

Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia

Mestrado em Ciências e Tecnologia da Terra, da Atmosfera e do Espaço

Área de especialização / Meteorologia, Clima e Ambiente

Dissertação

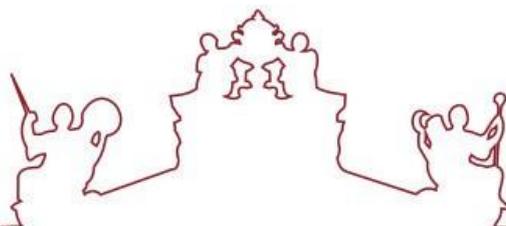
**Perfis de núcleos de gelo durante eventos de poeira do Sahara
por combinação de técnicas de deteção remota ativa e
passiva**

Eduardo Henrique Chaves Cardoso

Orientador(es) / Maria João Costa

Juan Luis Guerrero Rascado

Évora 2020



Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia

Mestrado em Ciências e Tecnologia da Terra, da Atmosfera e do Espaço

Área de especialização / Meteorologia, Clima e Ambiente

Dissertação

**Perfis de núcleos de gelo durante eventos de poeira do Sahara
por combinação de técnicas de deteção remota ativa e
passiva**

Eduardo Henrique Chaves Cardoso

Orientador(es) / Maria João Costa

Juan Luis Guerrero Rascado

Évora 2020

Constituição do Júri

Presidente: José Fernando Borges

Professor Auxiliar – Universidade de Évora

Arguente: Vanda Cristina Pires Salgueiro

Investigadora Auxiliar Convidada – Universidade de Évora

Orientador: Juan Luis Guerrero Rascado

Professor Associado – Universidad de Granada

Perfis de núcleos de gelo durante eventos de poeira do Sahara por combinação de técnicas de deteção remota ativa e passiva

Resumo

Nesta dissertação, analisam-se perfis de retrodispersão, despolarização e núcleos de gelo, durante eventos de poeira, em diferentes condições de temperatura e diferentes quantidade de aerossol. Utilizam-se medidas de despolarização LIDAR (*Light Detection And Ranging*), e utiliza-se um método computacional de vanguarda, o POLIPHON (*POLarization-Lidar PHOto-meter Networking*).

Começa-se por fazer uma revisão de conceitos relacionados com a radiação solar, e uma descrição das interações entre os aerossóis e a radiação e as nuvens, bem como da tecnologia aplicada para o presente estudo, do funcionamento de um sistema lidar. Avalia-se um evento de poeiras, que afetou grande parte da Península Ibérica. Determinam-se perfis de núcleos de gelo, e simulam-se os efeitos nesses perfis, se as temperaturas fossem consideravelmente inferiores.

Nas conclusões, são analisados alguns dos resultados e é feita uma análise sobre quais seriam os efeitos sobre a formação de nuvens, considerando as prováveis alterações climáticas.

Palavras-chave: deteção remota ativa, deteção remota passiva, poeiras do deserto, aerossóis, núcleos de gelo

Ice nuclei profiling during Saharan dust events by combination of active and passive remote sensing techniques

Abstract

In this dissertation, profiles of backscatter, depolarization ratios and ice nuclei are analyzed during dust events at different temperature conditions and different amounts of aerosol. Measurements of LIDAR (Light Detection and Ranging) depolarization were used along with a state-of-the-art computational method, POLIPHON (POLarization-Lidar PHOtometer Networking).

It begins with a review of concepts related to solar radiation, and a description of the interactions aerosol-radiation and aerosol-clouds, as well as the technology applied to the present study, of the functioning of a LIDAR system. An event of dust that affected great part of the Iberian Peninsula is analyzed. Ice nuclei profiles are determined, and the effects on these profiles are simulated if temperatures are considerably lower.

As a conclusion, some of the results are studied and an analysis of the effects on the formation of clouds, considering the probable climate changes is made.

Key words: active remote sensing, passive remote sensing, desert dust, aerosols, ice nuclei

Índice de Conteúdo

Sumário.....	3
Abstract.....	4
Lista de Publicações.....	5
1. Introdução e Estrutura	8
1.1 Fundamentos.....	8
1.1.1. Aerossóis.....	8
1.1.2. Caracterização de Aerossóis.....	9
1.1.3. Interação Aerossóis-Radiação	10
1.1.4. Interação Aerossol-Nuvem	13
1.1.5. Aerossóis de Poeira	15
1.1.6. Dispersão de Radiação.....	16
1.1.7. Espessura Ótica e Expoente de Ångström.....	18
2. Instrumentação	23
2.1. Técnicas <i>in-situ</i> e Detecção Remota	23
2.2. Fotometria.....	24
2.3. Lidar	25
2.3.1. A equação lidar.....	26
3. Metodologia	29
3.1. POLIPHON.....	29
3.1.1. Razão de Despolarização de Diferentes Tipos de Aerossol	30
3.1.2. POLIPHON <i>1-passo</i>	30

3.1.3. POLIPHON 2-passos.....	32
3.2 Nucleação de Gelo em Poeira	34
3.2.1. Estimativa dos Perfis de Núcleos de Gelo	37
3.2.2. Impactos no clima com temperaturas consideravelmente diferentes	40
4. Resultados	42
4.1 Imagem de Satélite	42
4.2 Espessura Ótica de Aerossóis	43
4.3. Evolução Temporal das Observações lidar	44
4.4. Retrotrajetórias	47
4.5. Perfis Verticais até à determinação de Núcleos de Gelo	48
4.5.1. Perfis de Retrodispersão.....	49
4.5.2. Aplicação do POLIPHON.....	50
4.5.3. Concentração de Partículas.....	55
4.5.4. Determinação de Concentração de Núcleos de Gelo (INC)	57
4.5.5. Eficiência de Nucleação pelo Arrefecimento de uma Massa de Ar com Poeira	62
4.5.6. Alterações após o aparecimento de nuvens de níveis médios.....	71
5. Conclusões.....	74
6. Referências.....	76

Índice de Acrónimos

AERONET – Aerosol Robotic Network

EARLINET - European Aerosol Research Lidar Network

ERF_{ari} – Forçamento Radiativo Efetivo devido a Interações Aerossol-Radiação

INP – Ice Nucleating Particle

IPCC – Painel Intergovenamental para as Alterções Climáticas

LIDAR – Light Detection and Ranging

POLIPHON (Polarization Lidar Photometer Networking)

1. Introdução e Estrutura

Nesta primeira secção, começa-se por descrever brevemente alguns conceitos relacionados com a caracterização dos aerossóis, e dar uma curta explicação sobre parâmetros relacionados com a radiação solar. Além disso, realiza-se uma sucinta introdução aos processos de interação de aerossóis com a radiação e com as nuvens. Avança-se ainda com uma introdução aos principais processos de dispersão de radiação na atmosfera.

1.1 Fundamentos

A atmosfera é a camada gasosa que envolve a Terra e que protege a vida no planeta, através da absorção da radiação solar ultravioleta, e responsável fundamental do efeito de estufa, permitindo a passagem de radiação solar e absorvendo radiação térmica da superfície. Além de ser composta por gases, maioritariamente azoto (cerca de 78%) e oxigénio (cerca de 21%), a atmosfera é constituída também (principalmente na troposfera, que ocupa os primeiros 8 a 16 km da atmosfera, apresentando variações sazonais e latitudinais) por aerossóis e nuvens.

1.1.1. Aerossóis

Os aerossóis são partículas líquidas ou sólidas suspensas na atmosfera, que podem ser de origem antropogénica, por exemplo, via combustão fóssil, ou de origem natural, como são exemplo, sulfatos provenientes de emissões vulcânicas ou partículas marinhas originárias do rebentamento de ondas ou transportadas pelo vento, bem como ser decorrentes da evaporação de gotículas. A composição química dessas partículas dependerá primeiramente da fonte e depois da trajetória percorrida, ao longo da qual se pode cruzar com partículas de outros tipos. A remoção dos aerossóis da atmosfera, acontece através de processos de deposição seca ou húmida, sendo que a sua permanência em altitude dependerá, além da composição química (e de reações que ocorram e possam removê-las pela criação de outras partículas), da sua forma e do seu tamanho e até da própria altitude [Ramashandran, 2018]. Os aerossóis apresentam em geral uma distribuição bimodal na atmosfera, considerando-se frequentemente partículas de modo fino, aquelas que apresentam raios inferiores a 1 μm , e de modo grosso, as que apresentam um raio superior a esse valor [e.g. Liou, 2002, Seinfeld & Pandis, 1998]. No caso do modo grosso,

incluem-se geralmente, partículas resultantes de processos mecânicos, possivelmente eólicos ou marinhos. As partículas de poeira podem, por exemplo, ter origem em zonas desérticas, por ação do vento, geradas através de erosão dos solos e/ou simplesmente via levantamento de partículas nessas zonas. Apresentam fortes ligações com o sistema climático, principalmente através de processos de transferência radiativa [Twomey, 1977] e são alvo do estudo deste trabalho.

1.1.2. Caracterização de Aerossóis

É comum avaliar a repartição dos aerossóis em termos de distribuições de densidade numérica por tamanhos, massa ou volume, integrando essas distribuições, entre o menor e o maior raio das partículas presentes numa determinada coluna vertical de ar. A distribuição por tamanhos revela a quantidade de partículas presentes para cada intervalo de raios. Há uma tendência para que o número de partículas aumente rapidamente com a diminuição do tamanho das partículas. Contudo, ainda que as partículas mais pequenas num dado volume sejam a maioria, a secção eficaz aumenta com o quadrado do raio das partículas, e assim, os efeitos de partículas maiores, continuam a dominar. A distribuição por tamanhos, pode ser caracterizada utilizando $n(r)$, que é o número de partículas de raio r por volume (cm^{-3}). Do mesmo modo que $n(r)$ se refere a valores de densidade numérica, $m(r)$ e $v(r)$, referem-se a distribuições em termos de massa (g cm^{-3}) e volume, podendo ser descritas por:

$$n(r) = \frac{dN}{dr} \quad (1.1)$$

$$m(r) = \frac{dM}{dr} \quad (1.2)$$

$$\text{e } v(r) = \frac{dV}{d\ln(r)} \quad (1.3)$$

em que N , M , e V são o número de partículas, a massa e o volume de aerossol, integrados ao longo do intervalo de raios dessas partículas. Estas distribuições, para as quais as partículas são consideradas esféricas, podem ser relacionadas entre si como segue:

$$\frac{dV}{d\ln(r)} = \frac{4\pi r^3}{3} \frac{dN}{dr} = \frac{4\pi \rho r^3}{3} \frac{dN}{d\ln r} \quad (1.4)$$

Onde ρ é a densidade das partículas, admitida constante. A parcela da direita permite estabelecer a distribuição mássica das partículas. Quanto à distribuição bimodal dos aerossóis, segundo [Wilson & Sug, 1997], o modo fino pode ainda ser dividido em modo de acumulação e em modo de nucleação, no caso de partículas com raios superiores ou inferiores a $0.1 \mu\text{m}$. Neste caso, os processos de formação das partículas têm como base a conversão gás-partícula. No caso de partículas de raios maiores, a tendência é para que processos mecânicos estejam na sua origem. A permanência na atmosfera tende a ser mais extensa para o caso de partículas no modo de acumulação, sendo que as partículas de nucleação veem inviabilizada essa mesma permanência por largos períodos, muito porque tendem a ser muito ativas física e quimicamente. Também as partículas de modo grosso tendem a permanecer menos tempo se comparadas com as do modo de acumulação, e dominam sobre zonas rurais, marinhas e desérticas. Geralmente, as partículas de modo fino, têm uma componente especialmente forte de material antropogénico, e as de modo grosso costumam ser associadas a poeira mineral. Outras classificações importantes são as que referem as fontes e os processos de origem de determinados aerossóis atmosféricos.

Para uma análise adequada do papel das poeiras na modelação do clima, procede-se à determinação de perfis verticais em que se distingam partículas de modo fino e de modo grosso, visto que influenciam o balanço radiativo, os processos das nuvens e as condições do ambiente, de diferentes maneiras. O modo grosso tende a estar mais ligado às propriedades óticas e ao impacto radiativo das partículas, enquanto que o modo fino tende a ter um maior impacto na qualidade do ar, ainda que também tenha influência nas propriedades microfísicas e óticas do total de poeiras, sendo por isso importante a sua medição [Ansmann et al., 2007].

1.1.3. Interação Aerossóis-Radiação

A existência de aerossóis é especialmente significativa para o sistema climático, pela forma como estes absorvem e dispersam radiação na atmosfera, e pelo facto de servirem como núcleos de condensação e de gelo. Assim, além de interferirem nos níveis de contaminação do ar, estas partículas têm o poder de influenciar o processo de formação de nuvens e de modificar certos parâmetros microfísicos das mesmas. Diversos componentes da troposfera revelam-se essenciais, quando toca a avaliar o balanço radiativo do planeta: o vapor de água absorve

radiação infravermelha, as nuvens revelam-se importantes pois possuem uma elevada (ainda que variável) capacidade de reflexão de radiação solar e absorção de radiação infravermelha, e os cristais de gelo de altitudes mais elevadas da troposfera, têm uma destacável tendência para refletir radiação solar.

Um dos objetos de estudo no âmbito da investigação das alterações climáticas é a influência dos aerossóis no balanço energético do planeta, cuja interação com a radiação solar e terrestre é objeto de análise. Os aerossóis podem levar a forçamentos que poderão influenciar o balanço energético global, e ter efeitos na temperatura média global à superfície. De acordo com o quinto relatório do IPCC [IPCC, 2013], o forçamento radiativo é a medida da influência que um determinado fator tem na variação do balanço energético do sistema Terra-Atmosfera expresso em W/m^2 . A existência de um maior número de aerossóis, pode levar a que por via de mais radiação refletida e dispersa, os valores do albedo planetário se alterem. Neste caso, se há mais dispersão de radiação solar, e tornando-se o planeta mais refletivo, a tendência é de forçamento radiativo negativo. Contudo, os aerossóis também absorvem parte da radiação. Ainda que localmente possa haver arrefecimento, a absorção por aerossóis, tem o efeito contrário ao efeito da dispersão e por processos de redistribuição térmica via circulação atmosférica, a tendência é de aquecimento do sistema climático a grande escala [IPCC, 2013]. Contudo, a maioria dos estudos está de acordo ao referir que o efeito radiativo total dos aerossóis é para arrefecer o planeta.

Na figura 1 mostra-se a contribuição dos componentes antropogénicos em termos de densidade de probabilidade de forçamento radiativo efetivo. No seu conjunto, o efeito de todas as partículas suspensas na atmosfera, segundo o quinto relatório do IPCC [IPCC, 2013], tende a contrabalançar o efeito de aquecimento provocado pelo aumento de gases com efeito de estufa na atmosfera. Observa-se, contudo, que a densidade de probabilidade para os aerossóis é mais ampla se comparada com a influência dos gases com efeito de estufa, facto que revela a ainda elevada incerteza existente nos estudos focados na influência dos aerossóis no balanço radiativo. Ainda de acordo com o dito relatório, o efeito direto do forçamento devido aos aerossóis, é o efeito radiativo ocorrido devido a uma mudança na concentração de aerossóis incluindo os ajustamentos resultantes.

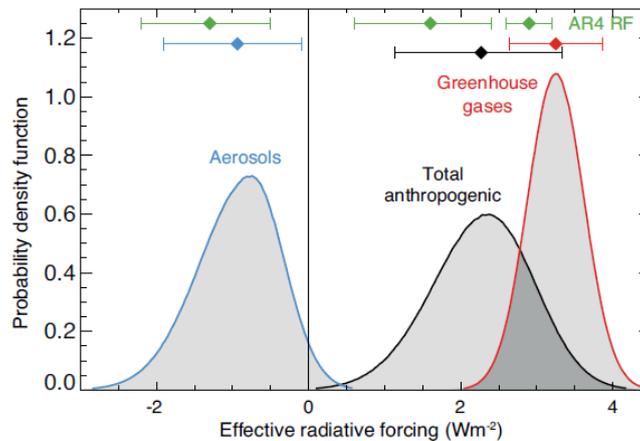


Figura 1: Contribuição de aerossóis e de outros constituintes atmosféricos para o forçamento radiativo efetivo. Retirado de [IPCC, 2013]

Os ajustamentos são as respostas do sistema climático a uma mudança com adição ou remoção de agentes forçadores, que pode manifestar-se através de alterações na cobertura nebulosa, e que indiretamente envolverá alterações nos fluxos de energia interna do sistema e no balanço radiativo. O impacto no balanço radiativo pode ser amplificado ou reduzido mediante mecanismos de retroalimentação positivos ou negativos, que contribuem respetivamente para aumentar ou reduzir a alteração resultante dos forçamentos nas temperaturas globais. Se o efeito direto devido a cada tipo de aerossol é avaliado em separado, o que indicam os estudos é mais incerteza do que no caso de se avaliar o efeito relativo ao conjunto de todos os componentes situados na categoria de aerossóis. O forçamento radiativo efetivo (ERF_{ari}) é uma medida absoluta dos efeitos radiativos devido aos forçamentos e que inclui os ajustamentos acima referidos, e está indicado na figura 2. Estes podem ser, por exemplo, mudanças no aparecimento de nuvens (ajustamento) após a entrada de uma quantidade considerável de aerossol na troposfera (forçamento). Isto é desde logo importante porque as nuvens têm o poder de refletir radiação solar, através do qual tendem a arrefecer o sistema climático, apesar de que as nuvens também emitem radiação térmica, neste caso com efeito de aquecimento. As alterações na temperatura decorrerão, porém, apenas após os ajustamentos, e os resultados diferem a nível global, regional e local. O aquecimento, pode ocorrer entre alguns dias depois de o forçamento ter sido aplicado até alguns meses [Dong et al., 2009]. O efeito radiativo efetivo inclui, portanto,

o efeito direto, neste caso a entrada de mais aerossóis, que poderia, por exemplo, resultar em mais reflexão de radiação solar, e o efeito semidireto, poderia ser o aparecimento de mais nuvens. Indiretamente isso iria resultar numa alteração do balanço radiativo. Assim sendo, ao servirem como núcleos de condensação e de gelo, e ao terem o poder de influenciar o processo de formação de nuvens e de ir modificando certos parâmetros microfísicos das mesmas, os aerossóis terão também um efeito indireto no balanço radiativo terrestre.

1.1.4. Interação Aerossol-Nuvem

Apesar de terem existido melhorias nos conhecimentos, as interações aerossol-nuvem continuam a apresentar grandes incertezas, visto existir um grande número de formas por via das quais, quer as interações aerossol-radiação, quer as interações aerossol-nuvem se podem dar, e pela dificuldade que há em diferenciar a influência de cada uma dessas formas de como os aerossóis podem interagir com a radiação e influenciar na formação e evolução de nuvens. Acresce que, também há dificuldades na determinação da distribuição temporal e espacial dos aerossóis, resultando em efeitos complexos e difíceis de simular com os atuais modelos, facto que contribui para o aumento da incerteza das estimativas do forçamento radiativo devido aos aerossóis. De acordo com o quinto relatório do IPCC [IPCC, 2013], o resultado líquido dos forçamentos devido à interação aerossol-nuvem é negativo (arrefecimento). Os estudos realizados até então, sugerem significativos efeitos nos valores de precipitação em certas regiões [IPCC, 2013]. Ao existir um número maior de aerossóis, passam a existir mais núcleos para gotículas, cuja dimensão, porém, tende a ser menor. Com isso aumenta também o número de cristais de gelo, originando uma tendência crescente no albedo das nuvens e na quantidade de radiação refletida. Assim, como é assinalado na figura 2, o forçamento radiativo devido à interação aerossóis-nuvens é negativo.

O impacto dos aerossóis varia mediante diferentes tamanhos, sendo que o efeito combinado dos aerossóis a nível local com transporte de longo alcance, pode ter a capacidade de alterar a circulação geral da atmosfera e os processos de formação de nuvens e precipitação, como demonstraram diversos estudos [Lau et al., 2008]. Podem ainda existir impactos em fatores meteorológicos como os padrões de vento e temperatura. Se houver um aumento na concentração de núcleos de gelo, isso pode implicar, por exemplo, que em nuvens de elevadas altitudes

ocorra mais precipitação com encurtamento do tempo de vida da nuvem (em nuvens de níveis médios), resultando num balanço radiativo negativo, ou então levar ao aumento desse tempo de vida e do albedo, levando a uma contribuição para arrefecimento do planeta. Pode resultar ainda em menores quantidades de nuvens, mas com maiores dimensões, como acontece geralmente em nuvens do tipo *cirrus*, no que se conhece como efeito de Twomey [Twomey et al., 1974]. Este tipo de nuvens em particular, é constituída por minúsculos cristais de gelo. Contrariamente a outros tipos de nuvens, os *cirrus* exercem um efeito radiativo positivo no sistema Terra-Atmosfera [Kuebbeler et al.,2013].

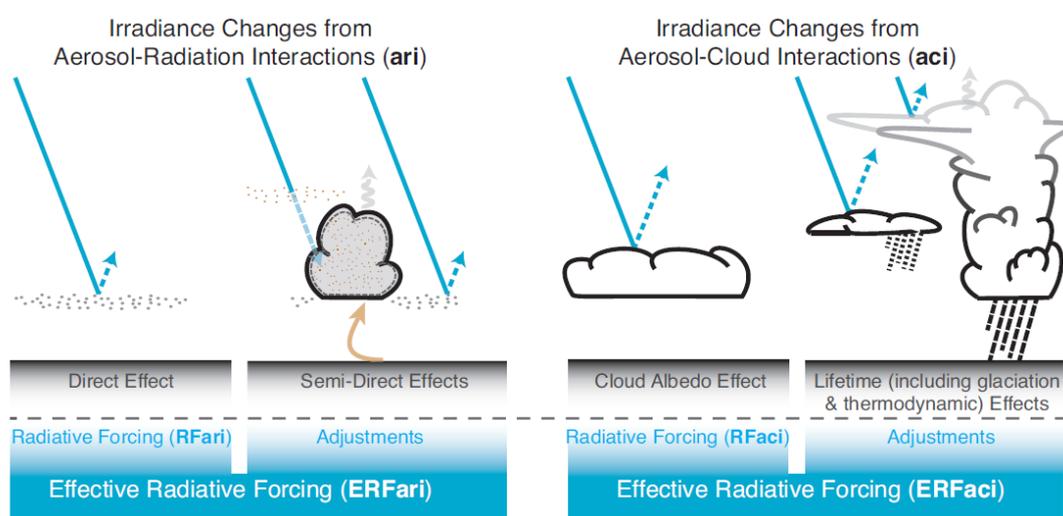


Figura 2: Representação de um efeito radiativo efetivo com mudanças resultantes de interações aerossol-radiação e aerossol-nuvem. Retirado de [IPCC, 2013]

Um outro efeito que pode ocorrer é o aumento da eficiência de precipitação, por meio de fontes diretas como condensação e deposição de vapor, através do aumento do número de núcleos de gelo [Ramachandran, 2018]. A formação de gotículas ou cristais de gelo está dependente da temperatura, mas o facto de existirem temperaturas inferiores a 0°C não implica que haja formação de nuvens constituídas parcial ou totalmente por gelo. Com temperaturas inferiores a este valor, podem inclusive, continuar a ser formadas nuvens totalmente líquidas. Mediante o conteúdo em água líquida e gelo, e a capacidade de produzir precipitação as nuvens são classificadas de formas diferentes.

A relação aerossol-nuvem é, no entanto, uma das áreas onde ainda se encontram mais incertezas quanto ao seu real efeito no clima a nível local, regional e global.

1.1.5. Aerossóis de Poeira

As poeiras, um agregado de diferentes tipos de minerais [Goudie & Middleton, 2006], são um exemplo do que se pode chamar de aerossol, sendo um dos principais componentes da atmosfera do planeta à escala global. Podem ter origem na desintegração mecânica de material da superfície de zonas desérticas, mas também resultar da ação do vento, de turbulência e convecção, por exemplo em extensas zonas de cultivo, sendo transportadas principalmente pelas zonas mais baixas da troposfera. Este tipo de aerossol é muito frequente no Sul de Espanha e em Portugal, pela proximidade às zonas desérticas do Norte de África de onde são provenientes as intrusões de poeira, que através de grandes cargas de aerossol modelam a climatologia dos aerossóis na região [Valenzuela, et al., 2012], podendo por vezes alcançar distâncias muito maiores, chegando mesmo a cruzar o Atlântico [Baars et al., 2011]. As partículas de poeira costumam atingir altitudes mais elevadas que outros tipos de aerossol. [Preißler et al, 2009] determinaram a altitude média para as camadas de poeira em Évora tendo obtido altitudes de $3,8 \pm 1,9$ km acima do nível médio do mar para o verão e $2,3 \pm 0,9$ km para o inverno. Além disso, estas partículas podem ser advectadas em altitude durante muito mais tempo. Assim, os efeitos no sistema climático podem atingir um nível global, com as subseqüentes alterações no albedo planetário e as mudanças que isso implica no processo de formação de nuvens. Ao longo desse percurso, as partículas podem sofrer algumas alterações químicas e físicas e cruzar-se com outro tipo de partículas. Segundo Laurent et al., (2008), as poeiras do Sahara são a principal fonte mundial deste tipo do aerossol em todo o mundo, tendo apresentado valores médios de 670 ± 70 Tg/ano, no período entre 1996 e 2001 na região leste do Sahara. A avaliação das suas retro-trajetórias é, como veremos, de real importância nos estudos. Visto apresentarem em geral, raios superiores a $1 \mu\text{m}$, as poeiras costumam ser incluídas no modo grosso de partículas [Whitby et al., 1976]. Estes tipos de aerossóis têm, além do mais, o potencial para impactar na saúde humana, bem como na qualidade do ar e na visibilidade [Bravo-Aranda, 2014]. De acordo com o quinto relatório do IPCC [IPCC, 2013], o forçamento relativo às poeiras tende a ser nega-

tivo, deixando em aberto a possibilidade de o mesmo resultar ligeiramente positivo, dado o elevado intervalo da curva de probabilidades. Neste caso, a contribuição da poeira mineral no balanço radiativo é estimada como sendo entre ligeiramente positivo (0.1 Wm^{-2}) e negativo (-0.3 Wm^{-2}).

1.1.6. Dispersão de Radiação

Ao entrar na atmosfera, a radiação eletromagnética ao longo de todo o espectro, pode ser várias vezes dispersada alterando-se a sua direção e intensidade. Pode ocorrer que essa dispersão ocorra em sentidos que vão desde o da própria incidência, ao sentido completamente oposto ao da incidência, denominada no caso, retrodispersão. Dependendo do tipo de agente dispersor, a dispersão também pode alterar o estado de polarização da radiação incidente [Bravo-Aranda, 2014]. A sua magnitude depende, para um certo comprimento de onda, do tamanho da partícula, do índice de refração e da concentração dos agentes dispersores [Guerrero-Rascado, 2008]. A radiação pode ainda atravessar certos corpos, sem interação, dizendo-se nesse caso, transmitida. A radiação que atinge diretamente o solo, é radiação direta, e a que a alcança de forma indireta após ter sido dispersa é radiação difusa. Agentes dispersores podem ser de diversos tipos e tamanhos: moléculas de gás de tamanho pouco variável ($\approx 10^{-4} \mu\text{m} \approx \text{Å}$), aerossóis cujos tamanhos são consideravelmente mais variáveis, o que inclusive, dificulta a discriminação de diferentes tipos ($\approx 1 \mu\text{m}$), gotículas ($\approx 10 \mu\text{m}$), cristais de gelo ($\approx 10^2 \mu\text{m}$), ou granizo (cm). Tanto as nuvens como os aerossóis originam radiação difusa ao dispersarem a radiação. Outro fator a considerar é a altitude solar, que quanto menor for, maior será a distância percorrida num meio com um dado índice de refração, ou seja, maior será a quantidade de agentes dispersores a interagir com a radiação no seu caminho até à superfície. Também o tamanho das partículas interfere com o tipo de dispersão que deve ocorrer.

O parâmetro de tamanho x , representativo de uma partícula dispersora, relaciona o comprimento de onda incidente com o tamanho do elemento dispersor e permite inferir o efeito do tamanho das partículas na dispersão [Liou, 2002]:

$$x = 2\pi a/\lambda \quad (1.5)$$

onde a é o raio da partícula e λ , o comprimento de onda da radiação incidente. Se na equação (1.5), $x \ll 1$, a dispersão é chamada de Rayleigh ou molecular, pelo facto de neste caso, serem as moléculas os agentes dispersores, cuja eficiência de dispersão molecular diminui para comprimentos de onda maiores. Neste caso, os elementos dispersores têm um tamanho inferior ao comprimento de onda de radiação, levando a que a dispersão ocorra de igual forma, na direção de propagação da radiação incidente, e na direção oposta. Se $x \geq 1$, a dispersão é chamada de Lorenz-Mie. Neste caso, a dispersão da energia ocorre em maior quantidade no sentido da radiação incidente, e depende da forma e tamanho das partículas, da composição química e da distribuição e concentração dessas partículas. Quanto maiores são essas partículas, maior será a assimetria da dispersão, e mais radiação será dispersa numa das direções. A teoria de Mie pode ser aplicada como aproximação a partículas não esféricas [Wandinger, 2002].

Na figura 3 observam-se os padrões de dispersão para agentes dispersores esféricos de diversos tipos e tamanhos: $\approx 10^{-4}$ μm , em que há dispersão de Rayleigh, e 0.1 μm e ≈ 1 μm , quando a dispersão tende ocorrer no sentido de propagação da radiação incidente. Por outro lado, a radiação pode ser absorvida pelos constituintes atmosféricos, sendo que a fração de radiação absorvida, dependerá do tipo agente absorvente e da sua composição química. A dispersão pode ser elástica, quando um feixe é emitido a um determinado comprimento de onda, e se mantém durante o processo sem alterar esse comprimento de onda. As teorias de dispersão de Rayleigh e de dispersão de Mie, descrevem a dispersão elástica e servem de base à tecnologia lidar (*Light Detection and Ranging*), descrita mais à frente, que juntando os dados de redes como a EARLINET (*European Aerosol Research Lidar Network*) [Pappalardo et al., 2014], que permite estudar a evolução à escala continental a evolução temporal e espacial de partículas atmosféricas, serão importantes na obtenção de um conjunto coordenado de medições úteis ao estudo dos aerossóis. Este conjunto e medições é utilizado para a descrição de partículas com formas e índices de refração distintos, e permite recolher informação acerca da localização de aerossóis e nuvens, em sistemas que permitam medir a retrodispersão produzida pelos componentes atmosféricos no feixe emissor via dispersão elástica. Mediante a intensidade dessa retrodispersão, afere-se a densidade de aerossol numa dada camada e pela cifra de despolarização encontrada, é possível prever o tipo de aerossol ali presente. A razão de despolarização linear das partículas é um dos parâmetros fundamentais no estudo de aerossóis, e pode ser definida como a razão

entre a intensidade da componente perpendicular e da componente paralela da radiação retro-dispersada, calculada a partir da razão entre a fração de radiação polarizada perpendicularmente à radiação incidente pela componente do sinal que é paralela [Ansmann et al, 2007].

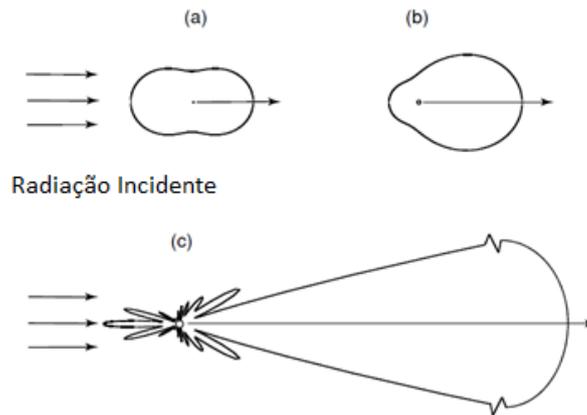


Figura 3: Padrões angulares de dispersão para aerossóis esféricos. Baseado em [Liou, 2002].

Contudo, ao contrário das partículas esféricas, as partículas não esféricas apresentam taxas de despolarização da radiação retrodispersada consideráveis, ou seja, o estado de polarização do feixe de radiação, inicialmente polarizado de forma linear, é alterado. Assim, a detecção de radiação dispersada pode ser usada para obter informação desses mesmos tamanhos e de outros parâmetros relativos a aerossóis, a partir dessa dependência do comprimento de onda.

1.1.7. Espessura Ótica e Expoente de Ångström

O coeficiente de extinção ou atenuação refere-se ao enfraquecimento de um feixe de radiação ao atravessar um certo meio, podendo ser dado em m^{-1} por:

$$\sigma(\lambda) = \sigma_d(\lambda) + \sigma_a(\lambda) \quad (1.6)$$

onde $\sigma_d(\lambda)$ é o coeficiente de dispersão e $\sigma_a(\lambda)$ o coeficiente de absorção, e onde se incluem as componentes de absorção e dispersão quer para moléculas, quer para aerossóis, as duas formas de remoção de energia de um feixe de radiação ao atravessar um certo meio. A repartição pelos termos da absorção e dispersão depende de se os fótons da radiação emitida

chegam ou não a transformar-se em energia interna das partículas. Os seus valores são tanto maiores, quanto maior é a atenuação do feixe, que na ausência de aerossóis seriam exclusivamente devido a dispersão de Rayleigh. A dependência do comprimento de onda, é variável mediante a forma, o tamanho e o índice de refração dos agentes dispersores. O coeficiente de extinção devido a partículas e moléculas num dado volume da atmosfera é a secção eficaz de extinção, ou seja, a quantidade de energia removida do feixe original por cada partícula, multiplicada pela densidade numérica das partículas. Se N_j é a densidade numérica de partículas ou moléculas dispersantes de um dado tipo j , e se $d\sigma_{j,d}(\lambda)$ é a secção eficaz da extinção, para um dado comprimento de onda, o coeficiente de extinção pode ser expresso por:

$$\sigma(R, \lambda) = \sum N_j d\sigma_{j,d}(\lambda) \quad (1.7)$$

Um importante parâmetro, aplicável aos estudos da atmosfera, é a espessura ótica dos aerossóis, τ , que é útil na determinação da carga de aerossol presente em determinada camada.

A espessura ótica é adimensional e exhibe o poder de atenuação das partículas dessa camada. É determinada a partir da integração do coeficiente de extinção ao longo de uma coluna vertical [Liou, 1980]. Se consideramos a espessura ótica, para toda a atmosfera, teremos de ter em conta, além da parcela de espessura ótica devido aos aerossóis, a parte da dispersão devido às moléculas, e a parte devido à absorção molecular de componentes como o ozono, o dióxido de azoto e o vapor de água [Ramachandran, 2018]. Este parâmetro revela a forma exponencial decrescente de um feixe de radiação, ao atravessar a atmosfera. É o resultado da extinção devido à soma da componente dispersada com a componente absorvida da radiação. Esta última variável é de enorme relevância no estudo da atmosfera, pela importância que tem saber-se até que ponto a transmissão de radiação é evitada pelas partículas, na caracterização da carga de aerossóis presente. Pode ser definida como a integração da extinção ao longo da coluna vertical e escrita da seguinte maneira:

$$\tau = \int_0^R \alpha(z) dz \quad (1.8)$$

onde é feita a integração do coeficiente de extinção das partículas de uma camada de espessura R , refletindo a quantidade de radiação que é subtraída à radiação eletromagnética incidente, por parte da atmosfera.

A espessura ótica relaciona-se com o comprimento de onda da radiação, através do expoente de Ångström α , que expressa a dependência espectral da espessura ótica dos aerossóis, através da determinação dos coeficientes de retrodispersão ou extinção em dois comprimentos de onda diferentes [Weitkamp, 2005]. O tamanho dos aerossóis determina os valores deste parâmetro, sendo que os valores mais baixos correspondem a uma predominância de partículas maiores, e valores mais elevados, a uma predominância de partículas mais pequenas. É definido de acordo com a Lei de Ångström, da seguinte maneira:

$$\tau(\lambda) = \tau' \lambda^{-\alpha} \quad (1.9)$$

onde τ' é a espessura ótica a um comprimento de onda λ de 1 micrómetro e τ a espessura ótica a um dado comprimento de onda. Assim, para um mesmo valor de expoente de Ångström, para comprimentos de onda maiores diminui a espessura ótica [Schuster, 2005]. Os coeficientes de extinção e retrodispersão dependem do tamanho e da forma da partícula dispersora, mas também do comprimento de onda da radiação incidente, e refletem a capacidade que um meio tem de absorver e dispersar radiação [Bravo-Aranda, 2014]. Para a determinação de perfis atmosféricos verticais, recorre-se às tecnologias radar (Radio Detection And Ranging) e lidar. Contudo, o radar está limitado no estudo de aerossóis pelo facto do tamanho dos mesmos não se ajustar aos comprimentos de onda utilizados, no caso, na zona do rádio e do micro-ondas. O lidar diferencia-se simplesmente pelo facto de efetuar a deteção remota através da utilização de comprimentos de onda que vão desde o infravermelho próximo ao ultravioleta.

O coeficiente de retrodispersão está na base do princípio lidar, que se destaca mais à frente. Revela a quantidade de luz dispersa a 180° e detetada pelo sistema. Se N_j é a densidade numérica de partículas ou moléculas dispersantes de um dado tipo j , dado em m^{-3} e se $\frac{d\sigma_{j,d}(\pi,\lambda)}{d\Omega}$ é a secção eficaz das partículas dispersoras na direção oposta à radiação incidente, para um dado comprimento de onda e dada em $m^{-2}sr^{-1}$, a retrodispersão pode ser expressa em $m^{-1} sr^{-1}$ de forma similar à extinção por:

$$\beta_j = \sum N_j \frac{d\sigma_{j,a}(\pi, \lambda)}{d\Omega} \quad (1.10)$$

para um dado volume afetado por um pulso de radiação, e onde $d\Omega$ é o ângulo sólido, e onde se somam os resultados de todos os agentes dispersores. Na atmosfera, os feixes de radiação são dispersados por moléculas de ar e por partículas:

$$\beta(R, \lambda) = \beta_{moléculas}(R, \lambda) + \beta_{partículas}(R, \lambda) \quad (1.11)$$

sendo que a dispersão molecular depende da densidade do ar e da altitude, com a qual decresce, quando a medição é feita desde a superfície, em que R é a distância a que se encontra o agente dispersor da fonte emissora de radiação.

Através da aplicação do método de utilização do lidar proposto por Fernald et al. (1972), Fernald (1984) e Klett (1981, 1985) para retrodispersão elástica, e da relação entre os coeficientes de extinção e retrodispersão moleculares, obtidos com base na teoria de Rayleigh, pode assumir-se uma razão entre a extinção e a retrodispersão de partículas constante ao longo de um perfil vertical.

Podem obter-se perfis de coeficientes de extinção, que podem ser determinados a partir da seguinte relação:

$$\sigma_{part}(R) = \beta_{part}(R) LR_{part} \quad (1.12)$$

onde a razão lidar de partículas, LR_{part} , é a razão entre a quantidade de radiação dispersada e absorvida pela quantidade de radiação retrodispersada pelas partículas, $\frac{\sigma_{part}(R)}{\beta_{part}(R)}$, em sr . A razão lidar, pode ser estimada a partir de informação adicional resultante de medições de fotometria. Visto que a extinção e a retrodispersão das partículas são obtidas de forma independente, mediante o método de Raman, essa razão lidar de partículas pode ser determinada [Ansmann, 1992]. Os valores típicos para a razão lidar são variáveis mediante o tipo de partículas. No estudo das poeiras, a razão lidar apresenta valores típicos de cerca de 50 sr [Weitkamp, 2005]. Estes valores variam também porque os coeficientes de extinção e retrodispersão se alteram com a forma e o tamanho das partículas, cuja localização interfere na composição química das

mesmas. Informações relativas à razão lidar de partículas, ao expoente de Ångström, e a perfis de despolarização podem, em conjunto, ajudar na tipificação de uma camada de aerossóis em estudo.

A transmitância é outro parâmetro particularmente importante no estudo das interações aerossol-radiação, e é definido pela Lei Beer–Lambert–Bouguer, que a relaciona com o coeficiente de extinção, e que pode ser aplicada à atmosfera. A transmitância, é assim a fração entre a intensidade da radiação que consegue atravessar o meio e a intensidade da radiação incidente. Pode ser escrita como:

$$T(z, \lambda) = e^{-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr} \quad (1.13)$$

onde $T(z, \lambda)$ é a transmitância, que pode variar entre 0 e 1, e α o coeficiente de extinção, no caso, devido a partículas e moléculas presentes naquela secção vertical da atmosfera. A transmitância pode ainda ser relacionada com a espessura ótica, a razão de radiação incidente sobre a transmitida através de um material.

2. Instrumentação

Nesta secção, realiza-se uma breve introdução às técnicas utilizadas no estudo da atmosfera, com ênfase na tecnologia lidar, passando também pela fotometria.

2.1. Técnicas *in-situ* e Detecção Remota

No estudo dos aerossóis podem ser aplicadas técnicas *in-situ*, que estão em contacto direto com o meio a analisar. Permitem a recolha de informações de propriedades microfísicas, químicas e radiativas de amostras de aerossóis, representativas de localizações concretas. As técnicas de deteção remota, são aplicadas no caso de não haver contacto com os objetos em estudo, analisados de forma indireta, e que permitem a recolha de dados relativos a aerossóis, mediante o envio de radiação de comprimentos de onda para os quais, os outros constituintes interagirão o menos possível [Obregón-Muñoz, 2014]. Neste último caso, podem ser aplicadas técnicas ativas e passivas de deteção remota, se a radiação eletromagnética utilizada é emitida pelos sensores, ou se a fonte de emissão de radiação é externa à experiência, ou seja, emitida por outros objetos. Caso o efeito dos aerossóis na radiação eletromagnética incidente seja avaliado pela utilização de técnicas ativas, a radiação é emitida na direção dos objetos em estudo, e devolvida de volta à fonte. Os satélites são essenciais quer de forma ativa, por meio da emissão de energia dirigida a áreas ou objetos, detetando depois a radiação devolvida, quer de forma passiva, através da recolha de radiação emitida por objetos, ou refletida por outros.

As técnicas passivas aplicadas por satélite permitem uma grande cobertura espacial e regular e o seguimento dos aerossóis a nível global, e a longo prazo ajudam na deteção das suas propriedades e na medição homogénea das concentrações dos mesmos [Obregón-Muñoz, 2014].

Em comparação com as técnicas à superfície, as medições em aviões permitem abarcar várias regiões com o mesmo sistema lidar e em períodos mais curtos, ao terem a capacidade de viajarem mais rápido que os movimentos de massas de ar de grande escala. Os lidar a bordo de aviões são importantes em estudos da camada limite, de ventos troposféricos e estratosféricos, bem como de transporte de longa distância e duração de aerossóis via observação de trajetórias,

como é o caso de poluentes, aerossóis vulcânicos ou do objeto de estudo do presente trabalho, as poeiras do Sahara.

A detecção remota passiva a partir do solo, permite a obtenção de medições de radiância solar em comprimentos de onda nos quais interagem muito pouco constituintes atmosféricos que não sejam aerossóis (evitam bandas de absorção de gases). Permite a obtenção de propriedades que definem certos tipos de aerossóis numa coluna atmosférica, sendo importante na medida em que fatores orográficos ou atividades locais têm influência na distribuição dos aerossóis. A detecção remota a partir do solo possibilita auxiliar na validação dos resultados obtidos via satélite.

2.2. Fotometria

A fotometria solar é uma técnica passiva que permite realizar medições de certas propriedades dos aerossóis durante o período diurno, através da radiação solar direta num intervalo específico de comprimentos de onda. Os dados vão sendo adquiridos por uma rede de fotômetros solares, como é a AERONET (AErosol RObotic NETwork) [Holben et al., 1992], um conjunto de fotômetros à superfície que permite acrescentar importantes dados relativos a propriedades de aerossóis atmosféricos, desde que em condições de pouca ou nula nebulosidade. Permite medir a partir do solo, dados relativos a espessuras óticas de aerossóis para vários comprimentos de onda a nível global. Esses dados resultam dessas medições da extinção solar devido a dispersão e absorção por aerossóis. Permite ainda obter dados de radiância difusa devido a dispersão na atmosfera, que alcança a superfície. Possibilita a análise de propriedades físicas e óticas de aerossóis durante eventos de poeira, servindo de referência para a validação de medições realizadas por outros meios [Obregón-Muñoz, 2014]. A fotometria solar é um método complementar ao lidar, sendo os dados utilizados como meio de comparação.

2.3. Lidar

Técnicas de detecção remota ativa como o lidar, têm sido bem-sucedidas no campo das ciências da atmosfera, sendo neste momento, indispensáveis. Têm a vantagem de permitir que se efetuem estudos sem perturbar o meio, possibilitando a sua realização em períodos diurnos e noturnos, desde que não haja condições de nevoeiro ou precipitação.

Através da emissão de pulsos de *laser* (*light amplification by stimulated emission of radiation*), é medido o tempo entre a emissão dos mesmos e a receção do sinal retrodispersado. Avaliam-se camadas de aerossol, podendo-se obter informações sobre as estruturas verticais de camadas de aerossol, bem como das propriedades físicas e óticas dos aerossóis ao longo dos perfis obtidos. Assim, fornece-se informação acerca do tamanho das influências e distribuição em função da distância aos elementos dispersores, através de métodos de inversão. Alguns lidares permitem também ajudar na determinação de variáveis como a temperatura e a humidade relativa. Do interesse do presente trabalho são os que ajudam na detecção de nuvens com a distinção de gotículas e cristais de gelo que permitem melhorar os conhecimentos sobre os seus efeitos climáticos.

Ainda que no caso do lidar a representatividade horizontal de cada estação seja reduzida, ela pode ser melhorada através de uma rede coordenada de dados de estações com instrumentos lidar, como é o caso da EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Pappalardo et al., 2014], ao longo de uma grande extensão geográfica no continente europeu, permitindo assim o estudo de diferentes tipos de aerossóis em condições meteorológicas variáveis. A possibilidade de cobertura da troposfera e da estratosfera [Grigas, et al., 2015] e de uma razão espacial tipicamente de 7,5 m e de uma boa resolução temporal torna esta tecnologia bastante viável.

Um sistema lidar contém uma parte emissora, de onde são enviados pulsos curtos e intensos de *laser*, que são sujeitos a absorção e dispersão ao interagir com os constituintes atmosféricos ao longo do perfil vertical em estudo. Contém também uma parte recetora onde um telescópio recolhe os fótons retrodispersados por elementos atmosféricos. O campo de visão, deve ser reduzido a fim de diminuir a interferência de fótons que tenham sofrido múltipla dispersão, como se observa na figura 4. A parte emissora pode vir acompanhada por um expensor do feixe de *laser* colimado, a fim de reduzir a divergência da radiação *laser* antes de ser enviada para a atmosfera, e a parte recetora de um sistema de análise e seleção ótica, que

permite selecionar comprimentos de onda e estados de polarização da radiação que alcança os recetores óticos [Céspedes et al., 2008]. Aqui, o feixe chega já atenuado, visto só receber a parte retrodispersada e não a parte que é absorvida na atmosfera e dispersada noutras direções. Pode existir um filtro que antes de a radiação retrodispersada chegar ao recetor intercepte certas bandas de radiação. Ao chegar à parte recetora, o feixe de radiação é convertido em sinal elétrico e o número de fotões é contabilizado.

Como os *laser* dos sistemas lidar costumam emitir radiação linearmente polarizada, é possível medir as alterações no estado de polarização do sinal recebido em relação ao sinal emitido. Para a utilização da tecnologia é comum utilizar-se a emissão comprimentos de onda de 1064, 532 e 355 nm, que se selecionam para que se minimize a absorção molecular.

Nas medições lidar podem ser encontradas incertezas devido a erros acumulados em cada componente medido, levando a erros no sinal detetado. A relação sinal – ruído diminui com a altitude, fazendo com que as incertezas das medições aumentem com a altitude, visto que o ruído tende a aumentar com a altitude.

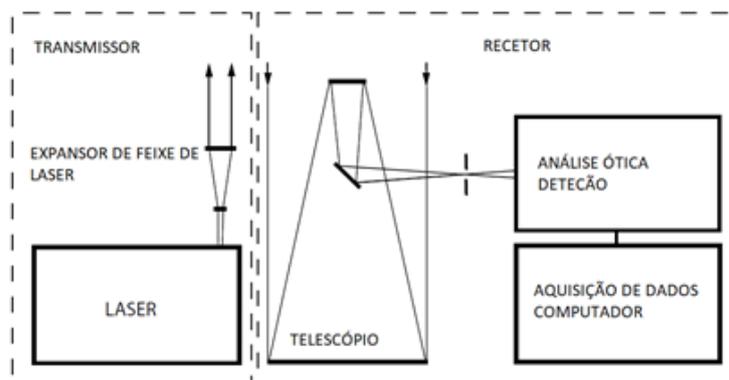


Figura 4: Esquema das principais partes do sistema lidar

2.3.1. A equação lidar

A equação lidar foi desenvolvida para se obter a potência do feixe que é devolvida ao recetor do sistema lidar, e de outras propriedades óticas dos aerossóis atmosféricos, e em particular, de poeiras do Sahara. Contudo, há uma parte dessa radiação emitida e retrodispersada que não consegue chegar ao telescópio, devido à sobreposição do feixe de laser com o campo de visão do telescópio. Essa radiação é quantificada pela função de sobreposição

($O(R)$, *overlap function*), função que altera o sinal devolvido no campo próximo e no campo distante. Nesta componente são consideradas as propriedades geométricas do lidar, descrevendo-se a sobreposição entre o sinal emitido e o recebido.

O fator de sobreposição é uma das componentes da equação da potência recebida $P(R)$, descrita pela equação (2.1), conhecida como equação lidar, de uma distância R para um determinado comprimento de onda, incluída no fator geométrico da equação. Na sua forma mais simples, o sinal lidar detetado pode ser escrito como:

$$P(R) = k G(R) \beta(R) T^2(R) \quad (2.1)$$

com R , a ser a distância obtida a partir do tempo entre a emissão do pulso de *laser* e a receção da radiação retrodispersada. A potência P recebida de uma distância R , depende de 4 fatores; k , referente à performance do sistema lidar, $G(R)$ o fator geométrico, são controlados experimentalmente. Relevantes para o estudo da atmosfera, são os dois seguintes fatores, os termos $\beta(R)$ e $T(R)$ respetivamente o termo da retrodispersão e o termo da transmissão a essa distância R . Descrevem respetivamente a capacidade da atmosfera para dispersar a radiação na direção oposta à do feixe incidente, e a quantidade de radiação que se perde entre o lidar e a distância R , no percurso de ida e volta.

Mais detalhadamente, o termo k para uma certa distância R aos dispersores e para um dado comprimento de onda de radiação, pode ser dado por $k(R, \lambda) = P_0 \frac{ct A \eta}{2}$, onde P_0 é a potência emitida pelo pulso de laser monocromático ao longo de uma porção da atmosfera $\frac{ct}{2}$, dada em $W sr^{-1}$, com c a ser a velocidade da luz, e t o tempo de deteção em s (resolução temporal do LIDAR), que se divide por 2, para ter em conta o percurso de ida e volta do pulso, cuja energia é dada por $E_0 = P_0 t$. A é a área efetiva do telescópio e η a eficiência do sistema.

O fator G vai depender da função de sobreposição $O(R)$, e será dividido por R^2 em referência à perda de potência do sinal entre o lidar e a parcela dispersora, sendo que $\frac{A}{R^2}$ é o ângulo sólido do lidar para a luz retrodispersada à distância R , que resulta da intensidade média retrodispersada através de um ângulo sólido 4π . Este termo varia entre 0 e 1.

O termo da retrodispersão $\beta(R)$ pode ser escrito como na equação (1.11), que é dos fatores incluídos na equação, tem uma maior influência no sinal detetado.

O último termo é o referente à parte atenuada do sinal, e que varia entre 0 e 1, desde se o sinal é completamente atenuado a se o sinal não apresenta qualquer extinção. Pode ser substituído, aproveitando a Lei de Beer–Lambert–Bouguer para a atenuação da radiação. Assim, resulta que a potência detetada do sinal em $W sr^{-1}$ é dada por:

$$P(R, \lambda) = P_0 \frac{ctA\eta}{2} \frac{O(R)}{z^2} \beta(R, \lambda) e^{-2 \int_0^z \alpha(R, \lambda) dr} \quad (2.2)$$

onde λ é o comprimento de onda do sinal detetado em metros, e $\beta(R, \lambda)$ e $\alpha(R, \lambda)$, respectivamente os coeficientes atmosféricos de retrodispersão e extinção, em $m^{-1} sr^{-1}$ e m^{-1} respectivamente [Weitkamp, 2005].

3. Metodologia

Nesta secção descreve-se a metodologia em que se baseia o presente trabalho para a determinação de perfis verticais de núcleos de gelo.

3.1. POLIPHON

O POLIPHON (*polarization-lidar photometer networking*) é um método computacional aplicado para distinguir perfis de retrodispersão e extinção de poeira, de perfis de aerossóis de outros tipos. Além disso, permite separar propriedades dos modos fino e grosso de poeiras, e separar essas mesmas propriedades para poeira e para os restantes aerossóis, indicados no presente estudo, como material esférico.

A interpretação das observações da tecnologia de polarização lidar, permite a estimativa da concentração da massa de cada componente de uma mistura de dois tipos de aerossol com diferente capacidade despolarizante. As partículas tendem a alterar o estado de polarização de uma fração de radiação incidente [e.g., Ansmann et al, 2007], ou seja, o estado obtido pela sobreposição de ondas eletromagnéticas com a mesma frequência cuja oscilação é perpendicular à direção de propagação da onda.

Diferentes tipos de aerossóis devem resultar em diferentes valores de despolarização, ou seja, da fração de radiação polarizada perpendicularmente à radiação incidente relativamente à componente do sinal que é paralela, podendo haver interferência na determinação de perfis de poeira por parte de partículas de outros tipos, alterando os valores totais de despolarização de uma camada. Assim, conhecendo valores de despolarização típicos, a técnica de polarização lidar permite obter perfis verticais de propriedades óticas dos aerossóis, separando quantitativamente os perfis de aerossóis despolarizantes dos perfis de aerossóis não despolarizantes.

A necessidade de estimar a fração dispersada de partículas esféricas resulta do facto de que a diferenciação de partículas esféricas, das partículas de poeira de modo fino e partículas de poeira de modo grosso, através da observação das razões de despolarização ser especialmente importante em estudos ocorridos durante eventos de poeira.

3.1.1. Razão de Despolarização de Diferentes Tipos de Aerossol

As técnicas de despolarização lidar podem ser aplicadas para a detecção da camada limite planetária em regiões afetadas frequentemente por eventos de poeira, estudando-se os processos de mistura entre os aerossóis da troposfera livre e esta mesma camada [Bravo-Aranda, 2017]. Isto é importante na medida em que podem ocorrer interações entre a camada limite planetária e uma camada de poeiras, e, portanto, na avaliação dos mecanismos dessa interação, e ainda porque a dita camada funciona como limite à difusão de aerossóis, sendo que acima da sua altura máxima, a carga de aerossóis é muito menor. A camada limite é influenciada por processos convectivos e de mistura que podem então elevar a camada, bem como acelerar a reentrada de poeiras em regiões mais próximas à superfície, alterando as propriedades óticas dos aerossóis [Crosbie et al., 2015].

Os estudos realizados para obtenção de razões de despolarização linear combinando a análise com dados de outras propriedades óticas, permitem a caracterização de diferentes tipos de aerossóis, como por exemplo as poeiras do Sahara. A técnica é baseada na alteração do estado de polarização do sinal recebido relativamente ao sinal emitido. Para partículas esféricas, a razão de despolarização linear volúmica δ' , definida pela razão entre a componente perpendicular (despolarizada) do coeficiente de retrodispersão dos aerossóis pela componente da radiação polarizada incidente que é paralela [Cairo et al., 1999], é menor do que para partículas não esféricas. Quanto maior for a esfericidade das partículas dispersoras, menor será a razão de despolarização medida [Bravo-Aranda, 2014]. Além da razão de despolarização, são utilizados no estudo da formação de nuvens, parâmetros como os coeficientes de extinção e dispersão das partículas, a razão entre partículas de poeira e o total de partículas, perfis de temperatura e fazem-se estimativas da concentração de núcleos de gelo e humidade relativa.

3.1.2. POLIPHON 1-passo

A partir da equação da razão de despolarização das partículas, procede-se à separação entre o material de poeiras e o restante material. Representa-se com a equação (3.1) a soma das componentes paralelas do coeficiente de polarização das partículas esféricas pelo coeficiente de polarização de partículas de poeira.

$$\delta_p = \frac{\beta_{nd}^\perp + \beta_d^\perp}{\beta_{nd}^\parallel + \beta_d^\parallel} \quad (3.1)$$

Onde as componentes perpendiculares de retrodispersão para poeiras e partículas esféricas, β_{nd}^\perp e β_d^\perp , se somam às respectivas componentes paralelas, β_{nd}^\parallel e β_d^\parallel , resultando no coeficiente de retrodispersão total β_p .

De acordo com Tesche, (2009), a razão de despolarização linear das partículas, pode ser escrita como:

$$\delta_p = \frac{\beta_{nd}\delta_{nd}(1+\delta_d) + \beta_d\delta_d(1+\delta_{nd})}{\beta_{nd}(1+\delta_d) + \beta_d(1+\delta_{nd})} \quad (3.2)$$

O coeficiente de retrodispersão de partículas esféricas β_{nd} , é dado pela diferença entre o coeficiente de retrodispersão total e o coeficiente de retrodispersão das poeiras, $\beta_{nd} = \beta_p - \beta_d$. Obtém-se:

$$\beta_d = \beta_p \frac{(\delta_p - \delta_{nd})(1 + \delta_d)}{(\delta_d - \delta_{nd})(1 + \delta_p)} \quad (3.3), \quad \text{para } \delta_{nd} \leq \delta_p \leq \delta_d$$

Nestas equações, os índices p , d e nd significam respectivamente a totalidade das partículas, a poeira e as partículas esféricas (em inglês *particles*, *dust* e *non-dust*).

Se a razão de despolarização das partículas é inferior à razão de despolarização linear das partículas esféricas, $\delta_p < \delta_{nd}$, onde a contribuição das poeiras para os coeficientes de retrodispersão é negligenciável, admite-se que o coeficiente de retrodispersão total é igual ao coeficiente de retrodispersão de todas as partículas, $\beta_{nd} = \beta_p$, como acontece em ambientes urbanos. Com pouca contribuição de material esférico, sendo a razão de despolarização das partículas maior que a razão de despolarização das poeiras, $\delta_p > \delta_d$, admite-se que o coeficiente de retrodispersão das poeiras é igual ao coeficiente de retrodispersão total, $\beta_d = \beta_p$, ou seja, o coeficiente das partículas esféricas é negligenciável [Mamouri et al, 2014]. Neste caso, a fração de poeiras é assumida como contendo apenas o modo grosso, podendo essa fração ser interpretada como a fração total de poeira (ambos os modos).

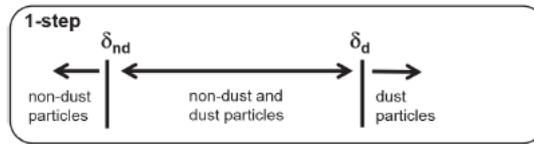


Figura 5: Ilustração do método de separação 1-passo, retirado de Mamouri et al. (2014)

Para os resultados do método de um passo, assume-se que a fração de poeira ou a matéria não esférica contém apenas partículas de poeira de modo grosso. No entanto, a fração de poeira pode conter poeiras tanto do modo fino como do modo grosso [Bravo-Aranda, 2014]. A figura 5, representa a separação de partículas pelo método de 1-passo, de poeira de partículas que não são poeira, utilizando a razão de despolarização das partículas.

3.1.3. POLIPHON 2-passos

O perfil resultante no método 1-passo, para os modos fino e grosso das partículas de poeira, pode ser usado como complemento aos respectivos perfis obtidos pelo método de 2-passos (figura 6), e como ratificação da qualidade dos resultados obtidos.

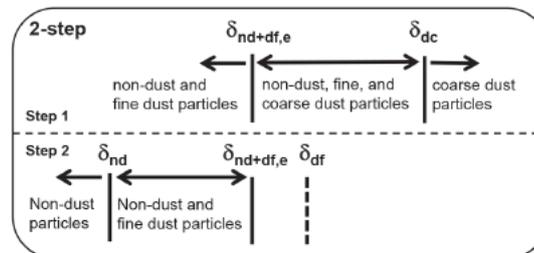


Figura 6: Ilustração do método de separação 2-passos, retirado de Mamouri et al. (2014)

É possível distinguir com este método, três tipos de aerossóis, que apresentam valores de despolarização típicos diferentes. De acordo com Müller et al., (2007), o valor para a razão de despolarização linear de partículas esféricas é 0.05. De acordo com Sakai et al., (2010), a poeira fina tem valores típicos de 0.16 e a poeira grossa de 0.39. Para o total das poeiras, o valor típico é de 0.31, segundo Freudenthaler et al., (2009). A figura 6 representa a separação de partículas de poeira de modo fino e de partículas esféricas numa primeira instância, seguido do segundo passo, onde se passa a separar partículas de material esférico, de poeira do modo fino, e de

poeira de modo grosso. Os cálculos efetuados são semelhantes aos realizados no método de 1-*passo*. Antes da separação dos coeficientes de retrodispersão das partículas residuais (partículas esféricas + modo fino de poeira), separa-se o coeficiente de retrodispersão do modo grosso do coeficiente de retrodispersão devido ao modo fino de poeiras somado à retrodispersão devida a partículas esféricas ((3.1) passa a (3.4) no método 2-passos). Nestas equações, os índices *dc*, *df* e *nd* representam os modos grosso e fino respetivamente (em inglês *dust coarse*, *dust fine* e *non-dust*).

$$\delta_p = \frac{\beta_{nd}^\perp + \beta_{df}^\perp + \beta_{dc}^\perp}{\beta_{nd}^\parallel + \beta_{df}^\parallel + \beta_{dc}^\parallel} \quad (3.4)$$

No primeiro passo do método de 2-passos, começa-se por separar o modo grosso da poeira das restantes partículas. Para a separação entre as partículas esféricas e o modo fino das partículas de poeira, removem-se os efeitos óticos do modo grosso de poeira, a partir do coeficiente de retrodispersão e a razão de despolarização das partículas.

O coeficiente de retrodispersão de partículas de modo fino com partículas esféricas é obtido por $\beta_{nd+df} = \beta_p - \beta_{dc}$. Fazendo cálculos semelhantes aos apresentados para o primeiro método, obter-se-á

$$\delta_{nd+df} = \beta_p \frac{\beta_{dc}(\delta_p - \delta_{dc}) + \delta_p(1 + \delta_{dc})\beta_{nd+df}}{\beta_{dc}(\delta_{dc} - \delta_p) + \beta_{nd+df}(1 + \delta_{dc})} \quad (3.5)$$

que pode ser simplificado para $\delta_{nd+df} = \delta_p$ para $\delta_p \leq \delta_{nd+df,e}$ e $\delta_{nd+df} = \beta_p$ para $\delta_{nd+df,e} < \delta_p$. Obtém-se para o coeficiente de retrodispersão do modo grosso que:

$$\beta_{dc} = \beta_p \frac{(\delta_p - \delta_{nd+df,e})(1 + \delta_d)}{(\delta_{dc} - \delta_{nd+df,e})(1 + \delta_p)} \quad (3.6)$$

onde $\delta_{nd+df,e}$ é a razão de despolarização linear para partículas residuais depois de removida a influência do modo grosso. Para o modo fino, o coeficiente retrodispersão pode ser dado por:

$$\beta_{df} = \beta_{nd+df} \frac{(\delta_{nd+df} - \delta_{nd})(1 + \delta_{df})}{(\delta_{df} - \delta_{nd})(1 + \delta_{nd+df})} \quad (3.7)$$

Assumem-se valores do coeficiente de despolarização do modo grosso e dos aerossóis residuais (excluindo o modo grosso de poeira). Os perfis do modo fino e modo grosso em termos de coeficientes de extinção e retrodispersão e as concentrações de volume e massa podem ser obtidos através do esquema de análise de dados método de 2- passos. Em conjunto, os métodos 1-passo e 2-passos fornecem dados complementares indicando o intervalo de potenciais soluções para os três componentes de aerossóis separados no segundo método.

A informação retirada destas medições pode ser útil para a caracterização das partículas não esféricas, utilizando-se uma base confiável de valores de razões de despolarização linear de ambos os modos, fino e grosso. Pode verificar-se se os dados obtidos pelo método computacional POLIPHON são acompanhados pelos dados da fotometria (secção 2.2), e assim avaliar a consistência dos seus resultados, através de parâmetros como a espessura ótica dos aerossóis, o expoente de Ångström e a fração do modo fino de poeiras.

3.2 Nucleação de Gelo em Poeira

A maioria das nuvens precipitantes desenvolve-se numa hora, mas o ritmo de crescimento das gotículas é demasiado lento para justificar essa rápida formação das nuvens. Assim, existirão outras explicações para a forma como se desenvolvem esses hidrometeoros no seio das nuvens. Duas teorias que tentam explicar o desenvolvimento de hidrometeoros são a teoria de colisão-coalescência, que se refere ao crescimento de gotículas em nuvens de água líquida, e a teoria de Bergeron-Findeisen, que descreve o crescimento de cristais de gelo em nuvens frias onde coexistem gotículas no estado líquido sobressaturado e cristais de gelo. Esta última, consiste no crescimento dos cristais de gelo à custa da deposição de vapor de água, de forma a diminuir a pressão de vapor na atmosfera circundante, uma vez que a pressão de vapor de saturação sobre superfícies de gelo é inferior à pressão de vapor de saturação sobre água líquida sobressaturada. À medida que se dá a deposição do vapor de água nos cristais de gelo, as gotículas de água evaporam de forma a aumentar a pressão de vapor do ar circundante e a restabelecer o equilíbrio, levando gradualmente ao crescimento dos cristais de gelo e ao desaparecimento das gotículas em sobrefusão. Sabe-se que mesmo que o ar apresente

temperaturas inferiores às temperaturas de congelação, são encontradas gotículas sobrearrefecidas. A temperaturas de -10°C , a concentração de partículas de gelo é usualmente tão baixa como de 1 partícula de gelo em 1 milhão. Embora aos -20°C , essa concentração de partículas de gelo já seja consideravelmente maior, continuam a existir mais gotículas do que partículas de gelo. Só acima de altitudes já próximas aos 8km é que as nuvens passam a ser completamente formadas por gelo [Ahren, 2003], já com temperaturas a rondar os -40°C . Em nuvens de desenvolvimento vertical, a formação de gelo começa apenas a temperaturas entre os -9°C e os -15°C . Contudo, em nuvens onde há gotículas de tamanhos muito mais pequenos, os cristais de gelo tendem a começar a formar-se entre os -4°C e os -8°C . Isto acontece visto que a água não congela necessariamente a temperaturas inferiores a 0°C . Dependendo da quantidade de água pura, a temperatura à qual congela vai variando: a temperatura de congelação será tanto mais baixa quanto menor for a quantidade de água pura.

Os cristais de gelo podem formar-se através da intervenção de partículas catalisadoras do processo de congelação, conhecidas como núcleos de gelo (na signa inglesa INP, *Ice Nucleating Particles*), das quais são exemplo alguns tipos de aerossóis. Assim, à medida que diminui a temperatura, existirão mais partículas promotoras dessa congelação, especialmente abaixo dos -10°C . A capacidade de nucleação depende da higroscopicidade da partícula que serve de base, bem como da temperatura e das condições em termos de saturação. Há alguns mecanismos possíveis para que ocorra formação de gelo em poeiras e em ambientes sobrearrefecidos, como é ilustrado na figura 7:

- (1) via congelação por imersão, se o processo de nucleação de gelo se inicia a partir de uma partícula dentro de uma gotícula;
- (2) via congelação por contacto, com núcleos de gelo a entrar em contacto com água muito fria sob a forma de gotículas;
- (3) via condensação, a partícula atua como núcleo de condensação, formando-se primeiramente a gotícula para posteriormente ocorrer a nucleação de gelo;

- (4) via deposição/sublimação, onde certos núcleos de gelo permitem a formação imediata a partir de vapor de água, com necessária supersaturação, com a humidade relativa a exceder os 100%.

Tipicamente, a nucleação heterogénea de gelo é limitada à passagem de vapor a gelo sobre uma partícula, com valores de humidade relativa abaixo de nível de saturação [DeMott et al., 2014; Mamouri et al., 2015]. O processo envolve assim aerossóis e é um importante processo para a formação desses cristais em nuvens do tipo *cirrus*, e na formação de nuvens de gelo e gotículas sobrearrefecidos (*mixed-phase clouds*).

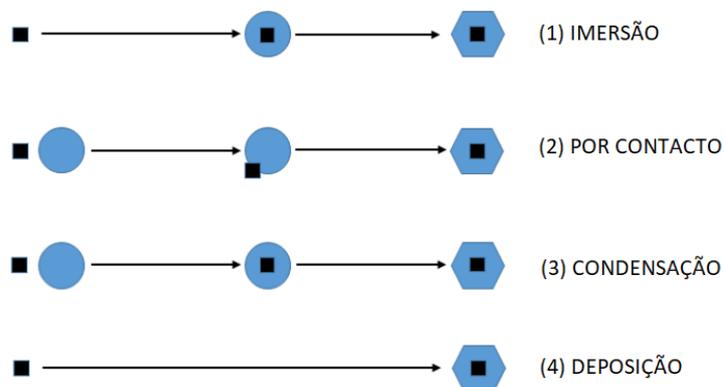


Figura 7: Mecanismos de Nucleação de Gelo, retirado de Piazza, 2016. Os quadrados representam as partículas, os círculos as gotículas, e os hexágonos os cristais de gelo.

Os núcleos mais ativos, são partículas com raios entre 0.1 e 1 μm . Em geral, os estudos realizados ao longo de anos através da observação da concentração dos núcleos de gelo, demonstraram que as poeiras minerais são bons núcleos a temperaturas inferiores a -10°C , através dos mecanismos de imersão, condensação e deposição [Wilson, 2012]. Tendencialmente, o número de núcleos de gelo aumenta conforme diminui a temperatura, mas mesmo a temperaturas tão baixas quanto -30°C , esse número dificilmente alcança valores superiores a 1000 núcleos por litro. Entre os 0°C e os -10°C , por exemplo, esse número deve ser muito baixo, e só com temperaturas inferiores aos -40°C , uma gota de nuvem deverá congelar espontaneamente. Contudo, os núcleos de gelo podem induzir a formação desses cristais, a temperaturas mais baixas. As partículas de poeira, são um dos tipos de núcleos com essa

capacidade. Segundo a teoria de Bergeron-Findeisen, o processo de crescimento de cristais de gelo é mais ativo para temperaturas entre os -10°C e os -30°C , sendo que após a sua formação, estes iniciam um rápido processo de crescimento, por colisão com outros cristais ou adição contínua de vapor. Além de ser necessário existir um excedente de vapor que permita uma mudança para o estado líquido ou sólido, uma camada de ar necessita da presença de núcleos de condensação higroscópicos e de núcleos de gelo, para que gotículas ou cristais se possam formar. O estudo dos efeitos dos aerossóis no clima, através da formação de gelo (de forma heterogénea), da produção de chuva, e com influência na quantidade de água presente na atmosfera, apresenta uma enorme complexidade e é por isso difícil de avaliar [Steinke et al., 2015]. Para existirem melhorias neste ponto, será necessário estudar os processos de formação de gelo mediante diferentes condições atmosféricas e na presença de aerossóis de diferentes tipos, e assim aumentar o conhecimento acerca da influência desses diferentes tipos de aerossol na formação de gelo [Steinke et al., 2015]. As medições lidar em conjunto com outras técnicas como a fotometria e os perfis termodinâmicos da atmosfera, permitem monitorizar os eventos de poeira sob essas diferentes condições atmosféricas, possibilitando um estudo mais aprimorado do impacto dos aerossóis nos processos atmosféricos, recolhendo informações que poderão ser úteis no estudo das interações nuvem-aerossol.

3.2.1. Estimativa dos Perfis de Núcleos de Gelo

A metodologia seguida para a obtenção de perfis de núcleos de gelo, a partir dos perfis de retrodispersão das partículas β_p e utilizando medidas de polarização lidar, é feita através de cinco passos. O primeiro passo é a determinação dos perfis de retrodispersão, a partir dos dados do lidar, ao qual se segue a separação do conteúdo de poeira através da técnica de separação de partículas de poeira, estimando-se os coeficientes de extinção. Estes últimos são obtidos pela multiplicação do coeficiente de retrodispersão das poeiras pela razão lidar, no caso das poeiras do Sahara, com valores-tipo de 55 ± 5 sr [Müller et al., 2007]. A partir desse resultado, convertem-se os perfis de coeficientes de extinção em perfis de densidade numérica de partículas (neste caso com raio superior a 280 nm), através de $n_{d280}(z) = c_{d280}(z)\sigma(z)$, onde $c_{d280}(z)$ é o fator de conversão e $\sigma(z)$ o coeficiente de extinção para os 532 nm, ao longo do perfil vertical.

Finalmente, procede-se à conversão dos perfis de densidade numérica de partículas a perfis núcleos de gelo.

Estudos sobre a magnitude do forçamento exercido por núcleos de gelo têm sido baseados no uso de parametrizações pré-existentes utilizadas para a determinação da densidade numérica de núcleos de gelo apoiados por observações que ignoram a variabilidade temporal e espacial dos núcleos de gelo. Foram desenvolvidas parametrizações para relacionar os núcleos de gelo com os diversos tipos de partículas. Outros estudos realizaram observações de laboratório de atividade de núcleos de gelo em tipos de partícula específicos e extrapolaram para concentrações de núcleos de gelo na atmosfera [DeMott et al., 2010]. Para colmatar o facto de haver falta de parametrizações para a determinação de perfis de densidade numérica de núcleos de gelo, DeMott et al, (2010, 2015) aplicam com base em observações e em estudos de laboratório e campanhas de campo as parametrizações de DeMott, para partículas independentemente do seu tipo, e para partículas de poeira. Convertem-se as parametrizações a cada valor do perfil de densidade numérica de partículas, usando o fator $(T_z p_0)/(T_0 p_z)$, onde T_z e p_z , são a temperatura e a pressão ao longo do perfil vertical, a partir de temperaturas abaixo de $T_0 = 273.16 K$, temperatura de congelação e padrão utilizado para a parametrização. $p_0 = 1013 hPa$ representa a pressão padrão, para a qual as parametrizações são válidas, antes da multiplicação pelo fator $(T_z p_0)/(T_0 p_z)$. A primeira parametrização de DeMott, chamada como parametrização global, independente do tipo de aerossol é dada por:

$$n_{IN}(p_0, T_0, T_z) = a (273.16 - T_z)^b n_{a,280}(p_0, T_0)^{(c(273.16 - T_z) + d)} \quad (3.7)$$

onde $n_{a,280}$ representa em std cm^{-3} a densidade numérica de partículas com raio superior a 280 nm, e $n_{IN}(p_0, T_0, T_z)$ representa em std L^{-1} , a densidade numérica de núcleos de gelo, com os parâmetros $a = 0.0000594$, $b = 3.33$, $c = 0.0265$, $d = 0.0033$, segundo [Mamouri & Ansmann, 2015].

A segunda parametrização de DeMott, desenvolvida especificamente para a poeira, é dada por:

$$n_{IN}(p_0, T_0, T_z) = f n_{a,280}(p_0, T_0)^{(a(273.16 - T_z) + b)} e^{(c(273.16 - T_z) + d)} \quad (3.8)$$

onde $n_{a,280}$ representa em std cm^{-3} a densidade numérica de partículas com raio superior a 280 nm, e $n_{IN}(p_0, T_0, T_z)$ representa em std L^{-1} , a densidade numérica de núcleos de gelo, com os

parâmetros $a = 0.074$, $b = 3.8$, $c = 0.414$, $d = -9.671$, $f = 3$, segundo [Mamouri et al., 2014]. Nas condições de temperatura e pressão ambiente ao longo da coluna vertical, volta a multiplicar-se pelo fator $(T_z p_0)/(T_0 p_z)$. De acordo com [Mamouri et al., 2014], usando a parametrização da equação (3.7), é provável que para temperaturas inferiores a -20°C se obtenham valores de núcleos de gelo inferiores aos obtidos pela parametrização da equação (3.8), pelo facto de a essas temperaturas, as poeiras serem núcleos de gelo muito eficientes, enquanto que a temperaturas superiores a -15°C , isso não acontece, devendo a equação (3.8) resultar em valores mais baixos de núcleos de gelo.

Outras parametrizações desenvolvidas para a obtenção de perfis de núcleos de gelo, e particularmente para as poeiras, são as aplicadas por Niemand et al., (2012) e Steinke et al., (2015). Niemand et al., (2012) concebeu uma parametrização dada por:

$$n(T_z) = 1000 s_{dry}(z) \cdot \eta_{im}(T_z) \quad (3.9)$$

onde $\eta_{im}(T_z) = e^{-0.517(T_z - 273.16) + 8.934}$ em m^{-2} e a densidade de partículas por área de superfície é dada por $s_{dry}(z) = c\sigma$, onde c é o fator de conversão cujo valor atribuído é $2.66 \times 10^{-12} Mm m^2 cm^3$ e σ é o coeficiente de extinção em Mm^{-1} . A multiplicação por 1000 é necessária por razões de acertos de unidades, visto que $n(T_z)$ vem em L^{-1} , e $s_{dry}(z)$ vem inicialmente em $m^2 cm^{-3}$.

Steinke et al., (2015) conceberam uma parametrização para a poeira dada por:

$$n(T_z) = 1000 s_{dry}(z) \cdot \eta_{dep}(T_z) \quad (3.10)$$

com $\eta_{dep}(T_z) = 1.88 \times 10^5 e^{0.2659 \chi(T_z)}$, e onde $\chi(T_z) = -(T_z - 273.16) + 100 (S_{ICE} - 1)$, com $S_{ICE} = 1.15$ a ser a taxa de saturação do gelo.

Os resultados obtidos poderão ser utilizados para descrever o efeito de partículas de poeira na nucleação de gelo, em intervalos de temperatura específicos. Relativamente às parametrizações de DeMott, (3.7) estas preveem uma concentração de cristais de gelo e um conteúdo de gelo nas nuvens por volume de ar, ligeiramente superior para as temperaturas mais

elevadas. Ainda de acordo com Mamouri et al., (2014), para temperaturas entre os 0 e os -5°C, as parametrizações utilizadas não são confiáveis, por terem sido desenvolvidas para temperaturas inferiores a -5°C. Entre essa temperatura e os -15°C, é de esperar que as estimativas de núcleos de gelo para a equação (3.8) mostrem valores inferiores. De acordo com DeMott et al., (2015), as equações (3.7) e (3.8) podem ser aplicadas em intervalos entre os -9 e os -35°C e entre os -21 e os -35°C, respetivamente. A parametrização (3.8) prevê uma concentração de cristais de gelo ligeiramente superior para as temperaturas mais elevadas. Ainda de acordo com Mamouri et al., (2014), para temperaturas entre os 0 e os -5°C, as parametrizações utilizadas não são fidedignas, por terem sido desenvolvidas para temperaturas inferiores a -5°C. Entre essa temperatura e os -15°C, é de esperar que as estimativas de núcleos de gelo para a equação (3.8) mostrem valores inferiores.

Relativamente às outras parametrizações, a parametrização desenvolvida em específico para aerossóis de poeira por Niemand et al., (2012), é usada para temperaturas entre -12°C e os -36°C para congelação por imersão. Steinke et al., (2015) é aplicável para temperaturas entre os -20°C e os -53°C para congelamento por deposição, baseada em estudos laboratoriais de nucleação heterogénea.

3.2.2. Impactos no clima com temperaturas consideravelmente diferentes

Um aumento no número de núcleos de gelo poderia representar uma cobertura nebulosa com mais brilho e mais radiação solar refletida. Contudo, o aumento do número de núcleos de gelo, poderia levar também a um aumento da eficiência de precipitação, que ocorreria em maiores quantidades, ainda que em períodos mais curtos. Um maior número de núcleos de gelo poderia, no entanto, levar a que os cristais de gelo competissem de tal forma para crescer que dificilmente se tornariam suficientemente grandes para que a precipitação se iniciasse. De acordo com o Quinto Relatório do Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas [IPCC, 2013], os efeitos das interações aerossol-nuvens são avaliados principalmente em termos de influência direta na microfísica das nuvens, e por isso centradas na sua distribuição espacial e temporal, em lugar de se considerar uma média global de precipitação. O relatório refere ainda que não é claro que as interações resultantes de uma mudança na disponibilidade de núcleos de gelo, possam afetar ou intensificar a evolução de hipotéticos

sistemas de precipitação, mas que há evidências, com elevado grau de confiança, de que a intensidade dos eventos de precipitação extrema tende a aumentar com o aumento da temperatura. De acordo com Allen & Ingram (2002) e Held & Soden (2006), a precipitação tenderia a aumentar com a quantidade de humidade disponível na atmosfera ou perto da superfície em tempestades individuais, aumentando, contudo, o intervalo de tempo entre tempestades [O’Gorman & Schneider, 2009]. Segundo O’Gorman (2012), os níveis de precipitação extrema poderiam aumentar entre 6% a 10% por cada °C de aumento de temperatura. Contudo, este estudo tenta avaliar que efeitos ocorreriam, no caso, numa região extratropical, com níveis de humidade consideravelmente mais baixos. Segundo Kärcher & Lohmann (2003), um aumento na congelação heterogénea poderia levar a mais ou menos cristais de gelo, dependendo da velocidade de ascensão. Se houver um aumento no número de cristais de gelo, isso pode também originar um decréscimo da cobertura nebulosa e a menos radiação de pequeno comprimento de onda refletida.

4. Resultados

Nesta secção, apresentam-se os resultados obtidos para o evento de poeiras ocorrido entre os dias 20 e 24 de fevereiro de 2017 com proveniência do Sahara, cujas poeiras foram advectadas para a Península Ibérica. Aplica-se o método computacional POLIPHON de 1-passo e 2-passos, em complementaridade. Analisam-se as imagens de satélite bem como imagens relativas à espessura ótica ao longo do evento, a série temporal do sinal corrigido e as retrotrajetórias das massas de ar que transportam a poeira. Mostram-se perfis de retrodispersão, razão de despolarização de partículas linear, concentração de partículas e núcleos de gelo obtidos por várias parametrizações.

4.1 Imagem de Satélite

A entrada de poeira durante o evento pode ser observada na figura 6, através de uma imagem do AQUA-MODIS (*MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer*) do dia 21 de fevereiro de 2017 (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>) onde se pode notar a extensa camada de poeira a cobrir as regiões mais a sul de Espanha e Portugal.

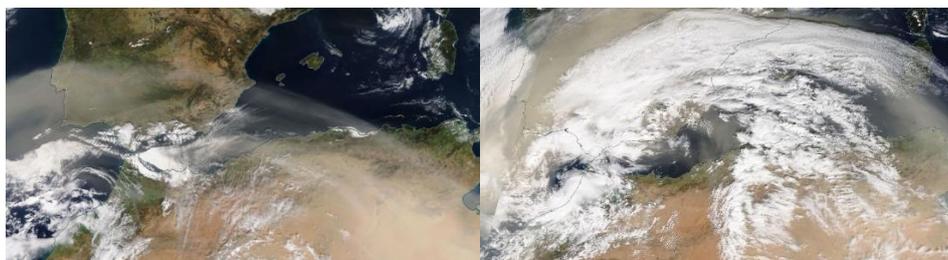


Figura 8: Imagem de Satélite durante o evento ocorrido entre os dias 20 e 24 de fevereiro de 2017. AQUA MODIS, no dia 21 de fevereiro às 1415 UTC (esquerda); AQUA MODIS, no dia 23 de fevereiro às 14:05 UTC. (direita).

Na figura 8 observa-se ainda a mesma região já com cobertura nebulosa no Sul de Portugal e Espanha, através de uma imagem da mesma fonte, do dia 23 de fevereiro de 2017. Esses dados são complementados pelo observado na figura 9, relativa à evolução da espessura ótica dos aerossóis durante os dias do evento.

4.2 Espessura Ótica de Aerossóis

Obtêm-se as imagens para a espessura ótica de aerossóis para os dias em que ocorreu o evento, através da seleção do produto “Aerosol Optical Depth 550 nm Deep Blue – Land only / MOD08_D3_V6”, do sistema GIOVANNI (GES-DISC *Interactive Online Visualization AND aNalysis Infrastructure* (<https://earthdata.nasa.gov/eosdis/daacs/gedisc>)) da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), de resolução espacial 1° x 1°. Os valores mais elevados de espessura ótica começam por ser observados sobre a Andaluzia no dia 20, sendo que no sul de Portugal os valores ainda se apresentam inferiores a 0.33. No dia 21, a tendência é para que a zona dos gráficos que indicam maior espessura ótica se desloquem para Portugal, apresentando valores superiores a 0.56 em toda a região Sul de Portugal. Sobre Granada observa-se uma diminuição para valores inferiores a 0.56. No dia 22, volta a ser mais intenso em Granada e na região sudeste da Península, diminuindo os valores de espessura ótica no sul de Portugal antes de voltarem a aumentar no dia 23.

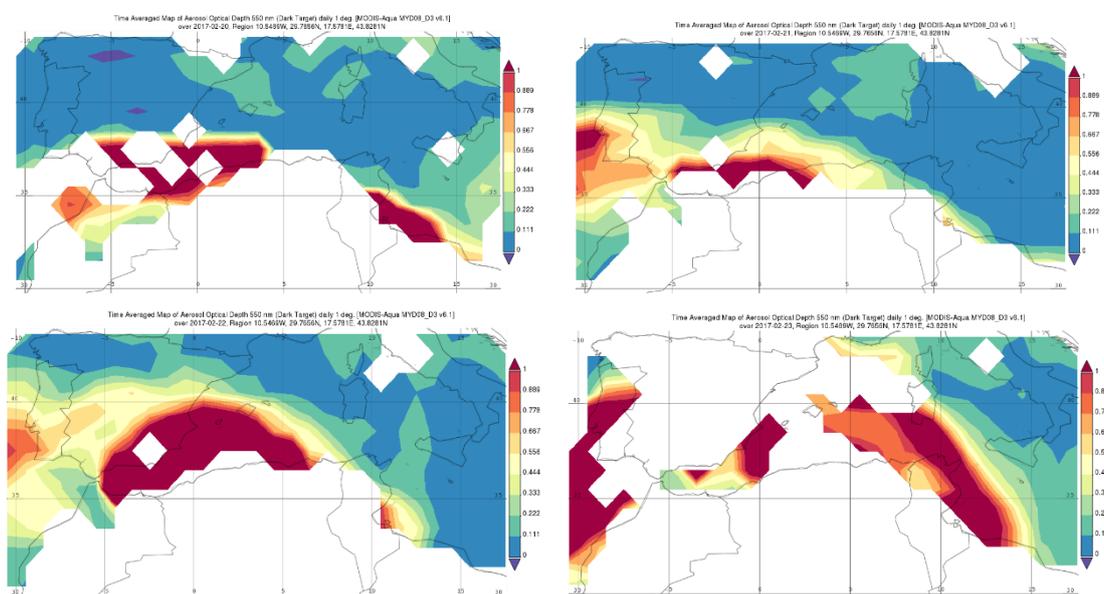


Figura 9: Espessura ótica de aerossóis entre os dias 20 e 23 de fevereiro sobre a Península Ibérica e o Norte de África.

Nesse dia, o evento ganha intensidade, parecendo cobrir toda a metade sul da Península, como demonstram os valores elevados da espessura ótica na generalidade da região.

Assim, os dias que revelam maior espessura ótica de aerossóis são o dia 23 de fevereiro de 2017 para o caso de Évora e os dias 20 e 23 nos quais os valores para Granada são bastante consideráveis. Observa-se que ocorrem zonas onde não há dados para a espessura ótica pelo facto de existir cobertura de nuvens sobre essas zonas. A evolução temporal da espessura ótica obtida através da rede AERONET em ambas as localizações, é mostrada na figura 10, com os respetivos dias do evento assinalados. Confirma-se que o dia 23 de fevereiro de 2017 é o que apresenta valores mais elevados para espessura ótica em Évora e Granada. De referir que o dia 20 de fevereiro apresenta valores que aumentam até ao final do dia, e que o dia 21 de fevereiro começa com valores mais elevados que vão diminuindo ao longo do dia. Em Granada confirmam-se os valores elevados no dia 20 de fevereiro (o valor médio anual a 500 nm é de cerca de 0.15 [Pereira et al., 2014]).

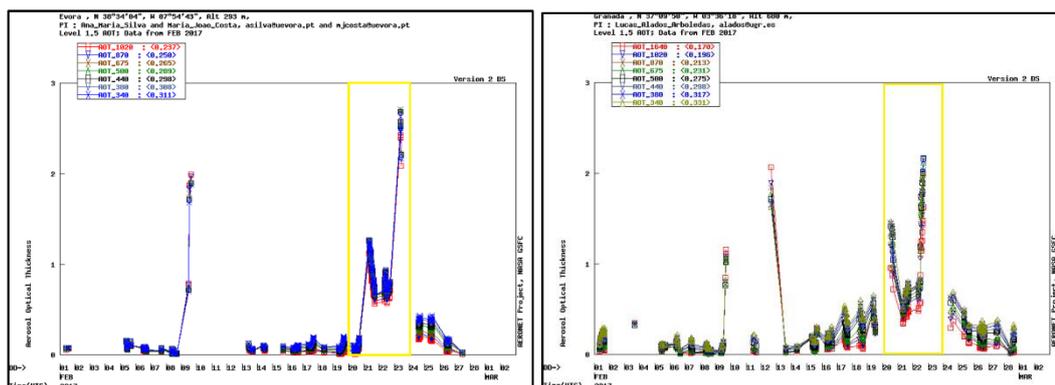


Figura 10: Evolução Temporal da Espessura Ótica de Aerossóis para Évora (esquerda) e Granada (direita) para vários comprimentos de onda. Nível 1.5

4.3. Evolução Temporal das Observações lidar

O *Range Corrected Signal* (RCS) é definido como a potência recebida $P(z, \lambda)$ multiplicada pelo quadrado da distância z^2 , sendo proporcional ao coeficiente de retrodispersão atmosférico (radiação retrodispersada devido às partículas e às moléculas), $\beta(z, \lambda)$, pelo quadrado da fração de radiação atenuada pela atmosfera, T^2 . A análise da série temporal do RCS possibilita a correção do efeito da divergência do feixe de *laser* e é o resultado da energia retrodispersada do *laser* a um certo comprimento de onda por unidade de tempo e área, a partir de uma certa distância. Na figura seguinte expõem-se os resultados do sinal corrigido para o caso de Évora. A

partir do dia 20 de fevereiro às 20 horas, já se faz notar a camada de aerossóis até cerca dos 4km de altitude, especialmente carregada no final do dia.

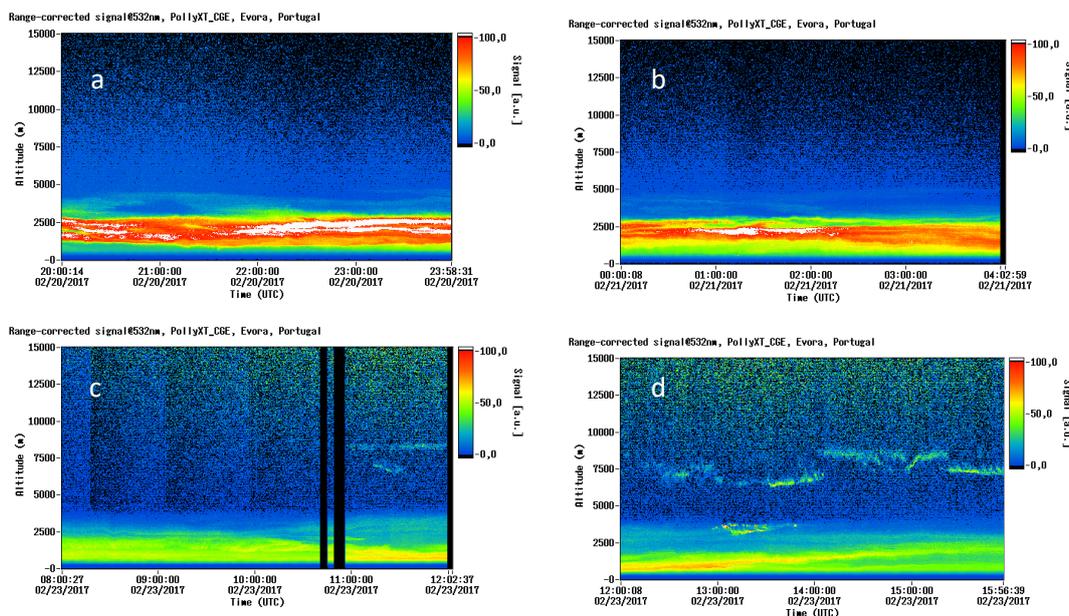


Figura 11: Range Corrected Signal durante o evento para o caso de Évora para a) entre as 20:00 UTC e as 23:58 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017, b) entre as 00:00 UTC e as 04:02 UTC do dia 21 de fevereiro de 2017, c) e d) entre as 08:00 UTC e as 15:56 UTC do dia 23 de fevereiro de 2017.

No dia seguinte, a carga de aerossol permanece visível até acima dos 3km de altitude, diminuindo ao longo do dia. A camada continua visível no dia 23, especialmente entre as 11:00 e as 13:00 UTC, o período de maior intensidade, encontrando-se muito intensa em altitudes abaixo dos cerca de 2500 metros. Nesse dia, observa-se o aparecimento de nuvens a partir do início da tarde do dia 23 de fevereiro de 2017 em altitudes entre os 6 e os 8 km de altitude.

O resultado obtido através do lidar *Raman* para Granada é exposto na figura 12. A presença da referida quantidade de nuvens pode ser confirmada, quando observadas as séries temporais do *Range Corrected Signal* detetado para Granada. No dia 20, observa-se a presença de sinal mais intenso acima de 8 km de altitude, podendo indicar a presença de nuvens formadas por gelo. Mais tarde, entre as 1700 e as 1900 UTC, pode observar-se a presença de sinal mais intenso em altitudes mais baixas, podendo ser indicação de nuvens de níveis médios nessa zona.

No caso do dia 22, observa-se um sinal mais intenso, aos mais de 8 km de altitude, podendo indicar novamente a presença de uma leve camada de nuvens de gelo.

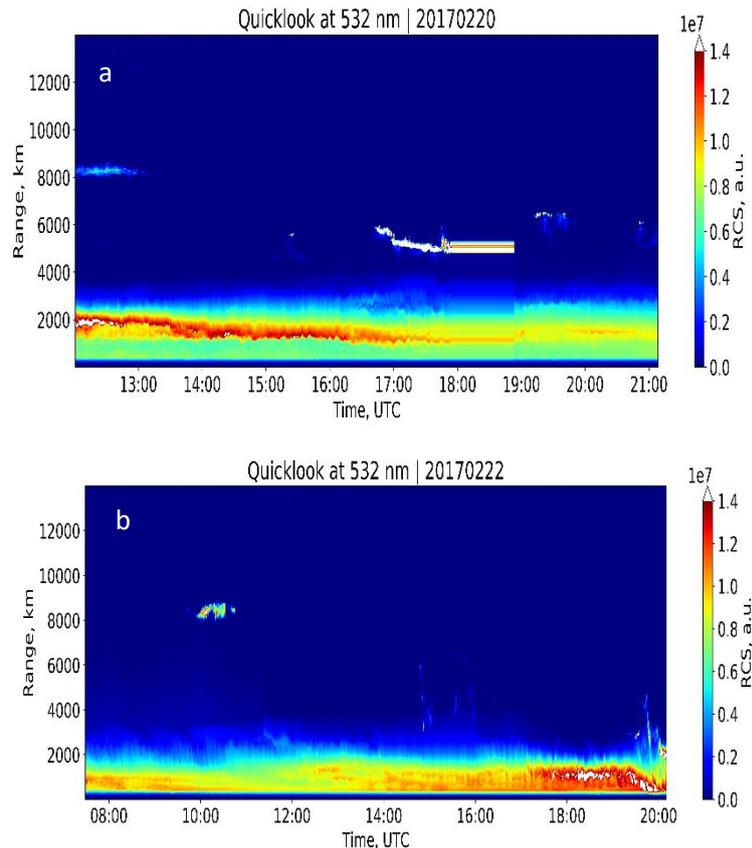


Figura 12: Range Corrected Signal durante o evento para o caso de Granada: a) entre as 12:00 UTC e as 21:00 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017, b) entre as 08:00 UTC e as 20:00 UTC do dia 22 de fevereiro de 2017.

Observa-se no dia 20, uma camada de aerossóis desde altitudes muito baixas até altitudes de aproximadamente 4,5 km, mais intensa entre os 2000 e os 3500 m. Estes dados parecem corroborar com os dados relativos à retrodispersão. Segundo a imagem do RCS do dia 22 de fevereiro de 2017, ocorre uma camada de aerossol que vai aumentando em altitude, especialmente a seguir ao meio-dia, que vai desde zonas muito baixas na troposfera, especialmente acima dos 2,5 km, até alcançar os 3,5 km aproximadamente. No período da tarde, o período de maior intensidade da camada nesse dia, passa a atingir os 4,5 km de altitude.

4.4. Retrotrajetórias

Nas figuras seguintes observam-se as retrotrajetórias determinadas para o evento que afetou Évora e Granada, entre os dias 20 e 24 de fevereiro de 2017. A escolha das retrotrajetórias expostas foi feita com base na avaliação dos perfis verticais de coeficiente de retrodispersão, pela maior presença de material de aerossol em certas altitudes. Recorre-se neste caso, a dados fornecidos pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) através da página web NOAA ARL READY (https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php).

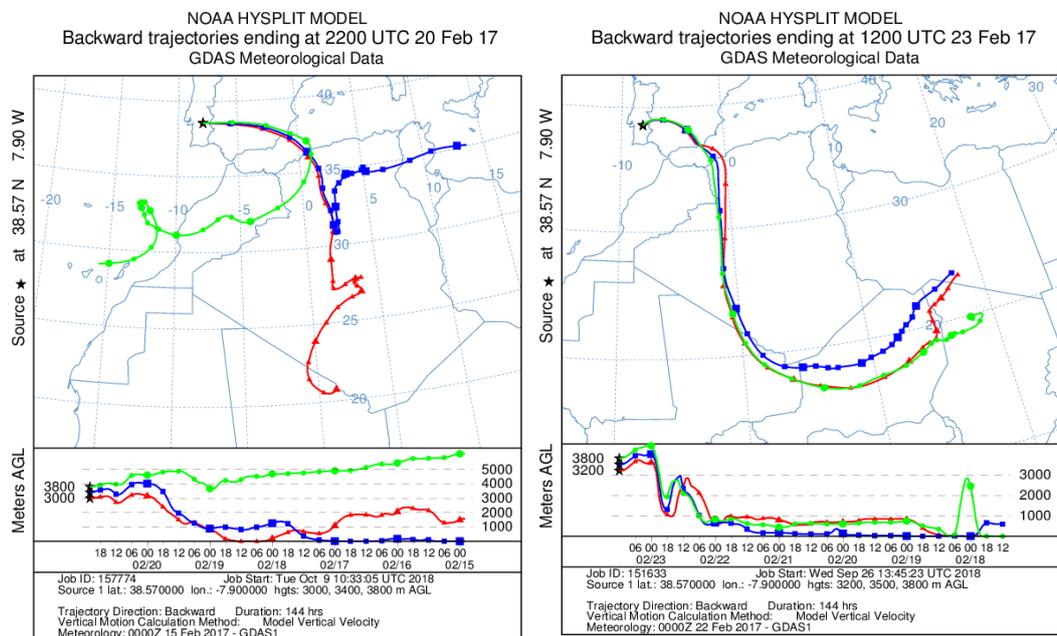


Figura 13: Retrotrajetórias das massas de ar que transportam a poeira a diferentes altitudes em dois períodos. Caso de Évora, no dia 20 de fevereiro às 2230 UTC (esquerda), e no dia 23 de fevereiro às 1200 UTC (direita).

São analisados quatro exemplos para os quais se observa uma camada de aerossóis considerável, através dos percursos das massas de ar ao longo das 144 horas (6 dias) anteriores. Analisa-se a proveniência das massas de ar que transportam a camada de poeiras observada, através das retrotrajetórias a diferentes altitudes, utilizando o modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*). Na figura 13 analisam-se as retrotrajetórias para o caso de Évora. É confirmada a proveniência das poeiras no Norte de África, como sendo de zonas saarianas da Argélia, do Mali e do Níger. Observam-se, neste caso, as retrotrajetórias

em dois períodos durante o evento. No primeiro, referente ao dia 20 às 22:00 UTC, observa-se uma proveniência mais complexa nas altitudes onde a camada de aerossol predomina, se compararmos com as retrotrajetórias referentes ao dia 23 às 12:00 UTC. Neste caso, as retrotrajetórias indicam proveniência saariana. No segundo caso, as retrotrajetórias indicam uma origem clara das zonas desérticas do norte de África, atravessando o deserto em altitudes próximas à superfície até dois dias antes do evento alcançar a Península Ibérica, no nível onde a camada de aerossol é mais considerável. As retrotrajetórias parecem mostrar que às altitudes onde a camada de aerossol é mais acentuada, não existe proveniência de zonas onde existem grandes cidades que pudessem levar à mistura de aerossóis de poeira com material de origem antropogénica.

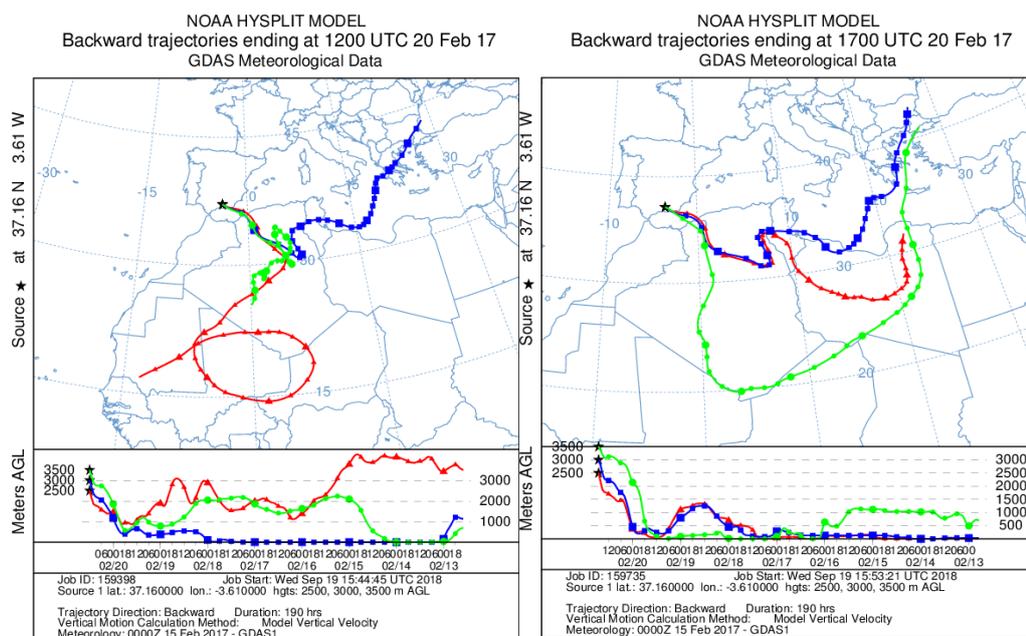


Figura 14: Retrotrajetórias das massas de ar que transportam a poeira a diferentes altitudes em dois períodos. Granada no dia 20 de fevereiro de 2017 às 12:00 UTC (esquerda) e às 17:00 UTC (direita).

4.5. Perfis Verticais até à determinação de Núcleos de Gelo

Esta subsecção é dedicada à determinação de perfis verticais para aerossóis de poeira, culminando com a determinação dos perfis de núcleos de gelo. Começa-se por indicar o procedimento utilizado e os seus passos principais. Tem-se como ponto de partida a determinação de perfis da retrodispersão das partículas β_p , relativos aos diferentes dias do

evento, através dos dados de despolarização lidar, até à obtenção dos perfis de núcleos de gelo. Os cinco passos utilizados no presente trabalho são indicados por Mamouri et al., (2014), Mamouri & Ansmann, (2014) e DeMott et al. (2010, 2015) e são referidos nas próximas linhas.

4.5.1. Perfis de Retrodispersão

Determinam-se os perfis verticais de retrodispersão em diferentes dias do evento e para as duas localizações, através dos dados das observações lidar obtidas. Nas figuras seguintes, observam-se esses perfis de coeficiente de retrodispersão de aerossóis total, bem como os perfis depois de executado o primeiro passo do método computacional, separando-se o coeficiente de retrodispersão devido às poeiras, da sua fração de material esférico. Completa-se a informação com os resultados obtidos da aplicação do segundo passo do método computacional que permite discriminar o modo fino de poeira do modo grosso (divide-se no caso da aplicação do método de 2-passos, e numa primeira fase, as poeiras do modo grosso, das poeiras de modo fino e as poeiras esféricas). São admitidos valores para a despolarização de 0.05 para partículas esféricas, 0.16 para partículas de modo fino, 0.31 para a poeira total, e 0.39 para partículas de modo grosso [Mamouri & Ansmann, 2014]. Assim, valores entre 0.05 e 0.31 são referidas como misturas, e valores inferiores a 0.05 e superiores a 0.31, são considerados ambientes livres de poeira ou poeira pura, respetivamente [Ansmann et al., 2010].

Na figura 15, observam-se dados relativos à retrodispersão em três períodos selecionados durante o evento, para o caso de Évora e Granada. Para Évora, observa-se que para o final do dia 20 de fevereiro de 2017, os valores parecem indicar uma camada considerável de aerossol entre os 3250 m e os 4000 m, tal como no dia 23 de fevereiro às 13:30 UTC. No dia 22 de fevereiro, parece haver uma diminuição na intensidade do evento, com a redução dos valores no perfil da retrodispersão de aerossóis total.

Para Granada, observa-se uma camada de aerossóis no dia 20 de fevereiro de 2017 às 15:00 UTC, destacando-se a parcela entre os 2000 e os 3500 m. No dia seguinte, às 11:00 UTC, o perfil da retrodispersão revela que uma camada de poeira pouco intensa, voltando a intensificar-se no dia 22 de fevereiro, onde se observa um aumento nos valores da retrodispersão, especialmente entre os 2 e os 4 km. Acima dessas altitudes, aparecem valores

de retrodispersão especialmente elevados, podendo ser indicação da presença de uma pequena quantidade de nuvens, nas proximidades de Granada nesse período.

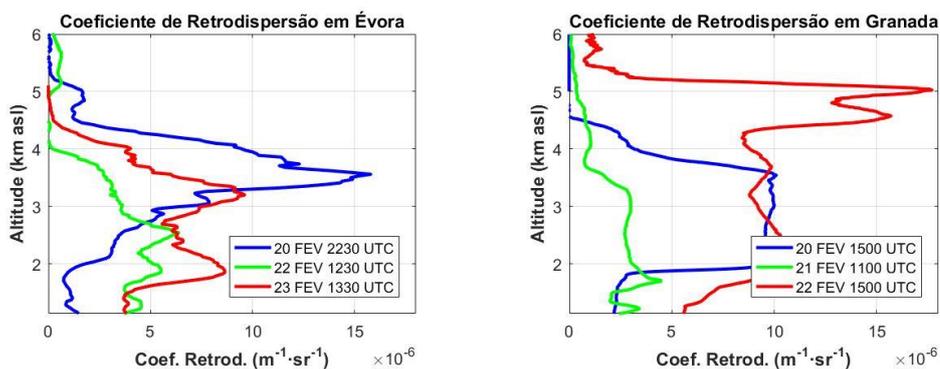


Figura 15: Perfis de coeficiente de retrodispersão de aerossóis total ao longo do evento para Évora (esquerda) e Granada (direita).

4.5.2. Aplicação do POLIPHON

A partir desta secção mostram-se os resultados obtidos com a aplicação do método computacional POLIPHON. Na figura 16 apresentam-se os perfis verticais do dia 20 de fevereiro às 22:30 UTC para o caso de Évora. Observam-se valores de retrodispersão particularmente consideráveis entre os 3250 e os 4000 m, com intensidade máxima aos cerca de 3500 m. A temperatura de congelação encontra-se, neste caso, aproximadamente aos 2688 m. Os perfis de temperatura são obtidos a partir da base de dados GDAS (*Global Data Assimilation System*). A razão de despolarização mantém-se entre os 0.20 e os 0.25, fazendo prever a existência de consideráveis quantidades de material não esférico grosso, especialmente em altitudes próximas dos 3500 m, tendo em conta os valores típicos para a despolarização linear de partículas com base em [Mamouri & Ansmann, 2015]. Ocorrem também valores especialmente elevados para altitudes superiores a 4000 m, o que poderia indicar a presença de nuvens a essas altitudes.

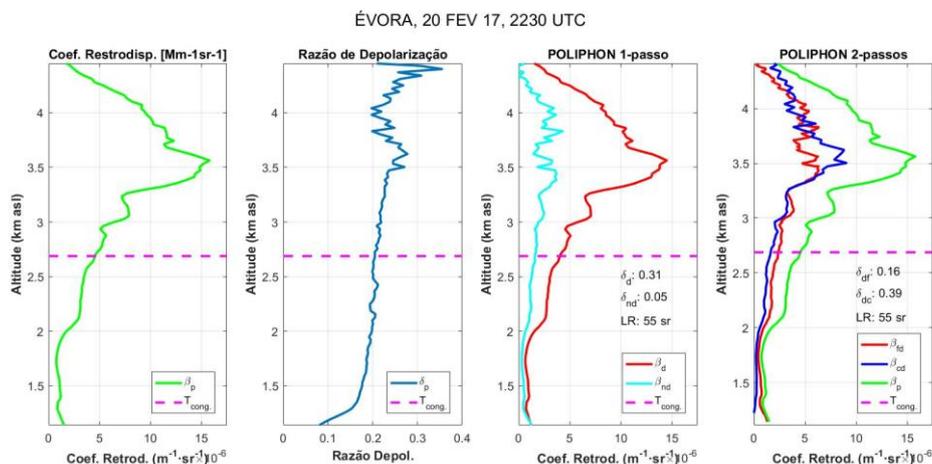


Figura 16: a) Perfil de Retrodispersão de aerossóis total; b) Perfil de Despolarização de Partículas Linear; c) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o primeiro passo do POLIPHON; d) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o segundo passo do POLIPHON. Dados obtidos para o caso de Évora, no dia 20 de fevereiro de 2017, às 2230 UTC.

Observam-se valores entre os 0.17 e os 0.22 em altitudes entre os 1500 e os 3000 m, valores que se aproximavam dos 0.30 nas altitudes coincidentes com a zona mais intensa da camada de poeiras. Nessas altitudes, observa-se uma maior presença de modo grosso, como se pode ver na imagem d) da figura 16.

Observa-se pela aplicação do método 1-passo do POLIPHON que há um claro aumento dos valores referentes às poeiras, especialmente em altitudes entre 3250 e 4000 m. Também se observa um aumento para os valores referentes a partículas esféricas, mas bastante mais ligeiro. O aumento nos valores das partículas de poeira é, neste caso, devido essencialmente ao modo grosso, como vem a ser confirmado na última coluna dos gráficos, ainda que, depois de aplicado o método 2-passos do POLIPHON, também se verifique um aumento do modo fino de poeiras. Estas características são observadas principalmente em altitudes entre 3250 e 3750 m, principalmente na zona onde a camada de aerossóis é mais intensa.

Na figura 17 observam-se os resultados após efetuar o mesmo procedimento para o período do dia 23 de fevereiro de 2017 às 1200 UTC em Évora. Observa-se que há uma camada de aerossóis, confirmada por valores de retrodispersão especialmente mais elevados, entre 2750 m e cerca de 4000 m. Neste período, a temperatura de congelação situa-se a 2665 m de altitude. O perfil da razão de despolarização de partículas linear, mostra que ao longo da coluna vertical, os valores se mantêm em valores próximos de 0.20, fazendo prever a existência de

material com razões de despolarização mais baixas, indicando a presença de poeira fina e de material esférico, mas também de poeira de modo grosso. Acima dos 4 km, apresenta um aumento considerável nos valores da razão de despolarização, o que poderia ser atribuído à entrada de nuvens no sul da Península Ibérica, como observado pela imagem de satélite (figura 6).

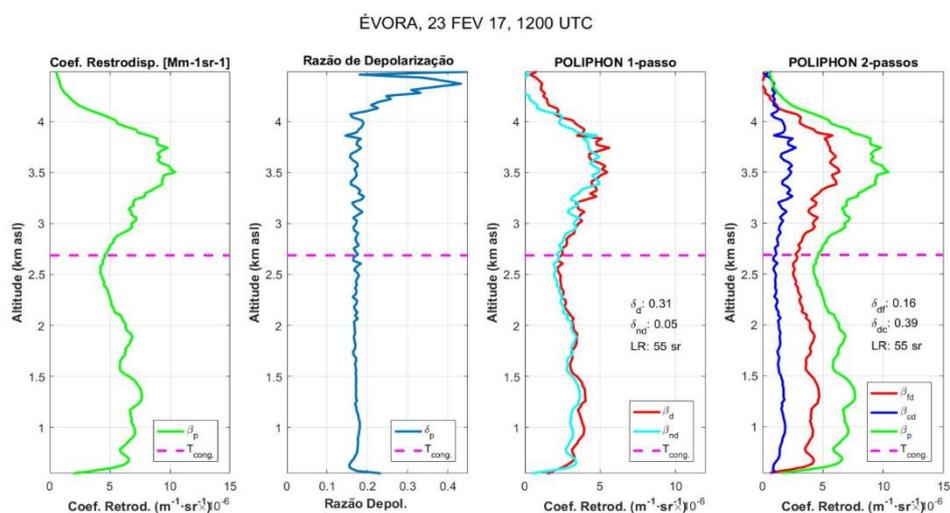


Figura 17: a) Perfil de Retrodispersão de aerossóis total; b) Perfil de Despolarização de Partículas Linear; c) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o primeiro passo do POLIPHON; d) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o segundo passo do POLIPHON. Dados obtidos para o caso de Évora, no dia 23 de fevereiro de 2017, às 12:00 UTC.

Em altitudes mais baixas também se encontram valores de coeficientes de retrodispersão consideráveis, em zonas onde não se observam alterações na razão de despolarização de partículas linear. Isso pode indicar que o aumento na retrodispersão não se deve a um aumento no modo grosso de poeira de forma preponderante. Depois de executado o método de 1-passo do POLIPHON, observa-se um claro aumento dos valores referentes às partículas de poeira, especialmente em altitudes entre os 2500 e os 4000 m. Observa-se também a presença de poeira em altitudes abaixo dos 1500 m e de acordo com as retrotrajetórias para as altitudes, entre os 1400 e os 2100 m, a proveniência dos aerossóis para estas altitudes é também saariana. Além disso, observa-se um aumento para os valores referentes a material esférico, também de forma relevante e aproximada ao que acontece com o material não

esférico, embora existindo em menores quantidades. O perfil de retrodispersão, depois de aplicado o método de 2-passos do POLIPHON, revela que o aumento dos valores de retrodispersão devido a partículas de poeira se deve essencialmente a material esférico e material de modo fino. O aumento do modo grosso também ocorre, mas de forma mais ligeira. Assim, o aumento total na retrodispersão verificado às 12h do dia 23 é em grande medida devido ao modo fino de poeira e de material esférico, principalmente entre os 3250 e os 3750 m de altitude.

Nas figuras 18 e 19 observam-se os resultados da aplicação do método computacional para o caso de Granada. Apresentam-se primeiro os resultados para o período do dia 20 de fevereiro de 2017 às 12:00 UTC. Observa-se que há uma camada de aerossóis entre os 2500 e os cerca de 3750 m, tendo em conta os valores elevados encontrados no perfil de retrodispersão. A altitude a que se atinge a temperatura de congelação é de 2626 m, e é ligeiramente acima dessas altitudes que o perfil de retrodispersão revela os valores máximos. O perfil da razão de despolarização de partículas linear revela um aumento constante até à zona onde a camada de aerossol é mais intensa, mas é acima dos 3500 m onde os valores se aproximam dos 0.25, e onde previsivelmente prevalecerá o modo grosso de poeira.

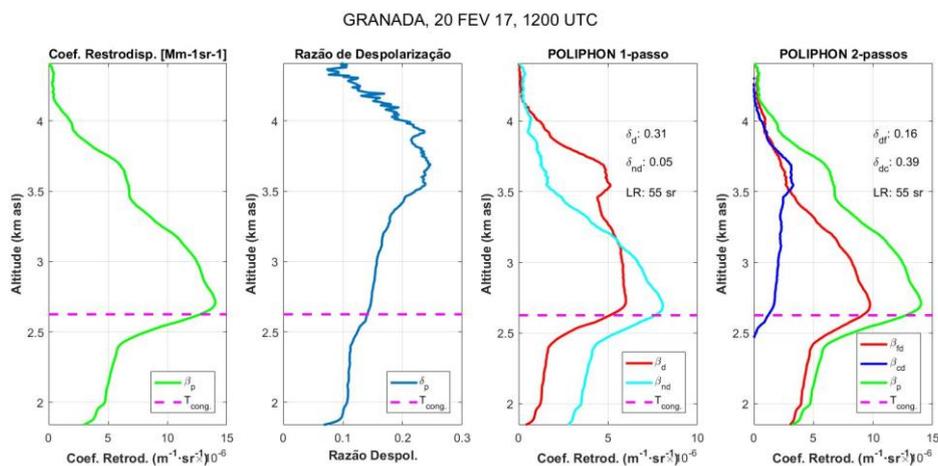


Figura 18: a) Perfil de Retrodispersão de aerossóis total; b) Perfil de Despolarização de Partículas Linear; c) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o primeiro passo do POLIPHON; d) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o segundo passo do POLIPHON. Dados obtidos para o caso de Granada, no dia 20 fevereiro às 12:00 UTC.

Acima dos 4 km, a evolução do perfil acompanha a evolução do perfil da retrodispersão, fazendo prever que a diminuição de cada modo de aerossol acontece de forma acentuada no

modo grosso de poeira. Estes factos são confirmados pelos perfis obtidos depois de executados os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON. Observa-se pelo gráfico relativo ao método de 1-passo que o material esférico não diminui da mesma forma que o material não-esférico, em altitudes superiores à altitude onde se atinge o valor máximo de retrodispersão. À medida que vai diminuindo o valor da retrodispersão devido ao material esférico, o material não esférico vai mantendo os valores mais elevados, explicando o aumento dos valores da razão de despolarização. No gráfico relativo ao método de 2-passos do POLIPHON, obteve-se que o modo grosso contraria a evolução em altitude do perfil de retrodispersão, aumentando até cerca dos 3750 m. A constância do perfil de retrodispersão das poeiras, quebra-se a cerca de 3500 m de altitude, já que o modo grosso de poeira não diminui, chegando mesmo a verificar-se um aumento nessas altitudes.

Na figura 19, apresentam-se os perfis verticais para o período das 17:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 em Granada. Os perfis mudam, bem como a proveniência das massas de ar, que se torna mais complexa e que terá mistura com aerossol esférico, confirmando o mapa das retrotrajetórias, onde se observava proveniência de zonas sobre o mar Mediterrâneo para altitudes entre os 2500 m e os 3500 m.

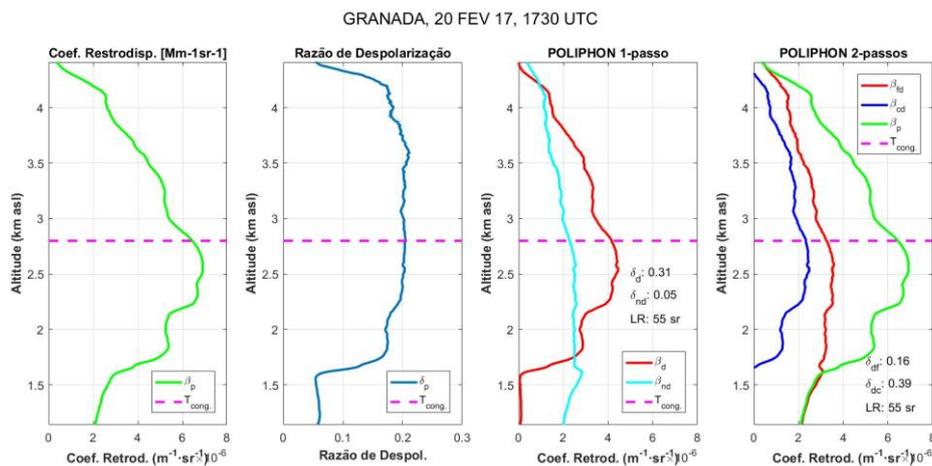


Figura 19: a) Perfil de Retrodispersão de aerossóis total; b) Perfil de Despolarização de Partículas Linear; c) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o primeiro passo do POLIPHON; d) Perfil de Retrodispersão depois de aplicado o segundo passo do POLIPHON. Dados obtidos para o caso de Granada, no dia 20 fevereiro às 17:30 UTC.

A intensidade da camada de aerossol diminui, se comparado com o que acontecia no período das 12:00 UTC. Neste caso, a altitude a que se atinge a temperatura de congelação sobe para os 2789 m. Observa-se a existência de uma camada de aerossol entre os cerca de 1750 m e os cerca de 4000 m de altitude, baixando consideravelmente abaixo dessas altitudes, dado acompanhado pelo perfil de despolarização. Este último, revela valores que vão aumentando com a altitude, sendo de cerca dos 0.20 entre nessas altitudes, fazendo prever a existência de aerossol de poeira, sem descartar a presença de outro tipo de aerossol. Depois de executado o primeiro passo do método computacional, confirma-se uma clara presença de poeira, especialmente em altitudes entre os 1750 m e os 4000 m, mantendo-se os valores das partículas esféricas aproximadamente constantes. O perfil determinado após a aplicação do método de 2-passos revela a coexistência de material grosso e fino de poeira entre essas altitudes. O material esférico tem presença considerável nas altitudes mais baixas da camada, diminuindo com a altitude e perdendo o predomínio para os modos grosso e fino não-esférico.

4.5.3. Concentração de Partículas

Neste passo obtêm-se os perfis de densidade numérica de partículas com raio superior a 280 nm. Os perfis de retrodispersão de poeira são utilizados para a obtenção dos perfis de extinção de poeira, sendo determinados da seguinte forma:

$$\sigma_{d280}(z) = \beta_d(z) LR \quad (4.1)$$

onde β_d é o coeficiente de retrodispersão de poeira (no método de 2-passos, a soma do coeficiente de retrodispersão de material fino e do coeficiente de retrodispersão do material grosso) e LR é a razão lidar, com valores típicos de 55 ± 5 sr para os 532 nm no caso de poeiras saarianas [Müller et al., 2007], obtidos através da razão entre a extinção e a retrodispersão ao longo de perfis verticais independentes em eventos de poeira [Ferrare et al., 2001]. A partir desse resultado, convertem-se os perfis de coeficientes de extinção em perfis de densidade numérica de partículas (neste caso com raio superior a 280 nm), através da seguinte relação:

$$n_{d280}(z) = c_{d280}\sigma(z) \quad (4.2)$$

onde c_{d280} é o fator de conversão e $\sigma(z)$ o coeficiente de extinção de poeira para os 532 nm, ao longo do perfil vertical.

Através de dados recolhidos de medições da AERONET na página *web* https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/bamgomas_interactive pelas estações de Évora, relativos aos dias entre 20 e 23 de fevereiro de 2017, observa-se na figura 20, que há uma correlação entre a densidade numérica de partículas de raio superior a 280 nm e a espessura ótica a 500 nm. Os dados referentes à distribuição de tamanho das partículas para o evento em estudo são obtidos a partir de pontos logaritmicamente equidistantes ao longo da distribuição de tamanhos. A concentração numérica de partículas é obtida dividindo a concentração volúmica de um ponto discreto de um certo raio pelo volume de uma partícula com esse raio. A concentração numérica de partículas colunar é assim obtida pela soma de todos os intervalos de todos os pontos discretos equidistantes. Finalmente, os valores individuais da espessura ótica são divididos pela espessura da camada de aerossol para obter o coeficiente de extinção a partir dos dados da coluna atmosférica observados pela AERONET (figura 18). O coeficiente de correlação obtido é de 0.998, e o fator de conversão $c_{d,280}$ é de $0,636 \text{ Mm cm}^{-3}$.

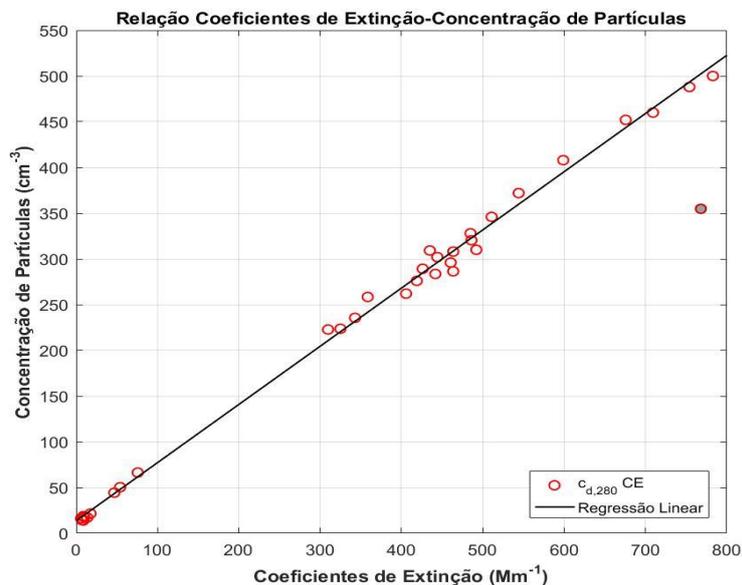


Figura 20: Relação linear entre os valores obtidos para o coeficiente de extinção e a densidade numérica de partículas com raios superiores a 280 nanómetros. O valor do fator de conversão é de 0.636 Mm cm^{-3} . O ponto preenchido a cinzento foi eliminado.

4.5.4. Determinação de Concentração de Núcleos de Gelo (INC)

Neste passo começam por se utilizar as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010, 2015) expostas na secção anterior (equações (3.7) e (3.8)). Nas figuras 21 a 24, representam-se os perfis da concentração de núcleos de gelo, obtidos após aplicação dos métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON, juntamente com os perfis de retrodispersão, razão de despolarização, e concentração de partículas de raio superior a 280 nanómetros. Representa-se a parte da camada de aerossóis em que as temperaturas são inferiores às respectivas temperaturas de congelação, bem como as curvas correspondentes a ambos os métodos computacionais. Aplicam-se, para além das parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010, 2015) com base em Mamouri et al. (2015), outras duas parametrizações desenvolvidas por Niedmand et al. (2012), especialmente para partículas de poeira e aplicadas para a estimativa de perfis de núcleos de gelo e por Steinke et al. (2015) que conceberam uma parametrização para congelação por deposição em partículas de poeira.

As figuras 23 e 24 mostram os perfis para os dois períodos selecionados do caso de Évora. Observa-se que para o período das 22:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017, as curvas representativas de ambas as parametrizações DeMott et al., (2010, 2015), apresentam comportamentos semelhantes para altitudes superiores aos cerca de 3200 m, onde a temperatura ronda os -3°C , aumentando a concentração de núcleos de gelo de forma aproximada a partir dessas altitudes, e com uma diferença de menos de uma ordem de grandeza. Entre a temperatura de congelação, situada aos 2688 m de altitude, e a região com maior carga de aerossol, as curvas relativas às parametrizações desenvolvidas por DeMott et al., (2015) e Niedman et al., (2012), apresentam valores muito aproximados em todo o intervalo apresentado, com a segunda a apresentar valores muito ligeiramente superiores até temperaturas a rondar os -6°C . Para temperaturas até cerca de -8°C , a parametrização desenvolvida por Niedman et al. (2012), passa a apresentar valores ligeiramente mais elevados, mostrando-se claramente superior abaixo dessas temperaturas, ainda que sempre com diferenças muito inferiores a uma ordem de grandeza. Quanto à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) para temperaturas consideravelmente mais baixas, apresenta valores superiores às restantes parametrizações aplicadas. No entanto, a diferença nos valores vai diminuindo com a altitude, sendo sempre superior a uma ordem de grandeza, chegando essa

diferença a ser superior a duas ordens de grandeza, para temperaturas próximas da temperatura de congelação.

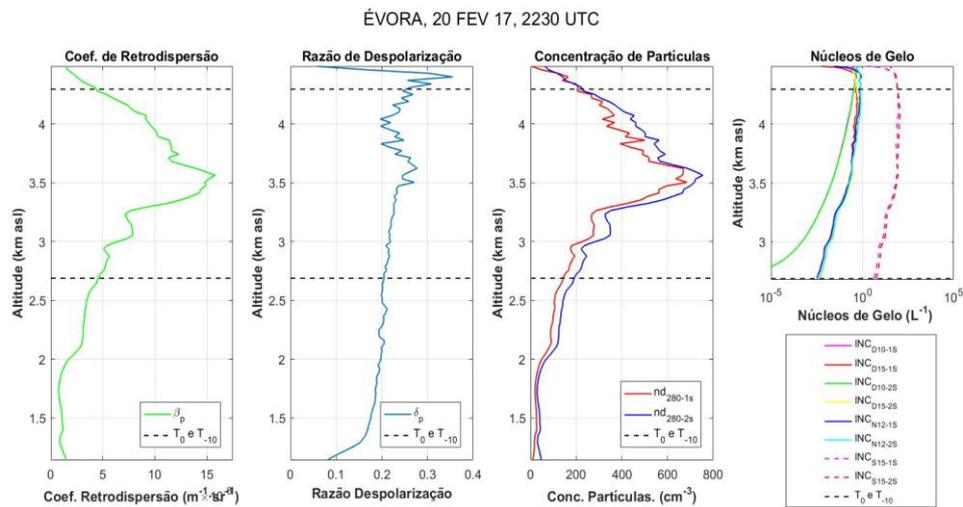


Figura 21: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1) [DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al., 2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de 0°C e -10°C. Dados relativos às 2230 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 em Évora.

Relativamente aos métodos do POLIPHON, as curvas apresentam comportamentos aproximados para cada uma das parametrizações.

Para o período das 12:00 UTC do dia 23 de fevereiro de 2017, os resultados são semelhantes aos obtidos para o período anteriormente analisado. À exceção da parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015), todas as curvas se aproximam mais umas das outras que no caso anterior apresentando comportamentos semelhantes para temperaturas inferiores aos cerca de -5°C, a partir da qual, a diferença nos valores obtidos a partir de ambas as parametrizações é inferior a uma ordem de grandeza. Para as temperaturas mais elevadas (entre 0 e -5°C), os valores da concentração de núcleos de gelo não são confiáveis, pelo facto de as parametrizações não terem sido desenvolvidas para esse intervalo de temperaturas [Mamouri and Ansmann, (2014)]. A parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) é válida para temperaturas entre -20°C e -53°C [Mamouri and Ansmann, 2015]. As

parametrizações desenvolvidas por Niedman et al. (2012) e DeMott et al. (2015) apresentam comportamentos muito aproximados desde a temperatura de congelação, situada aos 2666 m, sendo que a primeira apresenta valores ligeiramente superiores para temperaturas inferiores a cerca de -6°C , quando a carga de aerossóis já está a diminuir em altitude. A parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010) aproxima-se das duas últimas, apresentando diferenças inferiores a uma ordem de grandeza, para temperaturas inferiores a -5°C e até temperaturas de cerca de -10°C , onde passa a ter valores ligeiramente superiores à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015), e onde a carga de aerossóis já diminuiu consideravelmente em altitude.

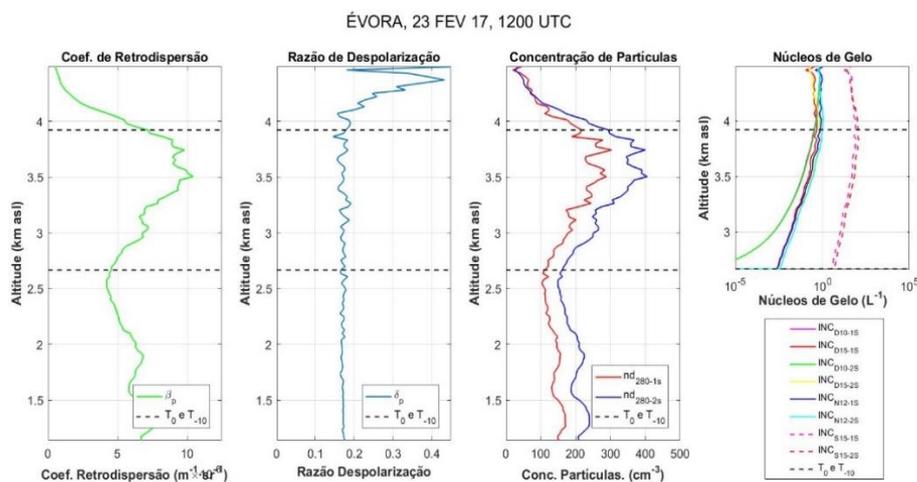


Figura 20: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1)[DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al.,2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de 0°C e -10°C . Dados relativos às 12:00 UTC do dia 23 de fevereiro de 2017 em Évora.

Quanto à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015), o seu comportamento é semelhante ao do caso anterior, com a diferença nos valores a ir diminuindo com a altitude.

Realizam-se as mesmas estimativas para o caso de Granada. Os resultados referentes aos dois períodos seleccionados do evento são apresentados nas figuras 23 e 24. Neste caso, observam-se maiores discrepâncias do que acontecia para o caso de Évora, especialmente para o período das 12:00 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017, visto que neste caso a parte mais

intensa da camada de aerossóis se situava pouco acima da temperatura de congelação, situada aos 2626 m.

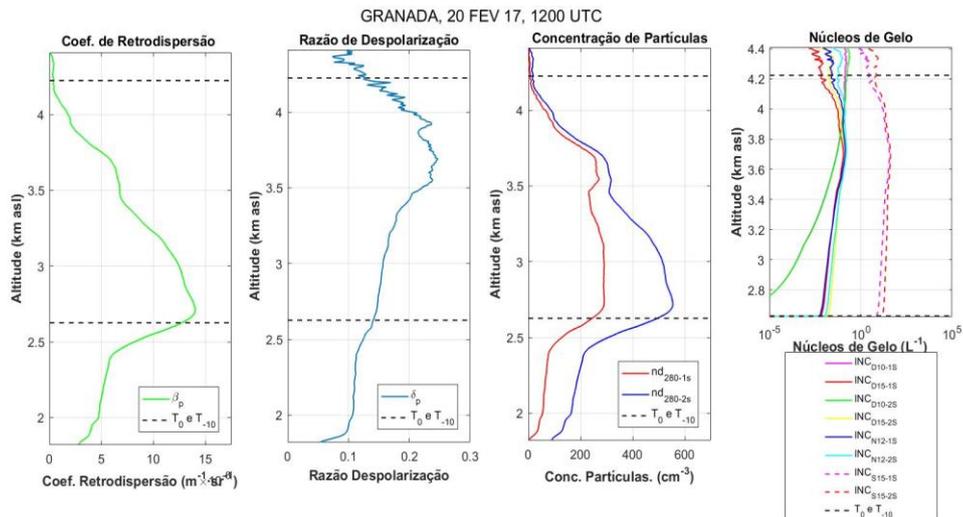


Figura 23: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1) [DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al., 2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de 0°C e -10°C. Dados relativos às 12:00 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 em Granada.

Entre a temperatura de congelação e os cerca -8°C, a 4 km de altitude, as curvas referentes às parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2015) e por Niedman et al. (2012), são bastante aproximadas para ambos os métodos do POLIPHON, com uma diferença sempre bastante inferior a uma ordem de grandeza, sendo quase coincidentes entre temperaturas de -3.5°C e -6°C, onde ainda há uma presença considerável de aerossóis e a razão de despolarização apresenta valores mais elevados. Contudo, entre a temperatura de congelação e os -5°C, a parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015) apresenta valores ligeiramente superiores, sendo que a partir daí, a parametrização desenvolvida por Niedman et al. (2012) passa a apresentar valores ligeiramente superiores, já com uma carga de aerossóis bastante menor do que a que existia à altitude onde ela era máxima. A temperaturas inferiores a -8°C, as curvas já apresentam disparidades bastante maiores, sendo que aí, a camada de aerossóis é muito pouca intensa. A curva referente à parametrização desenvolvida por DeMott

et al. (2010) também se aproxima das outras, mas só a temperaturas abaixo dos -4°C e até aos cerca de -7°C , onde passa a ter valores ligeiramente mais elevados, sendo que aí, a carga de aerossóis já é consideravelmente menos intensa. Quanto à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015), o seu comportamento é semelhante ao dos casos anteriores. Relativamente aos métodos do POLIPHON, as curvas apresentam comportamentos aproximados para cada uma das parametrizações.

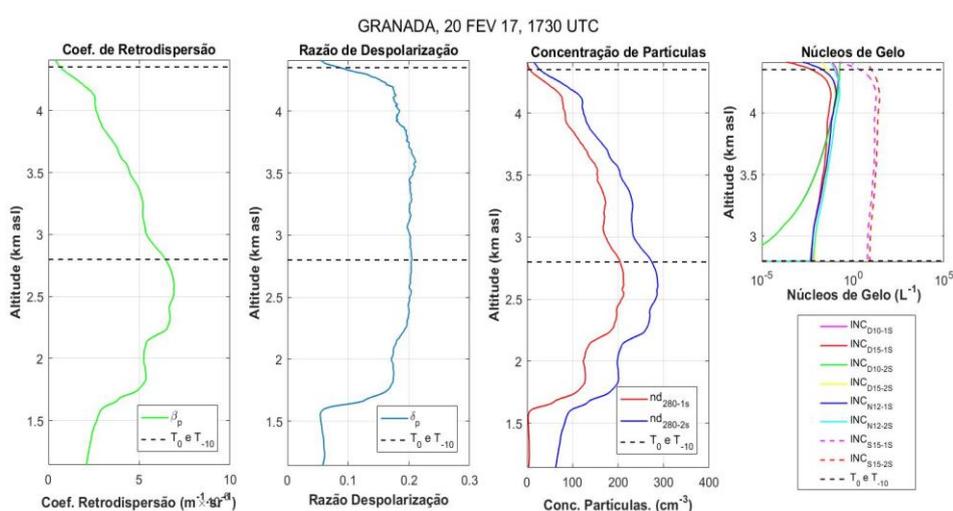


Figura 24: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1)[DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al., 2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de 0°C e -10°C . Dados relativos às 17:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 em Granada.

O período das 17:30 UTC é menos intenso em termos de carga de aerossóis. Neste caso, os perfis aproximam-se mais comparativamente ao período anterior, sendo sempre a diferença inferior a uma ordem de grandeza. Observa-se que as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2015) para as poeiras e por Niedman et al. (2012), apresentam comportamentos muito aproximados entre a temperatura de congelação, situada neste caso, aos 2799 m, e os cerca de -6°C . A parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010), aproxima-se destas últimas, a partir de temperaturas de cerca de -5°C , apresentando valores superiores para temperaturas inferiores a -6°C comparativamente à parametrização desenvolvida por DeMott

et al. (2015), sendo muito próxima da parametrização desenvolvida por Niedman et al., (2012) a partir dessas temperaturas. As curvas para estas três parametrizações são quase coincidentes utilizando os dois métodos do POLIPHON. Quanto à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015), o seu comportamento é semelhante ao dos casos anteriores, sendo que se vai aproximando até estar a cerca de 2 ordens de grandeza de diferença relativamente às outras parametrizações.

Os perfis de núcleos de gelo apresentados anteriormente que mostram as curvas relativas à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010) só se aproximam das parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2015) e Niedman et al. (2012) para temperaturas inferiores a cerca de -7°C . As curvas relativas a estas duas últimas, são sempre bastante aproximadas, apresentando diferenças sempre bastante inferiores a uma ordem de grandeza nos intervalos analisados. Os perfis relativos à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) revelam uma aproximação à medida que as temperaturas vão baixando, mas apresentando sempre diferenças de pelo menos duas ordens de grandeza.

A variação nos valores das densidades numéricas de núcleos de gelo nos intervalos apresentados para temperaturas inferiores à temperatura de congelação é de cerca de uma ordem de grandeza para todas as parametrizações aplicadas para os casos de Granada analisados entre cerca de 10^{-2} std L^{-1} e 10^{-1} std L^{-1} . Para Évora a variação é de cerca de duas ordens de grandeza, entre cerca de 10^{-3} std L^{-1} e 10^{-1} std L^{-1} para o caso do dia 20 de fevereiro de 2017 às 22:30 UTC e entre cerca de 10^{-2} std L^{-1} e 1 std L^{-1} para o caso de 23 de fevereiro de 2017 às 12:00 UTC.

4.5.5. Eficiência de Nucleação pelo Arrefecimento de uma Massa de Ar com Poeira

A fim de perceber quais seriam os efeitos em termos de densidade numérica de núcleos de gelo no caso de as temperaturas serem consideravelmente mais baixas, aplicaram-se as mesmas parametrizações (3.8) apenas modificando o perfil vertical de temperaturas. Simulou-se o que aconteceria se as temperaturas ao longo da coluna vertical que alojava a poeira se se fizessem deslocar todo o perfil vertical de temperaturas, colocando a temperatura de congelação à superfície. Nas figuras 25 a 28 expõem-se as estimativas para os perfis verticais de

núcleos de gelo através da aplicação das quatro parametrizações através do procedimento referido. No final da secção (figura 29), faz-se uma comparação dos perfis de núcleos de gelo, antes e depois da deslocação dos perfis de temperatura para os quatro casos analisados.

Obteve-se, no primeiro caso o perfil de núcleos de gelo mostrado na figura 23, tendo-se deslocado em 15.84°C, todo o perfil de temperatura, de modo a que os 0°C se situassem à altitude de 0 m. Neste caso, o aumento na densidade numérica de núcleos de gelo seria consistente com a diminuição da temperatura, apresentando comportamentos idênticos para todas as parametrizações incluindo nas altitudes onde existe aerossol em maiores quantidades. Para temperaturas entre os cerca de -4°C e os cerca de -15°C, os valores referentes às parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010), DeMott et al. (2015) e Niedman et al. (2012) apresentariam valores bastante aproximados, com diferenças de menos de uma ordem de grandeza. A parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015) passaria a apresentar valores ligeiramente superiores para temperaturas inferiores a -10°C, acontecendo o inverso para temperaturas superiores a esse valor.

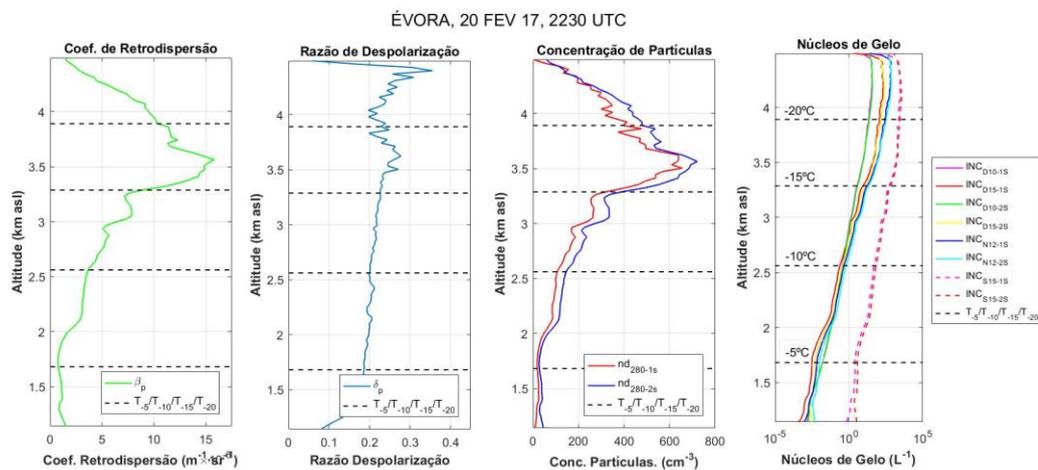


Figura 25: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1) [DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al., 2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de -5°C, -10°C, -15°C, -20°C. Dados relativos às 22:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 em Évora.

Comparando os perfis antes e após ter sido efetuado este procedimento, observa-se uma variação idêntica entre ambas as parametrizações, ocorrendo um aumento mais visível nos

perfis referentes às parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2015) para as poeiras e por Niedman et al. (2012) a temperaturas abaixo dos cerca de -6°C e na zona de maior carga de aerossóis.

A parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) apresentaria uma diferença nos valores de duas ordens de grandeza na zona de maior carga de aerossóis e atingiria uma diferença de valores inferior a uma ordem de grandeza a temperaturas inferiores a -20°C . Quando a temperatura é inferior a -15°C , incluindo a zona de maior carga de aerossóis, a parametrização desenvolvida por Niedman et al. (2012) seria superior em menos de uma ordem de grandeza relativamente à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015), continuando a existir uma diferença ligeiramente inferior a uma ordem de grandeza a temperaturas abaixo dos -20°C . Por sua vez, a parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015) já seria superior em pouco mais de uma ordem de grandeza à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010).

Aplicando o mesmo procedimento para o período de dia 23 de fevereiro às 12:00 UTC, obtém-se o exposto na figura 24. Neste caso, faz-se uma diminuição da temperatura ao longo do perfil vertical de cerca de 15°C . Os resultados seriam semelhantes aos obtidos para o período anterior. Para temperaturas de entre os cerca de -7°C e os cerca de -17°C , os perfis de ambas as parametrizações apresentariam valores semelhantes, com diferença de menos de uma ordem de grandeza, sendo que entre os -10°C e os -15°C , a parametrização de DeMott et al. (2010) chegaria a apresentar valores ligeiramente superiores. Abaixo e acima desses valores, ainda que o comportamento dos perfis seja idêntico, os valores para a parametrização desenvolvida para partículas independentemente do seu tipo (DeMott et al. (2010)) seriam ligeiramente inferiores, havendo mais discrepância a temperaturas abaixo dos -20°C , onde as diferenças seriam de quase uma ordem de grandeza para as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010) e por DeMott et al. (2015) e entre esta última e a desenvolvida por Niedman et al. (2012). Quanto à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) ela apresentaria, abaixo dessas temperaturas, valores consideravelmente mais aproximados aos das restantes parametrizações. Há um aumento idêntico nos valores da densidade numérica de núcleos de gelo, de mais de duas ordens de grandeza para ambas as parametrizações, diferindo apenas na zona de maior carga de aerossóis, que neste caso estaria numa zona já abaixo dos -19°C , onde ocorreria um

maior aumento nos valores da densidade numérica de núcleos de gelo correspondentes às parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2015) e Niedman et al. (2012). As diferenças entre as três primeiras parametrizações aumentariam desde temperaturas abaixo dos -16°C , incluindo na zona de maior carga de aerossóis, onde as diferenças chegam a ultrapassar a ordem de grandeza, sendo a desenvolvida por Niedman et al. (2012) a que apresenta maiores valores seguida da parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015). Para ambos os casos de Évora, as curvas correspondentes a cada parametrização aplicando os dois métodos do POLIPHON, apresentariam diferenças sempre muito inferiores a uma ordem de grandeza.

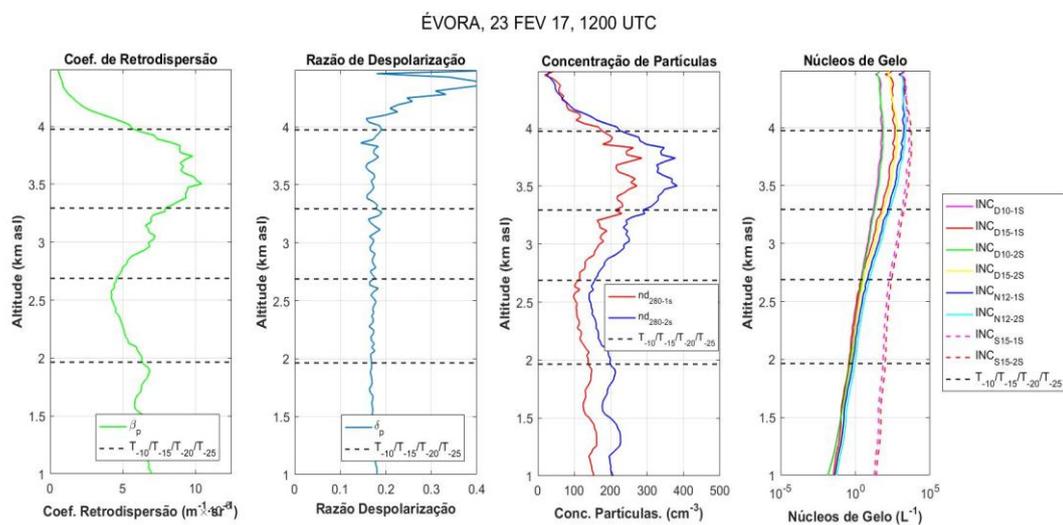


Figura 26: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1) [DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al., 2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de -10°C , -15°C , -20°C e -25°C . Dados relativos às 12:00 UTC do dia 23 de fevereiro de 2017 em Évora.

Aplica-se o mesmo processo para o período de dia 20 de fevereiro às 12:00 UTC em Granada, e obtém-se o exposto na figura 27. Neste caso, faz-se uma diminuição da temperatura ao longo do perfil vertical, de cerca de 14°C . O aumento na concentração de núcleos de gelo é consistente com a altitude principalmente onde existe aerossol em maiores quantidades. Obteve-se um aumento nos valores da densidade numérica de núcleos de gelo de menos de três ordens de grandeza para as parametrizações aplicadas, observando-se um maior crescimento

para as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2015) especificamente para a poeira e por Niedman et al. (2012) na zona de maior carga de aerossóis. A estas altitudes, onde as temperaturas rondam os -15°C , as diferenças entre estas parametrizações e entre estas e a parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010) seriam de menos de uma ordem de grandeza, sendo os valores desta última os mais baixos, seguindo-se os valores correspondentes à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015), ao contrário do que acontecia para temperaturas superiores a -12°C . Nesse último caso, a parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010) apresentaria valores superiores, seguida da parametrização desenvolvida por Niedman et al. (2012) mas sempre por valores inferiores a uma ordem de grandeza. A parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010) apresentaria valores inferiores aos de todas as restantes parametrizações, entre os -15°C e os cerca de -22°C . Quanto à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) ela apresentaria, abaixo de temperaturas de cerca de -20°C , diferenças de valores de menos de uma ordem de grandeza relativamente aos valores obtidos a partir das restantes parametrizações, vendo-se que a tendência de aproximação dos perfis já ocorreria ao longo de quase todo o perfil de núcleos de gelo.

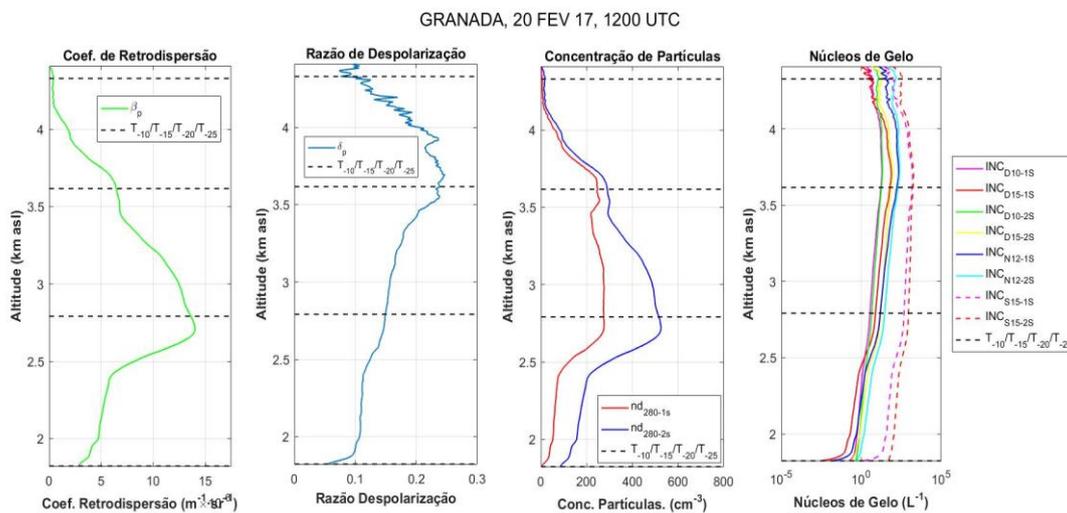


Figura 27: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1)[DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al.,2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de -10°C , -15°C , -20°C e -25°C , Dados relativos às 12:00 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 em Granada.

Realizando o mesmo processo para o período de dia 20 de fevereiro às 17:30 UTC, obtém-se o exposto na figura 28. Neste caso, faz-se uma diminuição da temperatura ao longo do perfil vertical, de cerca de 12.5°C. O valor de -10°C é atingido a uma altitude um pouco mais baixa que a verificada quando se observam os valores máximos de retrodispersão. Contudo, os valores de despolarização manter-se-iam constantes acima dessa altitude. Os perfis de núcleos de gelo cresceriam consistentemente com a diminuição da temperatura com a altitude, aumentando os valores de forma aproximadamente constante.

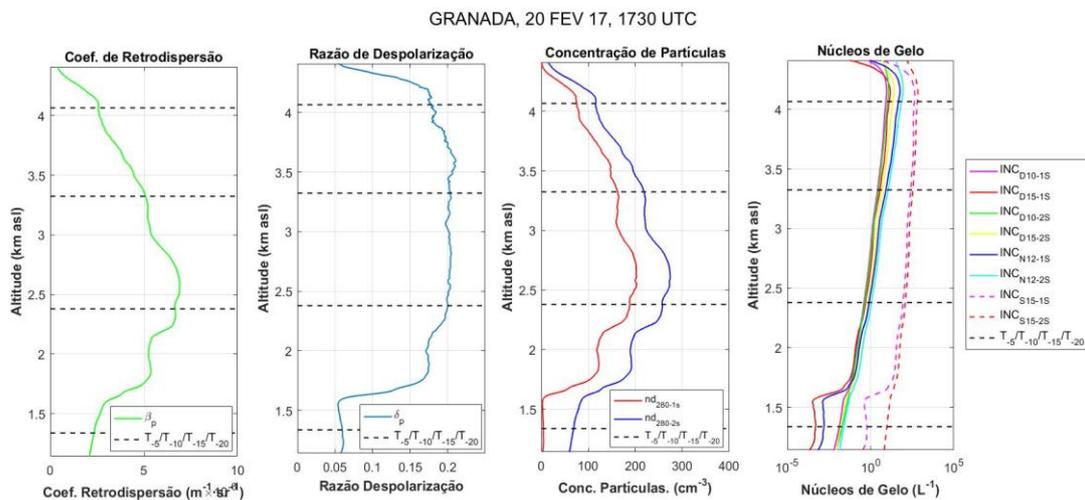


Figura 28: Perfis de a) Coeficientes de Retrodispersão; b) Razão de Despolarização; c) Densidade Numérica de Partículas de Raio Superior a 280 nm; d) Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações e os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm de d1)[DeMott et al., 2010] (magenta e verde) [DeMott et al.,2015] (vermelho e amarelo); d2) [Niedman et al., 2012] (azul escuro e azul ciano); d3) [Steinke et al., 2015] (magenta e vermelho tracejado). Indicação das altitudes às quais as temperaturas são de -5°C, -10°C, -15°C e -20°C, Dados relativos às 17:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 em Granada.

De observar que, entre temperaturas de cerca de -10°C e de cerca de -20°C, o perfil que representa a parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010) apresentaria valores ligeiramente inferiores aos das restantes parametrizações. Fora desse intervalo, e com diferenças nos valores sempre inferiores a uma ordem de grandeza, os valores correspondentes à parametrização desenvolvida por Niedman et al. (2012) são superiores aos correspondentes à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2015) especificamente para as poeiras, seguida

pelos valores correspondentes à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010). Quanto à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) ela apresentaria, abaixo de temperaturas de cerca de -18°C , diferenças de valores de menos de uma ordem de grandeza relativamente aos valores obtidos a partir das restantes parametrizações, e tal como nos casos anteriores, a tendência era de aproximação dos perfis em altitude, ao longo de quase todo o perfil de núcleos de gelo. Para ambos os casos de Granada, as curvas correspondentes a cada parametrização aplicando os dois métodos do POLIPHON, apresentariam diferenças sempre muito inferiores a uma ordem de grandeza.

Os dados aqui apresentados parecem revelar que a diminuição de temperatura de uma massa de ar portadora de uma carga de aerossóis de poeira considerável, deverá incrementar os níveis de nucleação de gelo. Poderia ocorrer que por exemplo, essa massa de ar fosse advectada para zonas mais frias, ou que ascendesse na troposfera por convecção (por elevação orográfica, convergência à superfície ou divergência em camadas superiores, são outros mecanismos possíveis) aumentando assim o potencial de nucleação de gelo. Destaca-se que os valores relativos à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015) só se aproximam dos valores relativos às restantes parametrizações para valores de temperatura muito baixos, inferiores a -20°C . No caso do dia 23 de fevereiro de 2017 às 12:00 UTC, pode observar-se na figura 29 que para temperaturas inferiores a -25°C , os valores relativos a esta parametrização se aproximam bastante dos valores relativos à parametrização desenvolvida por Niedman et al. (2012). Esse será um dos fatores para esse aumento, mas nos casos analisados, principalmente para os casos de Évora, também se observa que o aumento da carga de aerossol terá impacto na nucleação de gelo.

A figura 29 mostra uma comparação dos perfis de núcleos de gelo, antes e depois da deslocação dos perfis de temperatura para os quatro casos analisados. Observou-se um aumento nos valores da densidade numérica de núcleos de gelo nos respetivos perfis de núcleos de gelo e para as quatro parametrizações, indicando um aumento considerável na eficiência de nucleação. Para o período das 22:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017, depois de se ter feito o deslocamento do perfil da temperatura, observa-se um aumento na densidade numérica de núcleos de gelo de mais de duas ordens de grandeza nos perfis correspondentes às parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010) acima dos 3500 m, por DeMott et al.

(2015) e por Niedman et al. (2012) e de mais de uma ordem de grandeza para o perfil correspondente à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015). Resultados idênticos são obtidos para o caso de Granada do dia 20 de fevereiro de 2017 às 17:30 UTC.

Para o caso de dia 23 de fevereiro às 12:00 UTC em Évora, a diferença nos valores para as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al (2015) e Niedman et al. (2012) são de mais de duas até três ordens de grandeza e de mais de entre uma e duas ordens de grandeza para o perfil correspondente à parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015). Resultados idênticos são obtidos para o caso de Granada do dia 20 de fevereiro de 2017 às 12:00 UTC.

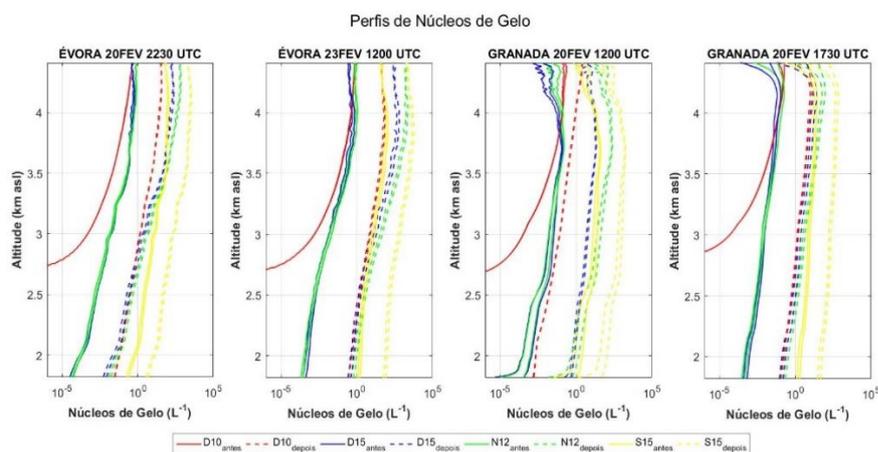


Figura 29: Perfis Núcleos de Gelo, aplicando as parametrizações de [DeMott et al., 2010,2015]; [Niedman et al., 2012]; [Steinke et al., 2015], aplicando os métodos de 1-passo e 2-passos do POLIPHON para os dados lidar a 532 nm. Dados relativos aos períodos das 22:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 e das 1200UTC do dia 23 de fevereiro de 2017 para os casos de Évora e aos períodos das 1200UTC do dia 23 de fevereiro de 2017 e das 17:30 UTC do dia 20 de fevereiro de 2017 para os casos de Granada.

A metodologia seguida para a obtenção de perfis de núcleos de gelo, passa, depois da separação do conteúdo de poeira através da técnica de separação de partículas de poeira, e da estimativa dos coeficientes de extinção obtidos multiplicando o coeficiente de retrodispersão pela razão lidar [Steinke et al., 2015], por converter os perfis de coeficientes de extinção em perfis de densidade numérica de partículas e proceder à conversão dos perfis de densidade numérica de partículas a perfis núcleos de gelo. Essa relação linear entre os coeficientes de extinção e a densidade numérica de núcleos de gelo pode ser observada na figura 30. Os dados

correspondem aos valores obtidos para as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010, 2015) e por Niedman et al. (2012). Os dados mostrados são relativos aos núcleos de gelo existentes aos -10°C , antes e depois de se ter simulado o caso de se deslocar todo o perfil vertical das temperaturas obtidas através do GDAS (*Global Data Assimilation System*), aos -15°C e aos -20°C . Aplicou-se este procedimento com o fim de se simularem as consequências em termos de alteração na densidade numérica de núcleos de gelo, por exemplo, na eventualidade de haver transporte horizontal para regiões mais frias [Mamouri et al., 2014] ou em nuvens convectivas atrás de congelação por imersão.

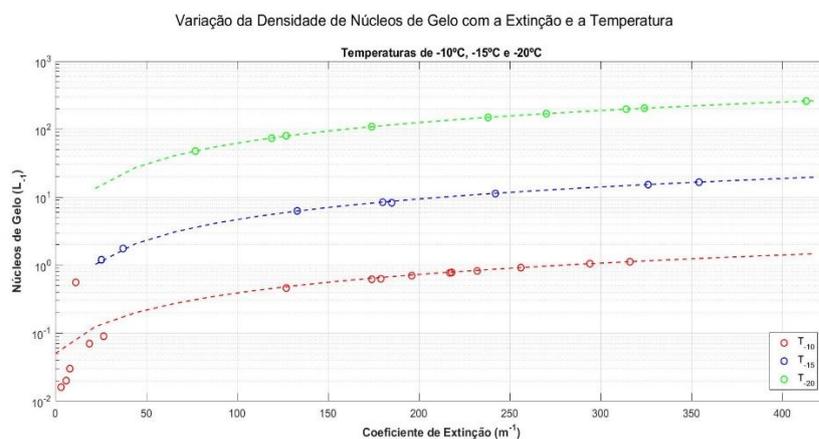


Figura 30: Relação entre a densidade numérica de núcleos de gelo, com os coeficientes de extinção e a temperatura, para os períodos selecionados do evento ocorrido entre os dias 20 e 23 de fevereiro de 2017, em Évora e Granada.

Os resultados revelam um considerável aumento no número de núcleos de gelo, com a diminuição da temperatura. A diferença em termos de concentração de núcleos de gelo para uma diminuição de 5°C nos valores de temperatura, é de cerca de uma ordem de grandeza, havendo um aumento da densidade numérica de núcleos de gelo com a extinção. Observa-se que com uma diminuição na temperatura em 5°C , ocorre um aumento nos valores da densidade numérica de núcleos de gelo de cerca de uma ordem de grandeza. A densidade numérica de núcleos de gelo também aumenta em cerca de uma ordem de grandeza, com um aumento nos coeficientes de extinção de cerca de 300 m^{-1} .

4.5.6. Alterações após o aparecimento de nuvens de níveis médios

Entre as 12:00 UTC e as 13:30 UTC do dia 23 de fevereiro ocorreu a presença de nuvens sobre a Península Ibérica a altitudes entre os 3000 e os 4000 metros, como observado na análise do sinal corrigido para o caso de Évora (figura 11). Aplicam-se as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010, 2015) e por Niedman et al. (2012) para o período das 13:30 UTC. Os resultados são mostrados nas figuras 31 e 32, tendo-se estimado a densidade numérica de núcleos de gelo para esse período no caso de se ter feito a deslocação do perfil de temperatura colocando a temperatura de congelação ao nível de 0 metros.

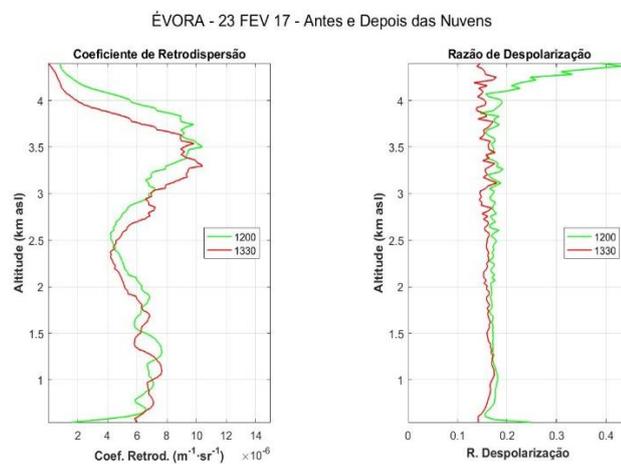


Figura 31: Comparação dos perfis de Retrodispersão, despolarização linear de partículas e de densidade numérica de núcleos de gelo, antes e após o aparecimento de nuvens, para o dia 23 de fevereiro de 2017, em Évora.

Pretendeu-se com este processo, avaliar as alterações ocorridas em termos de núcleos de gelo, antes e após o aparecimento de nuvens, comparando uma hora em que ainda não existem nuvens com outra onde já aparece essa cobertura de nuvens. Na figura 29, observam-se os perfis de retrodispersão e despolarização, antes e depois do aparecimento das nuvens e nas figuras 32 e 33, comparam-se os perfis de núcleos de gelo, aplicando as três parametrizações.

Os dados da retrodispersão confirmam os valores mais elevados do sinal corrigido, sendo observado um pico de retrodispersão para altitudes a rondar os 4000 m. Àquelas

altitudes, o perfil revela que não ocorreram alterações significativas na densidade de núcleos de gelo. De uma forma geral, os perfis de ambos os períodos são bastante aproximados.

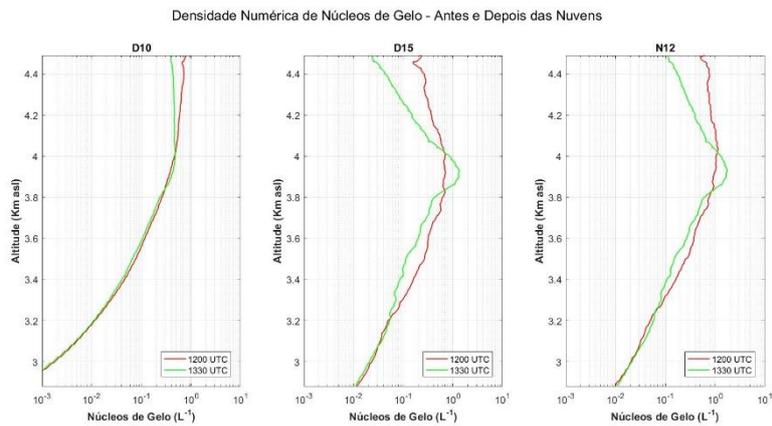


Figura 32: Comparação dos perfis de núcleos de gelo, aplicando as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al., (2010, 2015), e por Niedman et al., (2012) após ser aplicado o método de 2-passos do POLIPHON, antes e após o aparecimento de nuvens, para o dia 23 de fevereiro de 2017, em Évora

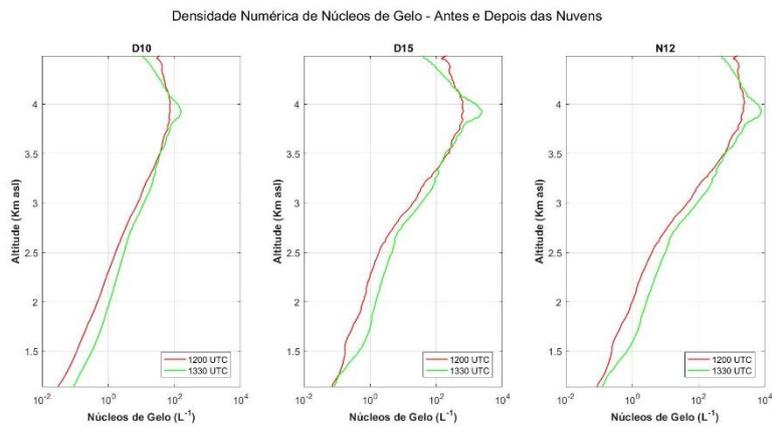


Figura 33: Comparação dos perfis de núcleos de gelo, aplicando as parametrizações desenvolvidas por DeMott et al. (2010, 2015), e por Niedman et al. (2012) após ser aplicado o método de 2-passos do POLIPHON, e feita a deslocação do perfil de temperatura, antes e após o aparecimento de nuvens, para o dia 23 de fevereiro de 2017, em Évora

Apenas em algumas altitudes, o perfil de densidade numérica de núcleos de gelo apresenta valores ligeiramente superiores ao que ocorria antes do aparecimento das nuvens. Para as três parametrizações aplicadas, os perfis apresentam-se de forma semelhante. Além

disso, observa-se que na comparação realizada após se ter feito a deslocação do perfil de temperatura, que após o aparecimento de nuvens, ocorrem valores de densidade numérica de núcleos de gelo maiores em praticamente todo o perfil, mantendo-se o pico, na zona de maior carga de aerossóis de poeira.

5. Conclusões

O presente trabalho é mais uma contribuição para os estudos acerca da influência dos aerossóis no clima do planeta, através da aplicação das observações lidar, nomeadamente na análise de perfis de coeficientes de retrodispersão, despolarização e núcleos de gelo.

Foram aplicadas parametrizações desenvolvidas para a determinação de perfis de núcleos de gelo. Os resultados relativos à parametrização desenvolvida por DeMott et al. (2010) revelaram enormes discrepâncias para as temperaturas mais próximas à de temperatura de congelação. Elas parecem ser confiáveis só para temperaturas inferiores a cerca de -7°C . A parametrização desenvolvida por Steinke et al. (2015), pelo contrário, parece só ser confiável para temperaturas inferiores a cerca de -20°C , tendo em conta que os respetivos perfis só se aproximam dos perfis relativos às restantes parametrizações a partir dessas temperaturas. Além disso, quanto às restantes parametrizações, confirma-se a sua aplicabilidade para o caso de temperaturas consideravelmente mais baixas que a temperatura de congelação, especialmente entre os cerca de -10°C e os cerca de -20°C . Os resultados obtidos no presente trabalho revelam que para temperaturas mais baixas, se verifica uma maior taxa de nucleação de gelo. No caso de ocorrerem temperaturas consideravelmente mais baixas para um mesmo perfil de núcleos de gelo, estes tendem a aumentar consideravelmente em número, em cerca de uma ordem de grandeza por cada 5°C de decréscimo de temperatura, com subsequente aumento em termos de cristais de gelo. É, portanto, de esperar que sem considerar outros possíveis fatores como a humidade e os padrões de vento, que caso haja um aumento das temperaturas médias em regiões próximas das zonas fonte de poeira, tenda a haver uma diminuição em termos de cristais de gelo formados, podendo isso implicar alterações nos padrões de precipitação. Para nuvens de níveis médios (com base a partir dos 2000 m e temperaturas da ordem dos -5°C a -30°C) se houvesse um aumento nas temperaturas que se traduzisse numa diminuição da concentração de cristais de gelo desenvolvidos à custa das gotas de água, isso teria implicações no balanço radiativo. Contudo, há muita incerteza sobre que efeitos poderiam existir por via de uma alteração em termos de núcleos de gelo.

Avaliar os efeitos de variações locais de temperatura, pode não ser uma boa aproximação para avaliar as consequências de variações de núcleos de gelo em termos das alterações climáticas, visto existirem variáveis como a humidade e os padrões de vento, que

podem também ter influência. São necessários mais estudos para avaliar a relação entre variações significativas de temperatura, alterações climáticas e nucleação de gelo. Mais trabalhos são necessários com a finalidade de avaliar as interações aerossóis-nuvens e de como essas interações podem afetar o clima.

6. Referências

- [1] Ahrens, C. and Henson, R. (2007). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment* (9th ed.). Belmont, CA: Thomson/Brooks/Cole
- [2] Allen, M. R., and W. J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 224–232.
- [3] Ansmann A., Wandinger U., Riebesell M., Weitkamp C., Michaeli W. (1992). Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus by using combined Raman elastic-backscatter lidar". *Applied Optics*, Vol. 31, n. 33, 7113.
- [4] Ansmann A., Müller D., (2005), Lidar and Atmospheric Aerosol Particles. *Lidar Springer Series in Optical Sciences*, pp. 105-138
- [5] Ansmann, A., Tesche, M., Althausen, D., Müller, D., Seifert, P., & Freudenthaler, V. et al. (2008). Influence of Saharan dust on cloud glaciation in southern Morocco during the Saharan Mineral Dust Experiment. *Journal Of Geophysical Research*, 113(D4)
- [6] Baars, H., Ansmann, A., Althausen, D., Engelmann, R., Artaxo, P., Pauliquevis, T., & Souza, R. (2011). Further evidence for significant smoke transport from Africa to Amazonia. *Geophysical Research Letters*, 38(20)
- [7] Bravo Aranda, J. A. (2014). *Lidar Depolarization Technique: Assesment of the Hardware Polarizing Sensitivity and Applications*. Tese de Doutorado. Universidad de Granada, Granada. 306 pp.
- [8] Bravo-Aranda, J. A., de Arruda Moreira, G., Navas-Guzmán, F., Granados-Muñoz, M. J., Guerrero-Rascado, J. L., Pozo-Vázquez, D., Arbizu-Barrena, C., Olmo Reyes, F. J., Mallet, M., and Alados Arboledas, L. (2017). A new methodology for PBL height estimations based on lidar depolarization measurements: analysis and comparison against MWR and WRF model-based results, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 6839-6851

[9] Cairo F, Di Donfrancesco G, Adriani A, Pulvirenti L, Fierli F. (1999). Comparison of various linear depolarization parameters measured by lidar. *Applied Optics*, 38(21), 4425

[10] Céspedes, S., Enrique, J., Castillo, P., Nelson, J. (2008) LIDAR, una Tecnología de Última Generación, para Planeación y Desarrollo Urbano, *Redes de Ingeniería*, 1 (13), 67-76

Aguirre Moreno, D. F., Salcedo Parra, O. J., & Salamanca Céspedes, J. E. (1). Simulación de Redes Ópticas Flexibles de Tercera Generación con Net2plan. *Redes De Ingeniería*, 107-118.

[11] Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp

[12] Crosbie, E., Youn, J. S., Balch, B., Wonaschütz, A., Shingler, T., Wang, Z., Conant W.C., Betterton E.A., Sorooshian, A. (2015). On the competition among aerosol number, size and composition in predicting CCN variability: a multi-annual field study in an urbanized desert. *Atmospheric chemistry and physics*, 15, 6943–6958.

[13] DeMott, P. J., Prenni, A. J., McMeeking, G. R., Sullivan, R. C., Petters, M. D., Tobo, Y., Niemand, M., Möhler, O., Snider, J. R., Wang, Z., and Kreidenweis, S. M. (2015). Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles. *Atmospheric chemistry and physics*, 15(1), 393-409.

[14] Dong, B.-W., Gregory J. M., and Sutton, R. T. (2009). Understanding land-sea warming contrast in response to increasing greenhouse gases. Part I: Transient adjustment. *Journal of Climate*, 22 (11), 3079–3097

-
- [15] Ferrare A. R., Turner D., Brasseur L.H., Feltz W. F., Dubovik, O., and Tooman, T.P. (2001). Raman lidar measurements of the aerosol extinction-to-backscatter ratio over the Southern Great Plains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106 (D17), 20333-20347
- [16] Freudenthaler V., Esselborn M., Wiegner M., Heese B., Tesche M., Ansmann A., Müller D., Althausen, D., Wirth M., Fix, A., Ehret G., Knippertz P., Toledano C., Gasteiger J., Garhammer M., Seefeldner, M. (2009). Depolarization ratio profiling at several wavelengths in pure Saharan dust during SAMUM 2006. *61 B (1)*. 165-179
- [17] Goudie, A. S., & Middleton, N. J. (2006). *Desert dust in the global system*. Berlin: Springer.
- [18] Grigas, T., Hervo, M., Gimmetstad, G., Forrister, H., Schneider, P., Preißler, J., Tarrason, L., and O'Dowd, C. (2015). CALIOP near-real-time backscatter products compared to EARLINET data, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15 (21), 12179-12191
- [19] Guerrero-Rascado, J.L. (2008). *Técnica Lidar para la Caracterización Mediante Dispersión Elástica y de Raman*. Tese de Doutoramento. Universidad de Granada, Granada. 433 pp.
- [20] Held, I. M., and Soden, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(21), 5686–5699.
- [21] Holben, B. N., Kalb, V., Kaufman, Y. J., Tanre´, D., and Vermote, B. (1992). Aerosol retrieval over land from AVHRR data—application for atmospheric correction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 (2), 212–222.
- [22] Kärcher, B., and Lohmann, U. (2003), A parameterization of cirrus cloud formation: Heterogeneous freezing, *Journal of Geophysics Research*, 108 (D14)
- [23] Klett, J. D. (1981). Stable analytic inversion solution for processing lidar returns, *Applied Optics*, 20 (2) 211–220

[24] Klett, J. D. (1985). Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Applied Optics*, 25, 1638–1643.

[25] Kuebbeler M., Lohmann U., Hendricks J., Kärcher B. (2013). Dust ice nuclei effects on cirrus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14. (6)

[26] Lau, K.-M., et al. (2008), The Joint Aerosol-Monsoon Experiment: A new Challenge for 236 monsoon climate research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89, 369–383.

[27] Laurent, B., B. Heinold, I. Tegen, C. Bouet, and G. Cautenet (2008), Surface wind accuracy for modeling mineral dust emissions: Comparing two regional models in a Bodélé case study, *Geophysical Research Letters*, 35 (9).

[28] Liou, K. N. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*, 2nd edn., International Geophysics Series, Academic Press, Amsterdam, The Netherlands.

[29] Mamouri, R. E. and Ansmann, A. (2015). Estimated desert-dust ice nuclei profiles from polarization lidar: methodology and case studies, *Atmospheric Chemistry Physics*, 15, 3463–3477

[30] Mamouri, R. E. and Ansmann, A. (2014). Fine and coarse dust separation with polarization lidar, *Atmospheric Measurement Techniques*, 7 (11), 3717-3735

[31] Mamouri, R. E., Ansmann, A., Nisantzi, A., Kokkalis, P., Schwarz, A., and Hadjimitsis, D. (2013). Low Arabian dust extinction-to-backscatter ratio, *Geophysics Research Letters*, 40 (17), 4762–4766

[32] Müller, D., Ansmann, A., Mattis, I., Tesche, M., Wandinger, U., Althausen, D., and Pisani, G. (2007). Aerosol-type dependent lidar ratios observed with Raman lidar, *Geophysics Research Letters*, 112

[33] Nepomuceno Pereira, S., Preißler, J., Guerrero-Rascado, J. L., Silva, A. M., & Wagner, F. (2014). Forest fire smoke layers observed in the free troposphere over Portugal with a multi-wavelength Raman lidar: optical and microphysical properties. *The Scientific World Journal*, 421838.

[34] O’Gorman, P. A. (2012). Sensitivity of tropical precipitation extremes to climate change. *Nature Geosciences*, 5 (10), 697–700.

[35] O’Gorman, P. A., and Schneider, T. (2009). The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proceedings of National Academy of Sciences*. 106 (35), 14773–14777.

[36] Obregón-Muñoz, M.A. (2014). *Estudio de los aerosoles en columna sobre Cáceres a partir de medidas radiométricas*. Tese de Doutoramento. Universidad de Extremadura, Badajoz. 254 pp.

[37] Pappalardo, G., Amodeo, A., Apituley, A., Comeron, A., Freudenthaler, V., Linné, H., Ansmann, A., Bösenberg, J., D’Amico, G., Mattis, I., Mona, L., Wandinger, U., Amiridis, V., Al dos-Arboledas, L., Nicolae, D., and Wiegner, M. (2014). EARLINET: towards an advanced sustainable European aerosol lidar network, *Atmospheric Measurements Technics*, 7 (8), 2389-2409

[38] Preißler J., Wagner F., Guerrero-Rascado J.L., Silva A.M. (2009). Two years of free-tropospheric aerosol layers observed over Portugal by lidar. *Advanced Earth and Space Science*, 118(9), 3676-3686

[39] Ramashandran, S. (2018). *Atmospheric Aerosols. Characteristics and Radiative Effects*. Boca Raton FL: Taylor and Francis Group, LCC

[40] Sakai, T., Nagai, T., Zaizen, Y., and Mano, Y. (2010). Backscattering linear depolarization ratio measurements of mineral, sea-salt, and ammonium sulfate particles simulated in a laboratory chamber, *Applied Optics*, 49, 4441–4449

[41] Schuster, G. L., Dubovik, O., and Holben, B. N. (2006). Angstrom Exponent and Bimodal Aerosol Size Distributions. *Journal of Geophysics Researches.*, 111 (D7)

[42] Seinfeld, J.H. and Pandis, S.N. (2006) *Atmospheric Chemistry and Physics from Air Pollution to Climate Change*. New York: John Wiley & Sons

[43] Steinke, I., Hoose, C., Möhler, O., Connolly, P., Leisner, T. (2015). Improving our fundamental understanding of the role of aerosol–cloud interactions in the climate system. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 113 (21). 5781-5790

[44] Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Engelmann, R., Freudenthaler, V., and Groß, S. (2009). Vertically resolved separation of dust and smoke over Cape Verde using multi-wavelength Raman and polarization lidars during Saharan Mineral Dust Experiment 2008, *Journal of Geophysics Researches.*, 114 (D13)

[45] Twomey, (1977), The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds, *Journal of Atmospheric Sciences*, 34, (7), 1149-1154

[46] Twomey, S. 1974. Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment*, 8, 1251–1256.

[47] Valenzuela A., Olmo F.J., Lyamani H., Antón M., Quirantes A., Alados-Arboledas L. (2012). Aerosol radiative forcing during African desert dust events (2005–2010) over South-Eastern Spain. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 12 (21), 10331-10351

[48] Wandinger, U. (2005), Introduction to lidar, in *Lidar: Range Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, edited by C. Weitkamp, pp. 1-18, Springer Science + Business Media Inc., New York, 2-18.

[49] Wandinger, U. and Ansmann, A. (2002). Experimental determination of the lidar overlap profile with Raman lidar, *Applied Optics*, 41 (3), 511– 514

[50] Whitby, K.T. (1976). *Electrical Measurements of Aerosols. Fine Particles. Aerosol Generation, Measurement, Sampling and Analysis*, pp. 581-624 Academic Press. New York.

[51] Wilson, T. W., Murray, B.J., Wagner, R., Möhler, O., Saathoff, H., Schnaiter, M., Al-Jumur, S.M. (2012). Glassy aerosols with a range of compositions nucleate ice heterogeneously at cirrus temperatures, *Atmos. Chem. Physics*, 12(18), 8611–8632

Lista de Comunicações Apresentadas

Desta dissertação resultaram as seguintes comunicações apresentadas em conferências internacionais:

E. H. Cardoso, J. L. Guerrero-Rascado, M. J. Costa, J. A. Bravo-Aranda and D. Bortoli, 2019:

Deteção Remota de Perfis Verticais de Núcleos de Gelo Durante um Forte Transporte de Poeiras do Deserto. APMG2019 – 11º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 19º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia, Cascais, Portugal, March 2019.

E. H. Cardoso, J. L. Guerrero-Rascado, M. J. Costa, J. A. Bravo-Aranda and D. Bortoli, 2019: Retrieval of Ice Nuclei Profiles by 2-step method during extreme Saharan Dust Outbreaks over the Iberian Peninsula in February 2017. RICTA 2019 - 7th Iberian Meeting on Aerosol Science and Technology. Lisbon, Portugal, July 2019.