A figura 32 mostra também que, nos períodos entre as 6h até ao início dos eventos e no período centrado no início dos eventos, existe significado estatístico na direção Este o que significa que há um enfraquecimento da brisa de terra.

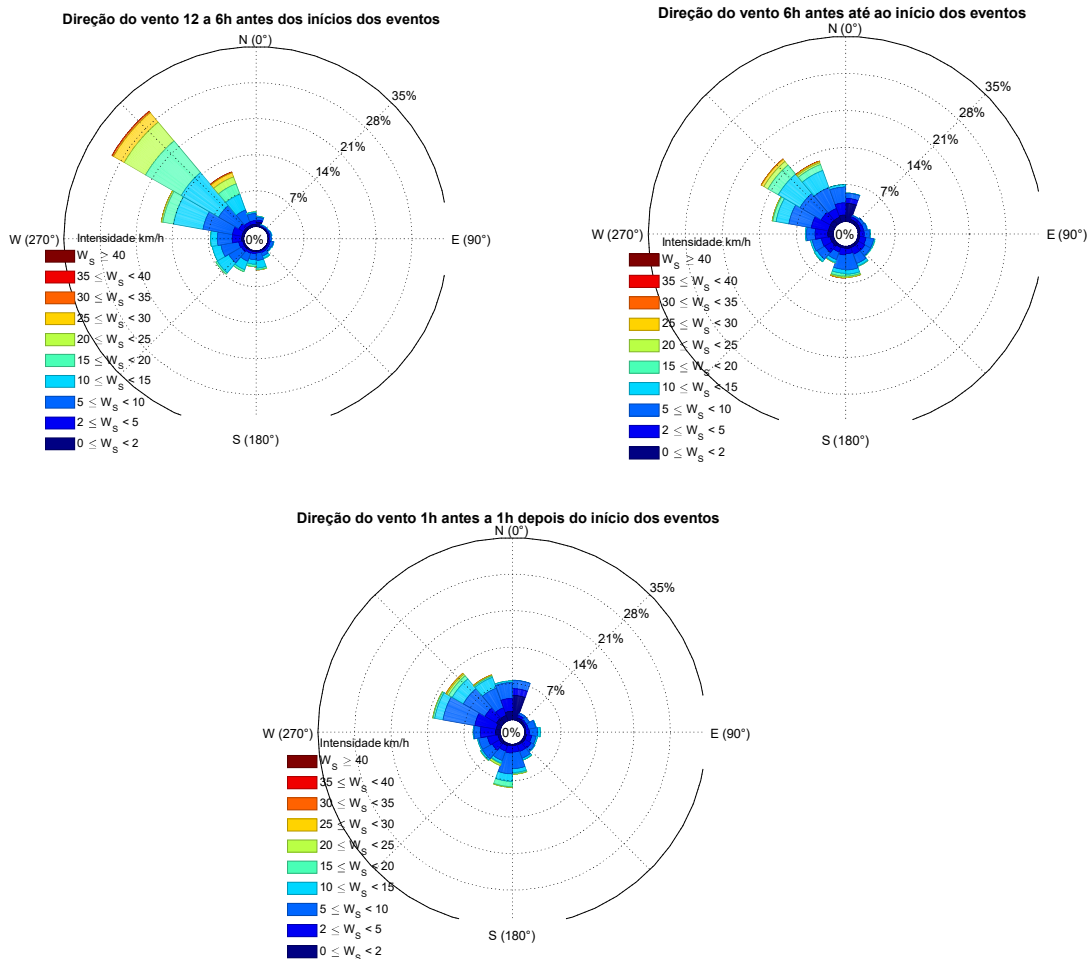


Figura 31- Rosas-dos-ventos da direção do vento para os três períodos referidos na figura 29.

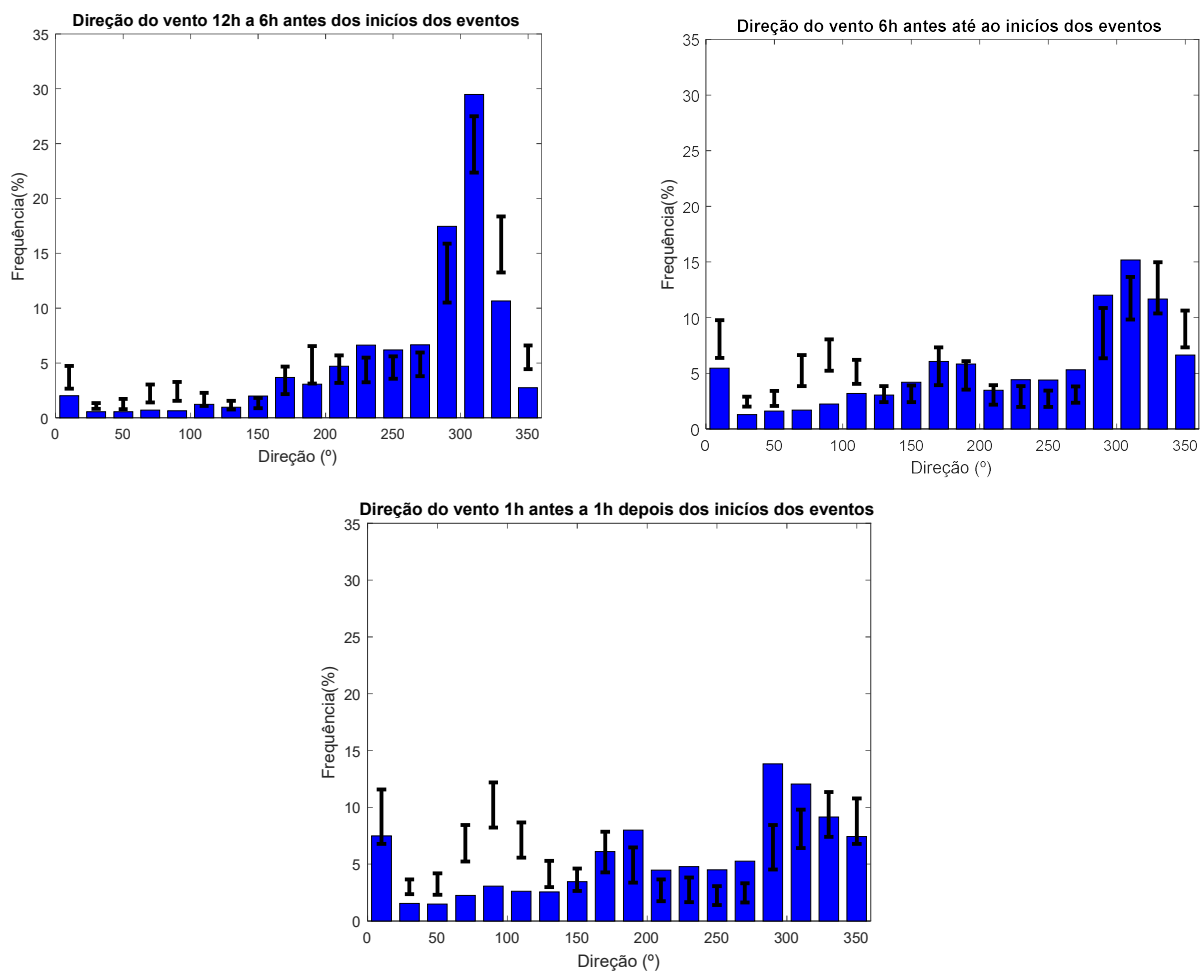
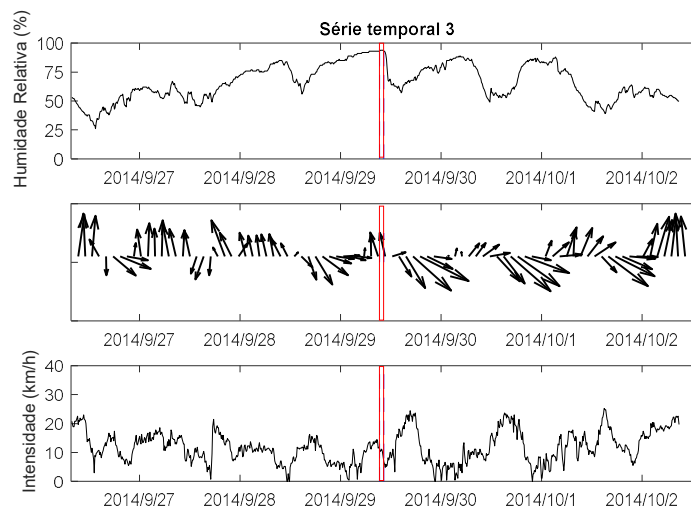
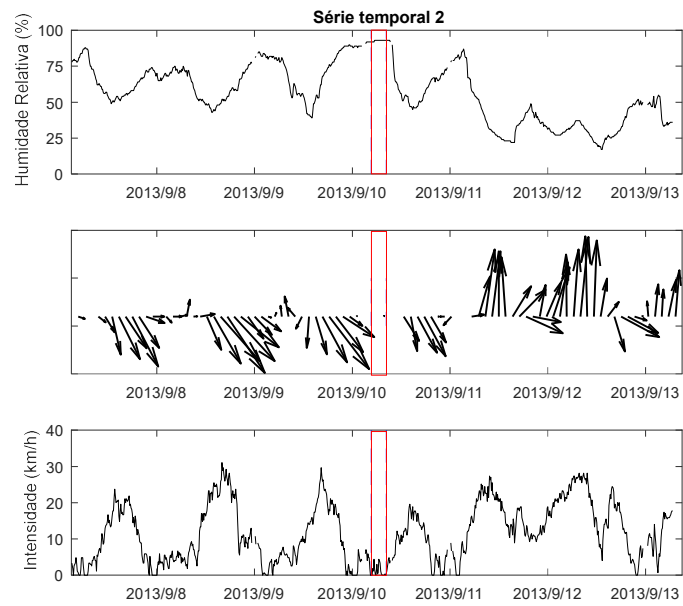
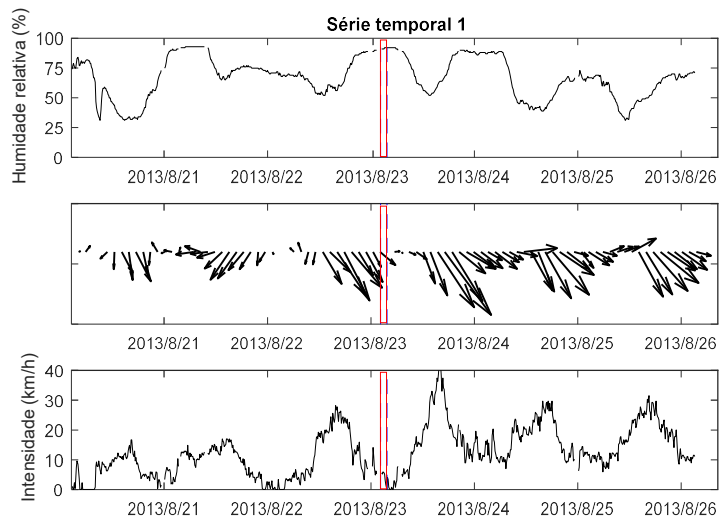


Figura 32- Significância estatística da distribuição das direções do vento nos três períodos referidos anteriormente.

Barras verticais indicam os valores dos percentis 5 e 95 obtidas pelo método de Monte Carlo.

Por fim, na figura 33, estão representadas 4 séries temporais de humidade relativa, intensidade e direção do vento para diferentes eventos de nevoeiro, num período de 3 dias antes do início destes a 3 dias depois do final. Com estas séries temporais podemos comprovar os resultados discutidos anteriormente sobre a intensidade e direção do vento antes e durante os nevoeiros. Assim, as séries temporais mostram efetivamente que ao aproximar da hora de início de evento há um enfraquecimento da intensidade do vento, mais acentuado do que aquele que se verifica durante a noite em dias sem nevoeiro, uma rotação da direção do vento sem uma direção predominante durante os eventos e um aumento de humidade relativa para valores superiores a 90%, como seria de esperar.



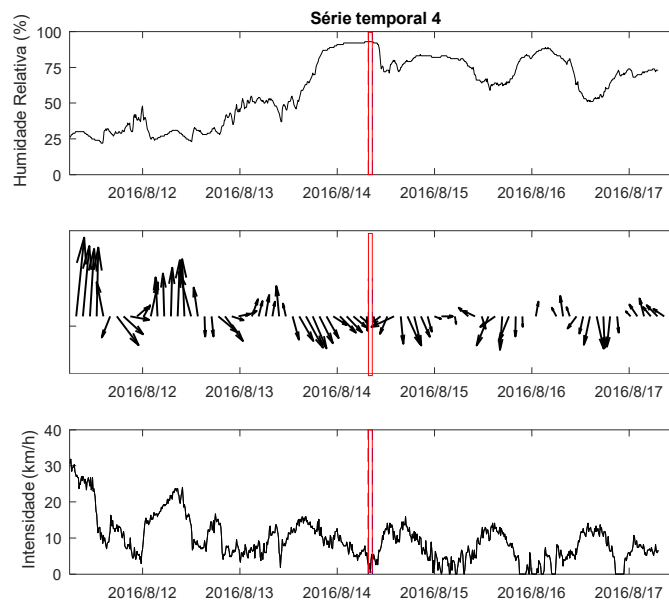


Figura 33- Séries temporais da humidade relativa, direção e intensidade do vento num período de 3 dias antes dos inícios dos eventos de nevoeiro até 3 dias depois do final dos eventos.

Eventos estão identificados por retângulos representados a encarnado. As séries temporais 1, 3 e 4 representam eventos típicos, i.e., eventos com duração entre 0.5 a 1.5h, e a série temporal 2 representa um evento atípico, com duração de 3.5h.

### 3.5- Estrutura vertical da atmosfera

Uma camada estável ou uma camada com inversão da temperatura do ar perto da superfície do mar restringe fluxos entre a camada superficial e a camada acima, impedindo perdas de humidade e mistura de ar seco, o que é favorável à saturação, e o intenso arrefecimento radiativo no topo da camada do nevoeiro promove mistura turbulenta por baixo desta o que favorece o desenvolvimento do nevoeiro (Leipper, 1994). As figuras 34 e 35 comparam, respetivamente, os perfis médios de temperatura do ar e de humidade específica em eventos de nevoeiro com os perfis obtidos pelo Método de Monte Carlo. Os perfis são referentes à Estação Quente e foram calculados a partir de radiossondagens no Aeroporto da Corunha. No cálculo dos perfis de temperatura e humidade específica obtidos pelo método de Monte Carlo, o procedimento seguido foi o mesmo descrito na secção 3.2 exceto que neste caso a matriz utilizada para permutação foi a matriz que contém a data do início dos eventos. Em relação aos perfis de temperatura não se observam grandes diferenças sendo os perfis praticamente idênticos. No que se refere aos perfis de humidade específica pode-se verificar que também são idênticos. No entanto, acima dos 2000m e até aos 5000m, existe uma menor quantidade de humidade específica no perfil referente ao nevoeiro, apesar da diferença ser pequena. Isto pode indicar que em eventos de nevoeiro, há uma atmosfera livre com menor quantidade de vapor de água. Consequentemente, há menor quantidade de radiação de onda longa emitida pelo vapor de água na atmosfera livre favorecendo, assim, o arrefecimento radiativo no topo da camada de nevoeiro.



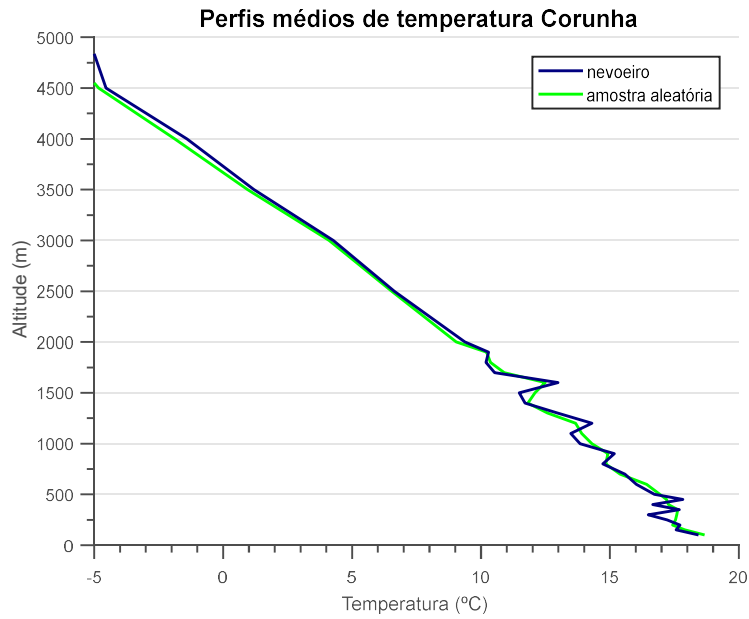


Figura 34- Perfis médios de temperatura obtidos por radiossondagens no Aeroporto da Corunha.

Linha a verde representa o perfil médio em eventos de nevoeiro e a linha a azul representa o perfil médio obtido pelo método de Monte Carlo.

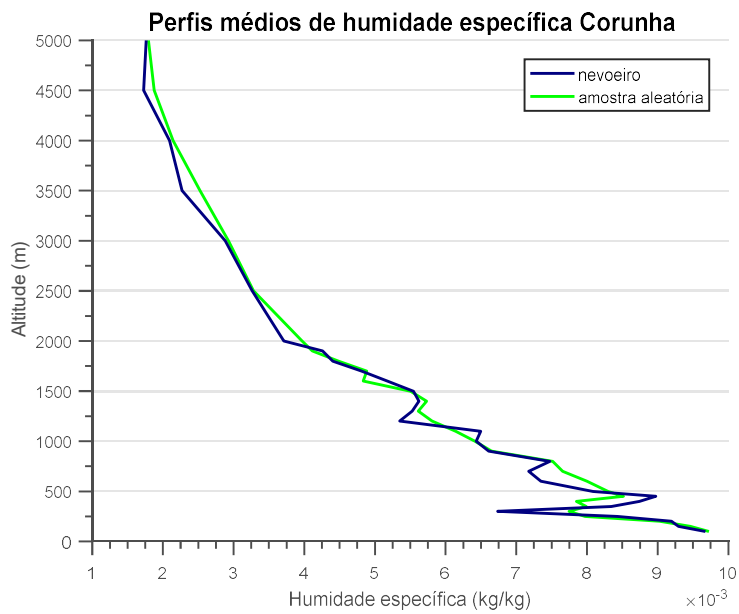


Figura 35- Perfis médios de humidade específica obtidos por radiossondagens no Aeroporto da Corunha.

Linha a verde representa o perfil médio em eventos de nevoeiro e a linha a azul representa o perfil médio obtido pelo método de Monte Carlo.

As radiossondagens efetuadas na Corunha poderão ser indicadoras da atmosfera livre sobre o Aeroporto Francisco Sá Carneiro, pois a estrutura horizontal da atmosfera livre tem larga escala espacial. No entanto, a Corunha é um local distante do Porto (cerca de 230km). Por essa razão, foram analisados dados de reanálises ERA5 numa região localizada sobre o Porto [41.25N, 8.50N, 41.25W, 8.75W]. Os resultados, representados nas figura 36 e 37, mostram que, em relação aos perfis de temperatura referente aos eventos de nevoeiro, existe uma inversão mais pronunciada, aproximadamente aos 250m, do que aquela que se obteve através das radiossondagens na Corunha. Abaixo da inversão térmica há uma camada de pequena instabilidade e que permite que exista alguma mistura turbulenta, que possibilita o arrefecimento do ar (Koracin et al., 2017). Este resultado está de acordo com a hipótese apresentada por Leipper (1994). Este perfil é típico dos perfis observados quando existe subsidência de ar, associada aos anticiclones, que ao descer aquece adiabaticamente e contribui para o fortalecimento da inversão térmica (Koracin et al., 2001). Os resultados da figura 37 mostram que, na atmosfera livre, acima dos 2000m, não se observa uma menor quantidade de humidade específica no perfil referente aos eventos de nevoeiro em comparação com o perfil obtido pelo método de Monte Carlo, como se observou na figura 35. Assim, a hipótese de que em altitude temos menor quantidade de vapor não foi confirmada pelas reanálises ERA5. Por fim, note-se que nas reanálises ERA5, à superfície, temos valores mais elevados de temperatura e humidade específica do que os verificados na Estação meteorológica das Pedras Rubras, em eventos de nevoeiro, o que pode indicar que temos um pequeno viés positivo nas reanálises.

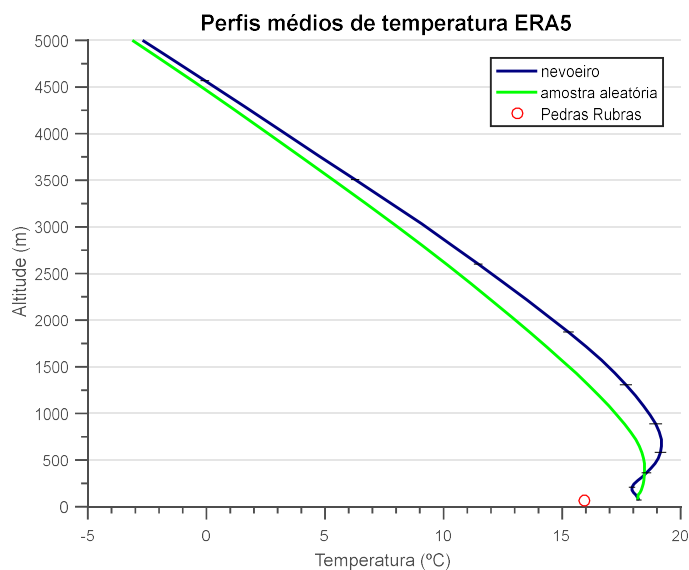


Figura 36- Perfis médios de temperatura obtidos através de reanálises ERA5 para eventos de nevoeiro e pelo método de Monte Carlo.

Linha a verde representa o perfil médio em eventos de nevoeiro e a linha a azul representa o perfil médio obtido pelo método de Monte Carlo. O círculo representa o valor médio observado na Estação meteorológica das Pedras Rubras em eventos de nevoeiro. A metodologia utilizada no cálculo dos perfis obtidos pelo método de Monte Carlo foi a mesma que a descrita anteriormente, exceto que o período analisado foi entre os anos de 2008 a 2017 e apenas se consideraram eventos com início entre as 22h e as 7h da manhã.

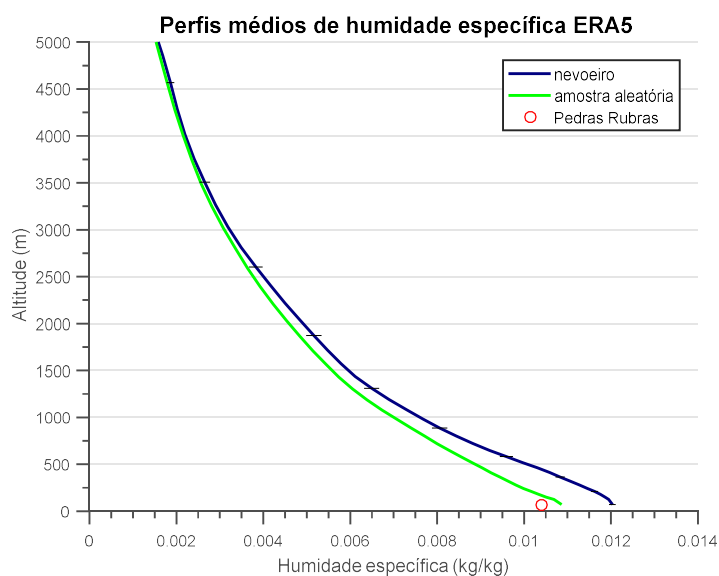


Figura 37- Perfis médios de humidade específica obtidos através de reanálises ERA5 para eventos de nevoeiro e pelo método de Monte Carlo.

Linha a verde representa o perfil médio em eventos de nevoeiro e a linha a azul representa o perfil médio obtido pelo método de Monte Carlo. O círculo representa o valor médio observado na Estação meteorológica das Pedras Rubras em eventos de nevoeiro

Para analisar o efeito que o arrefecimento radiativo possa ter na formação e/ou manutenção do nevoeiro foram calculadas taxas de aquecimento centradas em 1h antes e 1h depois do início dos eventos e também taxas de aquecimento utilizando amostras aleatórias pelo método de Monte Carlo (figura 38). As taxas de aquecimento foram calculadas pelo método das diferenças finitas centradas. Os resultados mostram que à superfície, o valor obtido para a taxa de aquecimento centrada 1h antes do início dos eventos é idêntica nos perfis referentes aos eventos de nevoeiro e ao perfil obtido pelo método de Monte Carlo. No entanto, entre os 250 e os 500m, a taxa de arrefecimento é maior no perfil vertical referente ao nevoeiro, embora a diferença seja pequena. Este facto está relacionado com o arrefecimento radiativo no topo da camada de nevoeiro, através da emissão da radiação de onda longa, que é importante para o desenvolvimento dos nevoeiros (Koracin et al., 2014). A diminuição da taxa de arrefecimento desde os 500m até à superfície é, possivelmente, devido à emissão de radiação de onda longa pela camada de nevoeiro que é emitida em direção à superfície. Em relação aos perfis verticais centrados em 1h depois do início dos eventos referentes ao método de Monte Carlo e aos episódios de nevoeiro, pode-se verificar que a taxa de aquecimento é positiva próximo da superfície e que o máximo de arrefecimento, no perfil referente aos episódios de nevoeiro, é ligeiramente menor do que aquele que se verifica no perfil centrado 1h antes dos eventos. Este perfil pode considerar-se representativo do início da dissipação dos eventos porque o aquecimento de baixo nível começa a aumentar, comparativamente ao registado no perfil de nevoeiro centrado 1h antes do início dos eventos, sendo mesmo positivo nos próximos da superfície.

Em ambas as figuras são mostrados, também, os perfis da taxa de aquecimento para eventos de nevoeiro que têm uma duração igual ou superior a 5h (cerca de 10% dos eventos). Nestes é possível verificar que as taxas de aquecimento são bastante inferiores aos perfis representativos de todos os eventos. É, também, possível verificar que a região onde se observa um maior arrefecimento é, aproximadamente, aos 250m, que corresponde à altitude da base da inversão de temperatura.

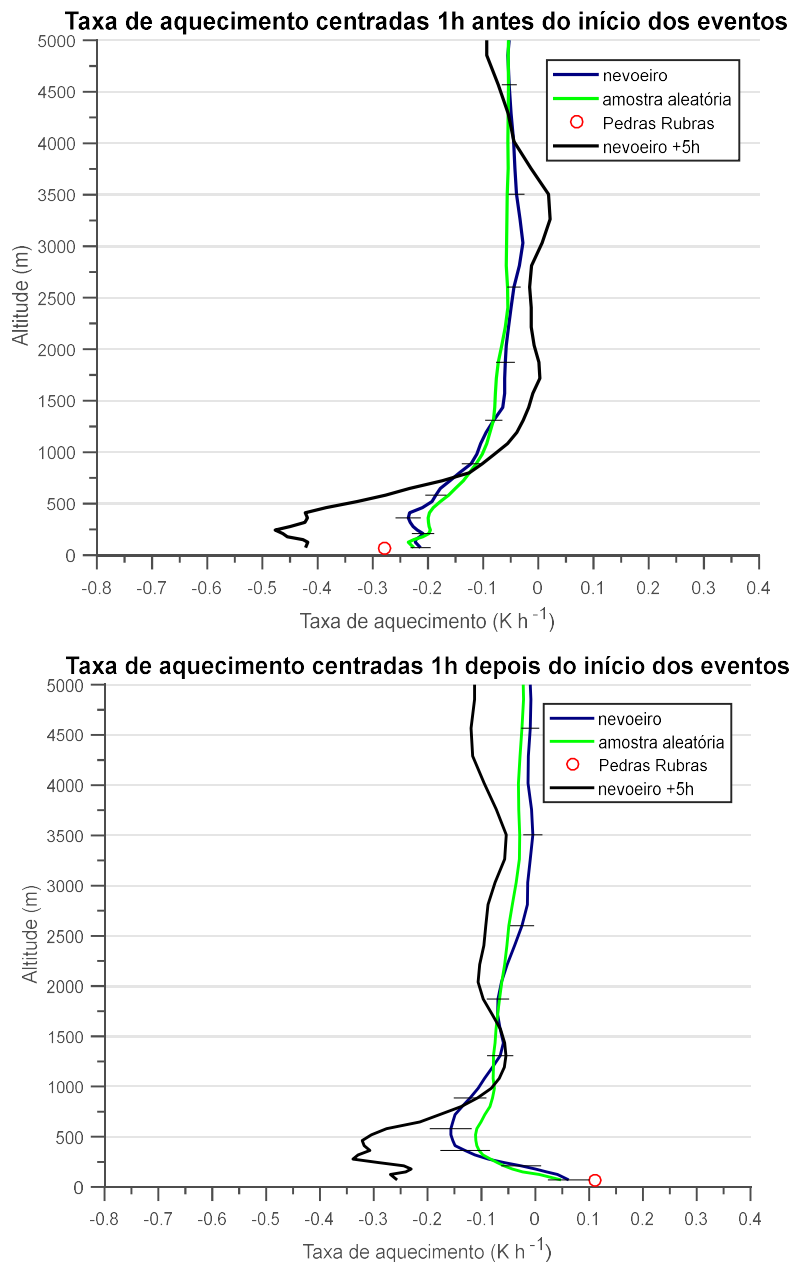


Figura 38- Perfis verticais médios das taxas de arrefecimento centradas 1h antes do início dos eventos e taxas de arrefecimento centrada 1h depois do início dos eventos.

Linhas a verde representam os perfis médios em eventos de nevoeiro, linhas a azul representam os perfis médios obtidos pelo método de Monte Carlo e linhas a preto representam apenas eventos de nevoeiro com duração igual ou superior a 5h. Os círculos representam os valores médios observados na Estação meteorológica das Pedras Rubras para todos os eventos de nevoeiro.

Os resultados desta secção podem indicar que um dos mecanismos responsáveis pela formação de nevoeiros na região em estudo é a descida da base dos estratos. Por exemplo, Anderson (1931) sugeriu que o processo de descida da base dos estratos em direção à superfície pode formar nevoeiro se a altitude da base da inversão de temperatura for suficientemente baixa e se o arrefecimento persistir por algum período de tempo. Oliver et al (1978) referem que a única condição que todos os observadores notaram para este tipo de nevoeiro é a existência de uma inversão de temperatura ao fim da tarde ou durante a madrugada em que a altitude da base da inversão é inferior a 400m. Os resultados da figura 36 mostram que a altitude média da base da inversão de temperatura em eventos de nevoeiro é de aproximadamente 250m. Para verificar se existe um arrefecimento continuado, como sugerido, por Anderson (1931) a figura 39 mostra a evolução da taxa de aquecimento centradas durante as 2h antecedentes ao início dos eventos. Verifica-se que, de facto, nesse período existe um arrefecimento contínuo em todo o perfil, especialmente próximo dos 250m. No entanto, este resultado era expectável dado que os nevoeiros se iniciam maioritariamente durante a madrugada correspondendo, portanto, as 3h anteriores ao período noturno. Este arrefecimento causa uma pequena instabilidade abaixo da inversão, como pode ser observado na figura 36, causando transporte turbulento de ar frio e de gotículas das nuvens em direção ao solo. A evaporação das gotículas abaixo da base da nuvem causa um aumento da humidade, o que, juntamente com o arrefecimento radiativo, desce o nível de condensação e a base da nuvem propaga-se para baixo (Pilié et al, 1979).

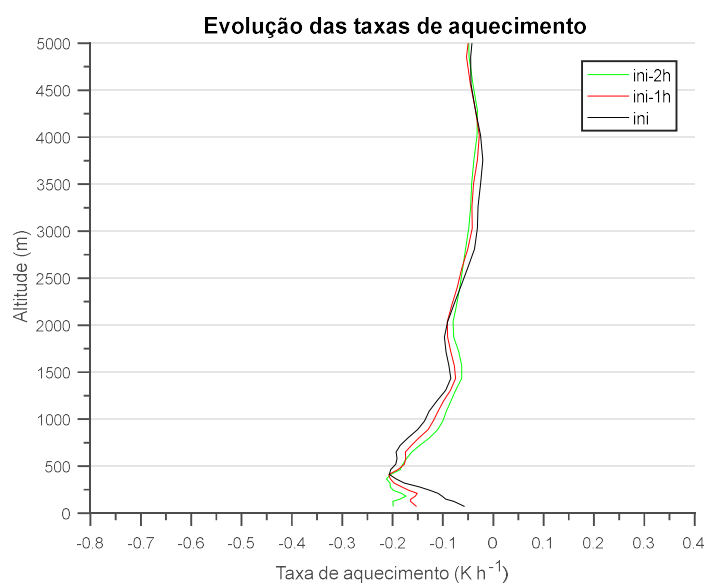


Figura 39- Evolução das taxas de aquecimento centradas nas 2h antecedentes ao início dos eventos.

## 4. Conclusões

Este trabalho apresenta um estudo dos eventos de nevoeiro observados no Aeroporto Francisco Sá Carneiro (Porto) entre os anos 2004 e 2017.

Os resultados mostram que os episódios de nevoeiro ocorrem com muito maior frequência durante os meses da Estação Quente (junho, julho agosto e setembro). No ciclo diário observa-se que os eventos têm início com maior frequência durante a madrugada e início da manhã. A análise mostrou que 68% dos eventos têm duração inferior a 2h.

Os eventos de nevoeiro ocorrem mais frequentemente com o WT anticiclónico (cerca de 40% episódios). A frequência de WTs anticiclónicos com nevoeiro é superior à frequência climatológica considerando todos os dias da Estação Quente. Um teste estatístico de amostras aleatórias pelo método de Monte Carlo (permutações aleatórias sem repetição), mostrou que a frequência dos WTs anticiclónicos com nevoeiro se situa acima do 3º quartil da amostra aleatória. Verificou-se, também, que na maioria dos eventos, 12 a 6h antes de se iniciarem, existe a brisa marítima e que o WT anticiclónico é o WT que mais favorece o desenvolvimento da brisa. Ao aproximar da hora de início dos eventos há um enfraquecimento da brisa e rotação do vento. O enfraquecimento do vento é mais acentuado do que aquele que se verifica em média, considerando todos os dias da Estação Quente.

Os resultados da análise de *clusters* mostraram que existem 3 direções preferenciais das retro trajetórias e que, até chegarem à costa, estas vão interagindo com águas sucessivamente mais frias com um arrefecimento médio de 2 a 3.5°C (dependendo do *cluster*) entre as 24h que precedem o início dos eventos no Aeroporto Francisco Sá Carneiro até a chegada à costa.

As radiossondagens efetuadas na Corunha poderão ser indicadoras da atmosfera livre sobre o aeroporto, pois a estrutura horizontal da atmosfera livre tem larga escala espacial. Os compósitos das radiossondagens mostram que existe menor quantidade de humidade específica, entre os 2000 e os 5000m, nos eventos de nevoeiro em comparação com a média de todos os dias da Estação Quente. No entanto, considerando os perfis obtidos a partir dos dados de reanálise ERA5, numa região próxima do Aeroporto Francisco Sá Carneiro não se observou aquela diferença de humidade específica na

atmosfera livre. A análise dos perfis verticais das reanálises ERA5 com resolução horária, sugere que antes da formação de nevoeiro ocorre um arrefecimento maior do que o verificado em média. O máximo de arrefecimento é observado próximo dos 250m de altitude. Os resultados mostram também que antes de se iniciarem os eventos temos um arrefecimento radiativo contínuo próximo dos 250m que é importante para a formação dos nevoeiros.

Martins et al. (2016) afirmam que existem grandes variações diurnas na cobertura de nuvens na costa oeste da Península Ibérica, especialmente durante o verão. As regiões com maior variabilidade localizam-se a norte da cordilheira Sintra-Montejuento-Estrela, em que cerca de 50 a 60% das manhãs de verão existe nebulosidade. As simulações realizadas, utilizando o modelo WRF, mostraram que uma camada de nuvens estende-se para terra, algumas horas depois da penetração da camada limite marítima. Esta última propaga-se para terra com a brisa marítima. Durante o dia, a mistura de ar continental quente e seco, associado à camada limite térmica interna, impede a formação de nuvens em terra. Martins et al. (2016), também referem que quando a camada limite interna desaparece ao fim da tarde, a camada limite marinha conserva as suas propriedades que tinha quando estava *offshore* e formam-se nuvens baixas sobre terra. Atendendo a todos os resultados discutidos neste trabalho e aos factos referidos por Martins et al. (2016), a entrada desta camada limite marinha em terra com a brisa marítima, trazendo ar húmido e uma camada de nuvens baixas (estratos) em que a sua base sofre um abaixamento é, possivelmente, um dos principais mecanismos de formação de nevoeiros na região em estudo. O enfraquecimento da brisa de terra em eventos de nevoeiro permite a permanência da camada marinha sobre terra. Outro mecanismo que favorece a ocorrência de nevoeiros na região de estudo é a advecção de nevoeiro que se forma sobre o mar, devido à interação das parcelas de ar com águas sucessivamente mais frias ao longo da sua trajetória.

O nevoeiro tem impacto em diversas áreas de atividade humana. Uma caracterização climatológica dos eventos de nevoeiro em termos de visibilidade, duração e frequência de ocorrência é fundamental em muitas áreas, como por exemplo no setor da aviação, segurança rodoviária, turismo, entre outras. Assim, em regiões onde ocorrem nevoeiros este tipo de estudos é fundamental para prevenção de eventuais riscos que estão associados aos nevoeiros. Este trabalho é, assim, um contributo para a caracterização de



nevoeiros na região em estudo e que também permitiu investigar as condições sinóticas e locais que influenciam a formação de nevoeiros.

## 5. Referências bibliográficas

- AMS, 2018. American Meteorological Society. Glossary of Meteorology. Acedido em julho de 2018. Disponível em: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Fog>.
- Anderson, J. B. 1931. Observations from airplanes of cloud and fog conditions along the southern California coast. *Monthly Weather Review*, 59(7):264-270.
- Amante, C. and B.W. Eakins, 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. DOI:10.7289/V5C8276M
- Belo-Pereira, M., e Santos, J. A., 2016. A persistent wintertime fog episode at Lisbon airport (Portugal): performance of ECMWF and AROME models. *Meteorol. Appl.* 23: 353-370. DOI: 10.1002/met.1560
- Bell, M. L. e Davis, D. L., 2001. Reassessment of the Lethal London Fog of 1952: Novel Indicators of Acute and Chronic Consequences of Acute Exposure to Air Pollution. *Environmental Health Perspectives*. Vol. 109, 389-394.
- Camargo, S., Robertson, A.W., Gaffaney S.J., Smyth P., Ghil M., 2007. Cluster Analysis of Typhoon Tracks. Part I: General Properties. *Journal of Climate*. Vol 20, 3635-3653. DOI: 10.1175/JCLI4188.1
- Cotton, W., Anthes, R., 1989. Storm and Cloud Dynamics. Vol. 44 of International Geophysics Series. Academic Press.
- Coutinho, M. 1995. As circulações atmosféricas de mesoescala na costa Portuguesa – aplicação da teoria transiliente da turbulência. Ph.D.Thesis. Universidade de Aveiro.
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen I, Kallberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut J-N, Vitart F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137: 553–597. DOI:10.1002/qj.828.
- Draxler, R. R., and Hess, G. D., 1997. Description of the HYSPLIT\_4 modelling system. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-224, December, 24pp.
- Durre, I., Vose, R. S., and Wuertz, D. B., 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *Journal of Climate*, 19, 53-68.
- ECMWF, 2015. IFS Documentation – Cy41r1, PART III: Dynamics and Numerical Procedures.

ECMWF, 2016. ECMWF Newsletter no. 147- Spring 2016. Disponível online em: <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2016/16299-newsletter-no147-spring-2016.pdf>

Everitt, B. S., and D. J. Hand, 1981: Finite Mixture Distributions. Chapman and Hall, 143 pp.

Gaffney, S and Smyth. P., 1999. Trajectory Clustering with Mixtures of Regression Models. Technical Report No. 99-15, University of California, Irvine, 17pp.

Gultepe, I., Muller M. e Boybeyi Z., 2006. A new visibility parameter for warm-fog applications in numerical weather prediction models. *J. Appl. Meteo. Climo.*, 45, 1469-1480.

Gultepe, I., M. Pagowski, J. a. Milbrandt, B. Hansen, S. Platnick, P. Taylor, M. Gordon, J. P. Oakley, S. G. Cober, 2008. The fog remote sensing and modeling field project. *Bulletin American Meteo. Soc.*, 90, 341-359.

Hannachi, A., and A. O'Neill, 2001. Atmospheric multiple equilibria and non-Gaussian behaviour in model simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 939–958.

Koppen, W., 1936: *Das geographische System der Klimate.* – Koppen, W., Geiger, R., (Eds.): *Handbuch der Klimatologie.* – Gebruder Borntrager, Berlin, 1, 1–44, part C.

Koracin D., Lewis J., Thompson W.T., Dorman C.E., Businger J.A., 2001. Transition of stratus into fog along the California coast: observations and modeling. *J. Atmos. Sci.* 58: 1714–1731.

Koracin, D., Dorman, C. E., Lewis, J. M., Hudson, J. G., Wilcox, E. M., and Torregrosa, A., 2014. Marine fog: A review. *Atmos. Res.*, 143, 142-175.

Koracin, D., Dorman, C. E., Du, J., Gultepe, I., Kim C. K., Lewis J. M., McEvoy, D., Mejia, J., Milbrandt, J. A., Tardif, R., Wilcox, E. M., Yum, S. S., Zhang, S., Zhou, B., 2017. *Marine Fog: Challenges and Advancements in Observations, Modeling, and Forecasting.* Springer, 537 pp.

Leipper, D. F. 1994. Fog on the United States west coast: A review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 229–240.

Marine Copernicus, 2018. Atlantic-Iberian Biscay Ocean Physics Reanalysis. Consultado a 26 de janeiro de 2018. Disponível em: [http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com\\_csw&view=details&product\\_id=IBI\\_ANALYSIS\\_FORECAST\\_PHYS\\_005\\_001](http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csw&view=details&product_id=IBI_ANALYSIS_FORECAST_PHYS_005_001)

Marine Copernicus, 2018. Atlantic-Iberian Biscay Ocean Physics Reanalysis. Consultado a 9 de fevereiro de 2018. Disponível em: <http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to->

products/?option=com\_csw&view=details&product\_id=IBI\_REANALYSIS\_PHYS\_005\_002

Martins, J. P. A., Cardoso, R. M., Soares, P. M. M., Trigo, I. F., Belo-Pereira M., Moreira, N., Tomé, R., 2016. The summer diurnal cycle of coastal cloudiness over west Iberia using Meteosat/SEVIRI and a WRF regional climate model simulation. *Int. Journal of Climo.* 36: 1755-1772. DOI: 10.1002/met.1560.

Oliver, D. A., W. S. Lewellen and G. C. Williamson, 1978. The interaction between turbulent and radiative transport in the development of fog and low-level stratus. *J. Atmos. Sci.*, 35, 301-316.

Pereira, R., 2011. Simulação numérica de um episódio de nevoeiro. Dissertação de Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física, Universidade Aveiro, Aveiro. 50 pp.

Pilié, R. J., Mack, E. J., Rogers, C. W., Katz, U., and Kocmond, W. C. 1979. The formation of marine fog and the development of fog-stratus systems along the California coast. *Journal of Applied Meteorology*, 18(10):1275-1286.

Tardiff, G., e Rasmussen, R. M., 2007. Event based climatology and typology of fog in the New York City region. *Appl. Meteo. And Climo*, 46, 1141-1168.

Torregrosa, A., O'Brien, T. e Faloon, I., 2014. Coastal fog, climate change, and the environment. *Eos Trans. AGU*, 95(50), 473-474, doi: 10.1002/2014EO500001.

Treamant, M., 1987. La prévision du brouillard en mer. *Météorologie Maritime et Activities Océanographique Connexes (Rapport No. 20 TD no. 211)*. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

Trigo, R.M., e DaCamara C.C, 2000. Circulation weather types and their impact on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* 20: 1559-1581.

Tsonis, A. A. 2007. *An introduction to atmospheric thermodynamics*. Cambridge University Press, 2nd edition.

Salgado, R. 2005. *Interação solo-atmosfera em clima semiárido*. Ph.D.Thesis. Universidade de Évora.

Santos, M., Fragoso, M., 2013. Precipitation variability in northern Portugal: Data homogeneity assessment and trends in extreme precipitation indices. *Atmos. Res.*131, 34–4.

Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., and Ngan, F., 2015: NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 96, 2059–2077, doi:10.1175/BAMS-D-14-00110.1.

WMO, 1992. *International Meteorological Vocabulary*, 2<sup>nd</sup> Edition. World Meteorological Organization: Geneva.

WGSC, 2016. Pacific Coastal fog project. Acedido a 3 de agosto de 2018 em:  
<https://geography.wr.usgs.gov/fog/about.html>