



Universidade de Aveiro
2015

Departamento de Física

CAROLINA
PARREIRA VICETO

ALTERAÇÃO CLIMÁTICA DOS ÍNDICES DE ESTABILIDADE
NA PENÍNSULA IBÉRICA



**CAROLINA
PARREIRA VICETO**

**ALTERAÇÃO CLIMÁTICA DOS ÍNDICES DE ESTABILIDADE
NA PENÍNSULA IBÉRICA**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia e Oceanografia Física, realizada sob a orientação científica do Doutor Alfredo Moreira Caseiro Rocha, Professor Associado com Agregação do Departamento de Física da Universidade de Aveiro.

Este estudo é financiado por Fundos FEDER através do Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE e por Fundos Nacionais através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, no âmbito do projecto Urban Atmospheric Quality, Climate Change and Resilience.EXCL/AAG-MAA/0383/2012

o júri

Presidente

Professor Doutor José Manuel Henriques Castanheira

Professor Auxiliar da Universidade de Aveiro

Arguente

Professora Doutora Cristina Maria Mendes Andrade

Professora Adjunta do Instituto Politécnico de Tomar

Orientador

Professor Doutor Alfredo Moreira Caseiro Rocha

Professor Associado com Agregação da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Ao meu orientador por todo o apoio, dedicação e disponibilidade ao longo da realização deste trabalho.

Ao Martinho Marta-Almeida por ter fornecido as simulações utilizadas e por toda a ajuda na programação.

Ao Paulo de Melo-Gonçalves pela disponibilidade e ajuda na programação realizada neste trabalho.

Aos meus pais por todo o apoio e dedicação ao longo de todo o meu percurso académico e por, apesar da distância, estarem sempre presentes.

Aos meus amigos pelos bons momentos proporcionados e por todo o apoio nos momentos mais complicados.

Palavras-chave

Alteração climática, índices de estabilidade, CAPE, vento de corte, SWEAT, Península Ibérica, tempestades severas, MPI-ESM-LR, ERA-Interim.

Resumo

Este trabalho tem como objetivo a comparação da intensidade, frequência e distribuição de um conjunto de índices de estabilidade atmosférica simulados entre o clima histórico (1986-2005) e um cenário climático (2081-2100) na Península Ibérica. Considerou-se o cenário de emissão de gases RCP8.5. Estes índices avaliam a instabilidade atmosférica que é um elemento fundamental e precursor no desenvolvimento de tempestades. Através dos seus valores limite, é possível estimar alterações na probabilidade de ocorrência de eventos extremos que se poderão desenvolver no clima futuro, relativamente ao histórico. Primeiro, utilizou-se um conjunto de simulações do WRF com dois forçamentos: reanálises do ERA-Interim e um modelo do *Max Planck Institute*. De seguida, foram calculados diferentes índices de estabilidade. A validação do modelo consistiu no cálculo das médias sazonais, da sua diferença e das respetivas PDFs dos índices simulados pelo WRF-MPI e WRF-ERA. Verifica-se uma sobrestimação do CAPE, SHR6km (vento de corte) e SWEAT simulados pelo WRF-MPI. No entanto, nos campos dos índices simulados pelos dois forçamentos para o período histórico, verifica-se que os padrões espaciais são semelhantes apesar das diferenças na intensidade. Como as alterações climáticas dos índices são avaliadas através de diferenças, estas discrepâncias não invalidam a utilização do modelo no futuro. Posteriormente foram estudadas as alterações climáticas dos índices através da comparação entre o clima histórico e futuro. Estima-se um aumento da intensidade do CAPE e uma diminuição (aumento) da frequência de eventos com intensidade reduzida (elevada). Estas alterações são robustas no verão e outono. Também é esperado um aumento da intensidade do SHR6km na primavera e inverno tal como da frequência de SHR6km elevado nestas estações e uma redução da intensidade e da frequência de eventos com SHR6km elevado nas restantes. Haverá um possível aumento robusto da intensidade do SWEAT no verão e outono, bem como da frequência destes valores. Concluindo, será provável um aumento da frequência dos ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades, devido a uma maior intensidade e probabilidade de ocorrência de valores extremos do CAPE e do SWEAT. No entanto, a redução do SHR6km, poderá diminuir a organização das tempestades e o seu tempo de vida.

Keywords

Climate change, stability indices, CAPE, wind shear, SWEAT, Iberian Peninsula, severe weather, MPI-ESM-LR, ERA-Interim.

Abstract

The purpose of this study is to compare the intensity, frequency and distribution of several atmospheric stability indices simulated between the historical climate (1986-2005) and a climate scenario (2081-2100) in the Iberian Peninsula. It was considered the gases emission scenario RCP8.5. These indices evaluate the atmospheric instability which is a basic and precursor ingredient needed for thunderstorm development. By using their threat values, it is possible to estimate the changes in the occurrence probability of extreme events which may develop in the future climate, relatively to the historical. First, it was used a WRF simulation ensemble driven by two forcings: ERA-Interim reanalysis and a Max Planck Institute model. Then, it was calculated a group of different stability indices. The model validation consisted on the calculus of the seasonal means, their differences and the respective PDFs of the indices simulated by WRF-MPI and WRF-ERA. It is verified an overestimation of CAPE, SHR6km (wind shear) and SWEAT simulated by WRF-MPI. However, in the indices fields simulated by both forcings, for the historical period, it is verified that the spatial patterns are similar, although differences in intensity. As the climate changes are evaluated by differences, these discrepancies don't invalidate the model utilization in the future. Afterwards it was studied the climate changes of the indices by comparing the historical and future climate. In the future, it is estimated an increase of CAPE intensity and a decrease (increase) of the frequency of events with low (high) intensity. These changes are robust in the summer and autumn. It is also expected an increase of SHR6km intensity in spring and winter, just as of high SHR6km frequency in those seasons and a decrease of intensity and frequency of events with high SHR6km on the other seasons. There will be a robust increase of SWEAT intensity in the summer and autumn, as well as the frequency of those values. Concluding, it will probably occur an increase of the frequency of favorable environments to the development of thunderstorms, due to the increase of the intensity and occurrence probability of extreme CAPE and SWEAT values. However, the decrease of SHR6km, may reduce the thunderstorms organization and their lifetime.

Índice

Índice	i
Índice de Figuras	iii
Índice de Símbolos	vii
Índice de Acrónimos.....	xi
Capítulo 1 Introdução.....	1
1.1 Objetivos da tese.....	3
1.2 Estrutura da tese.....	3
Capítulo 2 Revisão bibliográfica	5
2.1 Alterações climáticas.....	5
2.2 Climatologia dos índices de estabilidade	7
Capítulo 3 Fundamentos teóricos	11
3.1 Estabilidade atmosférica	11
3.2 Caracterização das tempestades.....	13
3.3 Alteração da circulação atmosférica	17
3.4 Índices de estabilidade atmosférica.....	21
3.4.1 Índices de estabilidade dinâmica	21
3.4.1.1 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km.....	21
3.4.2 Índices de estabilidade termodinâmica	23
3.4.2.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE	23
3.4.3 Índices de estabilidade compostos	26
3.4.3.1 Ameaça de tempo severo – SWEAT	26
Capítulo 4 Dados e Métodos	29
4.1 Dados.....	29
4.1.1 Descrição dos modelos.....	29
4.1.2 Descrição das simulações.....	31
4.2 Métodos	31
4.2.1 Simulação e análise dos índices de estabilidade.....	31
4.2.2 Função densidade de probabilidade	32
4.2.3 Testes de Hipóteses.....	33
4.2.3.1 Teste t de <i>Student</i>	34
4.2.3.2 Teste de <i>Kolmogorov-Smirnov</i>	35
Capítulo 5 Resultados e Discussão	37

5.1 Climatologia histórica dos índices de estabilidade	37
5.1.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE	37
5.1.2 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km	39
5.1.3 Ameaça de tempo severo – SWEAT	40
5.2 Validação do modelo MPI-ESM-LR	41
5.2.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE	42
5.2.2 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km	45
5.2.3 Ameaça de tempo severo – SWEAT	48
5.3 Alterações climáticas dos índices de estabilidade	50
5.3.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE	51
5.3.2 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km	58
5.3.3 Ameaça de tempo severo – SWEAT	65
Capítulo 6 Conclusão	71
Referências bibliográficas	75
Anexos	79

Índice de Figuras

Figura 1. Representação da instabilidade absoluta e condicional e da estabilidade absoluta. (Fonte: http://nearpictures.com/pages/a/adiabatic-lapse-rate/).....	12
Figura 2. Mecanismos forçadores da ascensão na atmosfera: (a) Sistema de baixa pressão superficial (convergência); (b) Convecção; (c) Orografia; (d) Sistema frontal frio onde mT corresponde a uma massa marítima tropical e cP a uma massa continental polar. (Adaptado de http://s272.photobucket.com/user/mrleesite/media/Geography/Unit%206/atmosphericliftingmechanisms.png.html).....	14
Figura 3. Ciclo de vida de uma tempestade desde a sua (a) formação, (b) maturação e (c) dissipação. (Adaptado de http://globalsailingweather.com/thunderstorms.php).....	16
Figura 4. Representação da (a) fase positiva e (b) negativa da Oscilação do Ártico. (Adaptado de http://frontierscientists.com/2013/06/under-pressure-arctic-extreme-weather/).....	19
Figura 5. Representação da corrente de jato e dos padrões de tempo associados a esta. (Fonte: http://skepticalscience.com/jetstream-guide.html).....	19
Figura 6. Representação das correntes de jato subpolar e subtropical. (Fonte: https://climate.ncsu.edu/edu/k12/.JetStreams).....	20
Figura 7. Corrente de jato com uma configuração normal entre 24/5/2012 e 23/6/2012 (a), caracterizada por uma banda de ventos intensos nas latitudes médias, e corrente de jato dupla para o mesmo período em 2013 (b), com uma banda de ventos intensos nas latitudes médias e uma banda de ventos menos intensos em torno do Ártico. (Adaptado de http://www.popularmechanics.com/science/environment/a9181/how-the-dual-jet-stream-sparks-this-weird-summer-weather-15634917/).....	20
Figura 8. Diagrama Skew-T de uma parcela de ar que ascende a partir dos 1000 hPa. A área positiva corresponde ao CAPE e a área negativa ao CIN. A adiábática seca é representada pela linha fina contínua e a adiábática saturada pela linha fina a tracejado a partir do LFC. O perfil da temperatura do ponto de orvalho (T_d) é representado a negrito tracejado enquanto o perfil de temperatura do ambiente envolvente (T) é definido como a linha a negrito. Os níveis LCL, LFC e EL correspondem aos traços horizontais. (Fonte: http://www.erh.noaa.gov/rah/education/eduit.html).....	24
Figura 9. Sistema de coordenadas verticais sigma. (Fonte: Skamarock et al., 2008).....	29
Figura 10. Mapa com a representação do domínio utilizado no modelo (região assinalada por um retângulo) e representação do relevo em metros.	31
Figura 11. Climatologia média sazonal do CAPE ($J\ kg^{-1}$) simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). Notar que (a) e (d) têm escalas iguais e (b) e (c) têm escalas iguais.	38
Figura 12. Climatologia média sazonal da temperatura ($^{\circ}C$) no primeiro nível eta do modelo simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF).	38
Figura 13. Climatologia média sazonal do SHR6km ($m\ s^{-1}$) simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF).	39
Figura 14. Climatologia média sazonal do SWEAT simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF).	40

- Figura 15. Diferença (%) das médias diárias sazonais do CAPE ($J\ kg^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI em relação ao simulado pelo WRF-ERA, ambas para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas vermelhas correspondem às PDFs do CAPE simulado pelo WRF-ERA e as azuis às simuladas pelo WRF-MPI, ambas do clima histórico. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%. 44
- Figura 16. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SHR6km ($m\ s^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI em relação ao simulado pelo WRF-ERA, ambas para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas vermelhas correspondem às PDFs do SHR6km simulado pelo WRF-ERA e as azuis às simuladas pelo WRF-MPI, ambas do clima histórico. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%. 47
- Figura 17. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SWEAT simulado pelo WRF-MPI em relação ao simulado pelo WRF-ERA, ambas para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a, e) primavera (MAM); (b, f) verão (JJA); (c, g) outono (SON); (d, h) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas vermelhas correspondem às PDFs do SWEAT simulado pelo WRF-ERA e as azuis às simuladas pelo WRF-MPI, ambas do clima histórico. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%. 49
- Figura 18. Diferença (%) das médias diárias sazonais do CAPE ($J\ kg^{-1}$) simulado pelo WRF-ERA, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas azuis e verdes correspondem, respetivamente, às PDFs do CAPE simulado pelo WRF-MPI para o clima histórico e futuro. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%. 52
- Figura 19. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE entre 0-1000 $J\ kg^{-1}$, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). 55
- Figura 20. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE entre 1000-2500 $J\ kg^{-1}$, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). As regiões a ponteados negro correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo. 56

- Figura 21. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE entre 2500-4000 J kg⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para o (a) verão (JJA) e (b) outono (SON). As regiões a ponteadas em preto correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo..... 57
- Figura 22. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE ≥4000 J kg⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para o outono (SON). As regiões a ponteadas em preto correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo..... 57
- Figura 23. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SHR6km (m s⁻¹) simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda) para (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteadas em preto. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas azuis e verdes correspondem, respetivamente, às PDFs do SHR6km simulado pelo WRF-MPI para o clima histórico e futuro. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%..... 59
- Figura 24. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SHR6km entre 0-10 m s⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF)..... 62
- Figura 25. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SHR6km entre 10-15 m s⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). Notar que (a) e (d) têm escala igual e (b) e (c) têm escalas iguais... 62
- Figura 26. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SHR6km entre 15-20 m s⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF)..... 63
- Figura 27. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SHR6km ≥ 20 m s⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF)..... 64
- Figura 28. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SWEAT simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteadas em preto. PDFs (%) dos respetivos meses para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas azuis e verdes correspondem, respetivamente, às PDFs do SWEAT simulado pelo WRF-MPI para o clima histórico e futuro. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%. 66
- Figura 29. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SWEAT <300, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico

(1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). Notar que (a) tem escala diferente.....	68
Figura 30. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SWEAT entre 300-400, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). As regiões a ponteados negros correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é superior. Notar que (a) tem escala diferente.	69
Figura 31. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SWEAT ≥ 400 , simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para o verão (JJA). As regiões a ponteados negros correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo.....	70

Anexos

A. 1. Climatologia média anual da componente meridional do vento aos 10 m (a) e aos 6 km (b) e da componente zonal do vento aos 10 m (c) e aos 6 km (d) simuladas pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) em $m s^{-1}$	79
A. 2. Climatologia média sazonal do CAPE ($J kg^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI, para o clima histórico (1986-2005), da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF) e simulado pelo WRF-ERA, para o clima histórico (1986-2005), da (e) primavera (MAM); (f) verão (JJA); (g) outono (SON); (h) inverno (DJF). Notar que (a) e (e); (b) e (f); (c) e (g); (d) e (h) têm escalas iguais.	80
A. 3. Climatologia média sazonal do SHR6km ($m s^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI, para o clima histórico (1986-2005), da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF) e simulado pelo WRF-ERA, para o clima histórico (1986-2005), da (e) primavera (MAM); (f) verão (JJA); (g) outono (SON); (h) inverno (DJF).....	81
A. 4. Climatologia média sazonal do SWEAT simulado pelo WRF-MPI, para o clima histórico (1986-2005), da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF) e simulado pelo WRF-ERA, para o clima histórico (1986-2005), da (e) primavera (MAM); (f) verão (JJA); (g) outono (SON); (h) inverno (DJF).	82

Índice de Símbolos

CO_2	Dióxido de carbono
CH_4	Metano
N_2O	Óxido nitroso
CFC-11	Triclorofluormetano
CFC-12	Diclorodifluormetano
Γ_s	Adiabática saturada
Γ_d	Adiabática seca
Γ_e	Gradiente vertical de temperatura da atmosfera
g	Aceleração gravitacional
N	Frequência de <i>Brunt-Väisälä</i>
θ	Temperatura potencial
R_i	Número de <i>Richardson</i>
u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
u_{6km}	Componente zonal do vento aos 6 km
u_{10m}	Componente zonal do vento aos 10 m
v_{6km}	Componente meridional do vento aos 6 km
v_{10m}	Componente meridional do vento aos 10 m
$\partial\vec{V}/\partial z$	Vento de corte vertical
T	Temperatura
∇T	Gradiente de temperatura
f	Parâmetro de <i>Coriolis</i>

R_d	Constante dos gases para o ar seco
z_{LFC}	Altura do nível de convecção livre
z_{sup}	Altura da superfície
Tv_p	Temperatura virtual da parcela
Tv_e	Temperatura virtual do ambiente
z_{EL}	Altura do nível de equilíbrio
θ_e	Temperatura potencial equivalente
Td	Temperatura do ponto de orvalho
Td_{850hPa}	Temperatura do ponto de orvalho aos 850 hPa
v_{850hPa}	Intensidade do vento aos 850 hPa
v_{500hPa}	Intensidade do vento aos 500 hPa
T_{850hPa}	Temperatura aos 850 hPa
T_{500hPa}	Temperatura aos 500 hPa
dd_{500hPa}	Direção do vento aos 500 hPa
dd_{850hPa}	Direção do vento aos 850 hPa
η	Coordenadas verticais eta
p_h	Pressão hidrostática num determinado ponto da atmosfera
p_{ht}	Pressão hidrostática no topo do domínio do modelo
p_{hs}	Pressão hidrostática no nível médio do mar
$f(x)$	Função densidade de probabilidade
H_0	Hipótese nula
H_1	Hipótese alternativa
α	Nível de significância

ci	Intervalo de confiança
h	Resultado do teste de hipóteses
p	Valor p do teste de hipóteses
z	Resultado estatístico do teste t de <i>Student</i>
D	Resultado estatístico do teste de <i>Kolmogorov-Smirnov</i>
F	Probabilidade acumulada

Índice de Acrónimos

AA	Amplificação do Ártico <i>Arctic Amplification</i>
AO	Oscilação do Ártico <i>Arctic Oscillation</i>
ARW	Versão do WRF para investigação <i>Advanced Research WRF</i>
ARWpost	Pós-processador da Pesquisa Avançada WRF <i>Advanced Research WRF post-processor</i>
CAPE	Energia Potencial Disponível para Convecção <i>Convective Available Potential Energy</i>
CIN	Inibição de Convecção <i>Convective Inhibition</i>
CMIP5	Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados <i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 5</i>
DJF	Dezembro/janeiro/fevereiro – inverno
ECMWF	Centro Europeu de Previsão do tempo a médio prazo <i>European Center for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EL	Nível de equilíbrio <i>Equilibrium Level</i>
ERA-40	Reanálises de 40 anos do ECMWF <i>ECMWF 40-year Reanalysis</i>
ERA-Interim	Reanálises do ECMWF a partir de 1979 <i>ECMWF Reanalysis since 1979</i>
EUA	Estados Unidos da América
GCM	Modelos Climáticos Globais <i>Global Climate Models</i>

GrADS	Sistema de Visualização e Análise em Grelha <i>Grid Analysis and Display System</i>
IGRA	Arquivo Global Integrado de Radiossondagens <i>Integrated Global Radiosounding Archive</i>
IPCC	Painel Intergovernamental sobre as Alterações Climáticas <i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
IPMA	Instituto Português do Mar e da Atmosfera
JJA	Junho/julho/agosto – verão
LCL	Nível de condensação ascendente <i>Lifted Condensation Level</i>
LFC	Nível de Convecção Livre <i>Level of Free Convection</i>
MAM	Março/abril/maio – primavera
mCAPE	Energia Potencial disponível para convecção calculada pelo ARWpost <i>Convective Available Potential Energy calculated from ARWpost</i>
mICAPE	Energia Potencial disponível para convecção da camada de mistura <i>Mixed-layer Convective Available Potential Energy</i>
MPI-ESM-LR	Modelo do Sistema Terrestre do Instituto Max-Planck – baixa resolução <i>Max-Planck Institute Earth System Model – low resolution</i>
MPI-M	Instituto Max-Planck para a Meteorologia <i>Max-Planck Institute for Meteorology</i>
muCAPE	Energia Potencial disponível para convecção da parcela mais instável <i>Most-unstable Convective Available Potential Energy</i>

NAO	Oscilação do Atlântico Norte <i>North Atlantic Oscillation</i>
NCA	Relatório de Avaliação do Clima Nacional – EUA <i>National Climate Assessment – USA</i>
NCEP	Centros Nacionais de Previsão Ambiental <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCAR	Centro Nacional de Investigação Atmosférica <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NDSEV	Número de dias com ambientes com condições para tempestades severas <i>Number of days with severe thunderstorm environmental conditions</i>
NMM	Modelo da Mesoescala Não-Hidrostático <i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
NOAA	Administração Nacional do Oceano e da Atmosfera – EUA <i>National Oceanic and Atmospheric Administration – USA</i>
NVA	Advecção de vorticidade negativa <i>Negative vorticity advection</i>
NWP	Sistema de Previsão Numérica do Tempo <i>Numerical Weather Prediction system</i>
PDF	Função densidade de probabilidade <i>Probability Density Function</i>
PVA	Advecção de vorticidade positiva <i>Positive vorticity advection</i>
RCP	Percurso (cenários) representativos de concentração <i>Representative Concentration Pathways</i>
sbCAPE	Energia Potencial disponível para convecção baseada na superfície <i>Surface-based Convective Available Potential Energy</i>
SHR6km	Vento de corte 0-6 km <i>Wind shear 0-6km</i>
SON	Setembro/outubro/novembro – outono

SPC	Centro de Previsão de Tempestades <i>Storm Prediction Center</i>
SREX	Relatório Especial sobre a Gestão dos Riscos de Eventos Extremos e Desastres para a Adaptação às Mudanças Climáticas avançadas <i>Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation</i>
SWEAT	Ameaça de tempo severo <i>Severe Weather Threat</i>
TPW	Total de água precipitável <i>Total precipitable water</i>
TT	Totais do total <i>Total totals</i>
WMO	Organização Mundial de Meteorologia <i>World Meteorological Organization</i>
WRF	Modelo de Previsão e Investigação do Tempo <i>Weather Research and Forecasting Model</i>
WRF-ERA	Simulações do WRF forçadas pelas reanálises ERA-Interim
WRF-MPI	Simulações do WRF forçadas pelo modelo MPI-ESM-LR
WPS	Sistema de Pré-processamento do WRF <i>WRF Preprocessing System</i>

Capítulo 1 | Introdução

“O tempo é o que acontece e o clima é o que se espera” (NOAA - Administração Nacional do Oceano e da Atmosfera dos EUA). O tempo descreve as condições existentes na atmosfera num local e num determinado instante de tempo. Segundo o Painel Intergovernamental sobre as Alterações Climáticas (IPCC), muitas vezes o clima é definido como a “média do tempo” ou a descrição estatística da média e da variabilidade de determinadas variáveis tais como a temperatura, precipitação ou vento, ao longo de um período de tempo que varia de meses até milhares ou milhões de anos. Num sentido mais vasto, o clima é a descrição estatística completa do sistema climático que compreende a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a litosfera superficial e a biosfera. Estes elementos determinam o estado e dinâmica do clima da Terra. O período de tempo clássico, definido pela Organização Mundial da Meteorologia (WMO) para estudar o clima é 30 anos.

O IPCC definiu que as alterações climáticas são mudanças no estado do clima que podem ser identificadas (e.g. usando testes estatísticos) através de alterações na média e/ou na variabilidade das suas propriedades, e que persistem durante um período de tempo extenso, tipicamente de décadas ou superior. As mudanças do clima ocorrem ao longo do tempo devido à sua variabilidade natural ou como resultado da atividade humana. São exemplos destas alterações a ocorrência de verões mais secos do que o normal ou variações em fenómenos como o *El Niño*.

A atmosfera terrestre é constituída por diversos gases em diferentes quantidades, entre os quais estão os gases com efeito de estufa. Segundo a NOAA, as atividades humanas resultam na emissão de quatro gases de estufa: dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) e halocarbonetos, por exemplo os clorofluorcarbonetos (CFC-11 e CFC-12). A concentração atmosférica destes gases na atmosfera tem aumentado como resultado de processos naturais, mas sobretudo devido a causas antropogénicas, como o uso de combustíveis fósseis e a desflorestação. Uma vez que, desde a Era Industrial (meados do século XVIII), as atividades antropogénicas produziram um aumento de cerca de 40% da concentração de CO₂ na atmosfera (NCA – Relatório de Avaliação Nacional do Clima – EUA, 2014), e como a sua remoção se realiza através de processos naturais lentos, continuará a observar-se o aumento da concentração deste gás mesmo que as emissões sejam reduzidas (NOAA).

Segundo o IPCC, os gases com efeito de estufa resultantes das atividades humanas são o forçador mais impactante nas alterações climáticas observadas desde meados do século XX, estando comprovado, com uma certeza de 95%, que a atividade humana é a causa dominante do aquecimento global observado (aproximadamente 1 °C) desde esse período, e espera-se que este valor continue a aumentar, ultrapassando os 2 °C no final do século XXI.

As alterações climáticas são uma das maiores preocupações ambientais que a humanidade enfrenta no século XXI. As maiores ameaças para o Homem serão verificadas localmente através de mudanças nos eventos de tempo extremo. “A região sul da Europa é uma das regiões do mundo mais vulneráveis às alterações climáticas” (Soares *et al.*, 2014). Assim, a sociedade Europeia está especialmente vulnerável a alterações da frequência, duração, distribuição e intensidade de

eventos extremos tais como ondas de calor, secas ou redução da cobertura de neve nas regiões montanhosas, como se tem observado nos últimos anos.

“As tendências da ocorrência de tempestades (e.g. tempestades severas, tempestades de inverno, furacões) estão associadas a incertezas muito superiores às da temperatura ou de variáveis diretamente relacionadas com esta (e.g. cobertura de neve/gelo ou nível do mar). Como é reconhecido que os impactos das alterações na frequência e intensidade dessas tempestades podem facilmente exceder os impactos das alterações da temperatura média ou da precipitação, a investigação tem-se concentrado nas relações entre as alterações climáticas e as tempestades severas” (IPCC).

Investigação recente, tal como a de Diffenbaugh *et al.* (2013), sugere ligações entre o aquecimento global e os fatores que causam tempestades severas (tais como a instabilidade atmosférica), referindo a existência de evidências consideráveis que indicam o aumento das condições favoráveis à formação de tempestades severas, observando-se um incremento da frequência e intensidade dos extremos climáticos nas últimas décadas. Por outro lado, também referem que o aquecimento global irá, provavelmente, amplificar essas alterações.

“Em 2014, ocorreram oito desastres meteorológicos e climáticos com perdas que excederam 1 bilhão de dólares nos EUA. Estes eventos incluíram um evento de inundação, cinco eventos de tempestades severas e um evento de tempestade de inverno. No geral, estes eventos resultaram em 53 mortes e tiveram efeitos económicos significativos nas áreas impactadas” (NOAA).

As tempestades sempre afetaram direta e indiretamente as populações, através de perdas de vidas e danos materiais. No entanto, recentemente, este tornou-se um tema de crescente importância devido à alteração da sua duração, frequência e intensidade, que tem vindo a ser associada às alterações climáticas. Por outro lado, apesar da diminuição da mortalidade resultante dos extremos climáticos, tem-se verificado um aumento das consequências económicas da variabilidade climática. Uma das razões deve-se ao aumento do número de propriedades em localizações mais vulneráveis, tais como próximo da linha de costa, em zonas inundáveis dos rios ou em regiões elevadas das montanhas. Outra das causas está associada ao aumento da densidade populacional das cidades com serviços inadequados, apresentando uma suscetibilidade crescente aos desastres meteorológicos, como é o caso de edifícios construídos em áreas inundáveis sem sistemas de aviso prévios nem infraestruturas de evacuação (WMO).

Assim, a primeira preocupação na estimativa dos impactos das alterações climáticas são as potenciais mudanças na sua variabilidade e consequentes eventos extremos que as podem acompanhar (Tebaldi *et al.*, 2006). Os impactos de muitos extremos geralmente têm efeitos a nível local ou regional. Consequentemente, os estudos dos extremos climáticos numa escala regional são de elevada importância de modo a analisar os potenciais impactos climáticos, permitindo a sua mitigação (medidas que permitem reduzir as alterações climáticas futuras) e adaptação (intervenções que permitem reduzir a vulnerabilidade da sociedade aos impactos das mudanças climáticas) através da atuação próximo dos governantes e das próprias comunidades. A adaptação será mais difícil, dispendiosa e provavelmente terá menos sucesso se não forem tomadas ações de mitigação significativas (NCA, 2014). Como os sistemas ambiental, cultural e socioeconómico estão

interligados, os impactos das alterações climáticas podem ser amplificados ou reduzidos pelas decisões culturais e socioeconómicas.

Atualmente é possível encontrar inúmeros artigos científicos de climatologias históricas e futuras de diversos índices de tempo extremo que utilizam variáveis climáticas primárias, tais como a precipitação e a temperatura, uma vez que são as variáveis com registos longos com maior disponibilidade. No entanto, a análise da combinação destas variáveis, a partir da qual é possível calcular variáveis derivadas para avaliar a estabilidade atmosférica, é pouco explorada, sendo que os trabalhos existentes apresentam, na maioria dos casos, apenas climatologias históricas. Os índices de estabilidade são um exemplo de indicadores que permitem a combinação de variáveis dinâmicas e termodinâmicas, possibilitando uma identificação mais precisa da probabilidade de ocorrência de eventos de tempestade.

1.1 Objetivos da tese

Este trabalho teve como principal objetivo comparar a intensidade, frequência e distribuição de um conjunto de índices de estabilidade atmosférica (dinâmicos, termodinâmicos e compostos) entre o clima histórico (1986-2005) e o clima futuro (2081-2100) numa escala regional (Península Ibérica). Considerou-se o cenário de emissão de gases RCP8.5. Estes índices permitem avaliar a instabilidade atmosférica que é considerada um elemento fundamental e precursor no desenvolvimento de tempestades. Assim, através de determinados valores limite destes, definidos pela bibliografia existente, é possível estimar alterações, relativamente ao clima histórico, na probabilidade de ocorrência de eventos de tempo extremo que se poderão desenvolver nessas condições no clima futuro. Assim, através de simulações numéricas da atmosfera do clima histórico e futuro determinaram-se estes índices de estabilidade. De seguida, foram calculadas diversas variáveis estatísticas que permitiram avaliar a sua evolução, obtendo-se uma climatologia futura dos índices de instabilidade atmosférica na Península Ibérica, através da qual é possível identificar alterações dos ambientes favoráveis à formação de tempo severo.

1.2 Estrutura da tese

No Capítulo 2 é apresentada a revisão bibliográfica onde são referenciadas as alterações climáticas e a sua contextualização a nível global e regional. De seguida, são mencionados diversos trabalhos de climatologias de índices de estabilidade. No Capítulo 3 são expostos alguns fundamentos teóricos que permitem compreender a estabilidade e a sua relação com a caracterização de tempestades. De seguida, estes eventos são relacionados com a alteração da circulação atmosférica. Neste capítulo também são apresentadas as formulações dos vários índices e os seus valores limite para a ocorrência de diversos eventos de tempestade. Os dados e os métodos utilizados na validação dos modelos utilizados, no cálculo dos índices de estabilidade e na sua posterior análise são referidos no Capítulo 4. No Capítulo 5 são expostos e discutidos os resultados obtidos neste trabalho. Primeiro, é apresentada a climatologia histórica dos diversos índices de estabilidade. De seguida, realiza-se a validação da simulação para o clima passado recente por

comparação com bases de dados que representam o clima real. Posteriormente, são analisadas as alterações climáticas destes índices simuladas para um clima futuro distante (final do século XXI). Por fim, no Capítulo 6 são apresentadas as conclusões do trabalho e algumas considerações para trabalhos futuros.

Capítulo 2 | Revisão bibliográfica

A alteração da composição da atmosfera tem induzido as mudanças climáticas observadas nas últimas décadas. Estas têm sido associadas a uma variação da estabilidade atmosférica, que pode ser avaliada através da climatologia dos índices de instabilidade. Como os eventos de tempo severo estão diretamente relacionados com a estabilidade da atmosfera, a alteração desta poderá ter como consequência a variação da intensidade, frequência, duração e distribuição deste tipo de eventos.

2.1 Alterações climáticas

Os impactos das alterações climáticas podem manifestar-se através de extremos de tempo e do clima. Segundo o IPCC, os eventos de tempo extremos correspondem às caudas da distribuição da probabilidade de variáveis meteorológicas sendo que a sua representação pelos modelos climáticos apresenta um maior grau de dificuldade. Por outro lado, os eventos extremos com menores escalas temporais estão, muitas vezes, confinados a uma extensão espacial mais reduzida. Assim, a qualidade da sua representação melhora com o aumento da resolução do modelo.

Desde 1950 têm vindo a ser observadas alterações nos eventos extremos. Consequentemente tem-se verificado um crescente interesse na quantificação da importância das influências externas nesses extremos. O SREX (Relatório Especial sobre a Gestão dos Riscos de Eventos Extremos e Desastres para a Adaptação às Mudanças Climáticas avançadas) avaliou as causas das modificações dos diferentes tipos de extremos, tais como a temperatura e precipitação, que estão associadas à ocorrência de eventos extremos (e.g. tempestades e ciclones tropicais). Atualmente, existem mais evidências de que o forçamento antropogénico contribuiu para as modificações observadas na frequência e intensidade dos extremos diários de temperatura na escala global, desde meados do século XX. Estas provas incluem estudos onde existe a separação da influência dos forçamentos antropogénicos e naturais nos extremos de temperatura globais e regionais. Estes resultados sugerem, que na atualidade, o forçamento pelas atividades humanas tem uma maior influência nos extremos de temperatura do que o forçamento natural (Meehl *et al.*, 2007).

A variável climática mais estudada é a temperatura uma vez que as alterações dos extremos de outras variáveis são, geralmente, menos coerentes do que as observadas na temperatura, devido às limitações dos dados e inconsistências entre estudos, regiões e/ou estações. Segundo o IPCC, é muito provável que a nível global se verifique uma diminuição no número de dias e noites frias e um aumento da frequência de dias e noites quentes. Consequentemente prevê-se um aumento da frequência das ondas de calor em grandes porções da Europa, Ásia e Austrália. Por outro lado, estão projetados aumentos na duração, intensidade e extensão espacial das ondas de calor para um futuro próximo.

Apesar de a precipitação ser uma variável com resultados menos coerentes, o aumento dos seus extremos é consistente com o aumento da temperatura global. Através de análises de determinadas regiões continentais, verificou-se o aumento da frequência e intensidade dos

eventos extremos de precipitação nos últimos anos, apesar destes resultados apresentarem uma forte variabilidade espacial e temporal. No continente Europeu houve, provavelmente, um aumento de eventos de precipitação intensa (IPCC).

“A região oeste do Mediterrâneo é definida como um *hot-spot* de alterações climáticas. Em particular, a Península Ibérica tem exibido alterações significativas no final do século XX em muitos diagnósticos climáticos, tais como o aumento da temperatura média e a variabilidade da temperatura, um aumento da frequência e intensidade das ondas de calor e períodos de seca, e o desenvolvimento de eventos de precipitação intensa” (Soares *et al.*, 2014).

Atualmente existem certezas de que se tem observado um aumento da frequência e intensidade dos extremos climáticos e de que estas alterações provavelmente serão amplificadas pelo contínuo aquecimento global. No entanto, continuam a existir incertezas relativas às tempestades severas. Estas incertezas determinam algumas das dificuldades do estudo dos impactos das alterações climáticas. Dissenbaugh *et al.* (2013) referiram que estas incertezas devem-se, primeiramente, à falta de registos passados suficientemente longos dos eventos de tempestades severas. Outra causa está associada aos conflitos nas condições que favorecem as tempestades severas, observados nos fundamentos teóricos e nos modelos climáticos. Por último, devido à falta de recursos computacionais ou a deficiências no desenvolvimento dos modelos, existem vários processos que permitem identificar tempestades individuais na atmosfera que permanecem inacessíveis nos modelos climáticos, tais como os processos que induzem a convecção.

A trajetória das tempestades na região norte do Atlântico está diretamente relacionada com o índice de variabilidade climática NAO (Oscilação do Atlântico Norte). Este “é o modo principal de variabilidade da pressão ao nível do mar no norte do Oceano Atlântico. O padrão espacial da NAO consiste num dipolo com orientação aproximada norte/sul com um dos centros localizado sobre a Islândia e o outro, de sinal oposto, estendendo-se pelas latitudes médias do Atlântico Norte e centrado cerca dos 35°N, na zona dos Açores” (IPMA). Segundo o IPCC, existem vários estudos que referem uma deslocação da trajetória das tempestades em direção ao polos e a sua intensificação entre os anos 1950 e 2000, no entanto, os modelos continuam a simular trajetórias das tempestades demasiado zonais ou que subestimam a intensidade dos ciclones.

Este índice está associado aos regimes de tempo característicos de cada região, sendo que estes permitem identificar as condições favoráveis à ocorrência de eventos de tempo severo. O IPCC refere que nas latitudes médias os regimes de tempo são frequentemente caracterizados pela existência de bloqueio atmosférico. Este fenómeno, definido por ventos persistentes de oeste (estacionários), tem impacto na formação de ambientes propícios ao desenvolvimento de eventos de tempo severos, devido à inversão do deslocamento zonal e consequente interrupção dos sistemas de tempestades. Foi verificado um aumento da frequência, duração e intensidade do bloqueio no Atlântico Norte desde 1990 (Mokhov *et al.*, 2013).

Apesar das incertezas associadas às tempestades severas, o estudo das consequências das alterações climáticas na ocorrência deste tipo de evento é de elevada importância. Assim, muitas vezes são analisadas as condições favoráveis ao desenvolvimento de tempestades, que se devem em parte à instabilidade atmosférica que, por sua vez, pode ser avaliada pelos índices de estabilidade.

2.2 Climatologia dos índices de estabilidade

Os índices de estabilidade resultam de uma combinação de variáveis dinâmicas e termodinâmicas que possibilitam a estimativa da probabilidade de ocorrência de eventos de tempo severo. A comparação da climatologia passada e futura destes índices permite verificar as diferenças da intensidade, frequência e distribuição dos eventos de tempo severo devido à alteração da circulação atmosférica de larga escala (referida na Secção 3.3) associada às mudanças climáticas. Atualmente observam-se inúmeros trabalhos com climatologias históricas e futuras dos índices de tempo extremo de variáveis independentes (e.g. precipitação, temperatura, etc.), tais como os de Tebaldi *et al.* (2006), Sillmann *et al.* (2013) e Coumou e Robinson (2013). No entanto, também é possível encontrar alguns trabalhos onde são apresentadas climatologias de índices de estabilidade (e.g. CAPE – Energia potencial disponível para convecção, SHR6km – Vento de corte entre os 0 e 6 km, CIN – Inibição de convecção, etc.).

Holley *et al.* (2014) desenvolveram uma climatologia do CAPE, para o período 2002-2012, para a região da Grã-Bretanha. Através deste estudo, observaram que os valores mais reduzidos de CAPE ocorrem com uma maior frequência, havendo uma redução gradual da frequência com o aumento do seu valor. Estes autores também verificaram que valores elevados de CAPE nem sempre estão associados ao desenvolvimento de tempestades (e.g. na presença de CIN elevado é necessário um maior forçamento para a formação de tempestades). De modo a estudar a variabilidade temporal do CAPE foram realizados diversos mapas sazonais que permitiram verificar que o seu valor máximo é alcançado em períodos de elevadas temperaturas, mais prováveis de ocorrer nos meses de verão, quando a insolação atinge um máximo. Assim, concluiu-se que existe uma forte relação entre a temperatura da superfície e o valor deste índice. Consequentemente foi possível identificar três estações do CAPE de acordo com as temperaturas superficiais. A primeira denomina-se de “CAPE terrestre” e ocorre entre abril e setembro, estando associada às maiores temperaturas terrestres relativamente ao oceano. O “CAPE oceânico” é observado de setembro a janeiro, e coincide com uma redução da temperatura terrestre relativamente à do mar, combinada com o aumento da frequência de ar frio nas camadas superiores. A última estação denominada de “CAPE reduzido”, que ocorre entre janeiro e abril, resulta das baixas temperaturas superficiais continentais e oceânicas e do ar frio nos níveis superiores. Assim, verificou-se que este índice apresenta uma grande variabilidade espacial e temporal.

Barfus e Bernhofer (2014) realizaram um estudo que analisou a capacidade de modelos climáticos globais (GCMs) de reproduzir a estabilidade troposférica na Península Arábica, através do cálculo de um conjunto de índices de estabilidade para diferentes GCMs, para o período compreendido entre 1961-1999. Posteriormente, estes índices foram comparados com reanálises do NCEP, em colaboração com o NCAR, e com radiossondagens do IGRA. Este estudo baseou-se na comparação das classes dos diferentes índices, limitadas pelos quantis da distribuição dos índices, focando na parte mais instável da distribuição. Quando foram encontrados desvios em relação à referência, estes foram explicados através das diferenças das diversas variáveis de cada índice.

Riemann-Campe *et al.* (2009) realizaram uma climatologia global sazonal dos índices CAPE e CIN entre 1958-2001 através de reanálises ERA-40. Observou-se que a distribuição global do CAPE médio sazonal está associada à disposição da temperatura e da humidade específica dos níveis superficiais. Consequentemente, o CAPE apresenta um gradiente meridional, tendo geralmente maiores valores próximo do Equador e diminuindo em direção aos polos. Através da realização de médias zonais e da sua comparação observou-se que o CAPE é mais influenciado pela humidade específica do que pela temperatura. Assim, este índice apresenta valores superiores, nos meses de verão no hemisfério norte (junho, julho e agosto). As médias sazonais do CAPE variam entre 0 e 7000 J kg⁻¹, com um valor médio de cerca de 300 J kg⁻¹. A distribuição das diferenças sazonais é semelhante à das médias sazonais, observando-se geralmente maiores diferenças durante os meses de verão no hemisfério norte, onde existem temperaturas superiores.

Trapp *et al.* (2007) realizaram médias sazonais do índice CAPE e SHR6km e de um parâmetro que permite quantificar o número de dias com características favoráveis à formação de tempestades (NDSEV), através do produto entre SHR6KM e CAPE, estando este valor dependente das diferentes combinações dos dois índices. Este estudo focou-se num período histórico (1962-1989) e num período futuro (2072-2099) para a região dos EUA. Observou-se que o CAPE apresenta valores superiores no clima futuro praticamente em todo o domínio, verificando-se diferenças superiores próximo do Golfo do México e nas zonas costeiras em fronteira com o Oceano Atlântico. Este estudo também verificou que os aumentos do CAPE se devem ao aumento da quantidade de vapor de água na camada limite planetária, tal como era esperado pela equação de *Clausius-Clapeyron*. Esta mostra a dependência do conteúdo máximo de vapor de água em função da temperatura e, consequentemente, o aumento da humidade nos níveis inferiores devido ao aumento da temperatura. Quanto ao SHR6km, verificou-se uma diminuição geral no clima futuro em relação ao clima histórico, o que era esperado pela relação do vento térmico, devido à redução do gradiente meridional da temperatura.

De acordo com o NDSEV, o potencial para ocorrência de tempestades aumenta com o valor de CAPE e de SHR6km. Como no clima futuro é esperado um aumento do CAPE e diminuição do SHR6km, Trapp *et al.* (2007) determinaram que uma das possibilidades seria o aumento de tempestades com menor organização, capazes de produzir tempestades com precipitação intensa, mas geralmente sem carácter severo. No entanto, na maior parte da região em estudo verificou-se que o aumento do CAPE compensou a diminuição de SHR6km no futuro, originando um aumento do NDSEV. Consequentemente, houve um aumento de dias favoráveis à formação de tempestades severas. Como já foi referido, estas alterações apresentam uma grande variabilidade espacial e temporal. Nesse estudo verificou-se que os maiores aumentos de CAPE, e consequentemente de NDSEV, no futuro ocorrerão no verão (junho, julho e agosto), nas regiões com maior densidade populacional (no caso desse estudo no sul e este dos EUA). Em termos de percentagem da alteração do NDSEV do clima futuro relativamente ao histórico, existe a possibilidade do aumento de 100% ou mais em diversas localizações.

Diffenbaugh *et al.* (2013) aprofundaram o estudo de Trapp *et al.* (2007) através da avaliação das alterações dos ambientes favoráveis à formação de tempestades severas como resposta ao forçamento dos gases com efeito de estufa nos EUA. Partindo de simulações históricas e futuras (RCP8.5) do CMIP5, foi calculado o CAPE e SHR6km. De seguida quantificou-se o parâmetro NDSEV,

referido anteriormente. Com este trabalho, observou-se que no futuro este número aumentará na região este dos EUA em todas as estações do ano. Isto deve-se ao aumento e diminuição sazonais do CAPE e SHR6km, respetivamente, ao longo de uma grande porção da região em estudo e em todas as estações do ano. Com o aquecimento global, espera-se que a distribuição do CAPE/SHR6km tenda para o aumento do NDSEV. Como o aumento do CAPE é robusto, contrariamente à diminuição de SHR6km (robustez varia de acordo com a região e estação) que se concentra nos dias de CAPE menor, este aumento provavelmente levará a um incremento da ocorrência de ambientes favoráveis a tempestades severas, apesar da diminuição de SHR6km. Por outro lado, verificou-se um aumento robusto da humidade na troposfera, principalmente próximo da superfície. Este foi identificado como a principal causa para o aumento do CAPE, tal como foi referido em estudos anteriores, que por sua vez é a principal condição para o aumento de dias favoráveis à formação de ambientes severos. Assim, o contínuo aquecimento global poderá originar o aumento da ocorrência de ambientes severos, uma vez que a redução do vento de corte pode não ter a importância que se esperava.

Brooks (2013) realizou um estudo com a avaliação da distribuição dos diferentes tipos de tempestades (severas/não severas e com/sem movimento rotativo intenso) de acordo com as condições ambientais de grande escala. A formação de tempestades severas é favorecida por ambientes definidos por elevados valores de CAPE e de SHR6km. O CAPE é o parâmetro com maior importância no desenvolvimento do carácter severo ou não severo da tempestade. Assim, o aumento do seu valor está associado ao incremento da probabilidade de ambientes favoráveis à formação de uma tempestade severa. Quando são atingidas as condições necessárias para a formação de uma tempestade severa e esta é produzida (valores de CAPE elevados) o tipo de tempestade que se forma (com/sem movimento rotativo intenso) é definido pelo SHR6km. No caso de SHR6km ser elevado são formadas tempestades com movimentos rotativos intensos (e.g. tornados e granizo), pelo contrário valores de SHR6km reduzidos induzem o desenvolvimento de vento (i.e. movimento rotativo pouco intenso).

Este autor também verificou que, no clima futuro, os valores de CAPE irão aumentar, devido ao aumento da temperatura superficial e ao conseqüente aumento da humidade na camada limite. Por outro lado, é provável que se observe uma diminuição do SHR6km devido à redução do gradiente meridional de temperatura, associado à alteração do vento térmico. Como é esperado um maior aumento do CAPE do que a diminuição do SHR6km, é expectável um aumento da frequência dos ambientes favoráveis à formação de tempestades severas. No entanto, os valores elevados de CAPE e SHR6km ocorrem com pouca frequência, o que demonstra que raramente são atingidos valores extremos das condições ambientais da atmosfera.

Este autor também referiu que na Europa não é tão certo como nos EUA (onde são realizados a maioria dos estudos) que a alteração global da temperatura desencadeie um aumento da humidade na camada limite. Isto deve-se à contextualização geográfica deste continente, principalmente em torno do Mediterrâneo (região de elevada humidade), uma vez que este tem dimensões relativamente reduzidas e está rodeado por massas continentais. Por outro lado, o deserto do Saara, a sul, está associado a baixos valores de humidade. No entanto, “apesar de serem necessários melhoramentos nas relações entre os ambientes e as tempestades em todas as regiões, estas são particularmente verdadeiras fora dos EUA” (Brooks, 2013).

Capítulo 3 | Fundamentos teóricos

3.1 Estabilidade atmosférica

A estabilidade atmosférica é definida pela resistência da atmosfera ao movimento vertical de uma parcela de ar, permitindo identificar diferentes eventos meteorológicos.

A atmosfera é denominada de estável quando é inibido o movimento vertical. Isto acontece se uma parcela de ar tem uma temperatura inferior à do meio envolvente, o que a aumenta a sua densidade, favorecendo a sua descida. Nestas condições, a formação de nuvens é menos provável. No entanto, quando estas se desenvolvem, apresentam uma forma estratificada sendo denominadas de nuvens *stratus*.

A atmosfera é instável quando são reunidas as condições necessárias para o deslocamento vertical de uma parcela de ar para níveis superiores. Isto acontece quando esta parcela tem uma temperatura superior à do ambiente envolvente, o que a torna menos densa, promovendo a sua ascensão. Nesta situação é favorecido o desenvolvimento de nuvens *cumulus* e *cumulonimbus* que estão associadas a tempestades.

Uma parcela de ar não saturada, com temperatura superior à do ambiente envolvente, irá ascender, expandindo, devido à diminuição da pressão com a altitude. Como consequência, há uma redução de energia interna da parcela de ar, devido ao trabalho realizado pela parcela sobre o ambiente, o que origina uma diminuição de temperatura a uma taxa de $9.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (NOAA), denominada por adiabática seca (Γ_d). A ascensão adiabática é caracterizada pela inexistência de trocas de calor ou matéria com o ambiente envolvente. Quando a parcela se tornar saturada, isto é quando a temperatura da parcela e do ponto de orvalho forem iguais, a redução da temperatura ao longo da ascensão será diferente. Este processo está associado a uma mudança do estado gasoso para líquido, havendo a libertação de calor latente e a redução do arrefecimento adiabático. Consequentemente, o arrefecimento da parcela dá-se a uma taxa inferior, que geralmente varia entre 5.5 e $6 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (NOAA), denominada de adiabática saturada (Γ_s). Assim, a taxa de arrefecimento adiabático de uma parcela de ar saturada é sempre inferior à taxa de arrefecimento adiabático de uma parcela de ar seco.

A instabilidade atmosférica tem diferentes denominações de acordo com os limites da temperatura da parcela de ar ascendente definidos pela taxa de arrefecimento adiabático do ar seco e saturado. Assim, a atmosfera pode ser caracterizada por instabilidade absoluta, instabilidade condicional e estabilidade absoluta (Figura 1).

A atmosfera é absolutamente instável (Figura 1 – região roxa) quando o gradiente vertical de temperatura da atmosfera (Γ_e) é superior a Γ_s e Γ_d , ou seja, a temperatura de uma parcela (saturada ou não saturada) será superior à do ambiente, permitindo que esta ascenda. Assim, são criadas condições instáveis na atmosfera possibilitando, por exemplo, a formação de nuvens e tempestades. Geralmente, a atmosfera é absolutamente instável quando a superfície é exposta a

uma radiação solar intensa, favorecendo o seu aquecimento. A instabilidade absoluta ocorre sob a seguinte condição:

$$\Gamma_s < \Gamma_d < \Gamma_e$$

O caso oposto, designado por estabilidade absoluta (Figura 1 – região azul), ocorre quando a temperatura do ambiente envolvente diminui a uma taxa inferior a Γ_d e Γ_s . Consequentemente, a temperatura da parcela de ar em ascensão (saturada ou não) será inferior à temperatura do meio circundante, inibindo a sua subida e favorecendo a sua descida, o que torna a atmosfera estável. As camadas mais estáveis ocorrem onde existe uma inversão de temperatura, ou seja, são regiões onde a diminuição da temperatura com a altitude é invertida. Assim, a temperatura aumenta com a altitude encontrando-se uma camada de ar quente em cima de uma camada de ar frio. A camada de ar mais quente origina um bloqueio vertical da atmosfera, tornando-a estável. Estas inversões podem ocorrer próximo da superfície ou em níveis superiores. Geralmente, são geradas condições necessárias para a formação de inversões de temperatura (e, conseqüentemente, de uma camada estável) quando há uma rápida diminuição da temperatura da superfície, o seu aumento em níveis superiores ou uma combinação das duas.

A atmosfera diz-se absolutamente estável se for verificada a seguinte condição:

$$\Gamma_e < \Gamma_s < \Gamma_d$$

A instabilidade condicional (Figura 1 – região amarela) requer que Γ_e esteja confinada entre Γ_d e Γ_s . Nesta situação, dependendo da temperatura e da humidade da superfície, a parcela pode tornar-se saturada, ascendendo com uma taxa de arrefecimento semelhante a Γ_s , uma vez que a temperatura da parcela será superior à do ambiente. Conseqüentemente, a atmosfera é considerada instável. No caso de a parcela permanecer não saturada, a sua ascensão ocorrerá com uma taxa de arrefecimento idêntica a Γ_d . No entanto, como a parcela terá uma temperatura inferior à do meio envolvente, a sua ascensão será inibida, havendo a descida da parcela de ar. Nesta situação a atmosfera será estável. Assim, a instabilidade da atmosfera está condicionada à saturação da parcela. A atmosfera diz-se condicionalmente instável se for observada a seguinte condição:

$$\Gamma_s < \Gamma_e < \Gamma_d$$

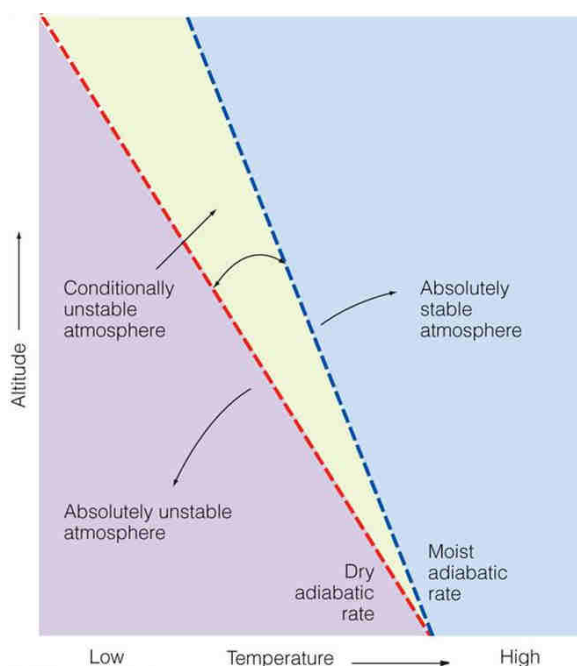


Figura 1. Representação da instabilidade absoluta e condicional e da estabilidade absoluta. (Fonte: <http://nearpictures.com/pages/a/adiabatic-lapse-rate/>)

A estabilidade atmosférica pode ser classificada como estática (também denominada de convectiva, potencial ou termodinâmica) ou dinâmica de acordo com o processo dominante.

A estabilidade estática está relacionada com processos termodinâmicos, tais como a capacidade da atmosfera em gerar um forçamento convectivo que favorece a ascensão da parcela de ar. A estabilidade estática tem uma grande variabilidade diurna, devido ao aquecimento da superfície pela radiação solar incidente (durante o dia), diminuindo a estabilidade atmosférica, uma vez que a taxa de arrefecimento é superior. Segundo Holton (2004), este tipo de estabilidade é definida pelo quadrado da frequência de *Brunt-Väisälä* (N):

$$N^2 = g \frac{d \ln \theta}{dz} \quad (1)$$

Onde g é a aceleração gravitacional e θ corresponde à temperatura potencial. Quando N^2 é negativo ($d\theta/dz < 0$) a atmosfera é instável. Por outro lado, se N^2 for positivo ($d\theta/dz > 0$) a atmosfera é estável, uma vez que o movimento ascendente é inibido. No caso em que N^2 é nulo ($d\theta/dz = 0$) a atmosfera diz-se neutra, não existindo aceleração vertical.

A estabilidade dinâmica está associada à alteração da direção e intensidade do vento. O aumento do vento de corte implica uma amplificação da instabilidade da atmosfera. Segundo Holton (2004), a estabilidade dinâmica é caracterizada pelo número de Richardson (R_i):

$$R_i = \frac{N^2}{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2} \quad (2)$$

Onde u e v correspondem às componentes zonal e meridional do vento, ou seja, o termo do denominador define o vento de corte. A atmosfera diz-se instável quando $0 < R_i < 1/4$. Estas condições são estabelecidas quando o vento de corte é elevado e/ou N^2 (estabilidade estática) é reduzido. Consequentemente, a instabilidade dinâmica está dependente da instabilidade estática.

Estes tipos de instabilidade (individualmente ou combinadas) têm a capacidade de produzir nuvens, precipitação e tempestades.

3.2 Caracterização das tempestades

Como será referido posteriormente (Secção 3.3), a atmosfera é aquecida de forma diferencial, formando um desequilíbrio energético que é corrigido, por exemplo, através do desenvolvimento de tempestades.

Segundo a NOAA, uma tempestade corresponde a uma perturbação na atmosfera, afetando especialmente a superfície terrestre. A escala das tempestades varia de tornados a ciclones tropicais e a ciclones extratropicais de escala sinótica. A sua formação está dependente da presença de três ingredientes principais: mecanismo de ascensão, instabilidade atmosférica e humidade.

As tempestades desenvolvem-se principalmente devido à convecção, ou seja, à advecção de calor que tende a reestabelecer o equilíbrio na atmosfera (Figura 2 – b). Este transporte de calor geralmente deve-se ao aquecimento da superfície pela radiação solar ao longo do dia. Consequentemente, é comum haver o desenvolvimento de condições favoráveis à ocorrência de tempestades no final do dia, quando este aquecimento atinge o seu máximo.

A convecção é um dos possíveis forçadores verticais (mecanismo que permite inicializar o movimento vertical) que possibilitam a formação de tempestades. No entanto, existem outras formas de ascensão forçada, como por exemplo, sistemas de baixa pressão superficial, orografia e sistemas frontais.

Os sistemas depressionários são definidos por baixas pressões junto à superfície. Assim, há uma intensificação do gradiente horizontal de pressão que favorece o desenvolvimento de convergência próximo da superfície, forçando a ascensão do ar nos níveis inferiores (Figura 2 – a).

O forçamento vertical devido à orografia do local é desencadeado quando uma massa de ar encontra uma região com relevo (e.g. montanha) que restringe o seu deslocamento horizontal, implicando a sua ascensão (Figura 2 – c).

Os sistemas frontais (e.g. frentes frias e quentes) também podem favorecer a subida de uma massa de ar. No caso das frentes frias, o ar mais quente tende a ascender na região em contacto com a massa de ar de menor temperatura, conforme a massa de ar frio se desloca sob a massa de ar quente (Figura 2 – d). Esta ascensão depende da intensidade dos ventos superficiais e do gradiente de temperatura ao longo da frente. Por outro lado, as frentes quentes são caracterizadas pelo avanço de uma massa de ar mais quente e o recuo de uma massa de ar com menor temperatura. Consequentemente, a massa de ar com maior temperatura eleva-se sobre a massa de ar mais fria, criando uma superfície de contacto inclinada. Estes deslocamentos originam a ascensão do ar ao longo desta superfície. A subida do ar depende da velocidade de deslocamento da massa de ar mais quente (avança) e da massa de ar mais fria (recua). No entanto, como a ascensão do ar numa frente quente é realizado ao longo de uma superfície inclinada, contrariamente às frentes frias, as últimas são mais eficientes no forçamento do movimento vertical de uma massa de ar.

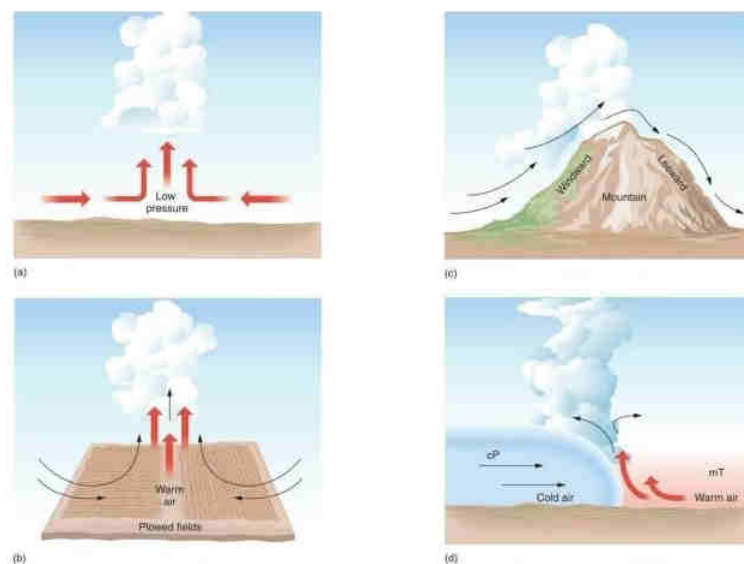


Figura 2. Mecanismos forçadores da ascensão na atmosfera: (a) Sistema de baixa pressão superficial (convergência); (b) Convecção; (c) Orografia; (d) Sistema frontal frio onde mT corresponde a uma massa marítima tropical e cP a uma massa continental polar. (Adaptado de <http://s272.photobucket.com/user/mrleesite/media/Geography/Unit%206/atmosphericliftingmechanisms.png.html>)

Para além de um mecanismo de ascensão, são necessários outros elementos para a formação de tempestades, tais como a existência de uma camada instável ou condicionalmente instável (referido previamente, na Secção 3.1) e de humidade.

O vapor de água atmosférico necessário para a formação de tempestades muitas vezes provem de grandes áreas com água, como é o caso dos oceanos (e.g. Oceano Atlântico) ou mares (e.g. Mediterrâneo). As regiões dos corpos de água com temperaturas superiores são caracterizadas por uma maior evaporação, aumentando a quantidade de humidade na atmosfera, o que aumenta a probabilidade de ocorrência de tempestades.

Na presença destes três elementos (forçamento vertical, instabilidade e humidade) são criadas as condições favoráveis à formação de uma tempestade. Este tipo de fenómeno atmosférico tem um ciclo de vida característico constituído por três fases: formação, maturação e dissipação.

O primeiro estágio, denominado de fase de formação (Figura 3 – a), é caracterizado por uma corrente ascendente de ar quente e húmido. Este deslocamento vertical, associado à condensação do vapor de água, permite o desenvolvimento de nuvens *cumulus*. Este fenómeno liberta calor latente na região da nuvem, aumentando a temperatura do ar e promovendo a sua ascensão adiabática. Assim, as nuvens desenvolvem-se verticalmente, podendo atingir altitudes próximas dos 6 km. Nesta fase são produzidas gotas de chuva que se vão agregando até serem suficientemente pesadas para precipitarem. Como estas nuvens atingem altitudes relativamente elevadas é possível alcançar o nível em que há a formação de gelo. No entanto, na fase de formação, as nuvens são maioritariamente compostas por gotas de chuva. A queda destas e o arrefecimento do ar definem o fim da fase de formação.

A segunda etapa do ciclo de vida da tempestade, designada por maturação (Figura 3 – b), é definida pela presença de movimentos ascendentes (desenvolvidos na fase de formação) e descendentes ao longo da nuvem. Os últimos estão associados à precipitação característica desta fase. Assim, dá-se o desenvolvimento das tempestades, originando um aumento da extensão e altura (atingindo altitudes até aos 12 km) das nuvens. No topo da *cumulonimbus*, próximo da tropopausa, forma-se uma bigorna (região achatada). Durante a maturação é comum a ocorrência de descargas elétricas das nuvens para o solo, queda de granizo e ventos intensos.

A última fase, denominada de dissipação (Figura 3 – c), está associada à interrupção das correntes ascendentes, devido à ocorrência de precipitação intensa. Nesta situação, as correntes ascendentes não são suficientemente intensas para coexistirem com as correntes descendentes. Esta interrupção também pode dever-se ao congelamento das gotas de chuva existentes na nuvem que, por sua vez, congelam a nuvem, impossibilitando a libertação de calor latente e arrefecendo a região abaixo da nuvem. Por outro lado, se a subida de ar quente e húmido a partir dos níveis inferiores for inibida, a corrente ascendente desaparece. Consequentemente, existem apenas correntes descendentes na nuvem, promovendo a dissipação da tempestade. Esta fase é caracterizada por precipitação e ventos pouco intensos.

As tempestades têm um tempo de vida característico de, geralmente, 30 minutos (NOAA). Durante este intervalo a tempestade evolui ao longo das três fases do seu ciclo de vida.

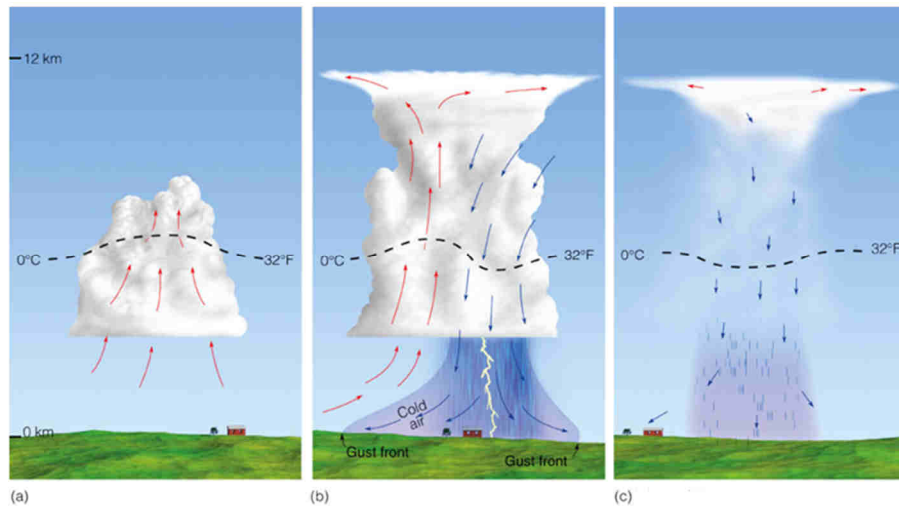


Figura 3. Ciclo de vida de uma tempestade desde a sua (a) formação, (b) maturação e (c) dissipação. (Adaptado de <http://globalsailingweather.com/thunderstorms.php>)

O vento de corte aumenta a organização e intensidade das tempestades, contribuindo para o seu carácter severo. Isto acontece porque, geralmente, a corrente ascendente acaba por se dissipar devido à maior intensidade do movimento descendente. No entanto, na presença de alterações significativas do vento em altitude é produzida uma inclinação da corrente ascendente, aumentando a distância entre esta e a corrente descendente (não tem inclinação). Por sua vez, o aumento da organização destas estruturas torna-as mais persistentes (aumento do seu tempo de vida).

Geralmente, as tempestades que atingem altitudes próximas da corrente de jato são caracterizadas por ventos de corte mais intensos, o que aumenta a sua intensidade e duração. Assim, nos locais e períodos em que esta corrente é mais intensa, há uma maior frequência de eventos de tempo severo.

Enquanto a instabilidade estática (associada à convecção) promove a existência de ambientes favoráveis à formação de tempestades, o vento de corte vertical (instabilidade dinâmica) aumenta a sua organização e o seu tempo de vida, originando tempestades com carácter mais persistente e intenso (NOAA).

“As tempestades severas compreendem uma classe extrema de nuvens de convecção profunda e produzem elevados impactos meteorológicos, tais como ventos superficiais destrutivos, granizo e tornados, para além de relâmpagos perigosos e precipitação intensa” (Trapp *et al.*, 2007). A criação de um ambiente favorável à sua formação requer elevados valores de convecção, instabilidade e humidade próximo da superfície. No entanto, a sua intensidade e organização estão dependentes da velocidade do vento de corte.

As tempestades podem ser classificadas de acordo com o número e tipo de células que as constituem, a sua intensidade e duração, como: unicelulares, multicelulares (*cluster* ou linha) e supercelulares. Estas podem modificar a sua topologia ao longo do seu ciclo de vida, evoluindo para outro tipo de tempestade.

As tempestades unicelulares (*single cell*) são constituídas apenas por uma corrente ascendente. O seu tempo de vida característico varia entre os 20-30 minutos. Estas tempestades estão associadas à formação de granizo, precipitação e ventos intensos. No entanto, como são pouco intensas e persistentes, não permitem a formação de tempo severo.

As tempestades multicelulares (*multicell*) consistem num grupo de células que se desloca em conjunto. Cada célula tem a duração de aproximadamente 20 minutos entre a sua formação e dissipação, no entanto, em conjunto, estas células podem ter um tempo de vida de várias horas e cobrir áreas extensas. As tempestades multicelulares podem ser divididas em duas categorias: linhas de multicélulas (*multicell line* ou *squall line*) e conjunto de multicélulas (*multicell cluster*).

Um conjunto de multicélulas é constituído por estruturas em diferentes fases do seu ciclo de vida. Assim, próximo da região onde ocorre a ascensão, observam-se células na etapa de formação. Na área central do conjunto de multicélulas existem estruturas no estágio de maturação. Por outro lado, na zona das correntes descendentes são visíveis células na fase de dissipação. Estas tempestades são as que acontecem com maior frequência e estão associadas a precipitação forte. O aumento da organização das tempestades de conjuntos de multicélulas potencia o desenvolvimento de tempo severo. Assim, estas estruturas têm a capacidade de produzir granizo de tamanho moderado, inundações repentinas e tornados de intensidade reduzida.

As linhas de multicélulas são definidas por um grupo de tempestades, na fase de maturação, organizadas em forma de linha, podendo atingir áreas superiores a 100 km e velocidades de 100 km h⁻¹. Estas tempestades têm a capacidade de desenvolver granizo até tamanho moderado e inundações repentinas. No entanto, os ventos intensos são a maior ameaça destes fenómenos.

O desenvolvimento de tempo severo nos conjuntos e linhas de multicélulas é favorecido nas regiões próximas da interface das correntes ascendentes e descendentes. Como estas tempestades são mais intensas, têm um maior potencial para a formação de tempo severo do que as tempestades unicelulares.

As tempestades supercelulares são definidas pela existência de um movimento ascendente com carácter rotativo intenso (mesociclone). Devido à sua elevada organização interna, estas podem ter um tempo de vida de várias horas. Este tipo de tempestades é o menos frequente, no entanto, tem o maior potencial de desenvolvimento de tempo severo, produzindo granizo de grandes dimensões, inundações repentinas e tornados com elevada intensidade. Geralmente, as condições necessárias para gerar tempo severo ocorrem na interface das correntes ascendentes e descendentes.

3.3 Alteração da circulação atmosférica

O aquecimento do globo terrestre pela radiação solar, é feito de forma diferencial, devido à esfericidade da Terra. Estas especificações determinam um maior aquecimento das latitudes médias, em relação às latitudes polares, e o conseqüente gradiente meridional de temperatura

(entre o equador e os polos). Este aquecimento diferencial define a circulação atmosférica, caracterizada por um transporte de calor dos trópicos para os polos, com o objetivo de obter um balanço energético. No entanto, tem-se vindo a observar um aumento taxa de aquecimento dos polos em relação aos trópicos resultando numa alteração da circulação atmosférica.

A amplificação do Ártico (AA) está relacionada com a alteração da diferença da temperatura superficial entre o Ártico e as latitudes médias. Este parâmetro pode ter valores positivos ou negativos, de acordo com a taxa de aquecimento do Ártico relativamente às latitudes médias. Quando esta é positiva o polo tem um aquecimento mais rápido do que as latitudes médias, observando-se uma diminuição do gradiente meridional da temperatura. Pelo contrário, se a AA é negativa as latitudes médias têm uma tendência de aquecimento superior à do polo, verificando-se uma maior diferença entre a temperatura deste e das latitudes médias.

Francis e Vavrus (2015) observaram que a AA tem vindo a apresentar valores positivos e crescentes em todas as estações do ano, principalmente no outono e no inverno. Estima-se que a baixa troposfera do Ártico está a aquecer ao dobro da taxa das latitudes médias (Francis e Skific, 2015). Estes autores também verificaram que, desde 1990, a AA e a sua tendência tornaram-se positivas em todas as estações, o que nunca tinha sido observado nos registos existentes. Isto deve-se à redução da extensão e duração do gelo nas latitudes polares e nas regiões continentais. Consequentemente, existe um aumento da exposição da superfície, o que diminui o seu albedo e aumenta a absorção da radiação solar, favorecendo a redução da cobertura de gelo/neve e o aumento do vapor de água existente na atmosfera o que, por sua vez, origina um aumento da temperatura superficial das latitudes polares. Como resultado, há o aumento do aquecimento dos polos relativamente às latitudes médias. Assim, a AA representa um *feedback* positivo (processo que amplifica uma alteração inicial) uma vez que a redução da cobertura de neve deve-se ao aumento da AA, no entanto, os seus efeitos amplificam ainda mais o seu valor.

O aumento global da temperatura e o aquecimento diferencial entre as latitudes médias e o Ártico levam a uma redução do gradiente meridional de temperatura. Como este é um dos forçadores dos ventos zonais dos níveis elevados, verifica-se a redução da sua intensidade, como é esperado pela relação do vento térmico.

Por outro lado, a alteração do gradiente de temperatura está associada a uma intensificação da fase negativa da Oscilação do Ártico (AO). A AO é definida pela NOAA como um modo da variabilidade climática de grande escala, caracterizado por ventos de oeste em torno dos 55° N, denominados de corrente de jato. Este padrão apresenta valores positivos ou negativos, denominados de fases, de acordo com a localização das altas e baixas pressões.

A fase positiva da AO é identificada pela existência de ventos intensos de oeste e pressões inferiores às normais na região polar, originando o confinamento do ar mais frio nesta zona. Por outro lado, a sul da corrente de jato as pressões são superiores às normais. Este padrão transporta as tempestades para norte, observando-se um aumento de condições húmidas no norte da Europa e a sua redução a sul (Figura 4 – a).

A fase negativa da AO é caracterizada por uma corrente de jato menos intensa, havendo um aumento da pressão a norte e a sua redução a sul. Este regime de pressão facilita o deslocamento das massas de ar frio do Ártico para sul, aumentando a ocorrência de tempestades nas latitudes médias (Figura 4 – b).

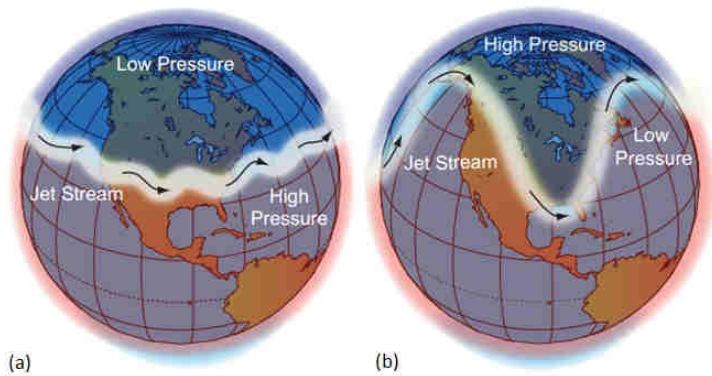


Figura 4. Representação da (a) fase positiva e (b) negativa da Oscilação do Ártico. (Adaptado de <http://frontierscientists.com/2013/06/under-pressure-arctic-extreme-weather/>)

Como se observa pela Figura 4, há uma migração das cristas da corrente de jato para norte, associado ao aumento da amplitude de onda e a uma intensificação da componente meridional do deslocamento destas (meandrização).

A meandrização da corrente de jato permite a penetração de ar frio polar em latitudes mais reduzidas e o deslocamento de massas de ar quente para latitudes mais elevadas (Figura 5). Estes deslocamentos de massa favorecem a formação de sistemas ciclónicos e anticiclónicos em posições mais a sul (vales) e a norte (cristas), respetivamente. Os ciclones estão associados a vorticidade positiva, que promove a ascensão do ar a partir dos níveis inferiores, favorecendo a convergência e convecção da massa de ar próximo da superfície, permitindo o desenvolvimento de condições favoráveis ao desenvolvimento de tempo severo. Conforme estes se deslocam, dá-se a advecção de vorticidade positiva (PVA) na zona de transição entre o vale e a crista. Por

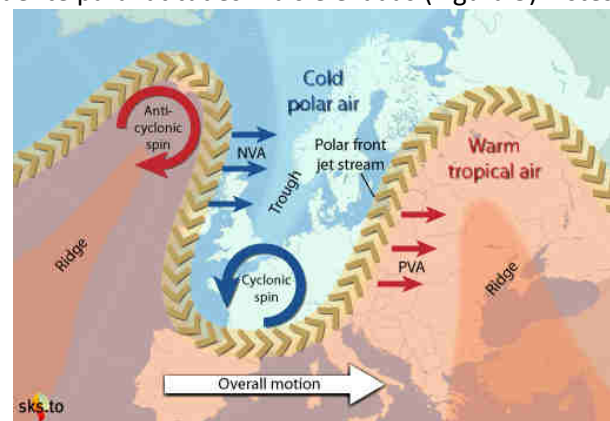


Figura 5. Representação da corrente de jato e dos padrões de tempo associados a esta. (Fonte: <http://skepticalscience.com/jetstream-guide.html>)

outro lado, as altas pressões estão associadas a vorticidade negativa, favorecendo a descida do ar em direção à superfície, inibindo a convecção do ar e a formação de tempestades. A advecção de vorticidade negativa (NVA) ocorre na região da transição entre a alta e a baixa pressão. Assim, conforme o vale passa, a ocorrência de tempo severo torna-se pouco provável enquanto a passagem da crista aumenta a probabilidade de ocorrência destes eventos de tempo.

“Na maioria das latitudes e altitudes observou-se uma diminuição do gradiente de temperatura, com um enfraquecimento mais visível próximo da superfície na região subpolar (900 hPa, 70° N), como é esperado devido à Amplificação do Ártico” (Coumou *et al.*, 2014). Contudo, existem duas regiões onde isto não se observou. Foi o caso das latitudes médias, onde o gradiente de temperatura se manteve inalterado em todas as alturas. No entanto, observou-se um enfraquecimento do jato a sul (30° N – 40° N) e a norte (50° N – 65° N) destas latitudes e, conseqüentemente, houve um enfraquecimento da corrente de jato subtropical (Figura 6). A outra área onde não se observou o enfraquecimento da corrente de jato foi a região subpolar na troposfera média (700 – 400 hPa, 65° N – 75° N) onde o gradiente de temperatura foi amplificado provocando a intensificação do jato subpolar (Figura 6). Esta configuração da corrente de jato conjuntamente com o enfraquecimento do vento zonal favorece a formação de uma corrente de jato dupla. Este fenómeno é mais frequente no inverno, no entanto, nos últimos anos tem sido observado também no verão.

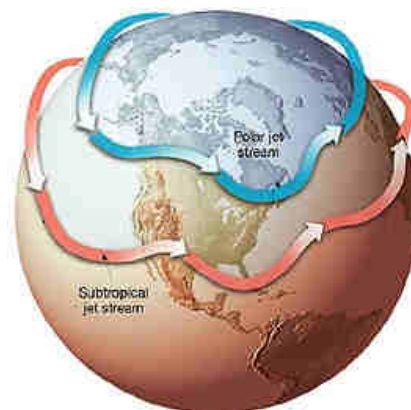


Figura 6. Representação das correntes de jato subpolar e subtropical. (Fonte: <https://climate.ncsu.edu/edu/k12/JetStreams>)

Na Figura 7 – a observa-se uma única corrente de jato em torno das latitudes médias. No entanto, na Figura 7 – b observa-se uma corrente de jato dupla, constituída por uma banda de ventos mais intensos, em torno das latitudes médias e outra corrente de jato, com ventos menos intensos, em torno do Ártico (banda verde). A corrente de jato dupla origina a formação de regimes de ressonância. Estes regimes têm como resultado ondas de Rossby quase-estacionárias e a sua amplificação nas latitudes médias, favorecendo o desenvolvimento de condições meteorológicas superficiais persistentes. Nas últimas décadas, tem-se verificado um aumento de padrões anómalos da corrente de jato, associados a ondas de Rossby quase-estacionárias (persistentes) de elevada amplitude (Coumou *et al.*, 2014).

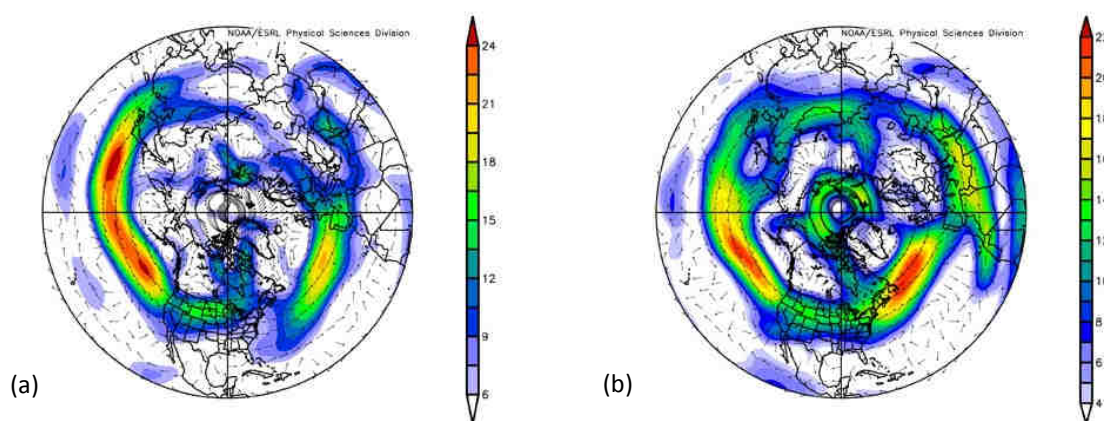


Figura 7. Corrente de jato com uma configuração normal entre 24/5/2012 e 23/6/2012 (a), caracterizada por uma banda de ventos intensos nas latitudes médias, e corrente de jato dupla para o mesmo período em 2013 (b), com uma banda de ventos intensos nas latitudes médias e uma banda de ventos menos intensos em torno do Ártico. (Adaptado de <http://www.popularmechanics.com/science/environment/a9181/how-the-dual-jet-stream-sparks-this-weird-summer-weather-15634917/>)

Resumindo, a AA tem como resultado a redução do gradiente meridional de temperatura e o consequente aumento do caráter ondulatório do vento nos níveis superiores. Este é causado, principalmente, pela redução da componente zonal do vento ao invés do aumento da intensidade do vento meridional. Por outro lado, a AA tem como consequência a criação de condições favoráveis à formação de uma corrente de jato dupla e ao desenvolvimento de regimes ressonantes e persistentes. Estas alterações rápidas no Ártico afetam a circulação de grande escala e, consequentemente, os eventos de tempo extremo e severo na superfície das latitudes médias (Coumou *et al.*, 2014).

3.4 Índices de estabilidade atmosférica

Os índices de estabilidade são muitas vezes utilizados na identificação de ambientes com condições favoráveis à ocorrência de eventos de tempo severo, através da avaliação da instabilidade estática e dinâmica. Alguns índices de estabilidade utilizam todos os níveis verticais e outros estão confinados a um ou mais níveis da troposfera.

Estes índices são denominados de acordo com o tipo de variáveis que são utilizadas no seu cálculo. Os índices de estabilidade dinâmica utilizam variáveis tais como as componentes meridionais e zonais do vento em diferentes níveis verticais. No caso dos índices termodinâmicos são definidos por variáveis tais como a temperatura, temperatura do ponto de orvalho e pressão. Os índices compostos são definidos através da combinação dos índices dinâmicos e termodinâmicos.

Os índices de estabilidade são utilizados para estimar a probabilidade de ocorrência, intensidade, longevidade e características de possíveis tempestades. Estes fornecem um valor numérico que representa o potencial para a ocorrência de tempo severo numa determinada localização. Este valor é comparado com os valores limite, definidos previamente pela bibliografia existente, de modo a identificar o tipo de evento associado ao valor obtido. É importante referir que este valor pode ser válido em certas regiões do globo e, no entanto, não corresponder ao valor limite para a ocorrência de determinados eventos noutras áreas.

3.4.1 Índices de estabilidade dinâmica

Os índices de estabilidade dinâmica utilizam variáveis tais como as componentes zonais e meridionais do vento em diferentes altitudes, permitindo avaliar a organização, intensidade e duração da tempestade, o que permite distinguir os diferentes tipos de tempestades.

3.4.1.1 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km

O vento de corte (*wind shear*) corresponde a uma diferença da direção e/ou intensidade do vento entre dois locais distintos. Esta diferença pode ser realizada numa superfície horizontal (vento de corte horizontal) ou entre dois níveis verticais distintos (vento de corte vertical). Neste estudo, considerou-se apenas o segundo caso, ou seja, realizou-se a diferença do vento em altitude.

O vento de corte vertical é definido pela diferença entre o vento numa determinada altitude e o vento próximo da superfície, que no caso deste trabalho corresponde ao vento aos 10 metros. Geralmente, são utilizados os ventos aos 6 km (*deep layer shear*) ou ao 1 km (*low level shear*). Neste estudo, calculou-se apenas o vento de corte aos 6 km (SHR6km), através da seguinte expressão:

$$SHR6km = \sqrt{(u_{6km} - u_{10m})^2 + (v_{6km} - v_{10m})^2} \quad (3)$$

Onde u_{6km} e u_{10m} correspondem à componente zonal do vento aos 6 km e aos 10 m, respetivamente, e v_{6km} e v_{10m} correspondem à componente meridional do vento aos 6 km e 10 m, respetivamente.

Segundo Trapp *et al.* (2007), a dinâmica interna das tempestades é fortemente alterada por ventos de corte verticais intensos, uma vez que o cisalhamento do vento favorece o movimento de rotação da tempestade em torno de um eixo vertical. Por outro lado, como foi referido na Secção 3.2, valores elevados de vento de corte auxiliam a convecção profunda na presença de uma corrente descendente (devido à precipitação). Os efeitos referidos anteriormente promovem a organização da tempestade, o aumento da sua intensidade e duração. Assim, valores elevados do vento de corte contribuem para a formação de condições favoráveis ao desenvolvimento de eventos de tempo severo mais organizados, persistentes e intensos.

Segundo van der Velde (2007), quando SHR6km atinge 10 m s^{-1} considera-se que o vento de corte vertical é fraco a moderado. Geralmente, este valor é suficiente para permitir o desenvolvimento de novas células próximo da fronteira de antigas estruturas. A partir deste limite também é possível haver a formação de tempestades de multicélulas e sistemas convectivos de mesoescala. Valores de SHR6km maiores do que 15 m s^{-1} possibilitam a formação de condições favoráveis à ocorrência de tempestades com um elevado grau de organização com algumas características de estruturas supercelulares, sendo capazes de produzir granizo de grandes dimensões. Os 20 m s^{-1} definem o valor limite para o desenvolvimento de tempestades de supercélulas, caracterizadas pelo desenvolvimento contínuo de um movimento ascendente em rotação (mesociclone). Assim, são estabelecidas as condições necessárias para a ocorrência de eventos de tempo severo, tais como granizo com dimensões superiores a 2 cm e tornados.

Como foi referido no Secção 3.3, a redução do gradiente meridional de temperatura tem como consequência uma redução do vento de corte vertical, levando à redução do vento zonal em altitude, como é esperado pela relação do vento térmico:

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \cong \frac{g}{fT} \hat{k} \times \nabla T \quad (4)$$

Onde $\partial \vec{v} / \partial z$ corresponde ao vento de corte vertical, f é o parâmetro de *Coriolis*, g define a aceleração gravitacional, T e ∇T definem a temperatura e o seu gradiente, respetivamente.

3.4.2 Índices de estabilidade termodinâmica

Estes índices são definidos através de variáveis termodinâmicas, tais como a temperatura e pressão, permitindo avaliar a existência de convecção húmida profunda, que influencia o desenvolvimento de ambientes favoráveis à formação de tempestades.

3.4.2.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE

A convecção está associada à instabilidade atmosférica, ou seja a um desequilíbrio de energia. Como há o objetivo de reestabelecer o equilíbrio termodinâmico, a atmosfera liberta alguma energia, que é medida pela energia potencial disponível para convecção (CAPE) e pela inibição de convecção (CIN).

Para determinar o CAPE, é considerada a Teoria da Parcela, que permite fazer algumas generalizações que simplificam o seu cálculo, no entanto, são introduzidos alguns erros. Assim, considera-se que a parcela não se mistura com o ar envolvente e que a sua ascensão é realizada pela adiabática saturada. Por fim considera-se que, para cada um dos níveis verticais, a pressão da parcela e do ambiente são iguais.

Após serem aplicadas estas restrições na parcela de ar, considera-se uma partícula, não saturada, com as condições atmosféricas do ambiente envolvente, que ascende a partir de um determinado nível (definido pelo utilizador, tal como será referido posteriormente neste capítulo). Conforme a parcela sobe há uma redução adiabática da sua temperatura (realizada pela adiabática seca).

Num determinado nível, denominado de nível de condensação ascendente (LCL), a temperatura da parcela atinge a sua temperatura do ponto de orvalho, tornando-se saturada. Este nível, geralmente define a base da nuvem.

A partir desta altitude, a ascensão da parcela é determinada de acordo com a estabilidade da atmosfera. Como foi referido na Secção 3.1, num ambiente estável, caracterizado pela maior taxa de arrefecimento da parcela em relação ao ambiente (ou seja, se a temperatura da parcela for inferior à do ambiente envolvente) a sua ascensão será inibida. Se a atmosfera for instável a parcela continuará a ascender com uma taxa de arrefecimento semelhante à da adiabática saturada e inicia-se a condensação do vapor de água, formando as gotas de chuva. A parcela continuará a ascender até à altitude onde a temperatura da parcela de ar iguala a do ambiente. Este nível denomina-se por Nível de Convecção Livre (LFC).

A área negativa compreendida entre a adiabática (primeiramente seca e depois saturada) e o perfil de temperatura da parcela, entre o nível a partir do qual a parcela inicia a sua ascensão até ao LFC, denomina-se de Inibição da Convecção (CIN) e corresponde à quantidade energia necessária para impedir a ascensão da parcela desde a superfície até ao LFC (Figura 8). Este índice é definido pela seguinte expressão (Riemann-Campe *et al.*, 2009):

$$CIN = \int_{z_{sup}}^{z_{LFC}} R_d (T_{v_e} - T_{v_p}) d \ln p \quad (5)$$

Onde R_d é a constante dos gases para o ar seco, z_{sup} corresponde à altitude a partir do qual a parcela inicia a sua ascensão, z_{LFC} é a altura do nível de convecção livre, Tv_p e Tv_e correspondem à temperatura virtual da parcela e do ambiente, respetivamente.

A partir do LFC a temperatura da parcela é superior à temperatura do ambiente. Assim, esta região da atmosfera é caracterizada pela existência de instabilidade. A parcela saturada realiza a sua ascensão através de convecção, sem a necessidade de um forçamento externo, havendo um ganho de energia cinética com a altitude. Esta ascensão, seguindo o perfil da adiabática saturada, é acompanhada de uma diminuição da temperatura da parcela até esta voltar a igualar a temperatura do ar envolvente. A partir deste nível, denominado de nível de equilíbrio (EL), a temperatura da parcela de ar torna-se inferior à temperatura do ambiente inibindo a sua ascensão. Este nível coincide com o topo das nuvens.

A energia potencial disponível para convecção (CAPE) é definida como a quantidade de energia disponível para ascender desde o LFC até ao EL (Figura 8). Assim, o CAPE corresponde à área positiva entre a adiabática saturada e o perfil vertical da temperatura do ambiente envolvente. Este índice é calculado através da seguinte expressão (Riemann-Campe *et al.*, 2009):

$$CAPE = \frac{w_{max}^2}{2} = \int_{z_{LFC}}^{z_{EL}} R_d (Tv_p - Tv_e) d \ln p \quad (6)$$

Onde w_{max} é a velocidade teórica máxima da ascensão vertical, z_{EL} define a altitude do nível de equilíbrio.

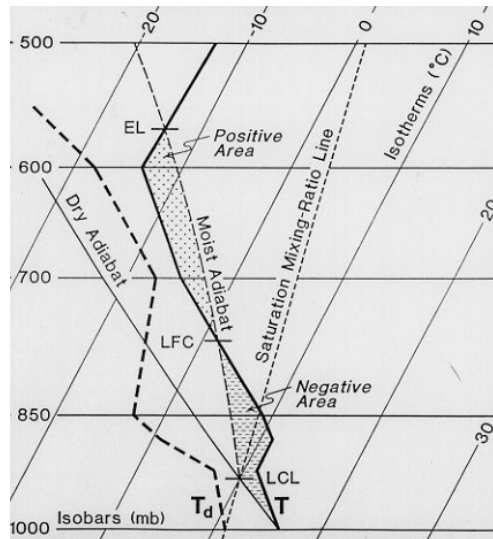


Figura 8. Diagrama *Skew-T* de uma parcela de ar que ascende a partir dos 1000 hPa. A área positiva corresponde ao CAPE e a área negativa ao CIN. A adiabática seca é representada pela linha fina contínua e a adiabática saturada pela linha fina a tracejado a partir do LFC. O perfil da temperatura do ponto de orvalho (T_d) é representado a negro tracejado enquanto o perfil de temperatura do ambiente envolvente (T) é definido como a linha a negro. Os níveis LCL, LFC e EL correspondem aos traços horizontais. (Fonte: <http://www.erh.noaa.gov/rah/education/eduit.html>)

Segundo o SPC (*Storm Prediction Center*) quando a atmosfera apresenta um CAPE que varia entre 0 e 1000 J kg^{-1} é considerada marginalmente instável. A partir dos 1000 J kg^{-1} existe um aumento da possibilidade da ocorrência de tempestades. Se este índice varia entre 1000 J kg^{-1} e 2500 J kg^{-1}

a atmosfera é caracterizada como moderadamente instável. Se CAPE varia entre 2500 J kg^{-1} e 4000 J kg^{-1} existe uma situação de muita instabilidade. Quando este índice é superior a 4000 J kg^{-1} a atmosfera denomina-se de extremamente instável. A existência de CAPE elevado não garante a ocorrência de tempestades, no entanto define um conjunto de condições favoráveis ao desenvolvimento destas. Por exemplo, na existência de valores de CIN elevados a parcela de ar tem de ter energia suficiente para ultrapassar o LFC, de modo a atingir o nível a partir do qual há a libertação de energia capaz de formar tempestades (CAPE).

Apesar de duas radiossondagens distintas poderem apresentar o mesmo valor de CAPE a forma da sua área pode ser diferente, originando características convectivas particulares. No caso de o CAPE ser representado por uma área estreita e elevada, apesar da velocidade vertical da partícula ser inferior, as tempestades tendem a ser mais elevadas favorecendo a precipitação. Por outro lado, se o CAPE estiver confinado a uma região larga e baixa, a velocidade com que a partícula ascende é superior, favorecendo o desenvolvimento de tempestades com elevada rotação em altitude.

O valor de CAPE está diretamente dependente da temperatura próximo da superfície e da quantidade de vapor de água existente na atmosfera. Através da equação de *Clausius-Clapeyron*, observa-se a dependência direta da temperatura no conteúdo máximo de vapor de água. Normalmente, quanto maior a diferença entre a temperatura da parcela e a temperatura ambiente, maior é a probabilidade da parcela de ar (mais quente) ascender. Consequentemente o valor de CAPE, tal como a aceleração vertical, são maiores produzindo convecção intensa. Assim, há um aumento da probabilidade da massa de ar criar nuvens *cumulus* que são associadas a eventos de tempo severo.

O CAPE é sensível às condições atmosféricas existentes no nível onde é inicializada a ascensão da parcela. Devido a esta dependência, e uma vez que o seu cálculo corresponde à integração vertical na coluna de ar, o CAPE tende a prever melhor a ocorrência de eventos do que os índices associados a determinados níveis.

Existem diferentes tipos de CAPE de acordo com os níveis verticais onde se encontram as parcelas de ar que são utilizadas no cálculo dos índices. Segundo o SPC o *mixed-layer* CAPE (mCAPE) utiliza uma parcela de ar caracterizada pelas condições médias da atmosfera nos primeiros 100 hPa. O *surface-based* CAPE (sbCAPE) utiliza uma parcela de ar com as condições da superfície. O *most-unstable* CAPE (muCAPE) considera a parcela de ar mais instável localizada nos primeiros 300 hPa da atmosfera. Geralmente as parcelas que ascendem a partir da superfície têm um CAPE superior ao das parcelas que ascendem utilizando as condições atmosféricas de níveis superiores.

Neste trabalho, utilizou-se o mCAPE (ao longo deste trabalho será denominado por CAPE) que corresponde a uma saída do ARWpost. Este índice é definido por uma única parcela de ar com θ_e (temperatura potencial equivalente) máxima, cujas condições iniciais correspondem à temperatura e humidade médias ao longo de uma coluna de ar de 500 m. No caso de na radiossondagem não se verificarem valores positivos ou nulos da ascensão da parcela, a partir do LCL, o CAPE é nulo e o seu valor é definido como -0.1 J kg^{-1} . Esta situação corresponde a uma inibição da subida da parcela a partir deste nível. Assim, a parcela não atinge o LFC, a partir do qual se calcula o CAPE. No caso de o CAPE não ser nulo, o seu valor será definido com um valor mínimo de $+0.1 \text{ J kg}^{-1}$.

Como o CAPE é função da temperatura superficial e, conseqüentemente, da quantidade de vapor de água na atmosfera, um contínuo aumento da temperatura global, como o que se tem vindo a observar, poderá originar um aumento dos valores deste índice.

3.4.3 Índices de estabilidade compostos

Os índices de estabilidade compostos são definidos pela combinação de índices de estabilidade dinâmicos e termodinâmicos. Assim, são analisadas variáveis que consideram a convecção e o vento de corte. Como o desenvolvimento de tempestades está associado à existência destes dois tipos de instabilidade, a sua conjugação é uma vantagem. No entanto, como estes índices combinam os dois tipos de instabilidade num único valor, é impossível identificar qual o tipo de processo que teve maior influência na ocorrência dos eventos de tempestade, o que representa uma desvantagem. Assim, é aconselhado utilizar os índices de estabilidade compostos em conjunto com os índices que avaliam a instabilidade dinâmica e termodinâmica individualmente.

3.4.3.1 Ameaça de tempo severo – SWEAT

O índice ameaça de tempo severo (SWEAT), desenvolvido pela Força Aérea dos EUA, avalia a instabilidade dinâmica e termodinâmica através da combinação de diversos parâmetros num único índice. Este considera a humidade nos níveis reduzidos, a convecção (através do índice termodinâmico Total dos totais) e as alterações da intensidade e direção do vento. Esta avaliação permite uma melhor identificação da existência de condições favoráveis à ocorrência de tempo severo, em relação a simples tempestades.

O índice SWEAT (adimensional) é calculado através da seguinte equação (Barfus e Bernhofer, 2014):

$$SWEAT = 12Td_{850hPa} + 20(TT - 49) + 2v_{850hPa} + v_{500hPa} + 125(s + 0.2) \quad (7)$$

Onde,

$$TT = T_{850hPa} + Td_{850hPa} - 2T_{500hPa} \quad (8)$$

Td_{850hPa} é a temperatura do ponto de orvalho aos 850 hPa, v_{850hPa} e v_{500hPa} correspondem à intensidade do vento nos níveis 850 hPa e 500 hPa, respetivamente. TT é um índice termodinâmico denominado de índice total dos totais (*Total Totals*). T_{850hPa} e T_{500hPa} representam a temperatura da parcela aos 850 hPa e 500 hPa, respetivamente.

Como este índice foi desenvolvido nos EUA, definiu-se o nível 850 hPa como o nível representativo da camada limite nesta região. No entanto, em outras áreas do planeta, ou mesmo no oceano, este nível pode não corresponder a esta camada, sendo esta uma das limitações deste índice.

Por outro lado,

$$s = \sin(dd_{500hPa} - dd_{850hPa}) \quad (9)$$

Onde, s define o vento de corte entre os 500 hPa e os 850 hPa. Assim, dd_{500hPa} e dd_{850hPa} correspondem à direção do vento nestes dois níveis.

Os últimos três termos da equação (7), constituídos por variáveis dinâmicas (intensidade e direção do vento), compõem um único termo denominado por termo do *veering*. Este termo avalia a alteração da direção do vento na vertical, no sentido direto (do movimento dos ponteiros do relógio).

Para o cálculo deste índice é definido um conjunto de restrições que permitem anular alguns termos da equação (7):

1. Se Td_{850hPa} é inferior a 0°C o primeiro termo torna-se nulo;
2. Se TT é menor ou igual a 49 o segundo termo da equação é definido como zero;
3. O termo do *veering* (último termo) torna-se 0 se as seguintes condições não forem verificadas:
 - a. Se v_{850hPa} e v_{500hPa} são iguais ou superiores a 15 nós ($\sim 27 \text{ km h}^{-1}$);
 - b. Se dd_{500hPa} está compreendido entre 210° e 310°;
 - c. Se dd_{850hPa} varia entre 130° e 250°;
 - d. Se $dd_{500hPa} - dd_{850hPa}$ é positivo.

Valores elevados de SWEAT estão associados a um aumento da probabilidade de ocorrência de tempo severo e o desenvolvimento de tornados é favorecido. Segundo a NOAA, para valores de SWEAT inferiores a 300 não são esperadas tempestades severas. Quando SWEAT é superior a 300 existe um elevado potencial de convecção. Se o índice varia entre 300 e 400 há uma elevada probabilidade de formação de tempestades severas associadas a trovoadas. Quando SWEAT é superior a 400 existem condições favoráveis à ocorrência de tornados.

Como já foi referido anteriormente estes valores limite não restringem a ocorrência de eventos de tempestade, no caso de estes não serem atingidos. Consequentemente, se existe um forçamento vertical intenso podem ocorrer tempestades severas em regiões onde os valores de SWEAT são relativamente reduzidos (< 300). Se SWEAT for inferior a 400, mas existir um aumento do vento de corte no local podem ser desenvolvidas condições que permitem a ocorrência de tornados. Por outro lado, os valores elevados de SWEAT não são determinantes para a ocorrência de tempestades, uma vez que é necessário haver um forçamento vertical que permita o desenvolvimento de convecção.

Este índice apresenta algumas limitações uma vez que utiliza dois níveis restritos, 850 hPa e 500 hPa, desprezando possíveis inversões de temperatura ou camadas com humidade reduzida nos níveis intermédios. A computação do SWEAT também pode tornar-se demasiado complexa devido a todas as condições impostas no seu cálculo. Outra limitação deste índice está associada à falta de individualidade da instabilidade estática e dinâmica. Assim, a análise deste índice deve ser complementada com dados relativos à instabilidade dinâmica e estática.

Capítulo 4 | Dados e Métodos

4.1 Dados

4.1.1 Descrição dos modelos

O modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) é um sistema de previsão numérica do tempo (NWP) da mesoescala (Skamarock *et al.*, 2008) que permite simular fenómenos com escala de dezenas de metros a milhares de quilómetros. Este modelo, desenvolvido por um vasto conjunto de instituições dos EUA, é utilizado como apoio à investigação e para previsão operacional.

O WRF tem a capacidade de gerar dois tipos de simulações atmosféricas: umas baseadas em dados reais (observações e análises) e outras com condições iniciais idealizadas. Neste trabalho foram utilizadas as primeiras. Este tipo de simulação requer um processo de pré-processamento realizado pelo Sistema de Pré-processamento do WRF (WPS) que utiliza e prepara os dados terrestres e meteorológicos para o programa de simulações de casos reais.

O WRF engloba duas versões que resolvem a dinâmica: ARW (*Advanced Research WRF*) e NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*). Neste trabalho utilizou-se a versão ARW, desenvolvida primeiramente pelo NCAR (*National Center for Atmospheric Research*). Este é o componente principal do sistema de modelação, sendo composto por um conjunto de programas de inicialização para simulações idealizadas e com dados reais (utilizadas neste trabalho) e pelo programa de integração numérica. O WRF-ARW integra as equações de Euler não hidrostáticas e compressíveis.

Para realizar as simulações, o WRF-ARW utiliza o sistema de coordenadas verticais η , ou sistema de coordenadas verticais de pressão-hidrostática, que acompanham o terreno. Estas apresentam a vantagem de utilizarem superfícies que acompanham a topografia do solo, contrariamente às coordenadas isobáricas em que os níveis de pressão podem interseccionar a superfície (e.g. regiões montanhosas) obrigando à extrapolação dos valores abaixo desses níveis.

O sistema de coordenadas η define a posição vertical de um ponto na atmosfera como a razão da diferença da pressão entre esse ponto e o topo do domínio. Assim, na superfície encontra-se o nível $\eta=1$ e no limite superior do domínio do modelo o nível $\eta=0$ (Figura 9). Estas coordenadas, baseadas na pressão e normalizadas, são calculadas através da seguinte expressão (Skamarock *et al.*, 2008):

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (10)$$

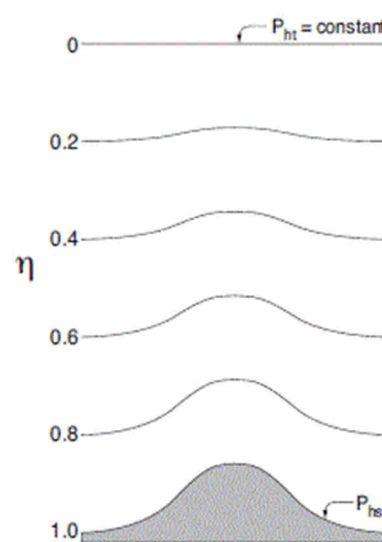


Figura 9. Sistema de coordenadas verticais sigma. (Fonte: Skamarock *et al.*, 2008)

Onde $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ e p_h corresponde à componente hidrostática da pressão num determinado ponto, p_{ht} e p_{hs} correspondem à pressão hidrostática do topo do domínio do modelo e da superfície respetivamente.

O modelo utilizado foi preparado com 29 níveis verticais eta, desde a superfície até ao topo da atmosfera (definido como 50 hPa), com uma resolução horizontal de 9 km, tendo sido usados intervalos de amostragem de 3 horas e em determinados anos de 1 hora.

Marta-Almeida *et al.* (2015) realizou um conjunto de simulações do WRF com dois forçamentos distintos (com malhas coincidentes): reanálises do ERA-Interim e o modelo do *Max Planck Institute Earth System - low resolution* (MPI-ESM-LR). Estas simulações foram configuradas para representar o clima histórico recente e o clima futuro.

Os dados das reanálises utilizados neste estudo foram obtidos pelo Centro Europeu de Previsão a Médio Prazo (ECMWF). Estes foram recolhidos através do projeto ERA-Interim, que combina observações com um modelo de previsão meteorológica, cobrindo um intervalo de tempo desde 1979 até ao presente. Por outro lado, o MPI-ESM é um modelo climático global (GCM) desenvolvido no *Max Planck Institute for Meteorology* (MPI-M), a partir do modelo ECHAM5/MPIOM.

O MPI-ESM-LR é um dos modelos participantes no *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5). Este apresenta melhorias substanciais através da utilização de um novo conjunto de cenários de emissão, definidos como percursos (cenários) representativos de concentração (RCPs). “As trajetórias do forçamento radiativo dos RCPs não estão associadas a características predefinidas possibilitando a conjugação de diferentes desenvolvimentos económicos, tecnológicos, demográficos e políticos” (Sillman *et al.*, 2013).

Atualmente existem os cenários RCP2.6, 4.5, 6.0 e 8.5. Todos estes cenários estão associados a uma maior concentração de CO₂ na atmosfera em 2100 relativamente ao presente, devido ao aumento contínuo das emissões deste gás para atmosfera. Estes cenários são definidos pelo seu forçamento radiativo esperado em 2100 relativamente a 1750 (IPCC). O RCP2.6 é um cenário de mitigação, enquanto o RCP4.5 e o RCP6.0 são cenários de estabilização. Para realizar as simulações para o futuro, utilizou-se o cenário que implica as alterações climáticas mais robustas - RCP8.5. Este cenário está associado a elevadas emissões dos gases de efeito de estufa apresentando um forçamento radiativo superior a 8.5 W m⁻² (superior a 1370 ppm CO₂) no ano 2100 e um aumento progressivo após este ano (Moss *et al.*, 2008).

As simulações forçadas pelas reanálises do ERA-Interim foram apenas realizadas para o clima histórico recente com o objetivo de validar as simulações forçadas pelo MPI-ESM, permitindo a criação de uma climatologia futura forçada por este modelo. Este foi validado por Marta-Almeida *et al.* (2015) através da comparação dos dois modelos com dados observacionais de precipitação e temperatura, “fornecendo a confiança para continuar a utilizar o MPI-ESM para realizar simulações climáticas para o futuro”. Os resultados deste estudo mostraram uma comparação aceitável com as observações, havendo situações em que um dos modelos forçadores apresentou uma melhor representação dos eventos.

4.1.2 Descrição das simulações

As simulações do clima histórico recente e futuro foram realizadas em intervalos de 20 anos, nos períodos de 1986-2005 e de 2081-2100, respetivamente. Este último intervalo temporal denomina-se de futuro longínquo e foi escolhido por estar associado a eventuais alterações climáticas mais robustas relativamente ao clima atual. Como já foi referido, para este cenário climático foi utilizado o cenário de emissões de gases com efeito de estufa RCP8.5.

Para realizar este estudo definiu-se um domínio espacial que engloba a Península Ibérica, uma porção do norte de África e a extensão adjacente do Oceano Atlântico e do Mar Mediterrâneo (Figura 10).

Para a realização do pós-processamento utilizou-se uma ferramenta do WRF denominada de ARWpost. Este é um pós processador que lê os dados do modelo WRF-ARW e gera ficheiros no formato GrADS (*Grid Analysis and Display System*) permitindo obter, a partir das variáveis originais, novas variáveis bidimensionais e tridimensionais, necessárias para o cálculo posterior dos índices de estabilidade.

Após o pós-processamento os dados passaram a ter uma resolução temporal de 6 horas, obtendo-se quatro instantes diários (00h, 06h, 12h e 18h).

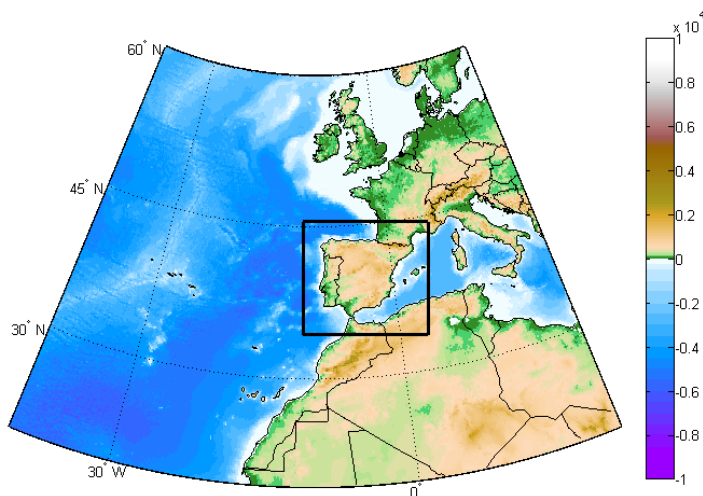


Figura 10. Mapa com a representação do domínio utilizado no modelo (região assinalada por um retângulo) e representação do relevo em metros.

4.2 Métodos

4.2.1 Simulação e análise dos índices de estabilidade

A partir das variáveis geradas pelo pós-processador (ARWpost) calculou-se uma base de dados para o conjunto de índices de estabilidade (SHR6km, CAPE e SWEAT), utilizando o GrADS, através das

equações referidas na Secção 3.4. Estes conservaram as dimensões da grelha e o intervalo temporal (00h, 06h, 12h e 18h). Como os índices apresentam uma grande variabilidade temporal, começou-se por calcular a média diária e de seguida foram realizados ficheiros sazonais, para cada um dos anos, para o clima histórico com os dois forçamentos distintos (WRF-ERA e WRF-MPI) e para o clima futuro (WRF-MPI), com o objetivo de estudar a escala sazonal ao invés da anual. Para calcular as médias sazonais, estipulou-se que cada estação seria definida pelo conjunto de meses que se segue:

- Primavera – MAM – março, abril e maio
- Verão – JJA – junho, julho e agosto
- Outono – SON – setembro, outubro e novembro
- Inverno – DJF – dezembro, janeiro e fevereiro

Para a validação do modelo WRF-MPI foram feitas comparações entre este e o WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005). Começou-se por simular as médias sazonais para o período de 20 anos para todos os pontos da grelha e, de seguida, realizou-se a diferença entre a média do clima histórico forçado pelo WRF-MPI relativamente ao WRF-ERA, através da seguinte expressão:

$$\frac{WRF-MPI(histórico) - WRF-ERA}{WRF-ERA} \times 100 \quad (11)$$

Aplicou-se, de seguida, uma máscara de modo a obter apenas os pontos da grelha sobre terra. Consequentemente obtiveram-se mapas das diferenças das médias diárias sazonais entre as duas simulações para o clima histórico, permitindo averiguar diferenças na intensidade e distribuição espacial dos índices.

Após a validação do WRF-MPI realizou-se o estudo das alterações climáticas dos índices de estabilidade através da comparação destes índices simulados pelo WRF-MPI para o clima histórico (1986-2005) e futuro longo (2081-2100). Primeiramente, calculou-se a climatologia sazonal de cada um dos períodos (inclusive do WRF-ERA), de modo a analisar os padrões e valores característicos de cada índice e a sua variabilidade ao longo do ano (neste trabalho são apenas apresentadas as climatologias do WRF-ERA e WRF-MPI para o clima histórico). De seguida, aplicou-se a mesma metodologia utilizada na validação do WRF-MPI, através da seguinte equação:

$$\frac{WRF-MPI(futuro) - WRF-MPI(histórico)}{WRF-MPI(histórico)} \times 100 \quad (12)$$

Posteriormente, foram realizados campos com a diferença do número de dias (WRF-MPI do clima futuro – WRF-MPI do clima histórico) com determinadas classes de valores dos diferentes índices, de modo a verificar se houve um aumento ou diminuição da frequência dos valores mais elevados dos índices e se houve uma deslocalização destes valores.

4.2.2 Função densidade de probabilidade

A função densidade de probabilidade (PDF) foi calculada para os campos sazonais do clima histórico e futuro simulado pelo WRF-MPI e pelo clima histórico simulado pelo WRF-ERA, utilizando a função *ksdensity* do MATLAB. O *ksdensity* tem como resultado uma estimativa da densidade de

probabilidade da distribuição contínua (f) ao longo de 100 pontos espaçados regularmente (x), baseada na função de *Kernel*.

Como o integral das PDFs em todos os pontos da série tem de ser igual a 1 (Wilks, 2006), então:

$$\int_x f(x) dx = 1 \quad (13)$$

Começou-se por calcular as PDFs, para todos os pontos da malha sobre terra, para as médias diárias sazonais do clima histórico forçado pelo WRF-ERA, com uma largura de banda de suavização calculada automaticamente pelo MATLAB. De seguida, repetiu-se o procedimento para as simulações do clima histórico e futuro forçadas pelo WRF-MPI, no entanto utilizou-se o valor da largura de banda de suavização de cada estação obtido pelo WRF-ERA.

4.2.3 Testes de Hipóteses

Os testes de hipóteses são testes estatísticos que permitem determinar se uma amostra de dados pertence a uma população com determinadas características. Estes testes procuram confirmar se uma determinada hipótese, denominada por hipótese nula (H_0), pode ser rejeitada, ou seja, se as séries provêm de distribuições diferentes. Assim, é necessário definir uma hipótese nula (H_0) e uma hipótese alternativa (H_1), de modo a que estas sejam opostas, isto é, quando uma for verdadeira a outra é falsa.

Os testes estatísticos podem ser aplicados numa única amostra (*one-sample*) ou em duas séries de modo a compará-las. No segundo, estas podem ser independentes (*two-sample*) ou estarem relacionadas (*paired-sample*). Neste trabalho, foram realizados apenas testes com duas amostras de modo a validar o clima histórico forçado pelo WRF-MPI (comparando com WRF-ERA) e a comparar o clima histórico e o futuro, ambos forçados pelo WRF-MPI.

Existe um conjunto de parâmetros que podem ser definidos previamente tais como o nível de significância (α) que varia entre 0 e 1. Neste estudo utilizou-se o valor padrão de 0.05 que corresponde a um nível de significância de 5%. Como o intervalo de confiança (ci) é definido como:

$$ci = 100 \times (1 - \alpha)\% \quad (14)$$

Então este nível de significância corresponde a um intervalo de confiança de 95%.

Estes testes podem ser unilaterais ou bilaterais. No primeiro caso, verifica-se a hipótese nula de que a diferença entre as duas amostras é maior ou menor de que H_0 . No segundo caso, testa-se a hipótese nula de que a diferença entre as duas amostras tem uma média diferente de H_0 . Por outro lado, os testes de hipóteses podem ser testes de distribuição, de localização ou de dispersão. Neste trabalho, foram aplicados testes bilaterais de distribuição e localização.

Este estudo focou-se em dois parâmetros resultantes da aplicação dos testes de hipóteses: o valor de h e de p . O parâmetro h pode tomar dois valores 0 ou 1. No caso de $h=0$ o teste não rejeita a hipótese nula num nível de significância de 5%. Se $h=1$ a hipótese nula é rejeitada. O valor p (*p-value*) varia entre 0 e 1 e determina a probabilidade de se observar uma estatística do teste igual ou superior ao valor verificado numa amostra com a hipótese nula. Quando $h=0$ os valores de p são

superiores (variam entre 0.05 e 1), consequentemente valores reduzidos de p (inferiores a 0.05) estão associados a incertezas na validade da hipótese nula.

4.2.3.1 Teste t de *Student*

O teste t de *Student*, também conhecido por teste t, avalia a hipótese nula de que duas amostras têm médias e variâncias iguais (mas desconhecidas). Assim, este é considerado um teste de localização paramétrico (assume uma distribuição normal) que determina se as séries de dados apresentam uma diferença significativa. Para utilizar este teste é necessário ter uma distribuição com um elevado número de elementos, como é o caso deste estudo, de modo a que a distribuição possa ser considerada Gaussiana.

No caso em que as duas séries apresentam uma dependência (*paired-sample*) e que $\mu_{x_1} - \mu_{x_2}$ (diferença das médias) é igual a zero, ou seja a hipótese nula é zero ($H_0=0$), o teste t de *Student* é definido pela seguinte equação (Wilks, 2006):

$$z = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{(s_{x_1-x_2}^2/n)^{1/2}} \quad (15)$$

Onde x_1 e x_2 são as séries em estudo e \bar{x}_1 e \bar{x}_2 correspondem às respetivas médias. n é o número de elementos das séries (ambas séries têm de ter o mesmo número de elementos) e $s_{x_1-x_2}^2$ corresponde à variância das séries, calculada através da seguinte expressão (Wilks, 2006):

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (16)$$

No caso em que as duas séries são independentes (*two-sample*) e que $\mu_{x_1} - \mu_{x_2}$ é igual a zero, ou seja a hipótese nula é zero ($H_0=0$), o teste t de *Student* utiliza a seguinte distribuição (Wilks, 2006):

$$z = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right]^{1/2}} \quad (17)$$

Onde x_1 e x_2 são as séries em estudo, n_1 e n_2 definem o número de elementos de cada série e $\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right]$ corresponde à soma das variâncias das duas séries.

O teste t de *Student* foi aplicado na validação do clima histórico forçado pelo WRF-MPI (através da comparação com WRF-ERA). Nesta situação, era esperado que a hipótese nula ($H_0=0$) não fosse rejeitada ($h=0$) para um nível de significância de 5%. De seguida, utilizou-se o teste t de *Student* para verificar as alterações climáticas no futuro através da sua comparação com o clima histórico. Neste caso, esperava-se obter $h=1$, o que corresponde à rejeição da hipótese nula.

O teste t de *Student* foi calculado através das funções *ttest* (*paired-sample*) e *ttest2* (*two-sample*) do MATLAB. A primeira função foi utilizada na comparação do clima futuro com o clima histórico enquanto a segunda função foi utilizada na validação do WRF-MPI.

4.2.3.2 Teste de Kolmogorov-Smirnov

O teste de *Kolmogorov-Smirnov*, também designado por teste K-S, é um teste de distribuição, não paramétrico (não utiliza uma distribuição), que permite avaliar se as amostras em estudo têm uma distribuição contínua semelhante.

O teste K-S procura a maior diferença absoluta entre duas distribuições ($F_1(x_1)$ e $F_2(x_2)$) através da seguinte equação (Wilks, 2006):

$$D = \max|F_1(x_1) - F_2(x_2)| \quad (18)$$

Onde $F_1(x_1)$ e $F_2(x_2)$ correspondem às probabilidades acumuladas.

No caso de a equação (19) ser verificada, então a hipótese nula (ambas séries provêm da mesma distribuição) é rejeitada para o nível de significância (α):

$$D > \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) \ln \left(\frac{\alpha}{2} \right) \right]^{1/2} \quad (19)$$

Onde n_1 e n_2 correspondem ao número de elementos de cada série.

Este teste foi utilizado para comparar as PDFs do clima histórico forçado pelo WRF-MPI e WRF-ERA, onde se espera que a hipótese nula não seja rejeitada ($h=0$), ou seja, que as duas séries pertençam à mesma distribuição. Consequentemente é esperado um valor de p elevado.

Por outro lado, este teste também foi aplicado nas PDFs simuladas para comparar o clima histórico e futuro simulado pelo WRF-MPI. Neste caso, espera-se que a hipótese nula seja rejeitada ($h=1$) coincidindo com uma diferença entre as distribuições nos períodos simulados, sendo esperado um valor de p reduzido.

No entanto, o teste K-S é pouco robusto. Como neste trabalho são utilizadas distribuições com um elevado número de pontos, basta haver uma diferença significativa entre um mesmo ponto das duas PDFs para que este teste rejeite a hipótese nula. Por outro lado, valores semelhantes de p (em torno de 0.05) podem estar associados a diferentes valores de h (0 ou 1).

O teste K-S foi calculado através da função *kstest2* do MATLAB, que permite calcular a diferença entre duas amostras (*two-sample*).

Capítulo 5 | Resultados e Discussão

5.1 Climatologia histórica dos índices de estabilidade

Os índices de estabilidade são caracterizados por uma grande variabilidade sazonal. Assim, como foi referido na Secção 4.2.1, foram realizadas climatologias sazonais dos índices. Primeiramente, foram simulados campos médios diários e de seguida realizou-se a sua média sazonal para o período de 20 anos. Neste capítulo serão apresentadas as climatologias dos diferentes índices de estabilidade simulados pelo modelo WRF-ERA para o período histórico (1986-2005).

5.1.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE

Como foi mencionado na Secção 3.4.2.1, o CAPE é um índice de estabilidade termodinâmica que depende, maioritariamente, da temperatura superficial e da quantidade de vapor de água atmosférico. Assim, os padrões espaciais do CAPE estão de certa forma relacionados com os regimes da temperatura próximo da superfície (Secção 2.2). Tal como as variáveis que o caracterizam, este índice está associado a uma grande variabilidade espacial e temporal.

No verão (JJA) o CAPE atinge valores relativamente elevados em todo o domínio (Figura 11 – b). Estes devem-se às altas temperaturas superficiais características destes meses (Figura 12 – b) e ao consequente aumento do vapor de água, como foi referido na Secção 2.2. Durante estes meses há uma maior heterogeneidade do CAPE nas massas de água. No mar Mediterrâneo os valores são superiores relativamente ao oceano Atlântico, observando-se um gradiente acentuado deste índice na região sul da Península Ibérica, ou seja, na transição entre o oceano e o mar (Figura 11 – b). Esta diversidade de valores de CAPE nesta região está associada às diferenças de temperatura entre as duas massas de água, uma vez que o Mediterrâneo tem uma temperatura superior à do Atlântico (Figura 12- b). Assim, no verão o CAPE é máximo sobre o Mediterrâneo e mínimo no Atlântico, enquanto as regiões continentais têm valores intermédios.

Nos meses de inverno (DJF), o CAPE tem valores inferiores relativamente às restantes estações (Figura 11 – d), em todo o domínio em estudo, devido à redução da temperatura superficial (Figura 12 – d) e da quantidade de vapor de água. O seu padrão espacial é distinto do observado nos meses de verão, verificando-se uma grande homogeneidade dos seus valores nas porções de água. Isto deve-se ao facto de o gradiente de temperatura entre estas duas regiões ser muito reduzido (Figura 12 – d). No inverno, o CAPE é superior nos corpos de água e menor nas massas continentais (Figura 11 – d). Esta diferença de valores está relacionada com as grandes quantidades de vapor de água associadas às massas de água e à sua elevada capacidade calorífica que retarda o seu arrefecimento relativamente às regiões continentais. Consequentemente, nos meses de inverno, estas arrefecem mais rapidamente do que o Atlântico ou o Mediterrâneo e o CAPE associado a estas regiões diminui a uma taxa superior.

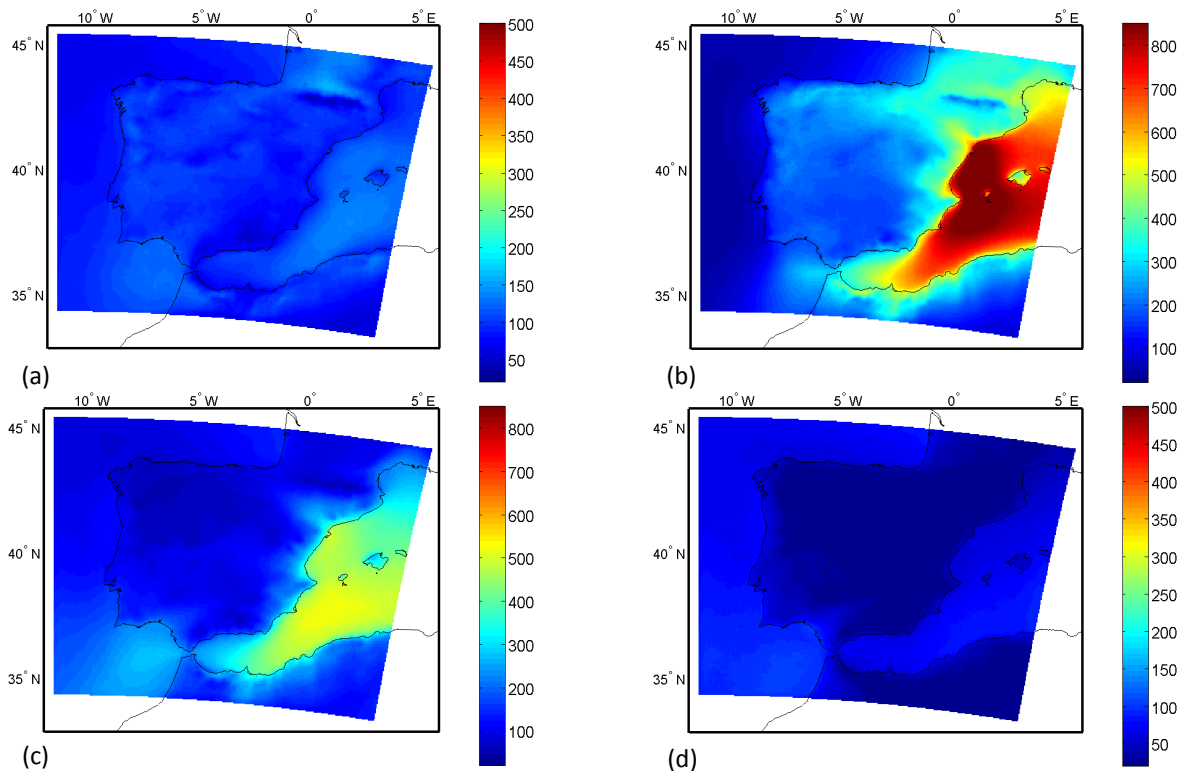


Figura 11. Climatologia média sazonal do CAPE (J kg^{-1}) simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). Notar que (a) e (d) têm escalas iguais e (b) e (c) têm escalas iguais.

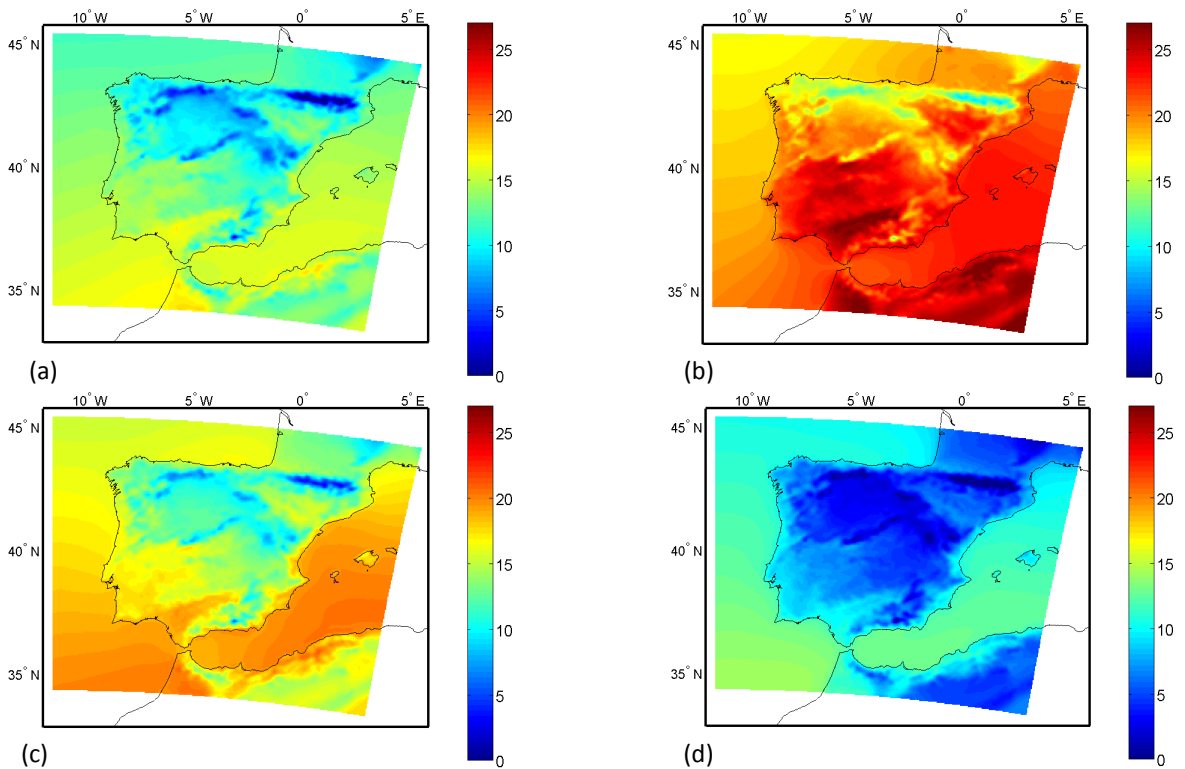


Figura 12. Climatologia média sazonal da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no primeiro nível eta do modelo simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF).

Os meses de outono (SON) são caracterizados por valores relativamente elevados do CAPE (Figura 11 – c), mas inferiores aos do verão (Figura 11 – b). Por outro lado, a primavera (MAM) caracteriza-se por valores de CAPE reduzidos (Figura 11 – a), tal como o inverno (Figura 11 – d), apesar de atingir valores superiores a estes meses. Tanto os meses de outono como os de primavera têm uma distribuição espacial do CAPE semelhante à do verão. No entanto, observa-se que os gradientes de CAPE na interface Mediterrâneo-Atlântico são inferiores aos do verão, tal como a variação da temperatura nesta região (Figura 12 – a, c). Assim, os meses de primavera e outono são definidos por valores de CAPE superiores no Mediterrâneo e valores inferiores no Atlântico e no continente.

Concluindo, os meses de inverno e primavera são caracterizados por valores de CAPE inferiores aos dos meses de verão e outono e a sua distribuição espacial está diretamente relacionada com o padrão sazonal da temperatura superficial. Como os maiores valores de CAPE estão associados à formação de condições favoráveis ao desenvolvimento de tempestades de origem convectiva, era esperada uma maior frequência e intensidade destes eventos nos meses de verão e outono.

5.1.2 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km

Como foi referido na Secção 3.4.1.1 o SHR6km é um índice de estabilidade dinâmica, calculado através da diferença da componente zonal do vento entre os 6 km e a superfície e a componente meridional do vento entre o nível dos 6 km e a superfície.

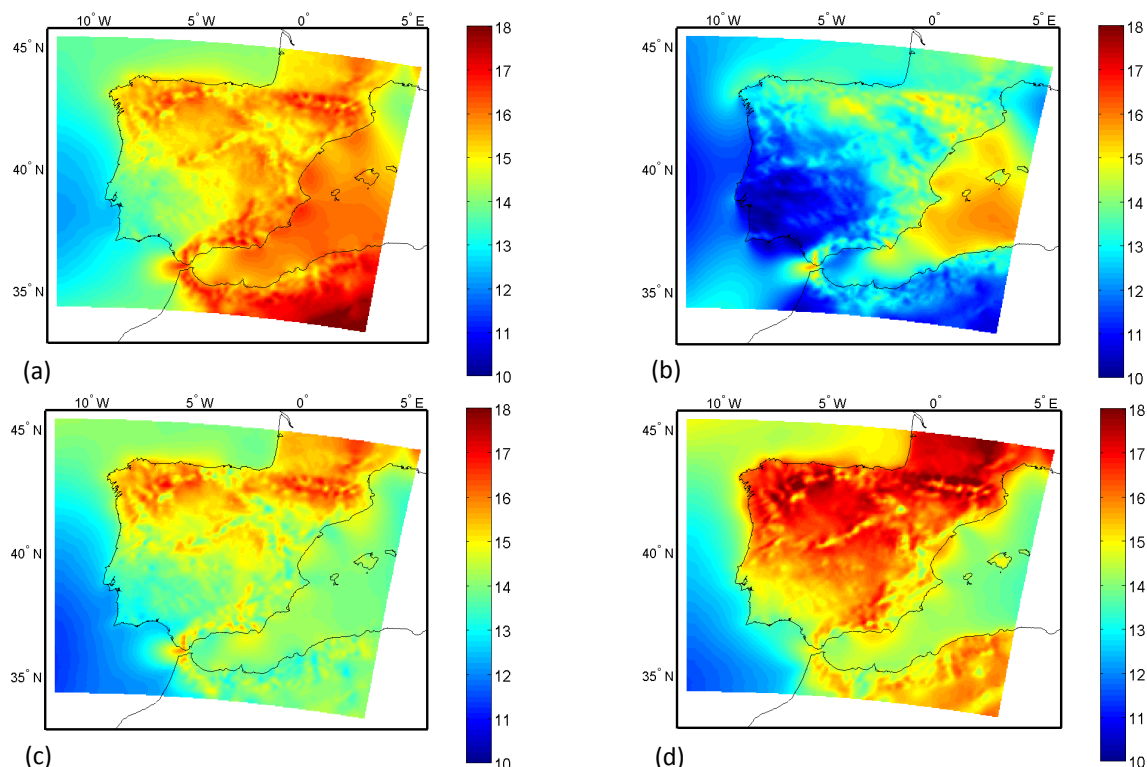


Figura 13. Climatologia média sazonal do SHR6km ($m s^{-1}$) simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF).

Este índice é caracterizado, no geral, por maiores valores nas regiões continentais e menores valores nas massas de água. De um modo genérico, também se verifica que as maiores intensidades do SHR6km estão localizadas na região norte do domínio analisado.

Os meses de inverno (Figura 13 – d) são caracterizados pelas maiores intensidades do SHR6km em todo o seu domínio. Por outro lado, o verão (Figura 13 – b) é definido por valores reduzidos do vento de corte. Por fim, a primavera e o outono (Figura 13 – a, c) estão associados a valores intermédios de SHR6km.

Apesar de neste trabalho não serem apresentadas as climatologias médias sazonais das diversas variáveis utilizadas no cálculo destes índices, foram simuladas médias anuais destes parâmetros (que são apresentadas em Anexo A.1). Através dessas figuras, verificou-se que a componente zonal tem uma maior influência no cálculo do SHR6km. Esta componente, no nível 6 km (u_{6km}), está associada aos maiores valores da intensidade do vento e são de oeste. A componente zonal do nível aos 10 metros (u_{10m}) apresenta valores positivos (i.e. de oeste) e negativos (de este) e estes são inferiores aos observados em altitude. Quanto à componente meridional, próximo da superfície (v_{10m}), é definida por valores positivos (i.e. de sul) e negativos (de norte). No entanto, nos níveis superiores (v_{6km}) são apenas verificados ventos de norte (negativos).

5.1.3 Ameaça de tempo severo – SWEAT

Como foi mencionado na Secção 3.4.3.1 o SWEAT é um índice de estabilidade composto, que resulta da combinação de parâmetros que avaliam a instabilidade dinâmica e estática.

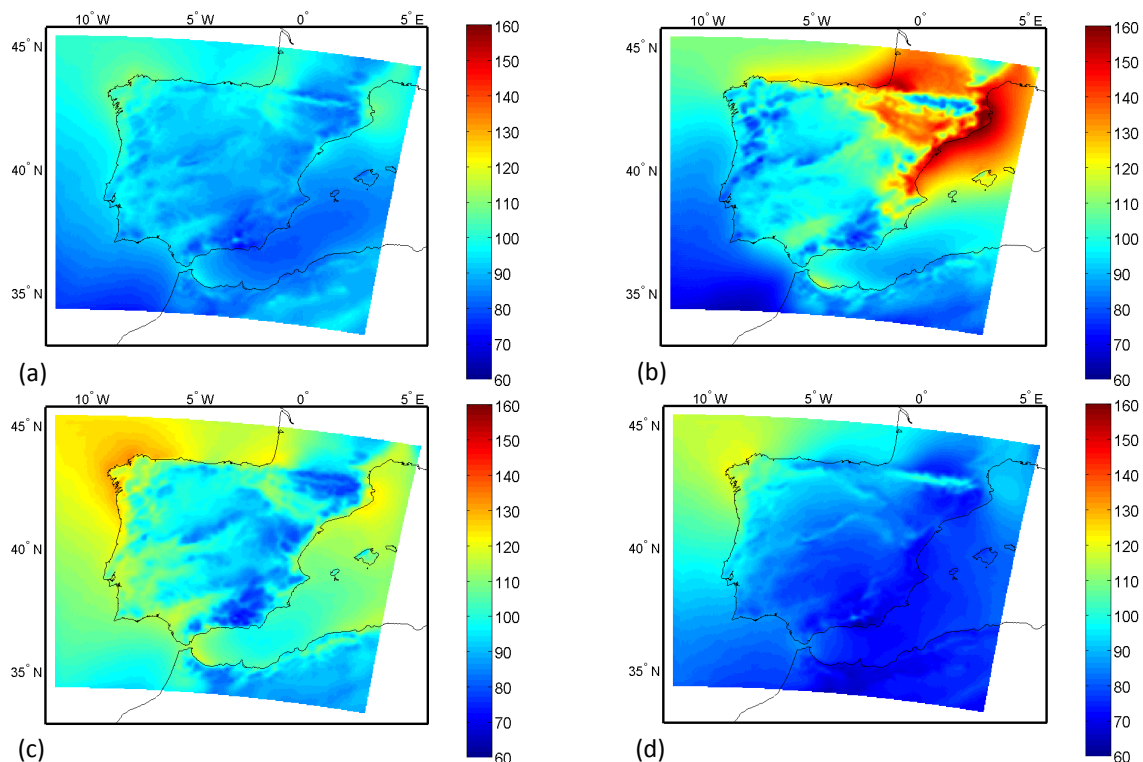


Figura 14. Climatologia média sazonal do SWEAT simulado pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF).

No inverno (Figura 14 – d), no geral, o domínio em estudo é caracterizado pelos menores valores de SWEAT. Contrariamente, no verão (Figura 14 – b) verificam-se os maiores valores deste índice. Os meses da primavera e outono (Figura 14 – a, c) são caracterizados por valores de SWEAT intermédios. Os padrões deste índice são relativamente homogéneos na generalidade do domínio. No entanto, na região norte da Península Ibérica observam-se valores mais elevados, particularmente durante o verão.

5.2 Validação do modelo MPI-ESM-LR

Antes de se avaliar a alteração climática dos índices de estabilidade entre o clima histórico (1986-2005) e o cenário climático futuro (2081-2100) simulados pelo WRF-MPI, a simulação deste modelo para o clima histórico foi comparada com a simulação semelhante em que o modelo WRF foi forçado pelas reanálises ERA. Este procedimento pretende validar o modelo WRF-MPI.

Para tal, calculou-se a diferença entre os índices simulados pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA. Com o objetivo de facilitar a análise, foram calculados campos da diferença percentual entre WRF-MPI e WRF-ERA. Assim, diferenças positivas (negativas) correspondem a valores superiores (inferiores) dos índices simulados pelo WRF-MPI, relativamente a WRF-ERA.

De seguida, aplicou-se o teste *t* de *Student* (referido na Secção 4.2.3.1) com o objetivo de identificar as regiões onde são observadas diferenças estatisticamente significativas (nível de significância de 5%) entre os índices simulados pelo WRF-MPI e WRF-ERA. Estas regiões estão indicadas com pontilhado negro.

Por fim, foram calculadas, para as duas simulações, as PDFs (referidas na Secção 4.2.2) utilizando os valores diários sazonais em todos os pontos da malha sobre terra. Nestes gráficos é também mostrado o parâmetro *h*, que representa o valor estatístico do teste K-S e o valor *p* associado a este teste (Secção 4.2.3).

Como as tempestades têm uma maior importância nas regiões continentais, onde os seus impactos são verificados diretamente pelo Homem, aplicou-se uma máscara que elimina todos os pontos da malha sobre o oceano Atlântico e o mar Mediterrâneo.

O WRF-MPI diz-se validado se os campos da diferença percentual entre este e o WRF-ERA apresentarem maioritariamente regiões com diferenças pouco significativas. Por outro lado, as semelhanças entre as PDFs das duas séries, valores de *p* elevados e de *h* nulo (falha na rejeição da hipótese nula) determinam a validação do WRF-MPI. No entanto, o incumprimento destes parâmetros não implica a invalidação do modelo.

As diferenças significativas, associadas à rejeição da hipótese nula pelo teste *t* de *Student*, podem dever-se a alterações da intensidade dos índices em cada ponto da malha ou a um desfasamento dos seus padrões espaciais. Neste estudo, como as alterações climáticas (referidas na Secção 5.3) são analisadas através do cálculo de diferenças entre o WRF-MPI do clima futuro e histórico, a sobrestimação ou subestimação das simulações do WRF-MPI relativamente a WRF-ERA (ambas do clima histórico) não invalida os resultados obtidos no futuro, uma vez que o erro sistemático é

eliminado pelo cálculo das diferenças. Por outro lado, o desfasamento dos padrões espaciais tem consequências significantes na validação do modelo. Assim, no caso de este ser verificado, a distribuição espacial futura dos índices e a sua intensidade não têm significância estatística. Para verificar se as discrepâncias significativas, que possam eventualmente ser observadas, se devem a alterações da intensidade ou ao desfasamento dos padrões espaciais, em Anexo (A.2, A.3, A.4) são apresentadas climatologias dos três índices simulados pelo WRF-MPI e WRF-ERA.

Assim, o WRF-MPI é considerado válido se os parâmetros referidos anteriormente são verificados. No entanto, se estes não forem observados é necessário analisar as climatologias sazonais do WRF-ERA e WRF-MPI e averiguar se as discrepâncias significativas se devem às diferenças de intensidade ou da distribuição espacial do índice. Se for verificado o primeiro caso a validação é considerada razoável, no entanto, no segundo caso não é possível validar o WRF-MPI.

5.2.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE

As diferenças entre o CAPE simulado pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA, tal como o próprio índice, são caracterizadas por uma grande variabilidade temporal e espacial. Observando a Figura 15 – a, b, c, d verifica-se que os padrões das diferenças sazonais são distintos entre si e as próprias estações apresentam diferenças positivas e negativas.

A primavera (Figura 15 – a) tem as menores diferenças. Esta estação é caracterizada por grandes áreas com diferenças negativas, ou seja, o WRF-MPI simula valores inferiores ao WRF-ERA. No entanto, estas diferenças não são significativas, havendo apenas pequenas regiões onde se verificam discrepâncias relevantes (maioritariamente concentradas no norte da Península Ibérica).

O verão (Figura 15 – b) está associado às maiores diferenças. Uma grande extensão do domínio é definido por diferenças positivas, ou seja, há uma sobrestimação do WRF-MPI em relação ao WRF-ERA. Estas diferenças são estatisticamente significativas. No norte e na costa leste da Península Ibérica as diferenças são inferiores não sendo consideradas relevantes.

O outono (Figura 15 – c) tem percentagens reduzidas da diferença entre o CAPE simulado pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA, na maioria do domínio. Nesta estação, observa-se que a extensão da região com diferenças negativas é aproximada da área com diferenças positivas, o que indica que o WRF-MPI sobrestima o CAPE em determinadas áreas e subestima-o noutras. Na região do Estreito de Gibraltar verificam-se valores elevados das diferenças, consideradas significativas. No geral, no restante domínio não são verificadas regiões com diferenças robustas, o que indica que o WRF-MPI simula valores de CAPE semelhantes a WRF-ERA.

O inverno (Figura 15 – d) é caracterizado por percentagens relativamente reduzidas das diferenças de intensidade do CAPE e pela quase inexistência de diferenças negativas. Assim, na maioria da sua extensão o CAPE é sobrestimado pelo WRF-MPI, existindo algumas regiões onde estas discrepâncias são relevantes.

No geral, verifica-se que há uma maior tendência para a sobrestimação do CAPE pelo WRF-MPI, uma vez que se observam áreas extensas caracterizadas por diferenças positivas. Por outro lado,

os resultados do teste t de *Student* confirmam que quando existem diferenças significativas, geralmente, estas são positivas, reforçando a ideia de que o CAPE é sobrestimado pelo WRF-MPI. Assim, as diferenças negativas são menos frequentes e quando existem não são relevantes.

Através destes campos verifica-se que existem grandes discrepâncias (percentagens elevadas e diferenças robustas) entre os valores simulados pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA. No entanto, na maioria das estações estas ocorrem em pequenas regiões restritas. Assim, é possível concluir que os meses da primavera e outono apresentam uma validação razoável, enquanto o verão e o inverno estão associados a uma validação com menor significância estatística.

As diferenças significativas observadas para esta variável não eram expectáveis. No entanto, comparando as climatologias médias sazonais do CAPE simuladas pelo WRF-MPI e WRF-ERA (Anexo A.2) verifica-se que, apesar dos padrões espaciais dos dois forçamentos serem relativamente semelhantes, existem discrepâncias significativas da intensidade do índice. Avaliando as simulações da climatologia do CAPE, para os meses de verão, verifica-se uma grande diferença de intensidade na região onde o teste t de *Student* rejeita a hipótese nula.

Por outro lado, estas podem eventualmente ser justificadas pelo facto de o seu cálculo ser realizado para cada ponto da malha (ponto a ponto). Assim, um pequeno desfasamento espacial do padrão de CAPE implica um aumento da diferença da intensidade do CAPE e, conseqüentemente, a invalidação da hipótese nula do teste t de *Student*, que implica a existência de diferenças significativas. Este impedimento pode ser ultrapassado através do cálculo das PDFs que utilizam todo o conjunto de dados em todos os pontos do domínio do modelo (Secção 4.2.2).

O cálculo das PDFs do índice CAPE foi restringido a valores superiores a 500 J kg^{-1} , uma vez que neste estudo são estudadas as tempestades, que requerem valores de CAPE relativamente elevados. Conseqüentemente, estes valores têm uma maior significância para o estudo. Por outro lado, como este índice é definido por uma extensa gama de valores (≈ 0 a 5000 J kg^{-1}) e, como foi referido no Capítulo 2.2, há uma maior probabilidade de ocorrência de valores menores (entre 0 - 500 J kg^{-1}), aplicou-se um filtro para os valores inferiores a 500 J kg^{-1} . Assim, foi possível estudar os valores superiores que, apesar de ocorrerem com menor frequência, têm um maior impacto no desenvolvimento de tempestades.

As PDFs de todas as estações são praticamente coincidentes, ou seja, ambas as distribuições (WRF-MPI e WRF-ERA) são semelhantes (Figura 15 – e, f, g, h). Estes resultados são satisfatórios e, eventualmente, devem-se ao facto de o CAPE ser calculado usando a temperatura e a humidade, variáveis que são razoavelmente bem simuladas pelos modelos climáticos. Por outro lado, como as PDFs são calculadas para todos os pontos da malha da região continental, os eventuais desfasamentos espaciais atrás mencionados não têm influência.

Através das PDFs verifica-se que a probabilidade máxima de um determinado valor de CAPE ocorrer situa-se próximo dos valores mais reduzidos e esta probabilidade diminui com o aumento do valor do índice. Assim, a probabilidade de ocorrerem valores de CAPE elevados, favoráveis à formação de tempestades, é reduzida, tal como foi mencionado no Secção 2.2.

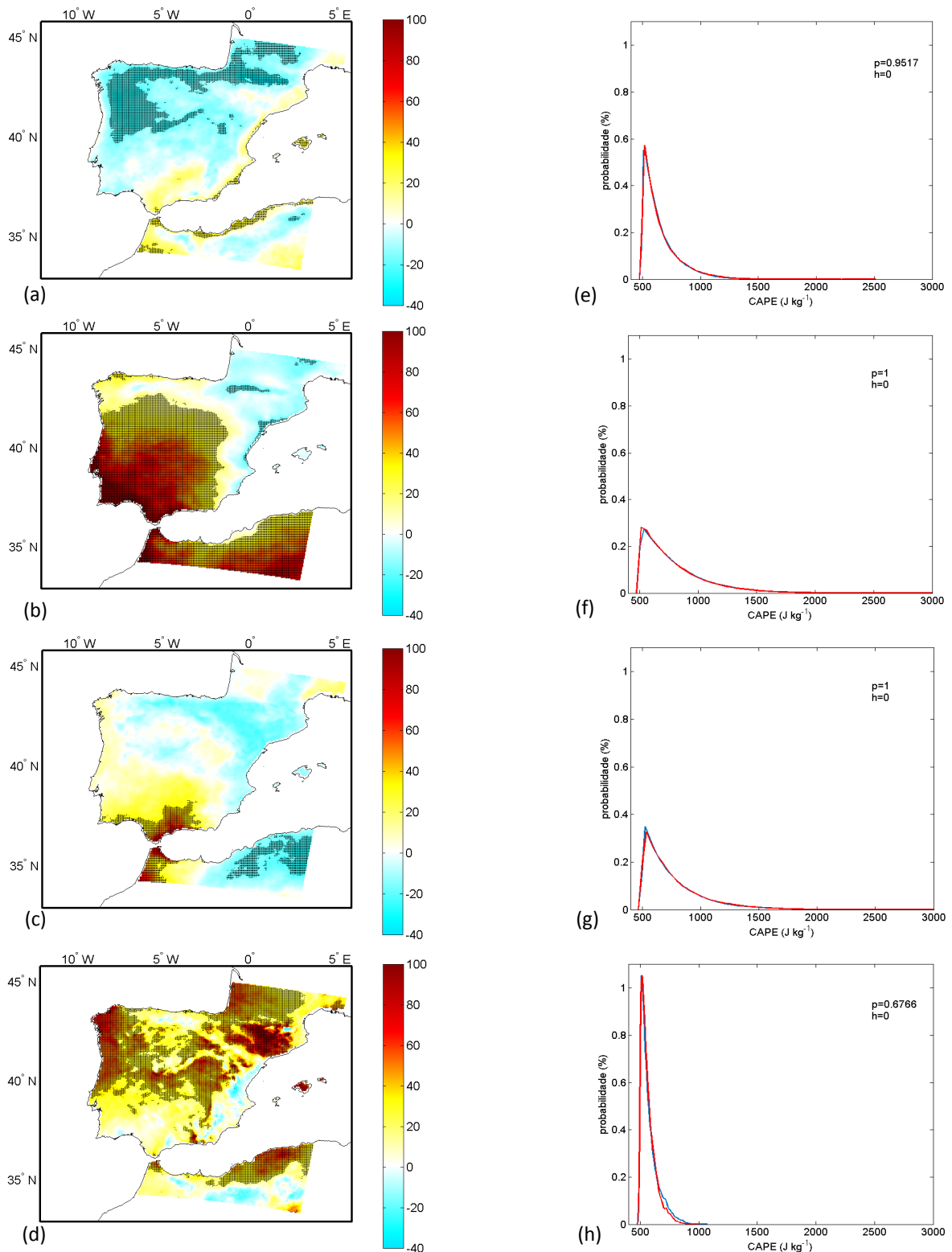


Figura 15. Diferença (%) das médias diárias sazonais do CAPE ($J\ kg^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI em relação ao simulado pelo WRF-ERA, ambas para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas vermelhas correspondem às PDFs do CAPE simulado pelo WRF-ERA e as azuis às simuladas pelo WRF-MPI, ambas do clima histórico. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%.

A representação das PDFs foi realizada apenas até aos 3000 J kg^{-1} . No entanto, observa-se que os meses de verão e outono atingem valores de CAPE superiores, através da maior extensão horizontal das caudas das suas PDFs. Nestes meses, a probabilidade de ocorrência de valores de CAPE reduzidos é inferior, o que compensa o aumento da probabilidade de ocorrência de eventos com maiores valores de CAPE. Assim, verifica-se que na primavera e inverno (Figura 15 – e, h) os máximos de probabilidade são mais elevados, ocupando uma menor gama de valores, enquanto nos meses de verão e outono (Figura 15 – f, g) as probabilidades são inferiores, mas estão distribuídas por uma maior gama de valores de CAPE.

5.2.2 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km

As diferenças entre o SHR6km simulado pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA são caracterizadas por uma reduzida variabilidade sazonal e espacial. Observando a Figura 16 – a, b, c, d, verifica-se que os padrões das diferenças das diversas estações são relativamente semelhantes entre si. Na maioria das estações, são verificadas diferenças positivas. Assim, as regiões caracterizadas por diferenças negativas são limitadas.

O inverno (Figura 16 – d) é caracterizado pelas maiores diferenças de intensidade do SHR6km. Em todo o domínio observam-se diferenças positivas e, na sua maioria, significativas. Assim, na generalidade da extensão da área em estudo o CAPE foi sobrestimado pelo WRF-MPI.

O outono (Figura 16 – c) é definido por diferenças entre o SHR6km simulado pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA inferiores às do inverno. Estas são maioritariamente positivas e robustas, com exceção do sul da Península Ibérica e norte de África (onde se verificam diferenças negativas). Assim, no geral houve uma sobrestimação do SHR6km na maioria do domínio.

A primavera (Figura 16 – a) e o verão (Figura 16 – b) têm diferenças de intensidade do SHR6km simulado pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA inferiores às do inverno e são ambas caracterizadas por diferenças positivas e robustas, na maioria do domínio, com exceção da costa leste de Espanha e do norte de África, onde as discrepâncias não são significativas. Consequentemente, os valores de SHR6km simulados pelo WRF-MPI são superiores aos valores do WRF-ERA.

No geral, observa-se que, na maioria das estações, não existem diferenças negativas da intensidade do SHR6km e, quando estas existem, não são significativas e estão restringidas a pequenas áreas. Assim, verifica-se que todas as estações são, predominantemente, caracterizadas por diferenças positivas de SHR6km. Por outro lado, através do teste t de *Student*, observa-se que existem áreas extensas caracterizadas por diferenças significativas. Consequentemente, os campos médios sazonais das diferenças de intensidade do SHR6km são definidos por diferenças positivas significativas entre os valores simulados pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA. Concluiu-se, assim, que houve uma tendência para a sobrestimação do SHR6km pelo WRF-MPI, reduzindo a robustez da validação do modelo.

As diferenças relevantes que definem estes campos não eram esperadas. No entanto, tal como para o CAPE, estas podem ser justificadas, em parte, pelo facto de o seu cálculo ser realizado para cada

ponto da malha (ponto a ponto). No entanto, estas podem estar associadas à interação entre as discrepâncias de todas as variáveis utilizadas na simulação do SHR6km (u_{6km} , u_{10m} , v_{6km} e v_{10m}).

Em anexo (Anexo A.3) são apresentadas as climatologias do SHR6km simulado pelo WRF-MPI e WRF-ERA. Como se observa, os padrões da intensidade do índice simulado pelos dois forçamentos são idênticos. No entanto, verifica-se que as intensidades representadas por estes são distintas em todas as estações, principalmente no inverno, o que origina as diferenças significativas (ponteados pretos), apesar de estas não invalidarem o WRF-MPI.

As PDFs utilizam todos os pontos do domínio sobre terra, sem a influência do deslocamento dos padrões de SHR6km. Estas funções permitem verificar que os valores de SHR6km mais comuns são valores intermédios, localizados entre os 10 e os 20 $m s^{-1}$. Este intervalo corresponde à região com maior probabilidade de ocorrência, sendo caracterizada pelos “picos” que se observam na Figura 16 – e, f, g, h. A partir deste valor de vento de corte, na maioria das estações, a probabilidade de ocorrência diminui.

Nos meses do verão são observadas as maiores probabilidades de ocorrência de um determinado valor de SHR6km (Figura 16 – b). Consequentemente, os valores elevados de SHR6km estão associados a menores probabilidades. Isto deve-se ao facto de estes meses serem caracterizados pelas menores intensidades de SHR6km, tal como se observou na climatologia média diária sazonal (Figura 13 – b), apresentada no Secção 5.1.2.

O inverno é caracterizado pela menor probabilidade de ocorrência de um determinado valor de SHR6km (Figura 16 – d). Consequentemente, as PDFs têm uma maior extensão horizontal, sendo alcançados maiores valores de SHR6km. Isto é justificado pelos valores elevados de SHR6km, característicos desta estação, como se observou na climatologia média diária sazonal do WRF-ERA (Figura 13 – d), mostrada no Secção 5.1.2.

Por outro lado, verifica-se que há um ligeiro deslocamento vertical e horizontal das PDFs simuladas pelo WRF-MPI relativamente às simuladas pelo WRF-ERA (Figura 16 – e, f, g, h). O deslocamento horizontal das PDFs do SHR6km simuladas pelo WRF-MPI dá-se em direção aos maiores valores do vento de corte (assimetria positiva). O deslocamento vertical ocorre na direção das menores probabilidades (curtose), ou seja há uma maior gama de valores de SHR6km com probabilidades superiores, sendo estas inferiores às simuladas pelas PDFs do WRF-ERA.

As PDFs da primavera, verão e outono (Figura 16 – e, f, g) estão ligeiramente desfasadas, o que é esperado pelas diferenças intermédias da intensidade do SHR6km, simulado pelo WRF-MPI e WRF-ERA. No caso do inverno (Figura 16 – h), as PDFs sofrem uma acentuada assimetria positiva e curtose, tal como é previsto pelas diferenças de intensidade elevadas e significativas que são observadas numa grande extensão do domínio (Figura 16 – d).

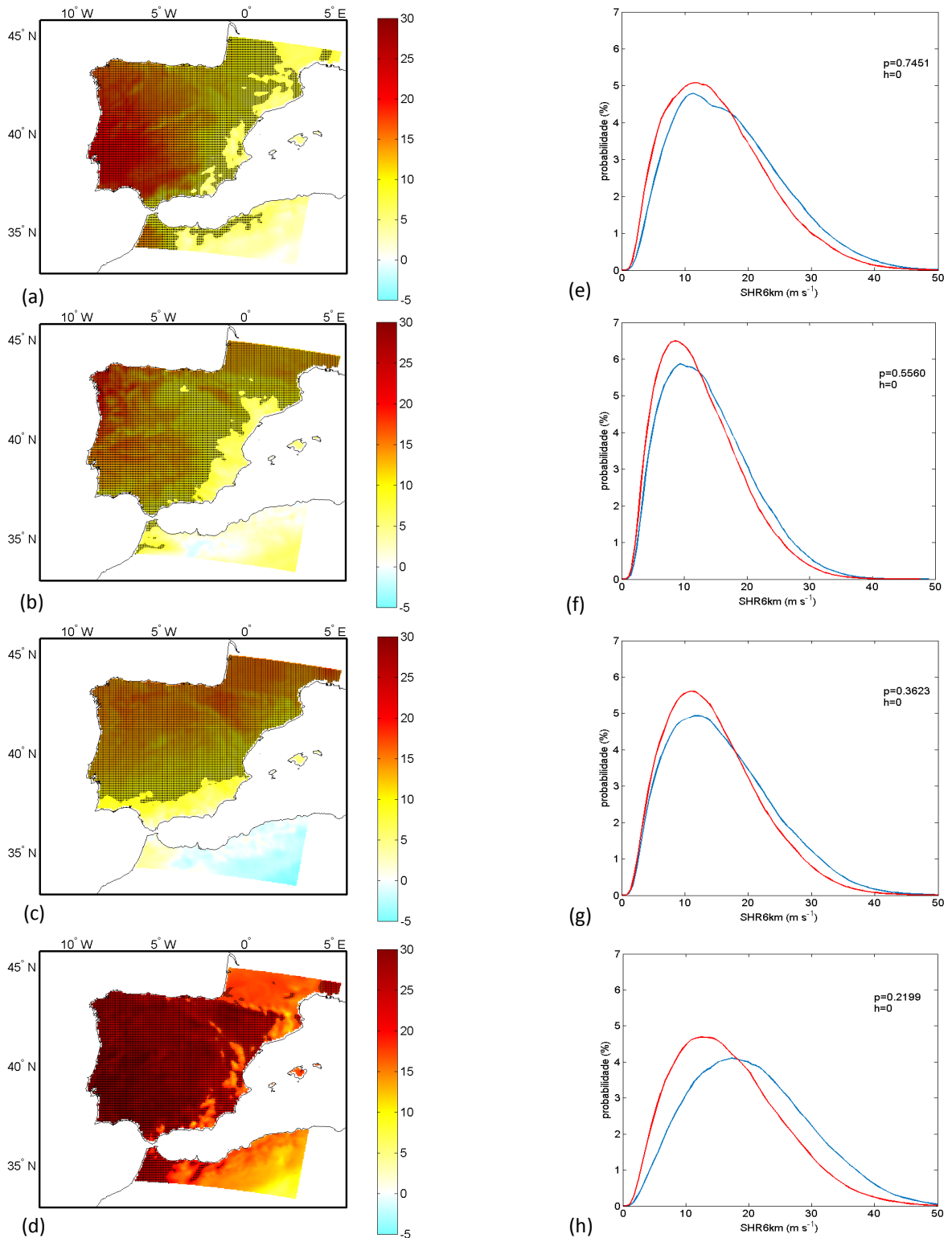


Figura 16. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SHR6km ($m s^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI em relação ao simulado pelo WRF-ERA, ambas para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a pontado negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas vermelhas correspondem às PDFs do SHR6km simulado pelo WRF-ERA e as azuis às simuladas pelo WRF-MPI, ambas do clima histórico. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%.

Concluindo, a validação do SHR6km é comprometida, possivelmente, pela combinação das discrepâncias entre as variáveis utilizados no seu cálculo e pela sobrestimação do WRF-MPI, apesar de os padrões espaciais deste e do WRF-ERA serem semelhantes. Assim, a validação do SHR6km é considerada razoável apesar de não ser significativa, principalmente no inverno.

5.2.3 Ameaça de tempo severo – SWEAT

As discrepâncias observadas entre o SWEAT simulado pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA são caracterizadas por uma reduzida variabilidade sazonal e espacial. Observando a Figura 17 – a, b, c, d, verifica-se que os padrões das diferenças das estações são relativamente semelhantes entre si. Na maioria das estações são verificadas diferenças positivas em toda a extensão do domínio, à exceção de pequenas regiões onde são observadas discrepâncias negativas aproximadamente nulas.

A primavera (Figura 17 – a) e o inverno (Figura 17 – d) são definidos por diferenças positivas do SWEAT em todo o domínio em estudo. No entanto, as maiores diferenças são verificadas no inverno, onde são atingidos valores próximos de 40%. Por outro lado, estas estações também são caracterizadas por diferenças significativas em toda a sua extensão. Estes resultados permitem concluir que o SWEAT é sobrestimado pelo WRF-MPI e esta tendência é significativa.

O verão (Figura 17 – b) e o outono (Figura 17 – c) são caracterizados, na maioria da sua extensão espacial, por diferenças positivas. Estas definem um aumento do SWEAT simulado pelo WRF-MPI. No entanto, existem regiões restritas onde são observadas diferenças negativas relativamente reduzidas (inferiores a 5%). Por sua vez, estas estão associadas a uma diminuição do valor de SWEAT simulado pelo WRF-MPI. Assim, nestas estações existem áreas onde foi observada uma sobrestimação e regiões onde se verificou a subestimação pelo WRF-MPI. No entanto, as diferenças significativas compreendem apenas valores positivos. Concluindo, a sobrestimação do SWEAT, simulado pelo WRF-MPI, é estatisticamente significativa.

Generalizando, observa-se que maioritariamente existem diferenças positivas em todas as estações e em toda a extensão do domínio. Estas definem uma sobrestimação do SWEAT simulado pelo WRF-MPI. No entanto, existem pequenas áreas restritas caracterizadas por diferenças negativas, ou seja, nestas regiões houve a subestimação do WRF-MPI. Em todas as estações, quando são verificadas diferenças estatisticamente significativas, estas são positivas. Como a validação do modelo implica uma menor extensão do domínio associado a diferenças significativas, pode concluir-se que os meses da primavera e do inverno têm uma validação pouco robusta. Por outro lado, o verão e o outono estão associados a uma validação razoável, uma vez que são caracterizados por áreas extensas onde as discrepâncias não são significativas.

As diferenças significativas que definem estes campos não são expectáveis. No entanto, tal como no caso do SHR6km, estas podem ser justificadas, em parte, pelo método utilizado pelas diferenças, que consiste no seu cálculo para cada ponto da malha (ponto a ponto). Por outro lado, estas podem dever-se à adição das discrepâncias das variáveis utilizadas no cálculo do SWEAT: Td_{850hPa} , TT , v_{850hPa} , v_{500hPa} , T_{850hPa} , T_{500hPa} .

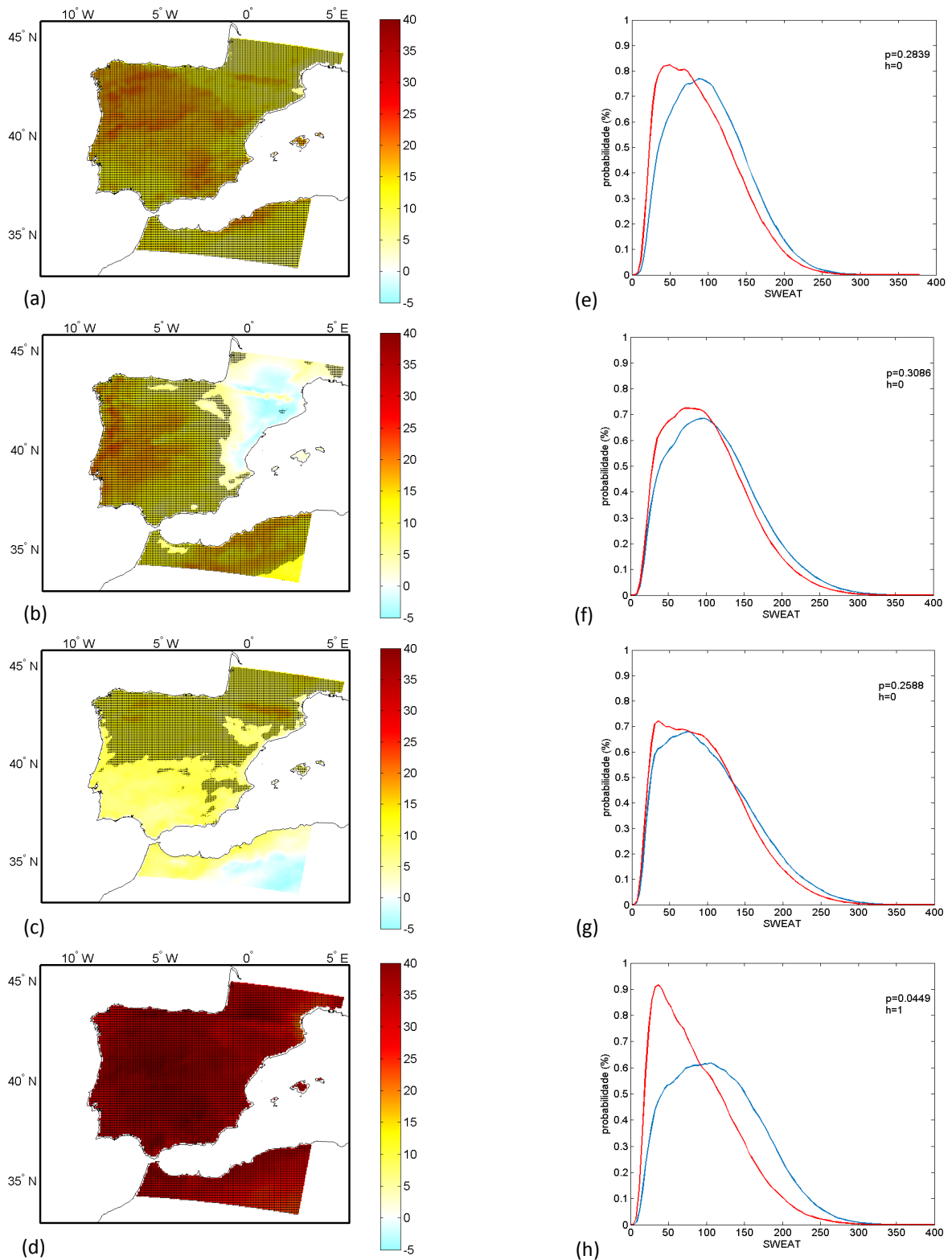


Figura 17. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SWEAT simulado pelo WRF-MPI em relação ao simulado pelo WRF-ERA, ambas para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a, e) primavera (MAM); (b, f) verão (JJA); (c, g) outono (SON); (d, h) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas vermelhas correspondem às PDFs do SWEAT simulado pelo WRF-ERA e as azuis às simuladas pelo WRF-MPI, ambas do clima histórico. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%.

Em anexo (Anexo A.4), são apresentadas as climatologias das duas simulações do SWEAT. Como se verifica, os padrões espaciais do índice simulado pelo WRF-MPI e WRF-ERA são idênticos. No entanto, observa-se que as intensidades são distintas em todas as estações, principalmente na primavera e no inverno, o que origina as diferenças significativas (ponteados pretos) verificadas quase na totalidade do domínio.

As PDFs utilizam todos os pontos do domínio sobre terra, sem haver a influência do desfasamento dos padrões de SWEAT. Observando a Figura 17 – e, f, g, h verifica-se que os valores de SWEAT com maior probabilidade de ocorrência estão localizados em torno de SWEAT igual a 100 em todas as estações.

Esta homogeneidade de valores sazonais está de acordo com a climatologia histórica, referida na Secção 5.1.2, onde se verificou que não existem variações sazonais significativas da intensidade do SWEAT. Por outro lado, observa-se que, no geral, houve um deslocamento horizontal e vertical das PDFs simuladas pelo WRF-MPI. Este afastamento ocorreu no sentido dos maiores valores de SWEAT (assimetria positiva) e das menores probabilidade (curtose). No entanto, são verificados dois regimes sazonais distintos.

Os meses da primavera (Figura 17 – e) e do inverno (Figura 17 – h) estão associados a maiores deslocamentos das PDFs simuladas pelo WRF-MPI, justificados pelas diferenças de intensidade significativas, verificadas em todo o domínio. Este afastamento define uma redução da probabilidade de eventos com menores valores de SWEAT e o aumento da probabilidade de ocorrência dos maiores valores do índice. No entanto, o inverno é caracterizado pelas diferenças mais abruptas, o que é justificado pelas elevadas diferenças de intensidade verificadas em toda a extensão da área em estudo (Figura 17 – d). Concluindo, nestes meses o SWEAT foi sobrestimado pelo WRF-MPI.

Por outro lado, o verão (Figura 17 – f) e o outono (Figura 17 – g) têm PDFs semelhantes, verificando-se apenas ligeiras assimetrias positivas (em direção aos maiores valores de SWEAT). Estes são justificados pela existência de áreas extensas onde o teste t de *Student* não rejeitou a hipótese nula, ou seja, onde as discrepâncias da intensidade do SWEAT não são consideradas significativas.

Concluindo, a validação do SWEAT é comprometida, possivelmente, pela combinação das discrepâncias entre as variáveis utilizadas no seu cálculo. Consequentemente, a validação do SWEAT não é considerada robusta, nos meses da primavera e inverno, apesar de os padrões espaciais do WRF-MPI e do WRF-ERA serem idênticos. No entanto, nos meses do verão e outono a validação é razoável.

5.3 Alterações climáticas dos índices de estabilidade

Após a validação do WRF-MPI, o foco deste trabalho consistiu em observar as diferenças da intensidade, frequência e distribuição dos índices simulados por este modelo entre o clima histórico (1986-2005) e futuro (2081-2100), permitindo avaliar as alterações climáticas dos índices de estabilidade, esperadas no futuro. Assim, será possível estimar alterações na probabilidade da ocorrência de condições favoráveis à formação de eventos de tempo severo.

Primeiro, calcularam-se os campos médios diários das duas simulações e, de seguida, obteve-se a sua média sazonal para o período histórico e futuro. Para verificar as discrepâncias entre o clima futuro e histórico, calculou-se a diferença entre os índices simulados pelo WRF-MPI para os dois períodos. De modo a simplificar o estudo, calcularam-se os campos da diferença percentual entre WRF-MPI futuro e histórico. Diferenças positivas correspondem a um aumento do índice no futuro, enquanto diferenças negativas estão associadas à sua diminuição.

Nestes gráficos sobrepôs-se o teste *t* de *Student* (referido na Secção 4.2.3.1) para averiguar as regiões com diferenças estatisticamente significativas entre o clima futuro e histórico. As alterações climáticas dos índices de estabilidade são justificadas pela rejeição da hipótese nula (distribuições semelhantes), ou seja, pela divergência dos valores dos diferentes índices.

De seguida, foram calculadas as PDFs (referidas na Secção 4.2.2), para todos os pontos da malha sobre terra, para os campos diários sazonais dos dois conjuntos de dados, obtendo-se gráficos onde é avaliada a probabilidade de se obter um certo valor de um determinado índice. Nestes gráficos também foi referido o valor estatístico do teste K-S (*h*) e o seu valor *p* (Secção 4.2.3).

Posteriormente, foram feitos gráficos com a representação da diferença do número de dias, entre o clima futuro e histórico, nos quais os índices estão confinados entre uma gama de valores limite, estabelecidos na Secção 3.4, que definem a ocorrência de um determinado tipo de evento (Secção 3.4). Estes campos foram apresentados na forma de percentagem da diferença, relativamente ao período histórico. Percentagens positivas determinam um aumento do número de dias no futuro, enquanto percentagens negativas estão associadas à sua diminuição.

Tal como na validação do WRF-MPI, aplicou-se uma máscara que oculta todos os pontos do domínio correspondentes ao Oceano Atlântico e ao Mar Mediterrâneo.

As alterações climáticas estão associadas a variações dos índices de estabilidade. Assim, espera-se obter diferenças significativas entre os índices simulados para o clima histórico e futuro, em todo o domínio. Consequentemente, é de esperar que existam diferenças robustas entre as PDFs simuladas para os dois períodos, valores de *p* reduzidos e a rejeição da hipótese nula ($h=1$). No entanto, como foi referido na Secção 4.2.3.2 este teste é pouco robusto para este estudo, portanto será dado um maior destaque ao comportamento das PDFs.

5.3.1 Energia potencial disponível para convecção – CAPE

Como foi referido na Secção 3.4.2.1, os valores de CAPE dependem diretamente da temperatura da superfície e do vapor de água. Assim, o contínuo aumento da temperatura global, associado ao aumento da quantidade de vapor de água disponível na atmosfera, tem como consequência um provável incremento da intensidade do CAPE no futuro.

Através dos campos das médias diárias sazonais do CAPE, entre o período futuro e histórico, é possível verificar alterações da sua intensidade e da sua distribuição em cada uma das estações. Maioritariamente, observam-se diferenças positivas em todas as estações (Figura 18 – a, b, c, d), o que indica um aumento do CAPE no clima futuro.

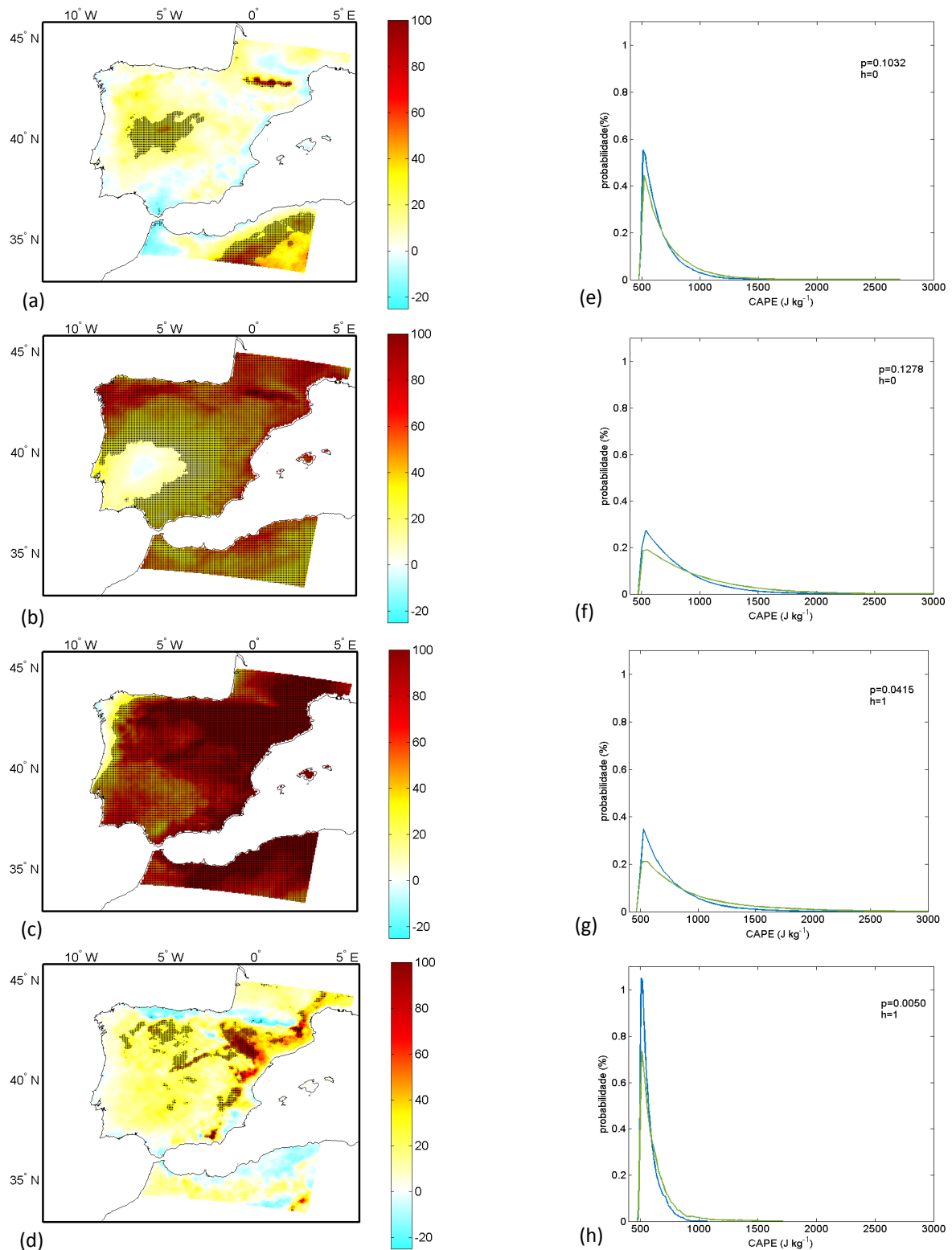


Figura 18. Diferença (%) das médias diárias sazonais do CAPE ($J\ kg^{-1}$) simulado pelo WRF-ERA, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respectivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas azuis e verdes correspondem, respetivamente, às PDFs do CAPE simulado pelo WRF-MPI para o clima histórico e futuro. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%.

O verão (Figura 18 – b) está associado a diferenças elevadas entre o CAPE simulado para o período histórico e futuro. A generalidade do domínio é definido por diferenças positivas e significativas que indicam um aumento da intensidade do CAPE no futuro. Uma grande extensão da região em estudo atinge valores superiores a 50%, havendo áreas com diferenças superiores a 100%, ou seja, o valor de CAPE no futuro será superior ao dobro do observado no clima histórico. No entanto, verifica-se uma região, que compreende o centro e sul de Portugal e uma área central de Espanha, onde as diferenças positivas não são significativas (diferenças da intensidade do CAPE inferiores a 20%) e existem valores de CAPE negativos, apesar destes serem reduzidos.

O outono (Figura 18 – c) tem as maiores diferenças entre o CAPE simulado para o período futuro e histórico. Nesta estação, observam-se, quase na totalidade do domínio, apenas diferenças positivas e significativas, associadas a discrepâncias robustas. Estas implicam um aumento da intensidade do CAPE no futuro. Uma grande extensão do domínio tem diferenças de intensidade superiores a 100%, que correspondem a uma duplicação da intensidade do CAPE no clima futuro. No entanto, na costa noroeste da Península Ibérica, existe uma área restrita onde são observadas diferenças negativas, apesar de estas serem pequenas (aproximadamente 10%).

A primavera (Figura 18 – a) é caracterizada por diferenças da intensidade do CAPE, entre o clima futuro e o clima histórico, relativamente reduzidas quando comparadas com as discrepâncias observadas no verão ou no outono. No entanto, existe uma região, coincidente com os Pirenéus e com as montanhas Atlas, onde estas diferenças têm valores positivos elevados. Estas discrepâncias positivas implicam um aumento do CAPE no clima futuro.

No inverno (Figura 18 – d), a região em estudo é caracterizada por diferenças de intensidade relativamente reduzidas (entre 10 e 30%), à exceção de diversas regiões de pequena escala na costa leste espanhola, que atingem percentagens superiores a 60%. Esta estação é maioritariamente definida por diferenças positivas, associadas ao aumento de CAPE no futuro, no entanto, estas são pouco significativas, existindo apenas algumas regiões onde se observam diferenças estatisticamente significativas. É de realçar que é no inverno que o CAPE atinge valores típicos baixos, raramente ultrapassando 1000 J kg^{-1} e por isso, irrelevantes para o desenvolvimento de tempestades de origem termodinâmica.

No geral, verifica-se que no futuro haverá um aumento do CAPE em todas as estações do ano, tal como esperado, devido ao aumento da temperatura global. Observando estes campos, verifica-se que existem grandes discrepâncias (percentagens elevadas e diferenças estatisticamente significativas) entre os valores simulados pelo WRF-MPI para o clima futuro e histórico. Nos meses do verão e outono estas diferenças são superiores e existem áreas extensas caracterizadas por diferenças significativas, o que indica que este índice terá um aumento mais acentuado durante estes meses. Por outro lado, os meses da primavera e inverno são maioritariamente caracterizados por um aumento do CAPE, apesar de este ser menos relevante.

Para o cálculo das PDFs do clima histórico e futuro simulado pelo WRF-MPI utilizou-se uma metodologia semelhante à da validação do modelo. Assim, o CAPE foi restringido a valores superiores a 500 J kg^{-1} .

As PDFs do clima futuro estão ligeiramente afastadas das PDFs do clima histórico (Figura 18 – e, f, g, h). Este afastamento reflete a alteração dos valores de CAPE (deslocamento horizontal) e a respetiva mudança da probabilidade (deslocamento vertical) no clima futuro. Os meses de verão e outono (Figura 18 – f, g) são caracterizados pelo afastamento significativo das PDFs entre os dois períodos. Este é superior aos deslocamentos observados nos meses da primavera e inverno (Figura 18 – e, h).

Este deslocamento está associado a uma assimetria positiva, ou seja, em direção aos valores elevados de CAPE. A representação das PDFs foi feita apenas até aos 3000 J kg⁻¹. No entanto, em todos os meses, verifica-se que as PDFs do clima futuro alcançam valores de CAPE superiores aos das PDFs do clima histórico. Consequentemente, as suas caudas têm uma maior extensão horizontal. Este alongamento horizontal das PDFs no clima futuro origina uma diminuição da probabilidade dos valores de CAPE mais reduzidos (curtose), de modo a equilibrar o aumento da probabilidade de ocorrência de CAPE superior.

Os meses de verão e outono (Figura 18 – f, g) atingem os maiores valores de CAPE, sendo caracterizados por menores probabilidades de ocorrência de valores reduzidos do índice. Por outro lado, os meses da primavera e inverno (Figura 18 – e, h) têm a maior probabilidade de ocorrência de valores inferiores, apresentando uma maior alongação vertical entre os 500 e 1000 J kg⁻¹. Consequentemente, as suas caudas são menos extensas, o que indica que estes meses alcançam menores valores de CAPE.

Considerando os valores absolutos máximos do domínio durante todo o período, na primavera, no clima histórico, o CAPE máximo foi inferior a 2100 J kg⁻¹ e no clima futuro foi superior a 2600 J kg⁻¹. No verão, no período histórico, o CAPE atingiu valores superiores a 3500 J kg⁻¹ e durante o período futuro inferiores a 4400 J kg⁻¹. No outono, no clima histórico, o CAPE máximo foi superior a 3300 J kg⁻¹ e no período futuro foi superior a 4900 J kg⁻¹. No inverno, durante o clima histórico, o CAPE alcançou valores inferiores a 1100 J kg⁻¹ e no clima futuro superiores a 1600 J kg⁻¹.

Quando o CAPE está compreendido entre 0 e 1000 J kg⁻¹ a atmosfera é considerada marginalmente instável (Secção 3.4.2.1). Para esta gama de valores, nos meses da primavera e do verão (Figura 19 – a, b) uma grande extensão do domínio está associada a uma percentagem negativa da diferença do número de dias simulados para o clima futuro e histórico. Consequentemente, no período futuro é esperada uma diminuição do número de dias com CAPE entre 0-1000 J kg⁻¹. Por sua vez, o outono e o inverno (Figura 19 – c, d) têm um aumento da extensão do domínio associada a percentagens positivas, localizadas, na maioria, em Espanha. As percentagens positivas definem um aumento da frequência de dias com CAPE nesta gama de valores.

Como no futuro é esperada uma redução da probabilidade de ocorrência de CAPE com intensidade reduzida, era de esperar uma diminuição do número de dias com valores reduzidos. Na maioria das estações, com exceção do inverno (Figura 19 – d), é verificado este padrão.

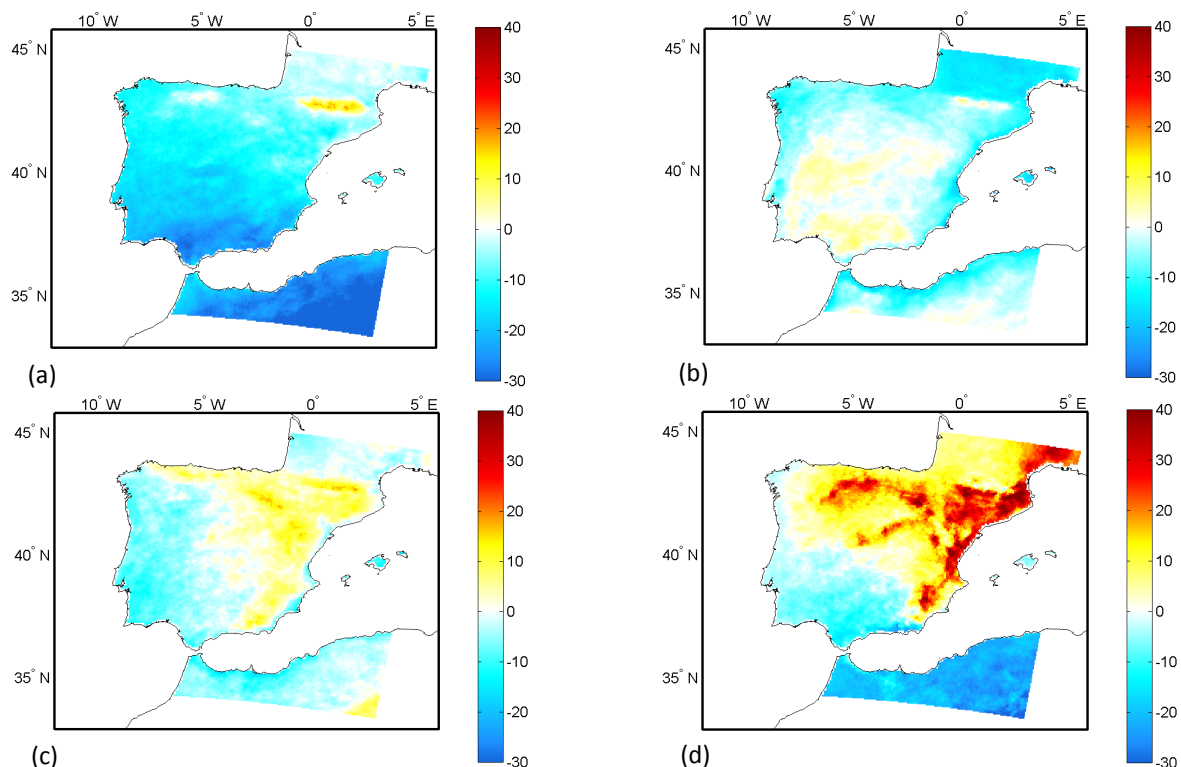


Figura 19. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE entre 0-1000 J kg⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF).

Os valores de CAPE entre 1000 J kg⁻¹ e 2500 J kg⁻¹ estão associados a uma atmosfera moderadamente instável (Secção 3.4.2.1). A partir deste valor há a possibilidade de desenvolvimento de ambientes favoráveis à formação de tempestades.

Na primavera (Figura 20 – a) são observadas maioritariamente diferenças positivas, havendo apenas áreas restritas onde se verificam discrepâncias negativas e reduzidas. Estes padrões definem um provável aumento do número de dias com CAPE entre 1000-2500 J kg⁻¹ no futuro.

Nos meses de verão (Figura 20 – b) e outono (Figura 20 – c) verificam-se diferenças positivas e elevadas, em regiões significativas do domínio, associadas ao aumento do número de dias com valores de CAPE confinados neste intervalo. Este aumento do número de dias com CAPE compreendido entre 1000-2500 J kg⁻¹ é mais intenso no outono, atingindo percentagens superiores a 2000%.

Na primavera (Figura 20 – a) e no outono (Figura 20 – c) existem grandes extensões terrestres pontilhadas que correspondem a regiões onde não se observam valores de CAPE igual ou superior a 1000 J kg⁻¹, no clima histórico. No entanto, no clima futuro, estes pontos da malha têm CAPE compreendido nesta gama de valores, correspondendo igualmente a um aumento da frequência de dias com estes valores.

Por fim, o inverno (Figura 20 – d) é caracterizado apenas pela existência de valores de CAPE no clima futuro, nesta gama de valores, no litoral nordeste de Espanha. Isto deve-se à quase inexistência de CAPE igual ou superior a 1000 J kg⁻¹ (aproximadamente 10 dias em toda a malha, concentrados sobre a ilha de Menorca) no clima histórico.

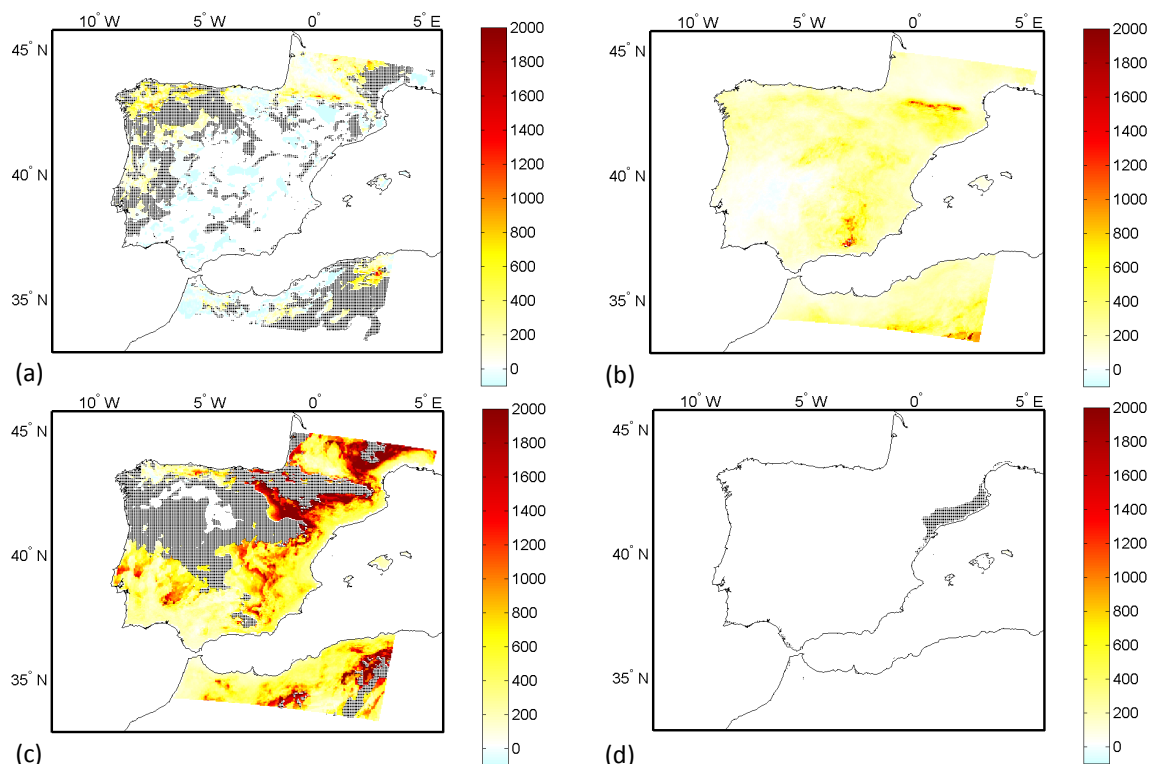


Figura 20. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE entre 1000-2500 J kg⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). As regiões a ponteadas correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo.

Se o CAPE varia entre 2500 J kg⁻¹ e 4000 J kg⁻¹ existe uma situação de muita instabilidade na atmosfera. A partir deste valor há um elevado potencial para a ocorrência de ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades.

No inverno, não são atingidos estes valores no clima histórico ou futuro. Na primavera (Figura 21 – a), no clima futuro, estes valores são atingidos apenas num reduzido número de dias (10 dias em todo o domínio). Assim, não são apresentadas figuras da primavera e do inverno. Para a classe 2500-4000 J kg⁻¹ são mostrados os campos dos meses associados a maiores intensidades de CAPE (verão e outono), caracterizados por um número significativo de dias com esta gama de valores. Em ambas estações observa-se um aumento da frequência de CAPE compreendido nesta classe. Também se observa que a maioria das regiões onde este aumento é esperado não apresenta valores contidos nesta classe no clima histórico (Figura 21).

Quando este índice é superior a 4000 J kg⁻¹ a atmosfera denomina-se de extremamente instável (Secção 3.4.2.1). A partir deste valor há um potencial extremo para a ocorrência de ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades. Tanto no verão como no outono o clima histórico não tem valores iguais ou superiores a 4000 J kg⁻¹. No futuro, em ambas estações, são observados valores compreendidos nesta classe. No entanto, no verão estes ocorrem com pouca frequência (66 dias em toda a malha), por isso a respetiva figura não é apresentada neste trabalho. No outono (Figura 22) os aumentos são mais significativos (1215 dias em toda a malha), principalmente na costa nordeste de Espanha.

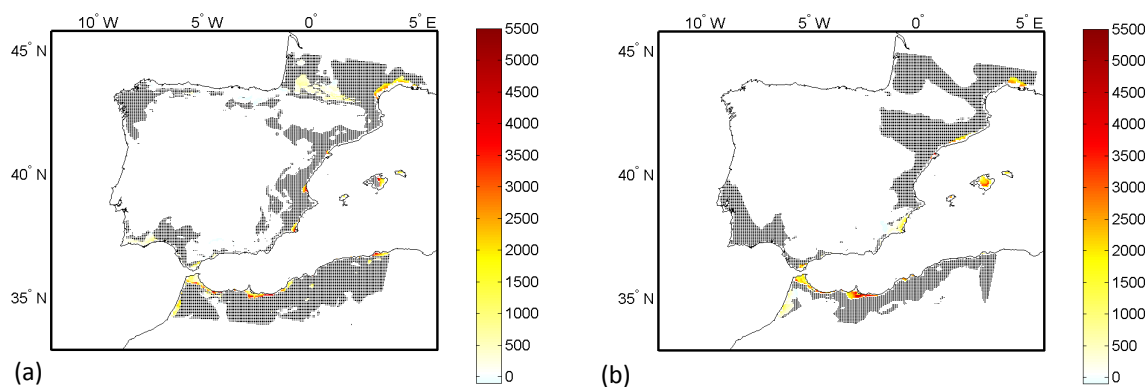


Figura 21. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE entre 2500-4000 J kg⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para o (a) verão (JJA) e (b) outono (SON). As regiões a ponteadado negro correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo.

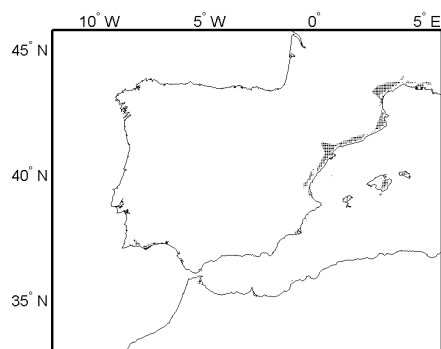


Figura 22. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com CAPE ≥ 4000 J kg⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para o outono (SON). As regiões a ponteadado negro correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo.

Resumindo, no futuro são esperados diversos padrões que caracterizam a intensidade do CAPE e a frequência de eventos confinados a determinadas classes de valores. Apesar de este índice ter uma grande variabilidade temporal, os regimes sazonais das diferentes estações acabam por ser semelhantes entre si. No geral, é esperado um aumento de intensidade do CAPE em todos os meses. No entanto, verificou-se que este aumento é significativo no verão e no outono contrariamente à primavera e ao inverno. Consequentemente, é provável que se observe uma diminuição da frequência de valores reduzidos de CAPE e o aumento da ocorrência de dias associados a CAPE elevado.

Este aumento da intensidade do CAPE e o conseqüente aumento da instabilidade atmosférica irão, eventualmente, favorecer o desenvolvimento de ambientes favoráveis à produção de tempestades. Por outro lado, o aumento do número de dias com elevados valores de CAPE e a redução do número de dias com valores de CAPE menores também favorece o desenvolvimento destes ambientes, uma vez que, por exemplo, podem existir alguns dias nos quais a existência de CIN elevado pode impossibilitar o desenvolvimento de tempestades. No entanto, havendo um maior número de dias com CAPE elevado há um aumento da probabilidade de serem superadas estas condições de inibição convectiva. Assim, eventualmente, ocorrerá um aumento da frequência de tempestades mais intensas e uma diminuição da ocorrência de tempestades menos intensas.

É importante referir que o desenvolvimento de tempestades, para além de necessitar de um forçamento vertical, de instabilidade estática e de humidade (parâmetros avaliados pelo CAPE) também necessita de instabilidade dinâmica (avaliada na Secção 5.3.2), que favorece o desenvolvimento de tempestades com uma maior organização, e conseqüentemente, com uma duração superior (Secção 2.2). No entanto, na inexistência de um forçamento dinâmico pode continuar a haver a formação de tempestades.

5.3.2 Vento de corte entre os 0 e os 6 km – SHR6km

Como foi referido no Secção 3.4.1.1 os valores de SHR6km estão diretamente relacionados com o vento térmico. Por sua vez, este depende do gradiente meridional da temperatura, como foi mencionado na Secção 3.3. Assim, a redução do gradiente meridional de temperatura, esperada no futuro, tem como consequência uma eventual diminuição do SHR6km.

Observando as diferenças das médias diárias sazonais, entre o clima futuro e histórico, verifica-se que existe uma grande variabilidade sazonal e no geral uma reduzida variabilidade espacial (Figura 23 – a, b, c, d). Uma fração das estações é, maioritariamente, definida por diferenças positivas e outra parte por diferenças negativas. Conseqüentemente, o aumento ou diminuição do SHR6km, no clima futuro, será variável de acordo com a estação.

A primavera e o inverno (Figura 23 – a, d) são caracterizados, maioritariamente por diferenças positivas de SHR6km com intensidades semelhantes. No entanto, na primavera (Figura 23 – a), analisando o resultado do teste t de *Student*, verifica-se que existe uma maior extensão do domínio onde a hipótese nula é rejeitada ou seja, onde as diferenças são significativas. Estas discrepâncias pressupõem um aumento significativo do SHR6km, na costa leste da Península Ibérica, no futuro.

Nos meses do verão e do outono (Figura 23 – b, c) são observadas, na maioria, diferenças negativas que definem uma redução do SHR6km no futuro. No entanto, no verão, o norte de África é caracterizado por valores da diferença positivos, ou seja, é esperado um aumento do SHR6km, no período futuro. As diferenças de intensidade do SHR6km, entre o clima futuro e histórico, são semelhantes nas duas estações. No entanto, no verão, na zona litoral do norte de Portugal, são observadas diferenças superiores, associadas a uma maior redução do vento de corte. Em ambos campos verifica-se que existem áreas extensas onde as diferenças são pouco robustas, apesar de no verão a maioria da área referente a Portugal Continental ser definida por diferenças significativas. Assim, eventualmente, será observada uma diminuição do SHR6km.

Globalmente, verifica-se que no futuro poderá haver um aumento do SHR6km nos meses da primavera e inverno (Figura 23 – a, d), e a sua redução no verão e outono. No entanto, apenas a primavera e o verão (Figura 23 – a, b) têm uma maior extensão continental associada a diferenças estatisticamente significativas, enquanto o outono e o inverno (Figura 23 – c, d) são caracterizados por discrepâncias pouco significativas.

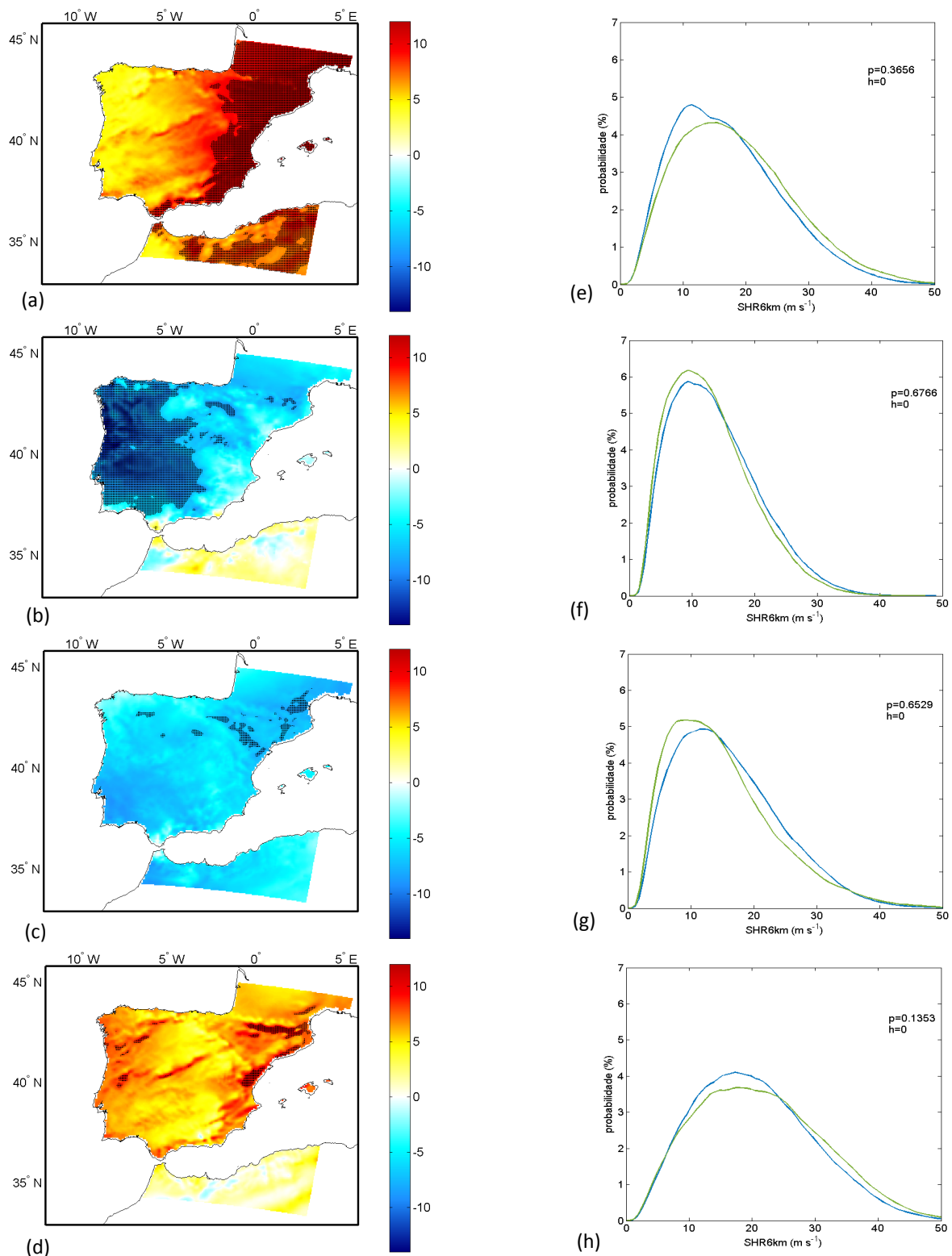


Figura 23. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SHR6km ($m s^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda) para (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) das respetivas estações para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas azuis e verdes correspondem, respetivamente, às PDFs do SHR6km simulado pelo WRF-MPI para o clima histórico e futuro. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%.

Como foi referido na Secção 3.3, é esperada uma diminuição da intensidade do SHR6km, no futuro, devido à redução global do gradiente meridional de temperatura. No entanto, geralmente, estes estudos são realizados para escalas que englobam áreas extensas. Como este estudo foi realizado a uma escala regional, é possível que na primavera e no verão, na região da Península Ibérica, haja um aumento do gradiente meridional de temperatura, e o conseqüente aumento da intensidade do SHR6km.

Através das PDFs verifica-se que, no geral, o SHR6km caracterizado por valores intermédios (\approx entre os 10 m s^{-1} e 20 m s^{-1}) tem uma maior probabilidade de ocorrência, enquanto os valores de SHR6km extremos (reduzidos e elevados) são observados com menor frequência.

As PDFs do clima futuro estão relativamente afastadas das PDFs do clima histórico (Figura 23 – e, f, g, h). Este deslocamento horizontal e vertical descreve a alteração da intensidade de SHR6km e da sua probabilidade, respetivamente, relativamente ao clima histórico.

Na primavera (Figura 23 – e) observa-se uma nítida assimetria positiva e curtose da PDF do clima futuro, ou seja, um deslocamento no sentido dos maiores valores de SHR6km e das menores probabilidades de ocorrência. As maiores discrepâncias são observadas entre os 10 m s^{-1} e os 20 m s^{-1} . Assim, no futuro, é provável que se verifique um aumento do SHR6km com valores superiores e a diminuição da probabilidade de valores de SHR6km reduzidos.

As PDFs do verão e do outono têm um comportamento semelhante (Figura 23 – f, g). Em ambas verifica-se que, no futuro, haverá um afastamento em direção aos menores valores de SHR6km e às maiores probabilidades de ocorrência destes. Assim, no período futuro, será provável um aumento da frequência de valores de SHR6km inferiores, e conseqüentemente, uma diminuição da ocorrência de SHR6km elevado.

Analisando as PDFs do inverno (Figura 23 – h) verifica-se que as distribuições do clima histórico e futuro são caracterizadas por uma assimetria positiva, relativamente às restantes estações. Este deslocamento dá-se em direção ao aumento da probabilidade de valores de SHR6km superiores. Assim, a probabilidade máxima do SHR6km está situada em torno dos 20 m s^{-1} . Estes resultados são coincidentes com a climatologia média sazonal, referida no Secção 5.1.2, onde se verifica que o inverno está associado às maiores médias sazonais do SHR6km.

No entanto, é importante referir que, nos meses de inverno, as PDFs do clima histórico e futuro são praticamente coincidentes até valores de SHR6km próximos de 10 m s^{-1} . Eventualmente, a probabilidade de ocorrência de SHR6km entre os 0 m s^{-1} e os 10 m s^{-1} não deverá ser alterada no futuro. Para valores superiores a 10 m s^{-1} , no futuro, verifica-se uma ligeira assimetria positiva da PDF do clima futuro em direção aos maiores valores de SHR6km. Conseqüentemente, no clima futuro, é observada uma diminuição da probabilidade de ocorrência dos valores intermédios e o aumento desta nos valores de SHR6km elevados.

Quando SHR6km está compreendido entre os 0 m s^{-1} e os 10 m s^{-1} o vento de corte é designado de fraco a moderado, sendo este suficientemente intenso para possibilitar o desenvolvimento de novas células próximo da fronteira de antigas estruturas (Secção 3.4.1.1). Observando a Figura 24, verifica-se que existem duas estações com padrões de frequência delimitados, sendo definidas

apenas por diferenças positivas ou negativas, e duas estações caracterizadas pela presença de diferenças positivas e negativas, em simultâneo.

A primavera (Figura 24 – a) é caracterizada apenas por diferenças negativas que definem uma diminuição do número de dias do vento do corte compreendido nesta gama, no clima futuro, relativamente ao clima histórico. Estas discrepâncias são inferiores na região de Portugal Continental e superiores no restante domínio. Por outro lado, os meses de outono (Figura 24 – c) são definidos apenas por diferenças positivas associadas ao aumento da frequência de SHR6km compreendido nesta classe de valores, no futuro. No entanto, os meses da primavera alcançam as maiores diferenças sazonais da frequência de SHR6km.

Nos meses do verão (Figura 24 – b) e do inverno (Figura 24 – d) são observados valores positivos e negativos das diferenças de intensidade do SHR6km, o que indica que em certas regiões há um aumento do vento de corte e noutras a sua redução, no clima futuro. No entanto, no verão, na maioria da sua extensão as diferenças são positivas e elevadas. Por outro lado, no inverno as diferenças são caracterizadas por valores intermédios, existindo uma grande extensão do domínio definida por discrepâncias aproximadamente nulas. Em ambos os casos, as maiores diferenças são positivas, atingindo valores superiores a 30% enquanto as diferenças negativas alcançam apenas uma percentagem de 20%.

Como no futuro é esperada uma redução do SHR6km com intensidade elevada, é de esperar um aumento do número de dias com valores reduzidos. No verão e no outono, estes padrões são verificados e estão de acordo com a análise realizada nas PDFs (Figura 23 – g, h) e com a bibliografia existente (Trapp *et al*, 2007 e Diffenbaugh *et al*, 2013). No entanto, os meses da primavera e do inverno não apresentam estes regimes. Estas discrepâncias podem estar associadas a variações locais do gradiente de temperatura em direção aos polos.

Os valores de SHR6km compreendidos entre os 10 m s⁻¹ e os 15 m s⁻¹ estão associados a condições favoráveis ao desenvolvimento de tempestades multicelulares e de sistemas convectivos de mesoescala (Secção 3.4.1.1).

Nos meses da primavera e do inverno (Figura 25 – a, d) são observados padrões semelhantes. Assim, ambas estações apresentam diferenças negativas, que representam uma diminuição da frequência de SHR6km com valores compreendidos entre 10 m s⁻¹ e 15 m s⁻¹. Estas estações são caracterizadas por diferenças da frequência de SHR6km elevadas, atingindo valores próximos de 30%.

No verão e no outono (Figura 25 – b, c) também são verificados regimes da frequência semelhantes. Estas duas estações são definidas por regiões caracterizadas por diferenças positivas e negativas. Assim, em determinadas áreas, é verificado um aumento do número de dias de SHR6km com intensidade entre 10 e 15 m s⁻¹ e noutras a sua redução. No verão e no outono observa-se que as diferenças positivas da frequência (≈ 25%) são maiores do que a sua redução (≈ 15%).

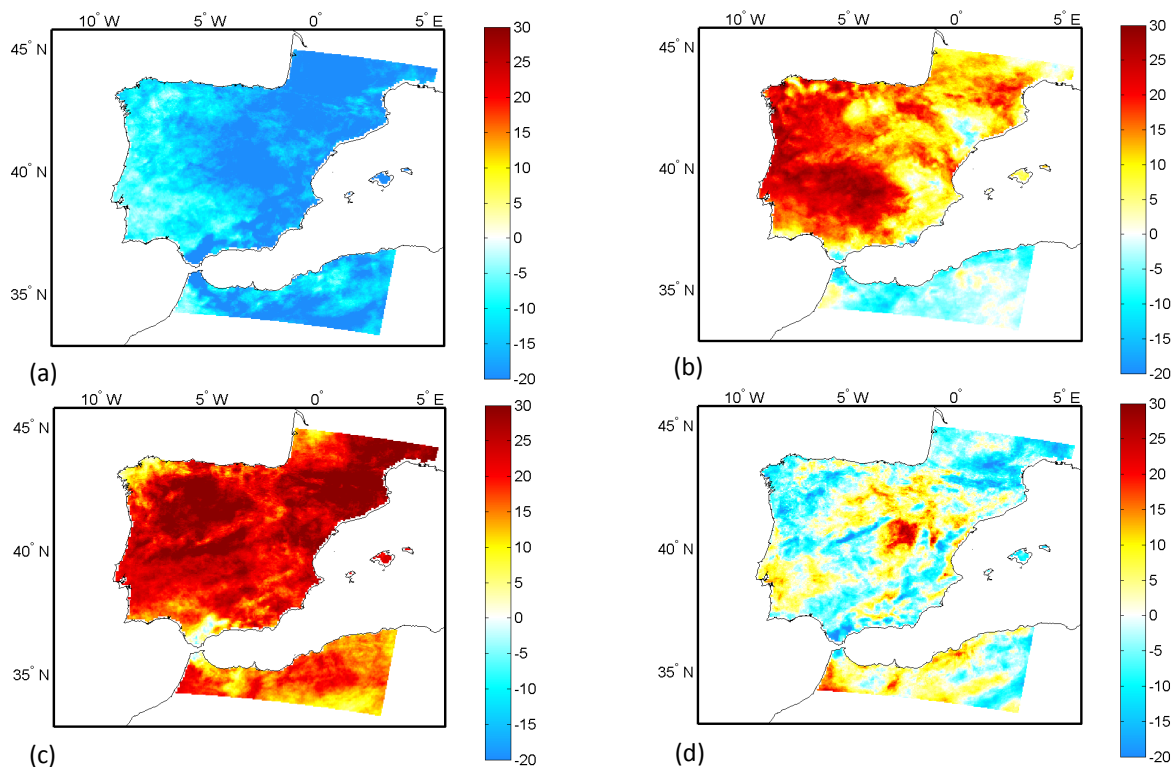


Figura 24. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SHR6km entre 0-10 m s⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF).

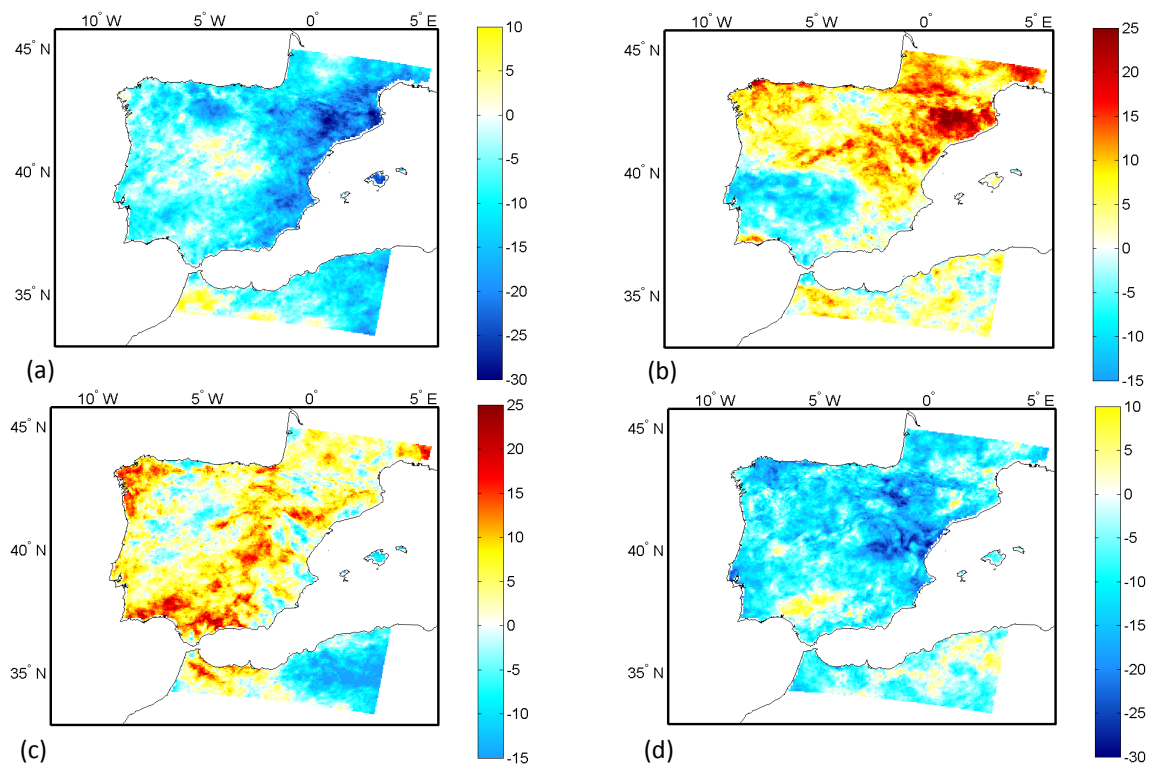


Figura 25. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SHR6km entre 10-15 m s⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). Notar que (a) e (d) têm escala igual e (b) e (c) têm escalas iguais.

Valores de SHR6km que variam entre os 15 m s⁻¹ e os 20 m s⁻¹ reúnem as condições necessárias para a ocorrência de tempestades com um elevado grau de organização e com algumas características de estruturas supercelulares, sendo capazes de produzir granizo de grandes dimensões (Secção 3.4.1.1). Em todas as estações (Figura 26) verifica-se, maioritariamente, diferenças negativas, que definem uma redução da frequência do SHR6km compreendido entre estes valores, no clima futuro. No entanto, na primavera e no verão (Figura 26 – a, b) verifica-se que existem diversas regiões confinadas, caracterizadas por um aumento da frequência do SHR6km, no clima futuro.

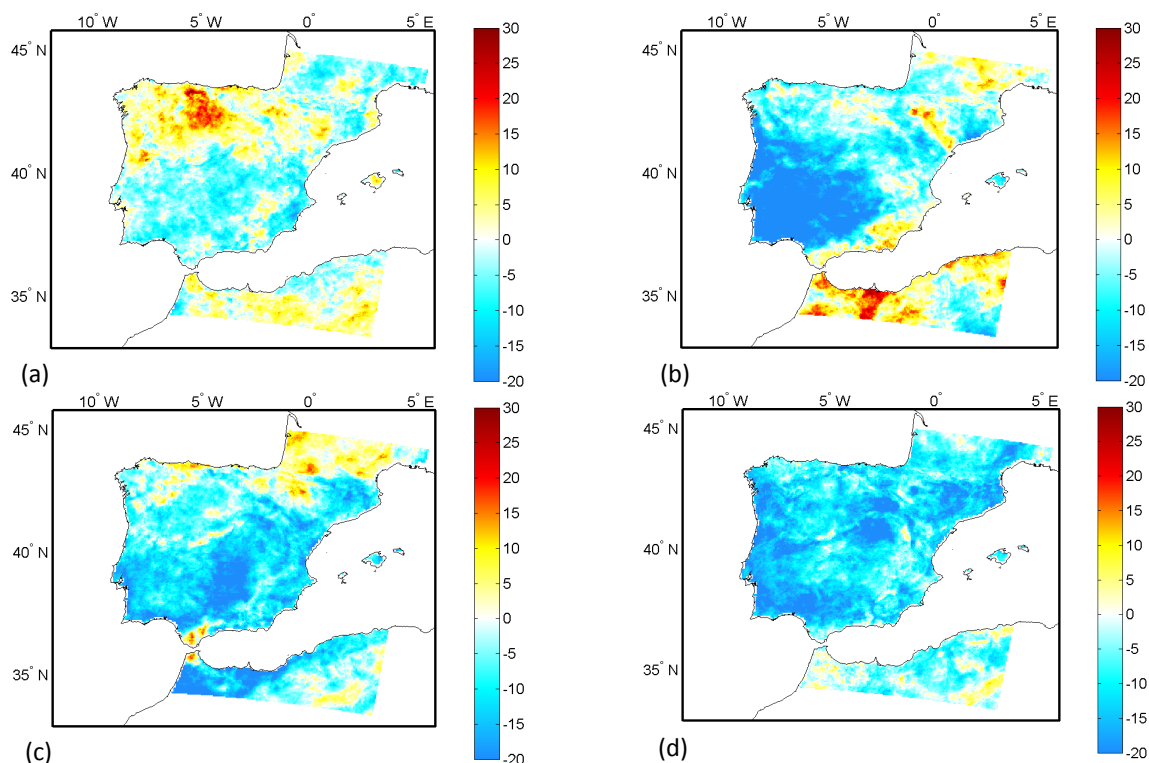


Figura 26. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SHR6km entre 15-20 m s⁻¹, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF).

Os 20 m s⁻¹ definem o valor limite para a ocorrência de tempestades de supercélulas, definidas pelo desenvolvimento de um mesociclone (caracterizado por um movimento ascendente em rotação). Assim, existe a possibilidade de ocorrência de eventos de tempo severo associados a granizo com dimensões superiores a 2 cm e tornados (Secção 3.4.1.1). Nesta classe são verificados dois regimes bem delimitados da variação da frequência de SHR6km.

Na primavera e no inverno (Figura 27 – a, d) são observados aumentos acentuados da frequência de eventos com SHR6km elevado, sendo que as maiores diferenças são verificadas na primavera, especialmente na costa leste de Espanha. Por outro lado, os meses do verão e outono (Figura 27 – b, c) são caracterizados por uma redução acentuada da frequência de ocorrência de eventos caracterizados por estes valores de SHR6km. No entanto, as maiores diferenças são observadas nos meses da primavera e verão.

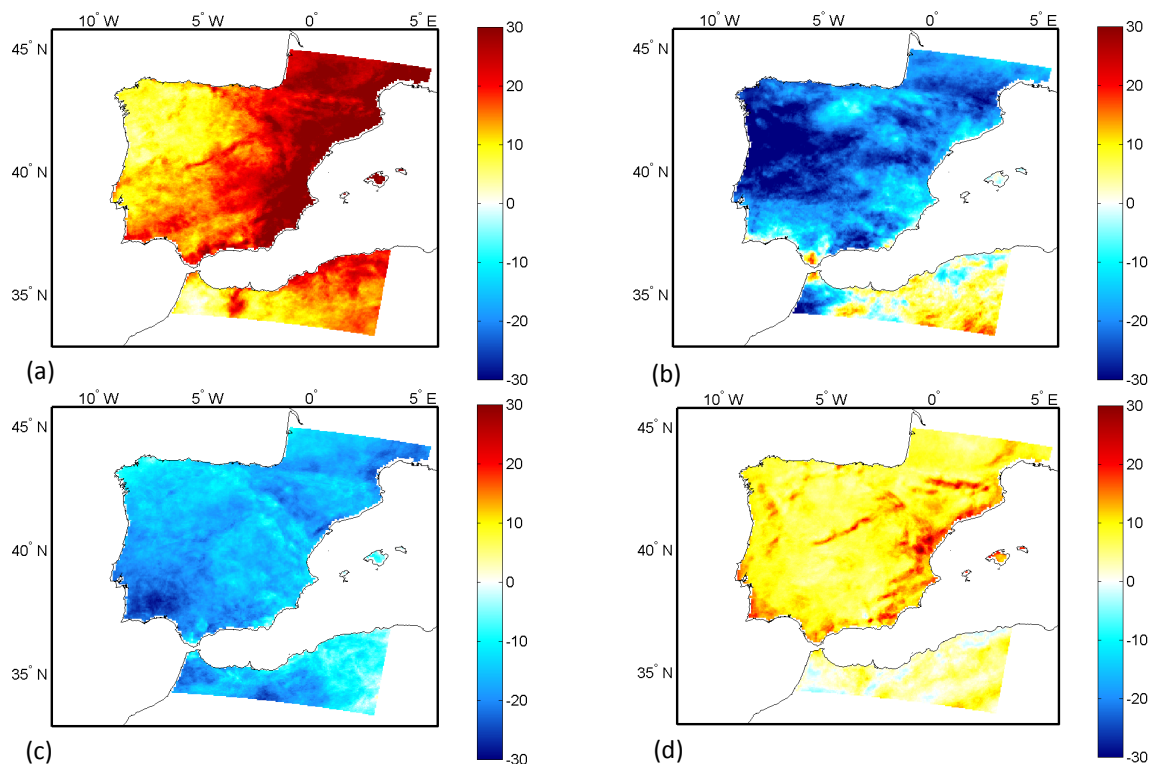


Figura 27. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com $\text{SHR6km} \geq 20 \text{ m s}^{-1}$, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF).

Resumindo, no futuro são esperados dois padrões que caracterizam a intensidade e a frequência de eventos confinados a determinadas classes de valores de SHR6km. No geral, é esperado um aumento de intensidade do SHR6km nos meses da primavera e inverno e a sua redução nos meses do verão e outono. No entanto, as diferenças dos meses da primavera e do verão são mais significativas.

O aumento da intensidade do SHR6km está associado a um crescimento do potencial desenvolvimento de tempestades, sendo que estas são caracterizadas por um elevado grau de organização, o que aumenta o seu carácter persistente. Por outro lado, a redução da intensidade do SHR6km define uma diminuição do desenvolvimento de tempestades, tal como da sua organização, o que, eventualmente, diminuirá o tempo de vida deste tipo de eventos.

Por outro lado, verifica-se uma diminuição da frequência de valores de SHR6km reduzidos nos meses da primavera e do inverno e o seu aumento no verão e outono. Consequentemente, observa-se um aumento e uma redução da frequência de valores elevados de SHR6km nos meses da primavera e inverno e nos meses do verão e outono, respetivamente.

A combinação dos padrões da alteração futura da intensidade e frequência do SHR6km irão, eventualmente, favorecer o desenvolvimento de tempestades com maior organização nos meses da primavera e do inverno e inibi-lo nos meses do outono e verão, associados a uma menor organização da tempestade.

No entanto, é importante ter em conta que, como foi referido no Secção 2.2, o desenvolvimento de tempestades, para além de necessitar de instabilidade dinâmica (SHR6km) também requer a existência de instabilidade estática (avaliada pelo CAPE). Na ausência de valores elevados de

instabilidade estática, não existem ambientes com condições favoráveis ao desenvolvimento de tempestades. Nesta situação, mesmo que exista um forçamento dinâmico intenso, não haverá a formação de tempestades.

5.3.3 Ameaça de tempo severo – SWEAT

Como foi supramencionado no Secção 3.4.3.1 o índice SWEAT é composto por um conjunto de parâmetros que avaliam a instabilidade dinâmica e estática.

Observando a Figura 28 verifica-se que, em todas as estações, a maioria do domínio é definido por diferenças positivas, havendo apenas pequenas regiões onde são encontradas diferenças negativas.

A primavera (Figura 28 – a) e o inverno (Figura 28 – d) são caracterizados, maioritariamente, por diferenças positivas (inferiores a 10%), associadas ao aumento do SWEAT no clima futuro. Apesar disso, em ambas estações são observadas pequenas áreas continentais onde se observa uma diminuição, não significativa, do SWEAT, relativamente ao clima histórico. Por outro lado, os domínios destas duas estações são caracterizados por pequenas áreas definidas por diferenças significativas positivas. Assim, no futuro, não são prováveis diferenças estatisticamente significativas da intensidade do SWEAT nestas duas estações.

O verão (Figura 28 – b) é caracterizado apenas por percentagens das diferenças positivas elevadas (> 20%), definidas como uma intensificação do SWEAT no clima futuro. Ao analisar o resultado estatístico do teste t de *Student*, conclui-se que, em todo o domínio, as diferenças são estatisticamente significativas. Assim, no futuro é esperado um aumento acentuado e significativo do SWEAT em todo o domínio.

O outono (Figura 28 – c) é definido, na maioria do seu domínio, por diferenças positivas e moderadas (inferiores às observadas no verão). No entanto, existe uma região confinada aos Pirenéus, onde são observadas discrepâncias negativas, associadas à diminuição da intensidade do SWEAT no futuro. Uma grande extensão da região em estudo está associada a diferenças significativas, e quando estas são observadas são positivas. Concluindo, no período futuro ocorre, eventualmente, uma intensificação do SWEAT no outono numa extensão significativa da região em estudo.

Resumindo, verifica-se que no futuro há uma intensificação do SWEAT em todas as estações do ano. Assim, confirma-se que existem diferenças significativas entre os valores simulados pelo WRF-MPI para o clima futuro e histórico. Nos meses do verão e outono estas diferenças são elevadas e significativas, o que indica que este índice tem um aumento mais acentuado durante estas estações. Por outro lado, os meses da primavera e inverno são, na maioria do seu domínio, caracterizados por um aumento do SWEAT, apesar de este ser menos significativo.

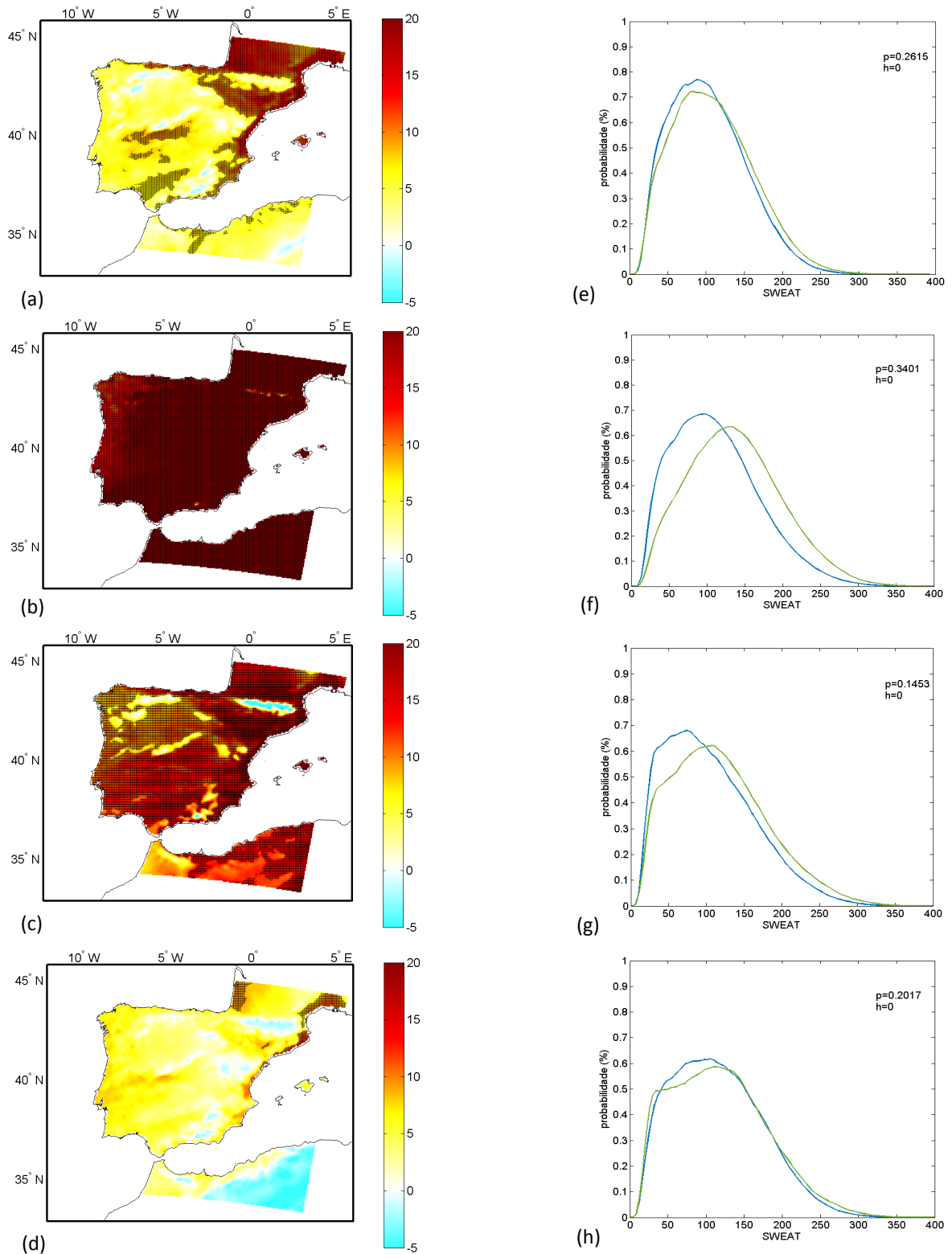


Figura 28. Diferença (%) das médias diárias sazonais do SWEAT simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005). A percentagem foi calculada para todos os pontos da malha sobre terra (esquerda), para a (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF). As diferenças estatisticamente significativas num nível de significância de 5% foram sobrepostas a ponteados negro. PDFs (%) dos respetivos meses para todos os pontos da malha sobre terra (direita). As linhas azuis e verdes correspondem, respetivamente, às PDFs do SWEAT simulado pelo WRF-MPI para o clima histórico e futuro. Valor p e h do teste K-S para um nível de significância de 5%.

As PDFs do clima futuro estão ligeiramente afastadas das PDFs do clima histórico (Figura 28 – e, f, g, h). Este afastamento reflete a alteração da intensidade do SWEAT (assimetria positiva) e a respetiva mudança da probabilidade (curtose), no clima futuro. Os meses de verão e outono (Figura 28 – f, g) são caracterizados pelo afastamento acentuado das PDFs entre os dois períodos. A primavera e o inverno (Figura 28 – e, h) são definidos pela semelhança entre as PDFs do clima histórico e futuro. Assim, os deslocamentos mais acentuados são observados nos meses do verão e outono.

Este deslocamento ocorre maioritariamente em direção às maiores intensidades de SWEAT (assimetria positiva). Este alongamento horizontal das PDFs, no clima futuro, origina uma diminuição da probabilidade dos menores valores de SWEAT e um aumento da probabilidade de ocorrência dos maiores valores de SWEAT.

O verão é caracterizado pelas maiores diferenças entre as PDFs dos dois períodos, o que é justificado pelas diferenças estatisticamente significativas observadas na Figura 28 – b. Por outro lado, os menores valores de SWEAT são definidos por uma menor probabilidade de ocorrência, relativamente ao período histórico.

Na primavera, no clima histórico, o SWEAT máximo simulado em todo o domínio foi superior a 350 e no clima futuro a 380. No verão, no período histórico, o SWEAT atingiu valores superiores a 430 e durante o período futuro a 480. No outono, no clima histórico, o SWEAT máximo foi superior a 380 e no período futuro a 420. No inverno, durante o clima histórico, o SWEAT alcançou valores próximos de 400 e no clima futuro de 420.

Quando SWEAT é inferior a 300 existe um baixo potencial para o desenvolvimento de tempestades severas (Secção 3.4.3.1). Observando a Figura 29, verifica-se que, no geral, todas as estações são caracterizadas, na maioria do seu domínio, por diferenças negativas, ou seja, por uma diminuição da percentagem frequência de eventos com valores de SWEAT reduzidos, no futuro. No entanto, a primavera (Figura 29 – a) apresenta um conjunto de diferenças positivas no norte de Portugal. Por outro lado, a diminuição da frequência de SWEAT com intensidade reduzida é mais acentuada durante o verão (Figura 29 – b), na região nordeste do domínio. O outono e o inverno (Figura 29 – c, d) são caracterizados por uma diminuição da frequência de eventos compreendidos nesta classe, na maioria do seu domínio. Concluindo, há, possivelmente, uma redução da frequência de SWEAT <300, ou seja, o número de dias com baixo potencial para o desenvolvimento de tempestades diminui e, conseqüentemente, a formação de tempestades severas poderá ser favorecida.

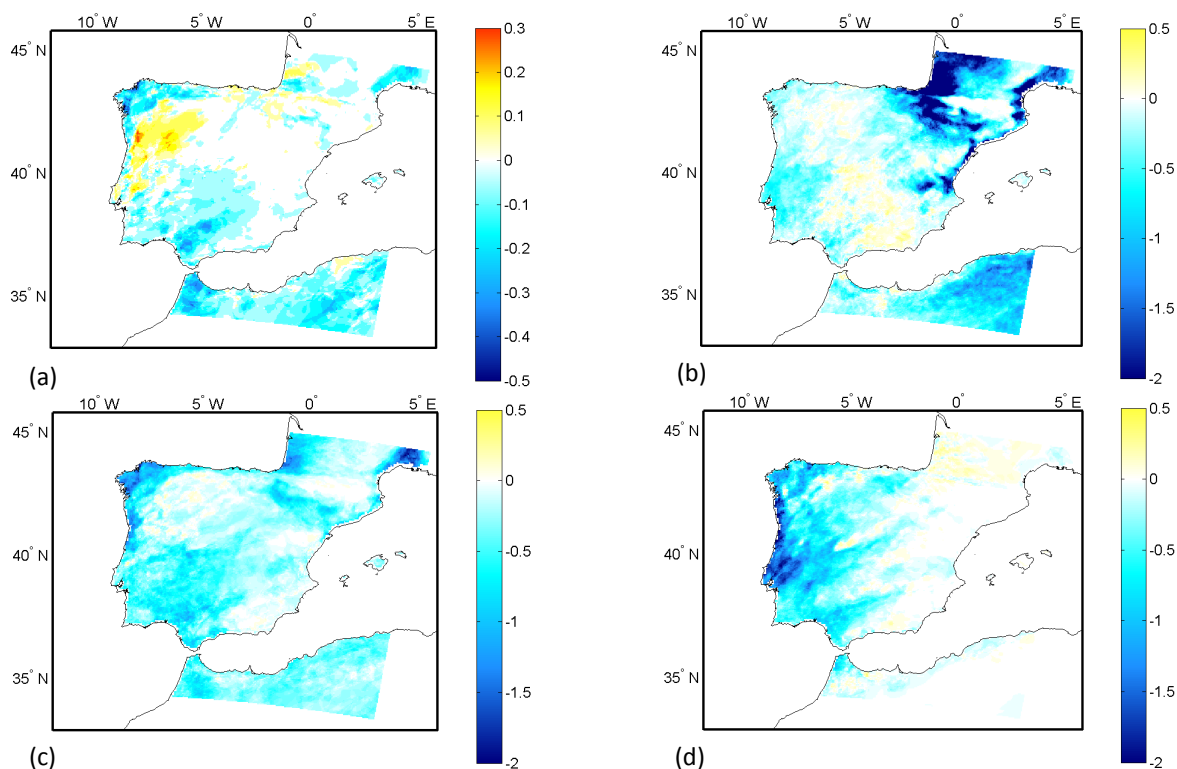


Figura 29. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SWEAT <300, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). Notar que (a) tem escala diferente.

Se SWEAT varia entre 300 e 400 há uma elevada probabilidade de formação de tempestades severas associadas a trovoadas (Secção 3.4.3.1). Os campos sazonais são caracterizados, na sua maioria, por diferenças positivas, que definem o aumento do número de dias com SWEAT compreendido entre 300 e 400, no clima futuro, à exceção da primavera (Figura 30 – a), onde são observadas diferenças negativas, apesar destas serem pouco intensas quando comparadas com as diferenças positivas. Nos meses de verão, outono e inverno (Figura 30 – b, c, d) existem grandes extensões do domínio associadas a diferenças positivas do número de dias com uma intensidade compreendida nesta gama de valores, simuladas entre o clima futuro e histórico. Estas caracterizam um aumento do SWEAT no clima futuro.

Em todas as estações existem áreas extensas onde o número de dias com SWEAT superior ou igual a 300 é nulo, no clima histórico. No entanto, no clima futuro este número de dias é não-nulo (ponteados negros) (Figura 30). Estas regiões também contribuem para um aumento do número de dias com SWEAT entre 300 e 400, no clima futuro.

Consequentemente, no período futuro é esperado um aumento do número de dias com SWEAT compreendido entre 300-400. Assim, eventualmente, serão observadas mais tempestades severas associadas a trovoadas.

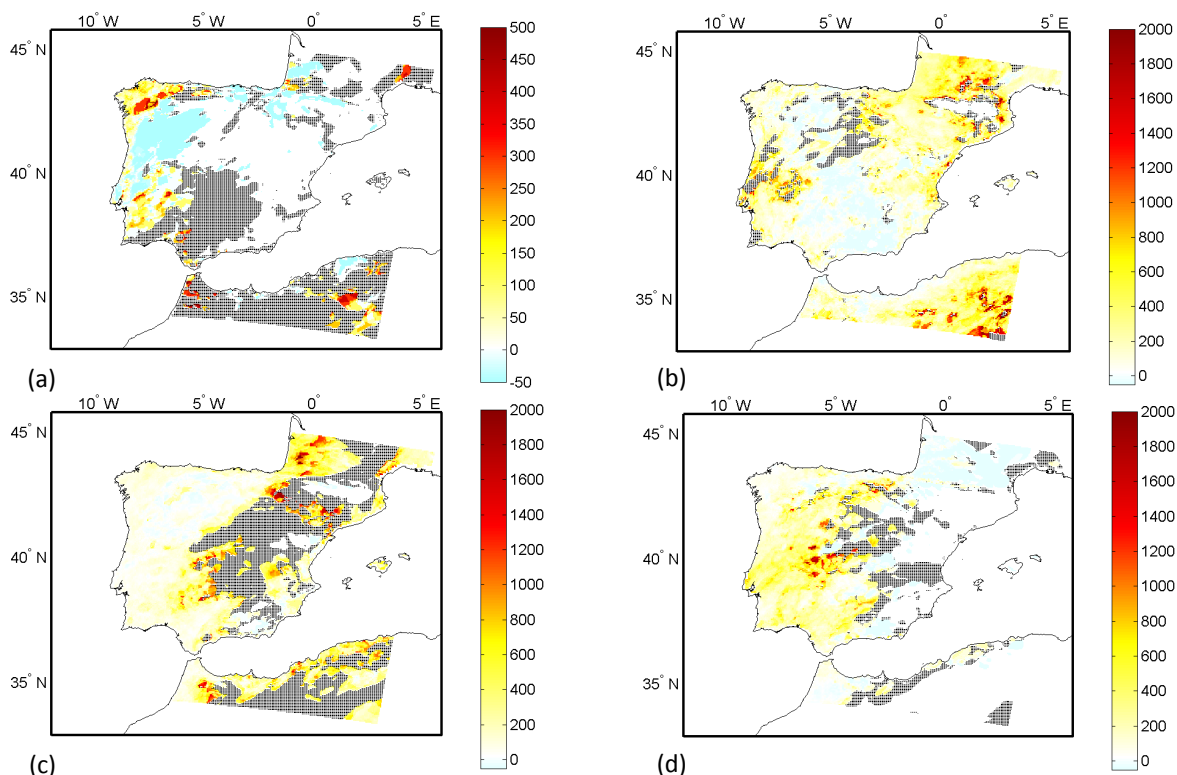


Figura 30. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SWEAT entre 300-400, simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para a (a) primavera (MAM), (b) verão (JJA), (c) outono (SON) e (d) inverno (DJF). As regiões a ponteadado negro correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é superior. Notar que (a) tem escala diferente.

Quando o SWEAT é superior a 400 existem condições favoráveis à ocorrência de tornados (Secção 3.4.3.1).

Na primavera, não são atingidos valores de SWEAT ≥ 400 no clima histórico ou futuro. No outono e no inverno, no clima futuro, são atingidos apenas um reduzido número de dias com estes valores (229 dias e 826 dias dispersos por todo o domínio, respetivamente). Assim, neste trabalho não são apresentados os campos da primavera, outono e inverno.

No verão (Figura 31) são atingidos os valores de SWEAT desta classe, no clima histórico e futuro. Assim, observa-se que existem pequenas regiões restritas onde existem diferenças negativas, que definem uma redução da frequência de SWEAT ≥ 400 , no clima futuro. No entanto, as regiões a ponteadado, correspondentes a áreas onde, no clima histórico, não eram observados dias com estes valores, têm uma maior extensão e contribuem para o aumento da frequência destes valores de SWEAT, no clima futuro.

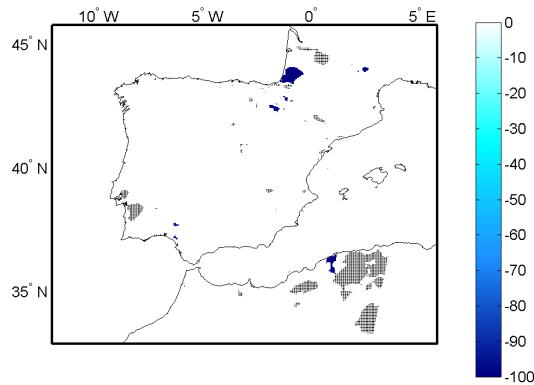


Figura 31. Diferença (%) da média sazonal do número de dias com SWEAT ≥ 400 , simulado pelo WRF-MPI, para o clima futuro (2081-2100), em relação ao simulado para o clima histórico (1986-2005), para o verão (JJA). As regiões a ponteadas correspondem a locais onde o número de dias no clima histórico é nulo mas no clima futuro é não-nulo.

Resumindo, no futuro é esperado um aumento de intensidade do SWEAT em todas as estações. No entanto, as diferenças do verão e do outono são estatisticamente significativas. A intensificação do SWEAT está associada a um aumento do potencial para o desenvolvimento de tempestades, uma vez que este índice combina os dois tipos de instabilidade (dinâmica e estática) necessárias para a formação deste tipo de evento. Por outro lado, verifica-se uma diminuição do número de dias com valores reduzidos de SWEAT em todas as estações. Consequentemente, observa-se um aumento do número de dias com valores elevados de SWEAT.

A combinação dos regimes futuros da intensidade e frequência do SWEAT favorece, eventualmente, o desenvolvimento de tempestades com maior potencial severo, no clima futuro. No entanto, através deste índice não é possível concluir qual o mecanismo responsável (instabilidade dinâmica ou estática) pelo aumento dos valores de SWEAT, sendo esta uma das desvantagens da utilização de índices compostos.

Capítulo 6 | Conclusão

As tempestades são perturbações da atmosfera caracterizadas pela libertação de energia, que permite repor o desequilíbrio criado pelo aquecimento diferencial desta camada gasosa. O seu desenvolvimento está dependente da existência de um mecanismo de ascensão (e.g. convecção, sistemas de baixa pressão superficial, orografia ou sistemas frontais), instabilidade atmosférica e humidade.

A estabilidade da atmosfera pode ser avaliada por um conjunto de parâmetros, denominados por índices de estabilidade. Estes são classificados como índices de instabilidade dinâmica, termodinâmica e compostos. Neste trabalho, calcularam-se os índices SHR6km, CAPE e SWEAT a partir de simulações, realizadas previamente, com o WRF-MPI e WRF-ERA. O domínio utilizado compreende a Península Ibérica e o estudo foi restringido a dois intervalos de tempo que caracterizam o clima histórico (1986-2005) e o cenário climático futuro (2081-2100), considerando o cenário de emissões de gases com efeito de estufa RCP8.5.

Numa primeira fase, realizou-se a validação do modelo através da comparação dos índices calculados pelas simulações do WRF-MPI e pelo WRF-ERA, ambas para o período histórico. Com este objetivo foram calculados campos da diferença da percentagem da intensidade entre os dois forçamentos e foram calculadas as respetivas PDFs.

No geral, no CAPE verificou-se uma maior propensão para a sobrestimação deste quando a sua simulação é feita pelo WRF-MPI. Em algumas estações foram observadas diferenças significativas em áreas restritas. A primavera, o outono e o inverno apresentam uma validação admissível, enquanto o verão está associado a uma validação menos robusta. As diferenças na validação podem, eventualmente, ser justificadas pelo facto de o seu cálculo ser realizado para cada ponto da malha (ponto a ponto). Este fator pode ser minimizado através da simulação das PDFs, considerando todo o conjunto de pontos do domínio sobre terra. No CAPE estas são praticamente coincidentes, ou seja, as distribuições simuladas pelo WRF-MPI e WRF-ERA são estatisticamente semelhantes.

Tal como no CAPE, ao analisar o SHR6km observou-se uma acentuada sobrestimação simulada pelo WRF-MPI por comparação com a simulação de referência (WRF-ERA). Foram verificadas diferenças significativas em todos os meses, especialmente no inverno. Assim, a validação do SHR6km não é considerada robusta em todas as estações do ano. Estas diferenças, eventualmente, devem-se à soma das discrepâncias das diversas variáveis utilizadas no cálculo do índice e à intensificação dos valores de WRF-MPI.

Assim como no SHR6km, verificou-se que, no geral, houve uma sobrestimação do SWEAT quando este foi simulado pelo WRF-MPI. Esta foi mais acentuada na primavera e inverno onde a maioria do domínio foi definido por diferenças significativas. Nestes meses a validação foi considerada pouco robusta. No verão e no outono as discrepâncias entre o índice simulado pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA foram reduzidas, considerando-se que a validação foi plausível.

No entanto, é importante referir que observando as climatologias médias dos três índices simulados pelo WRF-MPI e pelo WRF-ERA, para o período histórico, verifica-se que os padrões espaciais são semelhantes apesar de serem observadas diferenças acentuadas na intensidade. Como as alterações climáticas são estudadas através de diferenças, esta tendência é eliminada, o que não constringe a utilização do WRF-MPI na simulação do clima futuro. Assim, nos casos em que a validação foi menos robusta, é plausível admitir que esta se deve a uma sobrestimação da intensidade do índice simulado pelo WRF-MPI.

Para averiguar quais as causas das diferenças entre as simulações forçadas pelo WRF-MPI e WRF-ERA seria pertinente realizar um estudo que se focasse apenas no cálculo de cada variável que compõe os índices, de modo a averiguar se estas diferenças devem-se a um único parâmetro e, se isto se verificar, analisar qual a sua causa.

Numa segunda fase, estudaram-se as alterações climáticas dos índices de estabilidade para o período futuro. Com esse objetivo, avaliaram-se as diferenças, em percentagem, da intensidade, distribuição e frequência dos diferentes índices entre o clima histórico e futuro, simulados pelo WRF-MPI.

No geral, no futuro, verificou-se um aumento da intensidade do CAPE em todas as estações do ano, tal como esperado devido ao aumento da temperatura global. Nos meses do verão e outono observou-se grandes áreas com diferenças elevadas e significativas. Por outro lado, na primavera e no inverno verificou-se que as discrepâncias entre a intensidade do CAPE no clima histórico e futuro foram inferiores e menos robustas. Também se constatou uma diminuição do número de dias com CAPE reduzido e o aumento de dias com CAPE elevado. Estas alterações irão, eventualmente, promover o aumento do número de tempestades mais intensas e a redução de tempestades de menor intensidade.

No futuro, é esperada uma alteração climática do SHR6km. A mudança da sua intensidade depende da estação do ano. Os meses da primavera e inverno são caracterizados por um aumento da intensidade no clima futuro. O verão e o outono são definidos, maioritariamente por uma diminuição do SHR6km. Esta redução vai ao encontro das alterações referidas em diversos trabalhos existentes, que atribuem a causa à redução do gradiente meridional de temperatura no futuro. No entanto, os meses com diferenças positivas significativas podem, eventualmente, ser justificados pela escala regional do modelo. Como o SHR6km tem um menor número de diferenças significativas, estas são consideradas pouco relevantes.

No geral, verificou-se uma diminuição da frequência de dias com SHR6km elevados, nas classes intermédias, em toda a extensão do domínio. Estas alterações irão, provavelmente, favorecer o aumento da frequência de tempestades associadas a SHR6km reduzido, diminuindo a sua organização e, eventualmente, o seu tempo de vida. No entanto, nas classes extremas do SHR6km foram encontrados padrões característicos da primavera/inverno e do verão/outono. Nos primeiros observou-se uma redução do número de dias com SHR6km reduzido e, por outro lado, um aumento do número de dias com SHR6km elevados, no clima futuro. No verão e outono verificou-se um aumento do número de dias com SHR6km reduzido e a diminuição dos dias com SHR6km elevado, no clima futuro.

No geral, no futuro verificou-se uma intensificação do SWEAT em todas as estações do ano. No verão e no outono observou-se que a maioria do domínio foi caracterizado por diferenças elevadas e significativas. Por outro lado, na primavera e no inverno estas foram inferiores. Também se averiguou uma diminuição do número de dias com SWEAT reduzido e o aumento dos dias com SWEAT elevado. Estas alterações irão, eventualmente, aumentar a frequência de tempestades mais intensas e reduzir o número de tempestades de menor intensidade.

Numa última fase, relacionaram-se os resultados obtidos pelo conjunto de índices simulados, com o objetivo de estimar as alterações que serão observadas nas tempestades, no clima futuro. Como a ocorrência destes eventos tem como requisitos a existência de humidade, de instabilidade atmosférica e de um forçamento vertical, a inexistência de valores de CAPE elevados inibe a formação de ambientes favoráveis ao desenvolvimento destes. Assim, o provável aumento de CAPE e SWEAT no futuro tem como consequência o aumento de ambientes que permitem o desenvolvimento de eventos de tempo severo. No entanto, a existência de condições favoráveis à formação de tempestades não implica que estas se formem realmente ou que tenham um tempo de persistência suficientemente longo para haver a formação de tempestades severas.

O vento de corte (SHR6km) é o parâmetro responsável pela organização destes eventos e pelo aumento do seu tempo de vida. A combinação deste parâmetro (instabilidade dinâmica) com o CAPE (instabilidade estática) resulta num eventual aumento de tempestades severas caracterizadas por uma menor organização, tal como foi referido na Secção 2.2. Provavelmente, estas alterações serão particularmente significativas nos meses de verão e outono.

No entanto, é necessário considerar que o facto de se atingir um determinado valor do índice não indica que se desenvolva o tipo de evento associado a esse valor. Apenas indica que há um aumento da probabilidade desses eventos se desenvolverem. Por outro lado, muitos destes valores limite foram definidos em estudos anteriores que se focam na região dos EUA, onde ocorre a maioria dos eventos de tempo severo, devido às condições existentes nessa região. Neste estudo foram utilizados esses valores limite. No entanto, estes deveriam ser adequados às características geográficas e climatológicas da Península Ibérica.

Também é necessário referir que as características geográficas do domínio em estudo conferem algumas dificuldades na simulação dos índices. Por um lado, isto deve-se ao facto da Península Ibérica ser uma extensão de terra que se encontra, quase na sua totalidade, cercada por água. Para além disso, a região não é rodeada por uma massa de água com características homogéneas. Ao invés, a massa de água é composta pelo oceano Atlântico e pelo mar Mediterrâneo, que têm propriedades muito distintas. Para além disso, nesta região existe topografia acentuada (Pirenéus e Atlas) o que acrescenta algumas discrepâncias nas simulações.

Num trabalho futuro seria importante analisar a evolução dos índices ao longo do dia, uma vez que, por exemplo, no caso do CAPE, é esperado que existam valores superiores no final da tarde (18h) devido ao aquecimento acumulado à superfície.

Também seria pertinente calcular um maior conjunto de índices de estabilidade e combinar os seus valores. Em particular, seria proveitoso simular o índice CIN, uma vez que este restringe o desenvolvimento de CAPE. Assim, apesar de ser esperado um aumento do CAPE no futuro, se

existirem valores de CIN muito elevados pode haver uma inibição da convecção, não permitindo o desenvolvimento de tempestades. Por outro lado, também seria relevante estudar a água precipitável com o objetivo de avaliar as suas alterações no futuro, uma vez que o contínuo aumento da temperatura global tem como consequência o aumento do vapor de água máximo e, eventualmente, real, na atmosfera. Como o CIN e a água precipitável são índices cujo cálculo está associado a poucas variáveis, estes, eventualmente, poderão apresentar menos imprecisões.

Por fim, seria interessante relacionar os regimes de tempo típicos da Península Ibérica com os padrões dos índices de estabilidade obtidos neste estudo.

Referências bibliográficas

1. Barfus K, Bernhofer C (2014) Assessment of GCM capabilities to simulate tropospheric stability on the Arabian Peninsula. *Int J Climatol* 35(7): 1682-1696.
2. Brooks HE (2013) Severe thunderstorms and climate change. *Atmosph Res* 123:129-138.
3. Coumou D, Petoukhov V, Rahmstorf S, Petri S, Schellnhuber HJ (2014) Quasi-resonant circulation regimes and hemispheric synchronization of extreme weather in boreal summer. *Proc Natl Acad Sci USA* 111(34): 12331-12336.
4. Coumou D, Robinson A (2013) Historic and future increase in the global land area affected by monthly heat extremes. *Environ Res Lett* 8: 034018.
5. Diffenbaugh NS, Scherer M, Trapp RJ (2013) Robust increases in severe thunderstorm environments in response to greenhouse forcing. *Proc Natl Acad Sci USA* 110(41):16361-16366.
6. Francis J, Skific N (2015) Evidence linking rapid Arctic warming to mid-latitude weather patterns. *Phil Trans R Soc A* 373:20140170.
7. Francis JA, Vavrus SJ (2015) Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environ Res Lett* 10: 014005.
8. Holley DM, Dorling SR, Steele CJ, Earl N (2014) A climatology of convective available potential energy in Great Britain. *Int J Climatol* 34(14): 3811-3824.
9. Holton JR (2004) An Introduction to Dynamic Meteorology. Fourth edition. International Geophysics Series, Vol 88, Academic Press, 52-53, 283.
10. Marta-Almeida M, Teixeira JC, Carvalho MJ, Melo-Gonçalves P, Rocha A (2015) High Resolution WRF climatic simulations for the Iberian Peninsula: Model validation. *Phys Chem Earth* (submitted).
11. Meehl GA, Arblaster JM, Tebaldi C (2007) Contributions of natural and anthropogenic forcing to changes in temperature extremes over the United States. *Geophys Res Lett* 34(19): L19709.
12. Mokhov II, Akperov MG, Prokofyeva MA, Timazhev AV, Lupo AR, Le Treut H (2013) Blockings in the Northern Hemisphere and Euro-Atlantic Region: Estimates of Changes from Reanalysis Data and Model Simulations. *Doklady Earth Sci* 449: 582-586.

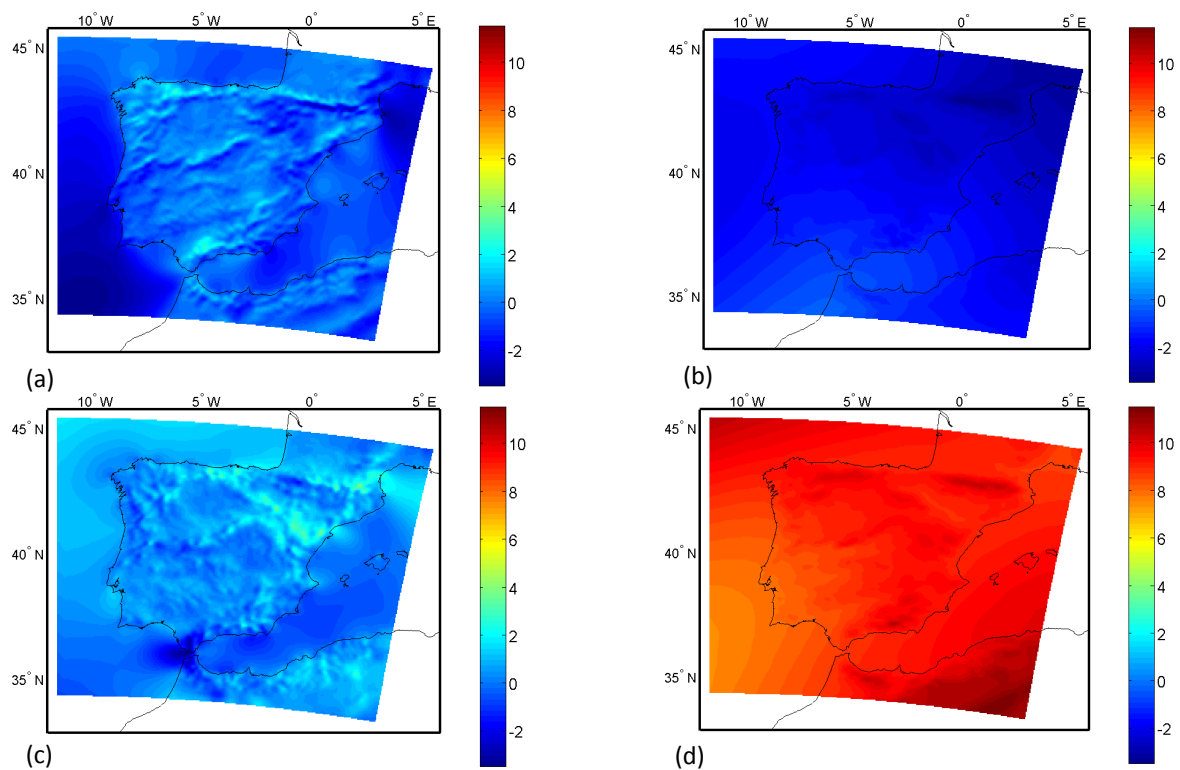
13. Moss R, Babiker M, Brinkman S, Calvo E, Carter T, Edmonds J, Elgizouli I, Emori S, Erda L, Hibbard K, Jones R, Kainuma M, Kelleher J, Lamarque JF, Manning M, Matthews B, Meehl J, Meyer L, Mitchell J, Nakicenovic N, O'Neill B, Pichs R, Riahi K, Rose S, Runci P, Stouffer R, Vuuren D, Weyant J, Wilbanks T, Ypersele JP, Zurek M (2008) Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies. Technical Summary. Intergovernmental Panel on Climate Change. 25 pp.
14. Riemann-Campe K, Fraedrich K, Lunkeit F (2009) Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. *Atmosph Res* 93(1): 534-545.
15. Sillmann J, Kharin VV, Zwiers FW, Zhang X, Bronaugh D (2013) Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. *J Geophys Res Atmos* 118(6):2473-2493.
16. Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Duda MG, Huang XY, Wang W, Powers JG (2008) A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR. 125 pp.
17. Soares PMM, Cardoso RM, Ferreira JJ, Miranda PMA (2014) Climate change and the Portuguese precipitation: ENSEMBLES regional climate models results. *Clim Dyn* 45:1771-1787.
18. Tebaldi C, Hayhoe K, Arblaster JM, Meehl GA (2006) Going to Extremes. An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim Change* 79:185-211.
19. Trapp RJ, Diffenbaugh NS, Brooks HE, Baldwin ME, Robinson ED, Pal SP (2007) Changes in severe thunderstorm environment frequency during the 21st century caused by anthropogenically enhanced global radiative forcing. *Proc Natl Acad Sci USA* 104(50):19719-19723.
20. Van der Velde O (2007) Guide to using Convective Weather Maps. 29pp.
21. Wilks DS (2006) Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, second edition. International Geophysics Series, Vol 91, Academic Press, 27, 85-87, 131-177.

Referências eletrônicas

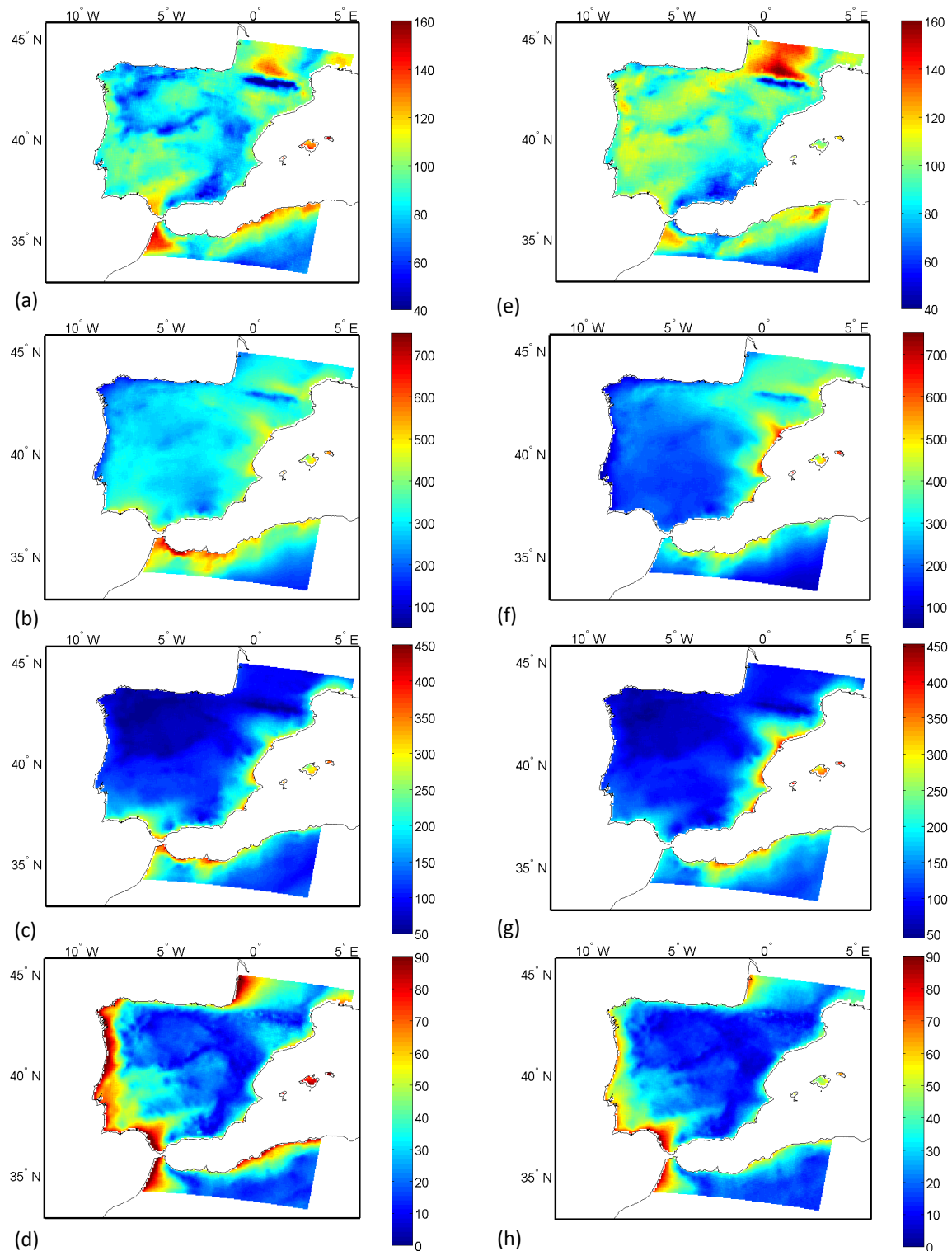
1. American Meteorological Society. Acedido a 2 de outubro de 2015, em http://glossary.ametsoc.org/wiki/Dry-adiabatic_lapse_rate.
2. Arctic Change Indicator from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido em 20 de outubro de 2015, em <http://www.arctic.noaa.gov/detect/climate-ao.shtml>.

3. Instituto Português do Mar e da Atmosfera. Acedido a 20 de maio de 2015, em <https://www.ipma.pt/pt/educativa/tempo.clima/index.jsp?page=clima.nao.xml>.
4. Max-Planck-Institut für Meteorologie. Acedido a 25 de Agosto de 2015, em <http://www.mpimet.mpg.de/en/science/models.html>.
5. National Climate Assessment. U.S. Global Change Research Program. 2014. Acedido a 10 de Julho de 2015, em <http://nca2014.globalchange.gov/highlights/report-findings/our-changing-climate>.
6. National Climatic Data Center from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido em 15 de setembro de 2015, em <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/ao/>.
7. National Climatic Data Center from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido a 25 de agosto de 2015, em <https://www.ncdc.noaa.gov/billions/>.
8. National Ocean Service from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido a 20 de agosto de 2015, em http://oceanservice.noaa.gov/facts/weather_climate.html.
9. National Weather Service from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido a 27 de setembro de 2015, em <http://w1.weather.gov/glossary/index.php?letter=s>.
10. National Weather Service Southern Region Headquarters from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido a 25 de setembro de 2015, em <http://www.srh.noaa.gov/ffc/?n=gloss2>.
11. National Weather Service Southern Region Headquarters from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido a 25 de novembro de 2015, em <http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tstorms/life.htm>.
12. Storm Prediction Center from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido 18 de junho de 2015, em <http://www.spc.noaa.gov/sfctest/help/sfcoa.html>.
13. Storm Prediction Center from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido a 15 de outubro de 2015, em <http://www.spc.noaa.gov/misc/tables/capetext.htm>.
14. Storm Prediction Center from National Oceanic and Atmospheric Administration. Acedido a 29 de setembro de 2015, em http://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/help/help_IIIr.html.
15. World Meteorological Organization. Acedido a 20 de Agosto de 2015, em <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/faqs.php>.

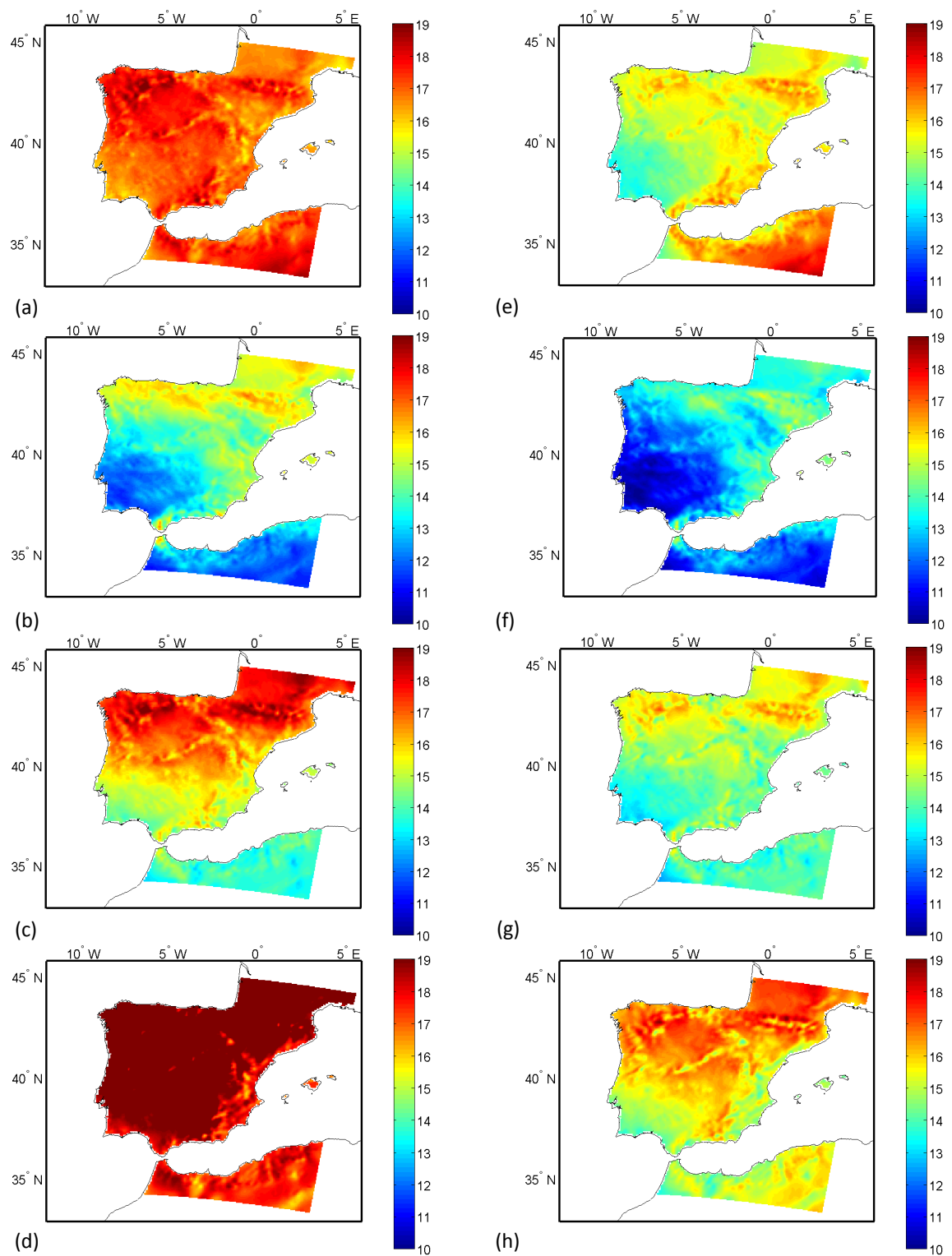
Anexos



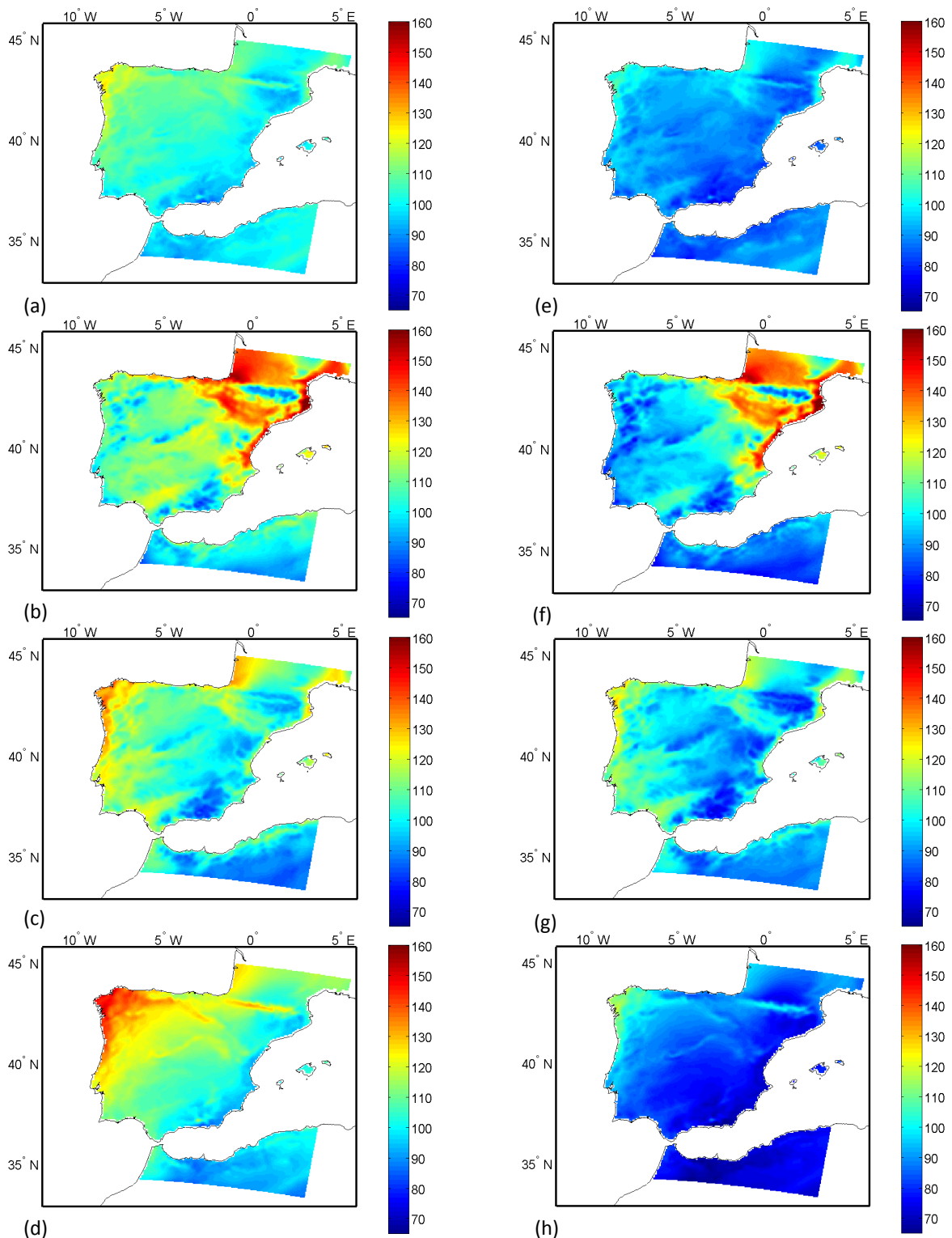
A. 1. Climatologia média anual da componente meridional do vento aos 10 m (a) e aos 6 km (b) e da componente zonal do vento aos 10 m (c) e aos 6 km (d) simuladas pelo WRF-ERA para o clima histórico (1986-2005) em m s^{-1} .



A. 2. Climatologia média sazonal do CAPE (J kg^{-1}) simulado pelo WRF-MPI, para o clima histórico (1986-2005), da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF) e simulado pelo WRF-ERA, para o clima histórico (1986-2005), da (e) primavera (MAM); (f) verão (JJA); (g) outono (SON); (h) inverno (DJF). Notar que (a) e (e); (b) e (f); (c) e (g); (d) e (h) têm escalas iguais.



A. 3. Climatologia média sazonal do SHR6km ($m s^{-1}$) simulado pelo WRF-MPI, para o clima histórico (1986-2005), da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF) e simulado pelo WRF-ERA, para o clima histórico (1986-2005), da (e) primavera (MAM); (f) verão (JJA); (g) outono (SON); (h) inverno (DJF).



A. 4. Climatologia média sazonal do SWEAT simulado pelo WRF-MPI, para o clima histórico (1986-2005), da (a) primavera (MAM); (b) verão (JJA); (c) outono (SON); (d) inverno (DJF) e simulado pelo WRF-ERA, para o clima histórico (1986-2005), da (e) primavera (MAM); (f) verão (JJA); (g) outono (SON); (h) inverno (DJF).