



Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia

Mestrado em Ciências da Terra e da Atmosfera

Área de especialização | Meteorologia e Geofísica

Dissertação

**Estudo da piro-convecção e das condições atmosféricas
durante mega-incêndios em Portugal**

Cátia Isabel Nunes Campos

Orientador(es) | Flavio Couto

Rui Paulo Salgado

Évora 2022



Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia

Mestrado em Ciências da Terra e da Atmosfera

Área de especialização | Meteorologia e Geofísica

Dissertação

Estudo da piro-convecção e das condições atmosféricas durante mega-incêndios em Portugal

Cátia Isabel Nunes Campos

Orientador(es) | Flavio Couto

Rui Paulo Salgado

Évora 2022



A dissertação foi objeto de apreciação e discussão pública pelo seguinte júri nomeado pelo Diretor da Escola de Ciências e Tecnologia:

Presidente | Maria João Costa (Universidade de Évora)

Vogais | Ediclê Duarte (Universidade de Évora) (Arguente)
Flavio Couto (Universidade de Évora) (Orientador)

Agradecimentos

Em primeiro lugar quero fazer um agradecimento especial ao meu orientador, o Doutor Flavio Couto, pelo apoio incansável e paciência que teve comigo durante esta jornada, nomeadamente pela ideia do tema da tese, pelos ensinamentos em modelação atmosférica, pelo apoio durante a escrita deste trabalho e pelas palavras encorajadoras.

Agradeço também ao meu coorientador, o professor Doutor Rui Salgado, pela ideia do tema e pelas correções que melhoraram a construção do presente trabalho.

Agradeço aos investigadores da Universidade de Córsega, Jean-Baptiste Filippi e Roberta Baggio, pela ajuda no acoplamento do modelo atmosférico com o modelo de propagação de fogo, essencial para o desenvolvimento da presente dissertação, assim como ao projeto PyroC.pt (PCIF/MPG/0175/2019) pela disponibilização da simulação acoplada.

Agradeço ao Instituto Português do Mar e da Atmosfera e ao Centro Europeu pelos dados fornecidos.

Agradeço a todos os meus professores da Universidade de Aveiro, em especial aos ligados à área da meteorologia, que contribuíram pelo meu gosto pela área. Agradeço também aos professores da Universidade de Évora que contribuíram para a minha formação escolar ao longo do mestrado, que agora termina.

Por fim à minha família e amigos, nomeadamente à minha irmã e aos meus melhores amigos, pelo apoio, amizade e palavras encorajadoras.

Título: Estudo da piro-convecção e das condições atmosféricas durante mega-incêndios em Portugal

Resumo

A dissertação tem como objetivo analisar o impacto de um incêndio na atmosfera, bem como identificar as condições meteorológicas de larga escala que estavam a afetar Portugal. Foram realizadas duas simulações numéricas a partir do modelo atmosférico MesoNH: uma simulação acoplada ao modelo de propagação de fogo FireFire, com 3 domínios aninhados de resoluções de 2000m, 400m e 80m (300 por 300 pontos de grelha) e uma simulação de larga escala não acoplada, com uma resolução de 15km (300 por 250 pontos de grelha). A simulação acoplada permitiu identificar a formação de uma nuvem piro-convectiva (piroCu) no interior da pluma a partir do transporte vertical de vapor de água para níveis superiores. No contexto de larga escala, a simulação representou bem o desenvolvimento e trajetória do furacão Ophelia, mostrando a influência de ventos de Sudoeste na rápida propagação dos incêndios ativos em Portugal.

Palavras-chave: incêndios florestais; modelação atmosférica; furacão; piro-convecção

Title: Study of pyro-convection and atmospheric conditions during mega fires in Portugal

Abstract

The dissertation aims to analyse the impact of a fire on the atmosphere, as well as to identify the large-scale meteorological conditions that affected Portugal. Two numerical simulations were performed using the MesoNH atmospheric model: a coupled simulation with the ForeFire model, with 3 nested domains with resolution of 2000m, 400m and 80m (300 by 300 grid points) and a large-scale uncoupled simulation, with a 15km resolution (300 by 250 grid points). The coupled simulation allowed to identify the formation of a pyroconvective cloud (pyroCu) inside the plume from the vertical transport of water vapor to higher levels. In the large-scale context, the simulation well represented the evolution of the Hurricane Ophelia, showing the influence of southwest winds on the rapid spread of active fires in Portugal.

Key words: wildfires; atmospheric modelling; hurricane; pyro-convection

Índice

Agradecimentos.....	I
Resumo.....	II
Abstract	III
Índice das Figuras	V
Índice das Tabelas	VIII
Índice das Equações	IX
Siglas e acrónimos.....	X
Capítulo 1 – Introdução.....	1
Capítulo 2 – Revisão bibliográfica.....	4
Capítulo 3 – Dados e Metodologia.....	20
3.1 Caso de estudo.....	20
3.2 Dados observados.....	22
3.3 Modelação numérica	23
3.3.1 Modelo atmosférico – MesoNH.....	23
3.3.2 Experiências numéricas.....	33
3.3.2.1 Simulação acoplada.....	33
3.3.2.2 Simulação de larga escala.....	36
3.3.2.3 Validação das experiências numéricas	37
Capítulo 4 – Resultados.....	41
4.1 Condições atmosféricas locais e atividade piro-convectiva	41
4.2 Simulação de larga escala.....	55
Capítulo 5 – Discussão dos resultados	70
Capítulo 6 – Conclusão	76
Referências bibliográficas	79
Anexo	85
Namelists para a simulação acoplada.....	85
Namelists para a simulação de larga escala.....	91

Índice das Figuras

Figura 2.1: Triângulo do comportamento do fogo. Fonte: UNEP (2022).....	4
Figura 2.2: Mapa com a identificação dos mega-incêndios registados no dia 15 de outubro. Fonte: San-Miguel-Ayans et al. (2020).....	10
Figura 2.3: Constituição de um furacão: a) imagem de satélite com a indicação do olho, parede do olho e bandas de nuvens e b) corte vertical de um furacão, com a representação do movimento do ar (setas) e formação de nuvens: 1 – olho do furacão; 2 – parede do olho; 3 – bandas em espiral; os vetores a vermelho, representam a entrada de ar, enquanto os vetores a azul representam a saída de ar. Adaptado a partir de Ahrens (2007), pág. 413 e 414.	17
Figura 3.1: Evolução da área ardida do incêndio de Quiaios. Fonte: Viegas et al. (2019).	21
Figura 3.2: a) e b) imagens de satélite retiradas do site https://zoom.earth/maps/daily/#view=40.6869,-7.7509,8z/date=2017-10-15,pm/overlays=heat,fires , para o dia 15 de outubro de 2017 às 1600 UTC, acedido em 14 de outubro de 2022. A localização do incêndio de Quiaios está representada com um círculo vermelho; c) fotografia do incêndio de Quiaios (Teresa Pereira) disponível em https://www.figueirahora.com/actualidade/incendio-activo-na-freguesia-de-quiaios , acedido em 14 de outubro de 2022; d) fotografia do incêndio de Quiaios (autor desconhecido) disponível em: http://www.fozaominuto.com/2017/10/incendios-no-concelho-da-figueira-da_15.html , acedido em 14 de outubro de 2022 ; e) fotografia do incêndio de Quiaios com a presença da pluma e do piro-cúmulo identificada (autor desconhecido), disponível em: http://www.fozaominuto.com/2017/10/incendios-no-concelho-da-figueira-da_15.html , acedido em 14 de outubro de 2022 e f) fotografia com a presença da pluma e do piro-cúmulo identificada para as 15h14 (Viegas et al., 2019).	21
Figura 3.3: Representação dos pontos de coordenadas a) das estações meteorológicas (estrelas); do ponto do skewT (quadrado preto) e a localização de Quiaios (círculo vermelho), no domínio de 400 m de resolução. O retângulo a tracejado representa o domínio de 80 m de resolução. b) localização de Quiaios (círculo, vermelho), do ponto de ignição do incêndio (estrela, vermelho) e do ponto relativo ao perfil vertical do vento (quadrado, lilás), no domínio de 80 m de resolução. Orografia representada a sombreado, obtida pela base de dados SRTM.	22
Figura 3.4: Exemplo de um domínio aninhado com 4 grelhas. O modelo 1 é o domínio pai do modelo 2, 3 e 4. O modelo 2 é o modelo pai dos modelos 3 e 4 (Stein et al., 2000).	25
Figura 3.5: Exemplo da grelha Arakawa C, para a componente horizontal (Carvalho, 2009).	28
Figura 3.6: Aninhamento de grelhas da simulação acoplada, com os domínios de 2000, 400 e 80m de resolução. Os quadrados a azul representam os domínios de maior resolução (400 e 80 m de resolução). A localização de Quiaios, está representada com um círculo vermelho. Orografia a sombreado (m), obtida pela base de dados SRTM.	34
Figura 3.7: Funcionamento dos modelos acoplados (modelo atmosférico e modelo do fogo). Adaptado do site do MesoNH.	35
Figura 3.8: Configuração horizontal do domínio da simulação de larga escala, com uma resolução de 15km de resolução. Orografia representada a sombreado, obtida pela base de dados SRTM.	36
Figura 3.9: SkewT observado para o dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC, no ponto de coordenadas 38.76 °N 9.13 °W. Fonte: University of Wyoming, disponível em: https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html , acedido em 14 de outubro de 2022.	37
Figura 3.10: SkewT simulado pelo MesoNH para o dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC, no ponto de coordenadas 38.76 °N 9.13 °W, para o domínio de 2000m de resolução.	38
Figura 3.11: Variação da temperatura da atmosfera em altitude para os dados simulados, para o domínio de 2000m de resolução (linha laranja) e para os dados observados (linha azul) em Lisboa no dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC para o ponto de coordenadas 38.76 °N 9.13 °W. Dados observados foram obtidos a partir da University of Wyoming, disponíveis em: https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html , acedidos em 14 de outubro de 2022.	39
Figura 3.12: Variação da temperatura potencial, da temperatura potencial equivalente e da temperatura potencial virtual em altitude para os dados simulados, para o domínio de 2000m de resolução e observados em Lisboa no dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC para o ponto de coordenadas 38.76 °N 9.13 °W. Dados observados foram obtidos a partir da University of Wyoming, disponíveis em: https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html , acedidos em 14 de outubro de 2022.	40
Figura 4.1: Variação horária da temperatura média para o dia 15 de outubro de 2017 para as estações meteorológicas de Vila Verde, Becanta, aeródromo e Dunas de Mira. Fonte: IPMA.	42

Figura 4.2: Variação horária da humidade relativa média para o dia 15 de outubro de 2017, para as estações meteorológicas de Vila Verde, Becanta, aeródromo e Dunas de Mira. Fonte: IPMA.....	43
Figura 4.3: Variação horária do vento para o dia 15 de outubro de 2017: a) relativo à intensidade média do vento (m/s) e b) relativo à direção média (°), com a identificação dos pontos cardeais mais importantes (eixo vertical da esquerda), para as estações meteorológicas de Vila Verde e aeródromo. No eixo vertical da direita, está presente o nome dos quadrantes. Fonte: IPMA.	45
Figura 4.4: Rajadas (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 em alguns momentos: a) 1330 UTC; b) 1400 UTC; c) 1430 UTC; d) 1500 UTC; e) 1700 UTC e f) 1900 UTC, no domínio de 80 m de resolução. A localização de Quiaios está representada com um círculo e o ponto de ignição está representado por uma estrela.	47
Figura 4.5: SkewT simulado para o dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC para o ponto de coordenadas: 40.28°N 8.85°W, no domínio de 400 m de resolução.	48
Figura 4.6: a) variação vertical da intensidade do vento (m/s) para 6 horas simulados e b) variação vertical do mixing ratio vapor – MRV (g/kg). Ambos para o ponto de coordenadas: 40.209°N 8.829°W, no dia 15 de outubro de 2017 para o domínio de 400m de resolução.	49
Figura 4.7: a) conteúdo de água precipitável (sombreado, mm), com a localização de Quiaios (círculo vermelho) e b) variação vertical do mixing ratio vapor – MRV (g/kg), no ponto de coordenadas 40.28 °N 8.85 °W, no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC, no domínio dos 400m de resolução.....	50
Figura 4.8: Simulação obtida com o acoplamento do modelo atmosférico MesoNH e o modelo de propagação de fogo ForeFire (Vista de Sudeste). Variável do fumo representada pela variável SVT002 (sombreado, m ² /s), vento aos 10 m (vetores, m/s) e graupel e gotas de chuva (sombreado azuis, kg/kg), no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC, para o domínio dos 400m de resolução. No canto superior esquerdo, a direção dos cortes verticais realizados.....	51
Figura 4.9: a) variação vertical do fumo, representado pela variável SVT002 (sombreado, m ² /s); b) variação vertical da velocidade vertical, representado pela variável WT (sombreado, m/s); c) variação vertical do vapor, representado pela variável mixing vapour ratio (sombreado, kg/kg); d) variação vertical do graupel, representado pela variável graupel mixing ratio (sombreado, kg/kg), para o dia de 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC. Vista Este da pluma, para o domínio de 400 m de resolução.	52
Figura 4.10: Representação do corte vertical, para o campo do vapor de água, representado pela variável RCT (sombreado, kg/kg), num quadrado a tracejado a representação do maior conteúdo de vapor de água, no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC: a) com a presença da pluma (esbranquiçado, m ² /s) e b) sem a presença da pluma. Vista Este da pluma, no domínio de 400 m de resolução.....	53
Figura 4.11: Corte vertical do campo da turbulência, representado pela variável turbulent kinetic energy – TKET (sombreado, m ² s ²) no 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC. Vista Este da pluma, para o domínio dos 400 m de resolução.	54
Figura 4.12: a) simulação obtida com o acoplamento do modelo atmosférico MesoNH e o modelo de propagação de fogo ForeFire (Vista de Sudeste). Variável de fumo representada pela variável SVT002 (sombreado, m ² /s), vento aos 10 m (vetores, m/s) e graupel e gotas de chuva (sombreado azuis, kg/kg), no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC, para o domínio dos 400m de resolução e b) foto do incêndio de Quiaios (Vista de Sudoeste) no dia 15 de outubro de 2017 (autor desconhecido), disponível em: http://www.fozaominuto.com/2017/10/incendios-no-concelho-da-figueira-da_15.html , acedido em 14 de outubro de 2022.....	54
Figura 4.13: a) conteúdo de água precipitável (sombreado, mm) e b) pressão ao nível médio do mar (sombreado, hPa) e vento aos 10 m (vetores, hPa), no dia 15 de outubro de 2017 às 1900 UTC, para o domínio de resolução de 2000 m de resolução.	55
Figura 4.14: Pressão ao nível médio do mar (sombreado, hPa), relativo ao estágio inicial, para o domínio de 15 km de resolução.	57
Figura 4.15: Imagem satélite para o dia 4 de outubro de 2017. Disponível em: https://zoom.earth/maps/daily/#view=41.9,-34.9,4z/date=2017-10-04,pm , acedido em 14 de outubro de 2022.....	58
Figura 4.16: Temperatura à superfície (sombreado, °C) para as 1200 UTC dos dias: a) 4 de outubro de 2017; b) 5 de outubro de 2017; c) 6 de outubro de 2017 e d) 7 de outubro de 2017, para o domínio de 15 km de resolução.	59
Figura 4.17: Divergência horizontal (sombreado, s ⁻¹) simulada pelo MesoNH para o nível 850 hPa para as primeiras 12 horas de simulação: a) 4 de outubro de 2017 às 0300 UTC; b) 4 de outubro de 2017 às 0600	

UTC; c) 4 de outubro de 2017 às 0900 UTC e d) 4 de outubro de 2017 às 1200 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.....	59
Figura 4.18: Vorticidade potencial ao nível 500 hPa para os 4 horários iniciais da formação da baixa pressão: a) 6 de outubro de 2017 às 1200 UTC; b) 6 de outubro de 2017 às 1500 UTC; c) 6 de outubro de 2017 às 1800 UTC e d) 6 de outubro de 2017 às 2100 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.....	60
Figura 4.19: Divergência horizontal (sombreado, s^{-1}) e intensidade do vento (vetor, m/s) para o nível 500 hPa: a) 6 de outubro de 2017 às 1500 UTC; b) 6 de outubro de 2017 às 1800 UTC; c) 6 de outubro de 2017 às 2100 UTC e d) 7 de outubro de 2017 às 0000 UTC, para o domínio de 15km de resolução.....	61
Figura 4.20: Temperatura da superfície do mar (sombreado, °C) para o dia 5 de outubro de 2017 às 0000 UTC, obtido a partir das análises do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.....	62
Figura 4.21: Média da temperatura da superfície do mar (sombreado, °C) do COBE-SST2, para os meses de outubro no período [1987 – 2017].	62
Figura 4.22: Pressão ao nível médio do mar (sombreado, hPa) e vento aos 10m (vetores, m/s) para o segundo estágio da Tabela 4.1. A categoria correspondente a cada figura está representada na mesma tabela, para o domínio de 15 km de resolução.....	63
Figura 4.23: Intensidade do vento (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 14 de outubro de 2017 às 1200 UTC para os níveis da atmosfera: a) superfície; b) 850 hPa; c) 500 hPa e d) 250 hPa, para o domínio de 15 km de resolução.....	64
Figura 4.24: Os instrumentos de Microwave Imager (GMI) e Dual-Frequency Precipitation Radar (DPR) do GPM registaram dados que mostraram os locais de precipitação forte associadas ao furacão Ophelia para o dia 14 de outubro de 2017 às 1656 UTC. Fonte: https://www.nasa.gov/feature/goddard/2017/ophelia-atlantic-ocean , acessado em 14 de outubro de 2022.	65
Figura 4.25: Temperatura de brilho (sombreado, K) das nuvens simulada pelo MesoNH para o simulador de satélite Meteosat e pressão ao nível médio do mar (isolinha, hPa) no dia 14 de outubro de 2017 às 1500 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.....	66
Figura 4.26: Refletividade do RADAR (sombreado, dBz) simulada pelo RADAR e pressão ao nível médio do mar (isolinha, hPa) no dia 14 de outubro de 2017 às 1500 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.....	66
Figura 4.27: Rajadas (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 nas horas: a) 1200 UTC; b) 1500 UTC; c) 1800 UTC e d) 2100 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.....	67
Figura 4.28: Intensidade do vento (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 às 1800 UTC nos níveis: a) superfície e b) aos 850 hPa, para o domínio de 15 km de resolução.....	68
Figura 4.29: Intensidade do vento (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 às 2100 UTC nos níveis: a) superfície e b) aos 850 hPa, para o domínio de 15 km de resolução.....	68
Figura 4.30: Conteúdo de água precipitável (sombreado, mm) para os horários: a) 15 de outubro de 2017 às 1500 UTC; b) 15 de outubro de 2017 às 1800 UTC; c) 15 de outubro de 2017 às 2100 UTC e d) 16 de outubro de 2017 às 0000 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.....	69
Figura 5.1: Esquema ilustrativo a) ambiente local do incêndio de Quiaios e b) ambiente de larga escala e mega-incêndios. Fonte: Elaboração própria.....	75

Índice das Tabelas

Tabela 2.1: Incêndios verificados no fim de semana [14 – 16] de outubro de 2017. Fonte: CTI (2018); ICNF (2017).	9
Tabela 2.2: Furacões que afetaram Portugal continental e insular no período [2001 – 2021], baseado na lista de Campos (2020) e atualização para os anos de 2020 e 2021. Fonte: https://www.nhc.noaa.gov/data/ (consultado em 20/09/2022)	14
Tabela 2.3: Estágios da formação de um furacão (Stull, 2017; Ahrens, 2007).....	16
Tabela 2.4: Escala de vento de Saffir-Simpson. Disponível em https://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php . (Acedido no dia 10/05/2022).....	18
Tabela 3.1: Quadro-resumo das parametrizações feitas neste estudo.....	35
Tabela 4.1: Desenvolvimento do furacão segundo a tabela disponibilizada por Stewart (2018).	56

Índice das Equações

Equação 3.1: Equação da aceleração vertical do movimento.....	24
Equação 3.2: Equação da conservação da massa.....	25
Equação 3.3: Equação da conservação da energia.....	26
Equação 3.4: Equação da conservação do momento linear.....	26
Equação 3.5: Equação da conservação da massa de água.....	26
Equação 3.6: Equação da temperatura potencial.....	27
Equação 3.7: Razões de mistura do conjunto de hidrometeoros.....	27
Equação 3.8: Equação da energia cinética turbulenta.....	28

Siglas e acrónimos

CTI – Comissão Técnica Independente

DEA – Descarga eléctrica atmosférica

ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

FAO – Food and Agriculture Organization United States

GSF – Global Forecast System

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera

NAO – North Atlantic Oscillation

NHC – National Hurricane Centre

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

PiroCb – Piro-cumulonimbus

PiroCu – Piro-cumulus

RADAR – Radio Detection and Ranging

SST – Sea Surface Temperature

UNEP – United nations environment programme

Capítulo 1 – Introdução

Os incêndios florestais são um fenómeno natural que ocorrem em diversos tipos de ecossistemas. Estes podem ser de causa natural, iniciados a partir de uma descarga elétrica atmosférica – DEA, mas também causados pela atividade humana, quer por negligência (mau uso das máquinas agrícolas, mau descarte de beatas de cigarro, uso indevido de foguetes, fogueiras, etc.) quer de forma intencional (incendiários, pessoas com interesses económicos, etc.). De acordo com Bento-Gonçalves (2021), em Portugal, as ignições podem ser classificadas em 6 categorias: uso do fogo, acidentais, estruturais, incendiarismo, naturais e indeterminadas. A contribuição das causas naturais para o número total de incêndios é mínima (menos de 1%), enquanto a negligência e a intencionalidade são a maior causa.

O estudo dos incêndios é um tema muito complexo e atual, devido ao elevado número de variáveis naturais e antrópicas que contribuem para o seu desenvolvimento. As condições atmosféricas do local, o tipo de terreno (forma, declive, etc.), as características do combustível (quantidade, teor de humidade, etc.), a falta de gestão das áreas florestais e a própria eficácia do combate e da prontidão da resposta contribuem direta ou indiretamente para o comportamento do incêndio (Bento-Gonçalves, 2021).

Nos últimos anos, tem havido um aumento de incêndios florestais com proporções muito grandes, conhecidos como mega-incêndios (Bento-Gonçalves, 2021; Comissão Técnica Independente – CTI, 2018). Estes são caracterizados por terem taxas de propagação elevadas, grandes taxas de área ardida e impactos negativos na sociedade e no meio ambiente (Duane et al., 2021). Países como Portugal, Austrália, Canadá, Estados Unidos da América, Grécia tiveram nas últimas décadas o registo destes eventos mais catastróficos (Bento-Gonçalves, 2021).

O termo “mega-incêndio” está associado a incêndios que tenham ultrapassado os 10 000 hectares de área ardida (CTI, 2018). Estes tipos de incêndios representam uma minoria em relação ao número global de incêndios (Tedim et al., 2020), mas têm consequências catastróficas para a biodiversidade devido aos milhares de hectares de área ardida.

No ano 2007, na Grécia, os incêndios levaram a 270 000 hectares de área ardida, com cerca de 3000 casas ardidas e a perda de 84 vidas humanas. As condições

meteorológicas que predominavam no país, eram de seca e temperaturas altas, favorecidas pela ocorrência de 3 ondas de calor durante o verão (Tedim et al., 2020). A Austrália tem um longo histórico de incêndios. Em 2003 arderam 1,12 milhões de hectares, 500 casas e 4 pessoas perderam a vida. Do número total de incêndios, 80 foram o resultado de trovoadas secas e alguns estiveram associados ao desenvolvimento de nuvens piro-cumulonimbus (Tedim et al., 2020). Em 2009, os incêndios causaram a perda de 173 pessoas e mais de 2000 casas arderam. Nos dois anos considerados, as condições meteorológicas eram de temperaturas altas, secas longas e ventos fortes e o padrão sinóptico era caracterizado por um centro de altas pressões sob o país (Tedim et al., 2020). No Canadá, o inverno de 2015/2016 foi muito ameno e seco, enquanto a primavera foi muito seca e quente para o habitual, contribuindo assim para os incêndios extremos. Mais uma vez, as condições meteorológicas eram de altas temperaturas, humidades relativas baixas e ventos fortes (Tedim et al., 2020).

Portugal reúne condições para ser considerado um país com um ‘piro-ambiente’, *‘dado que junta às características mediterrâneas, que conjugam a época quente com a época seca, a feição atlântica, que lhe permite uma elevada produtividade vegetal’*. Juntamente com estas características, o desordenamento do território, a falta de gestão das áreas florestais, as monoculturas de eucalipto e de pinheiro-bravo, fazem com que Portugal apresente níveis extensos de área ardida e altas taxas de ignições a nível mundial (Bento-Gonçalves, 2021).

Em Portugal, em relação às áreas ardidas, os piores anos foram os anos de 2003, 2005 e 2017. No ano 2003 arderam 425 706 hectares e no ano 2005, 325 226 hectares (Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas – ICNF, 2006). Em 2017 arderam 442 418 hectares (ICNF, 2017). Relativamente à perda de vida humana, em 2003 morreram 23 pessoas e em 2017 houve 116 vítimas mortais (Bento-Gonçalves, 2021). Estes anos foram caracterizados por temperaturas altas, humidades relativas baixas, ventos fortes e a presença de ondas de calor que ocasionaram secas severas. O ano de 2017 foi um ano atípico, com a ocorrência de 11 mega incêndios, dos quais 8 aconteceram no fim de semana de 15 de outubro (CTI, 2018).

O relatório mais recente do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2022) indica que o tempo meteorológico propício a incêndios florestais (“*Fire Weather*” – quente, seco e ventoso) está a tornar-se mais frequente em algumas regiões e continuará

a aumentar para níveis mais altos devido ao avanço das alterações climáticas (IPCC, 2022). Para além das alterações climáticas, o conhecimento da evolução temporal e espacial dos incêndios é crucial, pois permite trabalhar na segurança das populações e na gestão mais correta de limpeza de florestas (Bento-Gonçalves, 2021). O estudo científico das condições atmosféricas, nomeadamente das condições sinópticas a atuar no momento pode ajudar a entender o desenvolvimento extremo de um mega-incêndio, como por exemplo, a formação de nuvens piro-convectivas. O fenómeno da piro-convecção é um acontecimento extremo destes tipos de incêndios e ocorre quando há a formação de nuvens cumuliformes resultantes da convecção do próprio incêndio.

O número de mega-incêndios está a ser mais frequente e mais catastrófico e consigo traz novos desafios para o seu combate e para o seu entendimento científico (Tedim et al. 2020). Portanto, o estudo das condições meteorológicas associadas aos incêndios, é importante para que se possa prever eventos futuros, contribuindo para o desenvolvimento de estratégias que visem a prevenção e o combate dos incêndios.

O objetivo geral do trabalho é analisar o impacto de um incêndio na atmosfera a partir do uso de uma simulação acoplada, entre um modelo atmosférico e de propagação de fogo, bem como identificar as condições meteorológicas de larga escala.

Quanto aos objetivos específicos, estes procuram identificar os efeitos do incêndio na atmosfera, nomeadamente o desenvolvimento de nuvens piroCu, bem como analisar as condições de larga escala e identificar sistemas meteorológicos que estavam a afetar Portugal durante um período de vários fogos ativos.

A presente dissertação é desenvolvida no âmbito do mestrado “Ciências da Terra e da Atmosfera”, com especialização em meteorologia e geofísica e está dividida em 6 capítulos. No Capítulo 1, são apresentados os objetivos, a importância do tema e a motivação que levou à escrita da dissertação. A revisão da literatura dos assuntos abordados durante o estudo, tal como a problemática dos incêndios florestais, o fenómeno da piro-convecção, a formação de ciclones tropicais e respetiva transição extratropical é apresentada no Capítulo 2. No Capítulo 3, são apresentados os dados e a metodologia usada para a realização do estudo, seguido pelos resultados no Capítulo 4. No Capítulo 5 é apresentada a discussão dos resultados. O último capítulo, Capítulo 6, descreve as conclusões do estudo e apresenta algumas ideias de trabalhos futuros.

Capítulo 2 – Revisão bibliográfica

Um incêndio florestal resulta numa interação complexa de fatores biológicos, meteorológicos, físicos e sociais que influenciam a intensidade, propagação, a duração e extensão, e seu potencial de causar danos às economias, ao meio ambiente e à sociedade (United Nations Environment Programme – UNEP, 2022), sendo definido como “*um incêndio em vegetação de queima livre incomum ou extraordinário que pode ser iniciado de forma maliciosa, acidental ou por meios naturais, que influencia negativamente os valores sociais, econômicos ou ambientais*”.

O comportamento do incêndio é influenciado pelas condições do terreno, condições meteorológicas e tipo de combustível (Figura 2.1; UNEP, 2022; Whiteman, 2000). Cada componente do chamado “triângulo do comportamento do fogo” influencia diretamente a inflamabilidade do combustível, a taxa e quantidade de calor libertado durante a combustão e velocidade de expansão do incêndio (Whiteman, 2000). As três componentes são definidas abaixo:

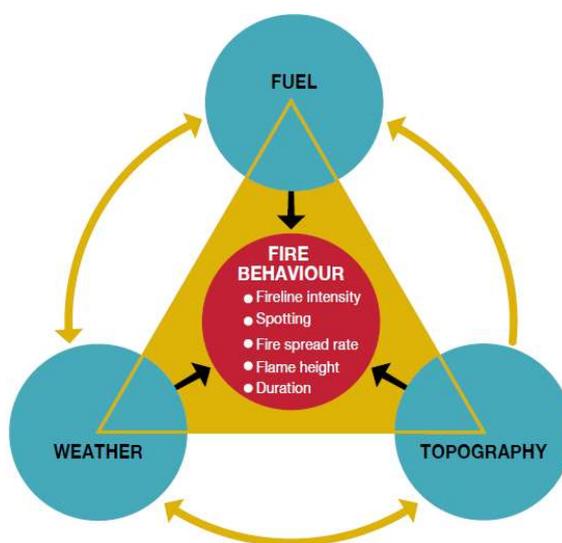


Figura 2.1: Triângulo do comportamento do fogo. Fonte: UNEP (2022).

- **Combustível** – tudo o que queima é considerado combustível para o fogo. Pode ser vivo (p.e. árvores) ou morto (p.e. combustíveis lenhosos, galhos) (Tedim et al., 2020). Neste contexto o comportamento do incêndio é afetado pelo tamanho, forma, compactidade, continuidade horizontal, arranjo vertical, peso e constituição química do combustível (UNEP, 2022; Whiteman, 2000). O teor de

humidade é a variável mais importante dos combustíveis, determinando a ignição, a taxa de combustão e a energia que é emitida pelo fogo. Quando o teor de humidade é baixo, é mais fácil o incêndio começar e se espalhar facilmente. Este depende diretamente da humidade atmosférica e da precipitação (Whiteman, 2000).

- **Meteorologia** – compreende as condições de estabilidade atmosférica, o vento (velocidade e direção), a temperatura do ar, a precipitação, a humidade do ar e a radiação solar. Como mencionado anteriormente, a humidade relativa e a quantidade de precipitação alteram o teor de humidade do combustível. Os fatores meteorológicos podem alterar a taxa de transferência de calor das chamas para o combustível e, portanto, a taxa de propagação, intensidade e extensão do incêndio (UNEP, 2022). Estes fatores controlam o teor de humidade dos combustíveis e a sua inflamabilidade (pela precipitação, humidade do ar e temperatura) e facilitam a supressão do fogo (com a precipitação). Uma atmosfera instável, por sua vez, favorece o transporte da pluma na vertical (Tedim et al., 2020).

O vento é a variável meteorológica mais difícil de prever. A velocidade e a direção do vento influenciam o desenvolvimento dos incêndios de diversas maneiras. Por exemplo, determina a taxa e a direção da propagação do fogo e do transporte da pluma de fumo e ajuda a diminuir a taxa de humidade dos combustíveis. O vento também adiciona oxigénio ao fogo, contribuindo para a combustão e aumenta a taxa de expansão, transportando calor e brasas para lugares afastados, provocando novas fontes de ignição (Whiteman, 2000).

- **Topografia** – dos 3 componentes, é aquela que é mais constante ao longo do tempo. Inclui a elevação, inclinação das encostas, características do relevo, como: vales, encostas e cumes, que podem influenciar diretamente a velocidade e direção de propagação dos incêndios (UNEP, 2022; Whiteman, 2000).

As alterações climáticas têm levado a várias mudanças ambientais que podem intensificar essas condições (por exemplo, o aumento de temperatura e diminuição da precipitação), resultando em estações de incêndio mais quentes, mais secas e mais longas (UNEP, 2022). À escala regional, o efeito combinado do aumento de temperatura e da diminuição da humidade relativa, contribui para alterações no crescimento das plantas (Tedim et al., 2020). Para além das alterações climáticas, as mudanças no uso da terra e

má gestão da terra e das florestas podem facilitar a ignição de incêndios florestais (UNEP, 2022).

Dado que em todo o mundo, muitos desses fatores estão em fase de mudança, o risco de incêndios florestais em muitas regiões também está a mudar. Por exemplo, onde os incêndios florestais ocorreram anteriormente, o risco pode aumentar ou diminuir, já em algumas regiões que anteriormente não sofriam incêndios florestais, o risco está a aumentar (UNEP, 2022).

Rodrigues et al. (2021) estudou padrões climáticos que afetam o comportamento dos incêndios entre 1980 e 2015, indicando que a *North Atlantic Oscillation* (NAO) domina o número de incêndios sobre a Península Ibérica, isto porque a fase positiva da NAO está ligada a condições anticiclônicas que aumentam a temperatura e limitam a precipitação, levando a épocas de seca extrema.

Um inverno chuvoso pode levar a uma acumulação de combustíveis nas florestas (Rodrigues et al., 2021), entretanto a ausência de precipitação torna os combustíveis mais secos. A diminuição da humidade do combustível contribui para o aumento da inflamabilidade dele e, portanto, contribui para uma ignição do fogo bem-sucedida e consequentemente um aumento da taxa de propagação do fogo (UNEP, 2022).

Entre os impactos negativos dos incêndios florestais, destacam-se: destruição das florestas, aumento da erosão dos solos que afeta a agricultura, destruição de bens materiais da população e impactos na saúde humana (UNEP, 2022). Os grandes incêndios também têm impactos negativos diretos na economia, por exemplo, no setor do turismo p.e. (Couto et al., 2021a; Sanders e Laing, 2009).

Nas últimas décadas, os fenómenos piro-convectivos têm sido cada vez mais reportados durante a ocorrência de mega-incêndios. A piro-convecção é um fenómeno que ocorre quando existe a formação de nuvens devido à convecção do próprio incêndio: *flammagenitus* ou *cumulonimbus flammagenius*, mais conhecidas pelo nome de piro-cumulus (piroCu) ou piro-cumulonimbus (piroCb), respetivamente (Badlan et al., 2021a, 2021b; Duane et al., 2021; *International cloud atlas*, 2017).

O ar junto ao incêndio é mais quente que o ar circundante e por isso torna-se menos denso e sobe. A turbulência mistura o ar quente em ascensão com o ar mais frio acima da pluma, fazendo com que se expanda enquanto sobe. Quando atinge uma dada

pressão, ocorre a condensação e as nuvens começam a ser formadas. À medida que ocorre a condensação do vapor de água, há libertação de calor latente, o que vai provocar um *feedback* positivo. A adição de calor, contribui para que a nuvem continue o seu desenvolvimento vertical (Badlan et al., 2021a; Duane et al., 2021).

A fase inicial destas nuvens são as piroCu. As piroCu estendem-se acima do nível de condensação por ascensão (*lifting condensation level* – LCL) até à troposfera média (Badlan et al., 2021a). Quando a pluma de fumo é grande o suficiente e é reforçada pela instabilidade na troposfera média, a coluna convectiva pode atingir a troposfera superior ou até mesmo a estratosfera inferior, de modo que permite a formação de uma nuvem de grande desenvolvimento vertical, marcando a passagem das piroCu para piroCb (Badlan et al., 2021a; Duane et al., 2021).

As nuvens piroCb caracterizam-se por serem mais violentas, podendo desencadear fenómenos extremos como, por exemplo, *fire-whirls*. As descargas elétricas produzidas pelas trovoadas podem iniciar mais incêndios no local (Couto et al., 2020; Thurston et al., 2015). Devido ao grande desenvolvimento vertical, estas nuvens possuem no seu topo a presença de cristais de gelo e neve (Laureau e Clements, 2016). Por outro lado e devido ao seu tamanho, as piroCb são capazes de levar à injeção de aerossóis até à estratosfera inferior e serem redistribuídos pelo globo (Badlan et al., 2021b; Duane et al., 2021; Laureau e Clements, 2016; Thurston et al., 2015).

A subida de ar em altitude favorece a intrusão de ar mais frio à superfície proveniente das redondezas e, portanto, mais rico em oxigénio que vai continuar a alimentar a atividade do incêndio (Badlan et al., 2021b; Duane et al., 2021). A formação de grandes massas de nuvens como as piroCb, podem colapsar dando origem a fortes correntes de ar descendentes, conhecidas por *downdrafts* (Badlan et al., 2021b; Duane et al., 2021). Estes ventos são caracterizados por uma grande variabilidade temporal e espacial, resultando na expansão do incêndio e numa propagação errática em todas as direções (Laureau e Clements, 2016).

Estudos baseados em observações permitiram determinar algumas condições que favorecem o desenvolvimento da piro-convecção, como a instabilidade atmosférica e as condições meteorológicas à superfície. À superfície, a camada atmosférica é caracterizada por elevadas temperaturas e baixas humidades relativas. A camada inferior da troposfera deve ser extensa, seca e estável e com baixo cisalhamento vertical. Em altitude, a

atmosfera deve ser húmida, para permitir o processo de condensação e o desenvolvimento de nuvens (Giannaros et al., 2022). A entrada de humidade na pluma pode contribuir para o desenvolvimento da piroCb pois a entrada adicional de ar húmido potencializa a libertação de calor latente a partir da condensação (Giannaros et al., 2022; Badlan et al., 2021a; Thurston et al., 2015).

Estes aspetos caracterizam a estrutura vertical da atmosfera em ‘V’ invertido quando representada num diagrama termodinâmico (Giannaros et al., 2022; Couto et al., 2020; Tory et al., 2018; Peterson et al., 2017; Larean e Clements, 2016; Rosenfeld et al., 2007; Goens e Andrews, 1998). Portanto, o perfil representa uma camada inferior seca coberta por uma troposfera média húmida. O perfil em V invertido também favorece o desenvolvimento de *downbursts*: quando a precipitação da troposfera média húmida evapora, à medida que cai na superfície, o ar presente na camada seca arrefece, tornando-se mais denso. Assim este ar acelera em direção à superfície (Instituto Português do mar e da atmosfera – IPMA, 2020; Thurston et al., 2015).

Como mencionado na introdução, o ano 2017 foi um ano atípico para Portugal continental relativamente a incêndios florestais. Registou-se um total de 16 981 ocorrências, que resultaram em 442 418 hectares de área ardida (ICNF, 2017).

No ano 2017, observaram-se 11 mega-incêndios, dos quais 8 aconteceram no fim de semana de 15 de outubro. O termo ‘mega-incêndio’ está associado a incêndios que tenham ultrapassado os 10 000 hectares de área ardida (CTI, 2018). Os primeiros mega-incêndios do ano foram observados em junho, nomeadamente em Pedrogão Grande (Leiria) e Góis (Coimbra) (Pinto et al., 2022; Couto et al., 2020; CTI, 2018), seguida pela ocorrência de outro mega-incêndio no concelho de Sertã (CTI, 2018), no final de julho. Relativo a estes eventos há a registar 117 vítimas mortais, 48 no dia 15 de outubro.

Na Tabela 2.1 constam os distritos afetados pelos mega-incêndios no dia 15 de outubro de 2017, com as respetivas áreas ardidas. A coluna da área corrigida corresponde à área calculada para a CTI pelo Instituto Superior de Agronomia (CTI, 2018). A coluna da área ICNF corresponde aos dados presentes no relatório provisório de 2017 (ICNF, 2017). As causas dos incêndios florestais são muitas vezes difíceis de averiguar. A respetiva coluna foi realizada de acordo com o relatório da comissão independente (CTI, 2018) e o relatório elaborado no centro de estudos sobre incêndios florestais da universidade de Coimbra (Viegas et al., 2019). Alguns autores consideram o mega-

incêndio Sandomil (Seia) agregado ao incêndio de Côja (Arganil), pelo facto de estarem geograficamente perto.

Tabela 2.1: Incêndios verificados no fim de semana [14 – 16] de outubro de 2017. Fonte: CTI (2018); ICNF (2017).

<i>Distrito</i>	<i>Local</i>	<i>Início</i>	<i>Fim</i>	<i>Área ardida (ha)</i>	<i>Área corrigida do CTI (ha)</i>	<i>Área do ICNF (ha)</i>	<i>Causa</i>
Coimbra	Lousã – Vilarinho	08h41 15/10	02h00 17/10	65 107.5	45 505.2	35 806	Rede de transporte de energia
	Arganil – Côja	12h28 15/10	03h32 17/10	38 811	48 461.8	43 191	Reacendimento
	Figueira da Foz – Quiaios	14h36 15/10	23h1 16/10	19 025.5	18 503.1	16 610	Intencional
Castelo Branco	Sertã – Figueiredo	12h02 15/10	02h06 17/10	33 192	32 356.3	30 142	Intencional
Viseu	Vouzela– Campia	17h21 15/10	---	22 189.8	15 760.6	9 808	Desconhecida / intencional
Leiria	Alcobaça – Pataias	14h33 15/10	00h3 17/10	16 949.6	18 599.8	15 687	Reacendimento
Guarda	Seia – Sabugueiro	06h03 15/10	03h29 17/10	11 924.6	14 976.9	14 343	Desconhecida / intencional
	Seia – Sandomil	10h26 15/10	1h54 17/10	11 807.9	*	*	Desconhecida

* Agregado no complexo Côja (Arganil).

O local indicado é onde o fogo principal teve início. Pode ser o resultado de uma ou várias ignições e incluem toda a área ardida no incêndio (incluindo os incêndios que arderam ao mesmo tempo em diferentes concelhos) (ICNF, 2017). A hora indicada como fim do incêndio, é relativa à hora na qual o incêndio foi dado como dominado pela

corporação dos bombeiros (Viegas et al., 2019). Até o ano de 2017, os incêndios de Vilarinho e Côja, eram os maiores incêndios em termos de área ardida em Portugal.

De acordo com Simões et al. (2018), as condições meteorológicas associadas ao baixo teor de humidade dos combustíveis contribuíram para valores elevados de diferentes índices meteorológicos de perigo de incêndio. O valor do índice meteorológico de incêndio (FWI) apresentou valores excecionalmente elevados para o mês de outubro, sempre com valores superiores ao percentil 50 durante a primeira quinzena. No dia 15 de outubro, atingiu o valor máximo desde o ano 1999 igual a 59.2. O índice de seca (DC) e a taxa diária de severidade (DRS) registaram os valores mais altos desde o ano 2003. Relativamente ao índice que se relaciona com a velocidade de propagação dos incêndios (ISI), apresentava no dia 15 de outubro um valor superior ao percentil 90.

Na Figura 2.2, está presente um mapa com a localização dos incêndios iniciados no dia 15 de outubro. A sombreado encontra-se a área ardida em cada mega incêndio ativo naquele dia. Na imagem estão presente 7 mega-incêndios, porque o incêndio de Sandomil está agregado ao incêndio de Arganil (sombreado de Oliveira do Hospital).

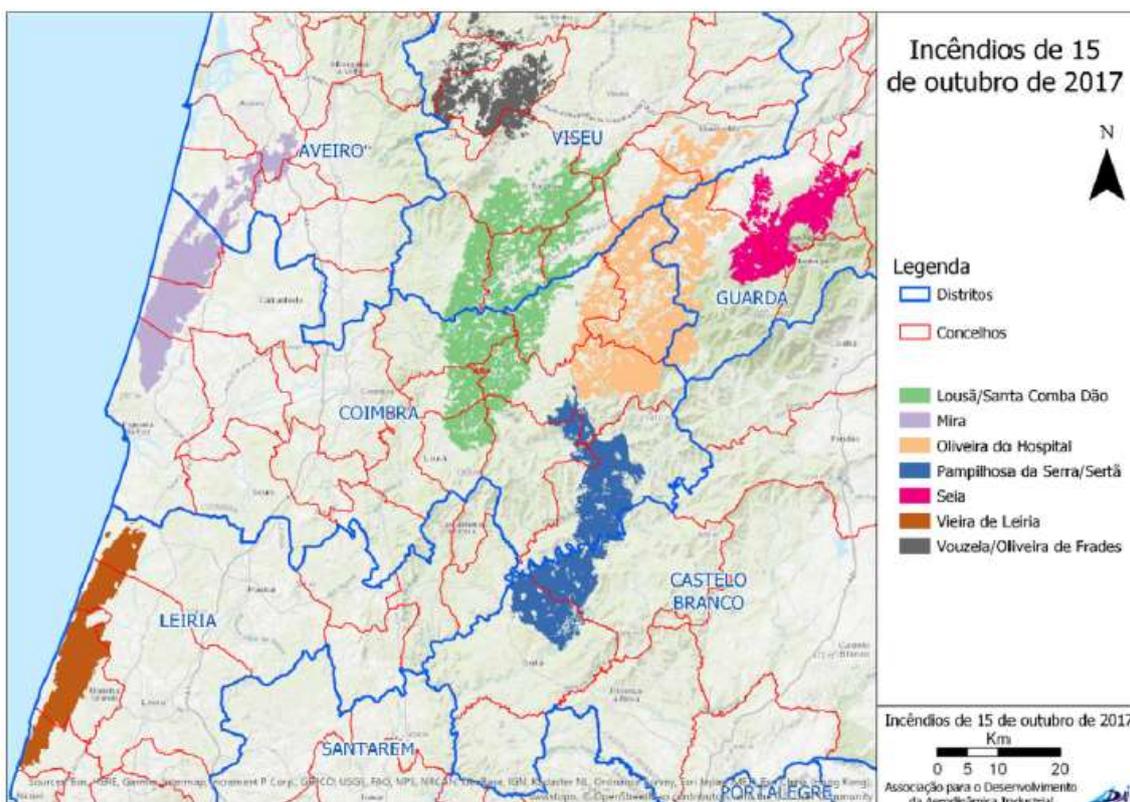


Figura 2.2: Mapa com a identificação dos mega-incêndios registados no dia 15 de outubro. Fonte: San-Miguel-Ayans et al. (2020).

No relatório do CTI (2018) estão referenciados 2 momentos de piro-convectividade sobre Portugal Continental: na tarde do dia 15 e na noite do dia 15 para o dia 16, registando atividade piro-convectiva extrema sobre os incêndios de Pataias, Arganil, Lousã e Sertã, com o registo de piroCb.

A previsão do comportamento dos incêndios florestais, é um tema desafiante pelo grande número de variáveis e pelas várias interações entre os processos de combustão do fogo com a atmosfera, a topografia e a vegetação envolvente (Coen et al., 2020). Os avanços computacionais permitiram o desenvolvimento de modelos de propagação de fogo para tentar compreender e antecipar o comportamento do incêndio, contribuindo para a proteção de civis e bombeiros. Através da modelação é possível prever o transporte da pluma do incêndio, modelar o transporte e dispersão do fumo, modelar os processos físicos associados a incêndios extremos, como as mudanças de vento repentinas (em termos de intensidade e direção) que provocam dificuldades no combate de incêndios.

Bakhshai e Jonhson (2019) realizaram uma revisão aos modelos existentes para a modelação de propagação de incêndios. Os modelos dividem-se entre empíricos e físicos, onde os modelos empíricos tentam descobrir o padrão da combustão, enquanto os físicos pretendem compreender os processos físicos da combustão, as transferências de calor e dinâmicas dos fluidos, determinando o calor, massa e fluxos libertados do fogo para a atmosfera.

O mesmo estudo, divide os tipos de modelos de acordo com a sua forma de acoplamento a modelos atmosféricos. Os modelos não acoplados (FARSITE, Prometheus e BEHAVE) simulam a propagação de fogo a partir das saídas de um modelo atmosférico ou das observações das estações meteorológicas. Possuem a vantagem de ter uma visão da área ardida rapidamente, com a desvantagem de que as condições meteorológicas se mantêm constantes. Caso haja uma grande modificação da meteorologia do local, o modelo falha a previsão. Os modelos semi-acoplados existentes são o FIRETEC e o WFDS, que simulam parte das interações ou apenas as interações dentro de uma escala espacial e temporal pequena. Os modelos acoplados são o CAWFE, o WRF-FIRE, o ARPS/DEVS-FIRE e o FireFire/MesoNH. Estes modelos permitem o acoplamento de um modelo atmosférico de previsão numérica do tempo com um módulo de propagação de incêndio, observando as interações que ocorrem entre o incêndio e atmosfera nos dois sentidos.

A escolha entre que modelo usar na simulação, deve recair com base nos objetivos de cada estudo. Por exemplo, o modelo acoplado WRF-FIRE pode simular um grande número de ignições dentro de um domínio de 10 000 km² mais rápido que a realidade, sem a física da combustão (Bakhshail e Jonhson, 2019). Se o objetivo for observar os processos físicos da combustão, a escolha do modelo deverá recair, por exemplo no modelo FIRETEC (Bakhshail e Jonhson, 2019). Os mega-incêndios são eventos em que ocorre a interação entre o incêndio e atmosfera, podendo alterar os padrões meteorológicos locais (Badlan et al., 2021a). Por isso, os modelos a usar terão de ser acoplados com modelos atmosféricos, para que seja possível simular o fogo e os escoamentos atmosféricos: como as correntes ascendentes dentro da pluma que levam à formação de nuvens piroconvectivas ou prever a ocorrência de *downbursts*, responsáveis por ventos erráticos.

O uso do modelo CAWFE para os incêndios de Esperanza em 2006 (Coen et al., 2020) mostrou o desenvolvimento do incêndio em 2 partes diferentes: numa primeira parte, em que o fogo foi movido pelo vento que atravessava a base do Monte San Jacinto, e numa segunda parte, em que o fogo foi movido pela pluma que se desfez e contribuiu para que o fogo se propagasse erraticamente, provocando a morte a 5 bombeiros.

Filippi et al. (2018) mostrou a capacidade do acoplamento do MesoNH com o FireFire para simular incêndios. O modelo permitiu simular as interações de pequena escala do sistema fogo-atmosfera, assim como numa escala regional, mostrando um bom grau de comparação com a realidade. O modelo mostrou a influência do incêndio na produção de ventos para a geração de uma coluna convectiva, com a presença de vários *updrafts*. O modelo representou o desenvolvimento da pluma e o seu transporte de forma muito realista.

Em geral, como visto anteriormente, os fatores críticos para o desenvolvimento de um incêndio estão sempre associados a temperaturas altas, à humidade relativa baixa e ao vento forte. Existem determinados padrões sinópticos que podem contribuir para o agravamento dessas condições. Para o caso de Portugal, o posicionamento do anticiclone dos Açores e o terreno complexo da ilha da Madeira cria efeitos orográficos que aumentam o perigo de incêndio (Couto et al., 2021b). Em Portugal continental, a circulação do anticiclone juntamente com a baixa térmica sobre a Península Ibérica produz uma intensificação no vento na costa Oeste da Península Ibérica, favorecendo a rápida propagação do fogo, como aconteceu em Vila de Rei (Purificação et al., 2022). Por

outro lado, o desenvolvimento de trovoadas secas pode contribuir para a geração de DEA e ignição de incêndios (Couto et al., 2020). Outros sistemas meteorológicos de larga escala podem induzir circulações que favorecem a propagação de incêndios, como por exemplo a proximidade de furacões, que podem contribuir com ventos fortes, intensificando a propagação do incêndio.

No caso de Portugal, este é um país de latitudes médias e nos últimos 20 anos, tem sido alvo da trajetória de alguns furacões, muitos deles já em fase de dissipação (como tempestade ou depressão tropical) ou já na fase extratropical. Na Tabela 2.2, estão presentes os furacões que atingiram Portugal Continental no período [2001 – 2021]. Destaque para o ano 2005, em que o furacão Vince foi o primeiro furacão a atingir a Península Ibérica e para 2018, em que o furacão Leslie trouxe ventos fortes ao território português. A chegada destes dois eventos a Portugal trouxe ao continente uma banda extensa de precipitação (Campos, 2020). No ano 2017, o furacão Ophelia contribuiu com ventos fortes sobre o Oeste da Península Ibérica (CTI, 2018; Simões et al., 2018; Stewart, 2018).

Os anos 2005 e 2020 foram os anos que apresentaram maior atividade de furacões no oceano Atlântico. No ano 2005 foram registados 28 casos e em 2020, 30 eventos. A temporada de furacões em 2017 foi caracterizada por 17 tempestades nomeadas, das quais 10 foram furacões, entre os quais, 6 acima da categoria 3 (grandes furacões) (Stewart, 2018). Neste ano, destaca-se o furacão Ophelia como sendo o furacão formado mais a oriente de que há registo. Esteve ativo no oceano Atlântico entre os dias 6 a 16 e só houve registo de vítimas mortais na fase extratropical (Guisado-Pintado e Jackson, 2018; Stewart, 2018).

Um furacão é um centro de baixas pressões, com uma rotação de ventos no sentido anti-horário no hemisfério Norte e sentido horário no hemisfério Sul. Os ventos sopram das altas pressões para as baixas, mas são desviados para a direita pela força de Coriolis no hemisfério Norte (Hakim e Patoux, 2022; Ahrens, 2007). Os furacões são um sistema ciclónico de núcleo quente, caracterizado por ter ventos de menor intensidade no centro e que aumentam progressivamente em direção à periferia (Ahrens, 2007).

A temporada de furacões no oceano Atlântico ocorre no período entre 1 de junho a 30 de novembro (*National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA, 2021; Wang e Liu, 2017*). A sua génese ocorre, maioritariamente, na região tropical entre os [5-

20] °N (Hakim e Patoux, 2022; NOAA, 2021; Wang e Liu, 2017; Ciasto et al., 2016). Esta região é dominada pelos ventos alísios e, portanto, numa primeira fase, os ciclones movem-se de Este para Oeste. Mais tarde, estes sistemas são guiados pelos ventos da circulação de Oeste e podem dirigir-se para Norte/Nordeste (Hakim e Patoux, 2022; Stull, 2017).

Tabela 2.2: Furacões que afetaram Portugal continental e insular no período [2001 – 2021], baseado na lista de Campos (2020) e atualização para os anos de 2020 e 2021. Fonte: <https://www.nhc.noaa.gov/data/> (consultado em 20/09/2022)

<i>Ano</i>	<i>Nome</i>	<i>Regiões afetadas em Portugal</i>	<i>Duração</i>
2001	Felix	Açores	7 a 19 de setembro
2005	Vince	Madeira; Algarve	8 a 11 de outubro
2006	Gordon	Açores	10 a 20 de setembro
2009	Grace	Açores	4 a 6 de outubro
2012	Gordon	Açores	15 a 20 de agosto
	Nadine	Açores	10 de setembro a 3 de outubro
2016	Alex	Açores	12 a 15 de janeiro
	Gaston	Açores	22 de agosto a 2 de setembro
2017	Ophelia	Açores; Costa portuguesa	6 a 15 de outubro
2018	Leslie	Açores; Madeira; Costa portuguesa	23 de setembro a 13 de outubro
2019	Lorenzo	Açores	23 de setembro a 4 de outubro
	Sebastian	Açores	19 a 25 de novembro
	Paulette	Açores; Madeira	7 a 14 de novembro
2020	Theta	Madeira	10 a 15 de novembro
	Alpha	Costa portuguesa	17 a 19 de setembro
2021	Wanda	Açores	30 de outubro a 7 de novembro

A ciclogénese é o nome dado ao mecanismo de formação de uma baixa pressão. Várias condições foram observadas para que uma perturbação ciclónica evolua para o

estágio de um furacão (Stull, 2017; Ahrens, 2007). Stull (2017) enumerou alguns fenómenos que ocorrem na larga escala que podem contribuir para a ciclogénese, como a zona intertropical de convergência (*Intertropical Convergence Zone*), as ondas de Leste africanas (*African Easterly Wave*), o vale das monções (*Monsoon Trough*), a zona frontal de latitudes médias (*Mid-latitude Frontal Boundary*) e um vale tropical na troposfera superior (*Tropical Upper Tropospheric Trough*).

Para além disso, a ciclogénese deve ocorrer longe do equador, uma vez que a força de Coriolis é nula neste local. A temperatura à superfície do mar (*Sea Surface Temperature – SST*) deve ser igual ou superior a 26.6°C tanto à superfície, como numa camada oceânica superficial de profundidade de 50 m (Stull, 2017; Frank e Roundy, 2006; Briegel e Frank, 1997; Gray 1968). Por outro lado, a atmosfera deve arrefecer rapidamente com a altitude, pois uma atmosfera instável cria condições de formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical e a troposfera média deve ser húmida, que ajudará a manter e intensificar a convecção. Por último, deve existir baixo cisalhamento vertical de vento entre a superfície do oceano e a troposfera superior, pois favorece a convecção organizada para o desenvolvimento vertical de nuvens (Hakim e Patoux, 2022; Stull, 2017; Franck e Roundy, 2006; Briegel e Frank, 1997; Gray 1968).

Sobre águas quentes do oceano ocorre evaporação intensa. À medida que o ar sobe em altitude, o vapor de água condensa e liberta calor latente como resultado da mudança de fase da substância água. Esta é a principal fonte de energia para a intensificação de um furacão (Hakim e Patoux, 2022; Stull, 2017; Ahrens, 2007; Anthes, 1982). Esta libertação de calor latente reforça a convecção através de um *feedback* positivo. O calor latente, ao aquecer o ar dentro da baixa pressão, faz com que a coluna de ar expanda, contribuindo para o decaimento da pressão atmosférica à superfície. Como consequência da queda de pressão, o ar em redor gira mais rápido em direção ao centro, contribuindo para o aumento da velocidade do vento em superfície. Isto contribui para a contínua entrada de ar para a zona central da baixa tropical, aumentando a evaporação e contribuindo por sua vez para a posterior condensação e libertação de calor latente. Este feedback positivo facilita a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical, os cumulonimbus (Hakim e Patoux, 2022; Stull, 2017; Ahrens, 2007; Anthes, 1982).

Um centro de baixas pressões apresenta vários estágios de formação até se tornar num furacão (Tabela 2.3). Os meteorologistas começam por observar uma perturbação tropical, como sendo um aglomerado de nuvens que se mantêm juntas e deslocam-se

sobre o oceano relativamente quente. Neste momento, não existe olho, nem rotação visível e nem sempre evoluem para ciclones tropicais (Hakim e Patoux, 2022; Stull, 2017).

Tabela 2.3: Estágios da formação de um furacão (Stull, 2017; Ahrens, 2007).

<i>Estágios</i>	<i>Classificação</i>	
1°	Depressão tropical	Até 61 km/h
2°	Tempestade tropical	62 – 118 km/h
3°	Furacão	< 118 km/h

Portanto, o primeiro estágio de um centro de baixas pressões é uma depressão tropical, em que se observa o início de uma convecção organizada de nuvens, já com um movimento circular e com a velocidade do vento a atingir no máximo 61 km/h. Continua-se sem observar o olho, mas é visível que as nuvens começam-se a organizar em bandas espirais (Stull, 2017; Ahrens, 2007).

Quando a convecção se intensifica e a pressão continua a decrescer, a depressão tropical passa a uma tempestade tropical (Stull, 2017; Ahrens, 2007). Neste momento, o sistema ciclónico recebe um nome da lista do *National Hurricane Center* (NHC), criada em 1953.

As tempestades tropicais podem intensificar-se e tornar-se num furacão, quando a intensidade do vento supera os 118 km/h. Nesta fase, a circulação já é bem definida e são visíveis todas as características típicas deste tipo de sistema (Figura 2.3). Na Figura 2.3a está representada uma imagem de satélite e na Figura 2.3b, uma representação esquemática vertical do furacão. O olho do furacão (Figura 2.3) é uma zona circular no centro do furacão, que começa a ser visível a partir do momento que é catalogado por tempestade tropical (Tabela 2.3), correspondendo ao local de menor pressão à superfície e possuindo poucas nuvens e ventos fracos (Hakim e Patoux, 2022; NOAA, 2022; Stull, 2017; Figura 2.3b – ponto 1). Junto ao olho do furacão, situa-se a parede do olho, que se trata de uma zona de convecção profunda. Neste local, estão presentes os ventos à superfície mais elevados. É constituída por nuvens convectivas (cumulonimbus), responsáveis por forte precipitação (Hakim e Patoux, 2022; NOAA, 2022; Stull, 2017; Figura 2.3b – ponto 2). Por último, no ponto 3 (Figura 2.3b), são visíveis as bandas em

espiral. Estas são bandas longas e estreitas de chuva e trovoadas, que são formadas pela convecção contínua do vapor de água e seguem a direção do vento, direcionadas para o centro do furacão e estendendo-se ao longo de centenas de quilômetros a partir do centro (Hakim e Patoux, 2022; NOAA, 2022; Stull, 2017; Figura 2.3b – ponto 3).

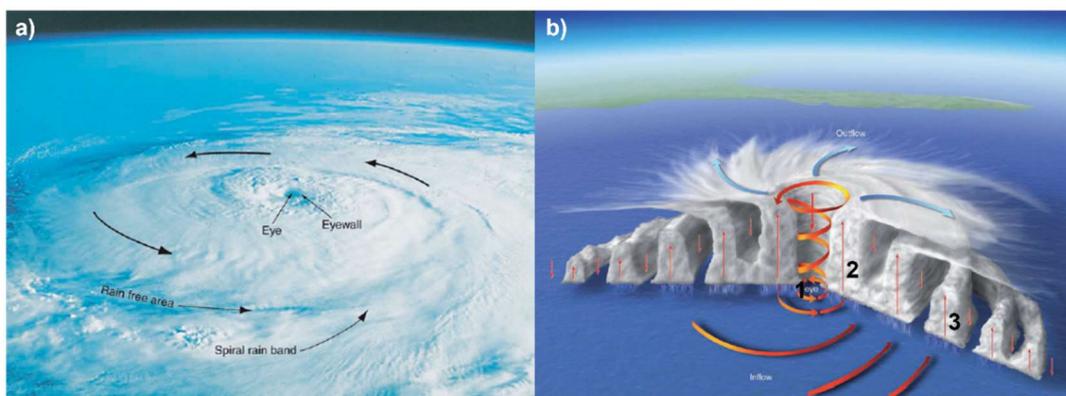


Figura 2.3: Constituição de um furacão: a) imagem de satélite com a indicação do olho, parede do olho e bandas de nuvens e b) corte vertical de um furacão, com a representação do movimento do ar (setas) e formação de nuvens: 1 – olho do furacão; 2 – parede do olho; 3 – bandas em espiral; os vetores a vermelho, representam a entrada de ar, enquanto os vetores a azul representam a saída de ar. Adaptado a partir de Ahrens (2007), pág. 413 e 414.

Os valores correspondentes às categorias do furacão são medidos de acordo com a escala Saffir-Simpson (Stull, 2017; NHC, 2012; Tabela 2.4). As categorias são diferenciadas pela velocidade máxima sustentada e conseqüentemente a perigosidade do evento (NHC, 2012).

Os furacões podem perder a sua energia à medida que se deslocam sobre águas com temperaturas superficiais mais baixas, quando encontram ambientes baroclínicos ou quando o cisalhamento vertical do vento aumenta fazendo com que as células convectivas se desorganizem (Hakim e Patoux, 2022; NOAA, 2021). Estes sistemas enfraquecem também quando atingem terra, onde perdem a sua fonte primária de energia, o calor latente da evaporação da água (Hakim e Patoux, 2022; Jung e Lackmann, 2019; Ahrens, 2007). Estes também podem ser destruídos por outros sistemas meteorológicos de larga escala como a interação com ciclones de latitudes médias que podem injetar ar frio para o furacão podendo contribuir para um elevado cisalhamento vertical (Stull, 2017). Quando se dirigem em direção aos polos, acabam por interagir com o fluxo característico de latitudes médias, podendo transitar para ciclones extratropicais num processo conhecido por transição extratropical (Liu et al., 2017; Hart e Evans, 2001; Klein et al., 2000).

Tabela 2.4: Escala de vento de Saffir-Simpson. Disponível em <https://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php>. (Acedido no dia 10/05/2022)

Escala de vento Saffir – Simpson

Categoria	Velocidade do vento (km/h)
1	119 – 153
2	154 – 177
3	178 – 208
4	209 – 251
5	>252

A transição extratropical pode ser separada em 2 estágios, o estágio da transformação e o estágio extratropical (Klein et al., 2000). Durante o estágio da transformação, observam-se as mudanças ambientais verificadas e a resposta do furacão. Ao mover-se em direção aos polos, o sistema encontra um ambiente baroclínico, caracterizado por possuir gradientes horizontais de temperaturas de ar muito intensos que envolvem o sistema, SSTs mais baixas, aumento do cisalhamento vertical do vento assim como o aumento no parâmetro de Coriolis (Michaelis e Lackmann, 2019; Evans et al., 2017; Klein et al., 2000). No estágio extratropical, o furacão pode interagir com sistemas extratropicais já existentes, podendo decair ou re-intensificar-se num ciclone extratropical (Klein et al., 2000).

Hart e Evans (2001), concluíram que no Atlântico Norte cerca de 46 % de todos os furacões sofrem transição extratropical. Esta transição pode produzir impactos nas áreas a jusante do ciclone, muito longe do local de origem do furacão (Michaelis e Lackmann, 2019; Jung e Lackmann, 2019), havendo registo de destruição na Europa, embora esteja longe da rota dos furacões (Laurila et al., 2019; Keller et al., 2019). Em 2011, a transição extratropical do furacão Katia, teve grandes impactos nas ilhas britânicas (Grams e Blumer, 2015). Em 2017, a transição extratropical do furacão Ophelia causou destruição na Irlanda e no Reino Unido (Stewart, 2018). Em 2018, a transição extratropical do furacão Leslie, contribuiu com uma vasta frente de precipitação sobre Portugal (Campos, 2020).

Um furacão alimenta-se do calor latente, sendo os campos do vento, da precipitação e da temperatura radialmente simétricos, simetria que se reforça à medida

que o ciclone se intensifica. Em contrapartida, os ciclones extratropicais são originados por intensos gradientes de temperatura e humidade (Evans et al., 2017; Michaelis e Lackmann, 2019) possuindo, por isso, uma frente quente com ar húmido e uma frente fria com ar seco, resultando num campo de energia assimétrico (Jones et al., 2003).

Durante a transição extratropical, o núcleo quente e simétrico do furacão torna-se pouco profundo e é substituído por um núcleo frio e assimétrico (Michaelis e Lackmann, 2019). A perda da simetria faz com que os campos de vento e precipitação aumentem e impactem áreas maiores (Michaelis e Lackmann, 2019). Assim, a transição extratropical traduz-se em ventos fortes, ondas gigantes e precipitação intensa.

Michalis e Lackmann (2019) apontam para um aumento da atividade, da intensidade e das percentagens de transição extratropical para a bacia do Norte Atlântico no futuro. É expectável o aumento da temperatura à superfície do mar devido às alterações climáticas (Jung e Lackmann, 2019), sendo que este aumento pode ajudar o furacão a manter-se ativo durante mais tempo nas latitudes médias, aumentando assim a hipótese de ocorrer transição extratropical (Liu et al., 2017; Michalis e Lackmann, 2019).

Capítulo 3 – Dados e Metodologia

Neste capítulo, é apresentado o caso de estudo, os dados utilizados e a metodologia aplicada neste estudo.

3.1 Caso de estudo

Como mencionado anteriormente, o mês de outubro foi marcado por 8 mega incêndios. No presente trabalho, o caso de estudo escolhido foi o incêndio de Quiaios. Quiaios é uma freguesia de Figueira da Foz, no distrito de Coimbra com cerca de 3000 habitantes. O incêndio começou no dia 15 de outubro às 14h36 e terminou no dia 16 de outubro às 23h10. A área ardida do incêndio atingiu os 19 mil hectares (Tabela 2.1), e a causa mais provável foi que o incêndio teve origem intencional. No caso deste incêndio, não há registo de qualquer vítima mortal (Viegas et al., 2019).

O incêndio em causa foi o resultado de várias fontes de ignição e em diferentes localizações. A primeira ignição registada corresponde à ocorrência de Quintã (Vagos) pelas 13h34, mas a ignição mais importante foi a de Cova da Serpe, pelas 14h36 que se destaca tanto pela extensão da área ardida como pela velocidade de propagação do fogo (Viegas et al., 2019; CTI, 2018). Há ainda registo de outros focos secundários noutras localidades que contribuíram para a área ardida total. Durante as primeiras 4h observou-se uma velocidade de propagação elevada de 4.8 km/h, com um máximo de 5.4 km/h (CTI, 2018). Na Figura 3.1, apresenta-se a evolução do fogo ao longo do dia 15 de outubro para as diversas ocorrências no complexo de incêndios de Quiaios segundo Viegas et al. (2019). Marcado com estrelas, estão as diversas ocorrências registadas durante o dia 15. Na mancha colorida, está marcada a propagação estimada de área ardida.

Dos relatórios oficiais realizados para os incêndios florestais de 15 de outubro (CTI, 2018; Simões et al., 2018), nenhum dos autores identificou atividade convectiva sobre o incêndio de Quiaios. A razão da escolha deste incêndio para o caso de estudo, foi que nas fotografias do local mostravam a evidência de fenómenos piro-convectivos, nomeadamente a presença de nuvens piro-cumulus. A Figura 3.2, apresenta um painel com imagens de satélite e várias fotografias do dia 15 de outubro. Nas figuras a) e b), as imagens de satélites do Norte e Centro de Portugal, mostram várias plumas de fumo sob a Península Ibérica, com a representação da localização do incêndio de Quiaios num círculo vermelho. As figuras c), d), e) e f) são fotografias do local. Nas fotografias é

possível ver a pluma de fumo, com uma cor acinzentada e um piroCu, com uma cor branca (Figura 3.2e-f, com a identificação da pluma e do piro-cúmulo na fotografia).

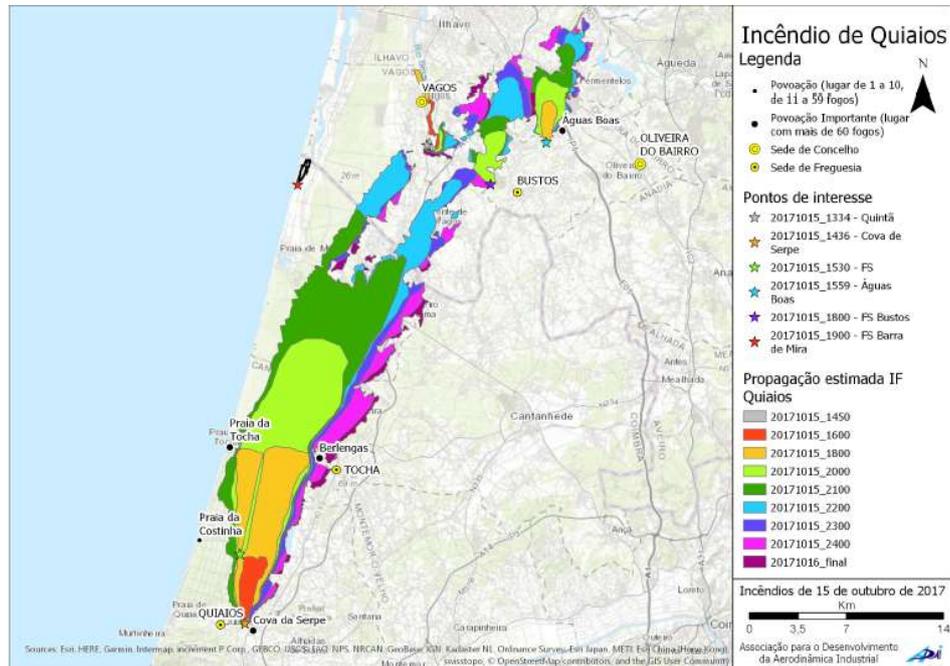


Figura 3.1: Evolução da área ardida do incêndio de Quiaios. Fonte: Viegas et al. (2019).

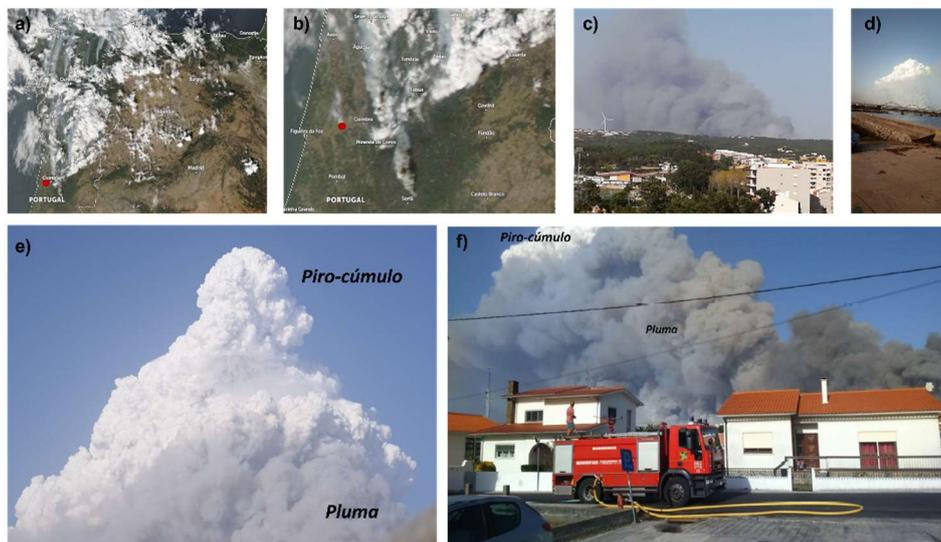


Figura 3.2: a) e b) imagens de satélite retiradas do site <https://zoom.earth/maps/daily/#view=40.6869,-7.7509,8z/date=2017-10-15.pm/overlays=heat,fires>, para o dia 15 de outubro de 2017 às 1600 UTC, acedido em 14 de outubro de 2022. A localização do incêndio de Quiaios está representada com um círculo vermelho; c) fotografia do incêndio de Quiaios (Teresa Pereira) disponível em <https://www.figueiranahora.com/actualidade/incendio-activo-na-freguesia-de-quiaios>, acedido em 14 de outubro de 2022; d) fotografia do incêndio de Quiaios (autor desconhecido) disponível em: <http://www.fozaominuto.com/2017/10/incendios-no-concelho-da-figueira-da-15.html>, acedido em 14 de outubro de 2022 ; e) fotografia do incêndio de Quiaios com a presença da pluma e do piro-cúmulo identificada (autor desconhecido), disponível em: <http://www.fozaominuto.com/2017/10/incendios-no-concelho-da-figueira-da-15.html>, acedido em 14 de outubro de 2022 e f) fotografia com a presença da pluma e do piro-cúmulo identificada para as 15h14 (Viegas et al., 2019).

3.2 Dados observados

Para análise das condições meteorológicas do local, foram usados dados provenientes de estações meteorológicas, fornecidos pelo IPMA. Foram analisadas a variação horária das variáveis meteorológicas mais críticas de incêndios: temperatura média horária ($^{\circ}\text{C}$), humidade relativa média horária (%), intensidade média do vento horária (m/s) e direção média do vento horária ($^{\circ}$), para o dia 15 de outubro de 2017. A escolha das estações meteorológicas, recaiu sobre as 4 estações meteorológicas mais próximas do local em estudo: Vila Verde (Figueira da Foz), Dunas de Mira, Bencanta (Coimbra) e o aeródromo de Coimbra, que podem ser encontradas no link: <https://www.ipma.pt/pt/enciclopedia/redes.observacao/meteo/index.jsp>. As estações de Bencanta e Dunas de Mira não apresentavam dados para o vento. Estas estações apenas cobrem o domínio dos 400m de resolução. Na Figura 3.3 estão presentes a localização dos pontos de coordenadas das estações meteorológicas (símbolos das estrelas), a localização de Quiaios (círculo vermelho) e o ponto de ignição (quadrado lilás). A Figura 3.3a é relativo ao domínio de 400m e a Figura 3.3b ao domínio de resolução de 80m. Os pontos legendados como ‘vento’ e ‘skewT’, dizem respeito a pontos de coordenadas que serão considerados no Capítulo 4.

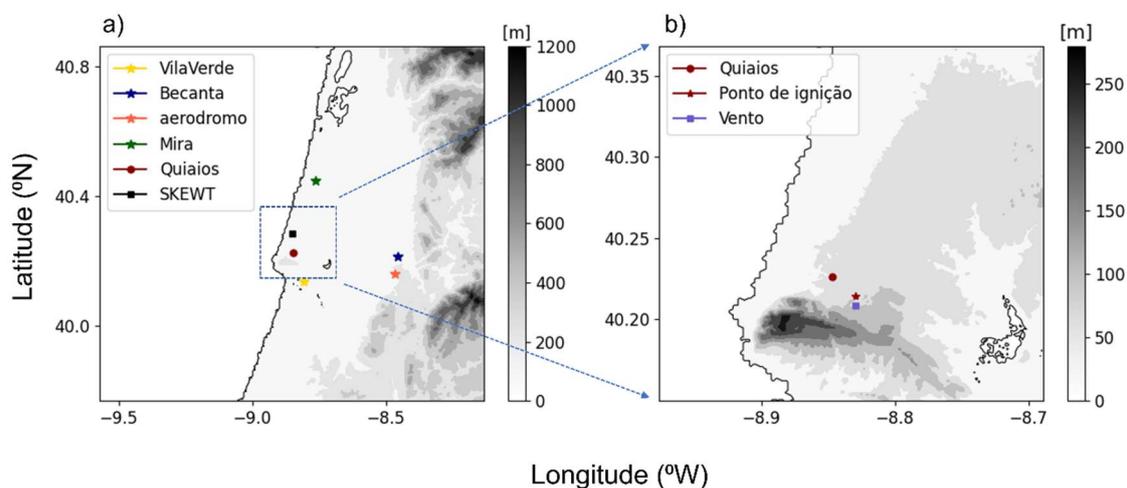


Figura 3.3: Representação dos pontos de coordenadas a) das estações meteorológicas (estrelas); do ponto do skewT (quadrado preto) e a localização de Quiaios (círculo vermelho), no domínio de 400 m de resolução. O retângulo a tracejado representa o domínio de 80 m de resolução. b) localização de Quiaios (círculo, vermelho), do ponto de ignição do incêndio (estrela, vermelho) e do ponto relativo ao perfil vertical do vento (quadrado, lilás), no domínio de 80 m de resolução. Orografia representada a sombreado, obtida pela base de dados SRTM.

Utilizam-se também dados SST mensais retirados do COBE-SST. Estes dados são usados para a assimilação de dados climáticos da JMA (*Japan Meteorological agency*) e

podem ser encontrados na página web <https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html>. Possuem uma cobertura temporal de médias mensais de janeiro de 1981 a julho de 2022, com uma grelha global com 1° de latitude por 1° de longitude, para o nível do mar. No presente estudo, os dados foram extraídos para o mesmo domínio da simulação de larga escala e são relativos às médias mensais do mês de outubro do período [1987 - 2017]. O objetivo do uso deste banco de dados é fazer a comparação da média climática da SST de 30 anos, com a SST do centro europeu durante o período em estudo (15 de outubro de 2017).

Para efeitos de validação da simulação realizada, foram extraídos do site <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, o skewT da estação de Lisboa às 1200 UTC do dia 15 de outubro de 2017 e os dados correspondentes à variação da temperatura (°C), da temperatura potencial (K), da temperatura potencial equivalente (K) e da temperatura potencial virtual (K), com a altitude (m).

3.3 Modelação numérica

3.3.1 Modelo atmosférico – MesoNH

Um modelo atmosférico serve para diagnosticar a evolução do estado da atmosfera. De acordo com o IPMA: “*recorre ao potencial de cálculo dos computadores para produzir uma estimativa do estado futuro da atmosfera*” também conhecidos por “*modelos de previsão numérica do tempo*”. Estes modelos baseiam-se num conjunto de equações que resolvem leis da física para descrever o comportamento dinâmico e termodinâmico da atmosfera. O modelo utilizado neste trabalho é o MesoNH desenvolvido pelo *Centre National de Recherches Météorologiques* em conjunto com o *Laboratoire d’Aérodynamique* (Toulouse, França) (Lac et al., 2018; Lafore et al., 1998).

O MesoNH é um modelo atmosférico de área limitada, que cobre uma ampla gama de escalas horizontais, desde a escala sinóptica, a mesoscala, os grandes turbilhões (*Large Eddy Simulation* – LES) até a *Direct Numerical Simulation* (DNS). Como é um modelo de área limitada, para além das condições atmosféricas iniciais têm que ser fornecidas as condições fronteira para o domínio maior.

O MesoNH é um modelo não hidrostático, o que implica não desprezar a aceleração vertical, mantendo a equação vertical do movimento (Equação 3.1). Este facto

permite que o processo convectivo seja bem representado e seja possível representar com máximo rigor, a formação de células convectivas profundas, na altura da camada limite, os efeitos do relevo complexo, entre outros fenómenos atmosféricos. Na prática, as equações não hidrostáticas são escritas decompondo cada variável como a soma do seu estado de referência em repouso e as suas perturbações (Lac et al., 2018; Lafore et al., 1998).

Equação 3.1: Equação da aceleração vertical do movimento.

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

Trata-se de um modelo anelástico que permite eliminar as ondas acústicas do conjunto das soluções das equações, considerando um perfil de densidade constante na equação da continuidade e na equação do movimento, exceto no termo de flutuabilidade. Nesta aproximação, o fluido torna-se formalmente incompressível, e a pressão é calculada a partir da solução de uma equação elíptica.

O modelo permite o aninhamento (*grid nesting*) de 2 ou mais grelhas (máximo 8), possibilitando simular em simultâneo, diferentes escalas do movimento, conseguindo reproduzir movimentos de larga escala em domínios grandes e fenómenos de escalas inferiores em domínios mais pequenos (Figura 3.4).

Os domínios maiores (designados por modelos pai) fornecem as condições fronteira aos domínios menores, de maior resolução horizontal (modelos filho). Uma simulação pode considerar a interação só no sentido pai-filho (*one-way*) ou pode ter em conta os efeitos no modelo pai dos fenómenos de pequena escala, resolvidos no modelo filho (*two-way*). Em todo o caso, ambos os domínios têm de possuir a mesma grelha vertical e as condições fronteira do modelo filho têm que ser de tipo aberto (Figura 3.4).

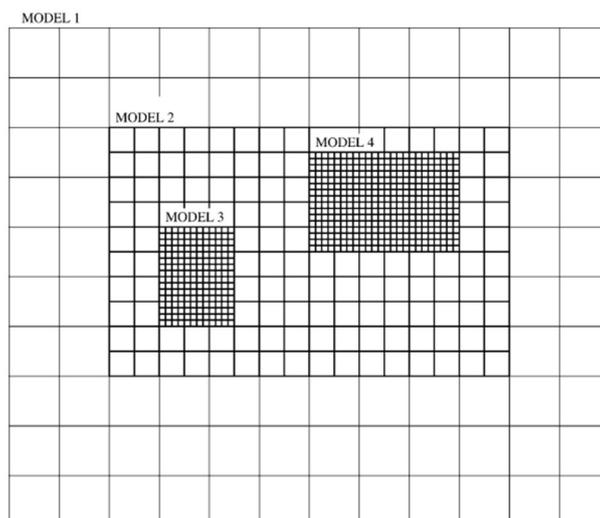


Figura 3.4: Exemplo de um domínio aninhado com 4 grelhas. O modelo 1 é o domínio pai do modelo 2, 3 e 4. O modelo 2 é o modelo pai dos modelos 3 e 4 (Stein et al., 2000).

A evolução da atmosfera pode ser representada por meio da conservação de algumas grandezas físicas, sendo que o modelo resolve a equação da conservação do momento linear, da massa, da humidade, eventualmente de outras variáveis escalares e da energia (equação da termodinâmica). A temperatura, densidade e pressão são descritas como pequenas flutuações em torno de perfis verticais de referência.

i. Conservação da massa

A equação da conservação da massa ou da continuidade (Equação 3.2) é obtida ao considerar que não existem fontes nem dissipadores de massa. Relaciona a variação da densidade do fluido com a divergência do escoamento.

Equação 3.2: Equação da conservação da massa.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -(\nabla \cdot \rho \vec{V})$$

ii. Conservação da energia

A conservação da energia (Equação 3.3) parte da primeira lei da termodinâmica, considerando que energia total de um sistema se mantém constante.

Equação 3.3: Equação da conservação da energia.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + S_{\theta} = -\vec{V} \cdot \nabla \theta + S_{\theta}$$

Onde θ é a temperatura potencial e S_{θ} representa as fontes e sumidouros de calor (relacionadas com a mudança na temperatura potencial).

iii. Conservação do momento linear

A conservação do momento linear (Equação 3.4) é deduzida a partir da segunda lei de Newton, que diz que a aceleração de uma parcela de fluido é o somatório de forças que atuam sobre essa parcela por unidade de massa:

Equação 3.4: Equação da conservação do momento linear.

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla p - g \vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V}$$

Onde V representa a velocidade, t o tempo. O termo da esquerda da equação, representa a aceleração local. Os termos da direita são relativos à advecção, força de gradiente de pressão, termo gravitacional e termo de Coriolis, respetivamente.

iv. Conservação de massa da substância água

A água pode apresentar três formas: sólida, líquida e vapor. A conservação desta substância pode-se obter a partir da Equação 3.5:

Equação 3.5: Equação da conservação da massa de água.

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla q_n + S_{q_n}, \quad n = 1,2,3$$

Onde q_n corresponde à fração de massa de água nas 3 formas físicas em relação à massa de ar no mesmo volume. S_{q_n} é o termo relativo à fonte e sumidouro nos processos de mudança de fase de água, precipitação, ou quando a água é gerada/perdida nas

reações/transfomações químicas. Esta relação, também pode ser adaptada a qualquer substância presente na atmosfera.

Em relação às variáveis de prognóstico, o modelo considera o seguinte conjunto:

i. Vento (u,v,w)

Consideram-se as três componentes, u (horizontal, x), v (horizontal, y) e w (vertical, z).

ii. Temperatura potencial (Equação 3.6)

Equação 3.6: Equação da temperatura potencial.

$$\theta = T * \left(\frac{P_0}{P}\right)^{R_d/c_{pd}}$$

Onde P_0 é a pressão na superfície, normalmente aos 1000 hPa. A temperatura potencial de uma parcela de fluido à pressão P é a temperatura que a parcela adquiriria se levada adiabaticamente a uma pressão de referência padrão P_0 geralmente 1000 hPa. R_d é a constante dos gases ideais para ar seco, e c_{pd} é a capacidade térmica do ar seco a pressão constante.

iii. Razão de mistura de hidrometeoros

A proporção de mistura de uma espécie é expressa como uma proporção da massa da espécie, por quilograma de ar seco, em qualquer parcela de ar. O MesonH pode considerar as razões de mistura (Figura 3.7) até 7 classes de hidrometeoros: vapor de água, gotículas de nuvens, gotas de chuva, cristais de gelo, neve, graupel e granizo.

Equação 3.7: Razões de mistura do conjunto de hidrometeoros.

$$r_w = r_v + r_c + r_r + r_i + r_s + r_g + r_h$$

iv. Energia cinética turbulenta (TKE)

A energia cinética turbulenta é a energia cinética média por unidade de massa associada aos movimentos turbulentos, os turbilhões. Fisicamente, a energia cinética de turbulência é caracterizada por flutuações da velocidade média quadrada, representada pela Equação 3.8.

Equação 3.8: Equação da energia cinética turbulenta.

$$TKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$$

O modelo permite o uso de três sistemas de projeção: Mercator, Lambert e Estereográfico Polar. Em relação à coordenada vertical, utiliza-se uma coordenada que acompanha o relevo. No caso do MesoNH, o sistema de coordenada é o sigma-z, onde o topo do domínio é completamente plano e o nível mais baixo acompanha a topografia do terreno.

O MesoNH é discretizado numa grelha Arakawa C (Figura 3.5), onde as variáveis mássicas (temperatura, razões de mistura da água, pressão, TKE) e outras variáveis escalares estão localizadas no centro de cada célula da grelha e as componentes do momento/vento estão localizados nas faces das células. Devido a este tipo de grelha, os esquemas de advecção para as variáveis do vento e para as variáveis escalares são diferentes. O modelo dispõe de diferentes esquemas numéricos para o cálculo destes tipos de advecção explicados em Lac et al. (2018) e Lafore et al. (1998).

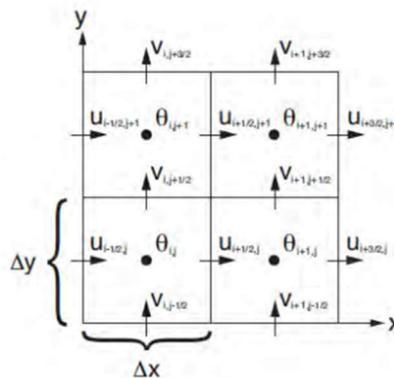


Figura 3.5: Exemplo da grelha Arakawa C, para a componente horizontal (Carvalho, 2009).

Os fenômenos físicos relevantes na atmosfera e que sejam de sub-escala (pequenas escalas, desde as moleculares às métricas, não representáveis de forma explícita nas grelhas do modelo) são representadas por várias parametrizações físicas. Estas são a parte do modelo que lidam com os processos adiabáticos, mudanças de estado da substância água, turbulência e interações com a superfície. O MesoNH dispõe de um pacote de parametrizações referentes a diferentes tipos de processos físicos observados na atmosfera. Podem ser ativados e desativados dependendo do objetivo pretendido. Detalham-se de seguida algumas das parametrizações mais relevantes para o presente trabalho.

i. Interação atmosfera-superfície

A parametrização dos efeitos da superfície é efetuada pelo SURFEX (Masson et al., 2013). O SURFEX é uma plataforma de modelos de superfície que utiliza um esquema aperfeiçoado conhecido por ISBA (inicialmente desenvolvido por Noilhan e Planton (1989)) para representar as interações solo-vegetação-atmosfera. Possui modelos para representar as interações da atmosfera com os oceanos (Voldoire et al., 2017), as águas interiores (FLAKE, Mironov et al., 2010; Salgado e Le Moigne, 2010), as cidades (TEB, Masson, 2000) e as superfícies cobertas de gelo ou neve (Boone et al., 2000; ISBA-ES, Boone e Etchevers, 2001).

ii. Radiação

Para a parametrização da radiação, o modelo MesoNH considera o esquema desenvolvido pelo Centro Europeu, o *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF, Morcrette, 1991; Gregory et al., 2000). O esquema é usado para calcular as transferências de energia radiativa nas bandas solar e infravermelha. Considerando a emissão, reflexão e dispersão da radiação na atmosfera, incluindo as nuvens, e na superfície.

iii. Microfísica das nuvens

O MesoNH inclui 6 esquemas para parametrizar as mudanças de fases da água e a formação de nuvens. Eles podem ser divididos em esquemas de 1 momento ou 2 momentos. Os esquemas de 1 momento indicam apenas a proporção de mistura de massa de algumas espécies de água. São eles o KESS, ICE3 e ICE4. O KESS é um esquema de fase quente e só considera as gotículas de nuvens e gotas de chuva (é um esquema mais

rápido computacionalmente, mas só deve ser utilizado em situações em que se sabe à partida não existirem nuvens de desenvolvimento vertical). O ICE3 (Pinty e Jabouille, 1998; Caniaux et al., 1994) já permite representar o desenvolvimento de nuvens profundas e inclui 6 classes de hidrometeoros (vapor de água, gotículas de nuvens, gotas de chuva, cristais de gelo, neve e graupel). O ICE4 (Lascaux et al., 2006) incorpora os hidrometeoros do ICE3 e considera ainda o granizo.

Os esquemas de dois momentos indicam tanto a proporção de mistura de massa como a concentração do número de gotas de água e eventualmente cristais de gelo. São eles o C2R2, KHKO e LIMA. Os esquemas C2R2 (Cohard e Pinty, 2000) e KHKO (Geoffroy, 2007) só consideram a fase quente (líquida) assim como o KESS. O LIMA (Vié et al., 2016) é um esquema de fase mista (líquida e sólida) que tem em conta a concentração e tipo de aerossóis, o que permite modelar a formação de núcleos de condensação.

iv. Convecção pouco profunda

Em meteorologia, a convecção é o resultado dos movimentos verticais da atmosfera induzidos por fluxos térmicos. Estes movimentos organizam-se em diferentes escalas, sendo possível, pela importância na evolução da atmosfera, dividir a convecção em profunda e pouco profunda. A convecção pouco profunda, apenas afeta algumas centenas de metros da camada limite. Para a representar, existem 2 esquemas disponíveis: EDKF (Eddy-Diffusivity-Kain-Fritsch, Pergaud et al., 2009) e a teoria K. O esquema EDKF possui duas equações (para o fluxo de massa e a velocidade vertical) resolvido a partir da base. O esquema da teoria K, apresenta um bom fecho de pequenos turbilhões (eddies), mas apresenta problemas na zona da camada limite convectiva.

v. Convecção profunda

A convecção profunda é um dos principais processos que afeta a dinâmica dos grandes sistemas de circulação atmosférica que condicionam o estado do tempo. O modelo possui 2 esquemas para a sua parametrização: o esquema KAFR (esquema Kain-Fritsch-Bechtold, desenvolvido por Bechtold et al. (2001) a partir de Kain e Fritsch (1993)) e o esquema PMMC09 (Pergaud et al., 2009). O esquema KAFR considera a existência de fluxos ascendentes e descendentes no interior de cada nuvem, assim como a troca de massa entre a nuvem e o ambiente, assegurando a conservação da massa. O esquema PMMC09 considera uma única parcela ascendente a partir do solo.

Para domínios com maior resolução horizontal, inferiores a 5 km, os esquemas da convecção profunda não precisam de ser ativados. Isto porque como se trata de resolução mais fina, o modelo resolve explicitamente os processos convectivos.

vi. Processos de sub-escala nas nuvens

São relativos a processos que ocorrem na escala mais pequena, desde as escalas moleculares até as métricas, que não se resolvem explicitamente e por isso, é necessário parametrizar esses processos.

vii. Turbulência

Consiste nos transportes de sub-escala devido aos turbilhões não representados explicitamente. É significativo na camada limite. Os fluxos turbulentos junto à superfície são calculados pelo SURFEX.

Na mesoscala, pode-se assumir que os fluxos horizontais são muito mais pequenos que os fluxos verticais e só ter em conta os processos turbulentos verticais, ativando o esquema 1D (Bougeault e Lacarrère, 1989). Quando se trata de resoluções mais finas (por exemplo, LES) então é necessário ativar o esquema 3D (Redelsperger e Sommeria, 1981), onde os fluxos horizontais também são calculados.

Na parametrização da turbulência, que só é relevante na camada limite assume importância um parâmetro designado por comprimento de mistura. Este comprimento é calculado de forma diferente quando a simulação é LES ou de mesoscala. Para a mesoscala, o modelo permite ativar o BL89, desenvolvido por Bougeault e Lacarrère (1989). Este esquema considera a distância vertical que uma parcela de ar pode percorrer, considerando a sua energia cinética inicial do nível em que se encontra, para cima ou para baixo, até de ser parada pelo efeito da flutuabilidade.

Uma simulação MesoNH compreende essencialmente 4 etapas: Preparação do ficheiro fisiográfico (PREP_PGD), preparação das condições iniciais e das condições fronteira (PREP_IDEAL, se for para experiências académicas ou PREP_REAL para casos reais de estudo), integração do modelo (MesoNH) e pós-processamento (DIAG). As configurações e parâmetros considerados são introduzidos a partir das *namelists* contidas, respetivamente, nos ficheiros de nome: PRE_PGD.nam, PRE_REAL.nam, EXSEG.nam e DIAG.nam.

A etapa 1 é relativa à preparação do domínio à superfície. É importante o modelo possuir uma boa representação da superfície para que os modelos numéricos possam representar da forma mais real possível, os eventos meteorológicos condicionados ou gerados pela topografia e a paisagem da região em estudo. No ficheiro PRE_PGD insere-se o domínio, a resolução espacial, o número de pontos de grelha e é inserido o tipo de solo, orografia e vegetação, através da respetiva base de dados.

O modelo MesoNH pode obter dados de diversas bases de dados para uma boa caracterização do tipo do solo, orografia e vegetação. Para a cobertura da vegetação, possui, por omissão, o ecoclimap (Faroux et al., 2013) com 1km de resolução. É uma base de dados que combina mapas de ocupação da superfície, climáticos e de índice de vegetação NDVI, possuindo 215 tipos de cobertura de superfície, entre eles, coberturas para superfície de água, urbanas, de vegetação natural ou cultivada. A caracterização da textura do solo é definida com base na percentagem de 2 classes texturais: areia e argila. A informação utilizada é baseada na base de dados da FAO e foi calculada inicialmente por Salgado (1999), atualmente as bases de dados utilizadas designam-se por clay_hwsd_moy, relativa à percentagem de argila presente no solo, e sand_hwsd_moy, relativa à percentagem de areia presente no solo, ambos com resolução de 10 km. Por último, para a representação da orografia, estão disponíveis 2 bases diferentes: GTOPO30, com resolução de 1 km e o srtm_ne_250, com resolução de 250 m.

Na 2ª etapa, o ficheiro PRE_REAL.nam contém as namelists que definem a grelha vertical e a informação necessária à preparação dos campos iniciais das várias variáveis atmosféricas reais. A grelha vertical pode ser calculada automaticamente pelo modelo ou ser inserida manualmente.

Na 3ª etapa, procede-se à integração temporal do modelo, onde se inicializa cada domínio com o respetivo tempo de integração. A configuração da experiência é definida no ficheiro EXSEG.nam, onde são fixados aspetos físicos e dinâmicos da simulação, como o período temporal, a quantidade e frequência das saídas e se determinam, entre outras, as parametrizações para a radiação, turbulência, convecção, microfísica das nuvens e da superfície.

Após a integração, pode-se ainda, na etapa de pós-processamento, calcular um grande número de variáveis de diagnóstico escolhidas pelo utilizador.

Ao modelo MesoNH é permitido o acoplamento com vários modelos externos:

- i. Modelo de superfície *SURFEX* – de que já se falou e representa os processos à superfície; fluxos de energia e de massa; processos de evaporação;
- ii. Módulo de química e aerossóis – *tracers*, poeiras, sais marinhos, etc.;
- iii. Módulo de eletricidade atmosférica – equações de prognóstico para a densidade de carga para cada hidrometeoro;
- iv. Módulo de propagação do fogo – o *ForeFire* é um simulador de propagação de incêndio e de representação dos fluxos de energia e massa entre o fogo e a atmosfera.

3.3.2 Experiências numéricas

Neste capítulo, são apresentadas as experiências numéricas realizadas no desenvolvimento deste estudo, divididos em 2 subcapítulos.

3.3.2.1 Simulação acoplada

Procurando alcançar o objetivo estabelecido no primeiro capítulo, nomeadamente o estudo da piro-convecção no incêndio de Quiaios, foi realizada uma simulação acoplada com o módulo de propagação do fogo para 3 domínios aninhados (Figura 3.6). Cada domínio possui 300 pontos de grelha na direção x e y.

O maior domínio (D1) com uma resolução de 2000 m, o segundo domínio com resolução de 400m (D2) e o terceiro domínio com uma resolução de 80 m. Os aspetos fisiográficos são definidos na grelha a partir do ficheiro *PRE_PGD1.nam*. Aqui também se define o tipo de projeção, a resolução horizontal e o número de pontos do domínio.

O domínio D1, considerado como o domínio pai do D2 e D3 tem o centro em [41.15 °N 10.5 °W], uma grelha de 300 por 300 pontos e uma resolução horizontal de 2000 m. O segundo domínio foi definido a partir de D1, também possui 300 pontos por 300 pontos, porém com uma resolução horizontal de 400 m. Enquanto D3 foi definido, a partir de D2 e com uma resolução horizontal de 80 m (300 por 300 pontos de grelha). Todos os domínios foram definidos usando os dados fisiográficos apresentados no subcapítulo 3.2.1. Para garantir a conformidade entre os 3 domínios, foi utilizado o programa *PREP_NEST_PGD*.

O modelo foi integrado das 0600 UTC até as 1300 UTC, considerando somente o domínio de 2 km de resolução. Foram definidos 50 níveis verticais desigualmente

espaçados, sendo o nível mais próximo à superfície de 30 metros e no topo, de 900 metros e feita a inicialização com as análises do ECMWF atualizadas a cada 6h, com início às 0600 UTC no dia 15 de outubro de 2017.

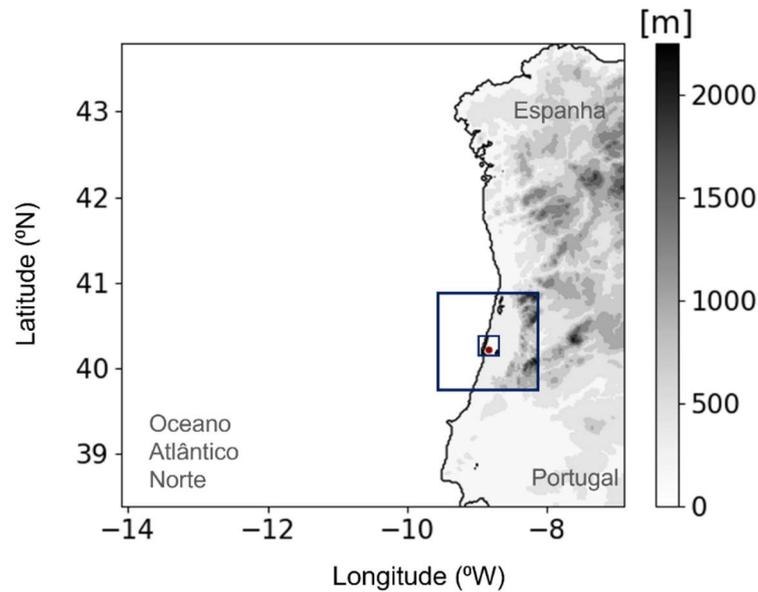


Figura 3.6: Aninhamento de grelhas da simulação acoplada, com os domínios de 2000, 400 e 80m de resolução. Os quadrados a azul representam os domínios de maior resolução (400 e 80 m de resolução). A localização de Quiaios, está representada com um círculo vermelho. Orografia a sombreado (m), obtida pela base de dados SRTM.

Ao modelo atmosférico MesoNH, foi acoplado o modelo de propagação de fogo ForeFire (Filippi et al., 2009, 2018) com o objetivo de observar a evolução da pluma do fogo e verificar a presença de atividade piroconvectiva. O acoplamento é efetuado no domínio de 80 m de resolução. Depois, a energia, o vapor de água e outras propriedades são transportados para os outros domínios a partir do domínio mais pequeno. A segunda parte desta simulação teve início às 1300 UTC e termina às 1900 UTC, com saídas de 15 em 15 minutos.

O ForeFire permite estudar a propagação do incêndio, assim como a emissão de fluxos do incêndio para a atmosfera. Neste modelo de propagação admite-se que o fogo se propaga na direção normal à frente. O modelo considera a inclinação do terreno, as propriedades atmosféricas (velocidade do vento, densidade do ar e temperatura do ar), caracterização espacial (carga mássica, altura, emissividade, teor de humidade) e características de combustão dos combustíveis: temperatura de ignição, poder calorífico e entalpia de combustão (Filippi et al., 2011). Os 2 modelos acoplados permitem a troca

de fluxos entre eles: o modelo atmosférico fornece o campo do vento e de outras variáveis meteorológicas ao modelo de propagação, enquanto o modelo do fogo, fornece os fluxos de calor e de vapor de água ao modelo atmosférico (Figura 3.7).

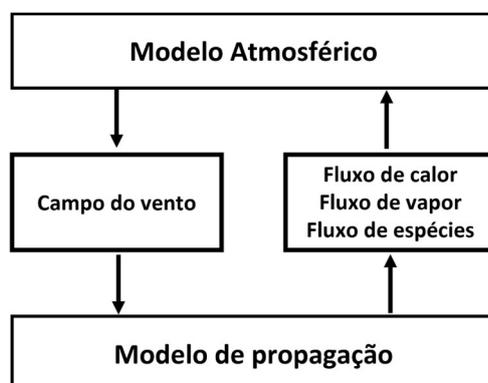


Figura 3.7: Funcionamento dos modelos acoplados (modelo atmosférico e modelo do fogo). Adaptado do site do MesoNH.

No presente estudo o fogo foi imposto na simulação, com base na evolução da área ardida presente na Figura 3.1 (ver secção 3.1) durante o período de simulação (1330 UTC às 1900 UTC) e, portanto, foi possível analisar o impacto que o fogo teve na atmosfera, mas o impacto da atmosfera na propagação da frente de fogo não foi considerado.

A simulação do MesoNH foi feita considerando as parametrizações apresentadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Quadro-resumo das parametrizações feitas neste estudo.

<i>Parametrização</i>	<i>Resolução</i>			
	<i>2000 m</i>	<i>400 m</i>	<i>80 m</i>	<i>15 km</i>
<i>Turbulência</i>	1D	3D	3D	1D
<i>Convecção profunda</i>	----	----	----	KAFR
<i>Convecção pouco profunda</i>	----	----	----	EDKF
<i>Microfísica das nuvens</i>	ICE3	ICE3	ICE3	ICE3
<i>Radiação</i>	ECMW	ECMW	ECMW	ECMW

3.3.2.2 Simulação de larga escala

Na procura de analisar as condições de larga escala e dado que vários trabalhos identificaram a presença do furacão Ophelia no dia 15 de outubro de 2017, a simulação de larga escala (Figura 3.8) foi efetuada de modo a acompanhar todo o desenvolvimento do furacão e estudar a evolução do evento desde o momento da sua formação até a sua chegada ao território português.

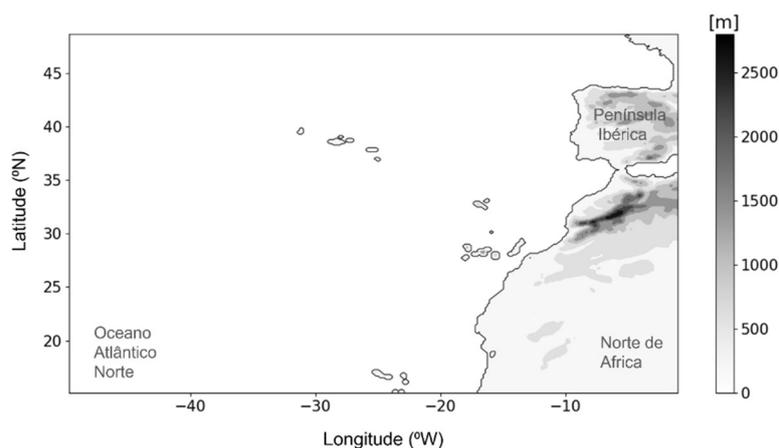


Figura 3.8: Configuração horizontal do domínio da simulação de larga escala, com uma resolução de 15km de resolução. Orografia representada a sombreado, obtida pela base de dados SRTM.

O domínio apresenta uma grelha de [300 x 250] pontos, com uma resolução horizontal de 15 km e foi centrado em [33.5 °N 25.4 °W]. O tipo de solo, orografia e vegetação foi calculado como descrito anteriormente.

A configuração vertical da grelha foi realizada utilizando o ficheiro PRE_REAL.nam. Aqui configurou-se a grelha vertical também com 50 níveis, e onde se indicou que as condições fronteiras seriam obtidas a partir das análises do Centro Europeu, atualizadas a cada 6h. A integração do modelo, foi realizada para o período de simulação do dia 4 de outubro de 2017 às 0000 UTC até o dia 16 de outubro de 2017 às 1200 UTC, com as saídas do modelo de 3 em 3 horas.

Como se tratava de um sistema que se desenvolveu em muitos dias, foi necessário fazer a repartição da simulação por 3 períodos. Ao fim da primeira e da segunda experiência, utilizou-se a facilidade de ‘restart’ e a nova simulação começou com o último ficheiro simulado no período anterior.

As parametrizações utilizadas nesta simulação estão também presentes na tabela da secção anterior (Tabela 3.1 – última coluna).

Todas as *namelists* utilizadas neste estudo podem ser consultadas no Anexo.

3.3.2.3 Validação das experiências numéricas

De forma a poder explorar os resultados da simulação, foi efetuada uma validação de resultados, comparando alguns dados observados com os simulados pelo MesoNH.

Para estudar a estrutura vertical da atmosfera, procedeu-se à execução do skewT com recurso ao código fornecido na página oficial do MesoNH (disponível em: <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh55/UseDiaprog>). O objetivo é comparar com a radiossondagem observada para o mesmo dia. O SkewT é um diagrama termodinâmico utilizado para estudar a estrutura vertical da atmosfera desde a superfície até os 100 hPa. O diagrama associa a temperatura com o logaritmo da pressão e permite avaliar parâmetros como a estabilidade atmosférica, variáveis meteorológicas em vários níveis e verificar a probabilidade de ocorrer tempo severo.

Na Figura 3.9, está presente a radiossondagem sobre Lisboa, no dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC. O perfil mostra uma configuração típica de V invertido (Peterson et al., 2017; Larean e Clements, 2016; Luderer et al., 2006 and Goens e Andrews, 1998), com uma atmosfera seca e quente à superfície e uma camada atmosférica húmida na troposfera média. À superfície, a temperatura é de 29 °C e o ar está seco, visível na grande distância entre a temperatura de ponto de orvalho (T_d) e a temperatura do ar (T). Na camada [700 – 500] hPa, a humidade aumenta, visível com a aproximação de T_d e T .

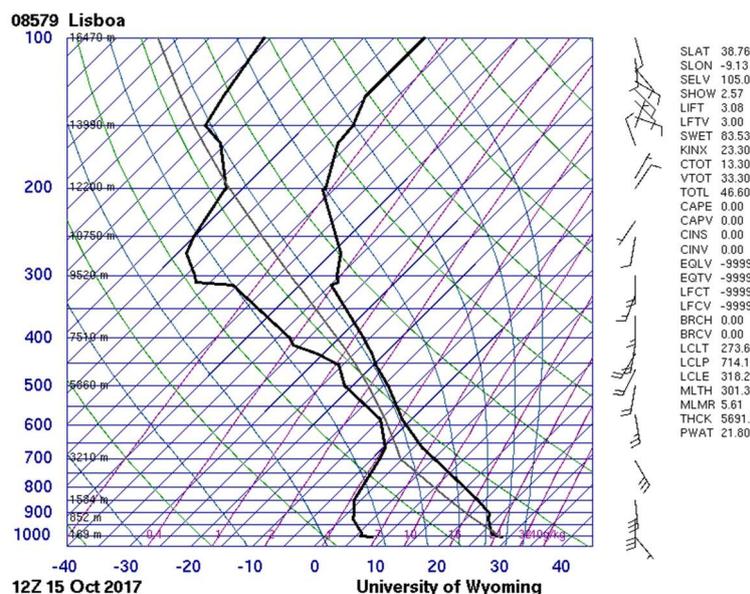


Figura 3.9: SkewT observado para o dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC, no ponto de coordenadas 38.76 °N 9.13 °W. Fonte: University of Wyoming, disponível em: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, acedido em 14 de outubro de 2022.

Os valores da CAPE (*Convective Available Potential Energy*) e de CIN (*Convective Inhibition*) apresentados são nulos, o que significa que a probabilidade de ocorrer convecção e formação de nuvens é pequena. Por outro lado, o LCL (*Lifted Condensation Level*), o nível no qual uma parcela de ar fica saturada e condensa, encontra-se a aproximadamente a 3210 m de altitude, um valor consideravelmente alto. Na camada junto à superfície, o vento vem de Sudeste/Sul. Enquanto na troposfera média, o vento vem maioritariamente de Sudoeste.

Na Figura 3.10, está representado o perfil vertical atmosférico simulado pelo MesoNH para o mesmo ponto de coordenadas. Próximo à superfície, o diagrama indica uma atmosfera quente, com a temperatura à superfície a atingir os 32 °C e seca, visível pela grande distância entre T_d e T , seguida de uma camada atmosférica mais húmida, com a humidade relativa a aumentar na camada [700 – 500] hPa (visível pela aproximação entre as linhas T_d e T). De acordo com os dados simulados, o nível do LCL está próximo dos 3000m. Os valores de CAPE e CIN são nulos (não apresentado na figura). O perfil vertical do vento, mostra que na camada junto à superfície, o vento vem de Sul/ Sudeste.

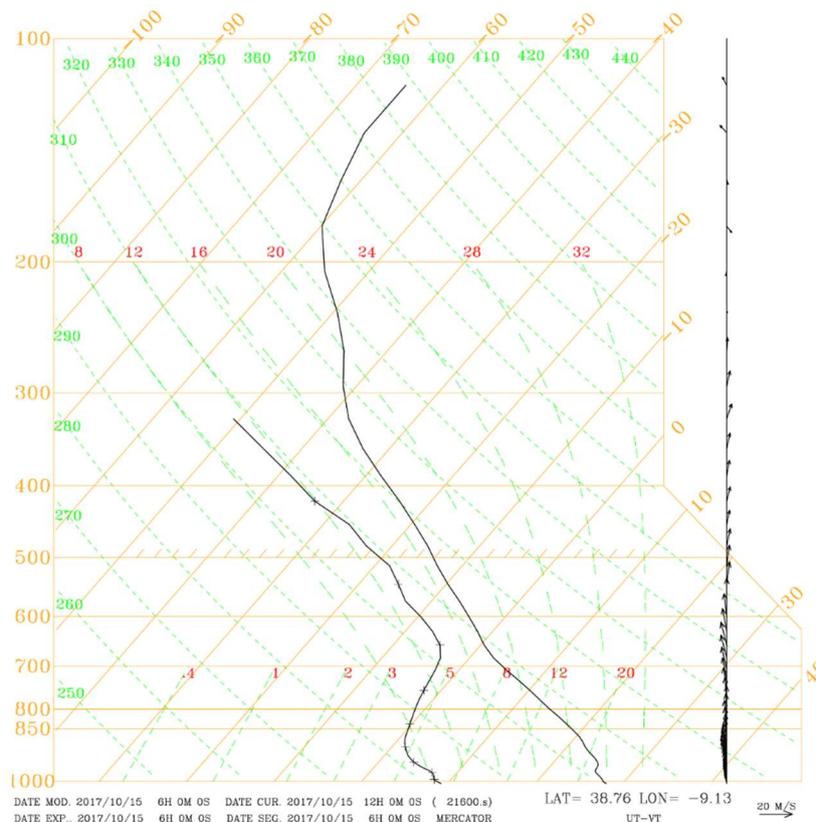


Figura 3.10: SkewT simulado pelo MesoNH para o dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC, no ponto de coordenadas 38.76 °N 9.13 °W, para o domínio de 2000m de resolução.

Qualitativamente, o SkewT simulado segue a mesma configuração que a radiossondagem realizada, mostrando uma atmosfera quente e seca à superfície, seguida por uma camada atmosférica mais húmida na média troposfera, associado à típica configuração de V invertido. Relativamente à altura do LCL, em ambos os casos, o nível de condensação é alto. Para as condições apresentadas, era improvável que uma parcela de ar atingisse o nível de condensação sozinha, sendo necessário um fator externo – como por exemplo um incêndio – que fornecesse energia necessária para que a parcela de ar pudesse subir para além deste nível. A facilidade de subida de uma parcela pode ser inferida a partir de valores elevados da CAPE, que no presente caso são nulos, tanto nos dados simulados como nos dados observados.

Na Figura 3.11, está representado o perfil da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) do ar em altitude para Lisboa às 1200 UTC, com os dados observados (linha azul) e os dados simulados (linha laranja). As configurações das duas linhas são muito semelhantes, o que mostra que o modelo representou bem a variação vertical da temperatura.

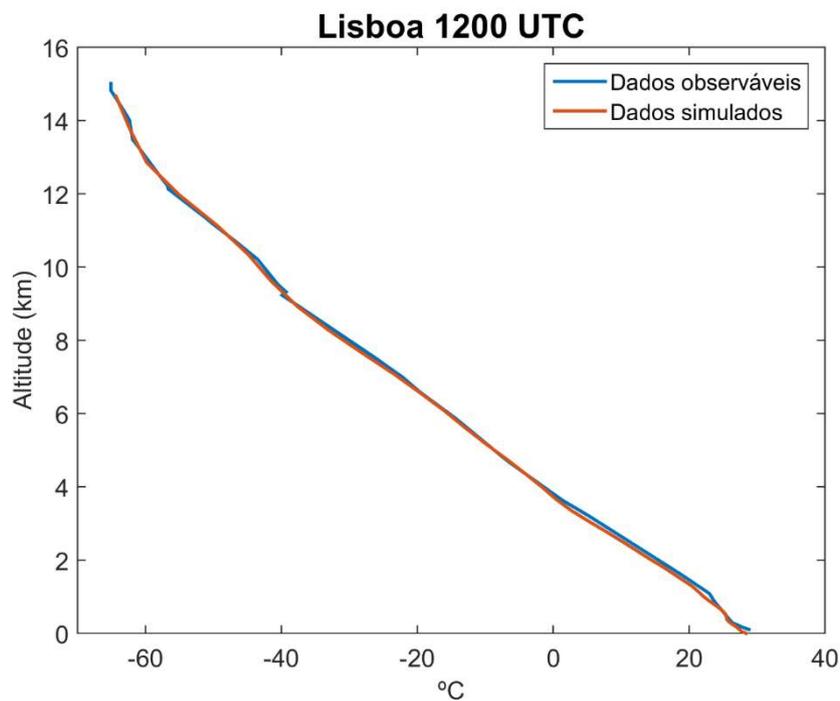


Figura 3.11: Variação da temperatura da atmosfera em altitude para os dados simulados, para o domínio de 2000m de resolução (linha laranja) e para os dados observados (linha azul) em Lisboa no dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC para o ponto de coordenadas 38.76 $^{\circ}\text{N}$ 9.13 $^{\circ}\text{W}$. Dados observados foram obtidos a partir da University of Wyoming, disponíveis em: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, acedidos em 14 de outubro de 2022.

Para além da comparação dos perfis verticais da temperatura do ar, procedeu-se à comparação das diferentes temperaturas potenciais: temperatura potencial (THT), temperatura potencial equivalente (THTE) e temperatura potencial virtual (THTV) (Figura 3.12). A THT é a temperatura que a parcela teria se fosse expandida adiabaticamente até os 1000 hPa; a THTV é a temperatura potencial do ar seco que teria à mesma densidade do ar húmido e a THTE é a temperatura que uma parcela de ar num dado nível de pressão teria se fosse aumentada para os 0 hPa, condensando toda a humidade da parcela, e depois reduzida para os 1000 hPa.

O modelo representou bem a variação das temperaturas em altitude, com a configuração das linhas do gráfico sendo muito semelhantes. Em relação à THTE, há uma ligeira diferença à superfície, com o modelo a simular a queda de THTE de forma mais uniforme que a observada. Esta diferença à superfície, pode-se dever a variações locais, talvez influenciadas pela presença do Tejo.

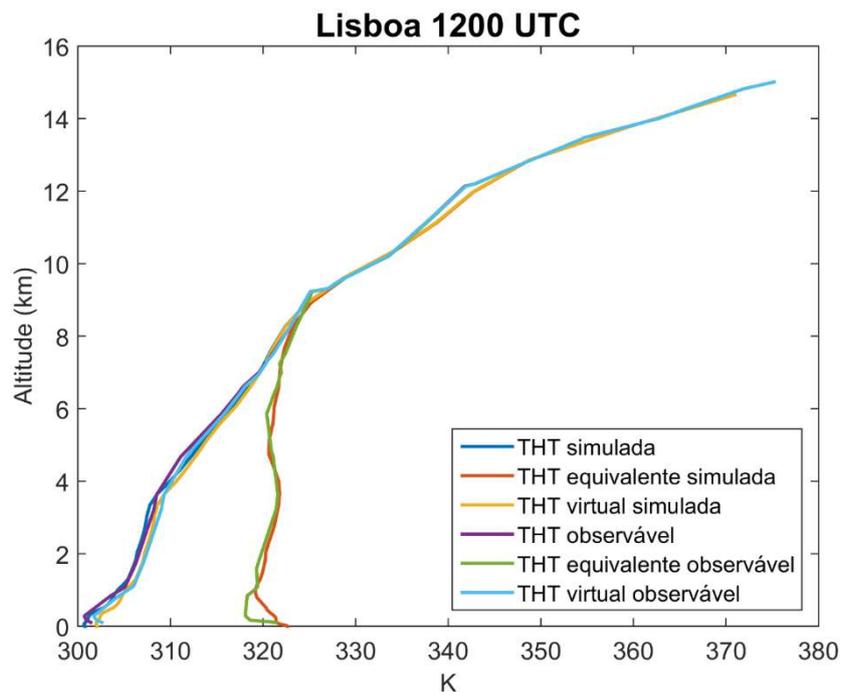


Figura 3.12: Variação da temperatura potencial, da temperatura potencial equivalente e da temperatura potencial virtual em altitude para os dados simulados, para o domínio de 2000m de resolução e observados em Lisboa no dia 15 de outubro de 2017 às 1200 UTC para o ponto de coordenadas 38.76 °N 9.13 °W. Dados observados foram obtidos a partir da University of Wyoming, disponíveis em: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, acedidos em 14 de outubro de 2022.

A comparação qualitativa da radiossondagem (Figuras 3.9 e 3.10) e dos perfis verticais da temperatura (Figuras 3.11 e 3.12) mostram que o modelo pode ser usado na análise das condições meteorológicas.

Capítulo 4 – Resultados

Neste capítulo são apresentados os resultados da simulação e das observações disponíveis para o período de estudo. Na secção 4.1, os resultados para a simulação acoplada são analisados e na secção 4.2, apresentam-se os resultados para a simulação de larga escala.

4.1 Condições atmosféricas locais e atividade piro-convectiva

Foram analisados gráficos da variação horária da temperatura média, da humidade relativa média e da intensidade e direção média do vento para o dia 15 de outubro de 2017, de maneira a caracterizar as condições meteorológicas observadas em redor a Quiaios, obtidas de 4 estações meteorológicas.

A Figura 4.1, mostra a evolução da temperatura média horária. A temperatura apresenta os valores mais baixos, [16 – 20] °C, no período [0000 – 0800] UTC para todas as estações, no entanto, para o caso do aeródromo (linha vermelha), as temperaturas noturnas foram superiores à registada nas restantes 3 estações. Becanta (linha laranja), e Mira (linha roxa) registaram a temperatura mais alta às 1500 UTC (35.5 °C e 35.4 °C, respetivamente). A temperatura voltou a diminuir a partir deste horário, descendo cerca de 10 °C, até às 2300 UTC.

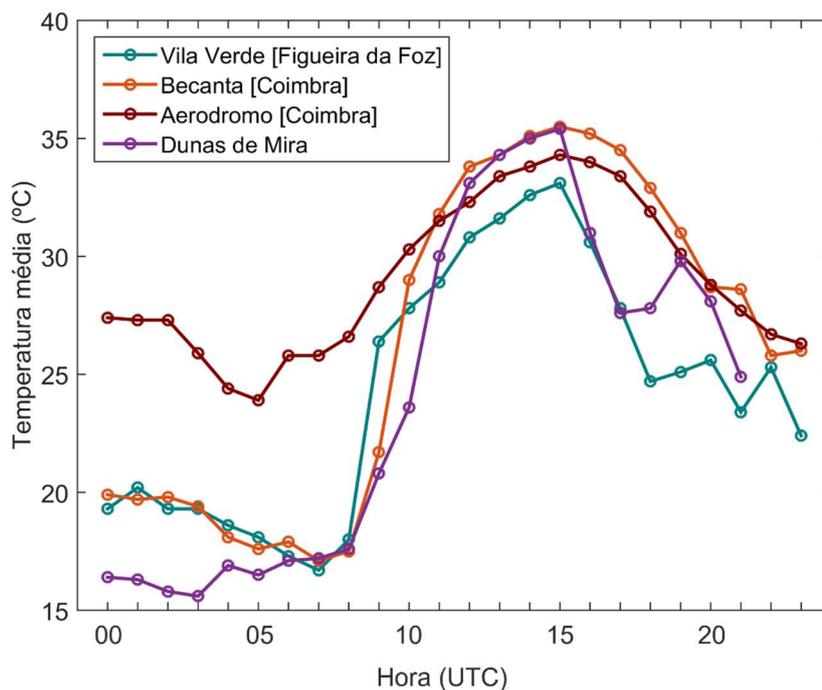


Figura 4.1: Variação horária da temperatura média para o dia 15 de outubro de 2017 para as estações meteorológicas de Vila Verde, Becanta, aeródromo e Dunas de Mira. Fonte: IPMA.

A Figura 4.2, representa a variação da humidade relativa ao longo dia. Esta, é maior durante o período noturno para todas as estações. A estação meteorológica de Mira (linha roxa) possui valores superiores a 80%, sendo esta estação, juntamente com Vila Verde (linha azul), as estações que possuem maior valor de humidade relativa ao longo de todo o dia, provavelmente devido ao facto de serem estações situadas no litoral do país, com influência marítima. A estação situada no aeródromo (linha vermelha) é a estação que marca as humidades relativas mais baixas, com valores sempre inferiores a 40%, provavelmente devido ao facto de também possuir temperaturas mais elevadas, enquanto a outra estação situada no interior, Becanta (linha laranja), possui a humidade relativa relativamente mais alta, entre [58 e 70] % no período noturno e durante o dia é a estação que regista os valores mais baixos.

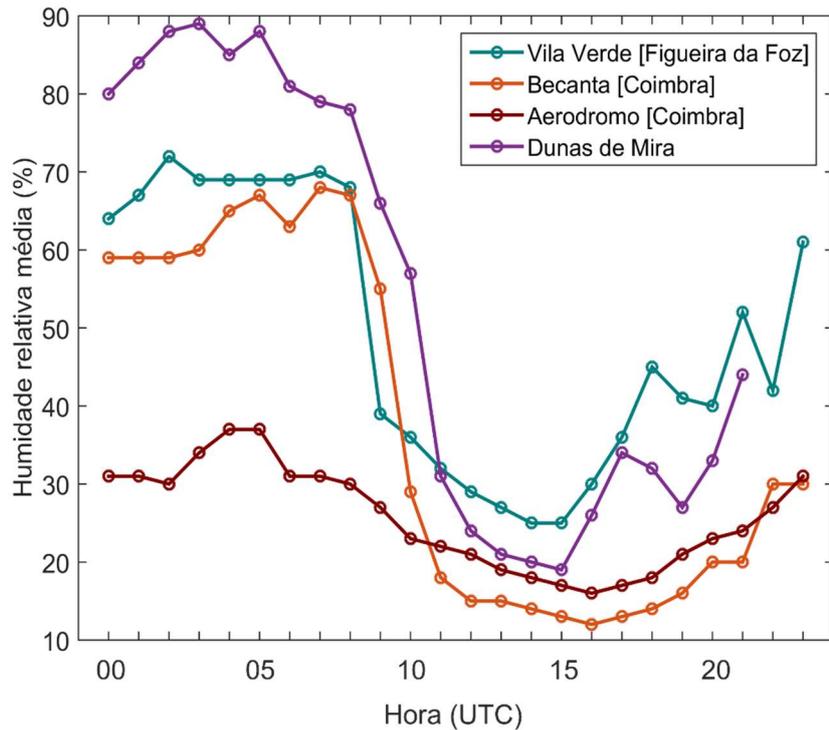


Figura 4.2: Variação horária da humidade relativa média para o dia 15 de outubro de 2017, para as estações meteorológicas de Vila Verde, Becanta, aeródromo e Dunas de Mira. Fonte: IPMA.

De maneira geral, no período noturno, as temperaturas são mais baixas e as humidades relativas são maiores. E a situação inverte-se no período diurno, com as temperaturas mais altas, e as humidades relativas mais baixas. No entanto, é de ressaltar que no período [1000 – 1600] UTC, as temperaturas são sempre superiores a 30 °C e para o mesmo período as humidades relativas possuem valores inferiores a 30 %. A partir das fichas climatológicas disponíveis em <https://www.ipma.pt/pt/oclima/normais.clima/1971-2000/normalclimate7100.jsp>, observou-se as normais climáticas da temperatura média e da humidade relativa média, relativas ao período de [1971 – 2000], para o mês de outubro, sendo que só as estações de Becanta e de Mira, estão disponíveis. Em relação à estação de Mira, a normal climática da temperatura média indica um valor de 15.4 °C, e a humidade relativa média, situava-se no valor de 87 %. Relativamente à estação de Becanta, a normal climática da temperatura média situa-se nos 16.6 °C e para a humidade relativa média no valor de 82 %. As temperaturas registadas no dia 15 de outubro foram muito mais elevadas que ambas as normais climáticas. A normal climática da humidade relativa revelou ser muito mais elevada que a humidade relativa registada no dia 15 de outubro de 2017. Portanto, estavam reunidas condições favoráveis para a ignição e propagação de incêndios.

Relativamente ao comportamento do vento, das 4 estações consideradas, apenas as estações de Vila Verde e do aeródromo de Coimbra é que apresentam dados. Na Figura 4.3a, está presente variação horária da intensidade média do vento (m/s), enquanto a variação horária da direção média do vento ($^{\circ}$) é apresentada na Figura 4.3b.

Para a estação do aeródromo (cor bordô), durante o período [0000 – 1500] UTC, verifica-se que o vento vem maioritariamente de Sudeste (retângulo bordô), com a intensidade do vento a diminuir nas primeiras horas do dia e a subir a partir das 0700 UTC. A partir das 1500 UTC, a direção do vento altera-se para Sudoeste (retângulo bordô), acompanhado por um ligeiro aumento de intensidade do vento às 1900 UTC e às 2200 UTC. Para estação de Vila Verde (cor verde), nas primeiras horas do dia, o vento vem de Nordeste, com um fluxo pouco intenso (máximo de 2 m/s). No período [0900 – 1500] UTC, a direção do vento é predominante de Sudeste (retângulo verde), sofrendo um aumento de intensidade, sendo o valor mais alto registado às 1400 UTC, de 9 m/s. A partir das 1600 UTC, o vento regista uma mudança de direção para Sudoeste (retângulo verde), acompanhado de uma diminuição de intensidade do vento. Ambas as estações registaram um ligeiro aumento de intensidade do vento a partir das 1900 UTC.

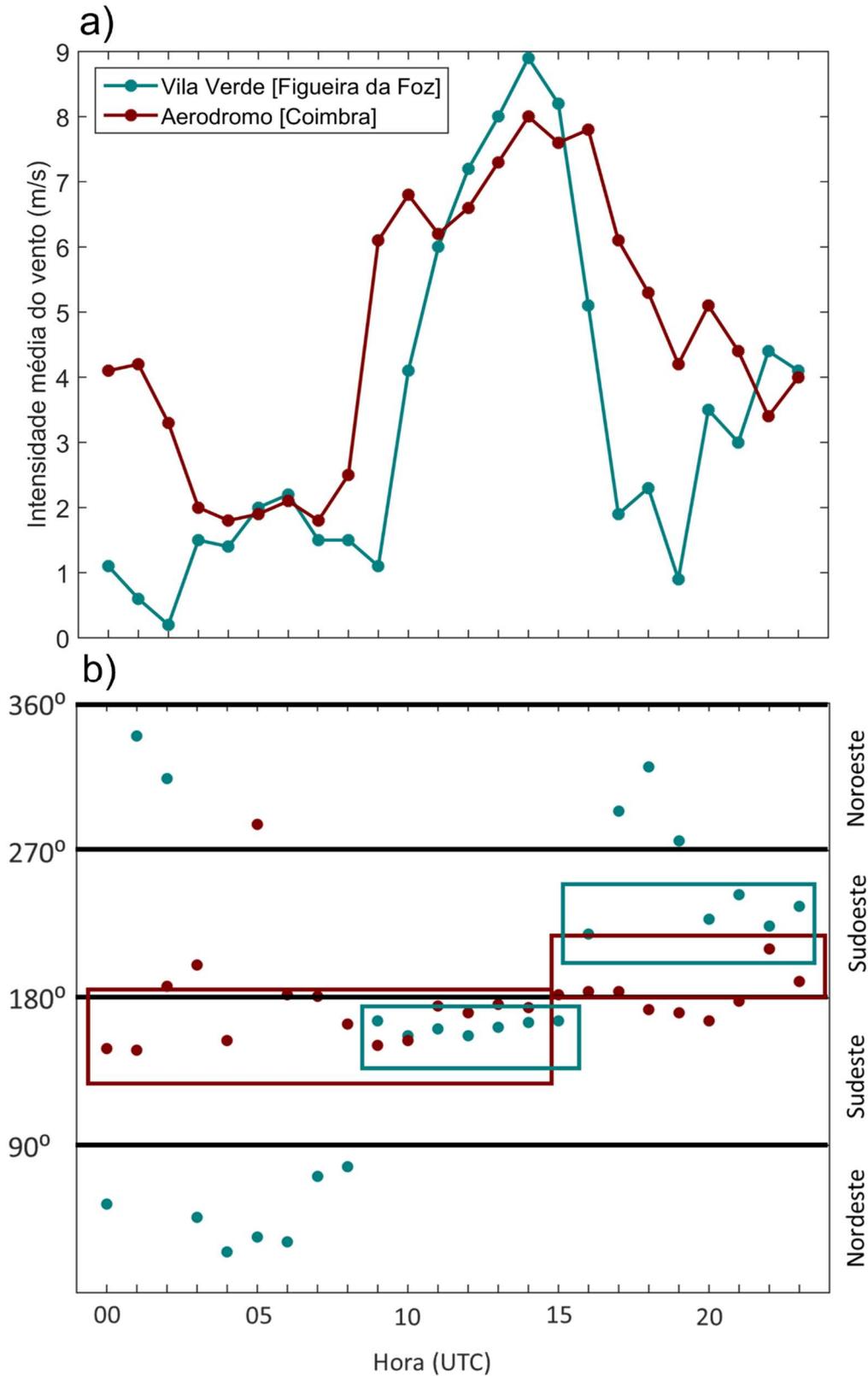


Figura 4.3: Variação horária do vento para o dia 15 de outubro de 2017: a) relativo à intensidade média do vento (m/s) e b) relativo à direção média ($^{\circ}$), com a identificação dos pontos cardeais mais importantes (eixo vertical da esquerda), para as estações meteorológicas de Vila Verde e aeródromo. No eixo vertical da direita, está presente o nome dos quadrantes. Fonte: IPMA.

Na Figura 4.4, estão presentes os resultados da simulação para as rajadas (sombreado, m/s) e para o vento aos 10 m (vetores, m/s) ao longo do dia, no domínio de resolução de 80 m. Nas figuras estão também representadas, a localização de Quiaios (círculo) e a localização do ponto de ignição do incêndio (estrela). Para o horário das 1330 UTC (Figura 4.4a), a direção do vento predominante era de Sudeste e as rajadas eram mais fortes ($> 20\text{m/s}$) a Norte de Quiaios, seguindo a direção do vento (Figura 4.4a, zona rosa/roxa). A direção do vento simulado é concordante com a direção observada nas estações (Figura 4.3b), já que ambas registaram ventos de Sudeste às 1300 UTC. No modelo, a ignição do incêndio foi imposta para as 1330 UTC (ver subcapítulo 3.3.2.1). O escoamento manteve-se semelhante às 1400 UTC (Figura 4.4b). Às 1430 UTC (Figura 4.4c), o padrão do vento mantém-se, no entanto já é possível observar a linha da frente de fogo e a perturbação no campo do vento, provocada pelo incêndio e caracterizada por maiores valores de rajada (acima de 20 m/s) na região da pluma de incêndio, com a pluma a dirigir-se para Norte a partir da frente de fogo. Na hora seguinte (Figura 4.4d – 1500 UTC), a frente do fogo avançou, e os maiores valores das rajadas encontram-se sobre a região da pluma, a Noroeste da frente do fogo seguindo a direção do vento, que se mantém de Sudeste. Às 1700 UTC (Figura 4.4e), observa-se que o vento mudou de direção, para Sudoeste, com entrada de ar do Oceano. A frente do fogo avançou para Nordeste, seguindo a direção do vento, sendo esta região, a região com maiores valores de rajadas ($> 25\text{ m/s}$, sombreado rosa/roxo). Para o último horário da simulação (Figura 4.4f – 1900 UTC), a direção do fluxo de vento continua a ser de Sudoeste. Nesta figura, já não é possível identificar a localização da linha da frente do fogo (por esta se encontrar fora do domínio de 80 m) e o valor das rajadas situa-se entre $[10 - 15]\text{ m/s}$ para todo o domínio.

Posto isto, é de destacar que ao longo dia se verificou a mudança de direção do escoamento predominante do vento, de Sudeste para Sudoeste, concordante com as observações feitas nas estações meteorológicas na Figura 4.3.

A análise do padrão do vento, da temperatura e da humidade relativa indicam que o aumento de temperatura e a diminuição de humidade relativa podem estar associadas ao comportamento do vento. Por exemplo, os ventos que são predominantes de Sudeste podem ter favorecido a advecção de ar mais quente e seco do interior da Ibéria para a região. Por outro lado, no final do dia, as mudanças da direção de vento para Sudoeste podem ter favorecido a advecção de humidade do oceano visto que a partir das 1900 UTC,

se verificou um aumento dos valores de humidade relativa nas estações, principalmente nas que estão localizadas no litoral.

15-OCT-2017

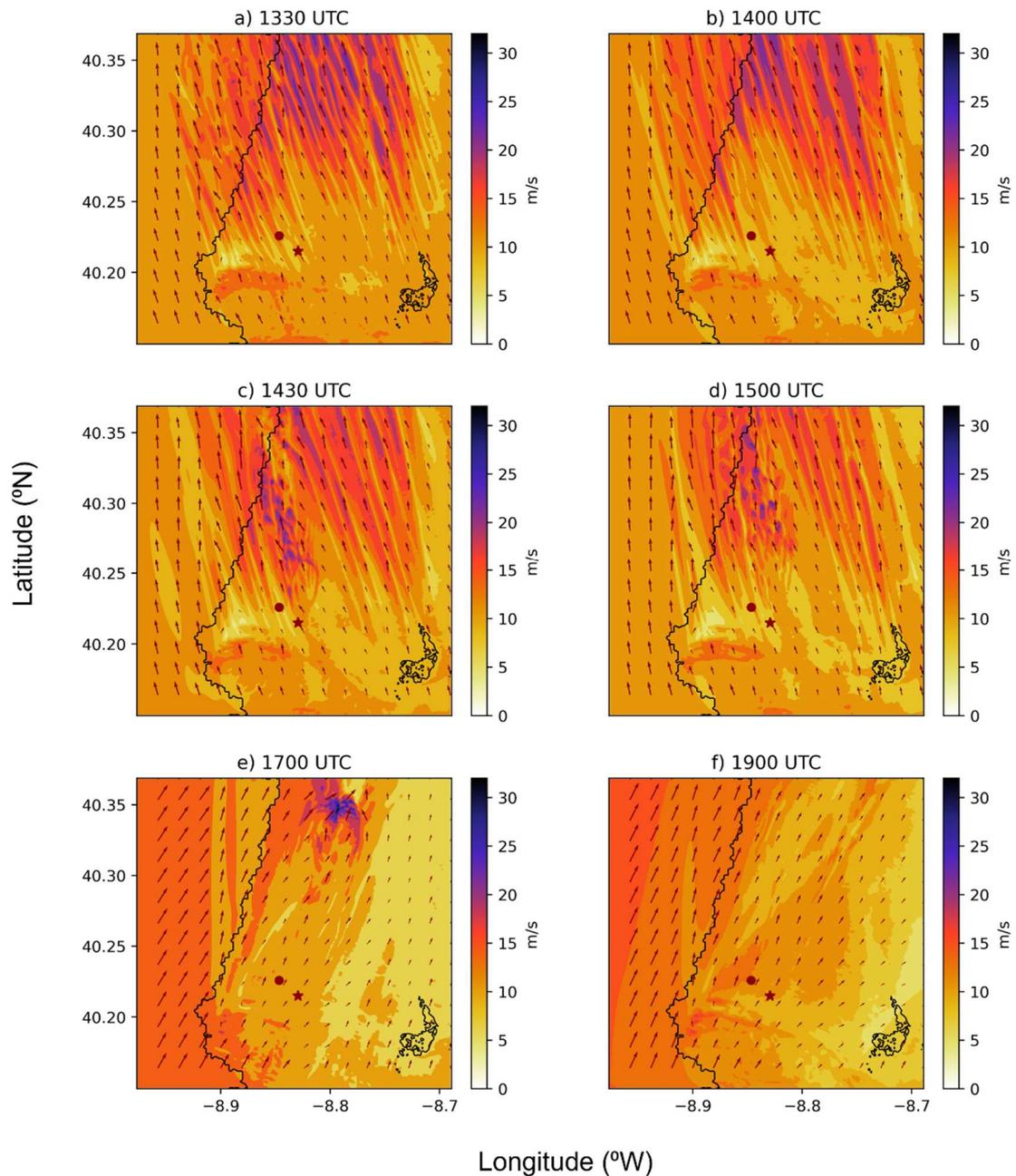


Figura 4.4: Rajadas (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 em alguns momentos: a) 1330 UTC; b) 1400 UTC; c) 1430 UTC; d) 1500 UTC; e) 1700 UTC e f) 1900 UTC, no domínio de 80 m de resolução. A localização de Quiaios está representada com um círculo e o ponto de ignição está representado por uma estrela.

Para além da análise das condições meteorológicas observadas em redor do incêndio, e das análises preliminares apresentadas no subcapítulo 3.2.2.4 para a validação da estrutura vertical da atmosfera, também foi traçado o diagrama termodinâmico com os resultados da simulação para o local em estudo, 1h após o início do incêndio na região da pluma (Figura 4.5).

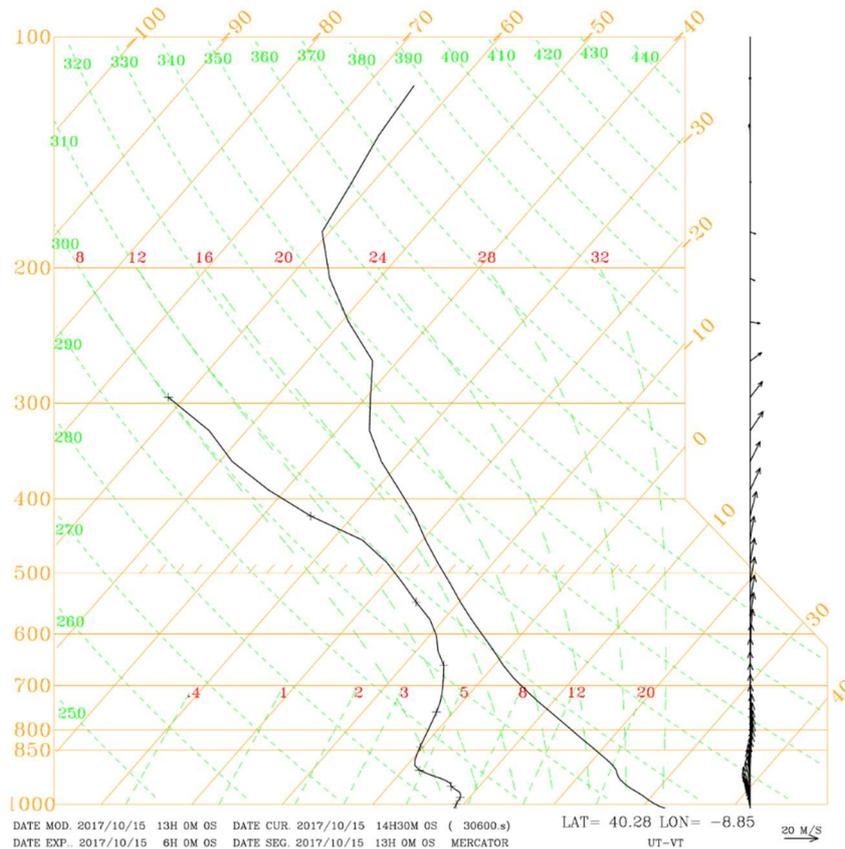


Figura 4.5: SkewT simulado para o dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC para o ponto de coordenadas: 40.28°N 8.85°W, no domínio de 400 m de resolução.

A configuração segue a mesma que o skewT mostrado nas Figuras 3.8 e 3.9. À superfície, a temperatura atinge os 32 °C e a humidade é baixa (T_d afastado de T). Na troposfera média, a humidade aumenta, à medida que T_d se aproxima de T . O diagrama apresenta a configuração típica de forma de V invertido.

Na Figura 4.6, estão representados os perfis verticais da intensidade do vento (m/s) simulado para os primeiros 9 km da atmosfera, para os dados horários compreendidos entre as 1400 UTC e as 1900 UTC (Figura 4.6a). A variação vertical do vapor de água é representada pela variável *mixing ratio vapour* – MRV (g/kg), para as 1400 UTC. De maneira geral, o gráfico do vento segue a mesma configuração: o vento é fraco junto à

superfície e a partir daí, na camada adjacente à superfície, a intensidade do vento atinge um máximo entre os níveis [1000 - 2000] m, começando a diminuir em altitude a partir deste máximo. Às 1400 UTC (linha azul-escura) esse máximo encontrava-se perto dos 1000 m, com uma intensidade aproximadamente de 18 m/s. A simulação indica que o maior valor de intensidade do vento terá ocorrido 1900 UTC (linha azul-clara), ligeiramente maior que 19 m/s.

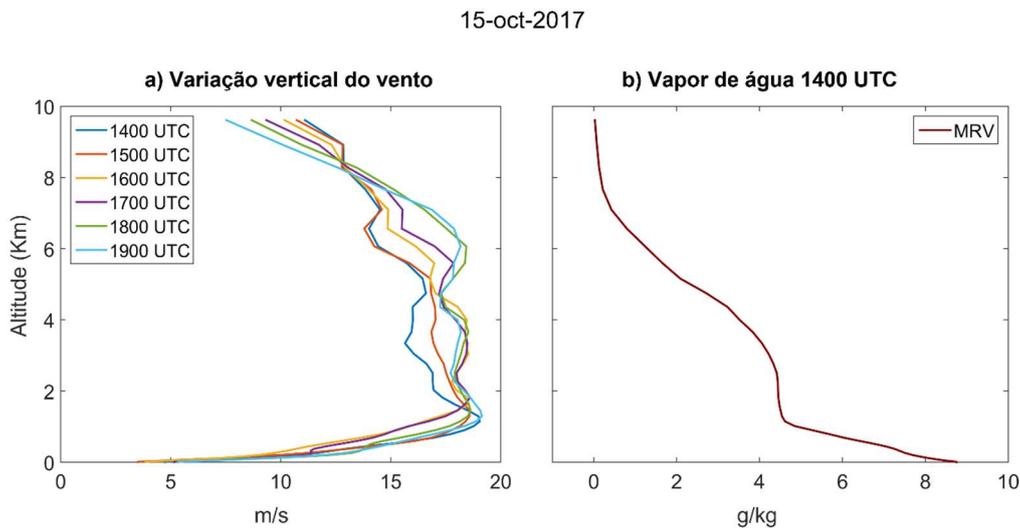


Figura 4.6: a) variação vertical da intensidade do vento (m/s) para 6 horas simuladas e b) variação vertical do mixing ratio vapor – MRV (g/kg). Ambos para o ponto de coordenadas: 40.209°N 8.829°W, no dia 15 de outubro de 2017 para o domínio de 400m de resolução.

O ponto de coordenadas escolhido para traçar estes perfis verticais do vento, foi a Norte do ponto de ignição, com o objetivo de observar o padrão do vento vertical, que possa ter contribuído para a evolução da pluma. Estas configurações do gráfico indicam a presença de um jato de níveis baixos, que poderá ter contribuído para que a pluma de fumo tenha evoluído em direção a Norte. Na Figura 4.6b, os maiores valores de MRV estão nos primeiros 1000 m, com valores acima de 8 g/kg próximo a superfície. A partir desta figura é possível sugerir que o escoamento à superfície, contribuiu com a advecção de algum conteúdo de humidade para o incêndio, podendo ter sido transportado para camadas mais elevadas.

Com recurso ao software ParaView, as saídas do modelo foram analisadas para caracterizar e estudar o desenvolvimento da pluma do incêndio, tendo-se verificado que o modelo simulou a formação de nuvens piro-convectivas. Não foi possível encontrar presença de hidrometeoros no domínio de resolução de 80m, apenas no domínio de

resolução de 400m. Neste, observou-se a pluma de fumo a ascender a altitudes acima dos 6000m. A presença de espécies de hidrometeoros foi encontrada em 2 períodos durante a simulação: [1430 – 1530] UTC e [1745 – 1815] UTC. Apesar das concentrações de hidrometeoros serem baixas, são suficientes para indicar a ocorrência de condensação no interior da pluma de fogo. O foco da análise da atividade piro-convectiva, recaiu apenas para o primeiro período piro-convectivo.

A simulação indica que o primeiro período de piro-convecção, terá ocorrido durante uma hora, no período entre [1430 – 1530] UTC. Na Figura 4.7a, está presente um mapa com o conteúdo de água precipitável (sombreado, mm), obtida pela integração vertical da substância água ao longo de toda a coluna, às 1430 UTC. O local de maior quantidade de água precipitável na atmosfera encontra-se na zona a Norte/Nordeste do incêndio (roxo-escuro), com valores superiores a 24 mm. Na Figura 4.7b é apresentada a taxa de variação de vapor de água em altitude, representada pela variável *mixing ratio vapour* – MRV (g/kg). A figura indica que a maior concentração de MRV é na camada mais superficial (até aos 1000 m). O valor decresce em altitude, até aos 7 km, onde deixa de existir.

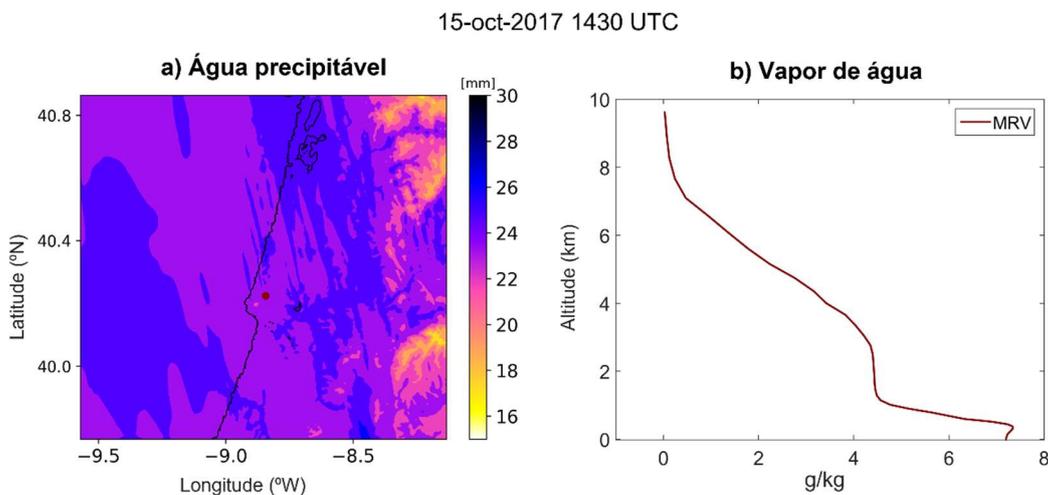


Figura 4.7: a) conteúdo de água precipitável (sombreado, mm), com a localização de Quiaios (círculo vermelho) e b) variação vertical do mixing ratio vapor – MRV (g/kg), no ponto de coordenadas 40.28 °N 8.85 °W, no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC, no domínio dos 400m de resolução.

A presença da variável MRV em altitude, mostra que existe vapor de água dentro da pluma que pode vir a condensar e a formar piro-cumulus. Este facto, juntamente com a análise do SkewT simulado para o local em estudo (Figura 4.4), mostra que havia presença de água na troposfera média. Tal como já foi referido no Capítulo 2, a presença

de uma camada mais húmida em altitude pode contribuir para a formação de nuvens dentro das plumas.

Na Figura 4.8, está presente a pluma do incêndio para as 1430 UTC, representada pela variável SVT002 (sombreado, m^2/s), em que os maiores valores de concentração situam-se junto à frente do fogo (valores amarelados) e a identificação da nuvem pirocúmulo (azuis, kg/kg). Na figura é possível observar a presença de graupel (azul-escuro) e gotas de chuva (azul-claro) dentro da pluma de fumo.

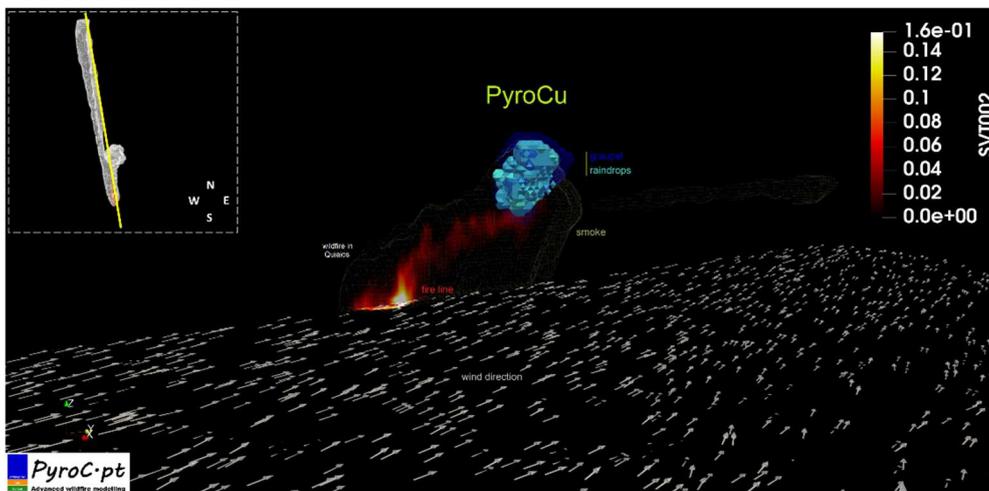


Figura 4.8: Simulação obtida com o acoplamento do modelo atmosférico MesoNH e o modelo de propagação de fogo ForeFire (Vista de Sudeste). Variável do fumo representada pela variável SVT002 (sombreado, m^2/s), vento aos 10 m (vetores, m/s) e graupel e gotas de chuva (sombreado azuis, kg/kg), no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC, para o domínio dos 400m de resolução. No canto superior esquerdo, a direção dos cortes verticais realizados.

Foram traçados vários cortes verticais de maneira a caracterizar a evolução da pluma ao longo de um plano longitudinal de algumas variáveis em altitude (Figura 4.8 – canto superior esquerdo). Na Figura 4.9, estão presentes os resultados dos cortes verticais sobre a pluma às 1430 UTC do dia 15 de outubro de 2017. A Figura 4.9a, mostra a variável de fumo (sombreado, m^2/s), enquanto na Figura 4.9b o movimento vertical do ar (sombreado, m/s), com os azuis a representar o movimento descendente do ar, e os vermelhos, o movimento ascendente do ar. Na Figura 4.9c, a humidade, representado pela variável RVT (sombreado, kg/kg) e na Figura 4.9d, a variável *graupel mixing ratio* – RGT (sombreado, kg/kg). Identifica-se uma perturbação no campo de RVT, dentro da região da pluma, com valores de humidade mais altos numa região mais elevada da atmosfera (Figura 4.9c – cores avermelhadas). No campo do vento, observa-se que a

velocidade vertical do vento apresenta velocidades aproximadamente nulas (cor verde) na região fora da pluma. Dentro desta, os movimentos verticais (ascendentes/descendentes) são mais intensos que na região circundante, sendo visível o impacto do fogo na atmosfera.

De maneira geral, é possível verificar o impacto da pluma em todas variáveis apresentadas, pois todas apresentam alguma perturbação no interior dela. Em particular, a região da pluma onde se verificou o aumento de vapor de água, corresponde ao local onde ocorreu formação de graupel (Figura 4.9d).

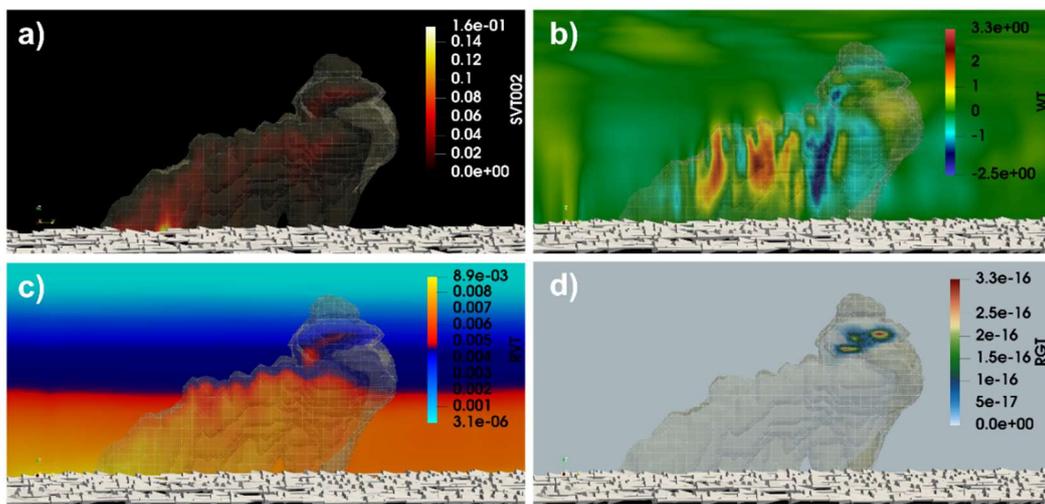


Figura 4.9: a) variação vertical do fumo, representado pela variável SVT002 (sombreado, m^2/s); b) variação vertical da velocidade vertical, representado pela variável WT (sombreado, m/s); c) variação vertical do vapor, representado pela variável mixing vapour ratio (sombreado, kg/kg); d) variação vertical do graupel, representado pela variável graupel mixing ratio (sombreado, kg/kg), para o dia de 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC. Vista Este da pluma, para o domínio de 400 m de resolução.

A Figura 4.10, ajuda a analisar melhor o transporte vertical de vapor de água. Na Figura 4.10a, possui a representação da variável RVT (sombreado, kg/kg) com a pluma de fumo, e na Figura 4.10b, a mesma variável, mas sem a pluma. No retângulo a tracejado está evidente uma maior concentração de vapor de água. O movimento vertical ascendente (ver Figura 4.9b), forçado pela presença do incêndio, induziu a advecção de vapor de água para níveis mais altos, permitindo a condensação do vapor. Esta evidência de condensação, foi encontrada por meio da presença de gotículas de nuvem – (cloud mixing ratio) RCT (figura não apresentada) e partículas de gelo (graupel mixing ratio) – RGT (Figura 4.9d).

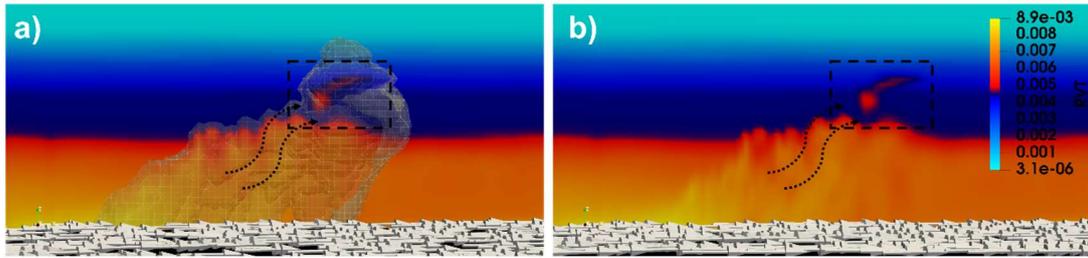


Figura 4.10: Representação do corte vertical, para o campo do vapor de água, representado pela variável RCT (sombreado, kg/kg), num quadrado a tracejado a representação do maior conteúdo de vapor de água, no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC: a) com a presença da pluma (esbranquiçado, m^2/s) e b) sem a presença da pluma. Vista Este da pluma, no domínio de 400 m de resolução.

Na Figura 4.11, pode ver-se o corte vertical para a energia cinética turbulenta, que representa uma medida para avaliar a intensidade do fluxo turbulento. As cores avermelhadas representam os maiores valores de turbulência. A energia cinética turbulenta é uma medida da intensidade das correntes ascendentes e descendentes de sub-escala devidos à existência de eddies (turbilhões).

O ar à superfície de um incêndio é mais quente que o ar adjacente em altitude e os fluxos turbulentos atuam para misturar o ar aquecido com o ar adjacente, aumentando a taxa de oxidação e combustão flamejante. Portanto, atua para misturar os gases aquecidos com os combustíveis não queimados, aquecendo-os e continuando a propagação do incêndio.

A intensidade da turbulência é maior junto à superfície (cores avermelhadas), o que facilita a mistura vertical das componentes dentro do ambiente do incêndio. Afeta o transporte de energia, facilitando que o calor atinga níveis mais altos da atmosfera, bem como o transporte de fumo e também de vapor de água. Na Figura 4.11, ainda se observa que junto ao sítio onde se formou gotículas de graupel, a energia cinética turbulenta é relativamente baixa, estando representada em tons de azul.

A Figura 4.12, contém a representação (Vista Este da pluma) obtida a partir do ParaView, onde se evidencia a presença da frente do fogo, o desenvolvimento da pluma (SVT002, m^2/s) e a condensação das diferentes espécies de hidrometeoros (azul, kg/kg). A partir de uma fotografia do local do incêndio (Figura 4.12b – Vista Sudoeste da pluma), é possível ver a evolução da pluma. Como é visível, a simulação representou bem a evolução da pluma.

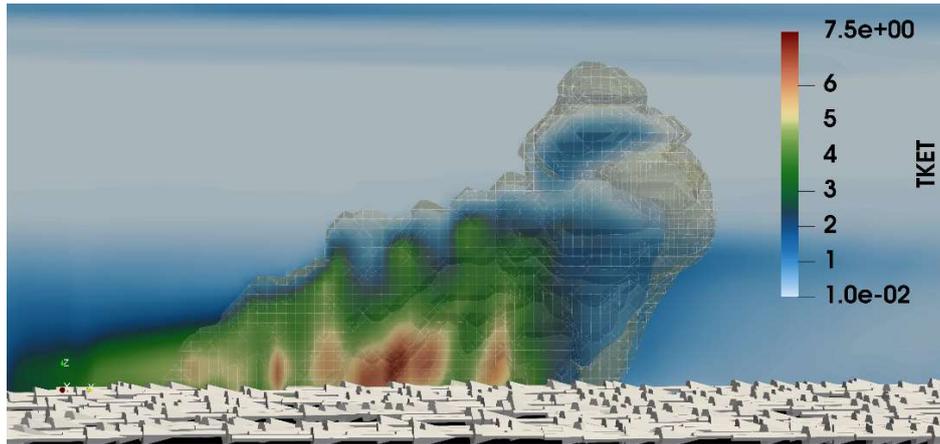


Figura 4.11: Corte vertical do campo da turbulência, representado pela variável turbulent kinetic energy – TKET (sombreado, m^2/s^2) no 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC. Vista Este da pluma, para o domínio dos 400 m de resolução.

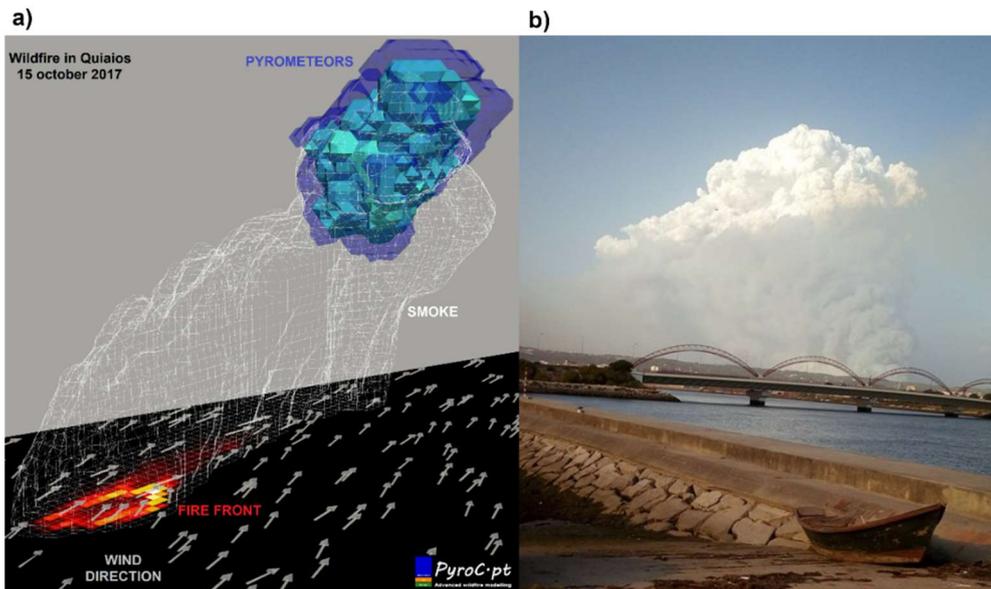


Figura 4.12: a) simulação obtida com o acoplamento do modelo atmosférico MesoNH e o modelo de propagação de fogo ForeFire (Vista de Sudeste). Variável de fumo representada pela variável SVT002 (sombreado, m^2/s), vento aos 10 m (vetores, m/s) e graupel e gotas de chuva (sombreado azuis, kg/kg), no dia 15 de outubro de 2017 às 1430 UTC, para o domínio dos 400m de resolução e b) foto do incêndio de Quiaios (Vista de Sudoeste) no dia 15 de outubro de 2017 (autor desconhecido), disponível em: http://www.fozaominuto.com/2017/10/incendios-no-concelho-da-figueira-da_15.html, acedido em 14 de outubro de 2022.

O modelo indica um segundo período de piro-convecção, no intervalo [1745 – 1815] UTC, tendo também simulado vestígios de RCT e RGT. Tal como foi dito anteriormente, o foco da análise piro-convectiva apenas se concentrou no primeiro período. No entanto, procurou-se analisar as alterações na atmosfera que levaram à intensificação dos incêndios ativos no final da tarde do dia 15. A Figura 4.13a mostra o

conteúdo de água precipitável (sombreado, mm), e o campo horizontal da pressão média ao nível do mar pode ser visto na Figura 4.13b. No local em estudo, os valores de água precipitável são entre [20 – 30] mm. No oceano, observa-se uma banda com valores superiores a 30 mm em direção ao território português. Em relação ao 1º momento de piro-convecção, verifica-se um aumento de água precipitável vinda do oceano. Este facto, junto com a Figura 4.4e-f, pode significar que o vento de Sudoeste transportou vapor de água do oceano para o continente.

No canto superior esquerdo da Figura 4.13b, observa-se um sistema de baixas pressões que traz para Portugal continental ventos de Sudoeste. O aumento de água precipitável e a mudança de ventos para Sudoeste, já referida acima, poderá ter contribuído para o aumento de humidade sobre os incêndios já ativos no domínio. Posto isto, o objetivo da realização da simulação de larga escala é observar o desenvolvimento do padrão sinóptico que predominava e que permitiu a mudança de direção do escoamento do vento e a rápida propagação dos grandes incêndios que ocorreram a partir do final da tarde do 15 de outubro.

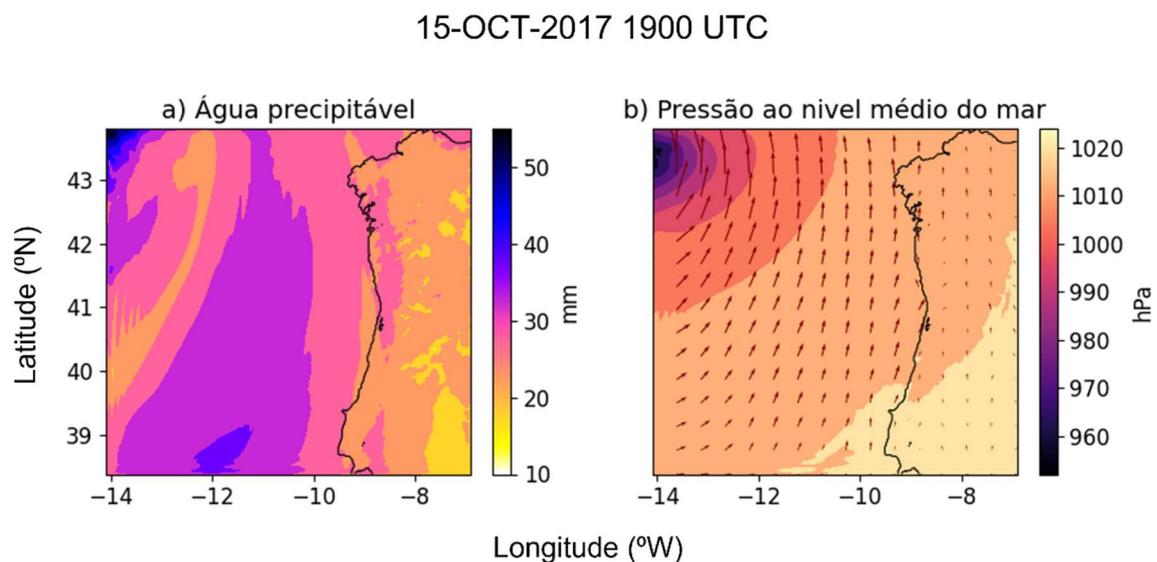


Figura 4.13: a) conteúdo de água precipitável (sombreado, mm) e b) pressão ao nível médio do mar (sombreado, hPa) e vento aos 10 m (vetores, hPa), no dia 15 de outubro de 2017 às 1900 UTC, para o domínio de resolução de 2000 m de resolução.

4.2 Simulação de larga escala

A revisão de literatura mostrou a presença do furacão Ophelia na costa leste do Oceano Atlântico Norte entre os dias 06 e 17 de outubro de 2017. Nesta secção, foi

explorado o desenvolvimento do sistema a partir dos resultados da simulação descrita na Secção 3.3.

A Tabela 4.1, foi construída com base no relatório de Stewart (2018) e foi subdividida em 4 períodos: (1) Estágio inicial durante os dias [04 – 06] de outubro; (2) Estágio do desenvolvimento da baixa pressão durante os dias de [09 – 13] de outubro; (3) Estágio da categoria máxima do furacão no dia 14 de outubro; (4) Período dos incêndios florestais no dia 15 de outubro.

Tabela 4.1: Desenvolvimento do furacão segundo a tabela disponibilizada por Stewart (2018).

<i>Estágio</i>	<i>Data</i>	<i>Tempo (UTC)</i>	<i>Categoria [1 a 5]</i>
1	06	1200	Baixa pressão
	09	0600	Tempestade Tropical
2	11	1800	Furacão 1
	12	1800	Furacão 2
	13	1200	Furacão 1
3	14	0000	Furacão 2
	14	1200	Furacão 3
	15	0000	Furacão 2
4	15	1800	Furacão 1
	16	0000	Ciclone Extratropical

Na Figura 4.14 pode ver-se a evolução do campo da pressão ao nível médio do mar antes do início da formação do sistema. O campo de pressão ao nível médio do mar para o dia 04 de outubro, mostra a presença de um sistema depressionário de latitudes

médias, centrado ao redor de 43°N e 42°W , com pressões inferiores a 995 hPa (Figura 4.14a-b).

O sistema de nuvens associado a essa depressão é facilmente identificado a partir da observação do satélite apresentada na Figura 4.15. A imagem de satélite indica que o ciclone extratropical já se encontra na fase de oclusão e que a frente fria do sistema, formada pela banda estreita de nuvens, estende-se até latitudes mais baixas.

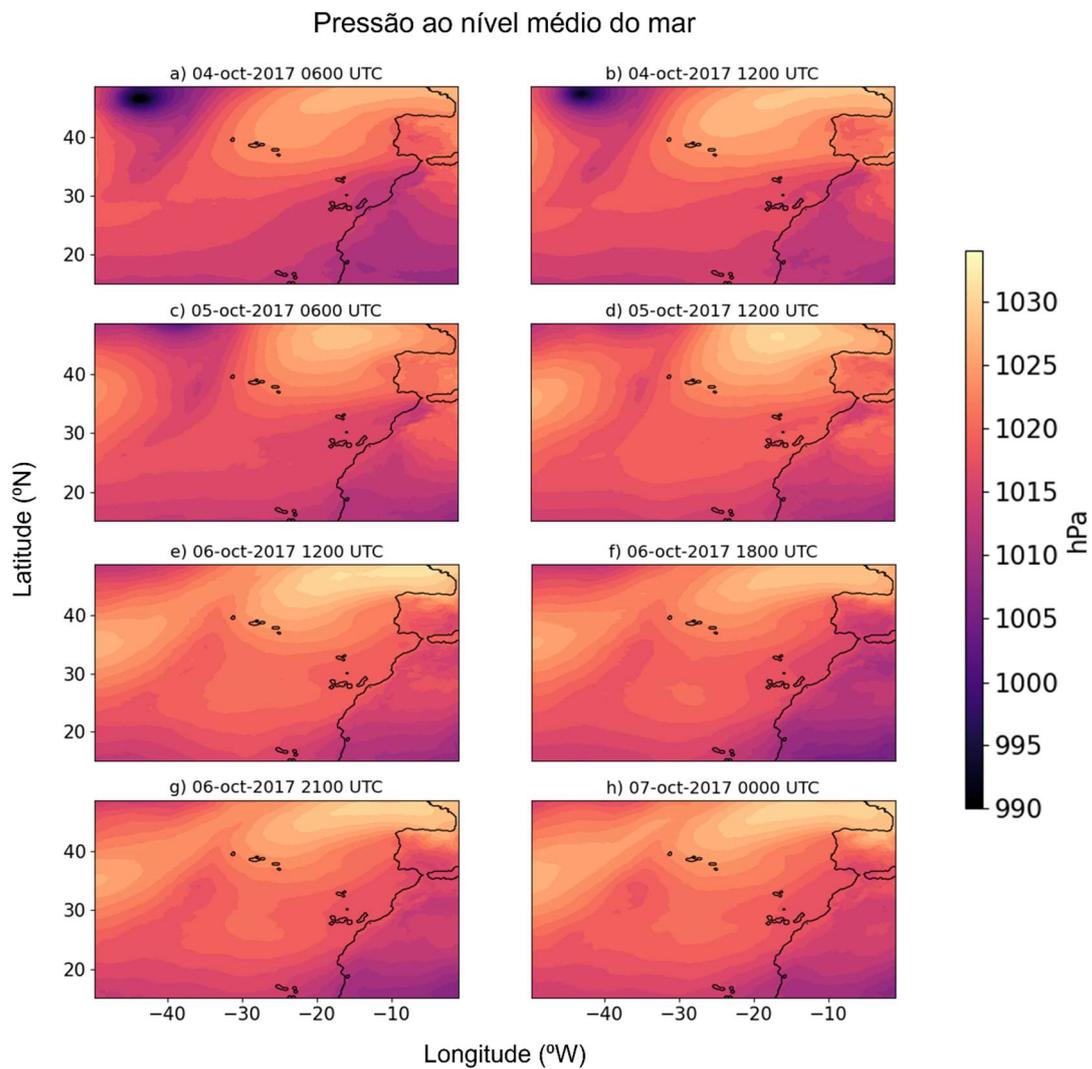


Figura 4.14: Pressão ao nível médio do mar (sombreado, hPa), relativo ao estágio inicial, para o domínio de 15 km de resolução.

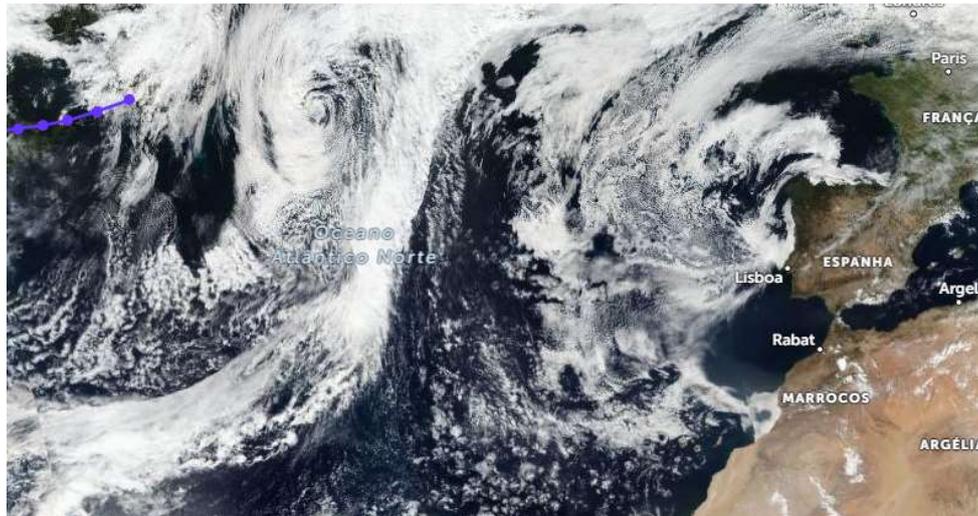


Figura 4.15: Imagem satélite para o dia 4 de outubro de 2017. Disponível em: <https://zoom.earth/maps/daily/#view=41.9,-34.9,4z/date=2017-10-04,pm>, acessado em 14 de outubro de 2022.

Relativamente ao campo de temperatura do ar próximo da superfície (15 metros), as Figuras 4.16a-b mostram a presença de uma massa de ar frio no canto superior esquerdo e uma massa de ar relativamente mais quente no resto do domínio. A frente fria apresentada na imagem de satélite anterior (Figura 4.15) encontra-se na região de maior gradiente horizontal de temperatura, marcando a transição entre a massa de ar frio e massa de ar quente, com as temperaturas a rondar os 20 °C.

Os ciclones extratropicais obtêm a sua energia fruto do gradiente de temperatura entre as massas de ar quente e fria. A massa de ar mais quente, nomeadamente na região alongada, com as temperaturas a rondar os 25 °C, representa o sector quente do ciclone extratropical, onde ocorre a advecção de ar mais quente para o centro do sistema depressionário. A transição entre a massa de ar quente e a massa de ar frio, corresponde a um local com muita instabilidade, marcada pela convergência de ar nos níveis mais baixos.

Na Figura 4.17 são apresentados resultados da simulação do MesoNH para a divergência horizontal aos 850 hPa (sombreado, s^{-1}), relativo às primeiras 12 horas de simulação, de 3 em 3 horas. Confirma-se a presença de uma baixa pressão, com uma longa banda visível no canto superior esquerdo e a sua frente associada a dirigir-se para Sudeste. Os valores positivos correspondem à divergência de ar (cor vermelha) e os valores negativos (cor azul) correspondem a zonas de convergência de ar.

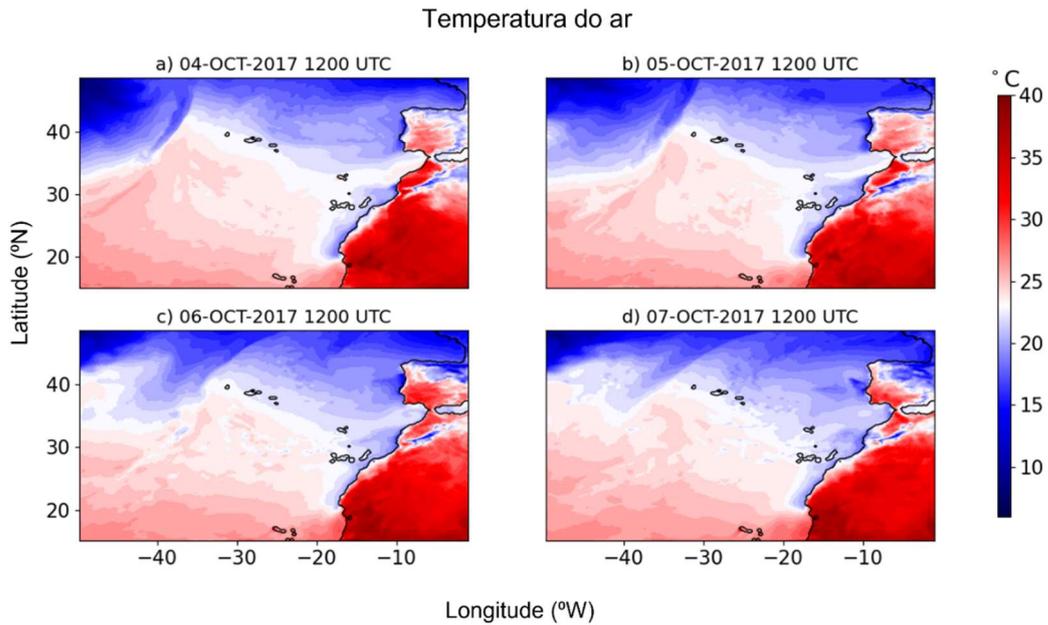


Figura 4.16: Temperatura à superfície (sombreado, °C) para as 1200 UTC dos dias: a) 4 de outubro de 2017; b) 5 de outubro de 2017; c) 6 de outubro de 2017 e d) 7 de outubro de 2017, para o domínio de 15 km de resolução.

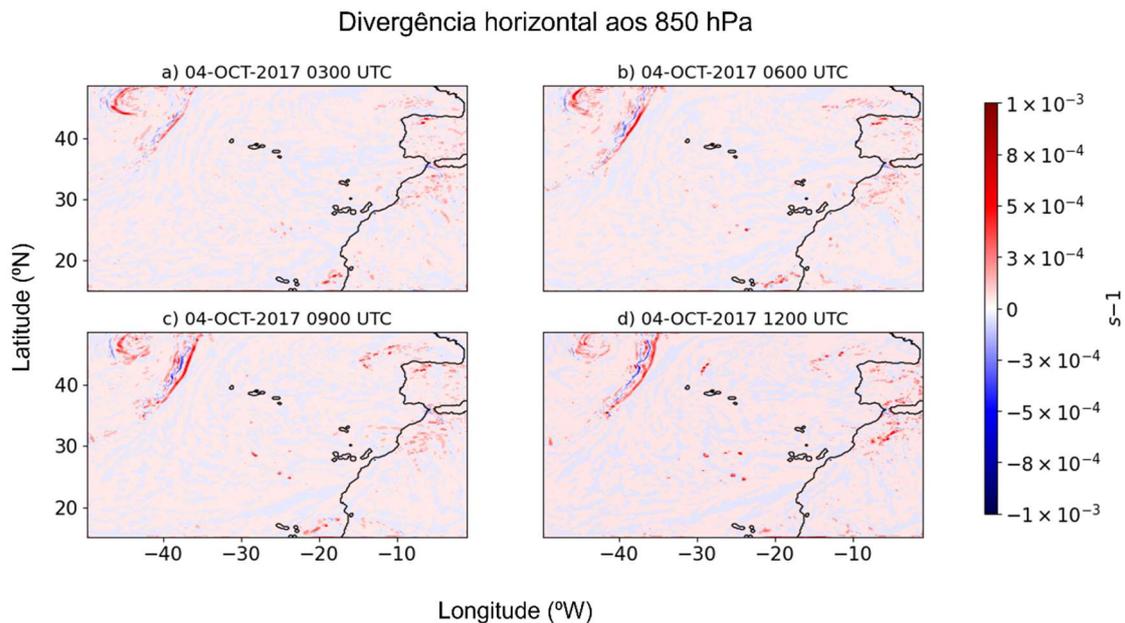


Figura 4.17: Divergência horizontal (sombreado, s^{-1}) simulada pelo MesoNH para o nível 850 hPa para as primeiras 12 horas de simulação: a) 4 de outubro de 2017 às 0300 UTC; b) 4 de outubro de 2017 às 0600 UTC; c) 4 de outubro de 2017 às 0900 UTC e d) 4 de outubro de 2017 às 1200 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.

O sistema frontal frio está bem definido entre os dias 04 e 05, e começa a dissipar-se a partir do dia 06 de outubro sendo coerente com o campo de temperatura simulado,

visto que a presença da frente fria identificada nas Figuras 4.16a-b perde a intensidade ao longo dos dias seguintes (Figuras 4.16c-d). A Figura 4.16c mostra ainda uma pequena região de temperaturas relativamente mais frias em redor de 39°W e 32°N, no entanto, nesta região predomina o ar mais quente com temperaturas de 25°C. Acompanhado com a dissipação da frente fria, esteve associado a queda de pressão na Figura 4.14c-d. Embora o sistema extratropical tenha iniciado a fase de dissipação a partir do dia 06 de outubro, a pressão ao nível do mar voltou a cair na região, no final do dia 06 de outubro (Figura 4.14e-g), sendo possível identificar um núcleo de pressão mínima centrado em 32°N e 36°W (Figura 4.14h), para o dia 7 de outubro às 0000 UTC.

Na Figura 4.18, está presente a vorticidade potencial aos 500 hPa (sombreado, PVU) ao longo do dia 06. É visível uma linha a vermelho-escuro, indicando valores elevados de vorticidade potencial ao longo da zona frontal que se encontrava na fase de dissipação. No entanto, esta “linha” com vorticidade potencial positiva começa a tornar-se cada vez mais ciclônica, apresentando uma forma mais encurvada.

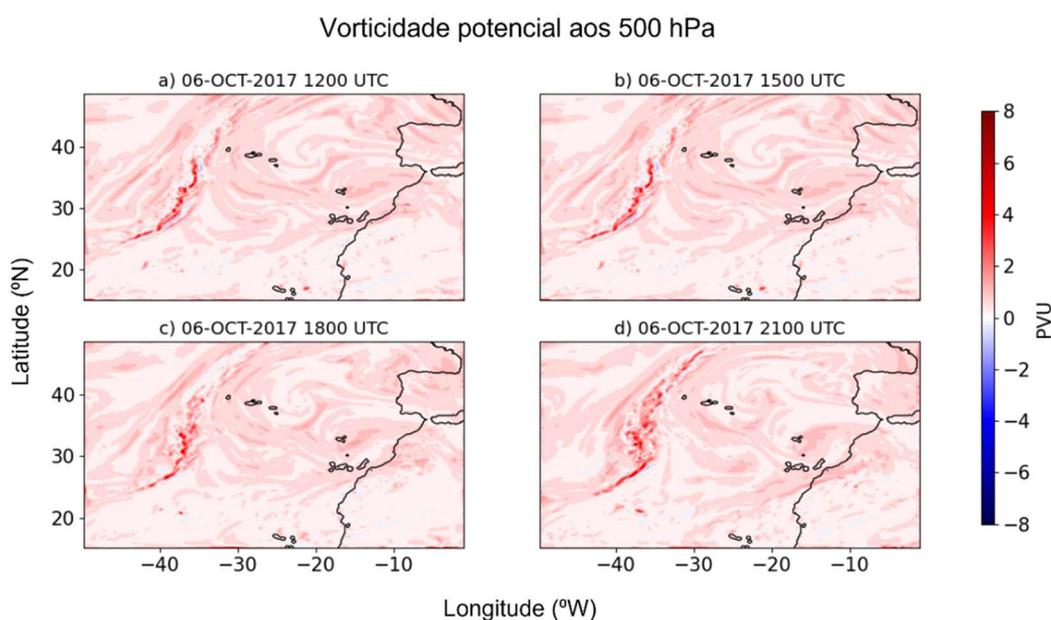


Figura 4.18: Vorticidade potencial ao nível 500 hPa para os 4 horários iniciais da formação da baixa pressão: a) 6 de outubro de 2017 às 1200 UTC; b) 6 de outubro de 2017 às 1500 UTC; c) 6 de outubro de 2017 às 1800 UTC e d) 6 de outubro de 2017 às 2100 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.

A Figura 4.19 mostra a divergência horizontal para a camada dos 500 hPa (sombreado, s^{-1}) e a representação da direção do vento (vetores, m/s) para o mesmo nível.

Aos 500 hPa, é de salientar a presença de um vale, visível pela convergência do vento a Oeste e divergência a Este, centrado no ponto 31°N e 38°W, existindo algumas zonas de divergência positiva no interior deste vale (Figura 4.19). A ocorrência de divergência em altitude, indica que à superfície existe convergência de ar, de forma a conservar a continuidade de massa. A remoção de ar acima da coluna de ar, baixa a pressão atmosférica à superfície e força o ar vizinho da coluna de ar a convergir em direção ao centro. Como resultado da convergência, a vorticidade ciclónica da coluna aumenta contribuindo para os movimentos verticais do ar e para a ocorrência da ciclogénese. Portanto, a ocorrência de divergência em altitude por cima da frente fria, contribuiu para que a pressão decaísse à superfície, tal como discutido na análise à pressão média do mar (Figura 4.14).

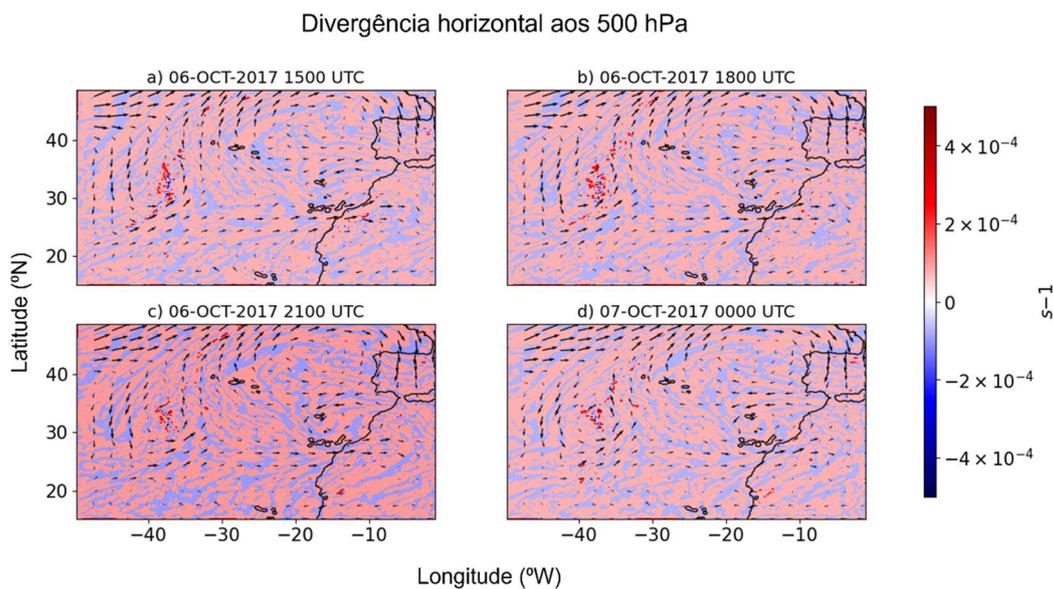


Figura 4.19: Divergência horizontal (sombreado, s^{-1}) e intensidade do vento (vetor, m/s) para o nível 500 hPa: a) 6 de outubro de 2017 às 1500 UTC; b) 6 de outubro de 2017 às 1800 UTC; c) 6 de outubro de 2017 às 2100 UTC e d) 7 de outubro de 2017 às 0000 UTC, para o domínio de 15km de resolução.

A evolução descrita acima, ocorreu sobre um oceano com temperaturas superficiais entre 24 e 28 °C (cores laranja/vermelho), como mostra a Figura 4.20, para o dia 05 de outubro às 0000 UTC. Comparou-se a SST retirada das análises do centro europeu no dia 05 de outubro com a média climática do mês de outubro para o período de 30 anos [1987 – 2017]. O resultado pode ser visto na Figura 4.21. Na região onde o sistema se formou, ([30 – 40] °N e [40 – 45] °W) os valores da SST eram da ordem dos 20 °C a 24 °C (cor verde e amarela). Portanto, a SST durante a passagem do sistema

frontal encontrava-se mais alta em relação à média climática, com uma anomalia positiva de 2 °C a 4 °C relativamente ao valor médio no mês de outubro, o que ajudou no desenvolvimento deste sistema com características tropicais.

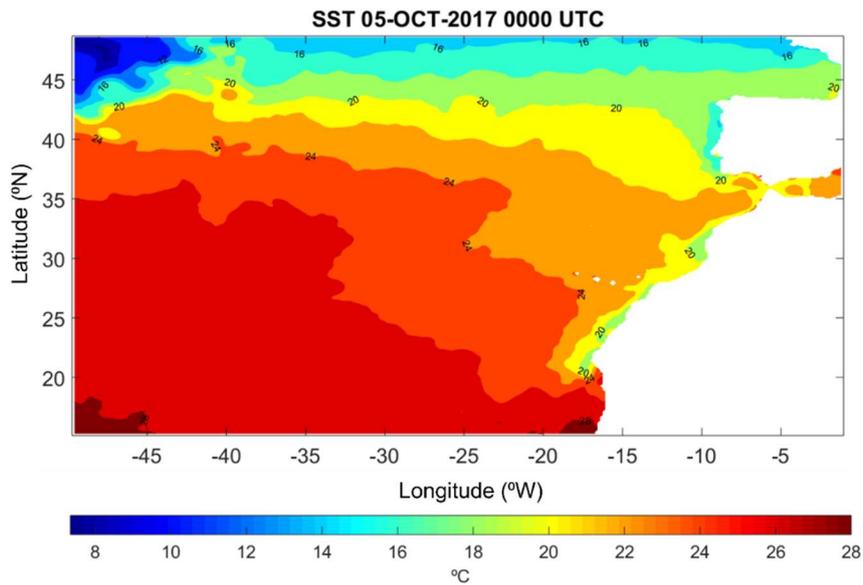


Figura 4.20: Temperatura da superfície do mar (sombreado, °C) para o dia 5 de outubro de 2017 às 0000 UTC, obtido a partir das análises do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

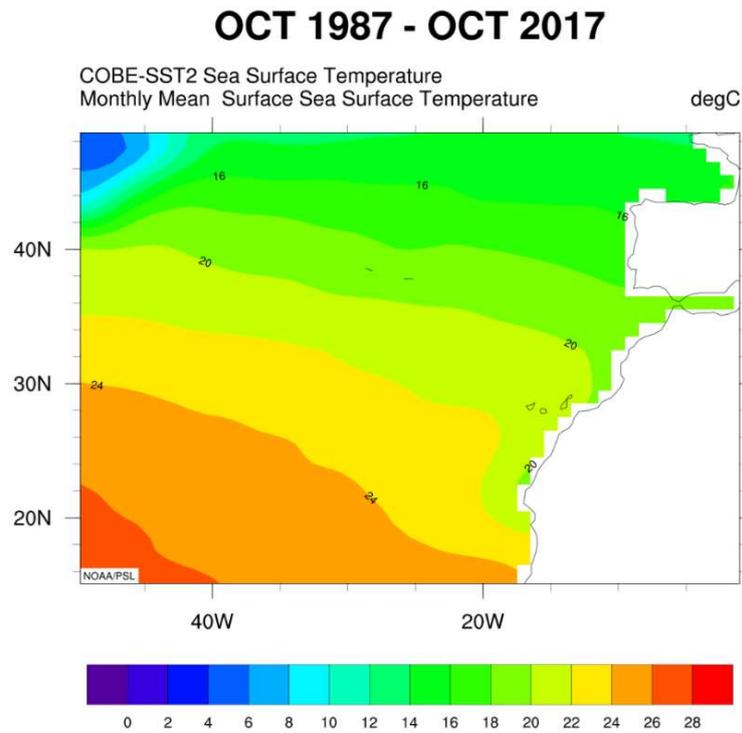


Figura 4.21: Média da temperatura da superfície do mar (sombreado, °C) do COBE-SST2, para os meses de outubro no período [1987 – 2017].

Na análise anterior, no primeiro estágio (Tabela 4.1), apresentou-se o decaimento da pressão que deu origem a uma baixa pressão, que se manteve até o dia que o sistema transitou para tempestade tropical, no dia 09 de outubro. No segundo estágio apresentado na Tabela 4.1, analisou-se a evolução do sistema desde o dia 09 até o dia em que evoluiu para furacão de categoria 3 (dia 14). Na Figura 4.22 é apresentada a evolução do sistema para o segundo estágio, representado pela pressão ao nível médio do mar (sombreado, hPa) e o vento aos 10 m (vetores, m/s). Observa-se a diminuição da pressão ao longo dos dias, à medida que o sistema aumenta de intensidade. Todas as fases correspondentes estão indicadas na Tabela 4.1.

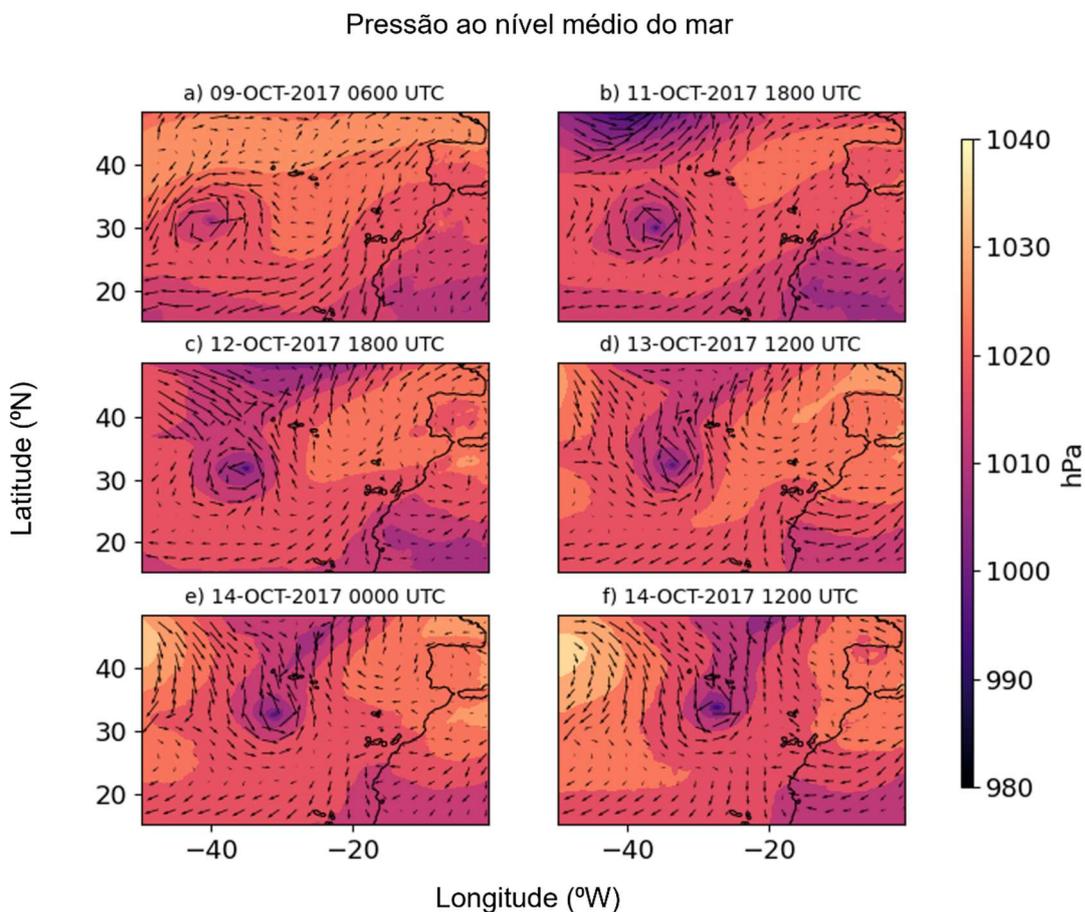


Figura 4.22: Pressão ao nível médio do mar (sombreado, hPa) e vento aos 10m (vetores, m/s) para o segundo estágio da Tabela 4.1. A categoria correspondente a cada figura está representada na mesma tabela, para o domínio de 15 km de resolução.

À medida que evolui, o sistema move-se em direção ao território português. Por exemplo, no dia 09, quando o sistema foi classificado como tempestade tropical, este apresentava valores mínimos de pressão da ordem de 1010 hPa e estava centrado em 30°N e 40°W (Figura 4.22a). O sistema continuou a sua intensificação nos dias seguintes,

atingindo pressões inferior a 1000 hPa a partir do dia 11 (Figura 4.22b), quando foi classificado como furacão de categoria 1. No dia 12 o furacão evoluiu para categoria 2 (Figura 4.22c) e voltou à categoria 1 no dia 13 (Figura 4.22d). No dia 14 o furacão voltou a intensificar-se novamente para categoria 2 (Figura 4.22e), atingindo o máximo de desenvolvimento às 1200 UTC desse dia (Figura 4.22f – categoria 3).

O terceiro período analisado é referente ao dia em que o Ophelia atingiu a categoria 3 (14 de outubro de 2017 às 1200 UTC), sendo classificado como grande furacão (Tabela 4.1). O furacão manteve-se nesta categoria até o final do dia. A Figura 4.23 mostra a intensidade do vento (sombreado, m/s) e direção do vento (vetores, m/s) para 4 níveis da atmosfera: superfície, 850 hPa, 500 hPa e 250 hPa (escalas de intensidade diferentes). O centro do sistema encontrava-se a Sul do arquipélago dos Açores (33.8°N e 28°W). O modelo simulou ventos mais intensos aos 850 hPa, no centro do furacão do que à superfície, com intensidades na ordem dos 26 m/s e 36 m/s (Figuras 4.23a e 4.23b, respetivamente), estendendo-se na atmosfera até os níveis médios (Figura 4.23c), mostrando possuir um grande desenvolvimento vertical. A circulação ciclônica começa a dissipar-se ao nível dos 500 hPa, sendo que já não é visível aos dos 250 hPa (Figura 4.23d).

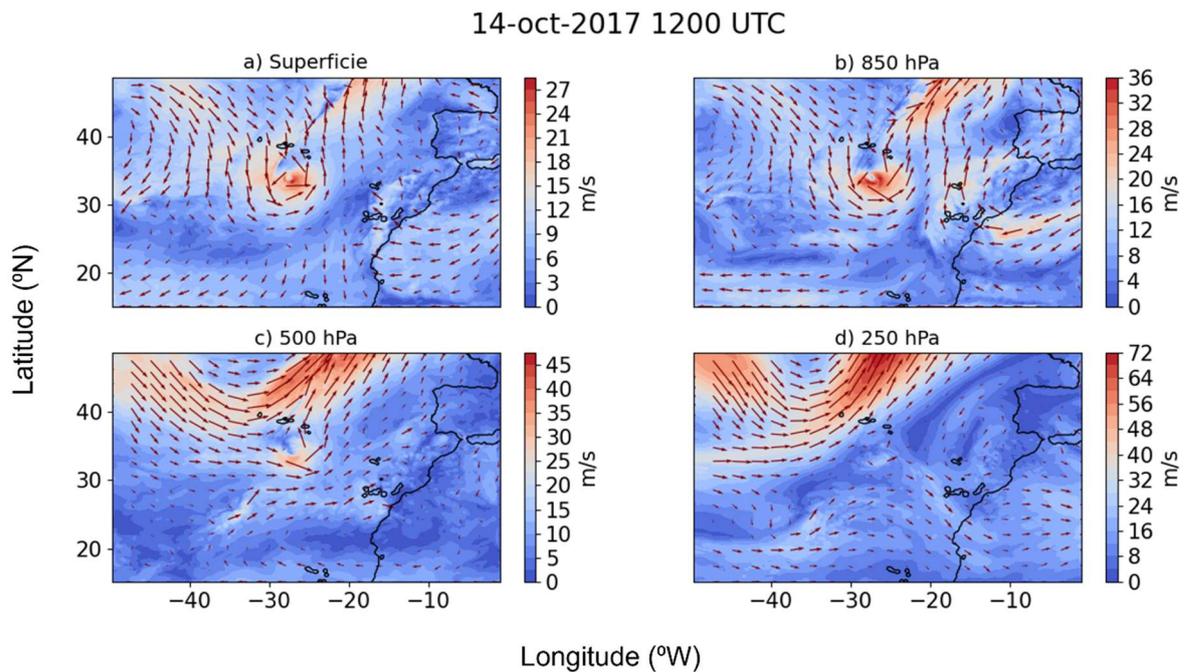


Figura 4.23: Intensidade do vento (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 14 de outubro de 2017 às 1200 UTC para os níveis da atmosfera: a) superfície; b) 850 hPa; c) 500 hPa e d) 250 hPa, para o domínio de 15 km de resolução.

A Figura 4.24 mostra a imagem de satélite para o dia 14 de outubro de 2017 às 1656 UTC. Identifica-se uma região de precipitação intensa, localizada próxima ao centro do sistema (nomeadamente, no sector nordeste) com valores na ordem dos 70-80 mm/h. Para a observação do sistema precipitante a partir do modelo, foram realizados os diagnósticos para a representação da temperatura de topo de nuvem que seria observada pelo satélite MeteoSat e a refletividade observada pelo do RADAR meteorológico, Figuras 4.25 e 4.26, respetivamente, para o mesmo dia às 1500 UTC.

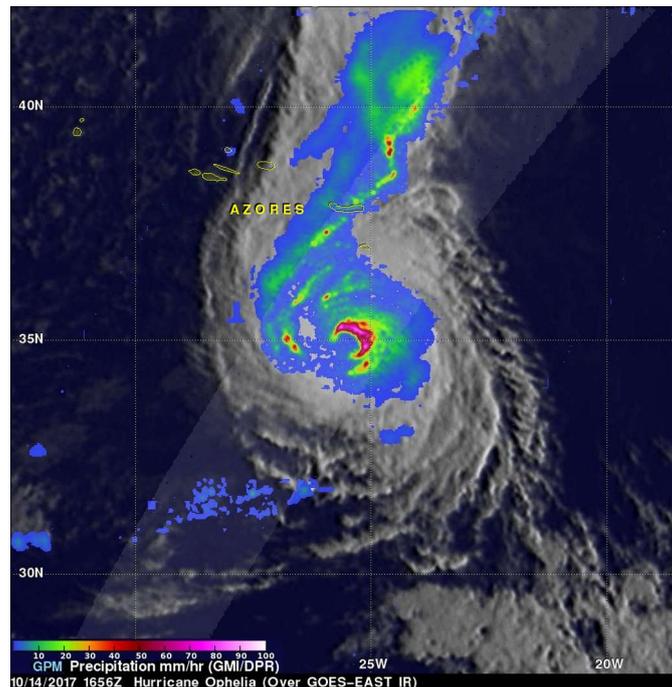


Figura 4.24: Os instrumentos de Microwave Imager (GMI) e Dual-Frequency Precipitation Radar (DPR) do GPM registaram dados que mostraram os locais de precipitação forte associadas ao furacão Ophelia para o dia 14 de outubro de 2017 às 1656 UTC. Fonte: <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2017/ophelia-atlantic-ocean>, acedido em 14 de outubro de 2022.

Na Figura 4.25, está presente o resultado da simulação para a temperatura de brilho (sombreado, K) do satélite MeteoSat, que mede as temperaturas de topo das nuvens. Na figura identificam-se valores de temperatura a rondar os 230 K (verdes e laranjas), em redor do olho do furacão e numa banda estendida para nordeste a partir do centro do sistema. No sector Norte da parede do olho do furacão, identificou-se nuvens com os topos muito frios, indicadas pela presença de temperaturas de 200 K. Estas temperaturas frias, indicam grande desenvolvimento vertical e provavelmente convecção profunda dentro do setor.

Na Figura 4.26, está presente o campo de refletividade do RADAR simulado pelo MesoNH (sombreado, dBz). Os maiores valores de dBz indicam valores mais altos de refletividade e, portanto, indicam a presença de tamanhos maiores de hidrometeoros. É de destacar, que a banda com maiores valores de refletividade (acima de 40 dBz, cor vermelha), é concordante com a banda de nuvens com temperaturas de topo mais baixas visível na Figura 4.25, assim como, é semelhante à banda de valores máximos de precipitação horária mostrada na Figura 4.24.

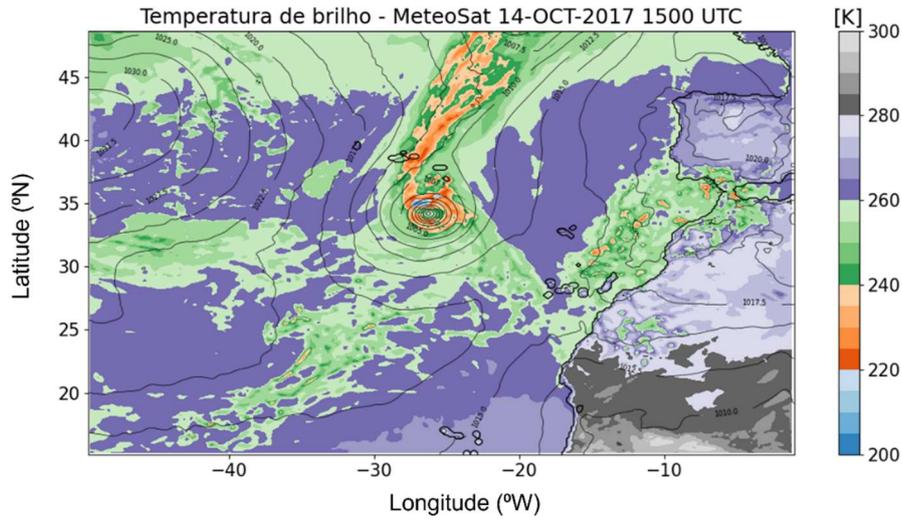


Figura 4.25: Temperatura de brilho (sombreado, K) das nuvens simulada pelo MesoNH para o simulador de satélite Meteosat e pressão ao nível médio do mar (isolinha, hPa) no dia 14 de outubro de 2017 às 1500 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.

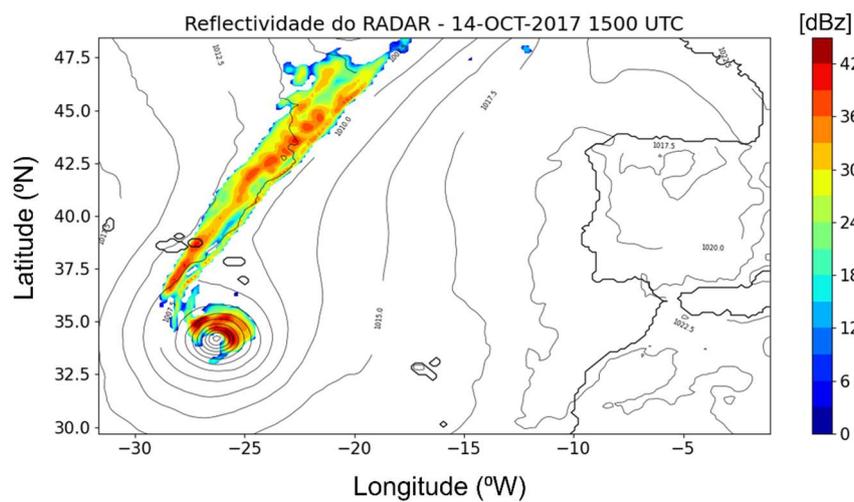


Figura 4.26: Refletividade do RADAR (sombreado, dBz) simulada pelo RADAR e pressão ao nível médio do mar (isolinha, hPa) no dia 14 de outubro de 2017 às 1500 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.

O 4º e último período analisado, corresponde ao dia em que estiveram ativos incêndios em Portugal continental, tal como explicado no Capítulo 2. O furacão perdeu intensidade no dia 15 de outubro (Tabela 4.1), decaindo para um furacão de categoria 2 às 0000 UTC do dia 15 de outubro e para categoria 1 às 1800 UTC (Tabela 4.1).

Para analisar o campo do vento, foram traçadas as rajadas (Figura 4.27) e a intensidade do vento (Figura 4.28 e 4.29). A Figura 4.27, mostra as rajadas do vento (sombreado, m/s) e a direção do vento aos 10m (vetores, m/s). A simulação mostra o furacão a aproximar-se do território português ao longo do dia 15 (Figura 4.27a-d), sendo observável a mudança da direção do vento sobre Portugal: no início da tarde é de Sudeste e a partir das 1800 UTC, o vento roda de Sudeste para Sudoeste.

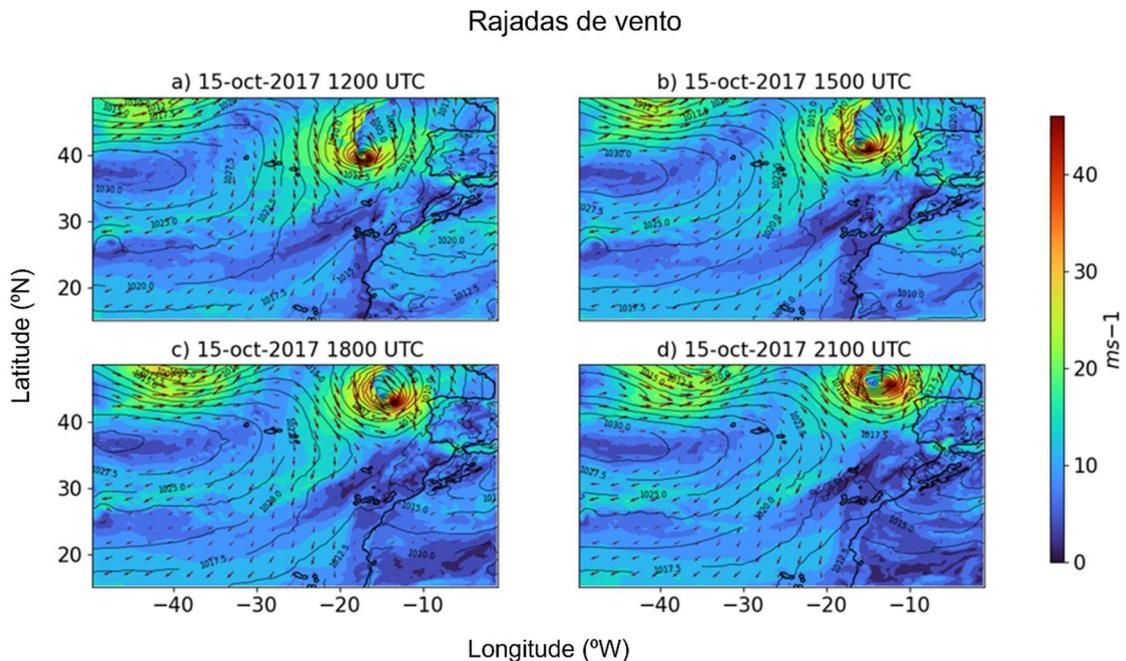


Figura 4.27: Rajadas (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 nas horas: a) 1200 UTC; b) 1500 UTC; c) 1800 UTC e d) 2100 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.

Nas Figuras 4.28 e 4.29 está representado o valor da intensidade (sombreado, m/s) e a direção do vento (vetores, m/s) correspondente a dois níveis: à superfície e aos 850 hPa, para as 1800 UTC e às 2100 UTC do dia 15 de outubro de 2017, respetivamente. A figura revela que a intensidade do vento é maior aos 850 hPa nos dois horários, com valores superiores a 12 m/s (Figuras 4.29a e 4.30a) à superfície, enquanto aos 850 hPa apresenta valores superiores a 24 m/s (4.28b e 4.29b).

No entanto, o modelo simulou rajadas de vento acima dos 10 m/s (azul), com picos acima de 15 m/s (azul-esverdeado) na costa portuguesa (Figura 4.27a-d). Desta forma, o vento induzido pela aproximação do Ophelia influenciou a propagação errática dos incêndios ativos no dia 15 para Norte/Nordeste a partir do final do dia.

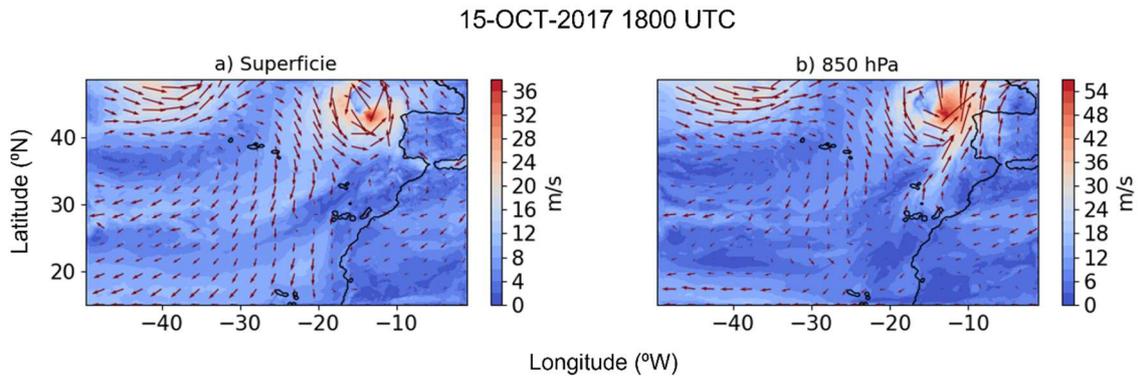


Figura 4.28: Intensidade do vento (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 às 1800 UTC nos níveis: a) superfície e b) aos 850 hPa, para o domínio de 15 km de resolução.

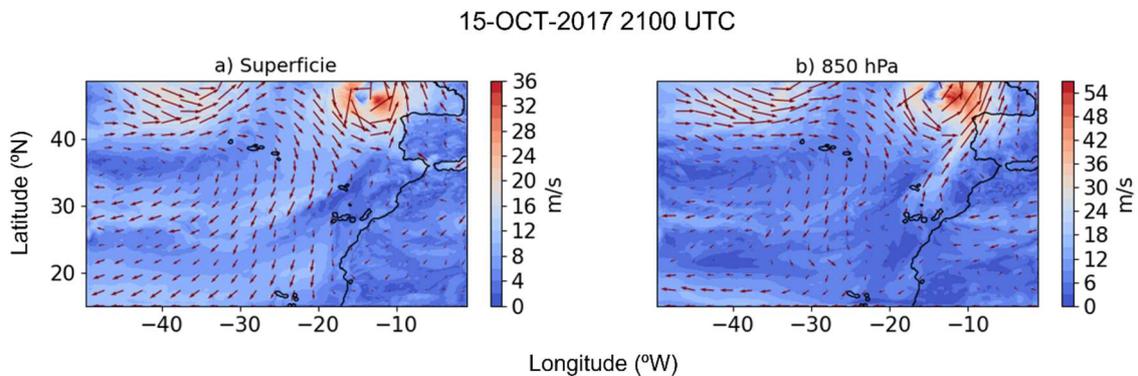


Figura 4.29: Intensidade do vento (sombreado, m/s) e vento aos 10 m (vetores, m/s) para o dia 15 de outubro de 2017 às 2100 UTC nos níveis: a) superfície e b) aos 850 hPa, para o domínio de 15 km de resolução.

A Figura 4.30 mostra o campo de água precipitável simulada para 4 instantes a partir das 1500 UTC do dia 15 de outubro (Figura 4.30a) até às 0000 UTC do dia 16 de outubro (Figura 4.30d), quando o Ophelia iniciou a transição extratropical. A figura mostra que o sistema contribuiu para o transporte de vapor de água para Portugal entre a noite do dia 15 e madrugada do dia 16 de outubro. A zona afetada pelo Ophelia, apresenta

os maiores valores de água precipitável, com uma extensa banda com valores superiores a 40 mm (cor roxo/azul). Esta banda começa a atingir Portugal, trazendo humidade a partir das 1800 UTC (Figura 4.30b), concordante com o aumento de humidade verificada na secção anterior. Tal situação pode ter sido crucial para o desenvolvimento das nuvens piro-cumulonimbus que se desenvolveram na coluna de convecção dos incêndios ocorridos no interior de Portugal e mencionado no Capítulo 2.

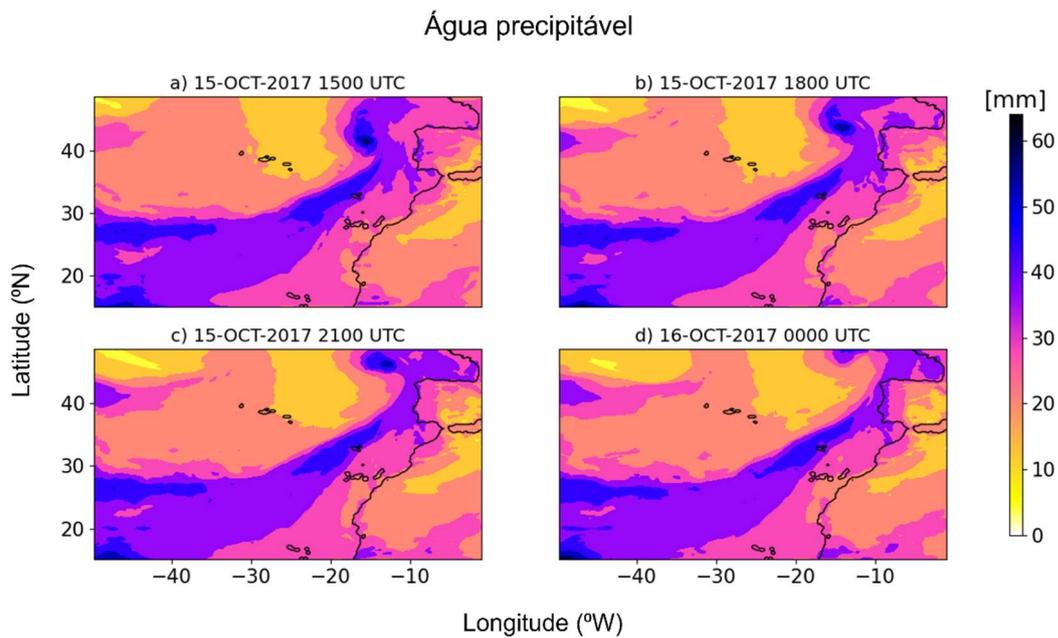


Figura 4.30: Conteúdo de água precipitável (sombreado, mm) para os horários: a) 15 de outubro de 2017 às 1500 UTC; b) 15 de outubro de 2017 às 1800 UTC; c) 15 de outubro de 2017 às 2100 UTC e d) 16 de outubro de 2017 às 0000 UTC, para o domínio de 15 km de resolução.

Capítulo 5 – Discussão dos resultados

O trabalho desenvolvido nesta dissertação pode ser dividido em duas partes, a primeira parte está associada às condições atmosféricas locais e regionais que condicionaram e foram alteradas pelo incêndio de Quiaios e a segunda parte está associada às condições de escala sinóptica, as quais interagem de forma a dar origem aos fenômenos atmosféricos e às condições para a propagação do fogo identificados ao longo do capítulo anterior.

Recorrendo a modelação atmosférica, a primeira experiência numérica foi realizada acoplando o modelo atmosférico MesoNH com o modelo de propagação de fogo ForeFire. A simulação de alta resolução temporal e espacial, possibilitou observar as alterações que os fluxos provenientes do fogo (calor e humidade) provocam na atmosfera, nomeadamente com a observação da formação de nuvens piro-convectivas. As validações qualitativas do modelo, com recurso aos dados observados, deram bons resultados, dando confiança nos resultados obtidos com a experiência numérica.

A piro-convecção é o fenómeno atmosférico relacionado com a convecção induzida pelo próprio incêndio e que ocorre no interior da pluma. A ascensão de ar dentro da pluma, pode contribuir para a formação de nuvens piro-convectivas. Vários trabalhos procuraram entender o fenómeno e analisar os fatores que ocorrem na atmosfera e no próprio incêndio que possam contribuir para o seu desenvolvimento (Badlan et al., 2021a, 2021b; Duane et al., 2021; Laureau e Clements, 2016). O caso de estudo selecionado foi o mega-incêndio de Quiaios que ocorreu no dia 15 de outubro de 2017. Dos relatórios existentes para os mega-incêndios de outubro de 2017 (CTI, 2018; Simões et al., 2018), nenhum relata atividade piro-convectividade sobre o incêndio de Quiaios. CTI (2018), apenas identificou os incêndios de Pataias, Arganil, Lousã e Sertã com a formação de nuvens piro-cumulonimbus. Mas as fotografias do incêndio de Quiaios no dia 15 de outubro de 2017, mostravam a presença de um piro-cúmulo (ver na sessão 3.1).

Na simulação, o incêndio foi imposto a partir do horário das 1330 UTC (14h30 local), seguindo os relatórios oficiais. Apesar de o ForeFire poder simular a propagação do fogo (Filippi et al., 2018), no presente estudo, o interesse foi apenas estudar os efeitos dos fluxos provenientes do incêndio na estrutura da atmosfera. A simulação acoplada permitiu observar a advecção de vapor de água dentro da pluma do incêndio e identificar

a formação de gotículas de nuvem (variável RCT) e o processo de congelação que deu origem ao graupel (variável RGT).

Para a caracterização do evento, foram analisadas as condições atmosféricas à superfície e a estrutura vertical da atmosfera do local em estudo. No início da tarde, as análises das condições meteorológicas à superfície mostraram temperaturas acima dos 30 °C e humidades relativas abaixo de 30% para todo o domínio, condições que são favoráveis à ignição e propagação de incêndios. Neste período, o escoamento do vento era predominante de Sudeste.

Relativamente à estrutura vertical da atmosfera, o diagrama simulado mostrou uma atmosfera seca e quente à superfície, sobre a qual assenta uma camada atmosférica mais húmida nos níveis médios. Estudos anteriores sobre a formação de PiroCu/PiroCb (Giannaros et al. 2022; Tory et al., 2018; Peterson et al., 2017; Larean e Clements, 2016; Rosenfeld et al., 2007; Goens e Andrews, 1998), permitem concluir que o desenvolvimento de piro-cumulus está associado a situações meteorológicas em que as sondagens verticais da atmosfera apresentam uma configuração típica de V invertido, correspondentes a uma atmosfera seca e quente à superfície, seguida de uma camada mais húmida na média troposfera. Este tipo de diagrama possui o LCL muito elevado, indicando que pode ocorrer o desenvolvimento de nuvens, porém de base alta.

Portanto, com esta estrutura vertical, é improvável que uma parcela de ar consiga ascender por flutuabilidade da parcela até à LCL, para condensar e formar nuvens. No entanto, a presença do incêndio forneceu energia suficiente para que o ar ascendesse em altitude, atingisse o LCL, permitindo a condensação do vapor de água. O modelo indicou a existência de movimento vertical ascendente de vapor de água em altitude. Esta advecção de vapor de água, transportou humidade desde a superfície até acima da LCL. Por mais que o perfil vertical de razão de mistura do vapor indicasse valores superiores 8 g/kg, próximo à superfície, estes são ainda muito inferiores aos valores observados durante eventos de precipitação extrema (e.g., $MRV > 15$ g/kg), por exemplo Figura 6.a em Couto et al. (2016). No entanto, provavelmente influenciou a injeção de humidade na pluma, em adição ao vapor de água evaporado pelo combustível durante a combustão. De acordo com a simulação, a nuvem piro-cúmulo ocorreu às 1430 UTC (15h30 local). Das fotografias do local, indicadas na Figura 3.2, apenas na Figura 3.2e existe referência à hora. A fotografia mostra a pluma de fumo a cinzento, e a existência de nuvem piro-

convectiva em branco, a qual foi tirada às 15h14 no local. De forma notável, o modelo simulou a existência de um piro-cúmulo às 15h30 local.

A simulação mostrou toda a evolução da propagação do fogo e desenvolvimento da pluma ao longo do dia, bem como a mudança de direção do fluxo do vento, de Sudeste no início da tarde para Sudoeste a partir das 1700 UTC.

Na segunda experiência numérica, foi realizada uma simulação de larga escala, com um único domínio, não acoplada, para caracterização das condições sinópticas e para a análise dos sistemas ativos na atmosfera, que tenham determinado a mudança de direção do fluxo do vento, de Sudeste para Sudoeste, bem como condicionado a evolução dos grandes incêndios no final do dia 15 de outubro.

Vários estudos anteriores (Moore, 2021; Moore, 2019; CTI, 2018; Simões et al., 2018), já tinham referido a presença do furacão Ophelia no oceano Atlântico. Neste caso, devido ao grande domínio horizontal e às limitações do sistema de cálculo, foi necessário baixar a resolução, de maneira a identificar o Ophelia em todas as suas fases. A vantagem do uso desta simulação, face ao uso das análises já existentes, por exemplo do Centro Europeu (ECMWF), GFS ou *Arpege*, é que o modelo resolve toda a dinâmica da atmosfera, enquanto as análises apenas arquivam as variáveis básicas. As simulações também foram configuradas para produzir resultados com uma maior resolução temporal do que as análises. A análise ao campo da pressão ao nível médio do mar e da temperatura do ar próxima da superfície, permitiu identificar a presença de uma frente fria associada a um ciclone extratropical. O modelo mostrou que o Ophelia se desenvolveu a partir dessa frente fria, concordante com o relatório de Stewart (2018). Como uma zona frontal é um local de grande instabilidade atmosférica, procurou-se analisar algumas variáveis atmosféricas que possam ter contribuído para a convergência do ar na frente fria, para que a partir de uma zona de grande instabilidade, tenha permitido a convecção organizada e criação de uma região de circulação ciclónica.

Na literatura existente, Stull (2017) identificou as frentes frias como um dos *triggers* sinópticos para o desenvolvimento de baixas tropicais, onde os sistemas extratropicais ao se deslocarem em direção ao Equador, podem desencadear baixas tropicais. No caso do Ophelia, a frente fria não se aproximou do Equador, e formou-se numa latitude muito a Norte – a baixa tropical registada em Stewart (2018) foi de 31.8°N, enquanto a latitude simulada pelo modelo foi de aproximadamente 32°N. No entanto, as

latitudes típicas de ciclogênese situam-se entre os [5 – 20] °N (NOAA, 2021; Wang e Liu, 2017; Ciasto e Li, 2016), onde a temperatura é favorável ao desenvolvimento de furacões. Fora destas latitudes, a SST é normalmente mais baixa e por esta razão, a variável SST também foi analisada. O estudo mostrou que a SST no mês de outubro de 2017 era mais elevada em relação à média climática do período [1987 – 2017], de aproximadamente de 22 °C, com uma anomalia positiva de cerca de 4 °C na região de formação da baixa pressão.

A análise da divergência horizontal em altitude mostrou divergência positiva até pelo menos ao nível dos 500 hPa. A presença de divergência de ar em altitude, contribuiu para reforçar a convergência de ar à superfície e conseqüente diminuição da pressão, também simulada pelo modelo a partir do dia 6, concordante com Stewart (2018).

Uma vantagem de utilizar esta simulação de larga escala, é que o sistema de diagnóstico do modelo permite diagnosticar variáveis como observações de satélite (MeteoSat) e refletividade de RADAR meteorológico, que podem ser comparadas com as imagens observadas. Ambos os campos identificaram o sistema precipitante, representando toda a faixa de convecção profunda associada às nuvens cumulonimbus ao longo da parede do olho, revelando temperaturas de topo das nuvens na ordem dos 200 K. Estas baixas temperaturas estão associadas a um grande conteúdo em água precipitável e a elevados valores de precipitação. Os resultados simulados, mostraram semelhanças com os dados satélite MeteoSat e RADAR existentes.

No dia 15 de outubro, a simulação mostrou a aproximação do furacão Ophelia ao redor da costa portuguesa, induzindo a circulação de ventos de Sudoeste sobre o território. Junto ao território português, o sistema induziu rajadas acima dos 20 m/s vindas do oceano. No final do dia, quando o furacão iniciou a transição extratropical, foi simulada advecção de humidade para o continente. Estes resultados são concordantes com o relatório de Simões et al. (2018), que mostrou a partir das análises do centro europeu, valores de água precipitável acima de 20 mm em Portugal Continental e uma longa faixa para Sudoeste associada ao furacão com valores acima de 35 mm para o dia 15 de outubro às 1800 UTC. Este aumento de água precipitável na atmosfera, trazido pelo furacão só se traduziu em precipitação no final do dia 16 (Simões et al., 2018).

Para além da indução de ventos fortes, a passagem do Ophelia ao redor da costa mostrou também que este afetou indiretamente a qualidade do ar. Vários estudos

analisaram a sua influência no transporte de poeiras tanto do deserto do Sahara como do fumo dos incêndios aquando da passagem pela costa portuguesa, assim como a alteração química da atmosfera (Akritidis et al., 2020; Moore, 2019). No dia 16 de outubro, Ophelia acabou por transitar para ciclone extratropical (Rantanen et al., 2020; Moore, 2019; Stewart, 2018).

O esquema ilustrativo da Figura 5.1 sintetiza os resultados desta dissertação mostrando os principais aspetos identificados com o desenvolvimento do trabalho, divididos entre o ambiente da escala local (Figura 5.1a) e o ambiente da larga escala (Figura 5.1b). A simulação acoplada permitiu analisar o desenvolvimento de nuvens dentro da pluma, forçadas pelos fluxos de calor e vapor de água provenientes do incêndio, com recurso ao modelo de propagação de fogo ForeFire (aspeto que atualmente ainda não é possível representar nos modelos operacionais de previsão numérica do tempo). A simulação de larga escala permitiu observar o impacto de um sistema meteorológico na propagação dos incêndios ocorridos em Portugal no dia 15 de outubro de 2017.

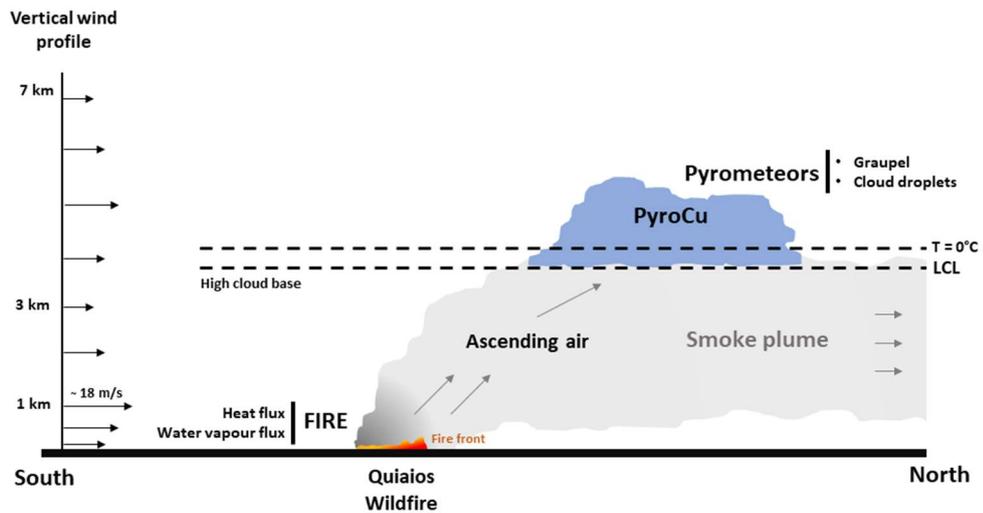
Na Figura 5.1a, indicam-se as emissões do fluxo de calor e de vapor de água para a atmosfera. Tal como foi mostrado, a camada da atmosfera junto à superfície encontrava-se muito quente e seca, contribuindo para que o nível de condensação (LCL) estivesse elevado (acima dos 3000 m). Esta situação, configura um estado da atmosfera que faz com que a base de nuvens seja elevada e, portanto, sejam improváveis a ascensão de uma parcela de ar e a formação de nuvens. A presença do incêndio no local, forneceu energia suficiente que facilitou a ascensão da parcela de ar em altitude, permitindo que alcançasse o nível de condensação. A partir deste nível a parcela de ar condensa o vapor de água disponível dando origem a gotículas de nuvens (fase líquida) e acima da isotérmica de 0 °C, as baixas temperaturas favorecem o processo de congelação dando origem ao graupel (fase de gelo).

A direção da pluma de fumo, manteve-se seguindo o fluxo de Sul predominante na região. A análise do perfil vertical do vento realizado para o local, mostrou ventos fracos junto à superfície e o rápido aumento da intensidade do vento nos primeiros 1000 m, atingindo intensidades na ordem dos 18 m/s. A partir dos 1000 m, a intensidade do vento volta a diminuir, condicionando o crescimento da pluma em altitude.

No contexto de larga escala, a aproximação de um sistema meteorológico, neste caso, o furacão Ophelia, induziu um escoamento de Sudoeste húmido sobre a Península

Ibérica. Este escoamento de vento contribuiu para o aumento da taxa de propagação dos incêndios que já estavam ativos no final da tarde do dia 15 de outubro de 2017 (CTI, 2018; Simões et al., 2018). A aproximação do furacão, induziu um escoamento de Sudoeste e a entrada de humidade no território português, provavelmente contribuí para o desenvolvimento de nuvens piroCb (p.e. CTI, 2018).

a) FIRE SCALE ENVIRONMENT



b) LARGE SCALE ENVIRONMENT AND MEGA-FIRES

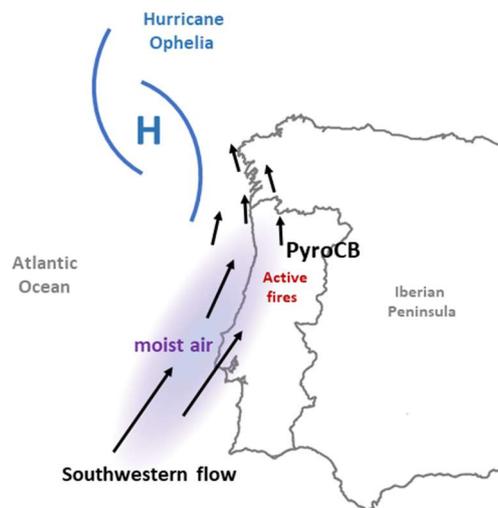


Figura 5.1: Esquema ilustrativo a) ambiente local do incêndio de Quiaios e b) ambiente de larga escala e mega-incêndios. Fonte: Elaboração própria.

Capítulo 6 – Conclusão

A presente dissertação foi elaborada com o objetivo de analisar o fenómeno da piro-convecção e as condições atmosféricas associadas ao desenvolvimento de mega-incêndios. Para este propósito, foram realizadas duas simulações.

Na primeira simulação, foi acoplado o modelo atmosférico MesoNH ao modelo de propagação de fogo, ForeFire, o que possibilitou estudar o impacto do fogo na atmosfera e analisar o ambiente propício ao desenvolvimento de piro-convecção. Uma segunda simulação de larga escala, sem acoplamento, foi realizada com o objetivo de identificar as condições larga escala que afetaram o local em estudo. O modelo MesoNH representou qualitativamente bem as condições atmosféricas quando comparado com os dados observados disponíveis.

O caso de estudo analisado foi o incêndio de Quiaios no dia 15 de outubro de 2017, pela evidência fotográfica que mostrava a formação de piro-cumulus. À superfície, a simulação mostrou condições meteorológicas favoráveis à propagação de incêndios: temperaturas elevadas, humidades relativas baixas, assim como fortes rajadas de vento.

A análise à estrutura vertical da atmosfera, mostrou um ambiente favorável à formação de trovoadas secas, ou seja, um sistema de nuvens de base alta (configuração típica de V invertido). Esta configuração vertical da atmosfera não permitiria que uma parcela de ar ascendesse por si para níveis mais altos da atmosfera, mas a presença do incêndio, forneceu energia suficiente para que o ar pudesse ganhar flutuabilidade e o vapor de água pudesse condensar em altitude. A alta resolução espacial e temporal permitiu identificar diferentes tipos de espécies de hidrometeoros o que confirmou a formação da nuvem piro-convectiva. Foram encontradas gotículas de nuvens e graupel. A análise do fluxo do vento, mostrou a mudança de direção ao longo do dia, rodando de Sudeste para Sudoeste próximo da superfície.

A realização da simulação de larga escala permitiu explorar os fatores sinóticos que favoreceram a mudança do vento ao longo do dia. A simulação representou bem toda a evolução do furacão Ophelia e consequente aproximação a Portugal, mesmo com uma resolução espacial inferior às análises do Centro Europeu. No entanto, o modelo permitiu a análise de diferentes variáveis dinâmicas e termodinâmicas, nomeadamente variáveis que não constam nas análises do Centro Europeu, por exemplo, os campos de refletividade de RADAR e temperatura do topo de nuvens do satélite MeteoSat. A

simulação também permitiu a análise do sistema meteorológico com uma resolução temporal superior as análises.

O Ophelia teve um início atípico, ao desenvolver-se a partir de uma frente fria, a uma latitude relativamente elevada. O modelo identificou a formação do Ophelia, mostrando valores de divergência positiva em níveis superiores, o que favoreceu a queda da pressão à superfície, forçando a formação de uma baixa pressão. A vorticidade potencial positiva na zona frontal favoreceu a circulação ciclônica. Para além desses fatores atmosféricos, a temperatura da superfície do mar encontrava-se cerca de 4 °C acima do normal quando comparado com a média de 30 anos.

Para o dia 15 de outubro, a simulação mostrou a alteração da direção do vento, que a partir das 1800 UTC, mudou para Sudoeste, tal como identificado na simulação acoplada. O Ophelia induziu ventos fortes e húmidos, e rajadas acima dos 20 m/s sobre o território continental, favorecendo a ocorrência da segunda vaga de piro-convecção identificada no país e os mega-incêndios.

O estudo contribui para avançar na compreensão de eventos meteorológicos extremos, como o desenvolvimento da piro-convecção associado a incêndios florestais e de sistemas meteorológicos severos, como foi o furacão Ophelia. O estudo, mostra essencialmente, como a aproximação de sistemas meteorológicos de larga escala podem influenciar a evolução de incêndios ativos, criando condições para a intensificação do incêndio. O estudo demonstra a vantagem de recorrer ao uso de simulações acopladas para a representação de fenómenos piro-convectivos, nomeadamente o desenvolvimento de nuvens piro-cumulus, as quais podem evoluir para um estágio mais severo (nuvens piroCb) e criar condições atmosféricas que dificultam o combate dos incêndios e colocam em risco bombeiros e civis.

Para futuros trabalhos, relativamente a fenómenos da piro-convecção, sugere-se um estudo com o modelo ForeFire, porém também com a simulação da propagação do incêndio produzida a partir da interação com a atmosfera (modo *two-way*), procurando identificar diferenças entre a simulação com o fogo prescrito e o fogo simulado. Em termos de larga escala e devido à falta de revisão na literatura para furacões que se tenham formado a partir de uma frente fria, numa latitude muito a Norte, sugere-se a utilização de simulação de alta resolução para uma análise mais detalhada da dinâmica e termodinâmica da ciclogénese do Ophelia, o que não era objetivo principal do presente

estudo. Tal estudo poderia contribuir para a identificação de fatores preditores para o desenvolvimento deste tipo de sistema meteorológico a partir de frentes frias.

Referências bibliográficas

- Ahrens, C. Donald. (2007). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment* (9nd ed.). Cengage. 736p
- Akritidis, D., Katragkou, E., Georgoulas, A. K., Zanis, P., Kartsios, S., Flemming, J., Inness, A., Douros, J., & Eskes, H. (2020). A complex aerosol transport event over Europe during the 2017 Storm Ophelia in CAMS forecast systems: analysis and evaluation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(21), 13557–13578. <https://doi.org/10.5194/acp-20-13557-2020>
- Anthes, R. A. (1982). *Tropical cyclones: their evolution, structure and effects* (41nd ed.). American Meteorological Society. 208p
- Badlan, R. L., Sharples, J. J., Evans, J. P., & McRae, R. H. D. (2021a). Factors influencing the development of violent pyroconvection. Part I: fire size and stability. *International Journal of Wildland Fire*, 30(7). <https://doi.org/10.1071/WF20040>
- Badlan, R. L., Sharples, J. J., Evans, J. P., & McRae, R. H. D. (2021b). Factors influencing the development of violent pyroconvection. Part II: fire geometry and intensity. *International Journal of Wildland Fire*, 30(7). <https://doi.org/10.1071/WF20041>
- Bakhshaii, A., & Johnson, E. A. (2019). A review of a new generation of wildfire–atmosphere modeling. *Canadian Journal of Forest Research*, 49(6), 565–574. <https://doi.org/10.1139/cjfr-2018-0138>
- Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P., & Richard, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573), 869–886. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757309>
- Bento-Gonçalves, A. (2021). *Os Incêndios Florestais Em Portugal* (Vol. 108). Fundação Francisco Manuel Dos Santos. 112p
- Boone, A. A., Masson, V., Meyers, T., & Noilhan, J. (2000). The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1544–1569. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2)
- Boone, A., & Etchevers, P. (2001). An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4), 374–394. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2)
- Bougeault, P., & Lacarrere, P. (1989). Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model. *Monthly Weather Review*, 117(8), 1872–1890. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1872:pooiti>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1872:pooiti>2.0.co;2)
- Briegel, L. M., & Frank, W. M. (1997). Large-Scale Influences on Tropical Cyclogenesis in the Western North Pacific. *Monthly Weather Review*, 125(7), 1397–1413. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2)
- Campos, C. (2020). *Furacões que atingiram Portugal no período 1980-2019* [Relatório de Projeto, Universidade de Aveiro].
- Caniaux, G., Redelsperger, J.-L., & Lafore, J.-P. (1994). A Numerical Study of the Stratiform Region of a Fast-Moving Squall Line. Part I: General Description and Water and Heat Budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(14), 2046–2074. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2)
- Carvalho, D. (2009). “*Optimização do modelo de previsão do tempo WRF no contexto de previsão e produção de energia eólica*” [Tese de mestrado, Universidade de Aveiro]. <https://ria.ua.pt/bitstream/10773/2646/1/2010000350.pdf>
- Ciasto, L. M., Li, C., Wettstein, J. J., & Kvamstø, N. G. (2016). North Atlantic Storm-Track Sensitivity to Projected Sea Surface Temperature: Local versus Remote Influences. *Journal of Climate*, 29(19), 6973–6991. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0860.1>
- Coen, J. L., Schroeder, W., Conway, S., & Tarnay, L. (2020). Computational modeling of extreme wildland fire events: A synthesis of scientific understanding with applications to forecasting, land management, and firefighter safety. *Journal of Computational Science*, 45, 101152. <https://doi.org/10.1016/j.jocs.2020.101152>
- Cohard, J.-M., & Pinty, J.-P. (2000). A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(566), 1815–1842. <https://doi.org/10.1002/qj.49712656613>
- Comissão técnica independente. (2018). Avaliação dos incêndios ocorridos entre 14 e 16 de outubro de 2017 em Portugal continental. Relatório final. Em portugal.gov.pt. <https://www.portugal.gov.pt/pt/gc21/comunicacao/documento?i=avaliacao-dos-incendios->

- [ocorridos-entre-14-e-16-de-outubro-de-2017-em-portugal-continental](#)
- Couto, F. T., Andrade, N., Salgado, R., & Serra, J. (2021a). Wildfire risk in Madeira island and the potential impacts on tourism. Meetingorganizer.copernicus.org. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-14575>
- Couto, F. T., Ducrocq, V., Salgado, R., & Costa, M. J. (2016). Numerical simulations of significant orographic precipitation in Madeira island. *Atmospheric Research*, 169, 102–112. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.10.002>
- Couto, F. T., Iakunin, M., Salgado, R., Pinto, P., Viegas, T., & Pinty, J.-P. (2020). Lightning modelling for the research of forest fire ignition in Portugal. *Atmospheric Research*, 242, 104993. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104993>
- Couto, F. T., Salgado, R., & Guiomar, N. (2021b). Forest Fires in Madeira Island and the Fire Weather Created by Orographic Effects. *Atmosphere*, 12(7), 827. <https://doi.org/10.3390/atmos12070827>
- Duane, A., Castellnou, M., & Brotons, L. (2021). Towards a comprehensive look at global drivers of novel extreme wildfire events. *Climatic Change*, 165(3-4). <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03066-4>
- Evans, C., Wood, K. M., Aberson, S. D., Archambault, H. M., Milrad, S. M., Bosart, L. F., Corbosiero, K. L., Davis, C. A., Dias Pinto, J. R., Doyle, J., Fogarty, C., Galarneau, T. J., Grams, C. M., Griffin, K. S., Gyakum, J., Hart, R. E., Kitabatake, N., Lentink, H. S., McTaggart-Cowan, R., & Perrie, W. (2017). The Extratropical Transition of Tropical Cyclones. Part I: Cyclone Evolution and Direct Impacts. *Monthly Weather Review*, 145(11), 4317–4344. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0027.1>
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., & Le Moigne, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2), 563–582. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>
- Filippi, J. B., Bosseur, F., Mari, C., Lac, C., Le Moigne, P., Cuenot, B., Veynante, D., Cariolle, D., & Balbi, J.-H. (2009). Coupled atmosphere–wildland fire modelling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2. <https://doi.org/10.3894/JAMES.2009.1.11>
- Filippi, J.-B., Bosseur, F., Mari, C., & Lac, C. (2018). Simulation of a Large Wildfire in a Coupled Fire-Atmosphere Model. *Atmosphere*, 9(6), 218. <https://doi.org/10.3390/atmos9060218>
- Filippi, J.-B., Bosseur, F., Pialat, X., Santoni, P.-A., Strada, S., & Mari, C. (2011). Simulation of Coupled Fire/Atmosphere Interaction with the MesoNH-ForeFire Models. *Journal of Combustion*, 2011, 1–13. <https://doi.org/10.1155/2011/540390>
- Frank, W. M., & Roundy, P. E. (2006). The Role of Tropical Waves in Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2397–2417. <https://doi.org/10.1175/MWR3204.1>
- Geoffroy, O. (2007). *Modelisation LES des precipitations dans les nuages de couche limite et parametrisation pour les GCM* [These de mestrado].
- Giannaros, T. M., Papavasileiou, G., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Dafis, S., Karagiannidis, A., & Dragozi, E. (2022). Meteorological Analysis of the 2021 Extreme Wildfires in Greece: Lessons Learned and Implications for Early Warning of the Potential for Pyroconvection. *Atmosphere*, 13(3), 475. <https://doi.org/10.3390/atmos13030475>
- Goens, D. W., & Andrew, P. L. (1998). Weather and fire behavior factors related to the 1990 dude fire near payson, az. <https://www.nwccg.gov/sites/default/files/wfldp/docs/sr-dude-related-factors.pdf>
- Grams, C. M., & Blumer, S. R. (2015). European high-impact weather caused by the downstream response to the extratropical transition of North Atlantic Hurricane Katia (2011). *Geophysical Research Letters*, 42(20), 8738–8748. <https://doi.org/10.1002/2015GL066253>
- GRAY, W. M. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Review*, 96(10), 669–700. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2)
- Guisado-Pintado, E., & Jackson, D. W. T. (2018). Multi-scale variability of storm Ophelia 2017: The importance of synchronised environmental variables in coastal impact. *Science of the Total Environment*, 630, 287–301. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.188>
- Hakim, G. J., & Jérôme Patoux. (2022). *Weather: a concise introduction* (2nd ed.). Cambridge University Press. 350p
- Hart, R. E. (2003). A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry. *Monthly Weather Review*, 131(4), 585–616. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2)
- Hart, R. E., & Evans, J. L. (2001). A Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones. *Journal of Climate*, 14(4), 546–564. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0546:ACOTET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0546:ACOTET>2.0.CO;2)

- Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas. (2006). *Incêndios florestais - relatório de 2005*. Www.icnf.pt. Acedido em 20 de setembro de 2022, a partir de: <https://www.icnf.pt/api/file/doc/4431684502bcf220>.
- Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas. (2017). *Relatório provisório de incêndios florestais 2017*. Www.icnf.pt. Acedido em 20 de setembro de 2022, a partir de: <https://www.icnf.pt/api/file/doc/2c45facee8d3e4f8>.
- International Cloud Atlas. (2017). *Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*. Cloudatlas.wmo.int. Acedido em 20 de setembro de 2022, a partir de: <https://cloudatlas.wmo.int/en/home.html>
- Intergovernmental Panel on Climate Change. (2022). *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. www.ipcc.ch. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>
- Instituto Português do Mar e da Atmosfera. (n.d.-a). *Boletim climatológico - outubro de 2017*. www.ipma.pt. Acedido em 15 de setembro de 2022, a partir de https://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20171213/EipYfwKPdI MbQCPXygUm/cli_20171001_20171031_pcl_mm_co_pt.pdf
- Instituto Português do Mar e da Atmosfera. (n.d.-b). *Fichas Climatológicas 1971-2000*. www.ipma.pt. Acedido em 01 de outubro de 2022 a partir de: <https://www.ipma.pt/pt/oclima/normais.clima/1971-2000/normalclimate7100.jsp>
- Instituto Português do Mar e da Atmosfera. (n.d.-c). *Lista de estações meteorológicas automáticas*. www.ipma.pt. Acedido em 10 de agosto de 2022 a partir de: <https://www.ipma.pt/pt/enciclopedia/redes.observacao/meteo/index.jsp>
- Instituto Português do Mar e da Atmosfera. (n.d.-d). *Previsão Numérica do Tempo*. www.ipma.pt. Acedido em 10 de maio de 2022 a partir de: <https://www.ipma.pt/pt/enciclopedia/otempo/previsao.numerica/index.html>
- Instituto Português do Mar e da Atmosfera. (2020). *IPMA - meteorological phenomenon 26 May 2020*. www.ipma.pt. Acedido em 10 de agosto de 2022 a partir de: https://www.ipma.pt/en/media/noticias/news.detail.jsp?f=/en/media/noticias/arquivo/2020/downburst_almeirim_mai02020.html
- Jones, S. C., Harr, P. A., Abraham, J., Bosart, L. F., Bowyer, P. J., Evans, J. L., Hanley, D. E., Hanstrum, B. N., Hart, R. E., Lalauette, F., Sinclair, M. R., Smith, R. K., & Thorncroft, C. (2003). The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. *Weather and Forecasting*, 18(6), 1052–1092. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)018<1052:TETOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018<1052:TETOTC>2.0.CO;2)
- Jung, C., & Lackmann, G. M. (2019). Extratropical Transition of Hurricane Irene (2011) in a Changing Climate. *Journal of Climate*, 32(15), 4847–4871. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0558.1>
- Kain, J. S., & Fritsch, J. M. (1993). Convective Parameterization for Mesoscale Models: The Kain-Fritsch Scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, 165–170.
- Keller, J. H., Grams, C. M., Riemer, M., Archambault, H. M., Bosart, L., Doyle, J. D., Evans, J. L., Galarnau, T. J., Griffin, K., Harr, P. A., Kitabatake, N., McTaggart-Cowan, R., Pantillon, F., Quinting, J. F., Reynolds, C. A., Ritchie, E. A., Torn, R. D., & Zhang, F. (2019). The Extratropical Transition of Tropical Cyclones. Part II: Interaction with the Midlatitude Flow, Downstream Impacts, and Implications for Predictability. *Monthly Weather Review*, 147(4), 1077–1106. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0329.1>
- Klein, P. M., Harr, P. A., & Elsberry, R. L. (2000). Extratropical Transition of Western North Pacific Tropical Cyclones: An Overview and Conceptual Model of the Transformation Stage. *Weather and Forecasting*, 15(4), 373–395. https://journals.ametsoc.org/view/journals/wefo/15/4/1520-0434_2000_015_0373_etownp_2_0_co_2.xml
- Lac, C., Chaboureaud, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., Aumond, P., Auguste, F., Bechtold, P., Berthet, S., Bielli, S., Bosseur, F., Caumont, O., Cohard, J.-M., Colin, J., & Couvreur, F. (2018). Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11(5), 1929–1969. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018>
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérelil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., & Vilà-Guerau de Arellano, J. (1998). The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16(1), 90–109. <https://doi.org/10.1007/s00585-997-0090-6>
- Lareau, N. P., & Clements, C. B. (2016). Environmental controls on pyrocumulus and pyrocumulonimbus initiation and development. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(6), 4005–4022. <https://doi.org/10.5194/acp-16-4005-2016>
- Lascaux, F., Richard, E., & Pinty, J.-P. (2006). Numerical simulations of three different MAP IOPs and the

- associated microphysical processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(619), 1907–1926. <https://doi.org/10.1256/qj.05.197>
- Laurila, T. K., Sinclair, V. A., & Gregow, H. (2019). The Extratropical Transition of Hurricane Debby (1982) and the Subsequent Development of an Intense Windstorm over Finland. *Monthly Weather Review*, 148(1), 377–401. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0035.1>
- Liu, M., Vecchi, G. A., Smith, J. A., & Murakami, H. (2017). The Present-Day Simulation and Twenty-First-Century Projection of the Climatology of Extratropical Transition in the North Atlantic. *Journal of Climate*, 30(8), 2739–2756. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0352.1>
- Luderer, G., Trentmann, J., Winterrath, T., Textor, C., Herzog, M., Graf, H. F., & Andreae, M. O. (2006). Modeling of biomass smoke injection into the lower stratosphere by a large forest fire (Part II): sensitivity studies. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(12), 5261–5277. <https://doi.org/10.5194/acp-6-5261-2006>
- Masson, V. (2000). A Physically-Based Scheme For The Urban Energy Budget In Atmospheric Models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94(3), 357–397. <https://doi.org/10.1023/A:1002463829265>
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essauini, K., Gibelin, A.-L., & Giordani, H. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 929–960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- MesoNH. (2014). *Use Diaprog - 5.5 (Current)*. <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>. Acedido em 30 de setembro de 2017 a partir de: <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh55/UseDiaprog?action=AttachFile&do=get&target=diaprog.pdf>
- Michaelis, A. C., & Lackmann, G. M. (2019). Climatological Changes in the Extratropical Transition of Tropical Cyclones in High-Resolution Global Simulations. *Journal of Climate*, 32(24), 8733–8753. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0259.1>
- Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritte, B., Schneider, N., & Terzhevik, A. (2010). Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO, *Boreal Environment Research*, 15, 218–230. <https://helda.helsinki.fi/bitstream/handle/10138/233087/ber15-2-218.pdf?sequence=1>
- Moore, D. P. (2019). The October 2017 red sun phenomenon over the UK. *Royal Meteorological Society*, 74(10). <https://doi.org/10.1002/wea.3440>
- Moore, P. (2021). An analysis of storm Ophelia which struck Ireland on 16 October 2017. *Weather*, 76(9), 301–306. <https://doi.org/10.1002/wea.3978>
- Morcrette, J. - J. (1991). Radiation and Cloud radiative properties in the european centre for medium range weather forecasts forecasting system. *JOURNAL of GEOPHYSICAL RESEARCH*, 96. https://www.researchgate.net/publication/248793581_Radiation_and_cloud_radiative_properties_in_the_European_Centre_for_Medium_Range_Weather_Forecasts_Forecasting_System
- National Hurricane Center. (2012). *Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale*. www.noaa.gov. Acedido em 10 de maio de 2022 a partir de: <https://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php>
- National Hurricane Center. (2018). *NHC Data Archive: tropical cyclone reports*. www.noaa.gov. Acedido em 20 de setembro de 2022 a partir de: <https://www.nhc.noaa.gov/data/>
- National Oceanic and Atmospheric Administration. (n.d.). *COBE Sea Surface Temperature*. www.psl.noaa.gov. Acedido em 30 de agosto de 2022 a partir de: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cobe.html>
- National Oceanic and Atmospheric Administration. (2021). *Hurricane FAQ*. www.noaa.gov. Acedido em 15 de maio de 2022 a partir de: <https://www.aoml.noaa.gov/hrd-faq/#tc-types>
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117(3), 536–549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2)
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., & Couvreux, F. (2009). A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, 132(1), 83–106. <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9388-0>
- Peterson, D. A., Hyer, E. J., Campbell, J. R., Solbrig, J. E., & Fromm, M. D. (2017). A Conceptual Model for Development of Intense Pyrocumulonimbus in Western North America. *Monthly Weather Review*, 145(6), 2235–2255. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0232.1>
- Pinto, P., Silva, Á. P., Viegas, D. X., Almeida, M., Raposo, J., & Ribeiro, L. M. (2022). Influence of Convectively Driven Flows in the Course of a Large Fire in Portugal: The Case of Pedrôgão Grande. *Atmosphere*, 13(3), 414. <https://doi.org/10.3390/atmos13030414>
- Pinty, J.-P., & Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitation. *American*

- Meteorological Society. Proc. Conf. of Cloud Physics, Everett, WA, USA.
- Purificação, C., Andrade, N., Potes, M., Salgueiro, V., Couto, F. T., & Salgado, R. (2022). Modelling the Atmospheric Environment Associated with a Wind-Driven Fire Event in Portugal. *Atmosphere*, 13(7), 1124. <https://doi.org/10.3390/atmos13071124>
- Rantanen, M., Räisänen, J., Sinclair, V. A., & Lento, J. (2020). The extratropical transition of Hurricane Ophelia (2017) as diagnosed with a generalized omega equation and vorticity equation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 72(1), 1721215. <http://doi.org/10.1080/16000870.2020.1721215>
- Redelsperger, J. L., & Sommeria, G. (1981). Methode de representation de la turbulence d'échelle inferieure a la maille pour un modele tri-dimensionnel de convection nuageuse. *Boundary-Layer Meteorology*, 21(4), 509–530. <https://doi.org/10.1007/bf02033598>
- Rodrigues, M., Mariani, M., Russo, A., Salis, M., Galizia, L. F., & Cardil, A. (2021). Spatio-Temporal Domains of Wildfire-Prone Teleconnection Patterns in the Western Mediterranean Basin. *Geophysical Research Letters*, 48(19). <https://doi.org/10.1029/2021GL094238>
- Rosenfeld, D., Fromm, M., Trentmann, J., Luderer, G., Andreae, M. O., & Servranckx, R. (2007). The Chisholm firestorm: observed microstructure, precipitation and lightning activity of a pyro-cumulonimbus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(3), 645–659. <https://doi.org/10.5194/acp-7-645-2007>
- Salgado, R. (1999). Global soil maps of sand and clay fractions and of the soil depth for MESONH simulation based on FAO. *UNESCO Soil Maps*.
- Salgado, R., & Le Moigne, P. (2010). Coupling of the flake model to the SURFEX externalized surface model. *Boreal Environment Research*, 15, 231–244.
- San-Miguel-Ayanz, J., Oom, D., Artès, T., Viegas, D. X., Fernandes, P., Faivre, N., Freire, S., Moore, P., Rego, F., & Marc Castellnou, M. (2020). Super case study: Forest fires in Portugal in 2017. *Publications Office of the European Union*, 412–429.
- Sanders, D., & Laing, J. (2009). In the Line of Fire: The Challenges of Managing Tourism Operations in the Victorian Alps. *Tourism Review International*, 13(4), 223–236.
- Simões N., I., Pinto, P., Silva, Á., B., M., Barroso, C., Santos, M., J. Lopes, M., Moreira, N., & Correia, S. (2018). Os Incêndios Florestais de 14 a 16 de outubro de 2017 em Portugal Continental - Caracterização meteorológica. In *IPMA*. https://www.ipma.pt/resources.www/docs/publicacoes.site/Simoes_Pinto_2018_Relatorio_Incendios_Outubro2017_%20VF.pdf
- Stein, J., Richard, E., Lafore, J. P., Pinty, J. P., Asencio, N., & Cosma, S. (2000). High-Resolution Non-Hydrostatic Simulations of Flash-Flood Episodes with Grid-Nesting and Ice-Phase Parameterization. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72(2-4), 203–221. <https://doi.org/10.1007/s007030050016>
- Stewart, S. R. (2018). HURRICANE OPHELIA. In *National Hurricane Center*. https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL172017_Ophelia.pdf
- Stull, R. B. (2017). *Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science*. University of British Columbia. https://www.coas.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/
- Tedim, F., Leone, V., & K. McGee, T. (2020). Extreme Wildfire Events and Disasters: Root Causes and New Management Strategies. In ScienceDirect. Elsevier.
- Thurston, W., Tory, K., J. B. Fawcett, R., & D. Kepert, J. (2015). Large-eddy simulations of pyroconvection and its sensitivity to environmental conditions. *Research Proceedings for the Bushfire and Natural Hazards CRC & AFAC Conference Adelaide*.
- Tory, K. J., Thurston, W., & Kepert, J. D. (2018). Thermodynamics of Pyrocumulus: A Conceptual Study. *Monthly Weather Review*, 146(8), 2579–2598. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0377.1>
- United Nations Environment Programme (2022). *Spreading like Wildfire: The Rising Threat of Extraordinary Landscape Fires*. www.unep.org - UN Environment Programme. <https://www.unep.org/resources/report/spreading-wildfire-rising-threat-extraordinary-landscape-fires>
- University of Wyoming. (2022). *Atmospheric Soundings*. www.uwyo.edu. <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
- Vié, B., Pinty, J.-P., Berthet, S., & Leriche, M. (2016). LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geoscientific Model Development*, 9(2), 567–586. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-567-2016>
- Viegas, X. D., Abrantes Almeida, M., Mário Ribeiro, L., Raposo, J., Viegas, M. T., Oliveira, R., Alves, D., Pinto, C., Rodrigues, A., Ribeiro, C., Lopes, S., Jorge, H., & Xavier Viegas, C. (2019). *Análise dos incêndios florestais ocorridos a 15 de outubro de 2017*. www.portugal.gov.pt. Acedido em 10

de outubro de 2022 a partir de:
<https://www.portugal.gov.pt/pt/gc21/comunicacao/documento?i=analise-dos-incendios-florestais-ocorridos-a-15-de-outubro-de-2017>

- Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeaupin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Arduin, F., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Rainaud, R., & Redelsperger, J.-L. (2017). SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geoscientific Model Development*, 10(11), 4207–4227. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017>
- Wang, X., Liu, H., & Foltz, G. R. (2017). Persistent influence of tropical North Atlantic wintertime sea surface temperature on the subsequent Atlantic hurricane season. *Geophysical Research Letters*, 44(15), 7927–7935. <https://doi.org/10.1002/2017GL074801>
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press. 355p
- Zoom Earth. (2017). *Frente fria - 4 de outubro de 2017*. www.zoom.earth Acedido em 10 de outubro de 2022 a partir de: <https://zoom.earth/maps/daily/#view=39.5,-34.4,4z/date=2017-10-04,pm>
- Zoom Earth. (2017). *Incêndios - 15 de outubro de 2017*. www.zoom.earth Acedido em 10 de outubro de 2022 a partir de: <https://zoom.earth/maps/daily/#view=40.6869,-7.7509,8z/date=2017-10-15,pm/overlays=heat,fires>

Anexo

Namelists para a simulação acoplada

Namelists usadas no modelo atmosférico MesoNH para a simulação acoplada de 2000, 400 e 80 metros: PRE_PGD1; PRE_REAL; EXSEG01.NAM; EXSEG02.NAM; EXSEG03.NAM e DIAG1.NAM.

PRE_PGD1.nam (2000 m)

```
&NAM_PGDFILE CPGDFILE='PGD_D2000mA', NHALO=90
/
&NAM_PGD_SCHEMES CNATURE='ISBA',
CSEA='SEAFLX',
CWATER='WATFLX',
CTOWN='NONE'
/
&NAM_PGD_GRID CGRID='CONF PROJ'
/
&NAM_INIFILE_CONF_PROJ
/
&NAM_CONF_PROJ XLAT0=41.15,
XLON0=-10.5,
XRPK=0.,
XBETA=0.
/
&NAM_CONF_PROJ_GRID XLATCEN=41.15,
XLONCEN=-10.5,
NIMAX=300, NJMAX=300,
XDX=2000., XDY=2000.
/
&NAM_ZS YZS='srtm_portugal', YZSFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_COVER YCOVER='ECOCLIMAP_v2.0', YCOVERFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_ISBA YCLAY='CLAY_HWSD_MOY', YCLAYFILETYPE='DIRECT',
YSAND='SAND_HWSD_MOY', YSANDFILETYPE='DIRECT',
XUNIF_RUNOFFB=0.5
/
&NAM_DUMMY_PGD
/
&NAM_CH_EMIS_PGD
/
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/
```

PRE_PGD1.nam (400 m)

```
&NAM_PGDFILE CPGDFILE='PGD_D400mA', NHALO=90
/
&NAM_PGD_SCHEMES CNATURE='ISBA',
CSEA='SEAFLX',
CWATER='WATFLX',
CTOWN='NONE'
/
&NAM_PGD_GRID YINIFILE='PGD_D2000mA', YINIFILETYPE='MESONH'
/
&NAM_INIFILE_CONF_PROJ IXOR=190,
IYOR=75,
```

```

IXSIZE=60,
IYSIZE=60,
IDXRATIO=5,
IDYRATIO=5
/
&NAM_ZS YZS= 'srtm_portugal', YZSFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_COVER YCOVER= 'ECOCLIMAP_v2.0', YCOVERFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_ISBA YCLAY= 'CLAY_HWSD_MOY', YCLAYFILETYPE='DIRECT',
YSAND= 'SAND_HWSD_MOY', YSANDFILETYPE='DIRECT',
XUNIF_RUNOFFB=0.5
/
&NAM_DUMMY_PGD
/
&NAM_CH_EMIS_PGD
/
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/

```

PRE PGD1.nam (80 m)

```

&NAM_PGDFILE CPGDFILE='PGD_D80mA', NHALO=90
/
&NAM_PGD_SCHEMES CNATURE='ISBA',
CSEA='SEAFIX',
CWATER='WATFLX',
CTOWN='NONE'
/
&NAM_PGD_GRID YINIFILE='PGD_D400mA', YINIFILETYPE='MESONH'
/
&NAM_INIFILE_CONF_PROJ IXOR=125,
IYOR=105,
IXSIZE=60,
IYSIZE=60,
IDXRATIO=5,
IDYRATIO=5
/
&NAM_ZS YZS= 'srtm_portugal', YZSFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_COVER YCOVER= 'ECOCLIMAP_v2.0', YCOVERFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_ISBA YCLAY= 'CLAY_HWSD_MOY', YCLAYFILETYPE='DIRECT',
YSAND= 'SAND_HWSD_MOY', YSANDFILETYPE='DIRECT',
XUNIF_RUNOFFB=0.5
/
&NAM_DUMMY_PGD
/
&NAM_CH_EMIS_PGD
/
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/

```

REAL1.nam [1st]

```

&NAM_FILE_NAMES HATMFILE='ecmwf.OD.20171016.00',
HATMFILETYPE='GRIBEX',
HPGDFILE='PGD_D2000mA.nested',
CINIFILE='AND1.20171016.00'
/

```

```

&NAM_AERO_CONF
/
&NAM_REAL_CONF NVERB=5,
CEQNSYS='DUR',
CPRESOPT='RICHA'
/
&NAM_VER_GRID LTHINSHELL=T,
NKMAX=50,
YZGRID_TYPE='FUNCTN',
ZDZGRD=30.,
ZDZTOP=900.,
ZZMAX_STRGRD=2000.,
ZSTRGRD=10.,
ZSTRTOP=6.7
/
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/

```

SPAWN1.nam

```

&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/
&NAM_LUNIT2_SPA CINIFILE = 'OCT17.1.PRUN1.008',
CINIFILEPGD = 'PGD_D2000mA.nested',
YDOMAIN = 'PGD_D400mA.nested',
YSPANBR = '01'
/

```

REAL1.nam [2nd]

```

&NAM_FILE_NAMES HATMFILE='OCT17.1.PRUN1.008.spa01',
HATMFILETYPE='MESONH',
HPGDFILE='PGD_D400mA.nested',
CINIFILE='AND2.20171015.13'
/
&NAM_AERO_CONF
/
&NAM_REAL_CONF NVERB=5,
CEQNSYS='DUR',
CPRESOPT='RICHA'
/
&NAM_VER_GRID LTHINSHELL=T,
NKMAX=50,
YZGRID_TYPE='FUNCTN',
ZDZGRD=30.,
ZDZTOP=900.,
ZZMAX_STRGRD=2000.,
ZSTRGRD=10.,
ZSTRTOP=6.7
/
&NAM_CONFIO LCDF4=F LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/

```

SPAW1.nam [3rd]

```

&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/
&NAM_LUNIT2_SPA CINIFILE = 'AND2.20171015.13',
CINIFILEPGD = 'PGD_D400mA.nested',
YDOMAIN = 'PGD_D80mA.nested',

```

```
YSPANBR = '02' /
```

REAL1.nam [3rd]

```
&NAM_FILE_NAMES HATMFILE='AND2.20171015.13.spa02',  
HATMFILETYPE='MESONH',  
HPGDFILE='PGD_D80mA.nested',  
CINIFILE='AND3.20171015.13'  
/  
&NAM_AERO_CONF  
/  
&NAM_REAL_CONF NVERB=5,  
CEQNSYS='DUR',  
CPRESOPT='RICHA'  
/  
&NAM_VER_GRID LTHINSHELL=T,  
NKMAX=50,  
YZGRID_TYPE='FUNCTN',  
ZDZGRD=30.,  
ZDZTOP=900.,  
ZZMAX_STRGRD=2000.,  
ZSTRGRD=10.,  
ZSTRTOP=6.7  
/  
&NAM_CONFIO LCDF4=F LLFIREAD=T LLFIOUT=T
```

EXSEG1.nam [1st]

```
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOUT=T LLFIREAD=T  
/  
&NAM_LUNITn CINIFILE="AND1.20171015.06",  
CINIFILEPGD="PGD_D2000mA.nested",  
CCPLFILE(1)="AND1.20171015.12",  
CCPLFILE(2)="AND1.20171015.18"  
/  
&NAM_DYNn XTSTEP= 4., CPRESOPT="ZRESI", NITR= 4, XRELAX= 1.,  
LITRADJ=T, LHORELAX_UVWTH=T, LHORELAX_RV=T, LVE_RELAX=T,  
NRIMX= 1, NRIMY= 1, XRIMKMAX= 0.0005, XT4DIFU= 4000.  
/  
&NAM_ADVn CUVW_ADV_SCHEME= "CEN4TH",  
CTEMP_SCHEME= "RKC4",  
CMET_ADV_SCHEME= "PPM_01",  
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"  
/  
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 5. /  
&NAM_TURBn CTURBDIM="1DIM",  
CTURBLEN="BL89",  
LSUBG_COND= T, LTURB_DIAG= F,  
LTURB_FLX= F, LSIGMAS= T,  
LSIG_CONV= F, CSUBG_AUCV="CLFR"  
/  
&NAM_PARAMn CTURB = "TKEL",  
CRAD = "ECMW",  
CCLOUD = "ICE3",  
CDCONV = "NONE",  
CSCONV = "NONE"  
/  
&NAM_PARAM_RADn XDTRAD= 900., XDTRAD_CLONLY= 300. /  
&NAM_CONF CCONF= "START", LFLAT= F, CEQNSYS= "DUR", NHALO= 1,
```

```

    NMODEL= 1, NVERB= 5, CEXP= "OCT17", CSEG= "PRUN1" /
&NAM_DYN XSEGLN= 25200., XASSELIN= 0.2, LCORIO= T,
    LNUMDIFU= T, LNUMDIFTH= F, XALKTOP= 0.01,
    XALZBOT= 10000., LZDIFFU= T /
&NAM_NESTING /
&NAM_BACKUP XBAK_TIME_FREQ= 3600. /
&NAM_CONFZ MPI_BUFFER_SIZE= 200 /
&NAM_CH_ISBA n /

```

EXSEG1.nam [2nd]

```

&NAM_CONFIO LCD4=T LLFIOUT=T LLFIREAD=T /
&NAM_LUNITn CINIFILE="OCT17.1.PRUN1.008",
CINIFILEPGD="PGD_D2000mA.nested",
CCPLFILE(1)="AND1.20171015.18",
CCPLFILE(2)="AND1.20171016.00"
/
&NAM_DYNn XTSTEP= 10.0, CPRESOPT= "ZRESI", NITR= 4,
LITRADJ=T, LHORELAX_UVWTH=T, LHORELAX_RV=T, LVE_RELAX=T,
NRIMX=1, NRIMY=1, XRIMKMAX=.01, XT4DIFU=1000.
/
&NAM_ADVn CUVW_ADV_SCHEME= "CEN4TH",
CTEMP_SCHEME= "RKC4",
CMET_ADV_SCHEME= "PPM_01",
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"
/
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 5.
/
&NAM_TURBn CTURBDIM="1DIM", CTURBLEN="BL89",
LSUBG_COND= T, CSUBG_AUCV="CLFR"
/
&NAM_PARAMn CTURB = "TKEL",
CRAD = "ECMW",
CCLOUD = "ICE3",
CDCONV = "NONE",
CSCONV = "NONE"
/
&NAM_PARAM_RADn XDTRAD= 900., XDTRAD_CLONLY= 300.
/
&NAM_CONF CCONF= "START", LFLAT= F, CEQNSYS= "DUR", nhalo = 1,
NMODEL= 3, NVERB= 10, csplit = 'BSPLITTING', CEXP= "OCT17", CSEG= "EXP03"
/
&NAM_DYN XSEGLN= 21600., XASSELIN= 0.2, LCORIO= T,
LNUMDIFU=T, LNUMDIFTH=T, XALKTOP= 0.01,
XALZBOT= 10000., LZDIFFU= T
/
&NAM_NESTING NDAD(1) = 1 , NDAD(2) = 1 , NDAD(3) = 2 ,
NDTRATIO(1) = 1, NDTRATIO(2) = 5, NDTRATIO(3) = 4,
XWAY(1) = 0, XWAY(2) = 2. , XWAY(3) = 2. /
&NAM_BACKUP XBAK_TIME_FREQ= 900. /
&NAM_CONFZ MPI_BUFFER_SIZE= 200 /
&NAM_CH_ISBA n
/
&NAM_CONFn NSV_USER=1
/
&NAM_FOREFIRE LFOREFIRE=T, COUPLINGRES=200,
NFFSCALARS=1, FFSV NAMES(1)='BRatio',
FFOUTUPS(1)=600, PHYSOUT(1)=1, FLOWOUT(1)=1, CHEMOUT(1)=0,
FFOUTUPS(2)=120, PHYSOUT(2)=1, FLOWOUT(2)=1, CHEMOUT(2)=0,

```

```
FFOUTUPS(3)=10, PHYSOUT(3)=1, FLOWOUT(3)=1, CHEMOUT(3)=0
/
```

EXSEG2.nam [2nd]

```
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOU=T LLFIREAD=T
/
&NAM_LUNITn CINIFILE="AND2.20171015.13",
CINIFILEPGD="PGD_D400mA.nested"
/
&NAM_DYNn CPRESOPT= "ZRESI", NITR= 4,
LITRADJ=T, LHORELAX_UVWTH=F, LHORELAX_RV=F, LVE_RELAX=T,
NRIMX=0, NRIMY=0, XRIMKMAX=.0025, XT4DIFU= 400.
/
&NAM_ADVn CUVW_ADV_SCHEME= "CEN4TH",
CTEMP_SCHEME= "RKC4",
CMET_ADV_SCHEME= "PPM_01",
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"
/
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 20.
/
&NAM_TURBn CTURBDIM="3DIM", CTURBLEN="DELT", LSUBG_COND= T
/
&NAM_PARAMn CTURB = "TKEL",
CRAD = "ECMW",
CCLOUD = "ICE3",
CDCONV = "NONE",
CSCONV = "NONE"
/
&NAM_PARAM_RADn XDTRAD= 900., XDTRAD_CLONLY= 300.
/
&NAM_CONFn NSV_USER=1
/
&nam_forefire /
```

EXSEG3.nam [2nd]

```
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOU=T LLFIREAD=T
/
&NAM_LUNITn CINIFILE="AND3.20171015.13",
CINIFILEPGD="PGD_D80mA.nested"
/
&NAM_DYNn CPRESOPT= "ZRESI", NITR= 4,
LITRADJ=T, LHORELAX_UVWTH=F, LHORELAX_RV=F, LVE_RELAX=T,
NRIMX=0, NRIMY=0, XRIMKMAX=.008, XT4DIFU= 100.
/
&NAM_ADVn CUVW_ADV_SCHEME= "CEN4TH",
CTEMP_SCHEME= "RKC4",
CMET_ADV_SCHEME= "PPM_01",
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"
/
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 20.
/
&NAM_TURBn CTURBDIM="3DIM", CTURBLEN="DELT", LSUBG_COND= T
/
&NAM_PARAMn CTURB = "TKEL",
CRAD = "ECMW",
CCLOUD = "ICE3",
CDCONV = "NONE",
CSCONV = "NONE"
```

```

/
&NAM_PARAM_RADn XDTRAD= 900., XDTRAD_CLONLY= 300.
/
&NAM_CONFn NSV_USER=1
/
&nam forefire /

```

DIAG.nam

```

&NAM_DIAG
CISO   = 'PREVTK',
LVAR_RS = T,
LTPZH  = T,
LMOIST_V = T,
LMOIST_E = T,
LDIV   = T,
LMSLP  = T,
LTHW   = T,
LVAR_MRW = T,
LTOTAL_PR = T,
LCLD_COV = T,
LRADAR = T,
CRAD_SAT = 'METEOSAT',
NCONV_KF = 0
/
&NAM_DIAG_SURFn N2M=2
/
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOUT=F LLFIREAD=T /
&NAM_DIAG_BLANK /
&NAM_DIAG_FILE
YSUFFIX="dgg",
YINIFILE(1)="OCT17.3.EXP03.015",
YINIFILEPGD(1)="PGD_D80mA.nested" /

```

Namelists para a simulação de larga escala

Namelists usadas no modelo atmosférico MesoNH para a simulação de larga escala de 15 km: PRE_PGD1; PRE_REAL; EXSEG01.NAM; EXSEG02.NAM; EXSEG03.NAM e DIAG1.NAM.

PRE PGD.nam

```

&NAM_PGDFILE CPGDFILE='PGD_A5', NHALO=150
/
&NAM_PGD_SCHEMES CNATURE='ISBA',
    CSEA='SEAFIX',
    CWATER='WATFLX',
    CTOWN='NONE'
/
&NAM_PGD_GRID CGRID='CONF PROJ'
/
&NAM_INIFILE_CONF_PROJ
/
&NAM_CONF_PROJ XLAT0=33.5,
    XLON0=-25.4,
    XRPK=0.,

```

```

XBETA=0.
/
&NAM_CONF_PROJ_GRID XLATCEN=33.5,
    XLONCEN=-25.4,
    NIMAX=300, NJMAX=250,
    XDX=15000., XDY=15000.
/
&NAM_ZS  YZS= 'srtm_ne_250', YZSFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_COVER YCOVER= 'ECOCLIMAP_v2.0', YCOVERFILETYPE='DIRECT'
/
&NAM_ISBA YCLAY= 'CLAY_HWSD_MOY', YCLAYFILETYPE='DIRECT',
    YSAND= 'SAND_HWSD_MOY', YSANDFILETYPE='DIRECT',
    XUNIF_RUNOFFB=0.5
/
&NAM_DUMMY_PGD
/
&NAM_CH_EMIS_PGD
/
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T
/

```

PRE_REAL.nam
<pre> &NAM_FILE_NAMES HATMFILE='ecmwf.OD.20171016.12', HATMFILETYPE='GRIBEX', HPGDFILE='PGD_A5', CINIFILE='analise.20171016.12' / &NAM_AERO_CONF / &NAM_REAL_CONF NVERB=5, CEQNSYS='DUR', CPRESOPT='RICHA' / &NAM_VER_GRID LTHINSHELL=T, NKMAX=50, YZGRID_TYPE='FUNCTN', ZDZGRD=30., ZDZTOP=900., ZZMAX_STRGRD=2000., ZSTRGRD=10., ZSTRTOP=6.7 / &NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIREAD=T LLFIOUT=T / </pre>

EXSEG01.nam
<pre> &NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOUT=T LLFIREAD=T / &NAM_LUNITn CINIFILE="analise.20171004.00", CINIFILEPGD="PGD_A5", CCPLFILE(1)="analise.20171004.06", CCPLFILE(2)="analise.20171004.12", CCPLFILE(3)="analise.20171004.18", CCPLFILE(4)="analise.20171005.00", CCPLFILE(5)="analise.20171005.06", CCPLFILE(6)="analise.20171005.12", CCPLFILE(7)="analise.20171005.18", </pre>

```

CCPLFILE(8)="analise.20171006.00",
CCPLFILE(9)="analise.20171006.06",
CCPLFILE(10)="analise.20171006.12",
CCPLFILE(11)="analise.20171006.18",
CCPLFILE(12)="analise.20171007.00",
CCPLFILE(13)="analise.20171007.06",
CCPLFILE(14)="analise.20171007.12",
CCPLFILE(15)="analise.20171007.18",
CCPLFILE(16)="analise.20171008.00",
CCPLFILE(17)="analise.20171008.06",
CCPLFILE(18)="analise.20171008.12",
CCPLFILE(19)="analise.20171008.18",
CCPLFILE(20)="analise.20171009.00",
CCPLFILE(21)="analise.20171009.06",
CCPLFILE(22)="analise.20171009.12",
CCPLFILE(23)="analise.20171009.18",
CCPLFILE(24)="analise.20171010.00",
/
&NAM_DYNn XTSTEP= 4., CPRESOPT="ZRESI", NITR= 4, XRELAX= 1.,
LITRADJ=T, LHORELAX_UVWTH=T, LHORELAX_RV=T, LVE_RELAX=T,
NRIMX= 1, NRIMY= 1, XRIMKMAX= 0.0005, XT4DIFU= 4000.
/
&NAM_ADVn CUVW_ADV_SCHEME= "CEN4TH",
CTEMP_SCHEME= "RKC4",
CMET_ADV_SCHEME= "PPM_01",
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"
/
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 5. /
&NAM_TURBn CTURBDIM="1DIM",
CTURBLEN="BL89",
LSUBG_COND= T, LTURB_DIAG= F,
LTURB_FLX= F, LSIGMAS= T,
LSIG_CONV= F, CSUBG_AUCV="CLFR"
/
&NAM_PARAMn CTURB = "TKEL",
CRAD = "ECMW",
CCLOUD = "ICE3",
CDCONV = "KAFR",
CSCONV = "EDKF"
/
&NAM_PARAM_RADn XDTRAD= 900., XDTRAD_CLONLY= 300. /
&NAM_CONF CCONF= "START", LFLAT= F, CEQNSYS= "DUR", NHALO= 1,
NMODEL= 1, NVERB= 5, CEXP= "PRSYS", CSEG= "PRUN1" /
&NAM_DYN XSEGLN= 518400., XASSELIN= 0.2, LCORIO= T,
LNUMDIFU= T, LNUMDIFTH= F, XALKTOP= 0.01,
XALZBOT= 10000., LZDIFFU= T /
&NAM_NESTING /
&NAM_BACKUP XBAK_TIME_FREQ= 10800. /
&NAM_CONFZ MPI_BUFFER_SIZE= 200 /
&NAM_CH_ISBA n /

```

EXSEG02.nam
<pre> &NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOU=T LLFIREAD=T / &NAM_LUNITn CINIFILE="PRSYS.1.PRUN1.049", CINIFILEPGD="PGD_A5", CCPLFILE(1)="analise.20171010.06", CCPLFILE(2)="analise.20171010.12", CCPLFILE(3)="analise.20171010.18", </pre>

```

CCPLFILE(4)="analise.20171011.00",
CCPLFILE(5)="analise.20171011.06",
CCPLFILE(6)="analise.20171011.12",
CCPLFILE(7)="analise.20171011.18",
CCPLFILE(8)="analise.20171012.00",
CCPLFILE(9)="analise.20171012.06",
CCPLFILE(10)="analise.20171012.12",
CCPLFILE(11)="analise.20171012.18",
/
&NAM_DYNn XTSTEP= 10., CPRESOPT="ZRESI", NITR= 4, XRELAX= 1.,
LITRADJ=T, LHORELAX_UVWTH=T, LHORELAX_RV=T, LVE_RELAX=T,
NRIMX= 1, NRIMY= 1, XRIMKMAX= 0.0005, XT4DIFU= 4000.
/
&NAM_ADVn CUVW_ADV_SCHEME= "CEN4TH",
CTEMP_SCHEME= "RKC4",
CMET_ADV_SCHEME= "PPM_01",
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"
/
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 5. /
&NAM_TURBn CTURBDIM="1DIM",
CTURBLEN="BL89",
LSUBG_COND= T, LTURB_DIAG= F,
LTURB_FLX= F, LSIGMAS= T,
LSIG_CONV= F, CSUBG_AUCV="CLFR"
/
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"
/
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 5. /
&NAM_TURBn CTURBDIM="1DIM",
CTURBLEN="BL89",
LSUBG_COND= T, LTURB_DIAG= F,
LTURB_FLX= F, LSIGMAS= T,
LSIG_CONV= F, CSUBG_AUCV="CLFR"
/
&NAM_PARAMn CTURB = "TKEL",
CRAD = "ECMW",
CCLOUD = "ICE3",
CDCONV = "KAFR",
CSCONV = "EDKF"
/
&NAM_PARAM_RADn XDTRAD= 900., XDTRAD_CLONLY= 300. /
&NAM_CONF CCONF= "RESTA", LFLAT= F, CEQNSYS= "DUR", NHALO= 1,
NMODEL= 1, NVERB= 5, CEXP= "PRSYS", CSEG= "PRUN3" /
&NAM_DYN XSEGLN= 334800., XASSELIN= 0.2, LCORIO= T,
LNUMDIFU= T, LNUMDIFTH= F, XALKTOP= 0.01,
XALZBOT= 10000., LZDIFFU= T /
&NAM_NESTING /
&NAM_BACKUP XBAK_TIME_FREQ= 10800. /
&NAM_CONFZ MPI_BUFFER_SIZE= 200 /
&NAM_CH_ISBA n /

```

EXSEG03.nam
<pre> &NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOU=T LLFIREAD=T / &NAM_LUNITn CINIFILE="PRSYS.1.PRUN2.022", CINIFILEPGD="PGD_A5", CCPLFILE(1)="analise.20171012.18", CCPLFILE(2)="analise.20171013.00", CCPLFILE(3)="analise.20171013.06", </pre>

```

CCPLFILE(4)="analise.20171013.12",
CCPLFILE(5)="analise.20171013.18",
CCPLFILE(6)="analise.20171014.00",
CCPLFILE(7)="analise.20171014.06",
CCPLFILE(8)="analise.20171014.12",
CCPLFILE(9)="analise.20171014.18",
CCPLFILE(10)="analise.20171015.00",
CCPLFILE(11)="analise.20171015.06",
CCPLFILE(12)="analise.20171015.12",
CCPLFILE(13)="analise.20171015.18",
CCPLFILE(14)="analise.20171016.00",
CCPLFILE(15)="analise.20171016.05",
CCPLFILE(16)="analise.20171016.12"
/
&NAM_DYNn XTSTEP= 4., CPRESOPT="ZRESI", NITR= 4, XRELAX= 1.,
LITRADJ=T, LHORELAX_UVWTH=T, LHORELAX_RV=T, LVE_RELAX=T,
NRIMX= 1, NRIMY= 1, XRIMKMAX= 0.0005, XT4DIFU= 4000.
/
&NAM_ADVn CUVW_ADV_SCHEME= "CEN4TH",
CTEMP_SCHEME= "RKC4",
CMET_ADV_SCHEME= "PPM_01",
CSV_ADV_SCHEME= "PPM_01"
/
&NAM_LBCn CLBCX= 2*"OPEN", CLBCY= 2*"OPEN", XCPHASE= 5. /
&NAM_TURBn CTURBDIM="1DIM",
CTURBLEN="BL89",
LSUBG_COND= T, LTURB_DIAG= F,
LTURB_FLX= F, LSIGMAS= T,
LSIG_CONV= F, CSUBG_AUCV="CLFR"
/
&NAM_PARAMn CTURB = "TKEL",
CRAD = "ECMW",
CLOUD = "ICE3",
CDCONV = "KAFR",
CSCONV = "EDKF"
/
&NAM_PARAM_RADn XDTRAD= 900., XDTRAD_CLONLY= 300. /
&NAM_CONF CCONF= "RESTA", LFLAT= F, CEQNSYS= "DUR", NHALO= 1,
NMODEL= 1, NVERB= 5, CEXP= "PRSYS", CSEG= "PRUN3" /
&NAM_DYN XSEGLN= 334800., XASSELIN= 0.2, LCORIO= T,
LNUMDIFU= T, LNUMDIFTH= F, XALKTOP= 0.01,
XALZBOT= 10000., LZDIFFU= T /
&NAM_NESTING /
&NAM_BACKUP XBAK_TIME_FREQ= 10800. /
&NAM_CONFZ MPI_BUFFER_SIZE= 200 /
&NAM_CH ISBAn /

```

DIAG.nam
<pre> &NAM_DIAG CISO = 'PREVTK', LVAR_RS = T, LTPZH = T, LMOIST_V = T, LMOIST_E = T, LDIV = T, LMSLP = T, LTHW = T, LVAR_MRW = T, LTOTAL_PR = T, </pre>

```
LVAR_TURB = T,  
LRADAR   = T,  
CBLTOP   = 'RICHA',  
CRAD_SAT = 'METEOSAT',  
LVORT    = T,  
LMEAN_POVO = T  
/  
&NAM_DIAG_SURF n N2M=2  
/  
&NAM_CONFIO LCDF4=T LLFIOUT=F LLFIREAD=T /  
&NAM_DIAG_BLANK /  
&NAM_DIAG_FILE  
  YSUFFIX="dg",  
  YINIFILE(1)="PRSYS.1.PRUN1.016",  
  YINIFILEPGD(1)="PGD A5"
```