

UNIVERSIDADE DE LISBOA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO



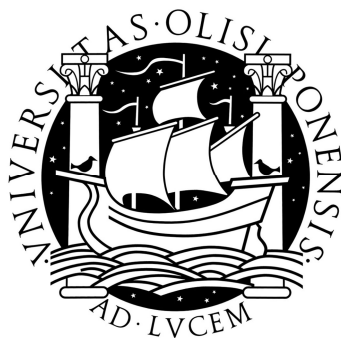
**ANÁLISE DE PADRÕES TEMPORAIS E ESPACIAIS
DE DESCARGAS ELÉCTRICAS ATMOSFÉRICAS
EM PORTUGAL CONTINENTAL**

Sandra Maria Ladeira Correia

MESTRADO EM GEOGRAFIA FÍSICA E
ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO

2012

UNIVERSIDADE DE LISBOA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO



**ANÁLISE DE PADRÕES TEMPORAIS E ESPACIAIS
DE DESCARGAS ELÉCTRICAS ATMOSFÉRICAS
EM PORTUGAL CONTINENTAL**

Sandra Maria Ladeira Correia

Dissertação orientada pelo
Prof. Doutor Marcelo Fragoso

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2012

Esta Tarde a Trovoada Caiu...

Fernando Pessoa

Dedicado a Elias Correia

AGRADECIMENTOS

Ao IGOT e à FLUL, pela disponibilização do posto de trabalho e dos meios imprescindíveis para a realização deste trabalho.

À Prof. Doutora Maria Alcoforado, pelo seu acolhimento no CEG e pelos seus conselhos nas aulas do seminário de investigação, e ainda à Prof. Doutora Ana Pereira.

Ao Prof. Doutor Marcelo Fragoso, pelos seus conselhos, apoio e motivação para a realização deste estudo. Através do projecto RAIDEN (PTDC/CTE-ATM/101931/2008) foi possível analisar os dados de descargas eléctricas atmosféricas e participar numa conferência internacional (ECSS 2011). Aos colegas do projecto RAIDEN, nomeadamente: Prof. Doutora Solange Leite, Prof. Doutor João Santos, Prof. Doutor Fernando de Pablo, Prof. Doutor Luis Soriano, Doutora Susana Mendes, Dra. Margarida Reis e Dr. João Sousa, pelo acompanhamento durante os dois últimos anos.

Aos colegas do núcleo de investigação de Clima e Mudanças Ambientais do CEG, nomeadamente: Dr. Ezequiel Correia, Prof. Doutor António Lopes, Prof. Doutora Carla Mora, Prof. Doutora Maria Graça, Prof. Doutor Henrique Andrade. e Prof. Dr. Eusébio Reis.

Ao IM, I.P., pela cedência de dados através do protocolo de cooperação com o projecto RAIDEN. Ao Dr. Paulo Pinto pelos seus conselhos no domínio do radar meteorológico. Ao Dr. Victor Prior pelos conhecimentos transmitidos no domínio da detecção de descargas eléctricas atmosféricas. À Dra. Paula Leitão e Dra. Cristina Simões.

Ao Dr. Wolfgang Schulz da ALDIS, no esclarecimento de dúvidas sobre dados de descargas eléctricas atmosféricas e outras questões técnicas. À Charlotte Alves e Stéphane Pedeboy da firma Météorage.

Aos colegas de mestrado, que tornaram o seminário de investigação uma experiência construtiva e gratificante.

E por fim, à minha família e a José Carlos pelo apoio incondicional.

RESUMO

Um estudo do fenómeno da trovoada em Portugal Continental (PC)*, tendo em conta a sua evolução e incidência espacial, foi realizado com base em dados de descargas eléctricas atmosféricas nuvem-solo (DEA NS) obtidos pela rede de detectores do Instituto de Meteorologia de Portugal (IM, I.P.), no período de 2003 a 2009. O principal objectivo deste estudo consistiu na identificação de diversos padrões espaciais, associados a eventos de trovoada em Portugal Continental (ETPC), e relativamente aos quais foram determinados vários parâmetros: número de ocorrências, duração e hora em que ocorre a fase de maturação (H_{mat}). Estes padrões foram posteriormente classificados, utilizando vários critérios (distância, área e forma), que permitiram a sua distinção em tipos (*local, multilocal, regional ou generalizado*). Foi seleccionada uma amostra com base no evento mais representativo de cada dia, de entre os dias com DEA NS acima do percentil 50, tendo para estes sido identificados os padrões resultantes. Verificou-se que eventos do tipo *local* são predominantes (52%), apresentando, em média, uma menor duração (5 h). Em geral, a frequência de DEA NS na H_{mat} representa aproximadamente 30% do total. A classificação dos eventos refere-se apenas à H_{mat} . Foi possível determinar regiões de maior densidade de DEA NS no território de PC (Norte, Centro ou Sul), verificando-se que a região do Sul apresentou aproximadamente 18% dos eventos. Para alguns casos de estudo, seleccionados de entre os acima do percentil 90, foram obtidas as distribuições temporais de DEA NS (60, 30 e 10 min) e com o auxílio de imagens de satélite e de radar meteorológico procurou-se verificar qual a relação entre os padrões espaciais de DEA NS identificados e a estrutura e organização das células convectivas geradoras de trovoada, isoladas ou fazendo parte de um sistema convectivo de meso-escala (SCME).

PALAVRAS-CHAVE: DEA NS; Eventos de trovoada; Padrões espaciais e temporais de DEA NS; Tipos de trovoada.

* consultar lista de acrónimos e siglas (página 121)

ABSTRACT

A study of the thunderstorm phenomenon in mainland Portugal, taking into account their temporal evolution and spatial distribution, between 2003 and 2009, is presented. Cloud-to-Ground discharges (CG) data was obtained by the Portuguese detectors network from the Meteorological Institute (IM, I.P.). The main objective of this study is to identify different spatial patterns, based on a predefined time integration (at least 60 min interval between successive CG) allowing to determine CG events, which will be characterized by several parameters (number of occurrences, duration and maturation phase). These patterns were subsequently classified using various criteria (distance, area and shape), allowing its distinction according to types (*local, multilocal, regional or widespread*). A sample based on the most representative event of each day, among days with CG above the 50th percentile, was selected for the identification of the resulting patterns. *Local* type events are predominant (52%), and its typical duration is the shortest (5h). CG during the maturation phase of thunderstorms are in order of 30% of the total. The classification of the events is restricted to the hour corresponding to the maturation phase. Regions of higher CG density in the Portuguese territory (North, Central or South) were identified, with 18% of the events reported in the southern regions. For some case studies, selected among those above the 90th percentile, temporal distributions (60, 30 and 10 min) were obtained, and based on satellite and radar imagery it was possible to analyse the relationship between the CG lightning spatial patterns and the structure and organization of the associated convective cells, isolated or as part of mesoscale convective systems (MCS).

KEYWORDS: CG discharges; Temporal and spatial patterns of CG discharges; Thunderstorm events; Thunderstorm types

ÍNDICE

INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO I – ENQUADRAMENTO TEÓRICO	
1. Estado da Arte	5
1.1. Estrutura e física das trovoadas.....	5
1.2. Electricidade na atmosfera.....	8
1.3. Estudos desenvolvidos em Portugal Continental.....	14
2. Objectivos da investigação.....	19
CAPÍTULO II – DADOS E METODOLOGIA	
1. Sistemas de aquisição de dados de descargas eléctricas atmosféricas	21
1.1. Redes global e regionais	21
1.2. Especificações dos sensores	24
1.3. Especificações dos dados	25
1.4. Eficiência de detecção	26
2. Metodologia	31
2.1. Critérios de validação dos dados	31
2.2. Elaboração de mapas	35
2.3. Tipologia de eventos de trovoada	39
2.4. Interpretação de imagens de radar meteorológico.....	45
CAPÍTULO III – ACTIVIDADE ELÉCTRICA ATMOSFÉRICA	
1. Caracterização da variabilidade temporal e espacial	49
1.1. Apuramentos estatísticos descritivos	49
1.2. Mapas de densidade	57
1.3. Mapa do número de dias com trovoada	62
1.4. Polaridade e multiplicidade	64
2. Classificação de padrões de eventos de trovoada	71
2.1. Padrões temporais	71
2.2. Padrões espaciais	72
CAPÍTULO IV – CASOS DE ESTUDO	
1. Critérios e limitações de selecção	79
1.1. Tipo local	80
1.2. Tipo multilocal	84
1.3. Tipo regional-elíptico	87
1.4. Tipo regional-linear	90
1.5. Tipo generalizado	93
2. Discussão de resultados	96
CONCLUSÃO	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
LISTA DE FIGURAS	113
LISTA DE QUADROS	119
LISTA DE ACRÓNIMOS E SIGLAS	121
SÍTIOS ELECTRÓNICOS CONSULTADOS	123
ANEXO	125

INTRODUÇÃO

Esta dissertação divide-se essencialmente em três partes, na primeira das quais se procede a um enquadramento teórico do fenómeno da trovoadas e são estabelecidos os objectivos da dissertação. As teorias de electrificação de nuvens convectivas propensas à geração de DEA são sucintamente descritas. De seguida, são descritos os dados utilizados e as metodologias adoptadas. De referir, que apesar de serem as DEA apenas uma das consequências associadas a fenómenos meteorológicos convectivos extremos, esta é de facto a componente com maior ênfase ao longo de todo este estudo, e por esse motivo foi elaborada uma descrição detalhada relativamente às características dos dados e à rede para esse efeito utilizada.

Finalmente, na terceira parte da dissertação, é elaborado um estudo de variabilidade temporal e espacial, sendo apresentadas distribuições temporais e espaciais de ocorrência das DEA NS, sendo que uma das tarefas mais motivadoras foi a obtenção dos mapas de densidade e do número de dias com trovada para o período de 2003 a 2009. Com o objectivo de proceder a uma classificação de ETPC, foi adoptada uma metodologia que permitiu definir padrões distintos, com base na prévia identificação de aglomerados de DEA NS. Os pressupostos da metodologia adoptada baseiam-se em trabalhos anteriores, nomeadamente os de Murphy e KonradII (2005), Orville e Huffines (2001), Lopez e Holle (1986), Watson e Holle (1996), Reap e Orville (1986). O estudo da evolução das trovoadas foi efectuado com base no seu desenvolvimento inicial, maturação e decaimento. Alguns casos de estudo são apresentados no intuito de confrontar os padrões espaciais de DEA NS que são identificados, com a organização e a estrutura das células convectivas reveladas pelas imagens de satélite e de radar meteorológico.

A elaboração de mapas de densidade e número de dias com trovada poderá constituir um contributo para diversas áreas de gestão do território, essencialmente na protecção de estruturas fundamentais à sociedade em geral, tais como redes de distribuição eléctrica e sistemas de comunicações.

A análise de dados de DEA pode apoiar estudos em vários domínios, alguns dos quais referidos de seguida:

- Em gestão do território, abrangendo diversas áreas socio-económicas (Mills *et al.*, 2010);
- Na meteorologia, nomeadamente no sentido de apoiar e melhorar as previsões do tempo a muito curto prazo (2 h) ou a curto prazo, i.e até 48 h (Kohn *et al.*, 2011; Bonelli *et al.*, 2010);
- Na aeronáutica, no apoio à gestão do tráfego aéreo e em estudos de impacto (Pejovic *et al.*, 2009; Librantz e Librantz, 2006; Kaplan *et al.*, 2005; Robison, 1989), como no caso do acidente do Airbus A330 da Air France, no dia 1 de Junho de 2009 (Gregory, 2010);
- Na análise das condições de ignição natural de fogos florestais por efeito da trovada (Dorado *et al.*, 2011; Ortega *et al.*, 2011; Chuvieco *et al.*, 2010; Vilar *et al.*, 2010; Amatulli *et al.*, 2007; Larjavaara *et al.*, 2005; Outcalt, 2008; Podur *et al.*, 2003; Rorig e Ferguson, 2002; Rorig e Ferguson, 1999);
- Na construção civil, na gestão de obras de grande dimensão, manipulação de explosivos e segurança de pessoas em situações de trabalho ou ainda recreativas (Spengler *et al.*, 2002);
- No apoio ao desenvolvimento de normas de protecção de estruturas e equipamentos eléctricos (Shindo *et al.*, 2011; Zhou *et al.*, 2010; Glushakow, 2007; Zhiping *et al.*, 2008);
- No estudo dos efeitos de descargas eléctricas na média e alta atmosfera (Kumar *et al.*, 2009; Neubert *et al.*, 2008; Kumar *et al.*, 2008; Taylor *et al.*, 2008; Thomas *et al.*, 2007; Collier *et al.*, 2006; Pasko *et al.*, 2002);
- Outros factores, tais como o vento solar (Siingh *et al.*, 2011), a radiação cósmica (Hazelton *et al.*, 2009) e as nuvens de cinza vulcânica (McNutt e Davis, 2000; Blanchard e Bjornsson, 1967);
- Estudos para compreender os efeitos da trovada na saúde pública, como por ex. em epidemias de asma, devido ao transporte de partículas alergénicas pelas fortes correntes ascendentes e descendentes numa nuvem convectiva e efeitos de mistura associados, têm sido desenvolvidos por vários autores: Grundstein e Sarnat, 2009; D' Amato *et al.*, 2008; Pulimood *et al.*, 2007; Marks e Bush, 2007,

Villeneuve *et al.*, 2005; Taylor e Jonsson, 2004. Estudos sobre relatos de danos físicos em seres humanos foram também efectuados por diversos autores tais como: Mills *et al.*, 2008; Gutierrez *et al.*, 2005; Holle *et al.*, 2005; Vaitl *et al.*, 2001;

- Estudos ao nível da influência de áreas urbanas no desenvolvimento das trovoadas e na sua intensificação, têm também sido desenvolvidos por vários autores (Carraça *et al.*, 2012; Bentley *et al.*, 2011; Paulikas *et al.*, 2011; Pinto Jr. e Pinto, 2008; Rose *et al.*, 2008; Stallins e Rose, 2008).

No contexto da climatologia aplicada à geografia, existem variáveis com as quais podem ser estabelecidas correlações, tais como a continentalidade (latitude e longitude) e a orografia (altitude, declive e orientação), descritas em estudos desenvolvidos por vários autores, tais como: Bourscheidt *et al.*, 2009; Dissing e Verbyla, 2003; Dulzon e Gorbatenko, 2000.

O presente estudo pretende contribuir para a caracterização da actividade eléctrica atmosférica em Portugal Continental, visando melhorar o conhecimento da sua variabilidade espacial e temporal e propondo uma classificação de eventos de trovoadas assente na identificação de padrões de DEA NS.

CAPÍTULO I - ENQUADRAMENTO TEÓRICO

1. Estado da Arte

1.1. Estrutura e física da trovoada

A trovoada está geralmente associada a nuvens do tipo cumuliforme, nomeadamente *cumulonimbus* (Cb), isolados ou organizados em sistemas convectivos de meso-escala, podendo dar origem a DEA, precipitação intensa (aguaceiros de chuva, granizo, saraiva, neve rolada), vento forte (rajadas) ou em alguns casos tornados. Este tipo de nuvens desempenha um papel importante no balanço energético global e na circulação geral da atmosfera através do transporte de humidade e de calor sensível e latente para níveis mais elevados da troposfera e baixa estratosfera, além da influência sobre o balanço radiativo na troposfera (Cotton e Anthes, 1989).

Para caracterizar o fenómeno da trovoada é imprescindível proceder ao seu enquadramento na escala espacial e temporal, definidas respectivamente pela dimensão horizontal e duração típica dos sistemas meteorológicos. No espaço, as escalas foram designadas por micro-escala, meso-escala e macro-escala (sinóptica ou global), sendo que os fenómenos meteorológicos podem desenvolver-se num período temporal que pode durar desde segundos a mais de uma semana. Com base na classificação proposta por Orlanski (1975)¹, que divide a meso-escala em três sub-escalas (γ , β ou α), a trovoada fica englobada na meso-escala- γ , com uma dimensão horizontal de 2 a 20 km e uma duração de minutos a horas. Sendo que a trovoada pode manifestar-se de forma isolada, multicelular ou em super-células, a escala abrangida pode ser alargada até à meso-escala- β (20 a 200 km e de horas a um dia), ver figura 1.1. De notar que, alguns sistemas atmosféricos, como é o caso dos sistemas convectivos de meso-escala, podem encontrar-se na transição entre duas escalas: a meso-escala e a sinóptica. Os factores que permitem fazer esta distinção estão relacionados com a amplitude relativa dos movimentos verticais e horizontais das massas de ar. À escala sinóptica, a amplitude dos movimentos horizontais é mais significativa, do que em relação à meso-escala em

¹ citado em Cotton e Anthes (1989)

que a amplitude dos movimentos verticais é mais intensa contribuindo para a instabilidade convectiva (Sauvageot, 1982)¹.

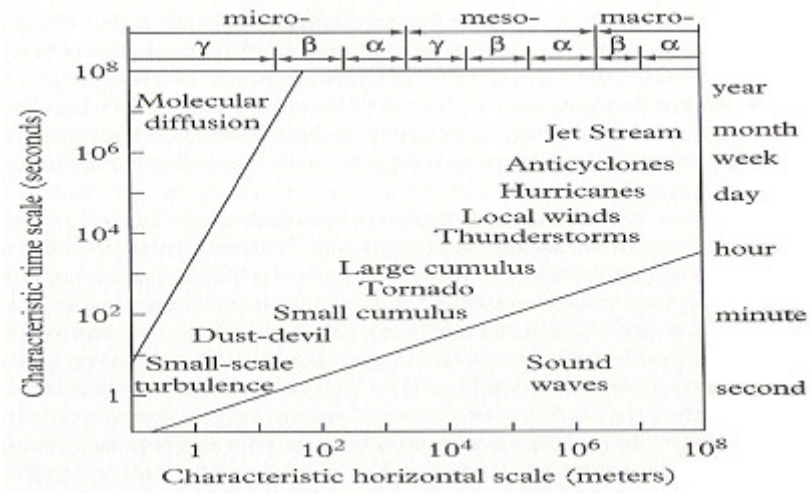


Fig.1.1 – Imagem representativa das escalas espaciais e temporais associadas a cada fenômeno atmosférico. (Extraída de Orlanski, 1975 e Oke, 1987)

Segundo Byers e Braham (1949)¹, as estruturas que permitem identificar os *cumulonimbus* designam-se células, visíveis em imagens de radar associadas a um intenso volume de precipitação ou a máximos relativos de reflectividade. Para melhor compreender a estrutura dos *cumulonimbus*, foram identificadas três fases de evolução: crescimento, maturação e dissipação. Na figura 1.2 é possível observar as três fases.

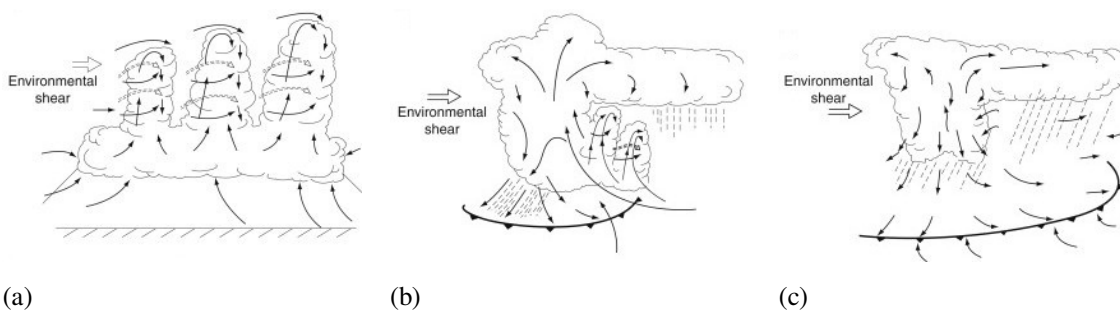


Fig.1.2 – Esquema de evolução de uma nuvem tipo cumulonimbus: crescimento (a), maturação (b) e dissipação (c). (Extraída de Cotton e Anthes, 1989; adaptado de Byers e Braham, 1949)

A fase de crescimento ou de *cumulus* (Cu), é caracterizada por uma ou mais nuvens do tipo *tower cumulus* (Tcu), devido ao seu desenvolvimento em altitude através de fortes correntes ascendentes, sendo este mecanismo alimentado por convergência de ar mais húmido da camada limite. No topo da nuvem observam-se correntes

descendentes (figura 1.2a), podendo ocorrer precipitação nesses níveis, sem atingir camadas inferiores. A fusão destes elementos cumuliformes num sistema convectivo de maior dimensão caracteriza a transição para a fase de maturação. Esta fase está também normalmente associada a colisões entre frentes de rajada induzidas por fortes correntes descendentes provenientes de *cumulus* adjacentes já desenvolvidos. Esta fase é então propícia ao início da precipitação, e ocorrem fortes correntes ascendentes e descendentes por vezes em zonas contíguas da nuvem. As correntes ascendentes podem estender-se até ao topo da troposfera, e a sua divergência neste nível dar origem à formação da bigorna no topo da nuvem (figura 1.2b). Devido à proximidade da estratosfera (ar mais estável) dá-se origem ao efeito de achatamento do topo da nuvem, formando uma espécie de redoma. Junto à superfície as correntes descendentes, de ar arrefecido pela evaporação e fusão de gotas sobrearrefecidas, dão origem a frentes de rajada que vão forçar o ar quente e húmido a formar novos *cumulus*. Nesta fase podem também ocorrer fortes aguaceiros. A fase de dissipação é caracterizada por correntes descendentes nos níveis inferiores (figura 1.2c), apesar de algumas correntes ascendentes convectivas ainda persistirem no topo da nuvem. Verifica-se também a mistura do ar circundante com a nuvem e a ocorrência de turbulência. A redoma no topo da nuvem começa a dissipar. Ainda na superfície, as correntes descendentes continuam a alimentar as frentes de rajada, mas à medida que a frente se afasta já não é possível alimentar as correntes ascendentes subsistentes. Nesta fase, observa-se então precipitação estratiforme.

Browning (1977)¹ designou por trovoadas ordinárias aquelas que apresentem uma evolução em três fases num período de 45 a 60 min, e na qual a fase de maturação tenha uma duração mínima de 15 a 30 min. Estes critérios permitiram também distinguir formas mais intensas e de maior duração da convecção, que foram designadas por super-células. Uma das características das supercélulas é a capacidade de adquirir um movimento de rotação transformando-se num ciclone de mesoscala.

1.2. Electricidade na atmosfera

O tema do fenómeno da trovoadas e da variação do campo eléctrico global na Terra desperta interesse em várias áreas científicas e na população em geral, nomeadamente devido à espectacularidade do impacto físico na atmosfera e à sua perigosidade.

Uma breve descrição dos conceitos básicos de electromagnetismo na atmosfera e a formação das DEA não deixa de ser interessante para conhecer o seu princípio físico. A atmosfera divide-se em várias camadas: troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera e exosfera. Estas camadas são diferenciadas essencialmente pela sua actividade química, variação do gradiente vertical da temperatura do ar e por processos de ionização. A atmosfera pode também ser dividida em três regiões: inferior (*low*), média (*middle*) e superior (*upper*), compreendendo os limites apresentados na figura 1.3. A região onde ocorre a ionização, caracterizada por uma elevada densidade de electrões, situa-se acima dos 100 km, sendo sucedida pela magnetosfera até ao limite para o espaço interplanetário. A aurora boreal resulta da interacção do vento solar com a termosfera (atmosfera superior).

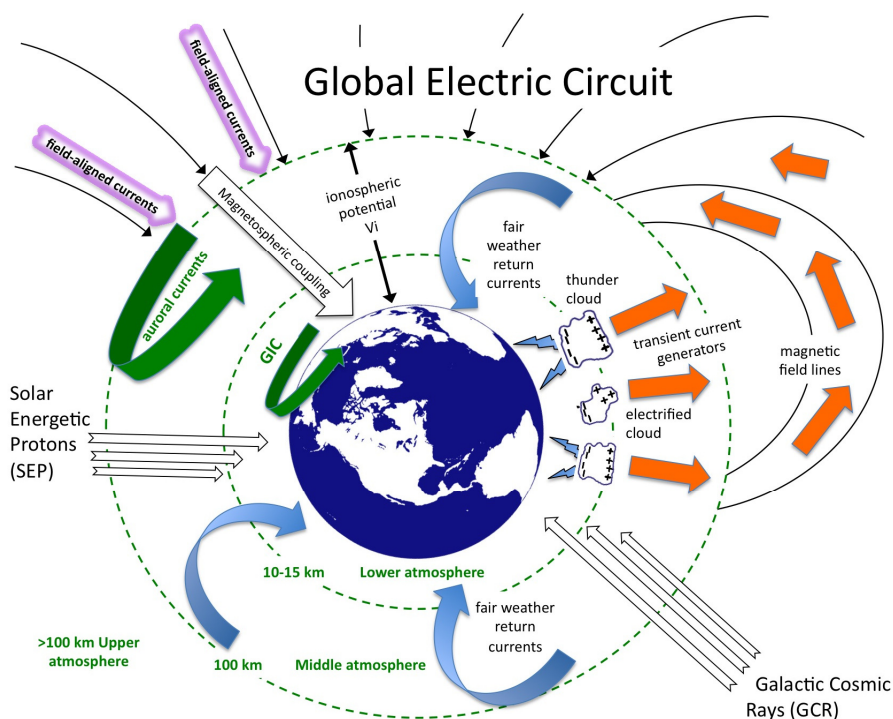


Fig.1.3 – Circuito eléctrico global e estrutura vertical da atmosfera.
(Extraída de *National Science Foundation* – EUA)

Em 1795, Coulomb² descobriu que o ar era condutor (apesar da atmosfera apresentar uma fraca condutividade eléctrica), no entanto esta ideia só foi aceite posteriormente no decorrer de outros estudos. Peltier (1842)², afirmou que a superfície da Terra apresentava cargas negativas, no entanto sem demonstrar a origem dessas cargas. Wilson (1920)², completou o conceito de circuito eléctrico propondo que as nuvens de trovoadas são a força motriz que induz um fluxo de corrente através das nuvens até à superfície terrestre e à atmosfera superior. Desta forma, este modelo simplificado apresenta o conceito para a manutenção da diferença de potencial entre a ionosfera e a superfície terrestre.

Várias experiências físicas foram decisivas no estudo da electricidade na atmosfera, como por ex. as iniciadas por autores como Benjamin Franklin (1751)², D'Alibard (1752)², Richman (1752)² na tentativa de explicar e provar a existência de electricidade nas nuvens. Beccaria (1775)², na sequência dos estudos desenvolvidos por Lemonnier (1752)², provou que a polaridade das cargas eléctricas presentes na atmosfera é positiva em condições de bom tempo (i.e. na ausência de nuvens) e negativa na presença de trovoadas, coerente com as observações de Franklin². No entanto as observações de Franklin eram efectuadas debaixo da nuvem, o que pressupõe que as cargas seriam essencialmente negativas. Apenas no início do século XX foi possível verificar a coexistência de cargas negativas e positivas no interior da nuvem de trovoadas com o auxílio de novos instrumentos (Wilson, 1916, 1920 e 1929)², através de medições do campo eléctrico na presença de DEA. Deste modo, as variações do campo eléctrico observado provaram que existia um núcleo de cargas positivas acima das cargas negativas formando um dipolo positivo.

Relativamente aos modelos de electrificação de nuvens, segundo Stolzenburg e Marshall (2008a)³, a melhor forma de descrever a electricidade no interior de uma nuvem de trovoadas será a medição das suas cargas eléctricas, e de seguida o cálculo do campo eléctrico e do potencial electrostático. No entanto, a medição das cargas de todos os hidrometeoros no interior de uma nuvem é difícil devido à variedade no tamanho de

² citado em MacGorman e Rust (1998)

³ citado em Betz *et al.* (2009)

partículas. Para minimizar esta dificuldade, foram efectuadas medições das cargas em partículas de maior dimensão, em pequenas extensões da nuvem, utilizando aviões e balões (Weinheimer *et al.*, 1991; Takahashi e Keenan, 2004)³.

Os primeiros modelos da distribuição de cargas no interior da nuvem sugerem a forma de um dipolo vertical (Simpson, 1909; Wilson, 1916)². Simpson e Scrase (1937)² propuseram um modelo tripolar, com um centro de cargas positivas na base da nuvem e outros centros de cargas negativas e positivas sucessivamente em altitude no interior da nuvem (figura 1.4). Este modelo apresenta uma descrição da distribuição das cargas de uma forma algo simplificada, sendo que posteriormente outros autores (Rust e Marshall, 1996)² apresentaram formas alternativas de distribuição mais complexa das cargas eléctricas no interior da nuvem (figura 1.5).

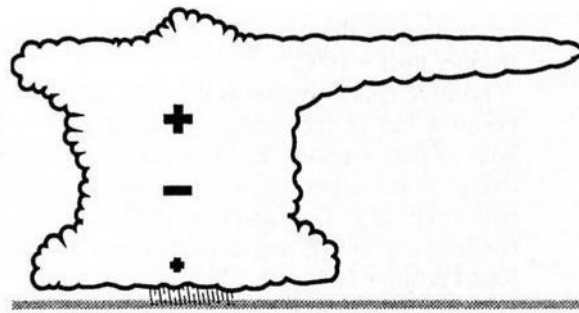


Fig.1.4 – Distribuição das cargas eléctricas numa nuvem de trovoadas segundo um modelo tripolar simples Simpson e Scrase (1937). (Extraída de MacGorman e Rust, 1998)

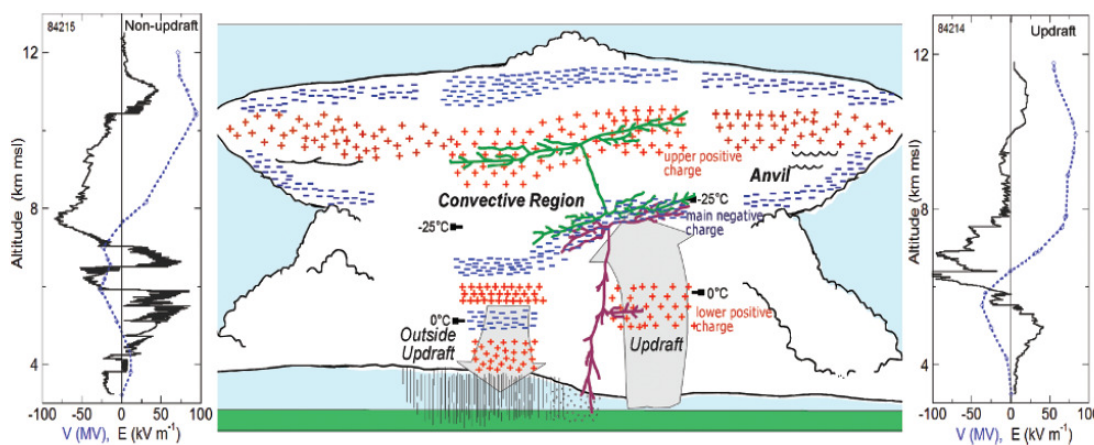


Fig.1.5 – Modelo conceptual da estrutura eléctrica numa nuvem convectiva em regiões de latitude média. (Extraída de Stolzenburg *et al.*, 1998c e de Stolzenburg e Marshall, 2001)

Observa-se na figura 1.5, como resultado de sondagens, que para as correntes ascendentes foram medidos quatro centros de distribuição de cargas, e para correntes descendentes seis centros de distribuição de cargas (positivas e negativas). A estrutura das cargas na região da bigorna (*anvil*) é descrita em Marshall *et al.* (1989)³. Descrições adicionais sobre a estrutura vertical de distribuição das cargas podem ser consultadas em Betz *et al.* (2009) ou Naccarato (2006).

O campo eléctrico na superfície terrestre apresenta valores na ordem de 100 V/m, sendo que a sua magnitude descrece com a altitude (Gish, 1944)². Uma descrição bastante completa sobre este tema está disponível em Rakov e Uman (2003), McGorman e Rust (1998) e ainda em Uman (1987). No interior das nuvens de tempestade geram-se campos eléctricos muito intensos (na ordem de 100 kV/m) que influenciam o comportamento das partículas, seja por colecta, agregação ou colisão, alterando até a sua velocidade de queda. Após a ocorrência de uma DEA, as partículas em suspensão entram em queda, originando uma rápida intensificação da precipitação.

No sentido de dar a conhecer os processos de electrificação e quais os factores mais determinantes em cada um, vários estudos efectuados por investigadores são descritos seguidamente de forma sucinta.

Os processos de electrificação de nuvens de tempestade têm sido amplamente estudados pela comunidade científica desde o início do século XVIII. Naccarato (2006) sintetizou diversos estudos sobre este tema, principalmente iniciados no século XIX fazendo uma descrição diferenciada dos mesmos, referindo os diversos processos de electrificação, sejam convectivos ou por partículas (indutivos, não indutivos ou por transferência de carga).

Variações da temperatura e vapor de água, através da libertação de calor latente das partículas no interior da nuvem e do meio ambiente, e a forma como em determinadas condições é favorecida a electrificação positiva ou negativa, são analisadas em Saunders e Peck (1998)⁴ e Ávila *et al.* (1995 e 1996)⁴. Outros factores

⁴ citado em Naccarato (2006)

como o tamanho (e o volume) das partículas viriam a revelar-se importantes (Ávila *et al.*, 1998 e 1999; Ávila e Pereyra, 2000)⁴ relativamente à polaridade, sendo função da altitude e do conteúdo em água líquida (Paul, 2000)⁴. Liu e Hallett (1997)⁴ e Reid *et al.* (1999)⁴ inferiram que a electrificação negativa de partículas de gelo acontece com maior probabilidade em regiões da nuvem com partículas de maior dimensão. Existem também evidências de que tempestades severas são frequentemente caracterizadas pela predominância de DEAS positivas durante a fase de maturação. Miller *et al.* (2001)⁴ desenvolveram um modelo com base nos estudos de Saunders (1991)⁴ em que os principais resultados sugerem que os factores que controlam a frequência de DEAS estão relacionados com a intensidade de correntes de ar ascendente e com a concentração de partículas de gelo. Outra característica importante relaciona-se com a distribuição das cargas dentro da nuvem, formando centros de cargas negativas e positivas. Dash *et al.* (2001)⁴ com base em experiências de Mason e Dash (2000)⁴ propõem um modelo que tenta explicar as trocas de massa e de carga de diferentes partículas presentes na nuvem, onde são analisados factores como o crescimento das partículas antes da colisão, impacto e separação. Esta experiência apresentou algumas limitações devido à falta de conhecimento da topologia da superfície das partículas e do tipo de colisão existente entre elas. Sommer (2002)⁴ estudou a influência dos aerossóis no crescimento das partículas por agregação, podendo os mesmos intensificar o processo de electrificação dentro da nuvem.

Na sequência do processo de electrificação, a formação da DEAS apresenta características muito próprias. A DEAS é uma manifestação visível (relâmpago) e audível (trovão) da electricidade na atmosfera. Como a velocidade da luz é muito superior (3×10^8 m/s) à do som (na ordem de 340 m/s), o trovão é ouvido posteriormente ao relâmpago, quando ocorre a uma distância apreciável do observador (Retallack, 1970). O relâmpago e o trovão resultam, respectivamente, da incandescência e da expansão do ar sobreaquecido através de um canal de propagação (ionizado), que pode apresentar várias ramificações, estendendo-se por vários quilómetros tanto na vertical como na horizontal. Este canal de propagação promove a irradiação das ondas electromagnéticas num amplo espectro de frequências, com características físicas distintas, permitindo a sua detecção por sensores localizados na superfície da Terra (Ogawa, 1995⁴; MacGorman e Rust, 1998; Rakov e Uman, 2003).

Os relâmpagos que ocorrem na atmosfera são do tipo: intra-nuvem – IN – (dentro de uma nuvem), entre-nuvens – EN – (entre duas nuvens), da nuvem para o ar e da nuvem para o solo. Os relâmpagos que se propagam para o solo podem dividir-se em quatro tipos. Segundo Berger (1978)⁵, as DEA NS são caracterizadas segundo a direcção do seu movimento pelo canal de propagação (para cima ou para baixo) e pelo sinal das cargas eléctricas (positivas ou negativas) que são transferidas, i.e. pela sua polaridade. As DEA mais comuns são as IN, logo seguidas pelas NS (Pinto Jr. e Pinto, 2000⁴; Boccippio *et al.*, 2001⁴; Rakov e Uman, 2003) relativamente às quais existe um muito maior número de estudos realizados. Na figura 1.6 é possível observar os quatro diferentes tipos de DEA entre a nuvem e o solo: (1) descarga descendente negativa, (2) descarga ascendente negativa, (3) descarga descendente positiva, (4) descarga ascendente positiva. O tipo (1) representa 90% do total e o tipo (3) aproximadamente 10%, sendo que os restantes tipos (2) e (4) podem ocorrer esporadicamente a partir de locais a uma altitude acima dos 100 m (Rakov e Uman, 2003).

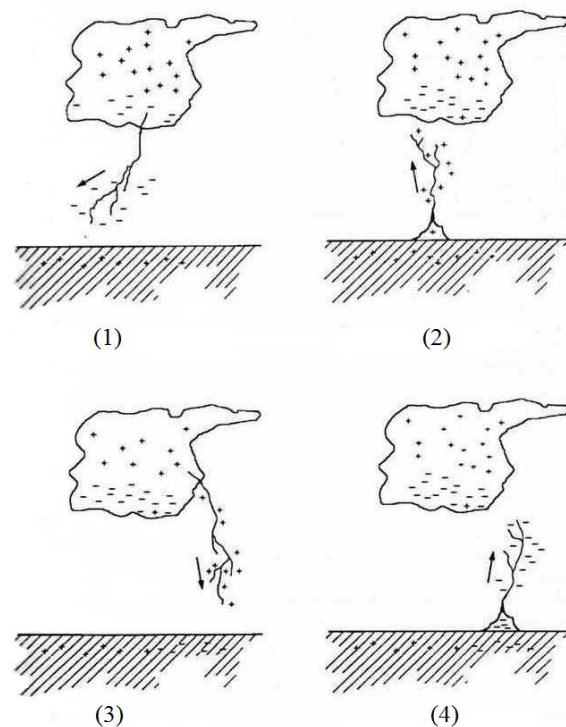


Fig.1.6 – Tipos de DEA que ocorrem numa nuvem para o solo segundo Berger (1978).
(Extraída de Uman, 1987)

⁵ citado em Uman, 1987

A título de exemplo, descreve-se sucintamente o mecanismo de formação das DEA NS negativas. No interior da nuvem, por efeito de uma ruptura preliminar da rigidez dieléctrica do ar, é iniciado um movimento descendente liderado por cargas negativas em direcção ao solo numa forma bifurcada, como por etapas ou degraus, até atingir o ponto de ligação com as cargas positivas, momento a partir do qual se dá o raio de retorno em direcção à base da nuvem através do mesmo canal de propagação inicialmente ionizado. O processo de ligação com as cargas positivas no solo é mais efectivo por acção de objectos pontiagudos ou irregularidades na superfície terrestre, ocorrendo aproximadamente a poucas dezenas de metros. No momento em que ocorre o primeiro raio de retorno é estabelecido um potencial, sendo que o pico de corrente atinge tipicamente 30 kA. A energia libertada pelo raio de retorno aquece o canal de propagação na ordem de 30.000 K, dando origem a uma elevada pressão que produz uma onda de choque – o trovão. Se existirem cargas adicionais disponíveis na base da nuvem, este processo repete-se através do canal de propagação residual dando origem a um seguinte raio de retorno. O raio de retorno define a multiplicidade do relâmpago. Detalhes adicionais podem ser consultados em Uman (1987). De notar que para que exista uma ruptura preliminar da rigidez dieléctrica do ar é necessária a existência de filamentos condutores de ar que podem ser formados a partir das gotículas no interior da nuvem (Ogawa, 1995⁴).

1.3. Estudos desenvolvidos em Portugal Continental

O estudo do fenómeno da trovoada em PC com base em sistemas automáticos de detecção, por oposição à observação humana realizada em estações meteorológicas, é relativamente recente e tem sido realizado por organismos do Estado (IM, I.P.). De entre os métodos automáticos podem distinguir-se os baseados na determinação da localização das DEA ou na medição do campo eléctrico da atmosfera.

Na figura 1.7 podemos observar publicações do Instituto Geofísico da Universidade do Porto datadas de 1954, que apresentam dados históricos de medições de valores médios horários do campo eléctrico da atmosfera (V/m). A monitorização da actividade do campo eléctrico foi iniciada em 1953 e perdurou aproximadamente até inícios da década de 90.

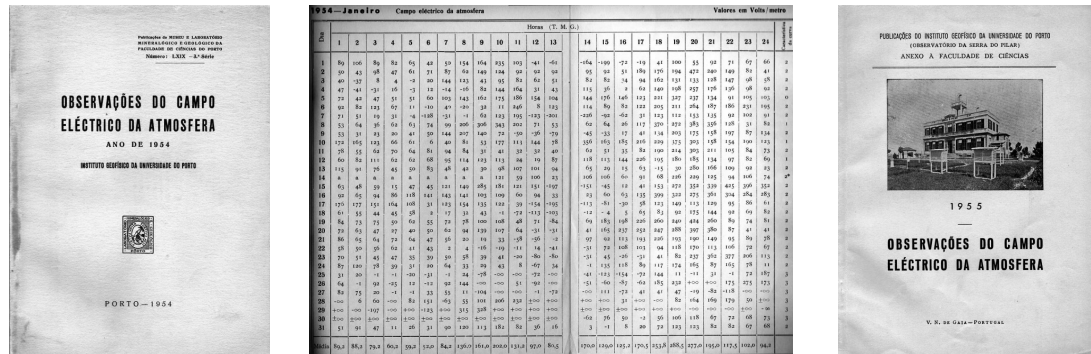


Fig.1.7 – Publicações do Instituto Geofísico da Universidade do Porto relativas a observações do campo eléctrico atmosférico, de 1954 e 1955. (Reproduzida com autorização do IM, I.P.)

Nesta abordagem, devem igualmente ser referidos os estudos desenvolvidos por Serrano *et al.* (2007 e 2003) na observação do campo eléctrico da atmosfera e a sua relação com as condições meteorológicas locais com base em variáveis de temperatura, humidade, vento e deposição de aerossóis na região de Lisboa. Algumas conclusões sugerem que brisas marítimas, inversões de temperatura, poluição local e a direcção e intensidade do vento podem influenciar o campo eléctrico. Serrano *et al.* (2005) verificou uma boa correlação entre a variação do campo eléctrico e a radiação cósmica.

O estudo da actividade eléctrica na atmosfera engloba o campo eléctrico atmosférico global e as células convectivas geradoras de trovoadas, sendo estas descritas como parte de um circuito de alimentação do próprio campo eléctrico atmosférico global, como já foi descrito anteriormente.

Ainda relativamente às diversas teorias de electrificação de nuvens, Simões (2006) efectuou um estudo descritivo muito detalhado sobre este tema. Questões como a manutenção do circuito global eléctrico também foram abordadas, entre outras, constatando que a radiação cósmica, a radioactividade natural e artificial e a fotoionização são mecanismos geradores de carga eléctrica, além das nuvens de trovoadas.

Com base nos registos de observação de trovoadas a partir das estações meteorológicas clássicas, num estudo realizado por Frago (2008), foi igualmente analisada a variabilidade espacial da frequência de trovoadas nas regiões a Sul do rio Tejo, utilizando registos mensais do parâmetro “número de dias de trovoadas”,

relativamente a 15 estações meteorológicas e ao período de 30 anos de 1958/59 - 1987/88.

No âmbito dos sistemas de aquisição automáticos baseados na determinação da localização, a rede de detectores de DEA do IM, I.P. (RDDEA) está em funcionamento desde Junho de 2002, sendo composta por quatro sensores, que permitem obter uma cobertura completa do território de PC. Com base nestes dados, de elevada resolução temporal e espacial relativamente à sua localização, foi possível obter informações adicionais sobre características específicas das DEA, como por exemplo: o tipo, a multiplicidade e a intensidade de corrente, sendo este o parâmetro que melhor evidencia o potencial destrutivo associado à trovoada.

Desde 2003, com a instalação da RDDEA, vários estudos têm contribuído para o conhecimento do fenómeno da trovoada em Portugal Continental, inicialmente no sentido da descrição da rede e dos métodos de localização, das características e parâmetros associados às DEA e de análises preliminares temporais e espaciais dos dados (Correia *et al.*, 2009 e 2007; Deus *et al.*, 2005; Carvalho *et al.*, 2003). Pinto e Deus (2003) efectuaram um estudo do fenómeno da linha de borrasca através da combinação de imagens de radar meteorológico e de informação de localização de dados de DEA, verificando-se a observação de um maior número de DEA na fase de maturação (35%) e uma distinção de polaridade nos diferentes ciclos de evolução das células convectivas. No âmbito do programa de cooperação *European COST Action (P18 – Lightning Physics and Effects)* com o apoio da *European Science Foundation (ESF)*, Correia *et al.* (2009), Ramos *et al.* (2008 e 2007) apresentaram nos diversos simpósios trabalhos relacionados com a monitorização da RDDEA, suas características e distribuições espaciais das DEA NS.

Rodrigues *et al.* (2008) desenvolveram um extenso trabalho de caracterização das DEA, num estudo preliminar relacionado com a protecção de turbinas eólicas, realizando posteriormente um estudo sobre um novo modelo de protecção de sistemas de energia eólica sujeito a uma simulação computacional (Rodrigues, 2010). A continuidade deste estudo em protecção de sistemas deste tipo foi descrita por Rodrigues *et al.* (2011). Loureiro (2008), realizou um estudo de análise de dados históricos de ocorrência de trovoada e sua relação com incidentes registados na rede

nacional de transporte, em cooperação com a "Redes Energéticas Nacionais" (REN), no sentido de minimizar as causas desses incidentes, melhorando deste modo o desempenho das redes.

Estudos recentes incidindo sobre a climatologia das DEA em PC, foram conduzidos por vários autores. Verifica-se uma forte variabilidade intra-anual, indicada por máximos de ocorrência nos meses de Setembro e Maio, com referência à época sazonal do Outono e Primavera, e com predominância de DEA NS negativas. A ocorrência de DEA NS apresenta uma forte correlação com o ciclo do balanço de radiação, apresentando um máximo ao final da tarde [16-17] h UTC. Máximos de ocorrência de DEA NS no período de 2003 a 2009 foram registados na região do Alentejo (Santos *et al.*, 2011; Fragoso *et al.*, 2011; Leite *et al.*, 2010). Foram estudadas correlações da orografia e do tipo de vegetação com as DEA (Lopes *et al.*, 2011). Verificou-se que existe uma boa correlação entre a densidade de DEA NS e a altitude, em regiões até 1000 m, sendo contudo praticamente inexistente para altitudes mais elevadas. Uma correlação significativa com áreas florestais foi identificada, utilizando classes do índice de vegetação (*Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI), em oposição a uma fraca correlação com áreas urbanas ou superfícies de água.

Ramos *et al.* (2011), realizaram igualmente um estudo da variabilidade inter-anual e intra-anual das DEA NS em PC, abordando também os tipos de circulação atmosférica (*weather types*) que lhe estão associados. Verificou-se que o tipo *ciclónico* (depressões localizadas a Oeste da Península Ibérica (PI) por vezes simultaneamente com um anticiclone de bloqueio entre a Islândia e as ilhas Britânicas) corresponde à situação sinóptica que origina maior número de dias com trovoada (160 dias, no período de estudo de 2003 a 2009). Numa outra investigação, Santos *et al.* (2012), identificaram regimes de condições atmosféricas importantes para a génese de episódios de trovoada, nomeadamente: depressões estacionárias em altitude (*cut-off lows*), vales depressionários (*cold troughs*) e depressões à superfície associadas a vales depressionários em altitude durante o Verão.

Apesar deste estudo se restringir exclusivamente a PC, em muitos casos a análise à escala sinóptica é essencial no sentido de enquadrar a génese da trovoada, sendo que a sua observação, monitorização e estudo devem ter em conta a continuidade espacial do

fenómeno pelo território de Espanha e no Oceano Atlântico. Um estudo preliminar (Rodrigues *et al.*, 2008) permitiu verificar que apenas 1/4 das ocorrências se observaram no oceano quer face a PC quer a parte de Espanha contígua a PC.

Estudos elaborados para a PI foram efectuados por alguns investigadores, no entanto com menor resolução relativamente aos dados de DEA em PC, devido à inexistência de sensores anteriormente a 2002. Pablo e Soriano (2002) iniciaram um estudo preliminar (1992-1994) sobre a influência da temperatura da superfície do oceano na ocorrência de DEA NS, verificando-se que um fluxo de N-NW predominante nos meses de Verão, com alto conteúdo de humidade advectado do Oceano Atlântico Noroeste e pelo Mar Cantábrico, intensificavam a ocorrência de DEA NS sobre a PI. Soriano *et al.* (2005), analisaram um período de dez anos (1992-2001) tendo em conta diversas características associadas às DEA tais como: polaridade, multiplicidade e intensidade de corrente. Resultados sobre estatísticas de variações mensais e diurnas neste período foram apresentadas para a PI, estando genericamente de acordo com os valores apresentados por estudos em PC. Este assunto será detalhado no seguimento desta dissertação, no capítulo III.

2. Objectivos da investigação

O estudo que serviu de base a esta dissertação teve como objectivos gerais, por um lado a caracterização da variabilidade temporal e espacial de DEA NS, e por outro uma classificação de padrões temporais e espaciais de eventos de trovoada, em PC no período de 2003 a 2009, utilizando os dados disponibilizados pelo IM, I.P. com base na sua RDDEA, sujeitos a critérios de validação adequados.

Estes objectivos gerais enquadram diferentes objectivos específicos, nomeadamente, relativamente à caracterização da variabilidade temporal e espacial das DEA NS em Portugal Continental:

- contribuir para a avaliação da precisão de detecção da RDDEA;
- descrever e analisar a variabilidade temporal das DEA NS, analisando os seus ritmos estacionais e diurno;
- conhecer a incidência espacial das trovoadas, em termos anuais e estacionais, analisando mapas de densidade de DEA NS e de número de dias de trovoada;
- analisar sucintamente a actividade eléctrica atmosférica em relação a parâmetros descritivos como a intensidade de corrente eléctrica, polaridade e multiplicidade;

e relativamente a uma amostra de eventos de trovoada em Portugal Continental:

- caracterizá-los no que diz respeito a vários aspectos da sua estrutura, tais como a sua duração típica, número de DEA NS produzidas no total e na hora em que ocorre a fase de maturação;
- conhecer a sua incidência espacial no território, quer em termos globais, quer em função das estações do ano;
- classificá-los de acordo com o padrão espacial das DEA NS, elaborando uma tipologia;
- analisar casos de estudo, ilustrando cada um dos tipos identificados e confrontando os padrões espaciais das DEA NS associadas com a correspondente estrutura espacial dos sistemas nebulosos convectivos e áreas de precipitação intensa reveladas em imagens de radar meteorológico.

CAPÍTULO II – DADOS E METODOLOGIA

1. Sistemas de aquisição de dados de descargas eléctricas atmosféricas

1.1. Redes global e regionais

A detecção e localização de DEA podem ser efectuadas com recurso a satélites ou a sensores *in-situ*. Existem sensores a bordo de satélites que permitem observar a distribuição da actividade eléctrica atmosférica no Globo, sendo que alguns não apresentam uma cobertura total ou apresentam um tempo limitado de funcionamento, tal como o *Lightning Imaging Sensor* (LIS), a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), e ainda o sensor *Optical Transient Detector* (OTD) a bordo do satélite *Orbview-1* (Boccippio e Christian, 1998). Como exemplo, nas figuras 2.1 e 2.2 são apresentadas imagens obtidas dos sensores LIS e OTD, onde podemos observar distribuições mensais de DEA pelo globo terrestre.

Estão instalados sensores em diversos locais do globo terrestre, que detectam a actividade eléctrica na atmosfera, sendo que as características mais importantes que os distinguem são o método de detecção e a gama de frequência em que operam. Relativamente a redes mundiais que operam sensores na superfície terrestre, a rede designada de *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) monitoriza o globo terrestre de forma contínua desde 2008 (ver figuras 2.3 e 2.4), permitindo a realização de estudos de climatologia (Price *et al.*, 2009 e 2007; Solorzano *et al.*, 2008), entre outros (Altaratz *et al.*, 2010; Arnone *et al.*, 2009; Hazelton *et al.*, 2009; Taylor *et al.*, 2008; Lay *et al.*, 2007; Jacobson *et al.*, 2006; Holzworth *et al.*, 2005).

Os sensores da rede WWLLN operam na banda VLF (*Very Low Frequency* – 3 a 30 kHz) e necessitam de pelo menos cinco sensores para detectar uma DEA, que pode estar localizada a milhares de quilómetros de distância. A rede é constituída actualmente por 40 sensores, estando prevista uma expansão para 60 sensores nos próximos anos.

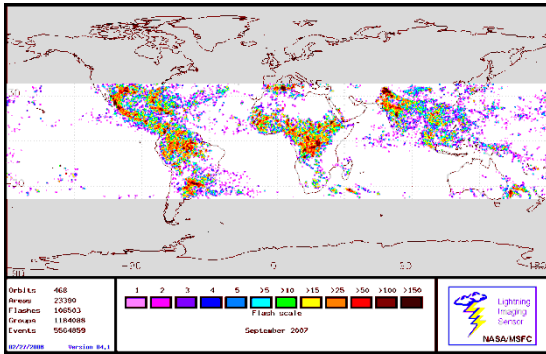


Fig.2.1 – Observação de DEA pelo sensor LIS em Setembro de 2007.

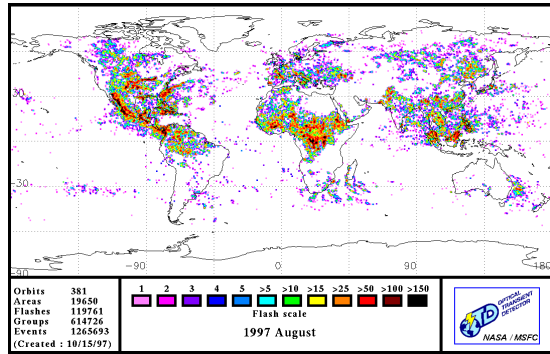


Fig.2.2 – Observação de DEA pelo sensor OTD em Agosto de 1997.

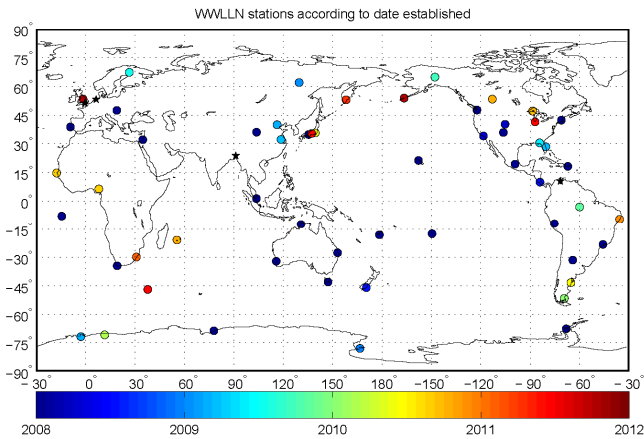


Fig.2.3 – Mapa com a localização geográfica dos sensores da rede WWLLN, em que a cor indica o ano de instalação do sensor.

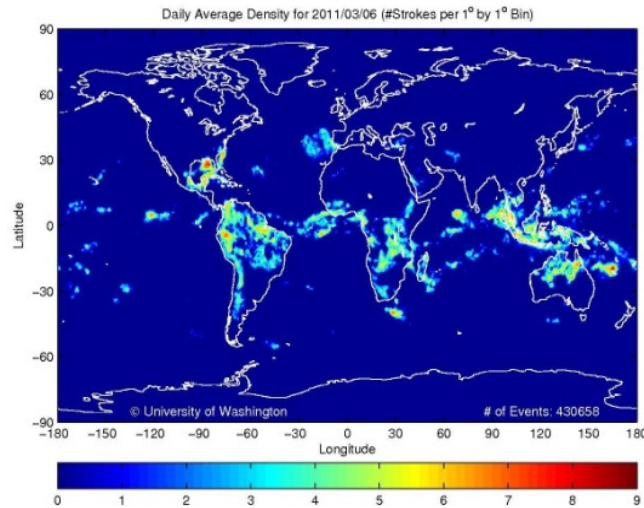


Fig.2.4 – Mapa da densidade média para o dia de 06-03-2011, com uma resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$.

É de destacar, igualmente, a rede implementada nos Estados Unidos da América (EUA), iniciada na década de 80, que resultou da conjugação de diversas redes regionais,

sendo mais tarde designada por *National Lightning Detection Network* (NLDN) quando finalmente foi possível obter uma cobertura total dos EUA em 1989 (Orville, 2008). Com base no desenvolvimento de instrumentos de medição da direcção do campo electromagnético (Krider *et al.*, 1976 e 1980)⁵ e com o seu aperfeiçoamento, entre outros métodos, foi possível atingir actualmente uma elevada eficiência de detecção (> 95 %). Em 1998, a rede existente no Canadá foi integrada com a NLDN formando a *North American Lightning Network* (NALDN), com aproximadamente 187 sensores.

Relativamente a outras redes nacionais, deve referir-se o caso de uma rede europeia designada de *EUropean Cooperation for LIghtning Detection* (EUCLID), que conjuga dados de DEA de vários sensores localizados em diversos países europeus, os quais possuem uma rede própria, geralmente pertencente a organismos oficiais do Estado. O objectivo desta rede visa a colaboração de diversas instituições de modo a obter uma cobertura optimizada de localização de DEA na Europa, actualmente com a participação de 19 países. Esta rede assegura uma qualidade e homogeneidade em precisão e detecção das DEA, uma vez que os sensores instalados pertencem ao mesmo fabricante (VAISALA), apesar de apresentarem modelos e períodos de funcionamento diferentes. A associação EUCLID possui dois centros operacionais, um deles localizado na Áustria (*Austrian Lightning Detection System* - ALDIS) e o outro na França (*MÉTÉORAGE*), os quais recolhem os dados em tempo real, sendo posteriormente processados num centro operacional e disponibilizados *on-line* (ver figura 2.5).

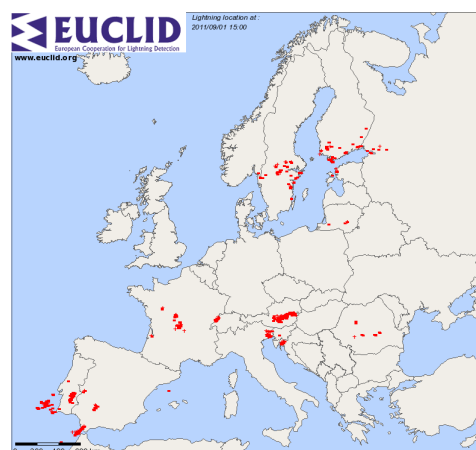


Fig.2.5 – Mapa de observação de DEA em tempo real disponibilizado *on-line* pela EUCLID para o dia 01-09-2011.

⁵ citado em Orville (2008)

Outra rede, que pretende igualmente conjugar dados de países Europeus designa-se por *Lightning detection NETWORK* (LINET), assumindo uma maior capacidade de detecção nas bandas de frequências de VLF e LF (*Low Frequency* – 30 kHz a 300 kHz), incorporando uma nova tecnologia tridimensional (Betz *et al.*, 2004 e Schmidt *et al.*, 2005).

Ainda, no âmbito de um programa intergovernamental Europeu para a cooperação na ciência e tecnologia, as designadas acções COST (*European Cooperation In Science and Technology*), foi criada a acção COST-P18 exclusivamente dedicada ao estudo do fenómeno da física das DEA e os seus efeitos, cujos resultados podem ser consultados *on-line* (ver lista de sítios electrónicos consultados).

1.2. Especificações dos sensores

A tecnologia de detecção de DEA em PC baseia-se no registo de um sinal electromagnético, enviado pela descarga de retorno (*return stroke*), com o auxílio de uma antena electromagética (*orthogonal magnetic loop antenna*) e de um GPS (*Global Positioning System*) incorporado para determinar a posição e fornecer informação temporal relativa às DEA.

O cálculo da posição das DEA é efectuado por um sistema de processamento para localização de trovoadas designado, no caso do IM, I.P., por *LP2000*. Este sistema de processamento detecta a existência de DEA NS e IN através da ruptura preliminar da rigidez dieléctrica do ar no interior da nuvem (*preliminar breakdown*). O processo de detecção da DEA utiliza vários sensores que detectam os sinais emitidos pelas trovoadas e os filtram de outras fontes espúrias. O *LP2000* recebe os dados de cada sensor através de uma *virtual private network* (VPN), compara o tempo de chegada a cada sensor e calcula a posição da descarga. Deste modo, o sistema de processamento fornece informação sobre a localização geográfica (latitude e longitude) das DEA (*flashes*) e dos raios (*strokes*) a partir do tempo de chegada do evento ao sensor, ou seja calcula as soluções (i.e. as posições) das DEA a partir de dados em bruto fornecidos pelos sensores e permite determinar a eficiência de cada sensor. Os sensores instalados na rede do IM I.P. designam-se por IMPACT (*IMProved Accuracy Through Combined*

Technology) modelo 141-T ESP (*Enhanced Sensitivity and Performance*), e possuem a capacidade de detectar DEA NS e IN de menor intensidade (manual GAI, 1996). Estes sensores combinam a utilização de dois métodos de detecção: *Magnetic Direction Finding* (MDF) – baseado na direcção da DEA, utilizando o método de triangulação caso estejam envolvidos no mínimo três sensores, e o *Time of Arrival* (TOA) – baseado na diferença temporal entre os tempos de chegada da radiação EM aos sensores (Cummins *et al.*, 1993). A combinação dos dois métodos permite obter uma melhor precisão e eficiência na detecção das DEA.

1.3. Especificações dos dados

Os dados de DEA em análise neste estudo foram obtidos da RDDEA implementada pelo IM, I.P., em funcionamento operacional desde Junho de 2002. Os parâmetros característicos associados a cada DEA NS são os seguintes:

1. Data (ano, mês, dia, hora, minuto, segundo, milissegundo – UTC);
2. Coordenadas geográficas (latitude e longitude) associadas ao sistema *World Geodetic System* (WGS84);
3. Intensidade de corrente (kA);
4. Polaridade (positiva ou negativa);
5. Multiplicidade (número de raios subsequentes numa DEA – *strokes*);
6. Método de cálculo da localização (MDF ou TOA);
7. Informação estatística Qui^2 (χ^2);
8. Erro de localização, expresso pelos parâmetros de uma elipse (km);
9. Tempo de subida (*rise time*) ou largura do pulso (*peak-to-zero time of the waveform*);
10. Número de detectores intervenientes no cálculo da localização;
11. Tipo (NS ou IN/EN).

O estudo desenvolvido neste trabalho incide apenas sobre as DEA NS, apesar dos detectores de PC fazerem a distinção entre IN e NS. Esta opção prende-se com a incerteza de detecção de DEA IN e a sua distinção em relação às DEA NS positivas de

menor intensidade. Esta questão será abordada no ponto relativo aos critérios de validação.

1.4. Eficiência de detecção

Em Janeiro de 2003, quatro detectores da RDDEA de Espanha (Jerez de La Frontera, Salamanca, Santiago, Córdoba) foram interligados com a RDDEA de Portugal no sentido de melhorar a eficiência e precisão de detecção na fronteira, sendo que em 2005 foi adicionado mais um detector de Espanha, e entretanto outros substituídos, de tal forma que à data de 2009 a rede era constituída pelos detectores descritos no quadro 2.1. Na figura 2.6 podemos observar uma fotografia do sensor instalado em Alverca, Lisboa. Os detectores da RDDEA de Espanha estão em funcionamento operacional desde 1992 (fabricante VAISALA), e a sua localização é apresentada na figura 2.7, conjuntamente com os sensores de Portugal.

Detector	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Altitude (m)
Braga	41.58637	-8.44518	138.1
Castelo Branco	39.83930	-7.47903	449.9
Alverca (Lisboa)	38.88360	-9.03075	65.5
Olhão (Faro)	37.03052	-7.81748	79.7
Jerez de La Frontera	36.73590	-6.06290	18.0
Armillá	37.13641	-3.64706	677.6
Getafe	40.29648	-3.71829	611.6
Matacán	40.94861	-5.50679	792.2
Santiago	42.89580	-8.41350	367.0

Quadro 2.1 – Informação sobre a localização dos detectores de DEA de Portugal e Espanha.
(Informação cedida pelo IM, I.P.)



Fig.2.6 – Fotografia do sensor instalado em Alverca (Lisboa).
(Autor: Sandra Correia)

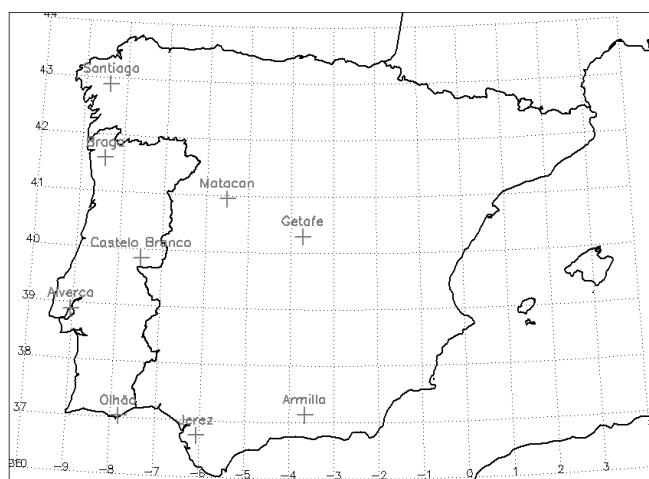


Fig.2.7 – Localização dos quatro detectores da RDDEA em Portugal, conjuntamente com cinco detectores em Espanha, referidos no quadro 2.1.

A eficiência teórica, i.e. indicada pelo fabricante, de localização das DEA na PI é apresentada na figura 2.8, onde é possível observar que grande parte deste território possui uma estimativa de eficiência superior a 90 %, excepto a região da Galiza e algumas zonas na fronteira com França. Portanto, observamos que no geral a eficiência de detecção das DEA é superior a 80 % na Península Ibérica, incluído o arquipélago das ilhas Baleares, tendo em atenção que estes valores são válidos apenas para DEA com uma corrente de intensidade igual ou superior a 5 kA.

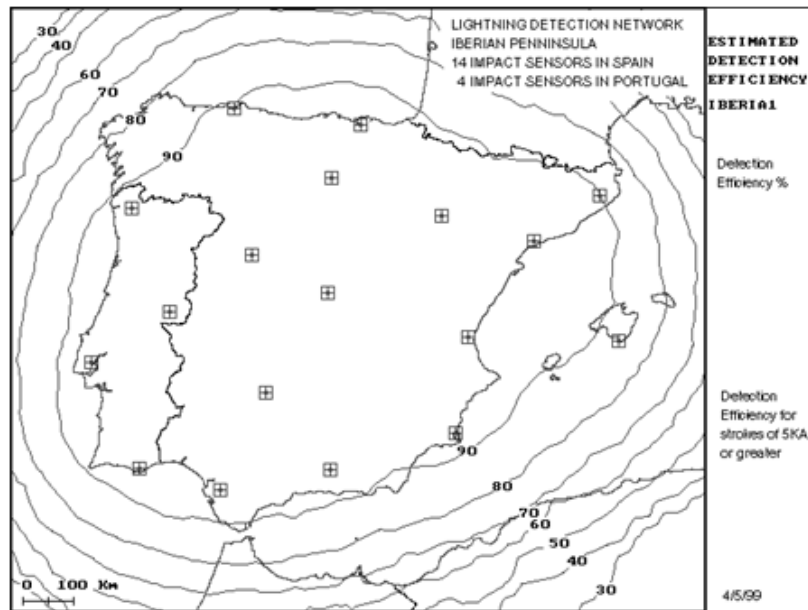


Fig.2.8 – Eficiência teórica da localização das DEA na Península Ibérica. (Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)

Nas figuras 2.9 e 2.10, a título ilustrativo, são apresentadas as áreas abrangidas pelos alcances de detecção em distância a cada sensor. Deste modo verifica-se que Portugal apresenta uma eficiência de detecção teórica de aproximadamente 80 % (quadro 2.2). Note-se que a eficiência de detecção não depende exclusivamente da distância ao sensor (Schulz *et al.*, 1996 e 1998).

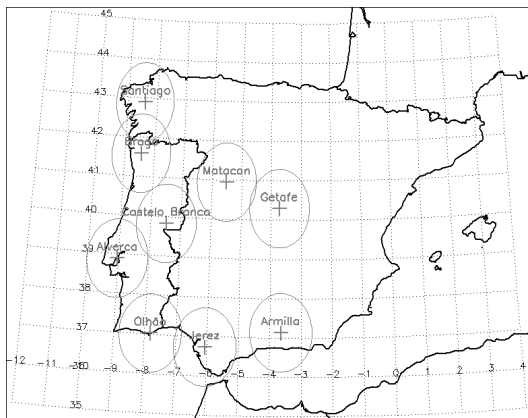


Fig.2.9 – Área abrangida pelo alcance de cada sensor a uma distância de 100 km.

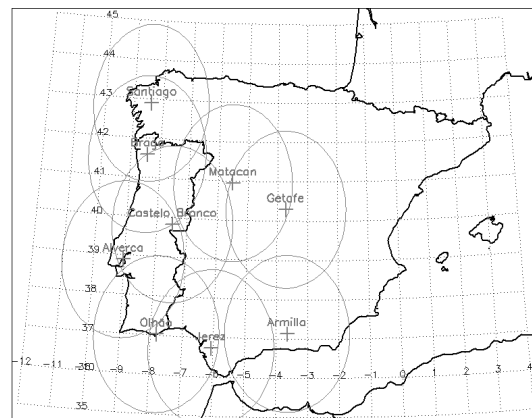


Fig.2.10 – Área abrangida pelo alcance de cada sensor a uma distância de 200 km.

Distância (km)	Eficiência de detecção (%)
100	> 90
200	> 80
300	60
500	30
625 (máxima)	0 (mínima)

Quadro 2.2 – Eficiência de detecção óptima teórica.
(Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)

Os parâmetros indicadores da precisão de detecção, estão relacionados com o erro de localização associado a cada DEA NS. O erro de localização (km), neste tipo de sistemas de detecção é apresentado sob a forma da área de uma elipse (figura 2.11), a qual é definida pelos seus semi-eixos (maior e menor) e pelo ângulo de inclinação do semi-eixo maior com o Norte. A probabilidade da DEA estar localizada na área representativa da elipse é de 50 % (manual VAISALA).

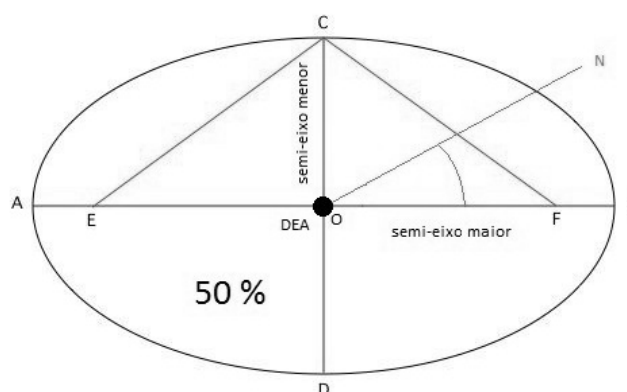


Fig.2.11 – Representação do erro de localização de uma DEA NS através de uma elipse.
(Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)

Na figura 2.12 é possível observar as regiões que apresentam uma maior precisão de localização, i.e. um erro menor. Na maioria das regiões em PC observa-se que o erro é inferior a 500 m, com excepção de partes dos Distritos de Viana, Braga, Lisboa e Faro, que apresentam um erro que pode atingir 1 km.

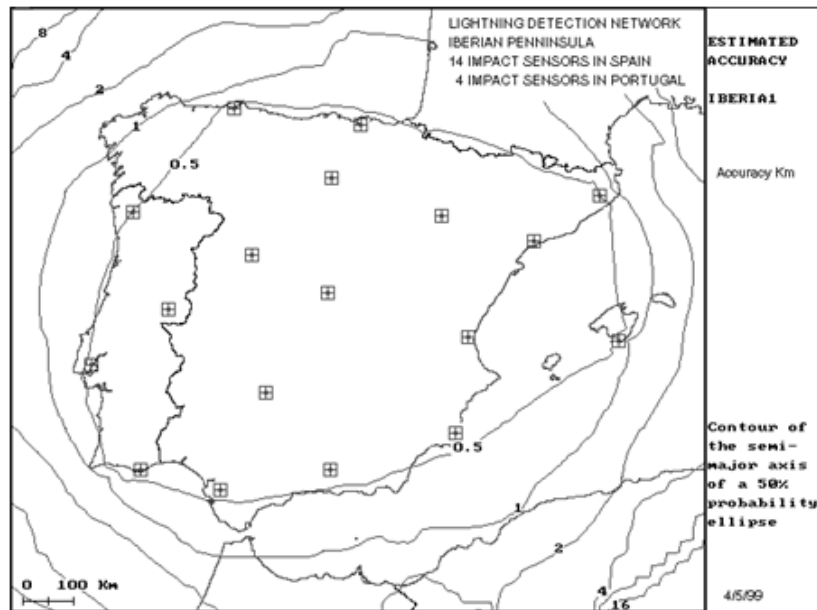


Fig.2.12 – Precisão teórica da localização das DEA na Península Ibérica.
 (Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)

Além da informação obtida sobre o erro de localização, o sistema de processamento efectua o cálculo de um parâmetro estatístico (χ^2) que indica o grau de fiabilidade dos dados de DEA NS. Estes dois parâmetros são essenciais para definir os critérios de validação a aplicar aos dados, os quais serão discutidos de seguida na sequência deste capítulo.

2. Metodologia

2.1. Critérios de validação dos dados

Os critérios de validação aplicados aos dados são inicialmente definidos pelo fabricante do sensor, no entanto é possível aplicar condições mais restritivas tendo em conta a distribuição espacial da rede e o número de sensores envolvidos. No quadro 2.3 é possível observar quais as restrições, recomendadas pelo fabricante, que foram aplicadas aos dados obtidos dos sensores em Portugal. Estas condições também permitem eliminar o efeito de reflexão das ondas EM na ionosfera, que pode induzir medições incorrectas do sinal emitido pelas DEA.

Parâmetro	Condição
Intensidade de corrente	$I \neq 0$ kA
Erro de localização	$E < 50$ km
Fiabilidade	$\chi^2 < 10$
Distância ao detector	$D < 625$ km
Método de localização	MDF e/ou TOA
Tipo	NS

Quadro 2.3 – Condições de validação dos dados.
(Informação cedida pelo IM, I.P.)

A eficiência de detecção real de DEA depende de parâmetros específicos de calibração dos sensores (*threshold value* e *gain sensor*) e do número de detectores envolvidos na detecção, tal como da distância entre estes (Schulz *et al.*, 1996). O método de detecção é igualmente importante, sendo que factores internos e externos de natureza electrónica também podem induzir erros, para além de erros de medição directamente relacionados com o método de localização. A existência de sensores de modelos diferentes pode também ser um factor de incremento de erros. No caso de PC, a RDDEA foi instalada em Junho de 2002 e desde essa data não sofreu expansão relativamente ao número de sensores instalados, e por esse motivo vamos admitir que existe uma boa homogeneidade da rede, sendo um factor importante na estimativa de variações temporais e espaciais dos dados, tal como foi descrito em Soriano *et al.* (2005).

Foi efectuado um apuramento estatístico (média e desvio padrão) envolvendo alguns dos parâmetros associados aos critérios de validação. Relativamente ao parâmetro χ^2 , indicador da fiabilidade, representa um teste estatístico usado para comparar dados observados com dados que seria expectável obter, de acordo com uma hipótese específica, e neste caso relativamente à posição da DEA NS equacionada com base nos sensores utilizados. Segundo o fabricante (manual VAISALA), este parâmetro não deve exceder o valor 10 (ver quadro 2.4).

Intervalos de χ^2	Classificação da localização
0 - 3	fiável
3 - 5	aceitável
> 5	pouco fiável

Quadro 2.4 – Classificação de fiabilidade dos dados.
(Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)

No quadro 2.5 é possível verificar que aproximadamente 90 % dos dados em PC apresenta uma boa fiabilidade.

Intervalos de χ^2	Percentagem (%)
[0-3]	89,6
]3-5]	5,5
]5-10]	4,9

Quadro 2.5 – Percentagem de fiabilidade dos dados em PC.

O erro de localização das DEA NS é um dos parâmetros que permite avaliar a fiabilidade dos dados. O erro representa-se pela área de uma elipse centrada na posição atribuída à DEA, em que existe 50% de probabilidade de ocorrência dentro dessa região (rever figura 2.11). Neste caso, se o semi-eixo maior da elipse for superior a 50 km, a DEA NS é rejeitada. Nas figuras 2.13 e 2.14 observa-se a distribuição espacial do erro de localização em PC (média e desvio padrão), numa grelha regular de 0.2°x0.2°. Na figura 2.13 verifica-se que em média o valor de erro associado às DEA NS apresenta valores baixos, entre]1-5] km, na maioria das regiões em PC. Valores mais elevados, entre]5-10] km, foram registados em alguns locais no Distrito do Porto, Aveiro, Coimbra, Viseu e Castelo Branco, ainda no Sul em Lisboa, Setubal, Beja e Faro, e na proximidade da fronteira em Portalegre, Évora e Beja. Na figura 2.14 observa-se a

distribuição espacial do desvio padrão associado ao erro de localização, sendo que valores mais elevados, entre]10-15] km, foram registados em alguns locais do Distrito do Porto, Lisboa e Setúbal.

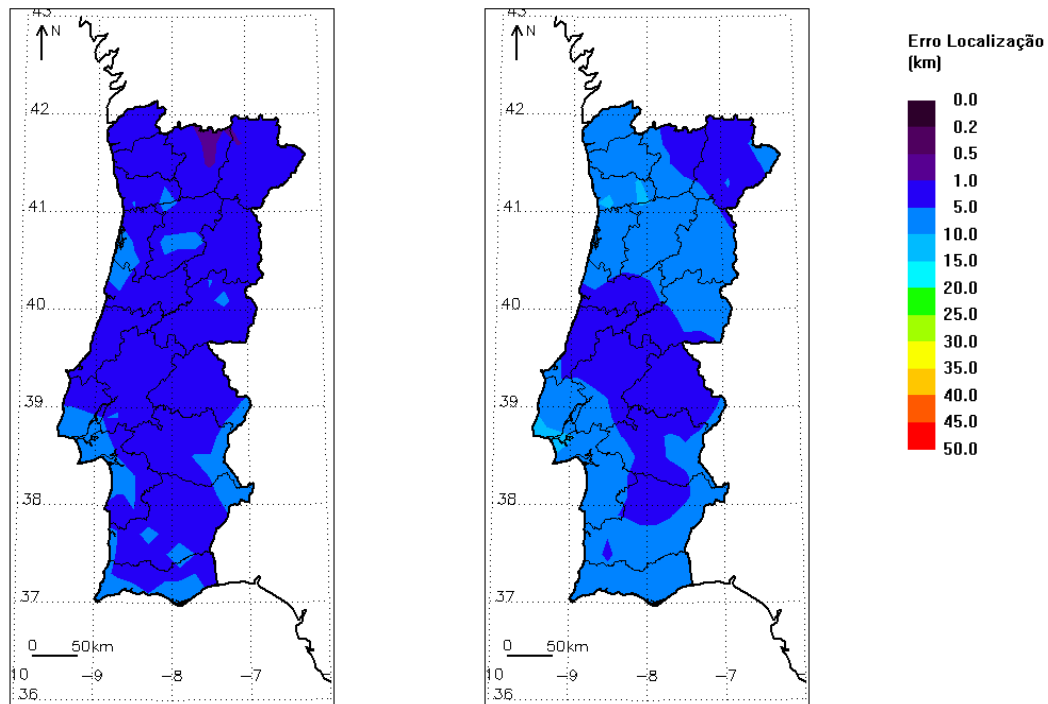


Fig.2.13 – Distribuição espacial de valores médios do erro de localização no período de 2003 a 2009.

Fig.2.14 – Distribuição espacial do desvio padrão do erro de localização no período de 2003 a 2009.

A legenda (à direita) refere-se aos mapas das figuras 2.13 e 2.14. Comparando os valores observados do erro de localização das DEA NS, com a precisão teórica apresentada pelo fabricante (rever figura 2.12), verifica-se que os valores observados na figura 2.13 excedem a precisão teórica estabelecida para PC (< 1 km). No quadro 2.6 podemos verificar que 48,6 % dos dados apresenta um erro inferior a 1 km e 39,0 % apresenta um erro inferior a 0.5 km. De realçar que aproximadamente 96 % dos dados apresentam um erro inferior a 25 km. É ainda possível constatar no quadro 2.7 que 22,5 % dos dados apresentam um erro entre]0,2-0,5] km, i.e. aproximadamente 1/4 dos dados apresentam uma elevada precisão de detecção.

Erro de localização (km)	Percentagem (%)
≤ 0,2	16,5
≤ 0,5	38,9
≤ 1,0	48,6
≤ 5,0	63,2
≤ 10,0	80,0
≤ 15,0	89,5
≤ 20,0	93,9
≤ 25,0	96,1
≤ 50,0	100,0

Quadro 2.6 – Percentagem de ocorrência para o erro de localização das DEA.

Intervalo de erro de localização (km)	Percentagem (%)
]0,0-0,2]	16,5
]0,2-0,5]	22,5
]0,5-1,0]	9,6
]1,0-5,0]	14,6
]5,0-10,0]	16,8
]10,0-15,0]	9,6
]15,0-20,0]	4,5
]20,0-25,0]	2,1
]25,0-30,0]	1,4
]30,0-35,0]	1,0
]35,0-40,0]	0,7
]40,0-45,0]	0,5
]45,0-50,0]	0,4
Total =	100,0

Quadro 2.7 – Percentagem de ocorrência em classes de erro de localização das DEA.

Tendo em conta os valores limite para os critérios de validação explicitados no quadro 2.3 apresentam-se no quadro 2.8 valores máximos, médios e mínimos de alguns parâmetros registados em PC.

Parâmetro	Máximo (km)	Média (km)	Mínimo (km)
Erro (semi-eixo maior)	50,0	5,6	0,1
Fiabilidade (χ^2)	10,0	1,2	0,0
Número de sensores	9,0	3,5	2,0

Quadro 2.8 – Valor máximo, médio e mínimo associados aos parâmetros de erro de localização, fiabilidade e número de sensores envolvidos na detecção das DEA NS em PC.

Como já foi citado, o número de sensores intervenientes no cálculo da posição de uma DEA NS é também um factor muito importante para determinar a fiabilidade dos dados. A informação obtida através deste parâmetro conjuntamente com o erro de localização pode fornecer indicações adicionais acerca da fiabilidade dos dados. No

quadro 2.9 verifica-se que a maioria das DEA NS são detectadas com 2 sensores (33 %) e que em média são utilizados aproximadamente 4 sensores (quadro 2.8). Na classe de erro à qual corresponde uma elevada precisão]0,1-1,0] km, ficam integradas aproximadamente 15 % das DEA NS, detectadas por 4 sensores (quadro 2.9).

DEA NS	Intervalo de erro de localização (km) em percentagem (%)							Total	
	Nº Sensores]0,1-1,0]]1-5]]5-10]]10-15]]15-20]]20-25]]25-50]
2		0,1	5,7	12,9	6,9	3,0	1,5	3,1	33,2
3		12,9	4,5	3,0	2,2	1,1	0,5	0,7	24,9
4		14,5	3,0	0,7	0,4	0,3	0,1	0,1	19,1
5		10,8	1,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	12,2
6		6,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0
7		2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9
8		0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
9		0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Total =		48,6	14,6	16,8	9,6	4,4	2,1	3,9	100,0

Quadro 2.9 – Percentagem de ocorrência de DEA NS por número de sensores vs o erro de localização.

Como já foi referido anteriormente, neste estudo apenas são analisadas as DEA do tipo NS, devido à maior incerteza na detecção das DEA do tipo IN relativamente à sua distinção das NS positivas de menor intensidade (<5 kA). As DEA do tipo IN, cuja radiação EM pode alcançar a superfície com intensidade suficiente para ser detectada pelos sensores no solo, pode levar à designada "contaminação" dos dados de NS positivas por IN. As DEA NS positivas, que costumam apresentar na sua maioria uma única descarga de retorno, transferem para o solo uma quantidade de carga maior quando comparada com a de uma DEA negativa. Desta forma, a intensidade da corrente das DEA positivas tende a ser maior que a das negativas (Naccarato, 2001; Orville e Huffines, 2001; Rakov e Uman, 2003; Schulz *et al.*, 2005).

2.2. Elaboração de mapas

Os mapas de densidade de DEA NS e do número de dias com trovoadas são a forma mais simples de observar a distribuição geográfica de DEA em qualquer região, sendo na literatura anglo-saxónica designados respectivamente pelos parâmetros N_g (*flash density*) e T_d (*number of thunderdays*). Desde a instalação de RDDEA em vários países, a elaboração destes mapas tornou-se bastante útil para conhecer as variabilidades

espaciais e temporais associadas a este fenómeno, com base na localização das DEA. No entanto, os sistemas de detecção apresentam algumas limitações relativamente à eficiência e precisão de detecção. A expansão, reconfiguração dos sistemas e a homogeneidade da rede são também factores importantes para a interpretação destes mapas (Wacker e Orville, 1996 e 1999a).

Ainda em relação ao número de dias com trovoadas, há que diferenciá-lo do clássico índice ceráunico (IC) elaborado com base em dados de observação (audíveis e/ou visíveis) a partir de estações meteorológicas clássicas, sendo que a grandeza medida é exactamente a mesma no entanto utilizando fontes diferentes. Para o IC, a contagem é efectuada sempre que pelo menos 1 trovão tenha sido registado num dado dia, e é nula caso contrário, mesmo que o relâmpago não seja visível, ou vice-versa (BMO, 1913). Actualmente o cálculo do número de dias com trovada substitui o IC, devido à maior precisão e eficiência de dados obtidos dos sistemas automáticos de aquisição de dados, e à desabilitação e falta de recursos humanos nas estações meteorológicas clássicas.

Neste estudo, a elaboração de mapas foi feita com recurso a uma linguagem de programação científica – IDL (*Interactive Data Language*), a qual dispõe de diversas bibliotecas de cálculo científico (estatística, georeferenciação, construção de interfaces gráficas, entre outras), o que permitiu uma eficiente leitura, manipulação e escrita de dados e resultados de processamento. Inicialmente foi elaborada uma grelha (figura 2.15), associada a uma matriz de dados georeferenciados, definida pelos vértices de latitude e longitude de cada *pixel*, que serviu de base para o cálculo de ocorrências, densidade e número de dias com trovoadas, e ainda para outros parâmetros associados às DEA.

O cálculo do número de dias com trovoadas corresponde a um somatório de valores de uma função característica que assume valor 1 sempre que pelo menos uma DEA NS tenha sido registada num dado dia, e é nula caso contrário. A resolução espacial mais adequada para a grelha é de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$, tendo em conta que a referência de alcance em distância para um Observador humano é de aproximadamente 20 km.

Relativamente à densidade média de DEA NS, foram efectuadas contagens de DEA NS tendo em conta a área de cada *pixel* da grelha:

$$\text{Densidade}_{\text{média}} = \frac{N^{\circ} \text{ DEA}}{\text{Área} * N^{\circ} \text{ Anos}} \quad [\text{DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}]$$

Uma função de interpolação (*spline*) foi também aplicada de modo a suavizar a apresentação dos dados em grelha, para a qual foi necessário atribuir um ponto central a cada *pixel* da grelha para a aplicação do respectivo algoritmo (figura 2.17). As legendas foram elaboradas com base na distribuição dos valores observados, tendo sido efectuado o cálculo da sua frequência e número de classes com base na regra de *Sturges* e variantes, através de histogramas (Pestana e Velosa, 2010). A elaboração manual das legendas permitiu otimizar a utilização das paletas de cores disponíveis nas rotinas do IDL (versão 6.3) de modo a realçar os padrões espaciais em estudo. Algumas limitações dos algoritmos de interpolação relacionam-se com erros de distorção junto a regiões de fronteira, nas quais existe uma descontinuidade de dados. De modo a minimizar este efeito, e mesmo utilizando contornos abertos, foram utilizados dados em pixels adjacentes às regiões confinantes com o oceano Atlântico e com Espanha. Finalmente, a projecção adoptada foi a *Transversa de Mercator*, também designada por UTM (*Universal Transverse Mercator*) ou *Gauss-Krüeger*, com o elipsóide de referência *Clarke 1866*. Foi aplicada juntamente uma parametrização de isotropia de modo a manter a mesma escala na direcção X (longitude) e Y (latitude).

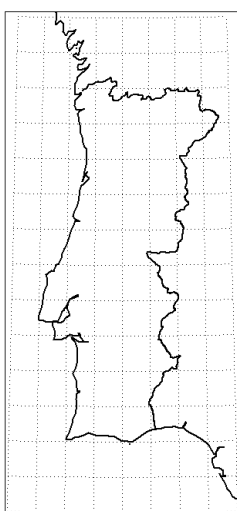


Fig.2.15 – Exemplo de grelha de pixeis numa resolução espacial de 0.5°x0.5°.

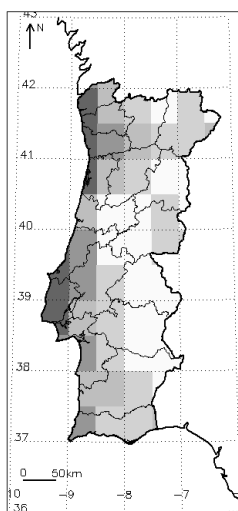


Fig.2.16 – Exemplo de contagem de DEA NS numa grelha de pixeis (0.5°x0.5°).

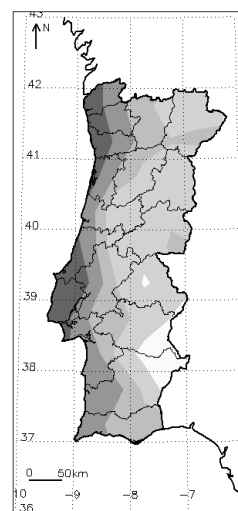


Fig.2.17 – Exemplo de contornos de DEA NS utilizando a função spline (0.5°x0.5°).

No Anexo digital – IDL é possível aceder a uma descrição mais completa da estruturação a nível informático das rotinas de cálculo científico desenvolvidas neste âmbito.

Além dos parâmetros descritos anteriormente, a escolha da resolução espacial do mapa de densidade de DEA é muito importante, tendo sido considerada a escala espacial do fenómeno da trovoada (aproximadamente 2 a 20 km). Jeffrey e Radhakrishnan (2005) sugerem, com base num estudo estatístico de resoluções espaciais óptimas, que para uma latitude média de 38° a dimensão para o tamanho dos pixeis deve ser de 0.5°x0.5°. Outros autores como Soriano *et al.* (2005) e Orville e Huffines (2001), utilizaram uma grelha de 0.2°x0.2°, para regiões entre 30°N e 45°N de latitude, sendo esta mais adequada à reduzida extensão de PC. Foram elaborados alguns testes para PC, sem no entanto se recorrer a nenhum método estatístico, com o objectivo de analisar empiricamente os padrões de densidade obtidos com diferentes resoluções espaciais. Estes mapas encontram-se disponibilizados no Anexo digital – Mapas.

2.3. Tipologia de eventos de trovoada

Com este estudo pretende-se, em particular, caracterizar eventos de trovoada em PC (ETPC), distinguindo as diferentes fases do fenómeno e determinando uma fase de maturação. Os eventos de trovoada foram obtidos com base em integrações temporais horárias, tendo posteriormente sido aplicadas restrições espaciais adicionais, adaptadas de um método desenvolvido por Murphy e Konrad II (2005). O objectivo geral deste estudo consiste, deste modo, em elaborar um catálogo de ETPC e distinguir diferentes tipos de trovoadas com base em padrões de agrupamento espacial das DEA NS e na extensão da sua área de ocorrência.

Na figura 2.18 apresenta-se um esquema das várias etapas deste estudo, englobando, para além do processamento inicial dos dados (1ª fase), a presente fase (2ª fase) na qual se recorre a uma metodologia de organização temporal e espacial das DEA NS e cujos resultados se apresentam no capítulo III.

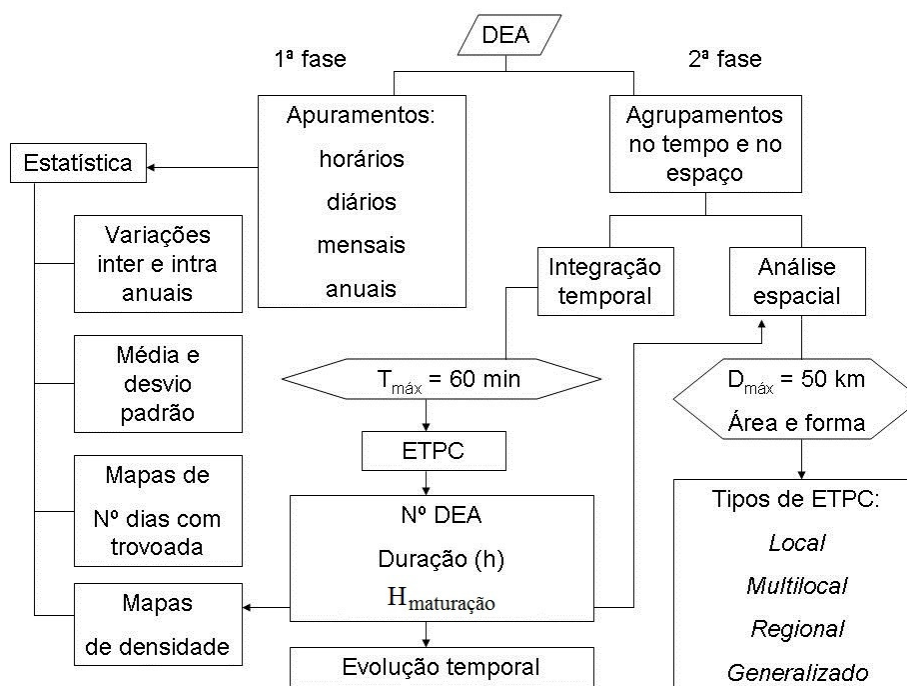


Fig.2.18 – Esquema das diferentes fases de processamento aplicado aos dados de DEA NS.

O ponto de partida para a 2ª fase consiste na integração temporal de DEA, a partir da qual se obtêm os ETPC caracterizados por vários parâmetros (número de

ocorrências, duração e hora em que ocorre a fase de maturação – H_{mat}), permitindo um conhecimento muito detalhado das ocorrências das DEA NS. O conceito de H_{mat} utilizado em Murphy e Konrad II (2005) é inspirado em estudos sobre a caracterização espacial de SCME (Maddox, 1980) com base em análises de imagens de satélite e de radar meteorológico, introduzindo um modelo conceptual de ciclo de vida destes fenómenos (génesse, desenvolvimento, maturação e dissipação).

Seguidamente, foi realizada uma análise espacial, tendo sido aplicados vários critérios (distância entre agrupamentos de DEA, áreas que os circunscrevem e sua forma) que permitiram classificar os ETPC, obtendo assim uma tipologia identificada apenas pelas DEA NS na H_{mat} .

Esta metodologia permitiu estudar a evolução temporal e a incidência espacial de DEA NS de modo a distinguir entre os vários eventos, possibilitando a sua classificação segundo um determinado tipo (*locais, multilocais, regionais e generalizadas*). O método utilizado toma em conta critérios específicos (no tempo e no espaço), adoptando-se alguns procedimentos seguidos por Murphy e Konrad II (2005), compreendendo duas componentes: a integração temporal e a análise espacial. Os critérios aplicados têm em conta as escalas características do fenómeno da trovada nas suas várias formas, desde células isoladas até sistemas convectivos de meso-escala mais complexos. A extensão da escala espacial pode abranger de 2 a 200 km e o intervalo da escala temporal pode abranger de minutos a 1 dia, e deste modo uma integração horária das DEA NS pode considerar-se adequada para analisar algumas características dos ETPC.

A integração temporal teve como objectivo agrupar as DEA NS de acordo com um encadeamento sequencial no tempo pré-definido, e a análise espacial permitiu uma posterior catalogação consoante a área circunscrita abrangida, relativamente ao território de PC, bem como a sua configuração (forma).

Relativamente à integração temporal, foi estabelecida a condição de um intervalo de tempo máximo entre ocorrências consecutivas, assegurando que desta forma as DEA NS sejam agregadas num mesmo ETPC. Para este efeito, foi desenvolvido um algoritmo para determinação dos ETPC a partir das DEA individuais.

Na implementação do algoritmo subjacente a esta integração recorreu-se ao IDL. Assim sendo, um ETPC é constituído por todas as DEA que, dada uma data de início – ano, mês, dia, hora, min – se encontram sequencialmente no tempo a menos de 60 minutos. No momento em que a ocorrência de uma DEA diste mais de 60 minutos da ocorrência que a precede, considera-se encontrada a data de fim e será iniciada uma nova pesquisa para o próximo ETPC. Deste modo foram obtidas colecções de ETPC para cada ano, desde 2003 até 2009, num total de 1697 eventos. Em relação a esta amostra global de ETPC foi possível determinar os seguintes parâmetros: data e hora de início e fim, duração do evento – D_{ETPC} , H_{mat} e ainda o número total de DEA no evento – E_{total} . Adicionalmente estes resultados foram complementados com mapas de densidade e uma distribuição horária das DEA NS que permitiu observar a evolução de cada ETPC ao longo da sua H_{mat} , sendo também possível observar a sua evolução em períodos de menor duração, por ex. entre 10 até 30 minutos.

Relativamente à análise espacial, esta consistiu na classificação dos ETPC na H_{mat} , analisando o seu padrão e forma da área de incidência espacial das DEA NS no território. Esta análise pretende distinguir os diferentes tipos de trovoadas, designadamente as isoladas, com uma incidência *local*, de outras, distribuídas por áreas não adjacentes (*multilocais*). Para além destes tipos, procurou-se igualmente identificar ocorrências de trovoadas que afectam áreas mais extensas, em geral associadas a sistemas convectivos organizados e mais complexos, nos quais as DEA NS produzidas apresentam uma repartição com uma incidência mais *regional*, ou mesmo *generalizada*, no território.

Com base na integração temporal foi obtida uma série de ETPC (1697 eventos), dos quais foram seleccionados apenas os dias com DEA NS acima do percentil 50 (num total de 999 para a amostra obtida). De salientar que para cada um desses dias pode existir mais de um evento, tendo sido apenas seleccionado o evento mais representativo desse dia, i.e., se num determinado dia se verificarem dois ou mais eventos, apenas será seleccionado o de maior número de ocorrências. Por outro lado, como um ETPC pode iniciar-se num dia e prolongar-se para o seguinte, o número de dias com trovoadas acima do percentil 50 (376) não é o mesmo que o número de ETPC da amostra final (368), ver quadro 2.10. A amostra final de ETPC resultou de uma restrição a um único ETPC por dia (o mais representativo) obtendo-se assim 368 eventos, correspondendo a

aproximadamente 22% do total. Este critério de exclusão foi adoptado devido ao tempo que seria necessário dispendir para a análise da série completa, e portanto apenas os ETPC de dias com ocorrências acima do percentil 50%, i.e. ETPC de dias com um número superior a 24 DEA NS, foram seleccionados (ver figura 2.19 e quadro 2.10).

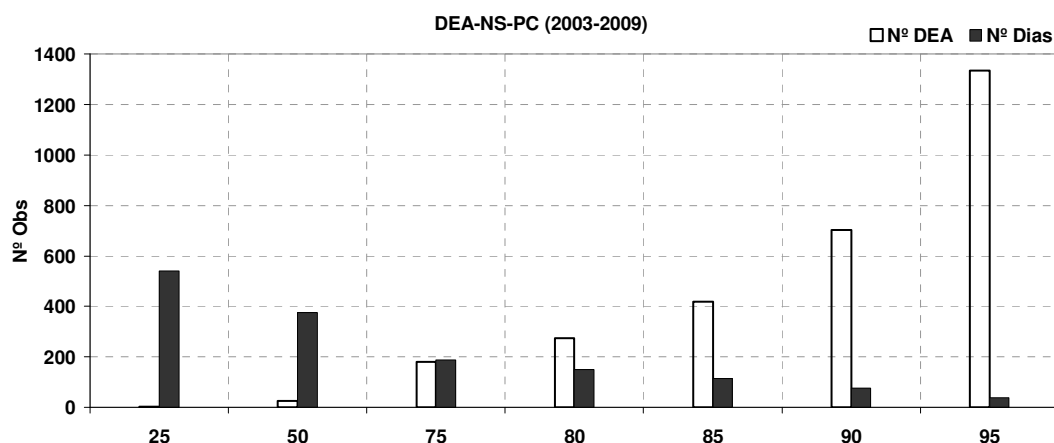


Fig.2.19 – Distribuição do número de dias com DEA NS acima de cada percentil (25, 50, 75, 80, 85, 90 e 95) e respectivas ocorrências (NºDEA), no período de 2003 a 2009.

Parâmetro	Valor	> P50	> P50 _{ETPC(max)}	> P90
Nº Dias c/trovoada	754	376	376	75
Nº DEA	169.175	> 24	> 24	> 704
Nº ETPC	1.697	999	368	89

Quadro 2.10 – Descrição de parâmetros associados a dias com trovoada e ETPC.

Portanto, a amostra em análise consiste efectivamente em 368 ETPC, aos quais foram então aplicadas as restrições espaciais que dependem essencialmente de 3 critérios:

1. Distância entre as DEA ou entre agrupamentos de DEA NS, tendo sido definido um afastamento mínimo de 50 km para separar um grupo de outro(s);
2. Área (km²) que circunscreve um ou vários grupos de DEA NS, caso coexistam no mesmo ETPC. Apenas foram considerados grupos envolvendo no mínimo 3 DEA NS;
3. Atribuição de um índice de forma, que foi aplicado apenas em relação a um dos tipos (*regional*).

A classificação dos ETPC na H_{mat} , com base nos critérios descritos anteriormente, permitiu obter uma tipologia de ETPC: *local, multilocal, regional ou generalizado*. O critério mais condicionante é sem dúvida a área que circunscribe as DEA na H_{mat} , e para isso foi determinado um polígono, calculada a área do mesmo e comparada com a superfície total de PC. Sendo que a área total de PC é de aproximadamente 89.060 km², no quadro 2.11 podemos observar, em detalhe, quais os limites espaciais impostos a cada tipo.

O índice de forma (I_f) foi calculado com o auxílio de uma ferramenta de análise espacial desenvolvida pela *ET Spatial* para ArcGIS: “*polygon thickness – extensão Easy Calculate*”, que permite definir a regularidade de um polígono com base na sua área (A) e perímetro (P), de acordo com:

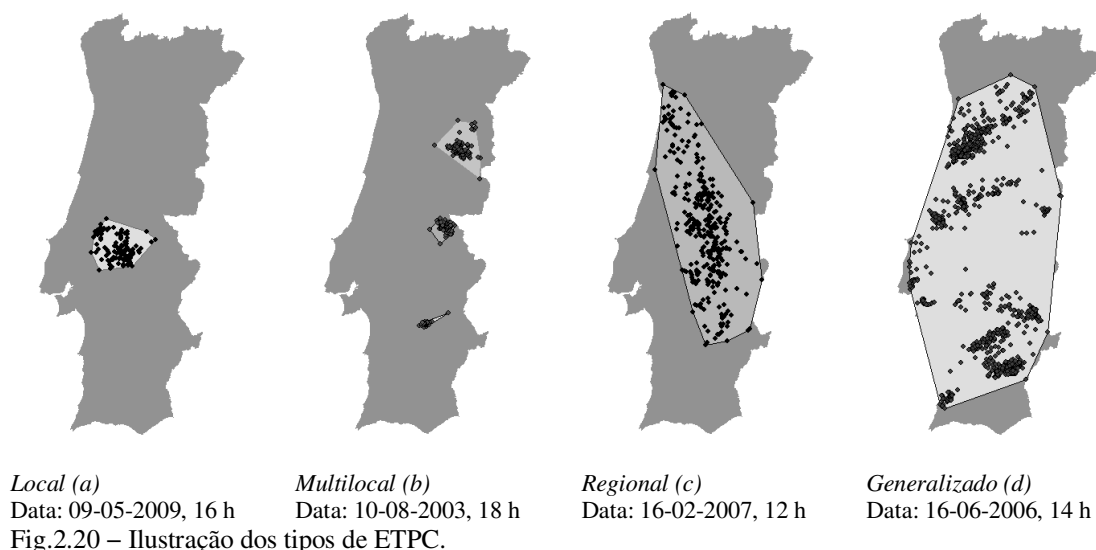
$$I_f = 4\pi \frac{A}{P^2} \quad \text{[adimensional]}$$

onde I_f assume valores entre [0-1], sendo que a valores mais elevados correspondem formas mais regulares (i.e. circulares) e valores mais baixos indicam uma configuração mais próxima de uma linha (i.e. lineares). No caso do cálculo da área do polígono foi utilizada a função “*Minimum Convex Polygons – Hawth Tools*”, ambas implementadas no software de gestão de informação geográfica – ArcGIS (versão 9.3), i.e. dado um número de pontos finitos, foi possível delimitar as DEA e calcular a forma e a área circunscritas.

Tipo	Critério A Distância mínima (km)	Critério B Área (km²)	Critério C Forma
Local	D_m entre DEA < 50	$A < 14843$ (1/6 de PC)	Não se aplica
Multilocal	D_m entre grupos de DEA > 50	$A < 14843$ (1/6 de PC)	Não se aplica
Regional	D_m entre DEA < 50	$14843 < A < 59373$	$I_f < 0.7 = \text{linear}$ $I_f > 0.7 = \text{elíptica}$
Generalizado	D_m entre DEA < 50	$A > 59373$ (2/3 de PC)	Não se aplica

Quadro 2.11 – Tipologia e restrições espaciais aplicadas aos ETPC.

Na figura 2.20 são ilustrados os tipos resultantes da classificação dos ETPC (*local, multilocal, regional e generalizado*).



Na figura 2.20(a) podemos observar um exemplo do tipo *local*, ilustrativo de um evento isolado de forma circular e na figura 2.20(b) um exemplo do tipo *multilocal*, sugerindo um evento de trovoadas do tipo multi-celular. Nas figuras 2.20(c e d) observam-se sistemas, do tipo *regional* (podendo organizar-se em “linha” ou apresentar configuração “elíptica”) e *generalizado*, que podem ser mais complexos. Na sequência dos capítulos seguintes serão apresentados os resultados relativos à catalogação em tipos de ETPC, complementados com gráficos de evolução temporal, imagens de satélite e radar para casos de estudo seleccionados.

2.4. Interpretação de imagens de radar meteorológico

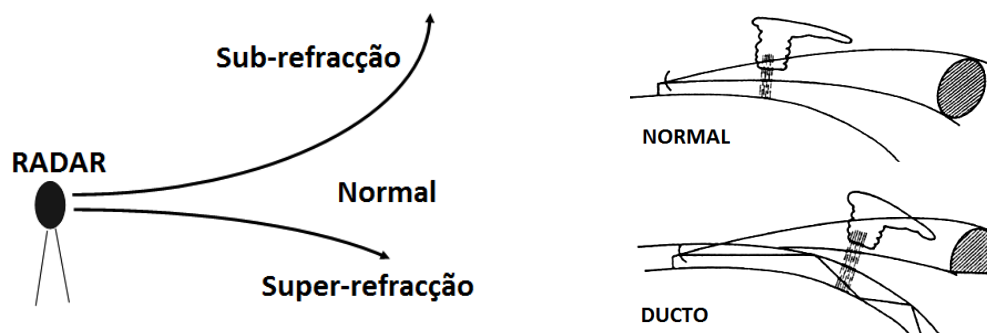
O mecanismo de funcionamento do RADAR baseia-se num sistema de repetição de impulsos numa determinada frequência, efectuando um rastreio volumétrico cónico (em função da elevação, azimute e alcance) na direcção dos alvos que se pretendem analisar (Fragoso, 1996). Os alvos são detectados por acção do sinal retrodifundido para o radar – os "ecos", podendo ser devidos a gotas de chuva, neve, granizo, cristais de gelo, insectos, poeiras, etc.

Factores como a atenuação do feixe emitido pelo radar podem influenciar a sua eficiência de detecção. A atenuação deve-se à variação da velocidade das ondas electromagnéticas ao longo da sua propagação, devido a condições variáveis das massas de ar na atmosfera (temperatura e humidade), o que pode induzir a refacção do feixe, alterando deste modo a sua direcção de propagação (sub ou super-refracção). Nestes casos a propagação designa-se anómala – ANAPROP (*anomalous propagation*), e em casos de super-refracção (por ex. quando existe uma inversão de temperatura) a energia propaga-se num "ducto" (figura 2.21) geralmente próximo da superfície terrestre, actuando com um guia de ondas (Barbosa e Pinto, 1996).

O reconhecimento deste tipo de efeito é essencial para a interpretação das imagens, podendo os falsos "ecos" apresentar as seguintes características:

- praticamente estacionários;
- gradientes horizontais demasiado elevados face à grandeza processada;
- valores intensos em zonas montanhosas;
- valores intensos em regiões com elevada humidade (ex. estuários), etc.

Outro factor a ter em atenção relaciona-se com o alcance útil do radar, dependendo do cone de silêncio e da atenuação do feixe. Os "ecos" fixos (por ex. as turbinas eólicas) e as ocultações (por efeito da topografia, vegetação, superfícies líquidas ou estruturas antropogénicas), são também aspectos a ter em conta, sendo designados por *clutter* na literatura anglo-saxónica.



(a) Tipos de propagação (sub, normal e super-refracção). (b) Exemplo de refacção normal (cima) e super-refracção (baixo).

Fig.2.21 – Tipos de propagação do feixe do RADAR. (Extraídas de Pinto, 2006)

O alcance útil dos radares meteorológicos instalados em PC varia entre 13 e 200 km. Num raio inferior a 13 km do radar encontra-se o cone de silêncio e a partir de 120 km de distância, a detecção de alvos é substancialmente reduzida por efeitos de atenuação. Os radares do IM, I.P. utilizam o sistema *Doppler*, operam na banda C (5630 MHz e 5640 MHz), com magnetirão. Encontram-se instalados em Coruche na Cruz do Leão (C/CL) e em Loulé, na Serra do Caldeirão, em Cavalos de Caldeirão (L/CC), ver figura 2.22.



Fig.2.22 – Fotografia do RADAR meteorológico do IM, I.P. instalado em Loulé na Serra do Caldeirão. (Autor: Sandra Correia)

Como já foi referido anteriormente, as tempestades convectivas podem assumir uma grande variedade de formas, desde nuvens convectivas isoladas (unicelulares) até complexos convectivos de mesoescala (multicelulares). Com base em estudos efectuados com imagens de radar, foram designados como tipos principais: a célula isolada, as multicélulas e as super-células (Chisholm e Resnick 1972, Maddox, 1980, e Summer, 1988).

O ciclo de vida de uma trovoada, através de um esquema simplificado do ponto de vista de observação em radar e da actividade eléctrica atmosférica, pode ser dividido

em três fases principais (Williams *et al.*, 1989; MacGorman *et al.*, 1989; Doswell, 2001):

1. Desenvolvimento – caracterizada por correntes ascendentes que permitem o crescimento das partículas de água e a separação das cargas eléctricas. São observados os primeiros "ecos" de precipitação e as primeiras DEA IN;
2. Maturação – caracterizada pelo equilíbrio entre as correntes ascendentes e descendentes, entretanto geradas. São observados "ecos" de valores máximos de intensidade de reflectividade em níveis inferiores e as primeiras DEA NS, sendo esta a fase de maior frequência de DEA;
3. Dissipação – caracterizada por correntes descendentes, e na qual os valores de reflectividade em radar e a actividade eléctrica decrescem gradualmente.

Taipa *et al.* (1998) desenvolveram um modelo com base em distribuições temporais e espaciais de precipitação relativamente à ocorrência e incidência de DEA. As observação de DEA podem ser muito úteis na estimativa de precipitação convectiva, como complemento em regiões onde o alcance do radar é diminuto ou inexistente, sendo um predictor de precipitação convectiva localizada. Este estudo revelou que existem fortes correlações entre a ocorrência de DEA e a precipitação convectiva em ciclos sazonais e diurnos. Zajac e Rutledge (2001) efectuaram uma classificação baseada em padrões de reflectividade de células convectivas em imagens de radar meteorológico de acordo as suas formas: isoladas, aglomerados, linha contínua e linha não contínua.

CAPÍTULO III – ACTIVIDADE ELÉCTRICA ATMOSFÉRICA

1. Caracterização da variabilidade temporal e espacial

1.1. Apuramentos estatísticos descritivos

O estudo estatístico foi baseado em medidas de localização e escala (frequência, média, mediana e moda) e ainda em medidas de dispersão (desvio padrão, percentis), tendo como amostra os dados de DEA NS em PC. O total de observações registadas no período em estudo (2003 a 2009) foi de 183.812 DEA NS, das quais 46.009 correspondem ao ano de 2007. Na figura 3.1 é possível observar a variabilidade inter-anual, constatando-se que o ano de 2007 apresentou uma maior frequência relativa (25,0 %) em oposição ao ano de 2005 (8,6 %), que foi o de menor atividade.

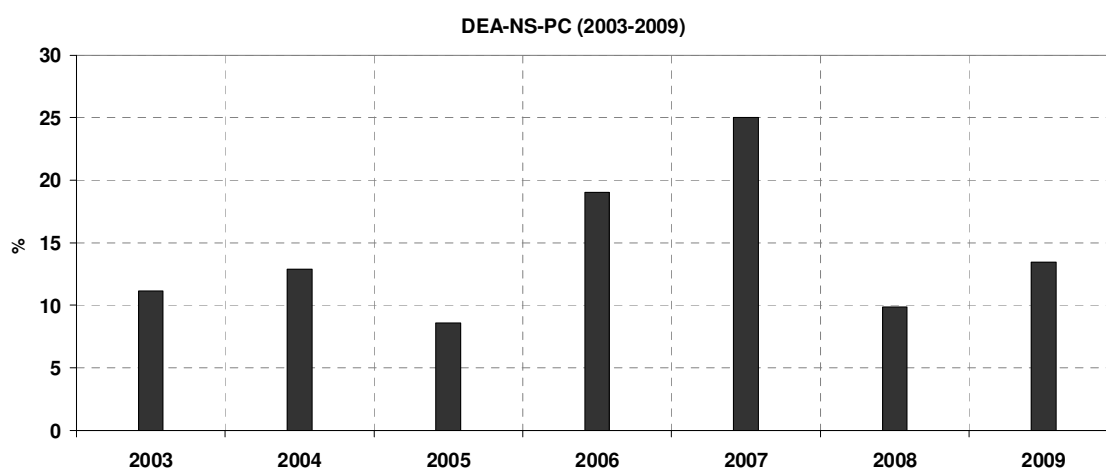


Fig.3.1 – Distribuição inter-anual da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Relativamente à distribuição intra-anual, verifica-se uma desigual repartição pelas estações do ano, correspondendo, respectivamente, ao Outono (36,4 %), ao Verão (29,9 %), a Primavera (29,8 %) e ao Inverno (3,9 %), este último com uma incidência de DEA NS bastante reduzida, ver figura 3.2. Verifica-se na figura 3.3 que os máximos relativos de ocorrência observados mensalmente correspondem ao final da Primavera (Maio) e ao início do Outono (Setembro). Estas épocas de transição que antecedem ou se seguem ao Verão, afiguram-se assim propícias ao desenvolvimento de nuvens

convectivas, porque nestas será mais frequente a presença de massas de ar com maior contraste de temperatura e humidade.

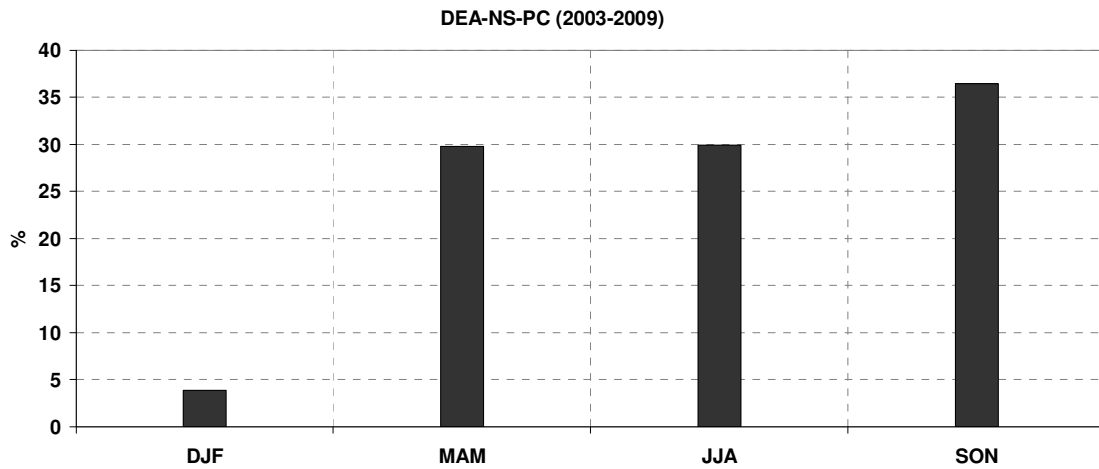


Fig.3.2 – Distribuição sazonal da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Na figura 3.3, observa-se uma distribuição bimodal, verificando-se que o mês de Setembro apresenta uma maior frequência (23,5 %), seguido pelo mês de Maio (16,1 %). O mês com menor frequência de DEA NS é Janeiro (0,4 %). No entanto, através da figura 3.4 é possível observar que esse padrão nem sempre se verifica em todos os anos do período em estudo. Os máximos relativos de frequência para os diferentes anos são apresentados no quadro 3.1.

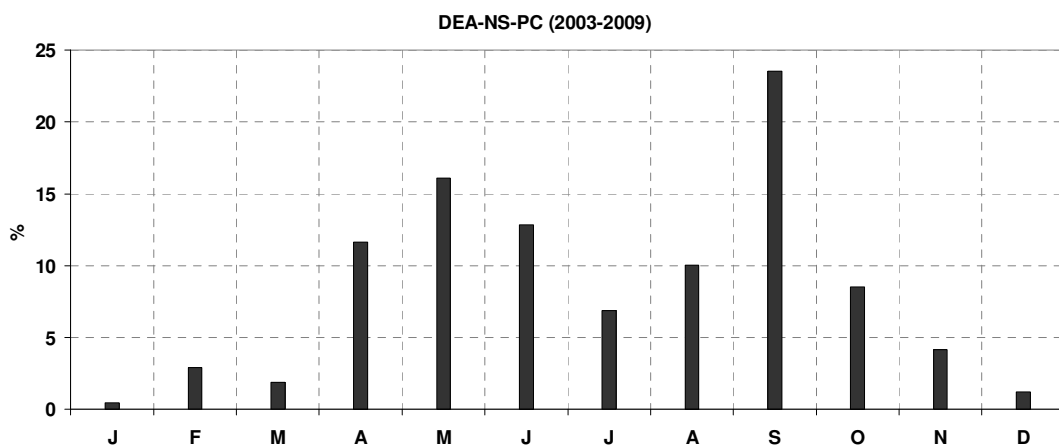


Fig.3.3 – Distribuição mensal da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Observando a figura 3.3 verifica-se ainda que, em média, o módulo da variação mensal é de 6 %, sendo notória uma maior taxa de crescimento de DEA NS entre Março e Abril (9.7 %) e entre Agosto e Setembro (13.5 %). A taxa de decréscimo de DEA NS é mais acentuada entre Junho e Julho (6.0 %) e entre Setembro e Outubro (15.0 %).

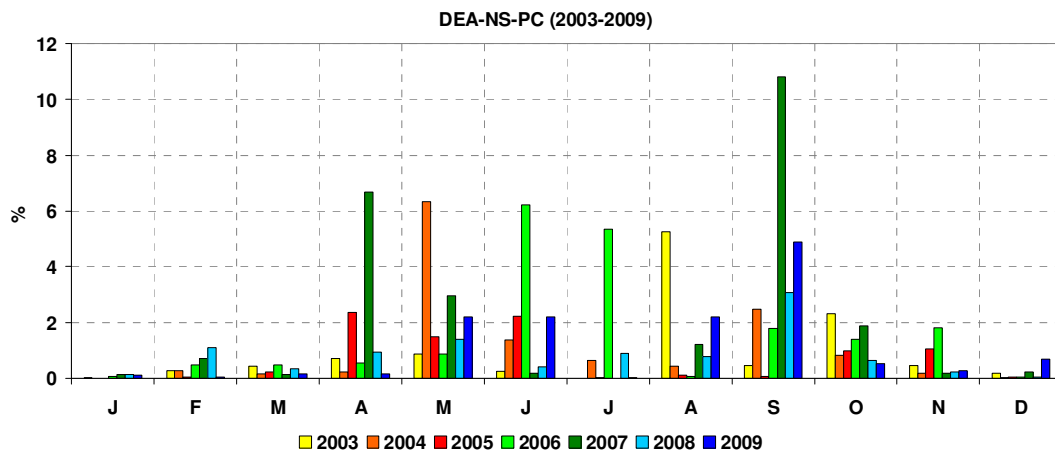


Fig.3.4 – Distribuição mensal, com distinção anual, da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

De notar que não existe qualquer registo de DEA NS em Janeiro de 2004 e 2005, e ainda em Julho de 2003 e 2007, podendo este facto estar relacionado com eventuais deficiências do sistema (por ex. falhas no sistema de aquisição de dados, falhas de telecomunicações, etc.), não tendo sido fornecida pelo IM I.P. qualquer informação sobre as mesmas. No caso de Janeiro de 2005, refira-se que a ausência de DEA NS poderá muito provavelmente ser explicada pelo facto de nesse mês se ter verificado uma prevalência esmagadora de situações anticiclónicas (Santos *et al.*, 2007), assegurando, desse modo, uma persistência de condições dinâmicas inibidoras da convecção.

Ano	1º Máximo relativo	Freq. (%)	2º Máximo relativo	Freq. (%)
2003	Agosto	5,2	Outubro	2,3
2004	Maio	6,3	Setembro	2,5
2005	Abril	2,4	Junho	2,2
2006	Junho	6,2	Julho	5,3
2007	Setembro	10,8	Maio	6,7
2008	Setembro	3,1	Maio	1,4
2009	Setembro	4,9	Maio e Junho	2,2

Quadro 3.1 – Máximos relativos de ocorrência de DEA NS.

De forma cronológica, é possível observar na figura 3.5 a distribuição mensal de DEA NS desde 2003 até 2009, novamente com destaque para o mês de Setembro de 2007 com 19.896 observações, que correspondem a 10,8 % do total de DEA NS observados ao longo do período de 7 anos.

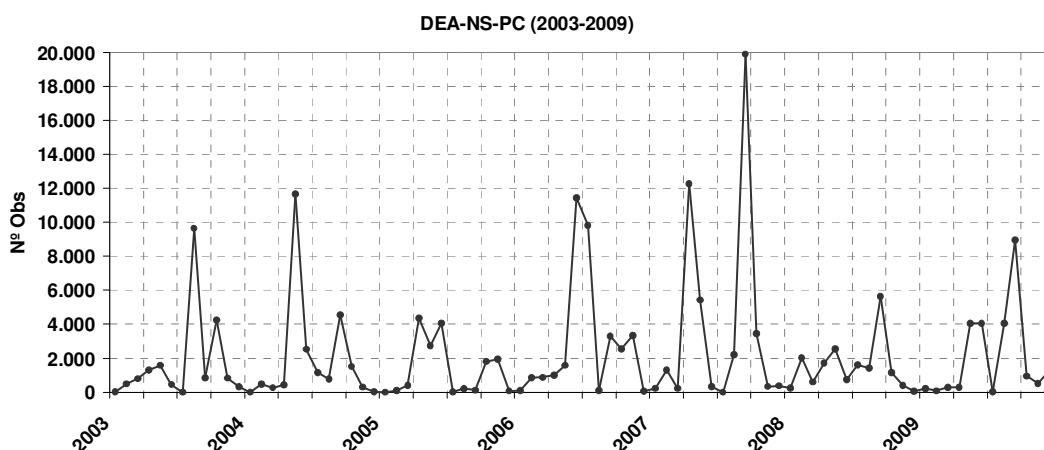


Fig.3.5 – Distribuição mensal da série temporal do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009.

No quadro 3.2 apresentam-se os dias de ocorrência máxima em cada ano. À exceção de 2009, todos os dias listados correspondem ao mês de ocorrência máxima para o respectivo ano (figura 3.4 e quadro 3.2). O valor diário mais elevado registado no período em estudo corresponde ao dia 10 de Setembro de 2007 contribuindo com 2,7 % do total das DEA NS.

Data	Valor máximo diário
02-08-2003	1.394
21-05-2004	3.930
01-04-2005	4.182
16-06-2006	4.306
10-09-2007	4.951
21-09-2008	3.920
24-05-2009	2.044

Quadro 3.2 – Data e valor máximo diário de DEA NS registrado em cada ano.

Na figura 3.6 observa-se que a distribuição horária da frequência de DEA NS, se caracteriza por um ritmo muito nítido, com marcada assimetria. Em média, o módulo da variação horária é de 1.2 %, sendo evidente uma rápida taxa de crescimento de DEA NS (4.1 %) entre as [13-14] h, atingindo um pico entre as [16-17] h, e de seguida um decréscimo mais acentuado entre as 19 e 20h (3.6 %). Este padrão de distribuição temporal é coerente com o ciclo diário de insolação.

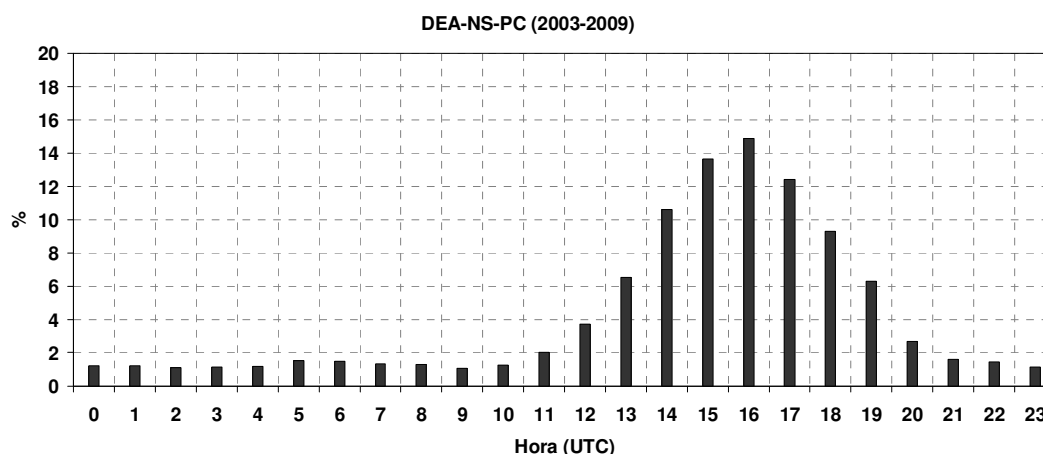


Fig.3.6 – Distribuição horária da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Relativamente à distribuição horária por estações do ano (figura 3.7), verifica-se uma grande discrepância do Inverno face às outras épocas estivais, não apresentando esta estação o mesmo padrão de distribuição. No Verão e Outono verifica-se o máximo de ocorrência entre as [16-17] h, no entanto na Primavera o máximo tende a ocorrer mais cedo, entre as [15-16] h, e no Inverno observa-se um ligeiro acréscimo de DEA NS entre as [12-13] h. Estes contrastes, que foram já também identificados em Santos *et al.*

(2012) e Ramos *et al.* (2011), reflectem igualmente a variação anual do regime de insolação.

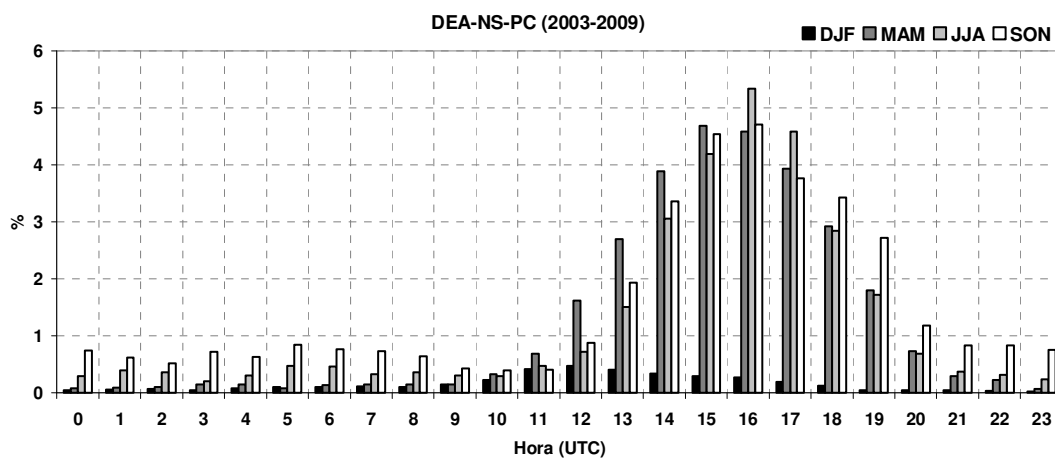


Fig.3.7 – Distribuição horária, com distinção sazonal, da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Nas figuras seguintes (3.8 a 3.10) apresentam-se os valores médios e os desvios padrão para as diversas distribuições intra-anuais.

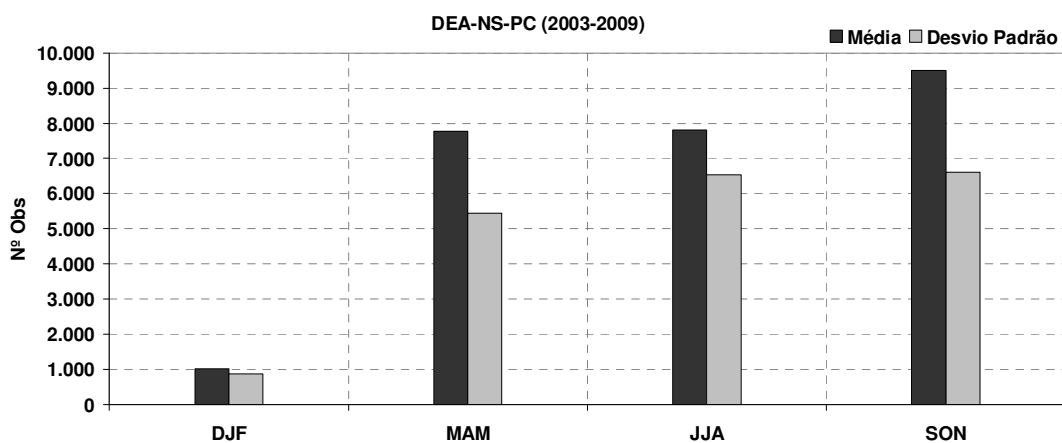


Fig.3.8 – Distribuição sazonal do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009 (valores médios e desvio padrão).

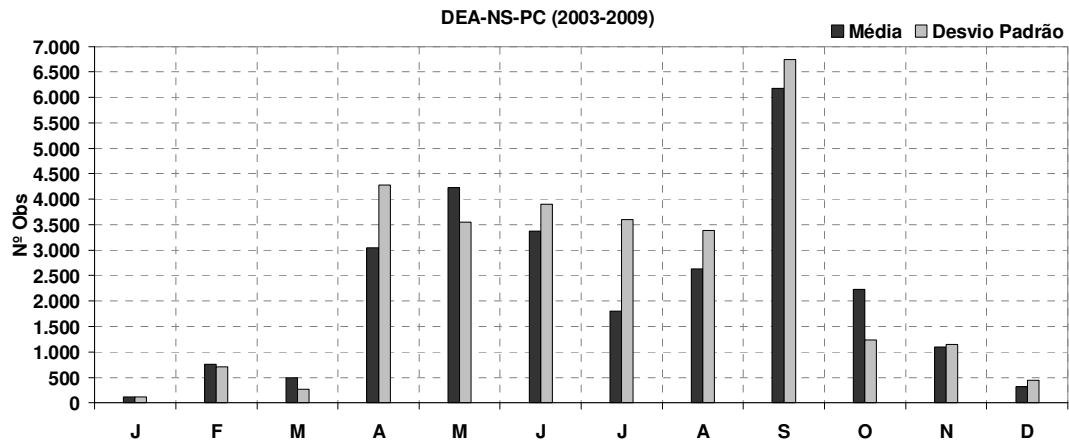


Fig.3.9 – Distribuição mensal do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009 (valores médios e desvio padrão).

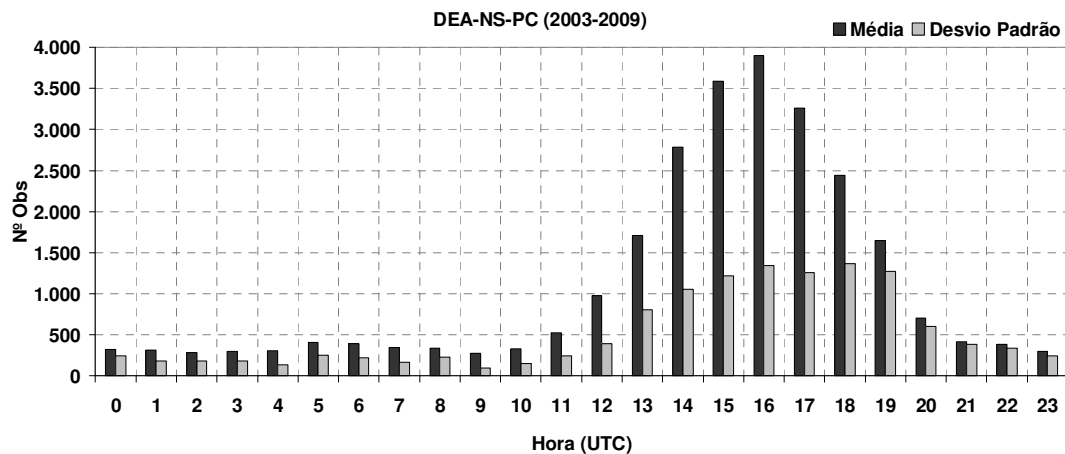


Fig.3.10 – Distribuição horária do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009 (valores médios e desvio padrão).

O desvio padrão é uma medida de dispersão dos valores da amostra. Valores de desvio padrão superiores à média indicam grande dispersão das observações. Nas distribuições mensais verificam-se valores de desvio padrão superiores à média, nomeadamente em Setembro, Abril, Junho, Julho, Agosto, Novembro e Dezembro, indicando uma elevada variabilidade mensal.

A climatologia do fenómeno da trovoadas tem sido um tema largamente explorado por vários autores de áreas interdisciplinares como a geografia e a meteorologia. Estudos relativos a distribuições temporais (inter, intra-anual e diurna), e também distribuições espaciais, foram efectuados para diversos locais do globo terrestre, tais como: Arábia Saudita (Shwehdi, 2006), Austrália (Griffiths *et al.*, 1993),

Brasil (Pinto Jr. *et al.*, 2003), Canadá (Burrows e Kochtubajda, 2010; Kochtubajda *et al.*, 2007; Crozier *et al.*, 1988), Estónia (Enno, 2011), Ilhas Nicobar (Kumar e Kamra, 2010), Japão (Sugita e Matsui, 2006), República Checa (Novák e Kyznarová, 2011), USA (Bentley e Stallins, 2005; López e Holle, 1986), entre outros.

Os percentis são estatísticas ordinais que permitem determinar a forma segundo a qual as observações ordenadas se distribuem, neste caso na série do número de dias com trovoadas (2557), ao longo do período em estudo. A amostra considerada tem em conta apenas os dias em que existe pelo menos uma DEA NS, tendo sido excluídos os dias sem ocorrências (1803). Portanto, a amostra permite conhecer a distribuição do número de dias com trovoadas em função do número de DEA NS ocorridas, num total de apenas 754 dias, tendo sido ordenados por ordem crescente do número de DEA NS. Tal como apresentado anteriormente na figura 2.19, foram representados os quartis (25, 50 e 75) e alguns percentis intermédios (80, 85, 90 e 95). Acima da mediana, observam-se 376 dias com trovoadas, nos quais ocorreram mais de 24 DEA NS (quadro 3.3).

Percentil	Nº Dias	Nº DEA NS mínimo
25	540	3
50	376	24
75	188	181
80	149	274
85	113	418
90	75	704
95	37	1334

Quadro 3.3 – Descrição dos percentis e respectivos valores de número de dias com trovoadas e ocorrências.

1.2. Mapas de densidade

Nesta secção apresentam-se as distribuições espaciais da densidade de valores médios anuais e sazonais de DEA NS com base na metodologia descrita no capítulo II para o período de estudo considerado. Os factores climáticos e geográficos que podem influenciar a ocorrência de trovoadas estão relacionados com a circulação geral da atmosfera, a estação do ano, a latitude, a continentalidade, a vegetação, a orografia, a altitude e a topografia (incluindo a orientação do relevo). Na figura 3.11 podemos observar uma grande variabilidade relativamente à densidade de DEA NS, demonstrando um elevado contraste entre as regiões costeiras e continentais.

Relativamente aos factores climáticos geográficos, verifica-se uma maior densidade associada a regiões montanhosas no interior Norte e Centro, no entanto o valor máximo registou-se na região Sul, numa zona da peneplanície alentejana, perto da localidade de Ferreira do Alentejo (Distrito de Beja) com $0,618 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$, e o segundo valor mais elevado perto da localidade de Gouveia (Distrito da Guarda) com $0,590 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ na região da Serra da Estrela. As coordenadas geográficas apresentam-se no quadro 3.4. O valor médio de densidade para o território de PC numa grelha de $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ é de $0,24 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Valores igualmente elevados foram também registados na fronteira, entre Espanha e os Distritos de Beja e Évora.

Máximo	Valor	Coordenadas geográficas (ponto central)
1º	0,618	38,10°N - 8,10°W
2º	0,590	40,50°N - 7,50°W
3º	0,580	38,10°N - 7,50°W
4º	0,579	39,30°N - 7,90°W
5º	0,565	39,90°N - 7,90°W
6º	0,551	37,90°N - 7,30°W
7º	0,547	38,50°N - 7,30°W
8º	0,539	38,30°N - 7,50°W

Quadro 3.4 – Valores máximos de densidade média de DEA NS.

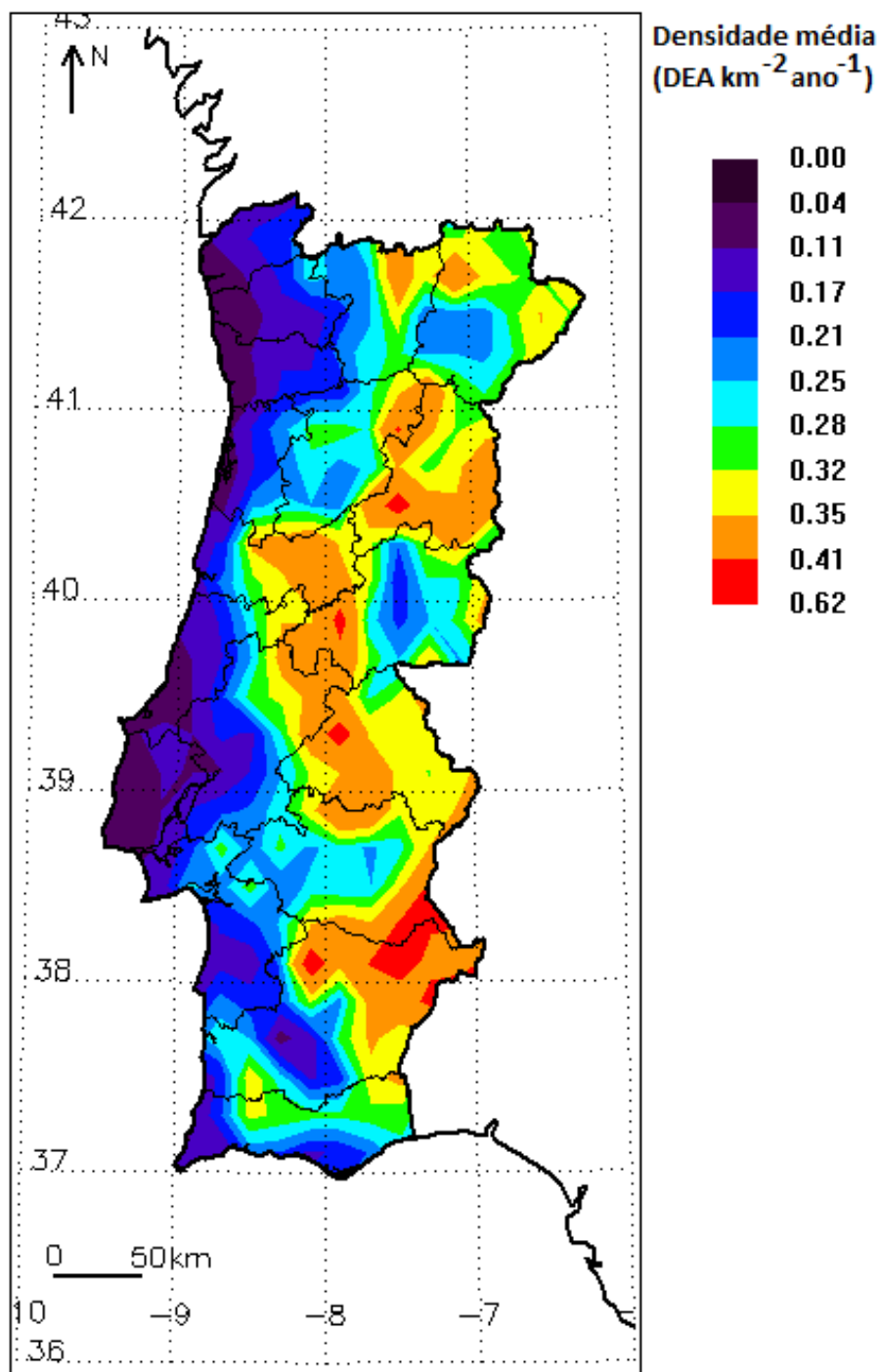


Fig.3.11 - Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no período de 2003 a 2009, com uma resolução de 0.2°x0.2°.

Como exemplo, na figura 3.12 apresenta-se um mapa de densidade média que permite observar quais as áreas de maior incidência de DEA na Europa no período de 2005 a 2010, numa grelha regular de 10 km, verificando-se que para PC o valor mais elevado registado numa grelha com a mesma resolução foi de 0,852 e portanto inferior a $1,00 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$.

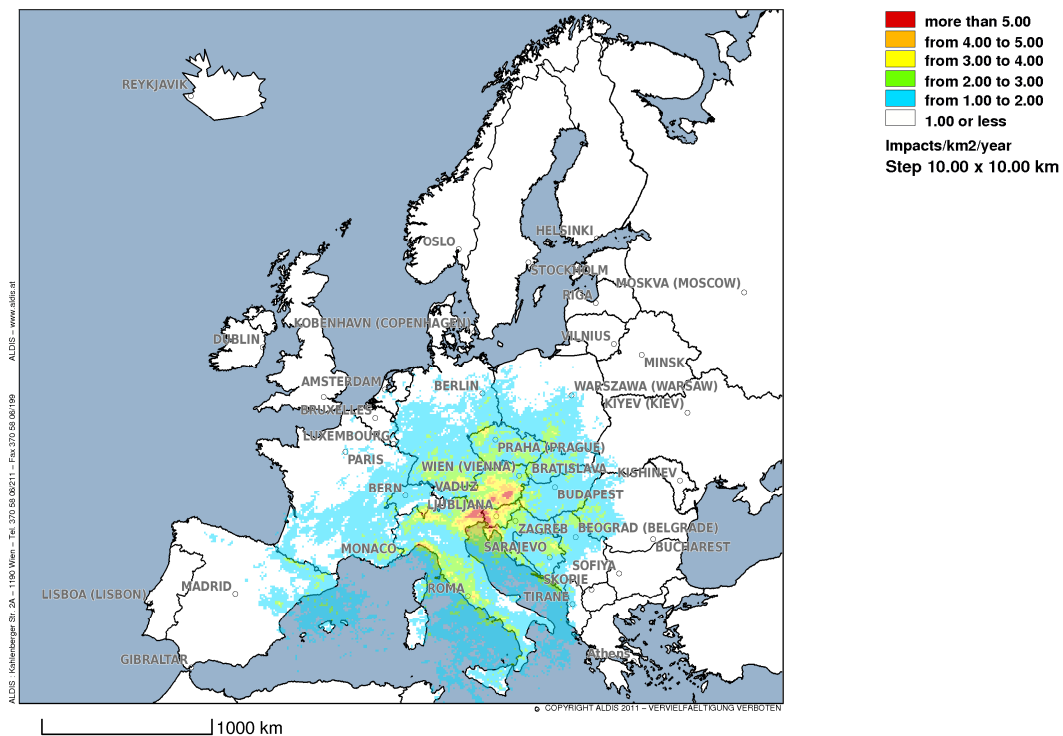


Fig.3.12 – Distribuição espacial de densidade média ($\text{DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) para a Europa no período de 2005 a 2010, com uma resolução de 10×10 km. A escala de cores apresenta valores crescentes de densidade, do branco para o vermelho.

As regiões Nordeste e Este de Espanha apresentam valores elevados, incluindo os Pirinéus (Soriano *et al.*, 2005 e 2007), Valência e o arquipélago das Baleares. As regiões da Europa mais afectadas pelo fenómeno da trovoada são a Itália, Áustria e Eslovénia. Esta imagem foi cedida pela EUCLID/ALDIS para efeitos exclusivos de investigação científica no âmbito do protocolo de cedência de dados firmado com o Instituto de Meteorologia (IM, I.P.).

Apesar da época sazonal com maior frequência de DEA NS ser o Outono (figura 3.2), relativamente à sua distribuição de densidade média verifica-se que é na Primavera e no Verão que se observam valores mais elevados de densidade (figuras 3.13 a 3.16).

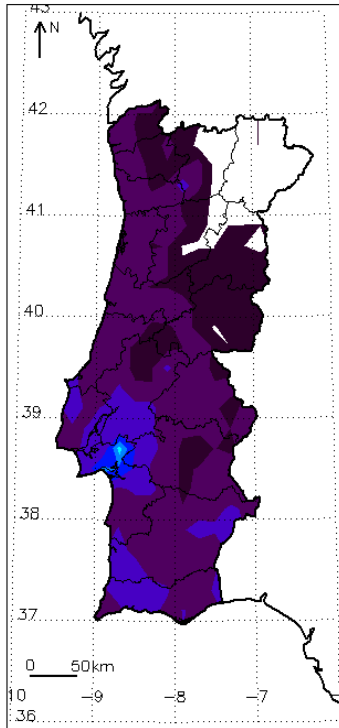


Fig.3.13 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no Inverno, com resolução de 0.2°x0.2°.

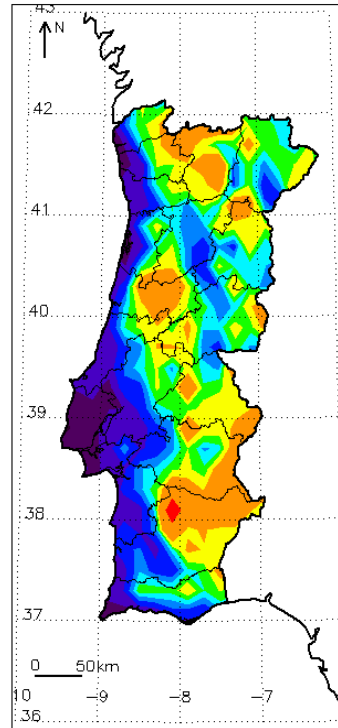


Fig.3.14 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS na Primavera, com resolução de 0.2°x0.2°.

Densidade média
(DEA km⁻² ano⁻¹)

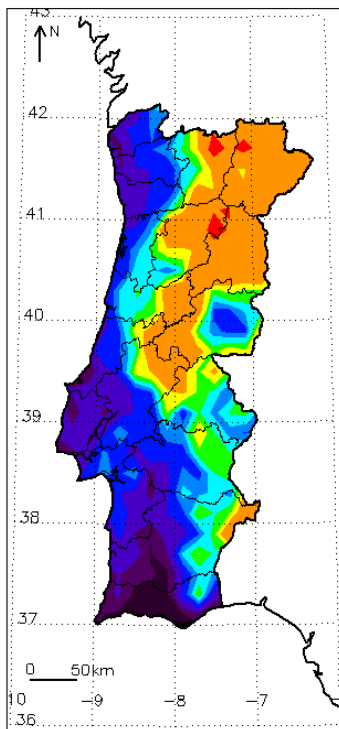
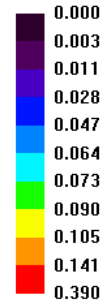


Fig.3.15 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no Verão, com resolução de 0.2°x0.2°.

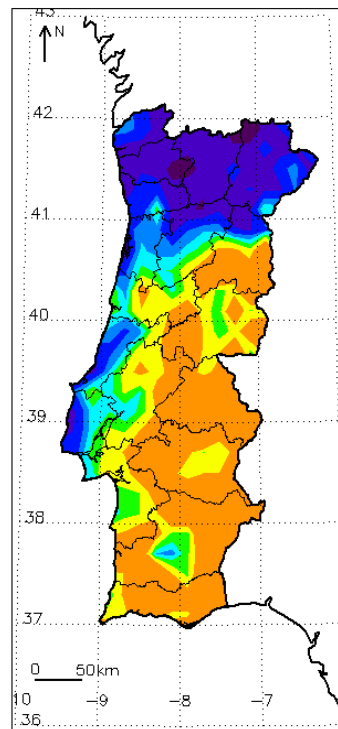
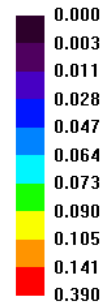


Fig.3.16 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no Outono, com resolução de 0.2°x0.2°.

Densidade média
(DEA km⁻² ano⁻¹)



No Inverno observa-se um máximo de densidade média de DEA NS na proximidade da localidade de Pegões (Concelho do Montijo, Distrito de Setúbal) com o valor de $0,076 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$, tendo sido a região de Lisboa e Vale do Tejo mais afectada. Verifica-se ainda que o contraste entre o litoral e o interior é pouco acentuado, bem como a fraca ocorrência, ou inexistência, de DEA NS nas regiões de Trás-os-Montes e Beira Alta.

Na Primavera observa-se um padrão similar aos valores médios de densidade de DEA NS para a totalidade do período em estudo, mantendo um forte contraste entre o litoral e o interior, evidenciando também o máximo registado na região Sul, na proximidade da localidade de Ferreira do Alentejo (Distrito de Beja) com o valor de $0,385 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Valores elevados de densidade foram também registados nas regiões do Minho, Trás-os-Montes, Beira Litoral e Alentejo, em oposição à região de Lisboa e Vale do Tejo.

No Verão observa-se um forte gradiente de densidade média de DEA NS entre as regiões do Norte e do Sul, mantendo-se também um forte contraste entre o litoral e o interior. O valor máximo foi registado na proximidade da localidade de Sernancelhe (Distrito de Viseu) com $0,348 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Valores elevados de densidade distribuem-se também pelas regiões de Trás-os-Montes, Beiras Alta e Baixa, em oposição à região do Algarve.

No Outono observa-se também um forte gradiente Norte-Centro/Sul dividido pelo sistema Montejunto-Estrela. Apenas as regiões litorais a norte da Península de Setúbal apresentam valores de menor densidade, bem como a região Norte. O valor máximo foi registado na proximidade da localidade de Sabóia (Concelho de Odemira, Distrito de Beja) com $0,255 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$. Valores elevados de densidade distribuem-se igualmente pelas regiões da Beira Baixa, Ribatejo, Alentejo e Algarve.

1.3. Mapa do número de dias com trovoada

No domínio da climatologia, é importante a elaboração de mapas com informação sobre o número de dias com trovoada num ano (ou médias anuais). Na figura 3.17 podemos observar um mapa do número médio de dias com trovoada em PC para o período de 2003 a 2009. As regiões mais afectadas pela trovoada são as Beiras e o Alentejo, onde se registaram vários máximos de ocorrência, tendo o valor mais elevado de 19,4 dias abrangido os Concelhos de Moura e Barrancos. Em zonas específicas, no litoral Oeste (Lisboa, Leiria e Viana do Castelo) e no interior Norte (Vila Real), situam-se os locais menos afectados. No âmbito deste estudo foram também elaborados mapas do número de dias com trovoada para cada ano do período em estudo (2003 a 2009), sendo disponibilizados no Anexo digital – Mapas.

Comparando os mapas de densidade de DEA NS e do número de dias com trovoada, verifica-se que as regiões que apresentam simultaneamente uma densidade e um número de dias com trovoada elevados [15-20] se situam no Sul (Distritos de Évora e Beja), na proximidade da fronteira com Espanha, e ainda numa região central de PC englobando as Beiras Alta e Baixa. No litoral Oeste Norte e Centro verificam-se simultaneamente valores baixos de densidade e de número de dias com trovoada.

Por oposição, no litoral alentejano, em Portalegre e em Trás-os-Montes, verifica-se uma disparidade entre estes valores. Determinadas áreas dessas regiões podem apresentar elevada densidade e um baixo número de dias com trovoada ou vice-versa.

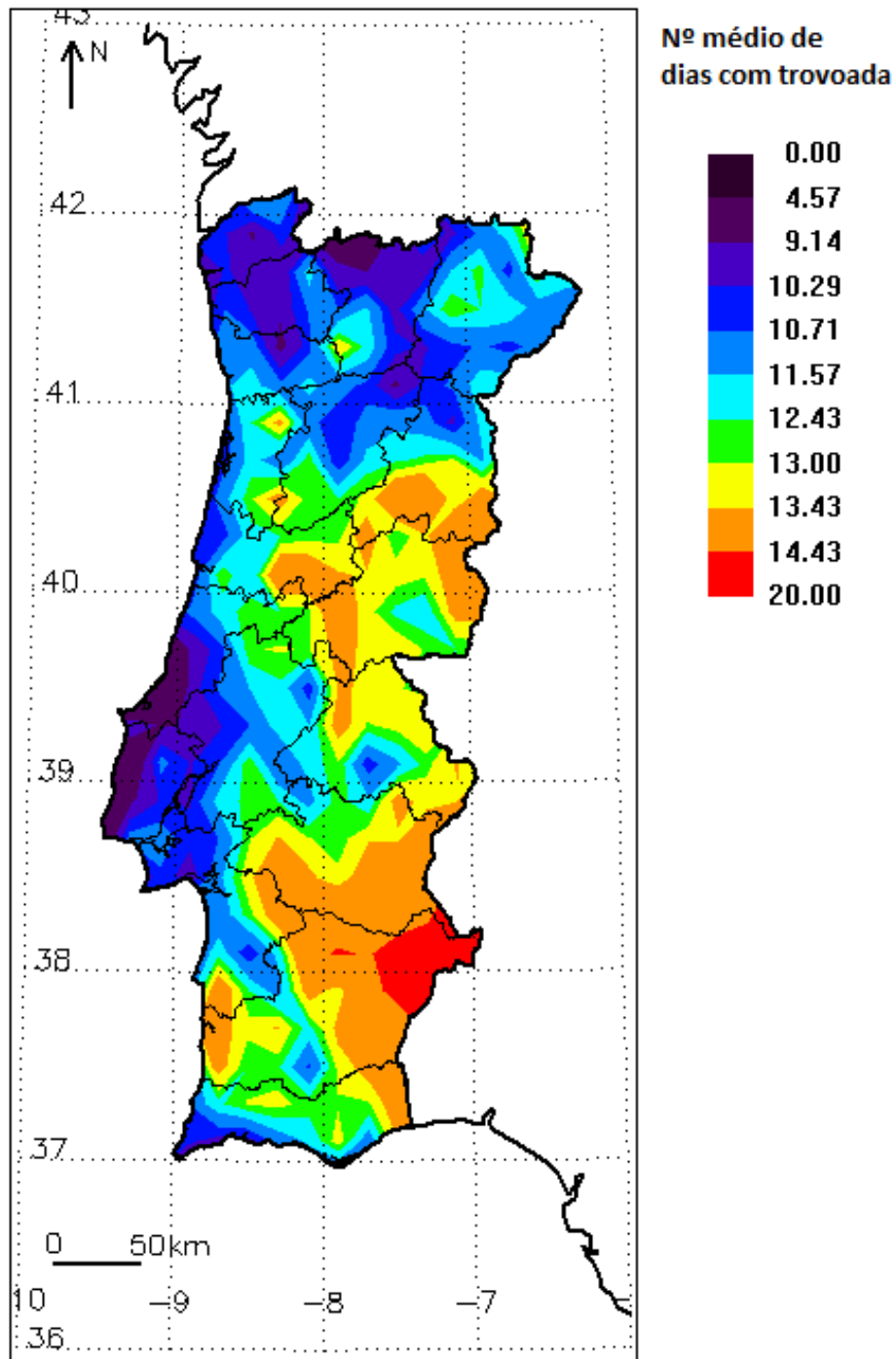


Fig.3.17 – Distribuição espacial do número médio de dias com trovoada para o período de 2003 a 2009 com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

1.4. Polaridade e multiplicidade

Um dos parâmetros mais importantes associados a um relâmpago é a magnitude da transferência de carga eléctrica para o solo, sendo distinguida pela sua polaridade conforme descrito no capítulo I. A polaridade indica se a DEA NS transfere cargas eléctricas positivas ou negativas, segundo a sua distribuição no interior da nuvem. Segundo a figura 3.18 verifica-se que a maioria das DEA NS são negativas apresentando uma frequência muito superior à das positivas, tal como tem sido observado noutros domínios geográficos como o Sudeste dos Estados Unidos (Bentley e Stallins, 2005) ou Espanha (Soriano *et al.*, 2005). Em PC, as DEA NS positivas representam aproximadamente 19 % do total, para o período em estudo.

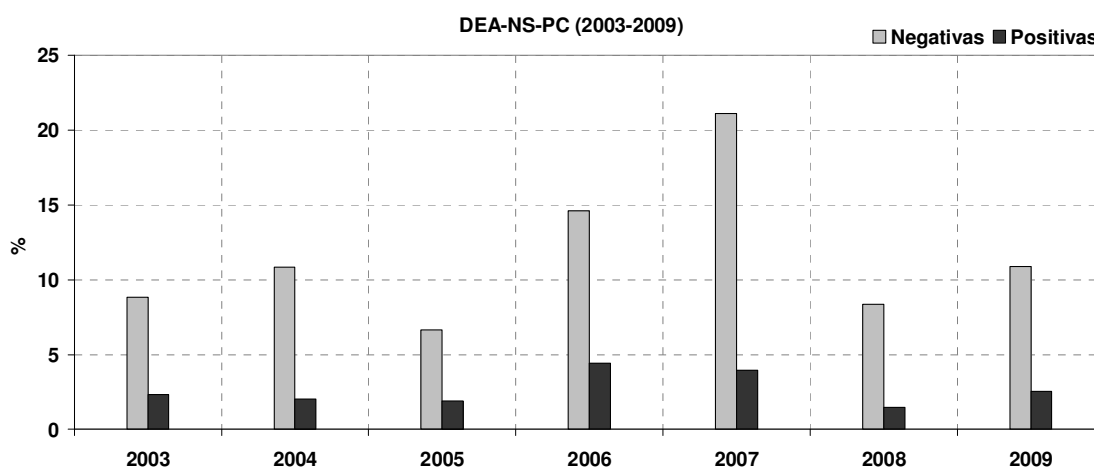


Fig.3.18 – Distribuição anual da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

A diferença entre as frequências de ocorrência de DEA de polaridade positiva e negativa é mais acentuada no ano de 2007 e na época sazonal do Outono (figura 3.19). À escala mensal, a maior desproporção na frequência de DEA negativas e positivas verifica-se no mês de Setembro, seguido do mês de Maio (figura 3.20).

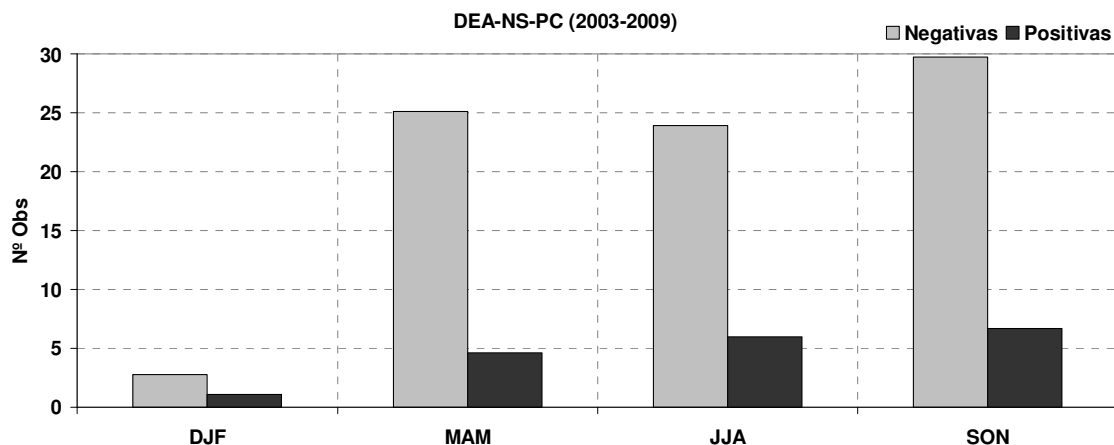


Fig.3.19 – Distribuição sazonal da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

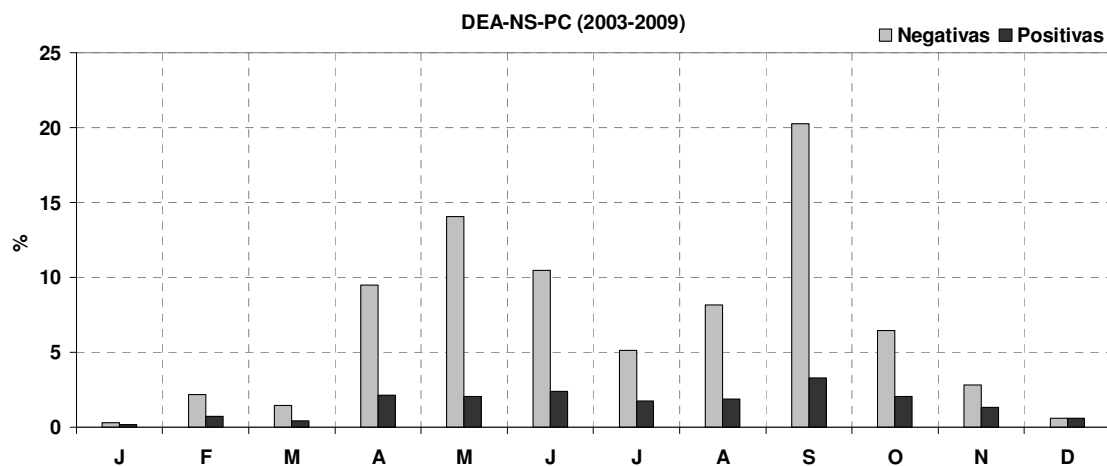


Fig.3.20 – Distribuição mensal da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Observa-se igualmente no padrão de distribuição horária das DEA NS uma diferença em função da sua polaridade, observando-se uma maior desproporção com predomínio de descargas negativas no período das [16-17] h, seguida do período das [15-16] h (figura 3.21).

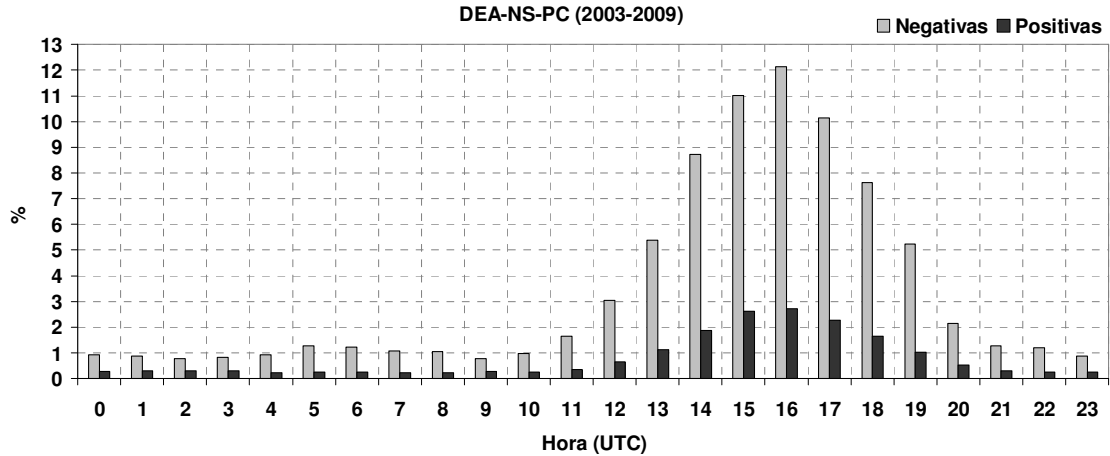


Fig.3.21 – Distribuição horária da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

De seguida são apresentadas algumas estatísticas relativas a valores de intensidade de corrente eléctrica (ICE) associada às DEA NS. Na figura 3.22, observa-se a frequência de valores de ICE em classes com amplitude de 10 kA. Verifica-se que as DEA NS negativas e positivas representam, respectivamente, 35 % e 10 % do total, e que os seus máximos se situam no intervalo de [-20 a -10] kA e [0 a 10] kA, respectivamente.

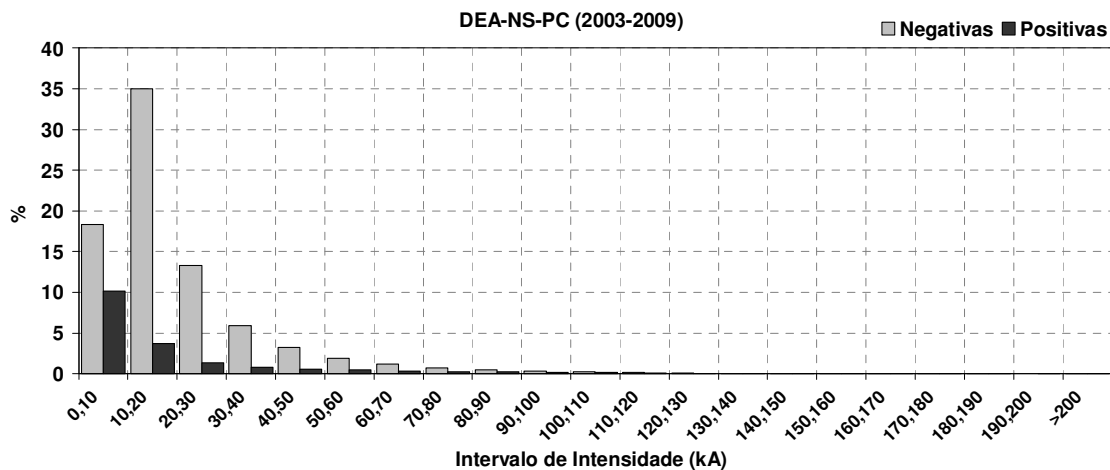


Fig.3.22 – Distribuição da intensidade de corrente eléctrica de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Foram também calculados valores de intensidade de corrente média para cada mês com distinção da polaridade, apresentados na figura 3.23. Estudos similares para Espanha, foram efectuados por Soriano *et al.* (2005), Areitio *et al.* (2001), tal como para

outros países Europeus: Finke e Hauf (1996) Alemanha, Diendorfer e Shultz (1994) Áustria, e para os EUA, por ex. Orville e Silver (1997).

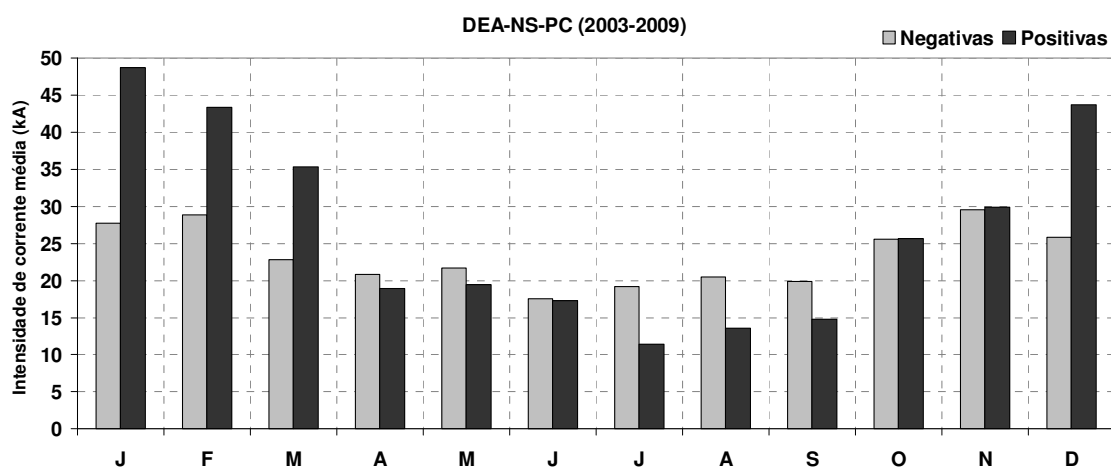


Fig.3.23 – Distribuição mensal de valores médios de intensidade de corrente com distinção da polaridade, no período de 2003 a 2009.

O Inverno apresenta-se claramente como a estação do ano em que, em média, se verificam maiores valores de intensidade de corrente, sendo esse contraste estacional ainda mais acentuado no caso das descargas positivas. Observa-se que o mês de Janeiro apresenta os valores mais elevados de ICE para DEA NS positivas para o período em estudo, sendo também o mês de menor ocorrência de DEA NS (figura 3.3), em oposição ao mês de Setembro. O facto de se verificar menor ocorrência de DEA NS não implica, portanto, uma menor severidade do fenómeno da trovoada. Na figura 3.24 observam-se também os valores máximo e mínimos registados em cada mês.

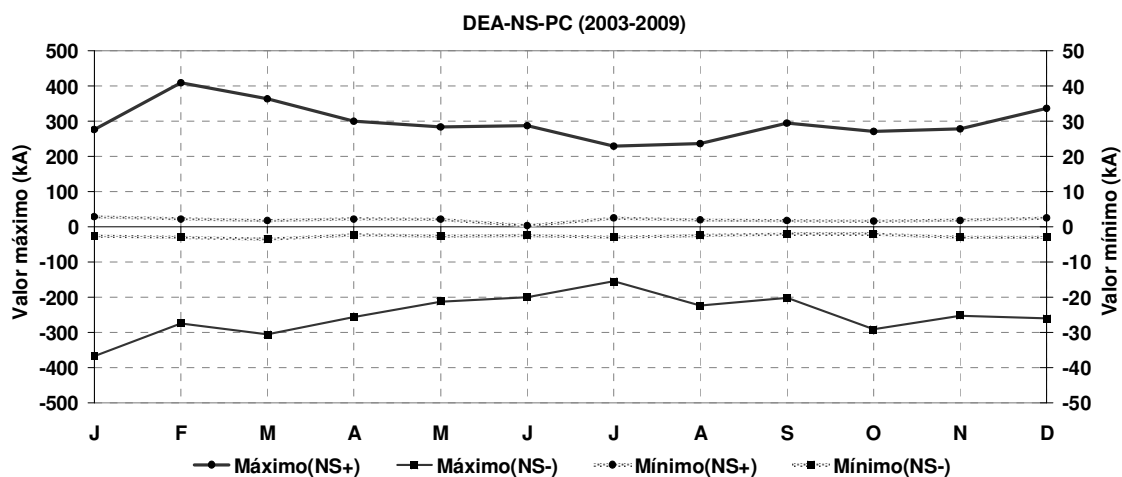


Fig.3.24 – Distribuição mensal de valores máximos e mínimos de intensidade de corrente com distinção da polaridade, no período de 2003 a 2009.

O valor de ICE positiva mais elevado registado em PC no período de estudo de 2003 a 2009 foi de 409,5 kA datado de 26 de Fevereiro de 2003 às 14:22 UTC, localizado no Concelho de Caldas da Rainha (Distrito de Leiria), tendo sido detectado com 5 sensores e com uma boa fiabilidade (0,7), e ainda um erro de localização baixo (700 m). No caso das DEA NS negativas, o valor de ICE mais elevado registado foi de -367,2 kA datado de 3 de Janeiro de 2008 às 11:02 UTC, localizado no Concelho de Marco de Canaveses (Distrito do Porto), tendo sido detectado apenas com 2 sensores, uma fiabilidade aceitável (5,2) e com um erro de localização de 7,4 km.

Na figura 3.25 observa-se a distribuição espacial dos valores de ICE média (kA) associada às DEA NS, verificando-se um contraste entre as regiões litorais e as regiões do interior de PC. Valores mais elevados foram registados nos Distritos de Viana do Castelo, Braga, Porto, Aveiro, Lisboa, Leiria, Santarém e Faro, revelando em geral, uma superior incidência na faixa litoral.

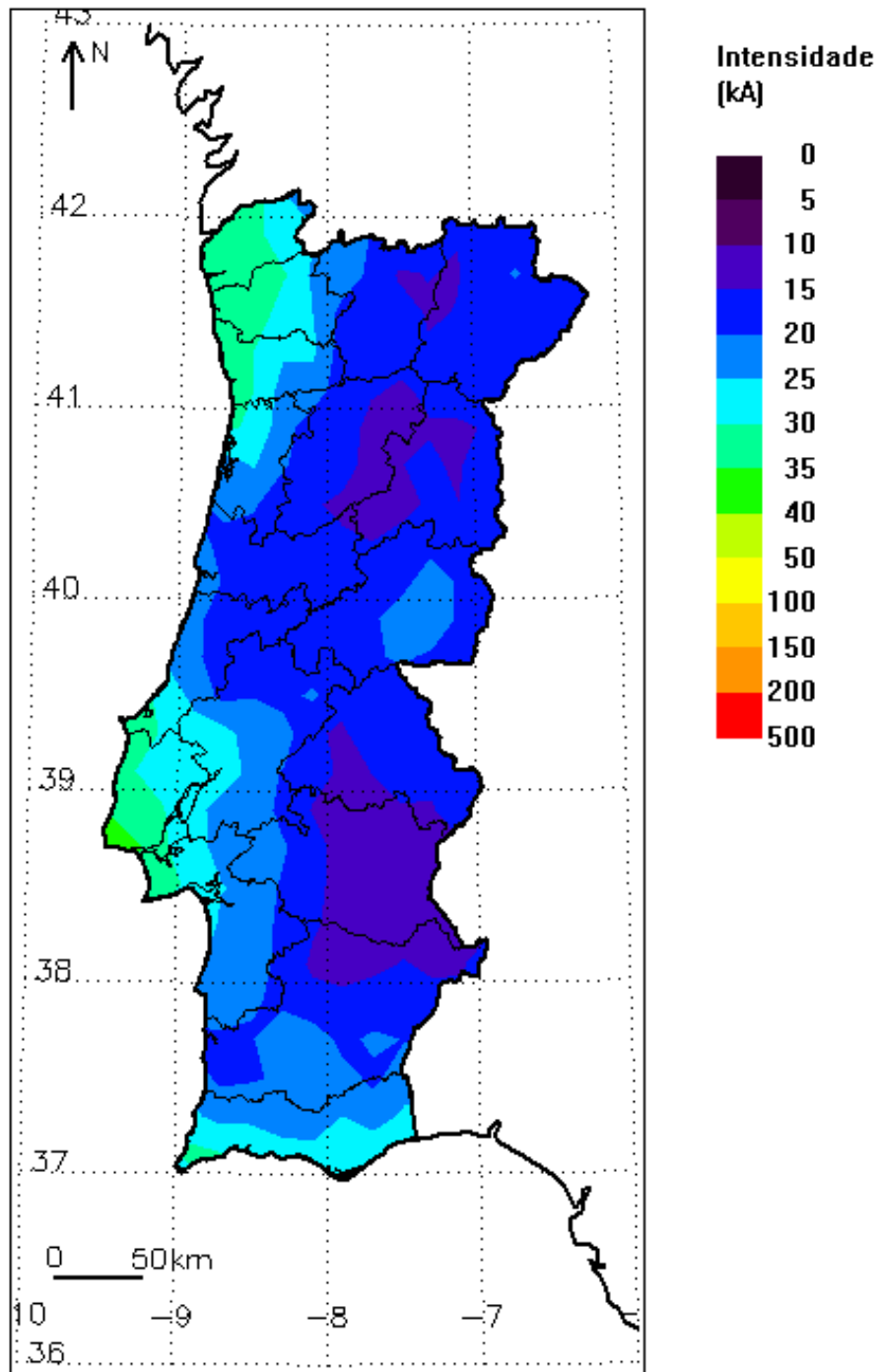


Fig.3.25 – Distribuição espacial da intensidade de corrente eléctrica média associada às DEA NS, para o período de 2003 a 2009, com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Outro parâmetro característico da DEA NS é a sua multiplicidade. As DEA-NS podem ser compostas por um único raio ou por sequências de múltiplos raios, conduzidos através do mesmo canal de propagação, transferindo grandes quantidades de corrente eléctrica que podem variar, geralmente, de 1 kA até 300 kA, com uma duração nominal de 20 a 50 μ s, separadas por um intervalo de tempo de 20 a 100 ms. Tipicamente, cada DEA NS pode gerar 2 a 3 raios subsequentes, mas pode atingir os 20 raios. O número de raios gerados por uma DEA representa a sua multiplicidade.

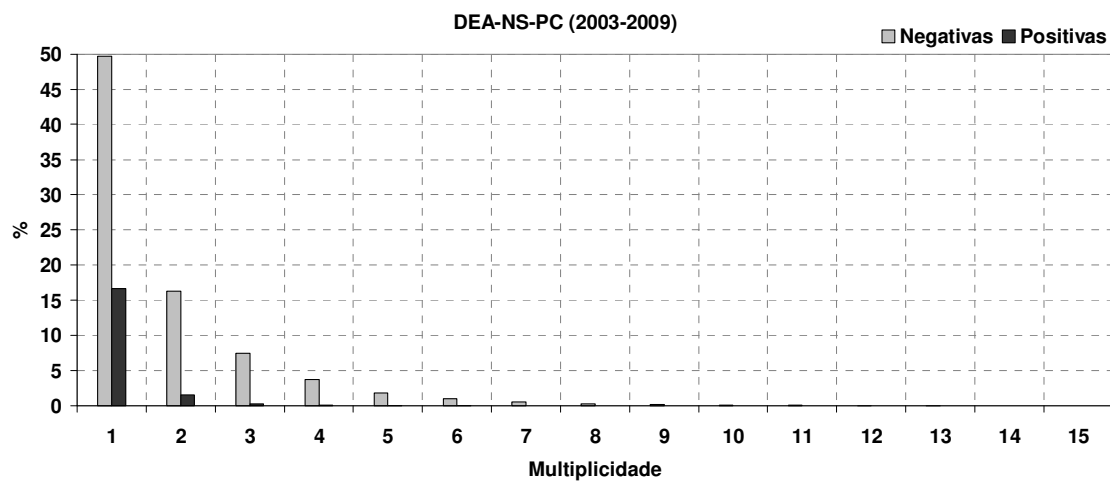


Fig.3.26 – Distribuição da multiplicidade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Na figura 3.26 observa-se que a maioria das DEA NS apresentam um único raio, sejam negativas (49,7 %) ou positivas (16,7 %), podendo apresentar no máximo até 15 raios. Registaram-se apenas 5 negativas e 1 positiva com multiplicidade de 15 no período de 2003 a 2009.

2. Classificação de padrões de eventos de trovoada

2.1. Padrões temporais

A classificação dos ETPC segundo diferentes tipos resulta da integração temporal e da análise espacial na H_{mat} , com base nas restrições espaciais aplicadas já referidas anteriormente no capítulo II. Foi utilizada a designação - evento total (E_{total}) - para distinguir da hora em que ocorre a fase de maturação (H_{mat}), permitindo identificar as características referentes ao ETPC como um todo, desde o seu início até à sua última ocorrência de DEA NS. Após a determinação de cada ETPC, os resultados obtidos relativamente aos parâmetros de número de ocorrências (E_{total} e H_{mat}) e da D_{ETPC} foram tratados de forma estatística (frequência, valores médios, máximos e mínimos), tendo sido cada ETPC posteriormente enquadrado numa região representativa do território de PC (Norte, Centro ou Sul). No Anexo digital – Dados encontra-se a lista de ETPC correspondente ao período em estudo. Podemos constatar pelo quadro 3.5, que o tipo de ETPC mais frequente é o *local* (52,4 %), seguido do *multilocal* (33,7 %).

ETPC	E_{total}		Frequência		H_{mat}	
	Nº DEA	Freq (%)	Absoluta	Relativa	Nº DEA	Freq (%)
<i>Local</i>	40.873	23,8	193	52,4	14.720	36,0
<i>Multilocal</i>	49.963	29,1	124	33,7	14.422	28,9
<i>Regional</i>	74.285	43,3	49	13,3	19.966	26,9
<i>Generalizado</i>	6.615	3,9	2	0,5	1.808	27,3

Quadro 3.5 – Características da tipologia de ETPC.

Em termos do E_{total} , o maior número de ocorrências de DEA pertence ao tipo *regional*, com uma frequência de 43,3 %, seguido do tipo *multilocal* com 29,1 %. Relativamente à H_{mat} , verificou-se que no caso do tipo *local* 36,0 % das DEA se encontram concentradas nessa hora, sendo que os restantes tipos apresentam aproximadamente 28,0 %. A atribuição do tipo é efectuada relativamente a H_{mat} , aplicando-se as restrições espaciais definidas anteriormente, no capítulo II (quadro 2.11).

2.2. Padrões espaciais

A classificação segundo tipos é efectuada com base na distância das DEA NS agrupadas no mesmo ETPC e no cálculo da área do polígono que as delimita, sendo finalmente atribuído um índice de forma (I_f) a esse mesmo polígono. Os valores médios da área, obtidos para os diferentes tipos, podem ser consultados no quadro 3.6. Apenas no tipo *regional* foi calculado o I_f .

ETPC	E_{total}		H_{mat}			
	Nº DEA	D_{ETPC} (dec)	Hora (dec)	Nº DEA	Área (km ²)	I_f
<i>Local</i>	211,8	5,1	13,7	76,3	3.899,9	---
<i>Multilocal</i>	402,9	7,4	14,6	116,3	2.196,2	---
<i>Regional</i>	1.516,0	10,6	13,9	407,5	24.840,4	0,740
<i>Generalizado</i>	3.307,5	11,1	15,5	904,0	65.230,0	---

Quadro 3.6 – Características da tipologia de ETPC (valores médios).

Em média, o tipo que apresenta maior frequência de DEA NS é o *generalizado*, relacionando-se este resultado com o facto de apenas existirem dois ETPC que fazem parte da amostra em análise. A duração do evento é mais curta no caso do tipo *local* (≈ 5 h) e mais extensa no caso do tipo *generalizado* (≈ 11 h). Valores típico de H_{mat} ocorrem entre aproximadamente as [14-16] h, antecedendo ligeiramente o pico de ocorrência horária entre as [16-17] h, identificado na integração do ciclo diurno para a totalidade das DEA NS do período em estudo.

A área representativa de cada tipo é um parâmetro muito importante nesta caracterização, pois é o primeiro factor que permite distinguir os tipos de ETPC. A área do tipo *local* apresenta, em média, dimensões de aproximadamente 3.900 km² e o tipo *multilocal* de 2.200 km², sendo este resultado justificado pelo facto de, no caso de múltiplos aglomerados de DEA NS, os mesmos apresentarem geralmente uma menor dimensão comparativamente a aglomerados isolados. As áreas correspondentes aos tipos *regional* e *generalizado* apresentam dimensões superiores a 24.000 km², estando estes possivelmente englobados em sistemas meteorológicos de escala sinóptica.

Foram calculados os I_f para distinguir dois tipos de padrão espacial: *linear* (forma mais irregular/alongada) ou *elíptico* (forma mais regular/oval ou circular) que

correspondem, em média, respectivamente a 0,621 e 0,792. O valor médio total apurado para o I_f foi de 0,740 concluindo-se que para a amostra em estudo os ETPC do tipo *regional-elíptico* são os mais frequentes. O valor limiar de distinção entre os dois tipos de forma é 0,700 (quadro 2.11). Nos quadros seguintes (3.7 a 3.10) são apresentados valores máximos, médios, mínimos e desvio padrão de alguns parâmetros de cada tipo de ETPC. A D_{ETPC} e a H_{mat} apresentam-se em horas e partes decimais de hora.

ETPC <i>Local</i>	E_{total}		H_{mat}			
	Nº DEA	D_{ETPC} (dec)	Hora (dec)	Nº DEA	Área (km ²)	I_f
Máximo	2.238,0	28,1	23,0	815,0	28.867,1	---
Média	211,8	5,1	13,7	76,3	3.899,9	---
Mínimo	7,0	0,5	0,0	5,0	14,8	---
Desvio Padrão	329,3	3,7	5,4	108,1	4.165,0	---

Quadro 3.7 – Características da tipologia de ETPC *local*.

ETPC <i>Multilocal</i>	E_{total}		H_{mat}			
	Nº DEA	D_{ETPC} (dec)	Hora (dec)	Nº DEA	Área (km ²)	I_f
Máximo	3.857,0	33,4	23,0	953,0	14.829,3	---
Média	402,9	7,4	14,6	116,3	2.196,2	---
Mínimo	12,0	1,3	1,0	9,0	0,1	---
Desvio Padrão	527,7	5,4	3,8	137,7	3.122,5	---

Quadro 3.8 – Características da tipologia de ETPC *multilocal*.

ETPC <i>Regional</i>	E_{total}		H_{mat}			
	Nº DEA	D_{ETPC} (dec)	Hora (dec)	Nº DEA	Área (km ²)	I_f
Máximo	5.159,0	43,3	23,0	1.513,0	51.322,5	0,890
Média	1.516,0	10,6	13,9	407,5	24.840,4	0,740
Mínimo	209,0	3,0	0,0	65,0	15.215,2	0,453
Desvio Padrão	1.097,6	6,1	4,7	308,5	8.647,0	0,097

Quadro 3.9 – Características da tipologia de ETPC *regional*.

ETPC <i>Generalizado</i>	E_{total}		H_{mat}			
	Nº DEA	D_{ETPC} (dec)	Hora (dec)	Nº DEA	Área (km ²)	I_f
Máximo	4.306,0	12,5	17,0	1.149,0	69.117,6	---
Média	3.307,5	11,1	15,5	904,0	65.230,0	---
Mínimo	2.309,0	9,7	14,0	659,0	61.342,5	---
Desvio Padrão	1.412,1	2,0	2,1	346,5	5.497,8	---

Quadro 3.10 – Características da tipologia de ETPC *generalizado*.

Relativamente ao número de ocorrência de DEA NS, verifica-se em muitos casos um valor de desvio padrão superior à média indicando uma grande dispersão de valores, seja no E_{total} , seja na H_{mat} , nos tipos *local* e *multilocal*. Também se verifica uma

No entanto, existem casos de ETPC que estão localizados no limite de 2 regiões, e nesse caso foram adicionadas regiões para evidenciar esse efeito (Norte/Centro, Centro/Sul, Norte/Centro/Sul), e ainda outra região específica do tipo *multilocal* (Norte/Sul). Independentemente do tipo, verificou-se que a região mais afectada foi o Sul com 20,9 %, seguida pela região Norte com 19,8 % dos casos (quadro 3.11). O tipo de ETPC mais frequente ocorreu simultaneamente nas regiões Sul e Norte – *local* – com aproximadamente 18 % das ocorrências do total (quadro 3.11).

Tipo/Região	Norte	Norte/Centro	Centro	Centro/Sul	Sul	N/C/S	Norte/Sul
<i>Local</i>	16,3	7,3	5,2	5,2	17,9	0,5	0,0
<i>Multilocal</i>	3,5	8,4	0,3	8,4	2,7	8,2	2,2
<i>Regional</i>	0,0	3,5	0,0	3,3	0,3	6,3	0,0
<i>Generalizado</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
Total	19,8	19,3	5,4	16,8	20,9	15,5	2,2

Quadro 3.11 – Frequência de tipologia de ETPC em regiões.

Relativamente à distribuição espacial de cada tipo de ETPC, foi possível constatar os resultados de frequência apresentados no quadro 3.11 através da análise dos mapas de densidade média (numa grelha regular de $0.2^\circ \times 0.2^\circ$) e que se apresentam nas figuras 3.2 a 3.5.

De salientar os padrões de distribuição espacial observados no tipo *local* (figura 3.2), onde é notório o máximo na região interior Sul (centrado aproximadamente a 38.10°N e 8.10°W), seguido de um submáximo na região interior Norte (centrado aproximadamente a 40.90°N e 7.50°W). No caso do tipo *multilocal* (figura 3.3), os máximos apresentam-se distribuídos também nas regiões interior Norte e Sul, mas neste caso com menor densidade. No caso do tipo *regional* (figura 3.4), é interessante observar uma elevada densidade no eixo central de PC. O tipo *generalizado* (figura 3.5) apresenta, comparativamente, uma menor densidade de DEA NS, facto que se compreende, pois as DEA NS apresentam-se muito dispersas e verificaram-se em apenas dois ETPC, como se referiu anteriormente.

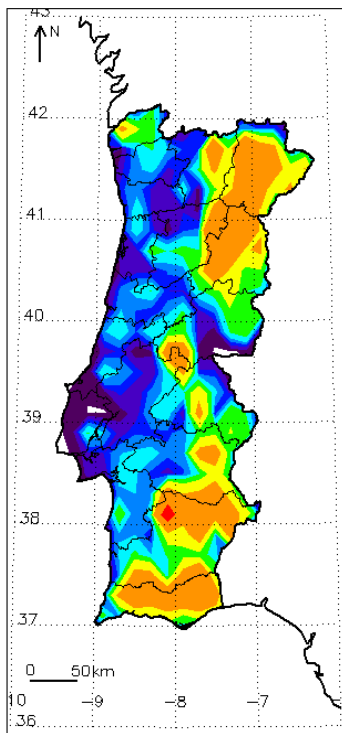


Fig.3.2 – Mapa de densidade média de ETPC do tipo *local* na H_{mat} .

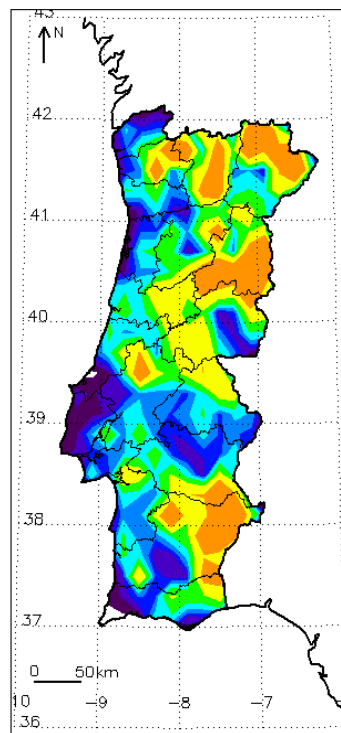


Fig.3.3 – Mapa de densidade média de ETPC do tipo *multilocal* na H_{mat} .

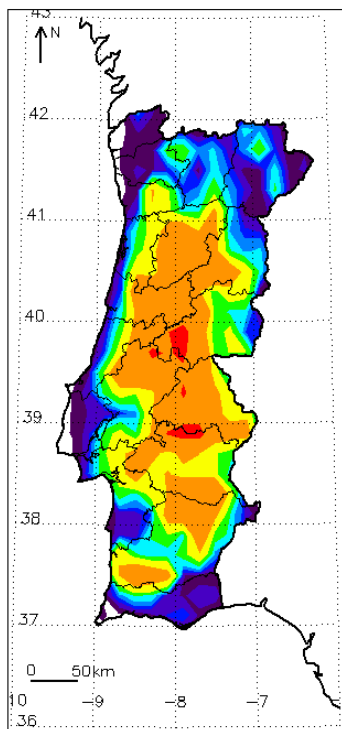


Fig.3.4 – Mapa de densidade média de ETPC do tipo *regional* na H_{mat} .

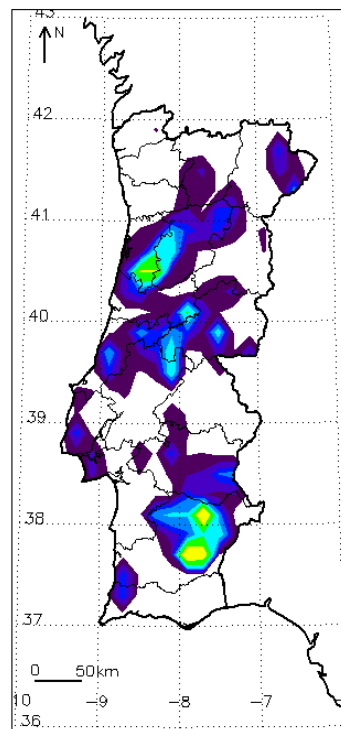


Fig.3.5 – Mapa de densidade média de ETPC do tipo *generalizado* na H_{mat} .

No quadro 3.12 verifica-se que o tipo *local* prevalece, apresentando uma maior incidência nas regiões do Sul. Neste mesmo quadro observa-se ainda, para cada mês, qual o tipo de ETPC mais frequente e qual a região em que este possui uma maior incidência.

Mês	Região	Tipo
Janeiro	Centro/Sul	Multilocal
Fevereiro	Centro/Sul, Sul	Multilocal, Local
Março	Sul	Local
Abril	Norte/Centro, Sul, Norte/Centro/Sul	Multilocal, Local, Regional
Maió	Norte/Centro	Multilocal
Junho	Norte	Local
Julho	Norte	Local
Agosto	Norte	Local
Setembro	Sul	Local
Outubro	Sul	Local
Novembro	Sul	Local
Dezembro	Sul	Local

Quadro 3.12 – Distribuição mensal de ETPC por região e o respectivo tipo mais frequente.

Na figura 3.6 observa-se a distribuição mensal de ETPC com distinção do tipo, sendo o tipo local predominante, à excepção dos meses de Janeiro, Fevereiro e Maio, nos quais se evidencia o tipo *multilocal*. O tipo *regional* atinge um máximo nos meses de Setembro.

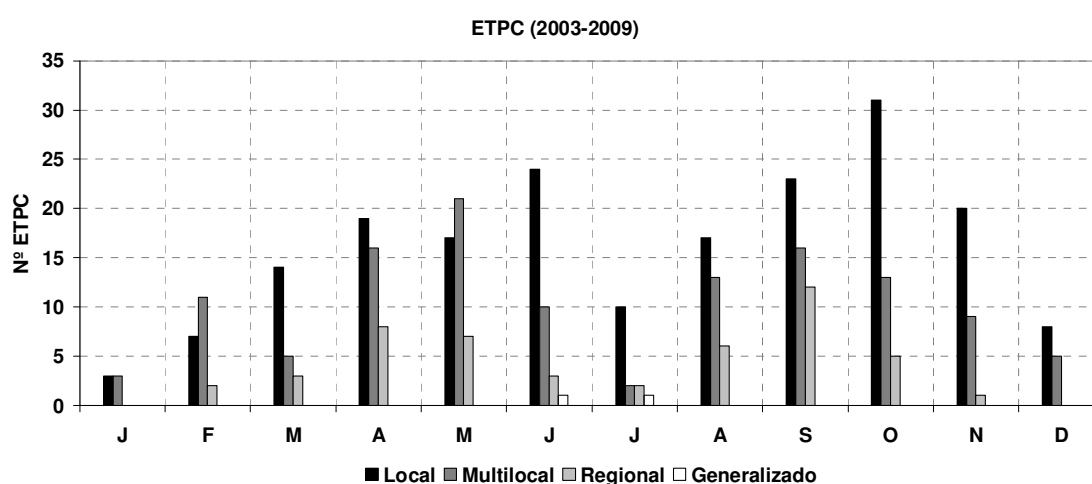


Fig.3.6 – Distribuição mensal de cada tipo de ETPC para o período de 2003 a 2009.

Ainda em relação à frequência de ETPC é possível observar a sua distribuição ao longo do ano no quadro 3.13. Verifica-se que o mês de Setembro apresenta maior frequência de ETPC (13,9%), seguido pelo mês de Outubro (13,3%), ambos dominados pelo tipo *local*, realçando a época sazonal do Outono. Resultados preliminares deste estudo foram obtidos por Fragoso *et al.* (2011) relativos ao mês de Setembro, onde se verifica a predominância do tipo *local* (46 %). Na figura 3.7 são apresentados resultados para as diferentes épocas sazonais.

Mês	Nº ETPC	Frequência (%)
Janeiro	6	1,63
Fevereiro	20	5,43
Março	22	5,98
Abril	43	11,68
Maio	45	12,23
Junho	38	10,33
Julho	15	4,08
Agosto	36	9,78
Setembro	51	13,86
Outubro	49	13,32
Novembro	30	8,15
Dezembro	13	3,53

Quadro 3.13 – Frequência mensal de ETPC independentemente do tipo.

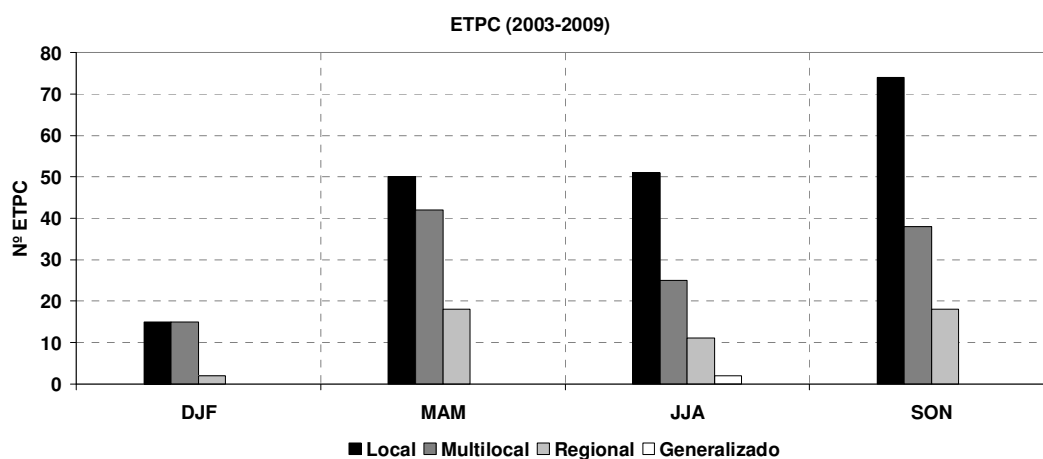


Fig.3.7 – Distribuição sazonal de cada tipo de ETPC para o período de 2003 a 2009.

Na figura 3.7 podemos observar a distribuição de cada tipo de ETPC pelas épocas sazonais, confirmando os resultados obtidos relativamente à distribuição mensal. No Outono observa-se concentração mais elevada do tipo local, em contraste com os restantes tipos. Por oposição, no Inverno, os tipos *local* e *multilocal* são praticamente indistinguíveis.

CAPÍTULO IV - CASOS DE ESTUDO

1. Critérios e limitações de selecção

Neste capítulo apresentam-se casos ilustrativos de cada tipo de ETPC (*local, multilocal, regional e generalizado*), analisando em detalhe algumas das suas características, nomeadamente a evolução temporal e incidência espacial das DEA NS que lhes estão associadas. O critério de selecção tem como base a escolha de casos extremos de ETPC, i.e. eventos referentes a dias com trovoadas, com número de ocorrências acima do percentil 90 (> 704 DEA), tendo sido obtidos 89 eventos, dos quais foram seleccionados 5 casos de estudo característicos.

Foram efectuadas análises temporais detalhadas dos ETPC seleccionados, recorrendo a contagens de DEA NS em intervalos de 60, 30 e 10 minutos, para determinar o período de ocorrência extrema (P_{ext}), correspondente a 10 min incluídos na H_{mat} . Nesta análise foram utilizados gráficos de evolução temporal em 30 min e mapas de ocorrência e densidade na H_{mat} . Adicionalmente, informação sobre a duração de cada ETPC (D_{ETPC}) e as frequências absoluta e relativa de DEA NS, são apresentadas no quadro 4.1.

Complementarmente, a análise dos casos de estudo foi efectuada com o auxílio de imagens de satélite de órbita geostacionária (MSG-SEVIRI da EUMETSAT) e polar (EOS-AQUA-MODIS da NASA), e de radar meteorológico em PC, através de uma comparação da nebulosidade e potencial precipitação observadas com a distribuição espacial das DEA NS, na H_{mat} de cada ETPC. No Anexo, apresentam-se as cartas de análise de superfície e aos 500 mb, representando alguns aspectos fundamentais da situação sinóptica na génese de cada ETPC.

As limitações encontradas relativamente à selecção dos casos de estudo estão relacionadas com os seguintes factores:

1. disponibilidade de imagens de satélite e/ou resolução adequada;
2. disponibilidade de imagens radar meteorológico dentro do alcance útil;
3. disponibilidade de re-análises de alguns parâmetros e/ou resolução adequada.

As condições favoráveis ao desenvolvimento da trovoada dependem do estado da atmosfera, nomeadamente da existência de instabilidade do ar (gradiente vertical da temperatura do ar superior ao gradiente adiabático do ar húmido saturado), elevado conteúdo de vapor de água nas camadas inferiores, e mecanismos que forcem a ascensão do ar húmido (passagem de superfícies frontais, convergência de massas de ar, orografia, aquecimento do ar junto à superfície terrestre).

Um parâmetro usado na determinação de condições termodinâmicas favoráveis ao desenvolvimento de nuvens convectivas é o CAPE (*Convective Available Potential Energy*), que é uma medida objectiva da instabilidade latente que pode ser libertada por mecanismos forçadores e por elevado conteúdo de humidade em níveis inferiores. Outro possível parâmetro é o total de água precipitável TPW (*Total Precipitable Water*), sendo um bom indicador do vapor de água contido numa coluna vertical de área unitária, da superfície até ao topo da atmosfera.

Apresentam-se de seguida os casos de estudo seleccionados e informação relevante sobre os mesmos no quadro 4.1, onde se indica: H_{mat} (hora em que ocorre a fase de maturação, em UTC), P_{ext} (período de ocorrência extrema em 10 min, na H_{mat}), I_f (índice de forma do padrão espacial), D_{ETPC} (duração do evento, horas e partes decimais de hora) e E_{total} (evento total).

Tipo de ETPC	Data	H_{mat} (UTC)	P_{ext} (10min)	I_f [0-1]	D_{ETPC} (dec)	NºDEA		
						E_{total}	H_{mat}	P_{ext}
Local	05-05-2007	18-19	50-00	---	5,18	2011	815 (40,5 %)	203 (10,1 %)
Multilocal	13-09-2009	16-17	50-00	---	17,82	2011	470 (23,4 %)	120 (6,0 %)
Regional-Eliptica	11-09-2007	18-19	10-20	0,890	6,03	3039	1130 (37,2 %)	215 (7,1 %)
Regional-Linear	16-02-2007	12-13	30-40	0,680	7,22	1220	349 (28,6 %)	83 (6,8 %)
Generalizado	16-06-2006	14-15	20-30	---	12,45	4306	1149 (26,7 %)	227 (5,3 %)

Quadro 4.1 – Informação relativa aos casos de estudo de ETPC seleccionados.

1.1. Tipo local

Na figura 4.1 observa-se a evolução temporal, em períodos de 30 min, de um ETPC do tipo *local*, referente a um episódio de Primavera, ocorrido no dia 5 de Maio de 2007. A H_{mat} corresponde ao período entre as [18-19] h, representando 40,5 % das DEA

NS relativo ao E_{total} . O intervalo do P_{ext} ocorreu entre [50-00] min, com 203 DEA, correspondendo a 10,1 % do total das observações. Verifica-se a prevalência de DEA NS negativas ao longo da sua evolução, para além de um ligeiro pico de positivas na H_{mat} . Na figura 4.2 apresenta-se a distribuição temporal das DEA NS na H_{mat} , sendo possível observar 3 aglomerados, encontrando-se apenas um deles enquadrado no território de PC, tendo sido classificado como *local*. Apresenta uma configuração bastante confinada e concentrada no tempo, na proximidade da cidade de Beja, como se pode observar pelos valores elevados de densidade ($> 0,63 \text{ DEA/km}^2$) na figura 4.3.

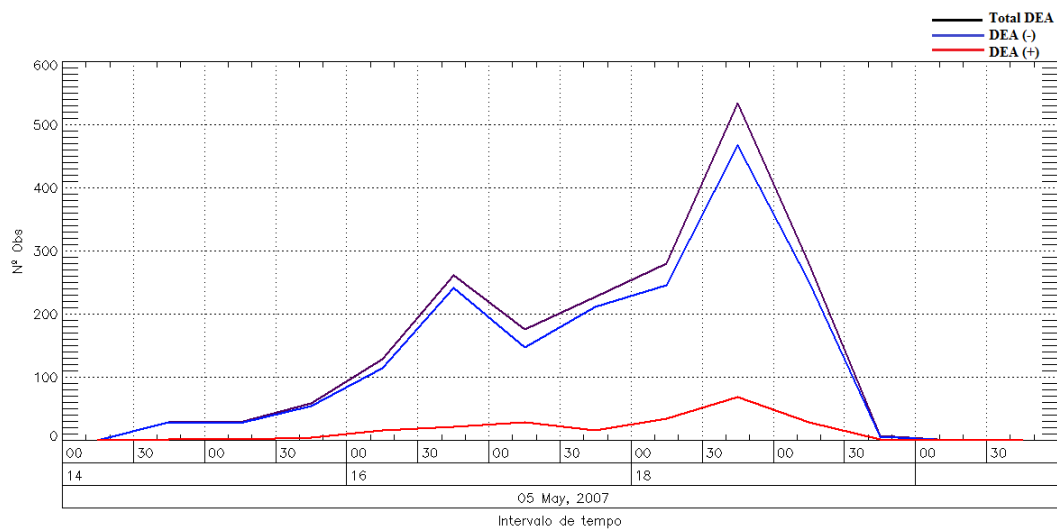


Fig.4.1 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 05-05-2007.

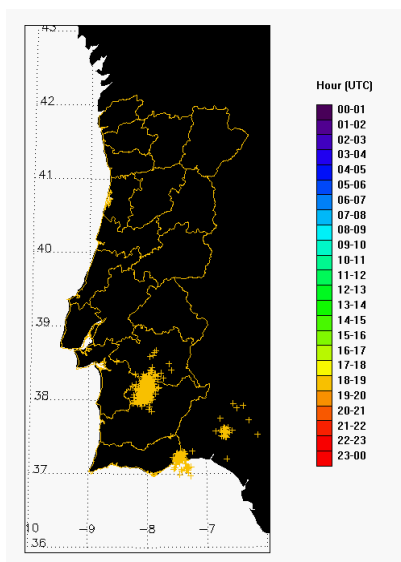


Fig.4.2 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC).

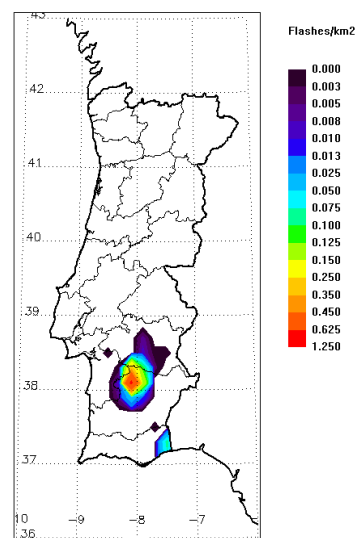


Fig.4.3 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC).

Na figura 4.4 é possível observar o padrão de nebulosidade coincidente com a localização das DEA NS observadas anteriormente. Na figura 4.5 observa-se a distribuição do vapor de água em níveis médios e altos, onde valores mais elevados de humidade, a cor branca, realçam a estrutura convectiva observada no Sul de PC.

Nas figuras 4.6 e 4.7 apresenta-se o produto da precipitação acumulada numa hora (RAIN1, detectada aproximadamente a 800 m de altitude), respectivamente no desenvolvimento e na H_{mat} , observando-se nesta última valores na ordem de 20 mm, coincidentes com a nebulosidade e as DEA NS observadas, confirmando a hipótese do tipo *local*. Na figura 4.8 apresenta-se o produto de máximo de reflectividade (MAXZ, projectado no plano horizontal) no P_{ext} onde ocorrem valores na ordem de 45 dBZ, na região onde se observa a nebulosidade, sendo os mesmos projectados na lateral da imagem, indicativo da extensão e do núcleo de nuvens associado. Ainda na figura 4.9, apresenta-se o produto de integração da água líquida e sólida (VIL), onde se observam valores elevados na ordem de 20 mm, sendo um bom indicador da ocorrência de granizo. Conjugando a informação apresentada nas figuras 4.2 a 4.9, verifica-se que este evento do tipo *local* esteve associado a um sistema convectivo isolado. Neste caso específico, com informação adicional de imagens de RADAR para o E_{total} , foi possível verificar uma boa correspondência temporal (figura 4.1) entre os períodos de maior actividade de DEA NS e de produção de precipitações intensas, assim como na configuração espacial das áreas de distribuição dos dois fenómenos. Foi possível observar a evolução deste sistema convectivo isolado, iniciado na proximidade de Ponte de Sôr (Alto Alentejo) por volta das 15:20 h, deslocando-se para Sul, atingido a sua maior actividade na proximidade de Beja, e dissipando-se por volta das 19:30 h na proximidade de Castro Verde.

A distribuição do parâmetro CAPE (figura 4.10) na H_{mat} , revela a presença de algumas condições de instabilidade termodinâmica (< 300 J/kg) no interior alentejano, reforçadas pela distribuição de TPW (figura 4.11) em PC, observando-se valores superiores a $16,2$ kg/m² no interior do Alentejo e Algarve. A re-análise do parâmetro CAPE só está disponível para as 00 e 12 UTC.



Fig.4.4 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (05-05-2007, 18:00 UTC). Fonte: NEODAAS.

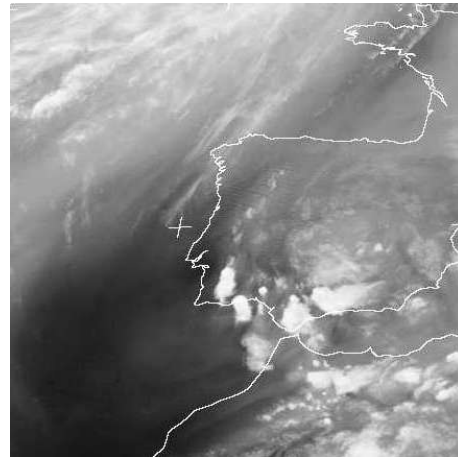


Fig.4.5 – Imagem de satélite MSG SEVIRI de vapor de água (05-05-2007, 18:00 UTC). Fonte: NEODAAS.

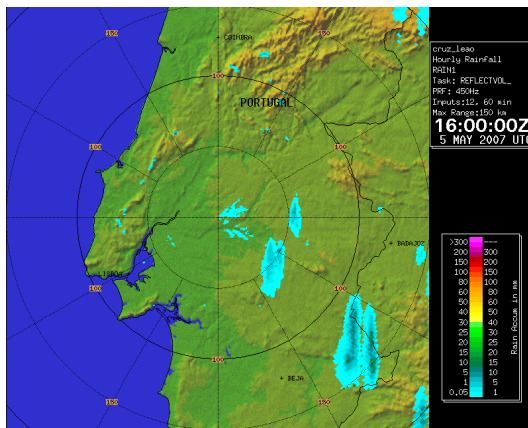


Fig.4.6 – Imagem de RADAR (C/CL), produto RAIN1 (05-05-2007, 15:00-16:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

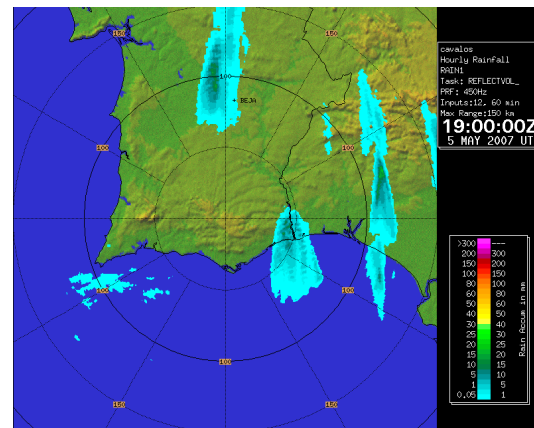


Fig.4.7 – Imagem de RADAR (L/CC), produto RAIN1 (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

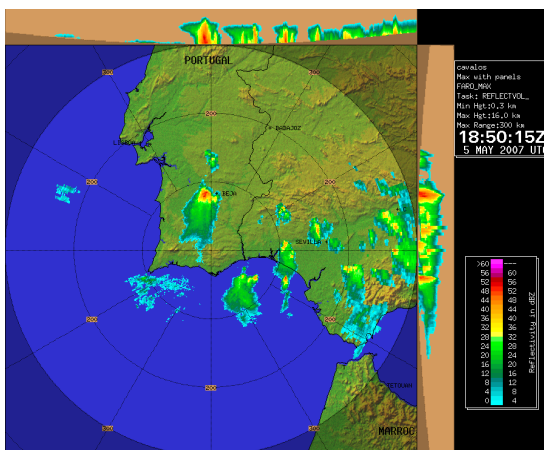


Fig.4.8 – Imagem de RADAR (L/CC), produto MAXZ (05-05-2007, 18:50 UTC). Fonte: IM, I.P.

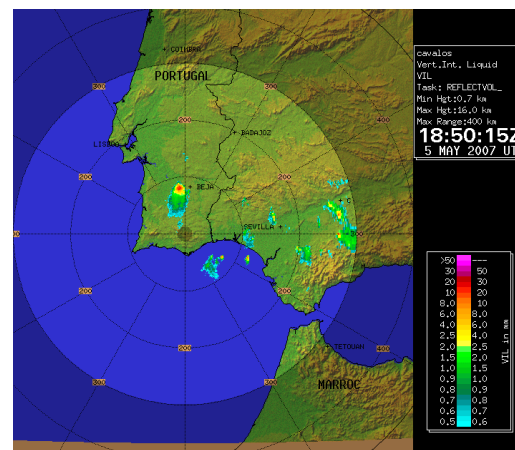


Fig.4.9 – Imagem de RADAR (L/CC), produto VIL (05-05-2007, 18:50 UTC). Fonte: IM, I.P.

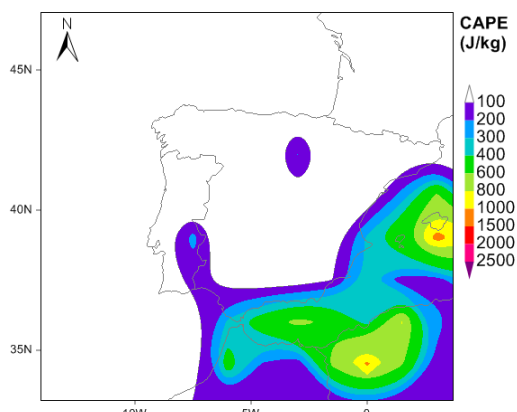


Fig.4.10 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (05-05-2007, 18:00 UTC). Fonte: ECMWF.

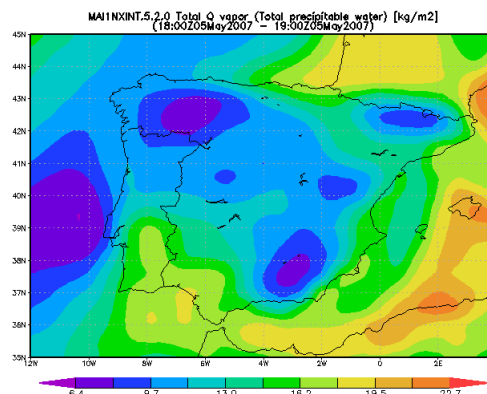


Fig.4.11 – TPW (kg/m^2), reanálise MERRA (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

Este ETPC esteve associado a uma situação sinóptica marcada pela conjugação entre um anticiclone na região dos Açores e uma depressão (não frontal) sobre a PI, dando origem a um fluxo de N sobre PC. Um vale depressionário em altitude, associado ao aquecimento à superfície, foram favoráveis ao desenvolvimento de nuvens convectivas no Sul de PC (ver em anexo as cartas de superfície e 500 hPa para as 12 h UTC, assim como para os casos seguintes).

1.2. Tipo multilocal

Na figura 4.12 observa-se a evolução temporal, em períodos de 30 min, de um ETPC do tipo *multilocal* referente a um episódio de Outono, ocorrido no dia 13 de Setembro de 2009. A H_{mat} corresponde ao período entre as [16-17] h representando 23,4 % das DEA NS relativo ao E_{total} . O intervalo do P_{ext} ocorreu entre [50-00] min, com 120 DEA correspondendo a 6,0 % do total das observações. Verifica-se a prevalência de DEA NS negativas ao longo da sua evolução, para além de um pico de positivas aproximadamente 30 min antes da H_{mat} . Na figura 4.13 apresenta-se a distribuição temporal das DEA NS na H_{mat} , sendo possível observar vários aglomerados, evoluindo em regiões do interior do território significativamente distanciadas entre si (> 50 km), formando 3 grupos, tendo sido classificado como *multilocal*. Estes grupos organizados de DEA NS distribuem-se pelo Vale do Douro, Beira Interior e interior do Alentejo, atingindo um máximo de densidade de 0,15 DEA/ km^2 (figura 4.14).

Nas figuras 4.15 e 4.16 é possível observar o padrão de nebulosidade, anterior e posterior à H_{mat} , indicando a evolução deste evento, e a presença de diferentes sistemas convectivos e, no conjunto, um padrão espacial muito similar à localização das DEAs NS.

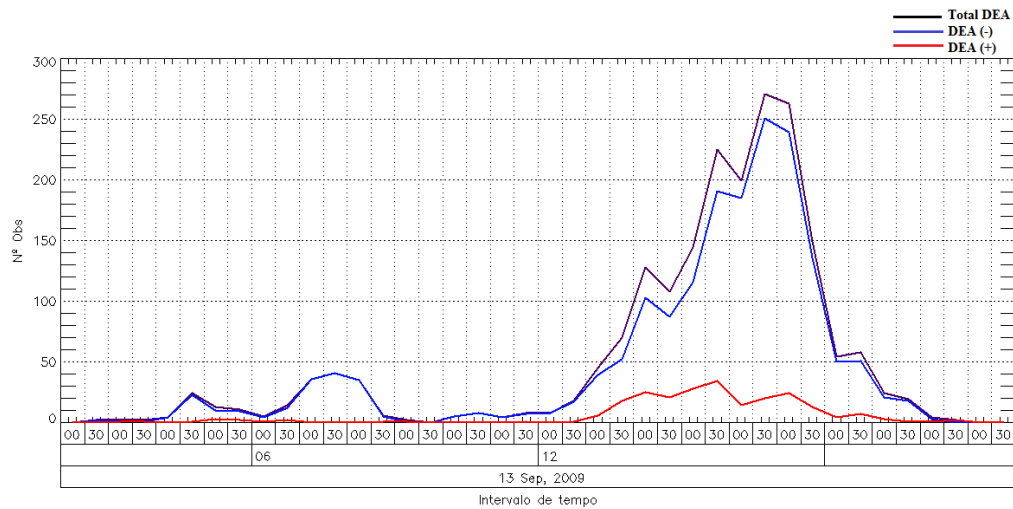


Fig.4.12 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 13-09-2009.

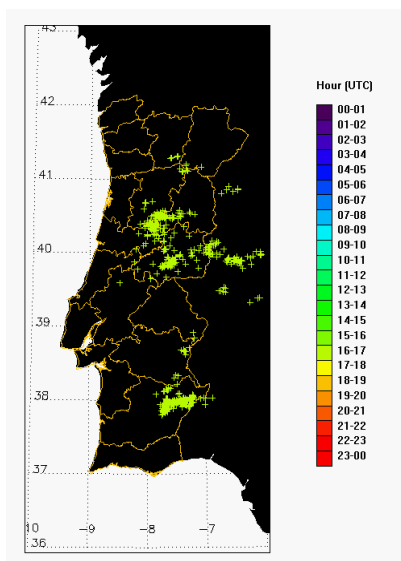


Fig.4.13 – Distribuição espacial das DEAs NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC).

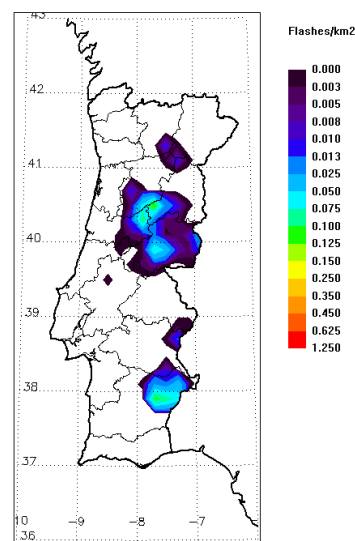


Fig.4.14 – Distribuição espacial da densidade de DEAs NS, em PC na H_{mat} (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC).

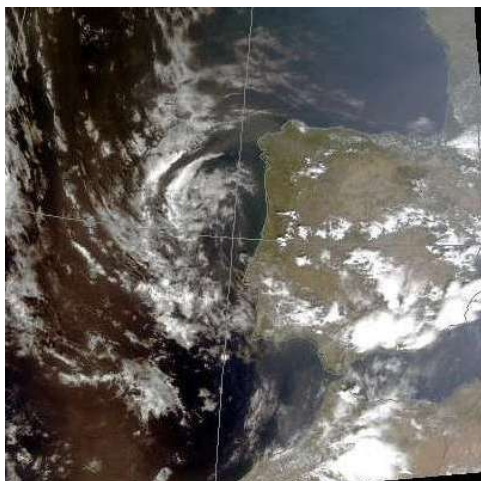


Fig.4.15 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (13-09-2009, 14:08 UTC). Fonte: NEODAAS.

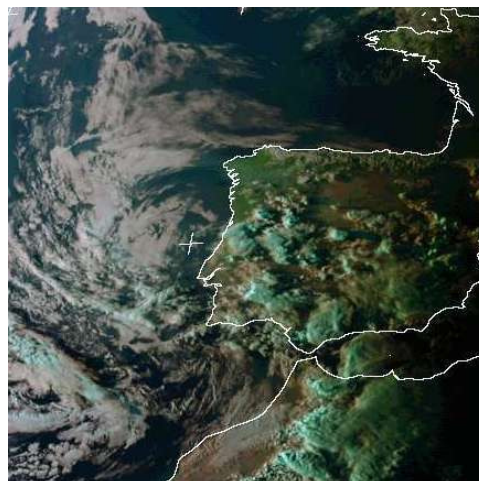


Fig.4.16 – Imagem de satélite MSG-SEVIRI, composição RGB (13-09-2009, 18:00 UTC). Fonte: NEODAAS.

Na figura 4.17 apresenta-se o produto de RAIN na H_{mat} , observando-se valores máximos na ordem de 80 mm, numa célula na proximidade de Castelo Branco (no limite do alcance útil), e zonas com precipitação relativamente coincidentes com a nebulosidade e as DEAS observadas, confirmando a hipótese do tipo *multilocal*. Não foi possível analisar outras células situadas a Norte, devido à insuficiente cobertura do RADAR. No Sul, observam-se também valores elevados de precipitação na H_{mat} . Na figura 4.18, apresenta-se o produto de VIL, onde se observam valores na ordem de 8 mm no P_{ext} . O evento iniciou-se durante a madrugada, na região de Lisboa e Vale do Tejo, progredindo para o interior do Alentejo, e posteriormente, por volta das 13:00 h, desenvolvendo-se em regiões dispersas, demonstrando uma actividade simultânea de diferentes sistemas convectivos e dissipando-se por volta das 18:00 h.

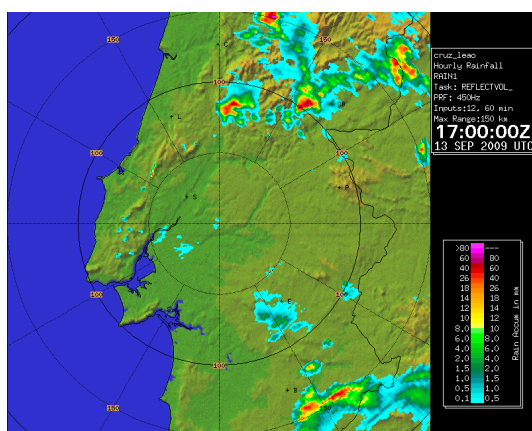


Fig.4.17 – Imagem de RADAR (C/CL) produto RAIN1 (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

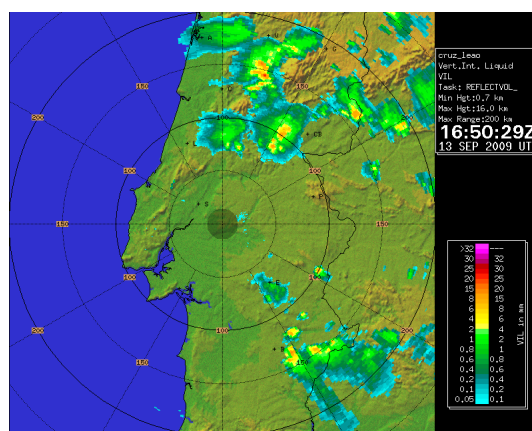


Fig.4.18 – Imagem de RADAR (C/CL) produto VIL (13-09-2009, 16:50 UTC). Fonte: IM I.P.

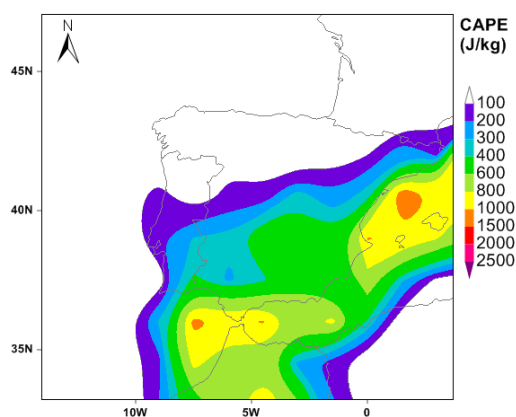


Fig.4.19 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (13-09-2009, 12:00 UTC). Fonte: ECMWF.

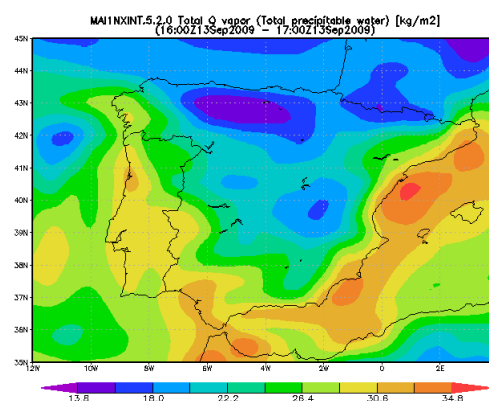


Fig.4.20 – TPW (kg/m²), reanálise MERRA (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

A distribuição do parâmetro CAPE (figura 4.19) na H_{mat} , revela a presença de algumas condições de instabilidade termodinâmica (< 600 J/kg) no Centro e Sul do território, reforçadas pela distribuição de TPW (figura 4.20) em PC, observando-se valores superiores a $26,4$ kg/m².

A situação sinóptica que esteve na origem deste ETPC, foi dominada por uma depressão não frontal à superfície ($P > 1015$ hPa) a W de PC. Nos níveis altos o vale depressionário que se estende do Norte da Europa para a PI, forma uma gota de ar frio (*cut-off low*) centrada sobre a região Norte de PC.

1.3. Tipo regional-elíptico

Na figura 4.21 observa-se a evolução temporal, em períodos de 30 min, de um ETPC do tipo *regional-elíptico*, referente a um episódio de Outono, ocorrido no dia 11 de Setembro de 2007. A H_{mat} corresponde ao período entre as [18-19] h. O intervalo do P_{ext} ocorreu entre [10-20] min, com 215 DEA, correspondendo a 7,1 % do total das observações. Verifica-se a prevalência de DEA NS negativas ao longo da sua evolução, para além de um pico de positivas na H_{mat} que antecede o máximo de negativas. Na figura 4.22 apresenta-se a distribuição temporal das DEA NS na H_{mat} , sendo possível observar um aglomerado de grande dimensão (área ≈ 19.286 km²), tendo sido classificado como *regional-elíptico*. Apresenta uma configuração bastante bem definida

e concentrada no tempo, centrando-se na região do Alto Alentejo, como se pode observar pelos valores elevados de densidade ($> 0,45 \text{ DEA/km}^2$) na figura 4.23.

Nas figuras 4.24 e 4.25 é possível observar o padrão de nebulosidade, anterior e na H_{mat} , iniciando o seu desenvolvimento na fronteira com Espanha por volta das 14:00 h, desenvolvendo-se no interior do Alentejo e dissipando-se em direcção ao litoral Oeste (Península de Setúbal) por volta das 20:00 h.

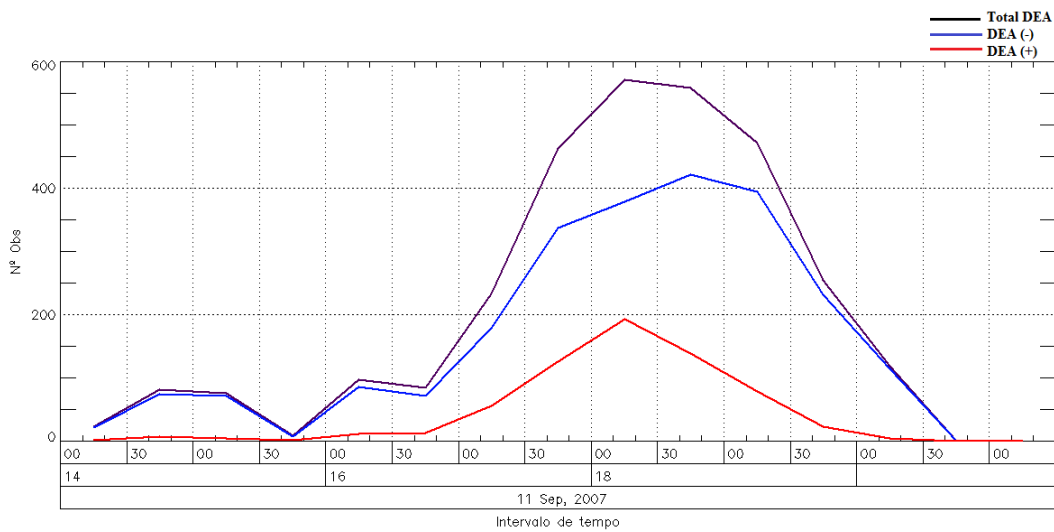


Fig.4.21 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 11-09-2007.

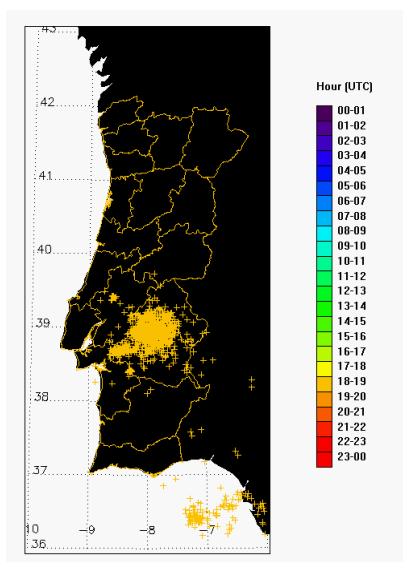


Fig.4.22 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (11-09-2007, 18:00-19:00 UTC).

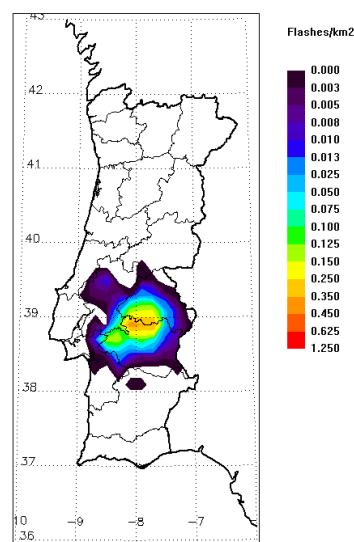


Fig.4.23 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (11-09-2007, 18:00-19:00 UTC).

Na figura 4.26 apresenta-se o produto de RAIN na H_{mat} , observando-se valores na ordem de 20 mm, no interior de um grande sistema convectivo, com uma forma similar à da nebulosidade e das DEAS observadas, aspectos que estão bem em consonância com a classificação atribuída – tipo *regional-elíptico*. Na figura 4.27, apresenta-se o produto de VIL, onde se observam valores na ordem de 25 mm, evidenciando a sua estrutura bastante compacta no P_{ext} e denotando a presença de um sistema convectivo extenso.

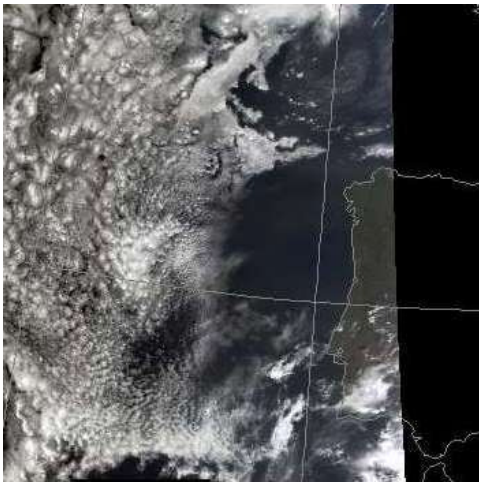


Fig.4.24 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (11-09-2007, 14:35 UTC). Fonte: NEODAAS.

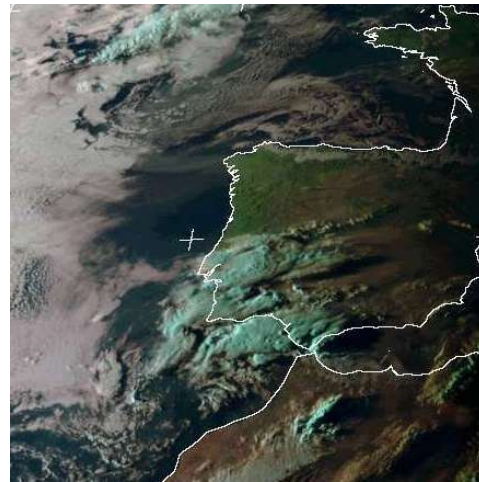
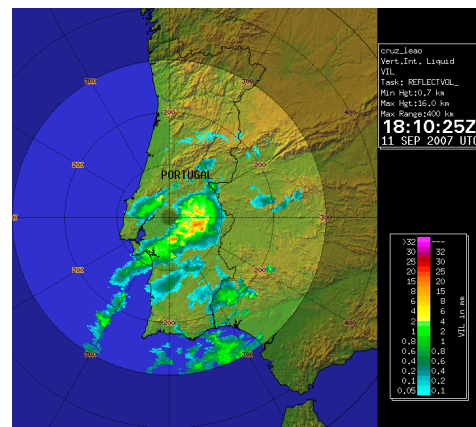
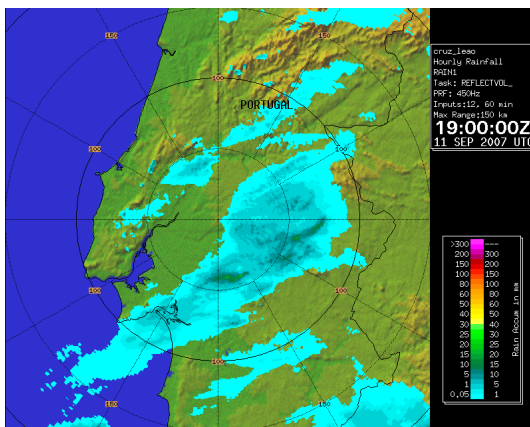


Fig.4.25 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (11-09-2007, 18:00 UTC). Fonte: NEODAAS.



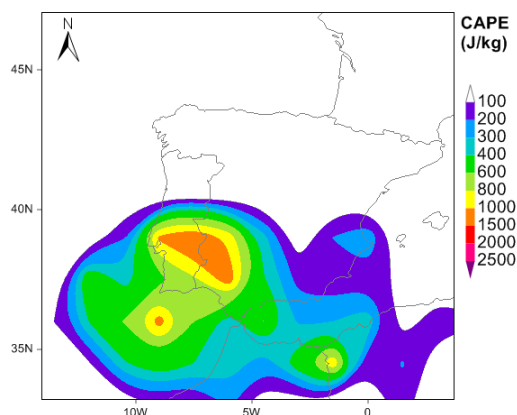


Fig.4.28 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (11-09-2007, 18:00 UTC). Fonte: ECMWF.

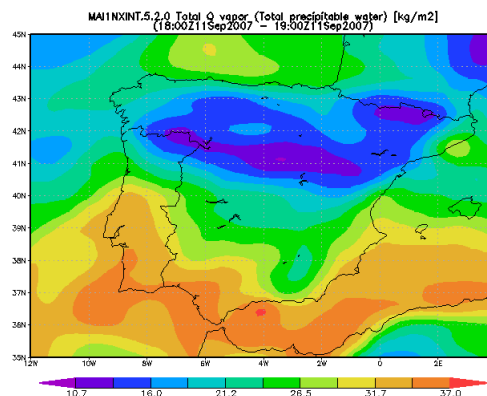


Fig.4.29 – TPW (kg/m²), reanálise MERRA (11-09-2007, 18:00-19:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

A distribuição do parâmetro CAPE (figura 4.28) na H_{mat} , revela a presença de condições moderadas de instabilidade termodinâmica [1000-1500] J/kg, no Sul do território, reforçadas pela distribuição de TPW (figura 4.29) em PC, observando-se valores superiores a 31,7 kg/m².

No que diz respeito à situação sinóptica, observa-se à superfície uma depressão não frontal, com núcleo a Sul do Algarve, enquanto que em altitude é patente a presença de uma gota de ar frio (*cut-off low*). Este caso foi estudado por Ramos *et al.* (2011), tendo sido realçados os valores elevados de temperatura e humidade nos níveis médios. Segundo Nieto *et al.* (2007b) os sistemas do tipo *cut-off low* são os que originam episódios convectivos mais intensos na PI.

1.4. Tipo regional-linear

Na figura 4.30 observa-se a evolução temporal, em períodos de 30 min, de um ETPC do tipo *regional-linear*, referente a um episódio de Inverno, ocorrido no dia 16 de Fevereiro de 2007. A H_{mat} corresponde ao período entre as [12-13] h. O Pext ocorreu entre [30-40] min, com 83 DEA, correspondendo a 6,8 % do total das observações. Verifica-se a prevalência de DEA NS negativas ao longo da sua evolução, sendo que o pico de positivas coincide com o das negativas. Na figura 4.31 apresenta-se a distribuição temporal das DEA NS na H_{mat} , sendo possível observar um aglomerado com uma forma alongada e extensa (área ≈ 31.270 km²), orientado de NW para SE, tendo sido classificado como *regional-linear*. Apresenta uma configuração ao longo de

uma faixa relativamente estreita, abrangendo várias regiões, desde Aveiro até Évora, sendo que os valores de densidade atingem no máximo aproximadamente 0,075 DEA/km² (figura 4.32).

Nas figuras 4.33 e 4.34, observa-se uma extensa e alongada massa nublosa atravessando o território de Portugal Continental de Oeste para Este entre as [12-14] h.

Na figura 4.35 apresenta-se o produto de RAIN na H_{mat}, observando-se valores na ordem de 40 mm na proximidade da cidade de Portel (Distrito de Évora). Não foi possível aceder a imagens do RADAR de C/CL, o que permitiria observar o fenómeno em quase toda a sua extensão. Na figura 4.36, apresenta-se o produto de VIL, onde se observam valores na ordem de 20 mm, num aglomerado de células, evidenciando a sua estrutura bastante alongada no P_{ext}, denotando um sistema convectivo organizado com várias células formando uma estrutura linear, confirmando a classificação que se havia atribuído a este ETPC, como sendo do tipo *regional-linear*.

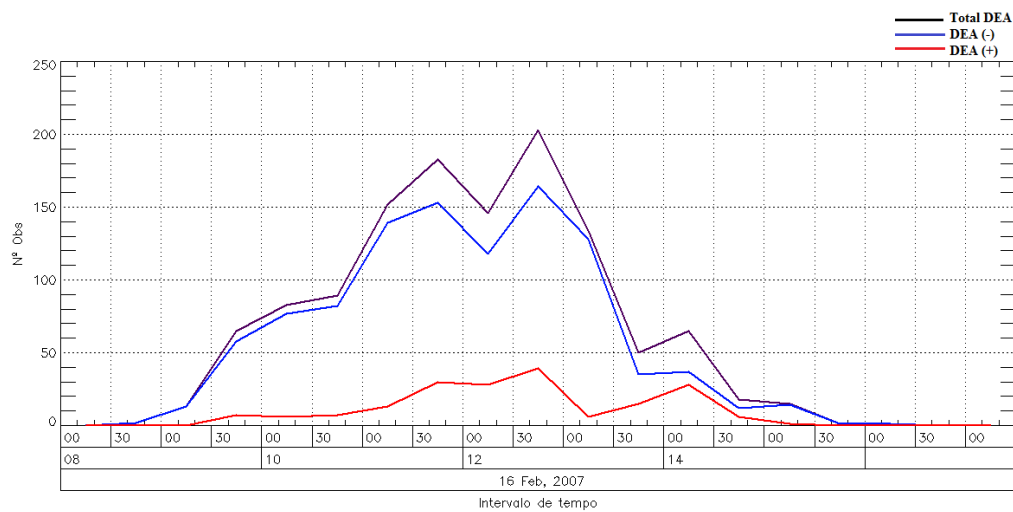


Fig.4.30 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia o dia 16-02-2007.

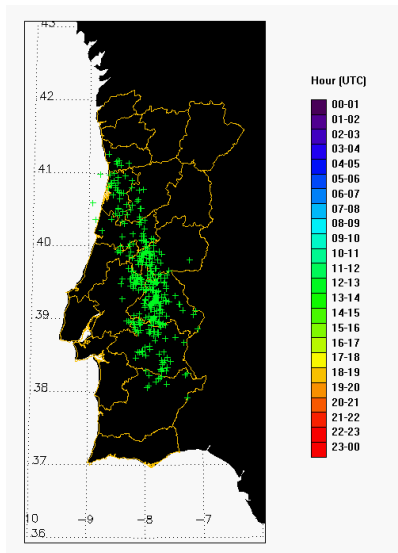


Fig.4.31 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC).

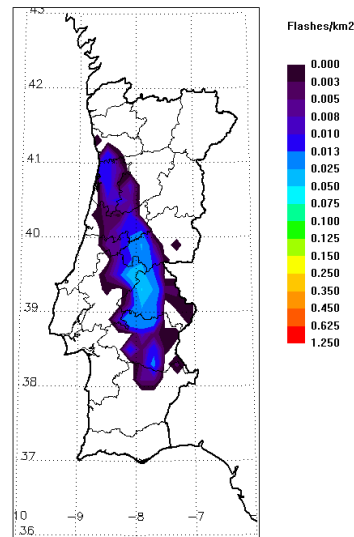


Fig.4.32 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC).

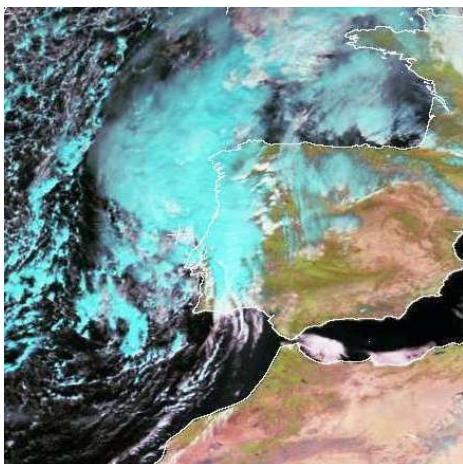


Fig.4.33 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (16-02-2007, 12:00 UTC). Fonte: NEODAAS.

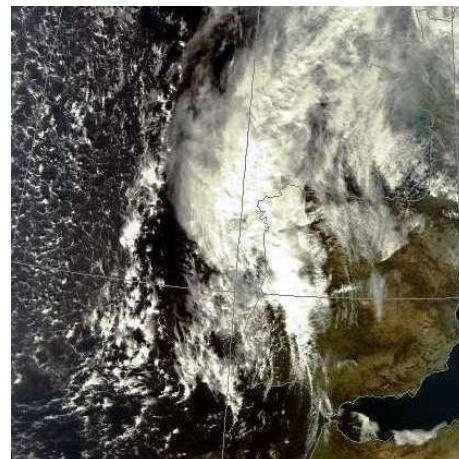


Fig.4.34 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (16-02-2007, 13:40 UTC). Fonte: NEODAAS.

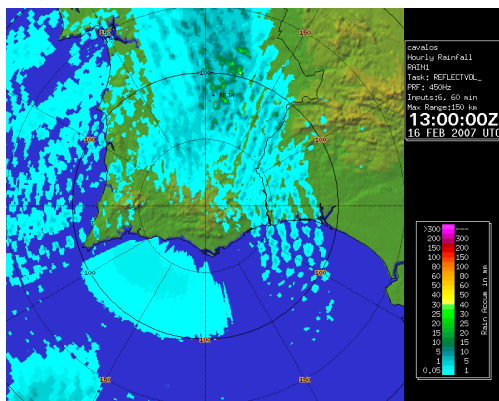


Fig.4.35 – Imagem de RADAR (L/CC), produto RAIN1 (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

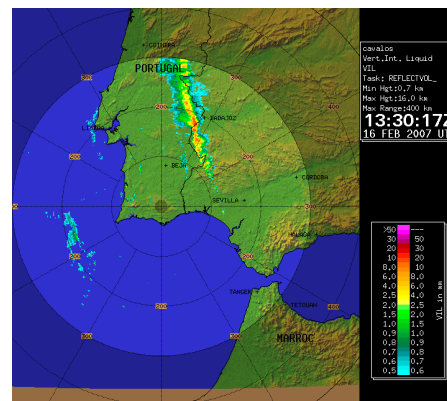


Fig.4.36 – Imagem de RADAR (L/CC), produto VIL (16-02-2007, 12:30 UTC). Fonte: IM, I.P.

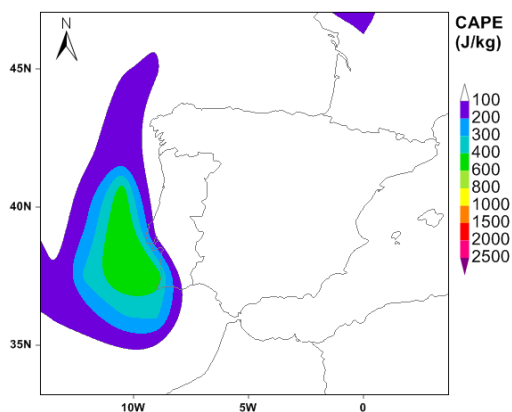


Fig.4.37 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (16-02-2007, 12:00 UTC). Fonte: ECMWF.

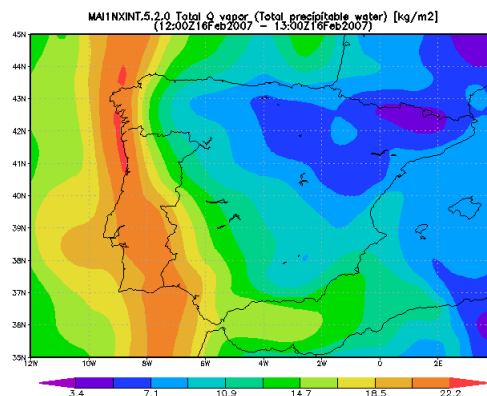


Fig.4.38 – TPW (kg/m²), reanálise MERRA (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

A distribuição do parâmetro CAPE (figura 4.37) na H_{mat} , revela a presença de algumas condições de instabilidade termodinâmica (< 600 J/kg), a Oeste do território, no entanto reforçadas pela distribuição de TPW (figura 4.38) ao longo de PC, observando-se valores superiores a $18,5$ kg/m².

A situação sinóptica deste dia foi dominada pela influência de uma depressão frontal centrada a NW do Minho, cuja frente fria se estende por todo o território, progredindo de W para E. Em altitude verifica-se a influência de um vale depressionário pós-frontal frio a W de PC.

1.5. Tipo generalizado

Na figura 4.39 observa-se a evolução temporal, em períodos de 30 min, de um ETPC do tipo *generalizado*, mais precisamente um episódio de Verão ocorrido no dia 16 de Junho de 2006. A H_{mat} corresponde ao período entre as [14-15] h. O P_{ext} ocorreu entre [20-30] min, com 227 DEA correspondendo a 5,3 % do total das observações. Verifica-se uma predominância de DEA NS negativas ao longo da sua evolução, sendo que o pico de positivas coincide com o das negativas. Na figura 4.40 apresenta-se a distribuição temporal das DEA NS na H_{mat} , ocorrendo de forma dispersa por todo o território, com uma configuração de vários aglomerados, abrangendo grande parte de PC, sendo que os valores de densidade atingem aproximadamente $0,25$ DEA/km² no Distrito de Beja (figura 4.41).

Nas figuras 4.42 e 4.43 é possível observar o padrão de nebulosidade anterior à H_{mat} , coincidente com a actividade eléctrica em todo o território e em Espanha, denotando a presença de um grande número de células convectivas, relativamente dispersas, em concordância com a classificação anteriormente atribuída, i.e., tratou-se de um ETPC do tipo *generalizado*. Este evento começou a desenvolver-se aproximadamente às 11:00 h, e dissipou-se por volta das 19:00 h. Existem apenas dois casos deste tipo na amostra em estudo, e não estavam disponíveis imagens de radar meteorológico em PC.

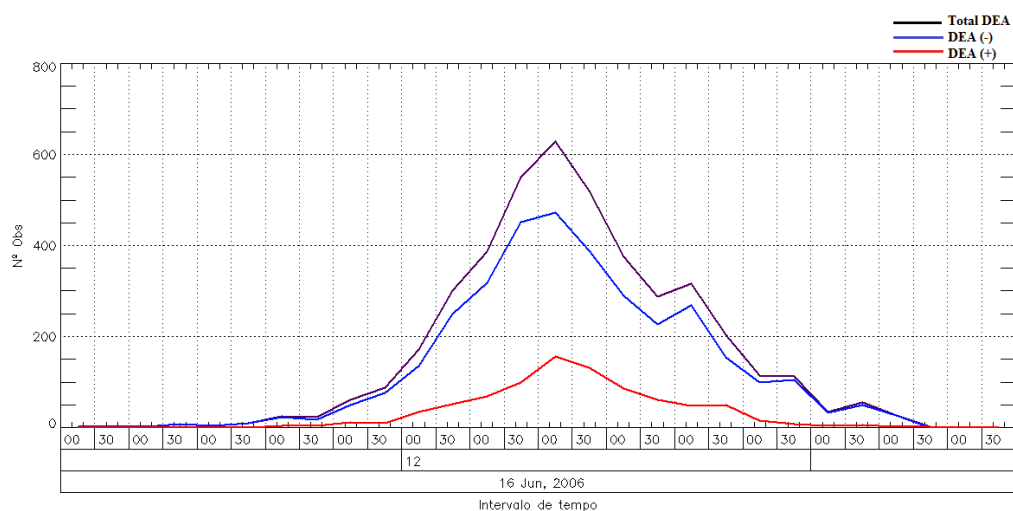


Fig.4.39 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 16-06-2006.

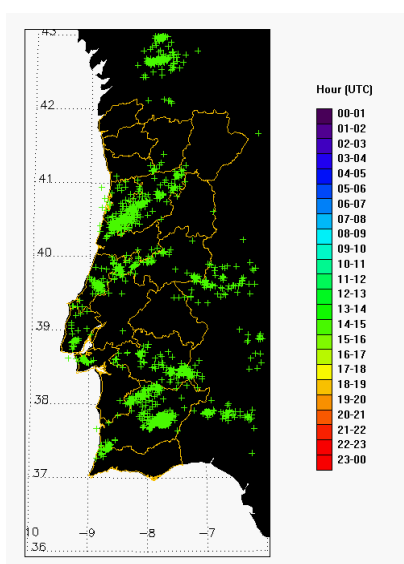


Fig.4.40 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (16-06-2006, 14:00-15:00 UTC).

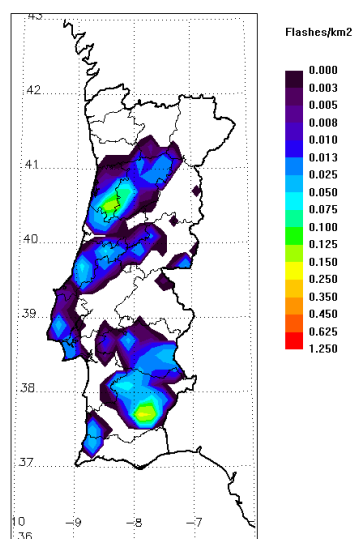


Fig.4.41 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (16-06-2006, 14:00-15:00 UTC).



Fig.4.42 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (16-06-2006, 12:00 UTC). Fonte: NEODAAS.



Fig.4.43 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (16-06-2006, 13:20 UTC). Fonte: NEODAAS.

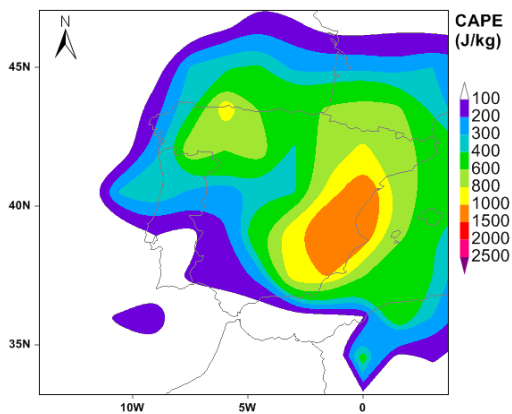


Fig.4.44 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (16-06-2006, 12:00 UTC). Fonte: ECMWF.

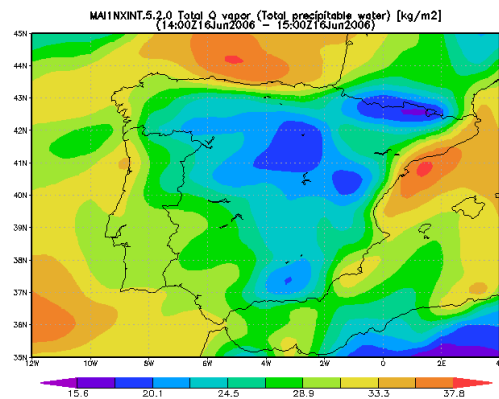


Fig.4.45 – TPW (kg/m²), reanálise MERRA (16-06-2006, 14:00-15:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

A distribuição do parâmetro CAPE (figura 4.44) na H_{mat} , revela a presença de algumas condições de instabilidade termodinâmica ($< 800 \text{ J/kg}$), a Norte do território, reforçadas pela distribuição de TPW (figura 4.45) ao longo de PC, observando-se valores superiores a $28,9 \text{ kg/m}^2$.

Relativamente à situação sinóptica associada a este ETPC observa-se, à superfície uma depressão não frontal pouco cavada, com núcleo a W do Algarve, e nos níveis altos uma gota de ar frio (*cut-off low*).

2. Discussão de resultados

A comparação efectuada com base em distribuições temporais e espaciais de DEA NS e padrões de nebulosidade e precipitação, utilizando casos de estudo ilustrativos de cada tipo de ETPC, permitiu estabelecer uma correspondência com sistemas convectivos, realçados pela sua estrutura espacial em imagens de satélite e de radar meteorológico. Foi efectuada uma breve descrição sinóptica para os casos de estudo seleccionados, sem no entanto pretender descrever aspectos de dinâmica atmosférica associada aos mesmos.

Relativamente à classificação segundo tipos de eventos, os géneros que foram colocados por hipótese verificam-se ajustáveis ao território de PC, no entanto os casos limite entre os tipos *local* (ou *multilocal*) e *regional* colocam algumas dúvidas sobre a sua classificação relativamente ao critério da área. Os parâmetros mais determinantes foram: a área que delimita a influência de ocorrência das DEA NS, a duração do evento e a percentagem de DEA NS na H_{mat} . Toda esta informação recolhida poderá ser uma mais-valia para outros estudos do fenómeno da trovoada, e deverá ser dada maior ênfase à exploração dos casos do tipo *local*, e avaliar qual o seu impacto no território de PC, uma vez que é o tipo mais frequente e apresenta uma maior concentração de DEA NS na H_{mat} , sendo esta a mais propícia a efeitos extremos.

Dadas as suas características, nomeadamente no tipo *generalizado*, a forma *linear* poderá estar mais associada a trovoadas com génese em sistemas frontais, enquanto que a forma *elíptica* poderá ser reveladora de trovoadas com origem em células convectivas organizadas em sistemas de mesoescala mais ou menos complexos.

De salientar ainda que durante a análise de vários eventos, que posteriormente deram origem aos casos de estudo seleccionados, se constatou que estavam englobados em sistemas sinópticos em evolução, abrangendo Portugal e Espanha, sendo que os dados de DEA NS numa escala mais alargada beneficiariam este estudo.

De salientar que os valores de frequência relativa dos ETPC poderão estar subestimados, uma vez que os eventos seleccionados incidem no caso mais representativo de entre os de dias com número ocorrências de trovoada acima do

percentil 50 ($DEA > 24$), desprezando sub-máximos que possam ter ocorrido nos mesmos dias e apresentado igualmente um elevado número de DEA NS.

A finalizar, podemos concluir que, apesar do relativamente restrito número de casos analisados (22% do total), os mesmos constituíram uma amostra bem ilustrativa da diversidade de padrões espaciais das DEA NS associadas a eventos de trovoadas em PC. No entanto, estudos subsequentes poderão retomar este tema de investigação, ensaiando metodologias alternativas de análise espacial da informação que permitiu identificar e classificar padrões temporais e espaciais de DEA NS em Portugal Continental.

CONCLUSÕES

O estudo da actividade eléctrica atmosférica em PC foi efectuado com base numa caracterização da variabilidade temporal e espacial, e na classificação de padrões de trovoadas para um período de sete anos (2003 a 2009), incidindo apenas sobre os dados de DEA NS. Verificou-se uma grande variabilidade inter-anual, sendo o ano de 2007 o que apresenta maior frequência de DEA NS. A variabilidade intra-anual caracteriza-se por uma forte ocorrência de DEA NS na época do Outono (36,4 %) em oposição ao Inverno (3,9 %). Máximos de ocorrência foram observados nos meses de Setembro (23,5 %) e Maio (16,1 %), seguidos dos meses que os antecedem ou sucedem. Verifica-se também que o ritmo diurno da distribuição das DEA NS é coerente com o ciclo diário de insolação, apresentando um máximo de frequência entre as [16-17] h. A distinção do ritmo diurno nas épocas estivais é notória face ao Inverno, com uma distribuição praticamente homogénea, com um ligeiro pico entre [12-13] h. Através do cálculo dos percentis foi possível verificar que a mediana dos valores diários corresponde a 24 DEA NS, tendo em conta apenas os dias em que ocorreu pelo menos uma DEA NS.

A variabilidade espacial para o período em estudo foi apurada através da elaboração de mapas de densidade média e do número médio de dias com trovoadas. As regiões mais afectadas foram identificadas, com ênfase para o máximo de densidade registado no Baixo Alentejo, e o elevado número de dias com trovoadas na proximidade da fronteira com Espanha nessa mesma região. Com base na informação cedida pela ALDIS foi possível verificar que PC apresenta uma actividade eléctrica atmosférica bastante reduzida ($< 1 \text{ DEA.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) face a outras regiões da Europa. A distribuição sazonal dos máximos de densidade média de DEA NS varia segundo a estação do ano, verificando-se valores mais elevados nas regiões do Norte no Verão, e nas regiões do Sul na Primavera, sendo que o Outono apresenta uma distribuição mais homogénea (e elevada actividade eléctrica), com excepção da região Norte.

Relativamente a outros parâmetros, de natureza física, associados às DEA NS, tal como a intensidade de corrente eléctrica, polaridade e multiplicidade, verificou-se que as DEA NS negativas prevalecem em qualquer dos ritmos (anuais, sazonais, mensais e diurnos). Os valores médios de intensidade de corrente eléctrica apurados

denotam a severidade deste fenómeno, nomeadamente no Inverno e no que diz respeito às DEA NS positivas. A distribuição espacial evidencia as regiões litorais como as mais afectadas por DEA NS mais intensas e potencialmente mais destruidoras. Relativamente à multiplicidade, apresentam na sua maioria apenas um raio subsequente associado, sejam negativas ou positivas.

Os resultados obtidos com a metodologia de classificação de eventos de trovoadas foram reveladores de características associadas ao ciclo de vida das trovoadas em PC, efectuado com base na integração temporal e espacial de DEA NS. Os parâmetros de hora de maturação, duração do evento e o padrão espacial das DEA NS acrescentam um conhecimento mais detalhado da actividade das células convectivas associadas a este fenómeno em PC. Com recurso a esta classificação foi possível identificar diferentes tipos de trovoadas, tendo sido designados por: *local*, *multilocal*, *regional* e *generalizado*. Esta análise permitiu também verificar a distribuição geográfica dos diferentes tipos em PC. O tipo mais frequente foi o *local*, sendo também o que apresenta menor duração (≈ 5 h), no qual as ocorrências de DEA NS na hora de maturação correspondem a 36,0 % da totalidade. Os valores obtidos com o cálculo do parâmetro da área foram indicadores da extensão espacial de cada tipo (em média $> 2.000 \text{ km}^2$), sendo que no entanto pode haver a necessidade de aplicar condições mais restritivas na diferenciação entre múltiplos aglomerados de DEA NS. A distinção da forma associada ao tipo *regional* permitiu distinguir eventos de trovoadas com um padrão espacial linear dos de configuração mais elíptica. De realçar, que as regiões geográficas mais afectadas em PC foram o Sul (17,9 %), seguido do Norte (16,3 %), ambas com mais frequência do tipo *local*. Através da distribuição espacial, foi ainda possível apurar as regiões mais afectadas consoante o tipo. Verificou-se que o tipo *local* apresenta uma maior prevalência ao longo do ano. A época sazonal que apresentou mais eventos de trovoadas foi o Outono, com o contributo do mês de Setembro, com 14 % dos ETPC.

Finalmente, a análise de alguns casos de estudo de trovoadas permitiu, através de uma análise essencialmente qualitativa, confrontar e relacionar os padrões espaciais das DEA NS com outros elementos reveladores da sua actividade convectiva, nomeadamente, a estrutura dos sistemas nublosos e os campos de precipitação em radar meteorológico. Nos eventos analisados, verificou-se uma boa correspondência entre os

padrões espaciais das DEA NS e a configuração espacial das estruturas convectivas identificadas nas imagens de satélite e de radar meteorológico.

De salientar ainda, algumas considerações relativas à precisão de detecção dos dados de DEA NS. Informações cedidas pelo fabricante dos sensores instalados em PC, indicavam uma estimativa teórica de eficiência de detecção de 90 % e uma precisão na ordem de 0,5 km em praticamente todo o território de PC, com excepção de algumas zonas nas regiões do Minho, Estremadura e barlavento Algarvio, com valores que poderiam atingir 1,0 km no erro de localização. Relativamente à precisão de detecção, através da análise do parâmetro do erro de localização foi possível verificar que 48,6 % das DEA NS observadas apresentam um erro inferior a 1 km. Foi possível apurar também que a classe de erro com maior prevalência se situa no intervalo]0,2-0,5] km com 22,5 % da totalidade. Relativamente ao número de sensores envolvidos, verificou-se que a maioria das DEA NS foram detectadas por 2 sensores (33,2 %), no entanto 14,5 % das DEA NS foram detectadas por 4 sensores na classe de erro mais significativa]0,1-1,0] km, sendo um indicador relativamente fiável.

Condições adicionais de validação dos dados poderiam no entanto ter sido aplicadas, tais como, um erro de localização inferior a 25 km (ou até mesmo 15 km) e em relação às DEA NS positivas, apenas as superiores a 5 kA (podendo este limiar ser até mais elevado). Verificou-se no entanto que DEA NS positivas representam apenas 3,2 % do total, e que erros de localização superiores a 25 km representam apenas 3,9 % do total.

O aperfeiçoamento dos sistemas de detecção tem sido contínuo ao longo dos anos, nomeadamente na precisão e eficiência de detecção e na distinção entre DEA IN, EN ou NS, permitindo assim a continuidade deste género de estudos em diversas áreas do domínio de conhecimento científico, seja a física, meteorologia ou geografia aplicada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Altaratz O, Koren I, Yair Y, Price C (2010) Lightning response to smoke from Amazonian fires. *Geophysical Research Letters*, 37: 1-6.
- Amatulli G, Pérez-Cabello F, Riva J D L (2007) Mapping lightning/human-caused wildfires occurrence under ignition point location uncertainty. *Ecological Modelling*, 200: 321-333.
- Areitio J, Ezcurra A, Herrero I (2001) Cloud-to-ground lightning characteristics in the Spanish Basque Country area during the period 1992-1996. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(10): 1005-1015.
- Arnone E, Kero A, Enell C F, Carlotti M, Rodger C J, Papandrea E, Arnold N F (2009) Seeking sprite-induced signatures in remotely sensed middle atmosphere NO₂: latitude and time variations. *Plasma Sources Science and Technology*, 18: 1-10.
- Barbosa S, Pinto P (1996) *Fundamentos da Meteorologia-Radar (edição revista e aumentada)*. Instituto de Meteorologia I.P., Lisboa.
- Bentley M L, Stallins J A, Ashley W S (2011) Synoptic environments favourable for urban convection in Atlanta, Georgia. *International Journal of Climatology*, 32(8): 1287-1294.
- Bentley M L, Stallins J A (2005) Climatology of cloud-to-ground lightning in Georgia, USA, 1992-003. *International Journal of Climatology*, 25(15): 1979-1996.
- Betz H D, Schmidt K, Oettinger W P, Wirz M (2004) Lightning detection with 3D-discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges. *Journal of Geophysical Research Letters*, 31, L11108. [<http://www.pa.op.dlr.de/linet/Design/design.html>]
- Betz H D, Schumann U, Laroche P (2009) *Lightning: Principles, Instruments and Applications*, Springer Science.
- Blanchard D C, Bjornsson S (1967) Water and the generation of volcanic electricity. *Monthly Weather Review*, 95(12): 895-898.
- BMO (1913) *The Observer's Handbook*. Meteorological Office, London.
- Boccippio e Christian (1998) Optical detection of lightning from space. *NASA techdocs*. [http://archive.org/details/nasa_techdoc_19990008509]
- Bonelli P, Marcacci P, Bertolotti E, Collino E, Stella G (2011) Nowcasting and assessing thunderstorm risk on the Lombardy region (Italy). *Atmospheric Research*, 100(4): 503-510.
- Bourscheidt V, Pinto Jr. O, Naccarato K P, Pinto I R C (2009) The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in South Brazil. *Atmospheric Research*, 91(2-4): 508-513.
- Burrows W R, Kochtubajda B (2010) A decade of cloud-to-ground lightning in Canada: 1999-2008. Part 1: Flash density and occurrence. *Atmosphere-Ocean*, 48(3): 177-194.

- Carraça M G, Fragoso M, Alcoforado M J, Lopes A, Mora C, Correia S, Andrade H (2012) Effects of surface features on thunderstorm activity - a preliminary study for Lisbon region. *8th International Conference on Urban Climates (ICUC8, Extended Abstracts)*, 6-10 August, Dublin, Ireland.
- Carvalho R, Prior V, Deus R (2003) Exploração experimental do sistema rede de detectores de trovoadas. *3^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 4^o Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (APMG 2003, Extended Abstracts, p.36)*, 10-13 Fevereiro, Aveiro.
- Chuvieco E, Aguado I, Yebra M, Nieto H, Salas J, Martín M P, Vilar L (2010) Development of a framework for fire risk assessment using remote sensing and geographic information system technologies. *Ecological Modelling*, 221(1): 46-58.
- Collier B, Hughes A R W, Lichtenberger J, Steinbach P (2006) Seasonal and diurnal variation of lightning activity over southern Africa and correlation with European whistler observations. *Annales Geophysica*, 24: 529-542.
- Correia S, Batista J, Silva A (2009) Distribuição de descargas eléctricas atmosféricas em Portugal Continental 2003-2008. *6^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 10^o Encontro Luso Espanhol de Meteorologia (APMG 2009, Extended Abstracts, p.29)*, 16-18 Março, Costa da Caparica.
- Correia S, Deus R, Prior V, Silva A (2007) Rede de descargas eléctricas atmosféricas em Portugal Continental em 2003-2006. *5^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 8^o Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (APMG 2007, Extended Abstracts, p.93)*, 5-8 de Fevereiro, Peniche.
- Correia S, Prior V, Batista J, Silva A (2009) Last 6 years lightning network evaluation. *4th International Symposium on Lightning Physics an Effects (COST-P18, book of abstracts,p.58)*, 25-27 May, Vienna, Austria.
- Cotton W R, Anthes R A (1989) *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., California.
- Crozier C L, Herscovitch H N, Scott J W (1988) Some observations and characteristics of lightning ground discharges in southern Ontario. *Atmosphere-Ocean*, 26: 399-436.
- Deus R, Fonseca R, Prior V, Correia S, Carvalho R (2005) Descargas eléctricas atmosféricas em Portugal Continental em 2002/2004. *4^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 6^o Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (APMG 2005, Extended Abstracts, p.29)*, 14-17 Fevereiro, Sesimbra.
- Dissing D, Verbyla D L (2003) Spatial patterns of lightning strikes in interior Alaska and their relations to elevation and vegetation. *Canadian Journal of Forest Research*, 33: 770-782.
- Dorado F C, Perez J R R, Menendez J L M, Taboada M F A (2011) Modelling the probability of lightning-induced forest fire occurrence in the province of León (NW Spain). *Forest Systems*, 20(1): 95-107.
- Doswell III C A (2001) Severe convective storms - an overview, *Meteorological Monographs*, 28(50): 1-26.
- Dulzon A, Gorbatenko V (2000) Influence of underlying surface on thunderstorm activity. *IEEE*, ---, 248-252.

- Enno S E (2011) A climatology of cloud-to-ground lightning over Estonia, 2005-2009. *Atmospheric Research*, 100(4): 310-317.
- Fragoso M (1996) A utilização das imagens de radar meteorológico em climatologia. *Finisterra*, XXXI, 61: 29-42.
- Fragoso M, Correia S, Leite S, Santos J, Sousa J (2011) Cloud-to-ground lightning activity in Portugal: overall characterization, spatial and temporal patterns of associated thunderstorms over the 2003-2009 period. *6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011, Extended Abstracts)*, 3-7 October, Palma de Mallorca, Balearic Islands, Spain. [<http://www.essl.org/ECSS/2011/programme/abstracts/117.pdf>]
- Fragoso M H C M (2008) *Climatologia das precipitações intensas no Sul de Portugal*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- García-Ortega E, Trobajo M T, López L, Sánchez J L (2011) Synoptic patterns associated with wildfires caused by lightning in Castile and Leon, Spain. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(3): 851-863.
- Glushakow B (2007) Effective lightning protection for wind turbine generators. *IEEE Transactions on Energy Conversion*, 22: 214-222.
- Griffiths D J, Colquhoun J R, Batt K L, Casinader T R (1993) Severe thunderstorms in New South Wales: climatology and means of assessing the impact of climate change. *Climate Change*, 25: 369-388.
- Grundstein A, Sarnat S E (2009) Meteorological mechanisms explaining thunderstorm - related asthma. *Geography Compass*, 1: 45-63.
- Hazelton B J, Grefenstette B W, Smith D M, Dwyer J R, Shao X M, Cummer S A, Chronis T (2009) Spectral dependence of terrestrial gamma-ray flashes on source distance. *Geophysical Research Letters*, 36, 1-5.
- Holle R L, Lopez R E, Navarro B C (2005) Deaths, injuries and damages from lightning in the United States in the 1890s in comparison with the 1990s. *Journal of Applied Meteorology*, 14: 1563-1573.
- Holzworth R H, Bering III E A, Kokorowski M F, Lay E H, Reddell B, Kadokura A, Yamagishi H (2005) Balloon observations of temporal variation in the global circuit compared to global lightning activity. *Advances in Space Research*, 36: 2223-2228.
- Houze Jr. R A (1993) *Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., California.
- Jacobson A R, Holzworth R, Harlin J, Dowden R, Lay E (2006) Performance assessment of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN), using the Los Alamos sferic array (LASA) as ground truth. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23: 1082-1092.
- Kaplan M L, Huffman W, Lux K M, Charney J J, Riordan J, Lin Y (2004) Characterizing the severe turbulence environments associated with commercial aviation accidents. Part 1: A 44-case study synoptic observational analyses. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 88(3-4): 129-152.

- Kochtubajda B, Burrows W R, Power B E (2008) An analysis of large current lightning Flashes across Canada: 1999-2006. *Journal of Lightning Research*, 3: 27-43.
- Kohn M, Galanti E, Price C, Lagouvardos K, Kotroni V (2011) Nowcasting thunderstorms in the Mediterranean region using lightning data. *Atmospheric Research*, 100: 489-502.
- Krider E P, Noggle R C, Uman M A (1976) A gated, wide-band magnetic direction finder for lightning return strokes. *Journal of Applied Meteorology*, 14: 301-306.
- Kumar P R, Kamra A K (2010) Lightning activity variations over three islands in a tropical monsoon region. *Atmospheric Research*, 98(2-4): 309-316.
- Kumar S, Deo A, Ramachandran V (2009) Nighttime D-region equivalent electron density determined from tweek sferics observed in the South Pacific Region. *Earth Planet Space*, 61: 905-911.
- Kumar S, Kumar A, Rodger C J (2008) Subionospheric early VLF perturbations observed at Suva: VLF detection of red sprites in the day? *Journal of Geophysical Research*, 113: 1-13.
- Larjavaara M, Pennanen J, Tuomi T J (2005) Lightning that ignites forest fires in Finland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 132: 171-180.
- Lay E H, Jacobson A R, Holzworth R H, Rodger C J, Dowden R L (2007) Local time variation in land/ocean lightning flash density as measured by the World Wide Lightning Location Network. *Journal of Geophysical Research*, 112: 1-9.
- Leite S, Santos J, Pablo F, Rivas L, Tomás C, Garcia E, Fragoso M, Equipa RAIDEN (2010) Contribuição para a análise da distribuição das descargas eléctricas nuvem-solo na Península Ibérica. II Workshop Internacional - Clima e Recursos Naturais nos Países de Língua Portuguesa (WSCRA2010, *Extended Abstracts*), 15-19 Novembro, Bragança.
- Librantz H, Librantz A F H (2006) Descargas elétricas atmosféricas e suas interações com aeronaves. *EXACTA*, 4: 247-258.
- Lopes A, Reis E, Correia S, Fragoso M, Correia E (2011) Spatial and temporal patterns of cloud-to-ground lightning in Portugal and their relationship with geographical factors. Šiška, B. – Hauptvogel, M. – Eliašová, M. (eds.) *Bioclimate: Source and Limit of Social Development International Scientific Conference (Bioclimate 2011, Extended Abstracts)*, 6-9 September, Topoľčianky, Slovakia. [www.cbks.cz/SbornikTopolcianky11/pdf/Lopes.pdf]
- López R E, Holle R L (1986) Diurnal and spatial variability of lightning activity in Northeastern Colorado and Central Florida during the summer. *Monthly Weather Review*, 114: 1288-1312.
- Loureiro C A C (2008) *Análise dos dados históricos de ocorrência de trovoadas e sua relação com os incidentes na RNT*. Dissertação de mestrado, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto.
- MacGorman D R, Burgess D W, Mazur V, Rust W D, Taylor W L, Johnson B C (1989) Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46: 221-250.

- MacGorman D R, Rust W D (1998) *The Electrical Nature of Storms*. Oxford University Press, New York.
- Maddox R A (1980) Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61: 1374-1387.
- Marks G B, Bush R K (2007) It's blowing in the wind? New insights into thunderstorm-related asthma. *Journal of Allergy and Clinical Immunology*, 120: 530-532.
- McNutt S R, Davis C M (2000) Lightning associated with the 1992 eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 45-65.
- Mills B, Unrau D, Parkinson C, Jones B, Yessis J, Spring K, Pentelow L (2008) Assessment of lightning - related fatality and injury risk in Canada. *Natural Hazards*, 48: 157-183.
- Mills B, Unrau D, Pentelow L, Spring K (2009) Assessment of lightning - related damage and disruption in Canada. *Natural Hazards*, 52(2): 481-499.
- Murphy M S, Konrad II C E (2005) Spatial and temporal patterns of thunderstorm events that produce cloud-to-ground lightning in the Interior Southeastern United States. *Monthly Weather Review*, 133: 1417-1430.
- Murteira B J F (1993) *Análise Exploratória de Dados - Estatística Descritiva*. McGraw-Hill de Portugal.
- Naccarato K P (2006) *Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil*. Dissertação de doutoramento, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil.
- Neubert T, Rycroft M, Farges T, Blanc E, Chanrion O, Arnone E, Odzimek A (2008) Recent results from studies of electric discharges in the mesosphere. *Surveys in Geophysics*, 29(2): 71-137.
- Nie Z, Zhao W, Zhang P, Wen Y, Chen W (2008) Power network lightning accident quick inquiry with the lightning location system. *Geo-spatial Information Science*, 11(1): 43-48.
- Nieto R, Gimeno L, Añel J A (2007b) Analysis of the precipitation and cloudiness associated with COLs occurrence in the Iberian Peninsula. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 96: 103-119.
- Novák P, Kyznarová H (2011) Climatology of lightning in the Czech Republic. *Atmospheric Research*, 100(4): 318-333.
- Ong P Y (2008) Are allergy advisory statements helpful to patients with food allergy? *The Journal of allergy and clinical immunology*, 121(2): 537-538.
- Orville R E, Huffines G R, (2001) Cloud-to-ground lightning in the United States: NLDN results in the first decade, 1989-98. *Monthly Weather Review*, 129: 1179-1193.
- Orville R E (2008) Development of the national lightning detection network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(2): 180-190.
[\[journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-89-2-180\]](http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-89-2-180)

- Orville R E, Huffines G, Nielsen-Gammon J., Zhang R, Ely B, Steiger S, Phillips S, Allen S, Read W (2001) Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, TX. *Geophysical Research Letters*, 28: 2597–2600.
- Outcalt K W (2008) Lightning, fire and longleaf pine: using natural disturbance to guide management. *Forest Ecology and Management*, 255(8-9): 3351-3359.
- Pablo F D, Soriano L R (2002) Relationship between cloud-to-ground lightning ashes over the Iberian Peninsula and sea surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128: 173-183.
- Pasko, V P, Stanley M A, Mathews J D, Inan U S, Wood T G (2002) Electrical discharge from a thundercloud top to the lower ionosphere. *Letters to Nature*, 416: 152-154.
- Paulikas M J, Ashley W S (2011) Thunderstorm hazard vulnerability for the Atlanta, Georgia metropolitan region. *Natural Hazards*, 58(3): 1077-1092.
- Pejovic T, Noland R B, Williams V, Toumi R (2009) A tentative analysis of the impacts of an airport closure. *Journal of Air Transport Management*, 15: 241-248.
- Pestana D D, Velosa S F (2010) *Introdução à Probabilidade e à Estatística*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Pinto Jr. O, Pinto I R C A, Diniz J H, Filho A C, Cherchiglia, L C L, Carvalho A M (2003) A seven-year study about the negative cloud-to-ground lightning flash characteristics in Southeastern Brazil. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65(6): 739-748.
- Pinto Jr. O, Pinto I R C A (2008) On the sensitivity of cloud-to-ground lightning activity to surface air temperature changes at different timescales São Paulo, Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 113: 1-9.
- Pinto P, Deus R (2003) Estudo diagnóstico de linha de borrasca com recurso a informação de RADAR meteorológico e detectores de trovoadas. *3º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 4º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (APMG 2003, Extended Abstracts, p.133)*, 10-13 Fevereiro, Aveiro.
- Podur J, Martell D L, Csillag F (2003) Spatial patterns of lightning - caused forest fires in Ontario, 1976 - 1998. *Ecological Modelling*, 164: 1-20.
- Price C, Asfur M, Yair Y (2009) Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency. *Nature Geoscience*, 477: 1-4.
- Price C, Yair Y, Asfur M (2007) East African lightning as a precursor of Atlantic hurricane activity. *Geophysical Research Letters*, 34: 1-5.
- Pulimood T B, Corden J M, Bryden C, Sharples L, Nasser S M (2007) Epidemic asthma and the role of the fungal mold *Alternaria alternata*. *Journal of Allergy and Clinical Immunology*, 120: 610-7.
- Rakov V A, Uman M A (2003) *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press, New York.

- Ramos A M, Ramos R, Sousa P, Trigo R M, Janeira M, Prior V (2011) Cloud to ground lightning activity over Portugal and its association with circulation weather types. *Atmospheric Research*, 101(1-2): 84-101.
- Ramos R, Amorim L, Correia S, Prior V (2008) Last 6 years lightning network evaluation. Using IMPACT sensors to study lightning climatology in Portugal. *3th International Symposium on Lightning Physics and Effects, (COST-P18, book of abstracts, p.46)*, 14-15 April, Vienna, Austria.
- Ramos R, Prior V, Correia S (2007) Portuguese lightning detection network (2003-2006). *2th International Symposium on Lightning Physics and Effects, (COST-P18, book of abstracts, p.45)*, 19-20 April, Vienna, Austria.
- Read W (2001) Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, TX. *Geophysical Research Letters*, 28: 2597-2600.
- Reap R M, Orville R E (1986) Evaluation of cloud-to-ground lightning data from the western United States for the 1983-84 summer seasons. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25: 785-799.
- Retallack B J (1970) *Compendium of Lecture Notes for Training Class IV, Meteorological Personnel. Volume II - Meteorology*. WMO, London.
- Robinson P J (1989) The influence of weather on flight operations at the Atlanta Hartsfield International Airport. *Weather and Forecasting*, 4: 461-468.
- Rodrigues R B (2010) *Proteção de sistemas de energia eólica contra descargas eléctricas atmosféricas*. Dissertação de doutoramento, Departamento de Engenharia Electromecânica da Universidade da Beira Interior, Covilhã.
- Rodrigues R B, Mendes V M F, Catalão J P S (2011) Protection of wind energy systems against the indirect effects of lightning. *Renewable Energy*, 36(11): 2888-2896.
- Rodrigues R B, Mendes V M F, Catalão J P S, Correia S, Prior V, Aguado M (2008) An investigation over the lightning location system in Portugal for wind turbine protection development. *IEEE Power and Energy Society General Meeting - Conversion and Delivery of Electrical Energy in the 21st Century*, 20-24 July, Pittsburgh, PA, EUA. [<http://ieeexplore.ieee.org/xpl/login.jsp?tp=&arnumber=4596513&url=http%3A%2F%2Fieeexplore.ieee.org%2Fstamp%2Fstamp.jsp%3Ftp%3D%26arnumber%3D4596513>]
- Rorig Miriam L, Ferguson S A (2002) The 2000 Fire Season: lightning - caused fires. *Journal of Applied Meteorology*, 41: 786-791.
- Rorig Miriam L, Ferguson S A (1999) Characteristics of lightning and wildland fire ignition in the Pacific Northwest. *Journal of Applied Meteorology*, 38: 1565-1575.
- Rose L S, Stallins J, Bentley M L (2008) Concurrent cloud-to-ground lightning and precipitation enhancement in the Atlanta, Georgia (United States), Urban Region. *Earth Interactions*, 12(11): 1-30.
- Santos J A, Leite S, Reis M, Sousa J, Correia S, Fragoso M (2011) A seven-year study about cloud-to-ground lightning characteristics in Portugal. *6th European Conference on Severe Storms (ECSS 2011, Extended Abstracts)*, 3-7 October, Palma de Mallorca, Balearic Islands, Spain.

- Santos J, Corte-Real J, Leite S (2007) Atmospheric large-scale dynamics during the 2004 / 2005 winter drought in Portugal. *International Journal of Climatology*, 586(27): 571-586.
- Santos J, Reis M, Sousa J, Leite S M, Correia S, Janeira M, Fragoso M (2012) Cloud-to-ground lightning in Portugal: patterns and dynamical forcing. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(3): 639-649.
- Schmidt K, Betz H D, Oettinger W P, Wirz M, Pinto Jr. O, Naccarato K P, Hoeller H, Fehr T, Held, G. (2005) A comparative analysis of lightning data during the EU-Brazil TROCCINOX/TroCCiBras campaign. *8th International Symposium on Lightning Protection (SIPDA, Extended Abstracts)*, 21-25 Novembro, São Paulo, Brazil. [http://www.ipmet.unesp.br/index2.php?menu_esq1=&abre=ipmet_html/troccibras/publicacoes.htm]
- Schultz M D, Underwood S J, Radhakrishnan P (2005) A Method to identify the optimal areal unit for NLDN cloud-to-ground lightning flash data analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 44: 739-744.
- Schulz W, Cummins K, Diendorfer G, Dorninger M (2005) Cloud-to-ground lightning in Austria: A 10-year study using data from a lightning location system. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Schulz W, Diendorfer G, Hofbauer F, Stimmer A (1996) Correction of lightning density and lightning current distributions for detection efficiency trigger level of the DF Saturation limit of the DF. *23th International Conference on Lightning Protection*, Florence, Italy.
- Schulz W, Diendorfer G, Hofbauer F, Stimmer A, Mair M (1998) Site errors in magnetic direction finding due to buried cables. *Conference on Lightning Protection (ICLP)*, Birmingham, England.
- Serrano C, Reis A H, Rosa R (2007) Interação do campo eléctrico atmosférico com variáveis meteorológicas. *5^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 8^o Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (APMG 2007, Extended Abstracts, p.271)*, 5-8 Fevereiro, Peniche.
- Serrano C, Reis A H, Rosa R, Lucio P S (2005) Fontes de ionização da troposfera e sua influência no campo eléctrico atmosférico na região de Lisboa no período 1955-91. *4^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 6^o Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (APMG 2005, Extended Abstracts, p.50)*, 14-17 Fevereiro, Sesimbra.
- Serrano C, Zuber D, Reis A H, Rosa R (2003) Estudo preliminar da relação entre o campo eléctrico atmosférico e a meteorologia local na região de Lisboa. *3^o Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, 4^o Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (APMG 2003, Extended Abstracts, p.46)*, 10-13 Fevereiro, Aveiro.
- Shindo T, Asakawa A, Miki M (2011) Characteristics of lightning strikes on wind turbine blades. Experimental study of the effects of receptor configuration and other parameters. *Electrical Engineering in Japan*, 176(3): 8-18.
- Shwehdi M H (2006) Reliable Maps of Lightning Thunderstorms for Saudi Arabia. *IEEE Transactions on Power Delivery*, 21(3): 1571-1577.
- Siingh D, Singh R P, Singh A K, Kulkarni M N, Gautam S, Singh A K (2011) Solar activity, lightning and climate. *Surveys in Geophysics*, 32(6): 659-703.

- Simões C M H (2006) *Teorias de electrificação das nuvens*. Dissertação de mestrado, Departamento de Física da Universidade de Évora, Évora.
- Solorzano N N, Thomas J N, Holzworth R H (2008) Global Studies of Tropical Cyclones using the World Wide Lightning Location Network. [<http://wwlln.net/publications/>]
- Soriano L R, Pablo F (2007) Total flash density and the intracloud / cloud-to-ground lightning ratio over the Iberian Peninsula. *Geophysical Research*, 112: 1-7.
- Soriano L R, Pablo F D, Tomas C (2005) Ten-year study of cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67: 1632-1639.
- Spengler J O, Connaughton D P, Earnshaw J (2002) Perspectives on lightning safety risk management in sport and recreational activities. *World Leisure*, 4: 22-29.
- Stallins J A, Rose L S (2008) Urban lightning current research, methods, and the geographical perspective. *Geography Compass*, 2(3): 620-639.
- Sugita A, Matsui M (2006) Lightning activity along the coastline of the Sea of Japan observed by JLDN. *19th International Lightning Detection Conference and 1st International Lightning Meteorology Conference (ILDC-ILMC, Extended Abstracts)*, 19-22 Abril, Tucson, Arizona, EUA.
[<http://www.vaisala.com/en/events/ildcilmc/Pages/ILDC-2006-Archive.aspx>]
- Tapia A, Smith J, Dixon M (1998) Estimation of convective rainfall from lightning observations. *Journal of Applied Meteorology*, 37(11): 1497-1509.
- Taylor M J, Bailey M A, Pautet P D, Cummer S A, Jaugey N, Thomas J N, Solorzano N N (2008a) Rare measurements of a sprite with halo event driven by a negative lightning discharge over Argentina. *Geophysical Research Letters*, 35: 1-5.
- Taylor M J, Bailey M, Pautet P D, Cummer S, Jaugey N, Thomas J N, Solorzano N N (2008b) Rare measurements of a sprite with halo event driven by a negative lightning discharge over Argentina. *Geophysical Research Letters*, 35(14): 1-5.
- Taylor P E, Jonsson H (2004) Thunderstorm Asthma. *Current Allergy and Asthma Reports*, 4: 409-413.
- Thomas J N, Taylor M J, Pautet D, Bailey M, Solorzano N N, Holzworth R H, McCarthy M P (2007) A very active sprite-producing storm observed over Argentina. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 88(10): 117-119.
- Torrero J V, Obrego O, Uceda M, Gabilondo F J, Garc J J (2005) Lightning injuries in a pregnant woman: a case report and review of the literature. *Burns*, 31: 1045-1049.
- Uman M A (1987) *The Lightning Discharge*. Academic Press Inc.
- VAISALA (1996) *Manual IMPACT, LP Series, User's Guide Lightning Processor Models: LP 2000, LP 3000, LP 5000. Appendix C - Introduction to Lightning Detection*. Global Atmospheric.
- Vaitl D, Propson N, Stark R, Schienle A (2001) Natural very-low-frequency sferics and headache. *International Journal of Biometeorology*, 45: 115-123.

- Vilar L, Nieto H, Martin M P (2010) Integration of lightning and human caused wildfire occurrence models. *Human and Ecological Risk Assessment*, 16(2): 340-364.
- Villeneuve P J, Leech J, Bourque D (2005) Frequency of emergency room visits for childhood asthma in Ottawa, Canada: the role of weather. *International Journal of Biometeorology*, 50: 48-56.
- Wacker R S, Orville R E (1999) Changes in measured lightning flash count and return stroke peak current after the 1994 U. S. National Lightning Detection Network upgrade. *Journal of Geophysical Research*, 104: 2151-2162.
- Watson A I, Holle R L (1996) An eight-year lightning climatology of the southeast United States prepared for the 1996 Summer Olympics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 883-890.
- Williams E R, Weber M E, Orville R E (1989) The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. *Journal of Geophysical Research*, 94: 13213-13220.
- Woodward G (2010) Did high-level lightning cause the Air France crash? *Weather*, 65(6): 169-170.
- Zajac B A, Rutledge S A (2001) Cloud-to-ground lightning activity in the contiguous United States from 1995 to 1999. *Monthly Weather Review*, 129: 999-1019.
- Zhou H, Theethayi N, Diendorfer G, Thottappillil R, Rakov V A (2010) On estimation of the effective height of towers on mountaintops in lightning incidence studies. *Journal of Electrostatics*, 68: 415-418.

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig.1.1 – Imagem representativa das escalas espaciais e temporais associadas a cada fenómeno atmosférico. (Extraída de Orlanski, 1975 e Oke, 1987)
- Fig.1.2 – Esquema de evolução de uma nuvem tipo cumulonimbus: crescimento (a), maturação (b) e dissipação (c). (Extraída de Cotton e Anthes, 1989; adaptado de Byers e Braham, 1949)
- Fig.1.3 – Circuito eléctrico global e estrutura vertical da atmosfera.
(Extraída de *National Science Foundation* – EUA)
- Fig.1.4 – Distribuição das cargas eléctricas numa nuvem de trovoada segundo um modelo tripolar simples Simpson e Scrase (1937). (Extraída de MacGorman e Rust, 1998)
- Fig.1.5 – Modelo conceptual da estrutura eléctrica numa nuvem convectiva em regiões de latitude média.
(Extraída de Stolzenburg *et al.*, 1998c e de Stolzenburg e Marshall, 2001)
- Fig.1.6 – Tipos de DEA que ocorrem numa nuvem para o solo segundo Berger (1978).
(Extraída de Uman, 1987)
- Fig.1.7 – Publicações do Instituto Geofísico da Universidade do Porto relativas a observações do campo eléctrico atmosférico, de 1954 e 1955. (Reproduzida com autorização do IM, I.P.)
- Fig.2.1 – Observação de DEA pelo sensor LIS em Setembro de 2007.
- Fig.2.2 – Observação de DEA pelo sensor OTD em Agosto de 1997.
- Fig.2.3 – Mapa com a localização geográfica dos sensores da rede WWLLN, em que a cor indica o ano de instalação do sensor.
- Fig.2.4 – Mapa da densidade média para o dia de 06-03-2011, com uma resolução espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$.
- Fig.2.5 – Mapa de observação de DEA em tempo real disponibilizado *on-line* pela EUCLID para o dia 01-09-2011.
- Fig.2.6 – Fotografia do sensor instalado em Alverca (Lisboa). (Autor: Sandra Correia)
- Fig.2.7 – Localização dos quatro detectores da RDDEA em Portugal, conjuntamente com cinco detectores em Espanha, referidos no quadro 2.1.
- Fig.2.8 – Eficiência teórica da localização das DEA na Península Ibérica.
(Cedida pelo IM, I.P., manual VAISALA)
- Fig.2.9 – Área abrangida pelo alcance de cada sensor a uma distância de 100 km.
- Fig.2.10 – Área abrangida pelo alcance de cada sensor a uma distância de 200 km.
- Fig.2.11 – Representação do erro de localização de uma DEA NS através de uma elipse.
(Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)
- Fig.2.12 – Precisão teórica da localização das DEA na Península Ibérica.
(Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)
- Fig.2.13 – Distribuição espacial de valores médios do erro de localização no período de 2003 a 2009.
- Fig.2.14 – Distribuição espacial do desvio padrão do erro de localização no período de 2003 a 2009.
- Fig.2.15 – Exemplo de grelha de pixels numa resolução espacial de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$.
- Fig.2.16 – Exemplo de contagem de DEA NS numa grelha de pixels ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$).
- Fig.2.17 – Exemplo de contornos de DEA NS utilizando a função spline ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$).
- Fig.2.18 – Esquema das diferentes fases de processamento aplicado aos dados de DEA NS.

Fig.2.19 – Distribuição do número de dias com DEA NS acima de cada percentil (25, 50, 75, 80, 85, 90 e 95) e respectivas ocorrências (N°DEA), no período de 2003 a 2009.

Fig.2.20 – Ilustração dos tipos de ETPC.

Fig.2.21 – Tipos de propagação do feixe do RADAR. (Extraídas de Pinto, 2006)

Fig.2.22 – Fotografia do RADAR meteorológico do IM, I.P. instalado em Loulé na Serra do Caldeirão.

(Autor: Sandra Correia)

Fig.3.1 – Distribuição inter-anual da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.2 – Distribuição sazonal da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.3 – Distribuição mensal da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.4 – Distribuição mensal, com distinção anual, da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.5 – Distribuição mensal da série temporal do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.6 – Distribuição horária da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.7 – Distribuição horária, com distinção sazonal, da frequência de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.8 – Distribuição sazonal do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009 (valores médios e desvio padrão).

Fig.3.9 – Distribuição mensal do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009 (valores médios e desvio padrão).

Fig.3.10 – Distribuição horária do número de observações de DEA NS no período de 2003 a 2009 (valores médios e desvio padrão).

Fig.3.11 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no período de 2003 a 2009, com uma resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Fig.3.12 – Distribuição espacial de densidade média ($\text{DEA km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) para a Europa no período de 2005 a 2010, com uma resolução de 10×10 km. A escala de cores apresenta valores crescentes de densidade, do branco para o vermelho.

Fig.3.13 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no Inverno, com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Fig.3.14 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS na Primavera, com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Fig.3.15 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no Verão, com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Fig.3.16 – Distribuição espacial da densidade média de DEA NS no Outono, com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Fig.3.17 – Distribuição espacial do número médio de dias com trovoada para o período de 2003 a 2009, com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Fig.3.18 – Distribuição anual da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.19 – Distribuição sazonal da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.20 – Distribuição mensal da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.21 – Distribuição horária da polaridade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.22 – Distribuição da intensidade de corrente eléctrica de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.3.23 – Distribuição mensal de valores médios de intensidade de corrente eléctrica com distinção da polaridade, no período de 2003 a 2009.

Fig.3.24 – Distribuição mensal de valores máximos e mínimos de intensidade de corrente com distinção da polaridade, no período de 2003 a 2009.

Fig.3.25 – Distribuição espacial da intensidade de corrente eléctrica média associada às DEA NS, para o período de 2003 a 2009, com resolução de $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$.

Fig.3.26 – Distribuição da multiplicidade de DEA NS no período de 2003 a 2009.

Fig.4.1 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 05-05-2007.

Fig.4.2 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC).

Fig.4.3 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC).

Fig.4.4 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (05-05-2007, 18:00 UTC).

Fonte: NEODAAS.

Fig.4.5 – Imagem de satélite MSG SEVIRI de vapor de água (05-05-2007, 18:00 UTC).

Fonte: NEODAAS.

Fig.4.6 – Imagem de RADAR (C/CL), produto RAIN1 (05-05-2007, 15:00-16:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.7 – Imagem de RADAR (L/CC), produto RAIN1 (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.8 – Imagem de RADAR (L/CC), produto MAXZ (05-05-2007, 18:50 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.9 – Imagem de RADAR (L/CC), produto VIL (05-05-2007, 18:50 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.10 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (05-05-2007, 18:00 UTC). Fonte: ECMWF.

Fig.4.11 – TPW (kg/m^2), reanálise MERRA (05-05-2007, 18:00-19:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

Fig.4.12 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 13-09-2009.

Fig.4.13 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC).

Fig.4.14 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC).

Fig.4.15 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (13-09-2009, 14:08 UTC).

Fonte: NEODAAS.

Fig.4.16 – Imagem de satélite MSG-SEVIRI, composição RGB (13-09-2009, 18:00 UTC).

Fonte: NEODAAS.

Fig.4.17 – Imagem de RADAR (C/CL) produto RAIN1 (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.18 – Imagem de RADAR (C/CL) produto VIL (13-09-2009, 16:50 UTC). Fonte: IM I.P.

Fig.4.19 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (13-09-2009, 12:00 UTC). Fonte: ECMWF.

Fig.4.20 – TPW (kg/m^2), reanálise MERRA (13-09-2009, 16:00-17:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

Fig.4.21 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 11-09-2007.

Fig.4.22 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (11-09-2007, 18:00-19:00 UTC).

Fig.4.23 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (11-09-2007, 18:00-19:00 UTC).

Fig.4.24 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (11-09-2007, 14:35 UTC).

Fonte: NEODAAS.

Fig.4.25 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (11-09-2007, 18:00 UTC).
Fonte: NEODAAS.

Fig.4.26 – Imagem de RADAR (C/CL), produto RAIN1 (11-09-2007, 18:00-19:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.27 – Imagem de RADAR (C/CL), produto VIL (11-09-2007, 18:10 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.28 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (11-09-2007, 18:00 UTC). Fonte: ECMWF.

Fig.4.29 – TPW (kg/m²), reanálise MERRA (11-09-2007, 18:00-19:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

Fig.4.30 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 16-02-2007.

Fig.4.31 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC).

Fig.4.32 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC).

Fig.4.33 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (16-02-2007, 12:00 UTC).
Fonte: NEODAAS.

Fig.4.34 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (16-02-2007, 13:40 UTC).
Fonte: NEODAAS.

Fig.4.35 – Imagem de RADAR (L/CC), produto RAIN1 (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.36 – Imagem de RADAR (L/CC), produto VIL (16-02-2007, 12:30 UTC). Fonte: IM, I.P.

Fig.4.37 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (16-02-2007, 12:00 UTC). Fonte: ECMWF.

Fig.4.38 – TPW (kg/m²), reanálise MERRA (16-02-2007, 12:00-13:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

Fig.4.39 – Distribuição temporal de DEA NS em períodos de 30 minutos para o dia 16-06-2006.

Fig.4.40 – Distribuição espacial das DEA NS, na área abrangida pelo mapa na H_{mat} (16-06-2006, 14:00-15:00 UTC).

Fig.4.41 – Distribuição espacial da densidade de DEA NS, em PC na H_{mat} (16-06-2006, 14:00-15:00 UTC).

Fig.4.42 – Imagem de satélite MSG SEVIRI, composição RGB (16-06-2006, 12:00 UTC).
Fonte: NEODAAS.

Fig.4.43 – Imagem de satélite MODIS-Aqua, composição RGB (16-06-2006, 13:20 UTC).
Fonte: NEODAAS.

Fig.4.44 – CAPE (J/kg), reanálise ERA Interim (16-06-2006, 12:00 UTC). Fonte: ECMWF.

Fig.4.45 – TPW (kg/m²), reanálise MERRA (16-06-2006, 14:00-15:00 UTC). Fonte: NASA GES DISC.

FIGURAS - ANEXO - MAPAS

Fig.A1 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS, com resolução de $0.10^{\circ} \times 0.10^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A2 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS, com resolução de $0.15^{\circ} \times 0.15^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A3 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A4 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS, com resolução de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A5 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Janeiro, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A6 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Fevereiro, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A7 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Março, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A8 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Abril, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A9 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Maio, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A10 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Junho, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A11 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Julho, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A12 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Agosto, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A13 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Setembro, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A14 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Outubro, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A15 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Novembro, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A16 – Distribuição espacial de valores médios de densidade de DEA NS no mês de Dezembro, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ no período de 2003 a 2009.

Fig.A17 – Distribuição espacial do número de dias com trovoadas para o ano de 2003, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$.

Fig.A18 – Distribuição espacial do número de dias com trovoadas para o ano de 2004, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$.

Fig.A19 – Distribuição espacial do número de dias com trovoadas para o ano de 2005, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$.

Fig.A20 – Distribuição espacial do número de dias com trovoadas para o ano de 2006, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$.

Fig.A21 – Distribuição espacial do número de dias com trovoadas para o ano de 2007, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$.

Fig.A22 – Distribuição espacial do número de dias com trovoadas para o ano de 2008, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$.

Fig.A23 – Distribuição espacial do número de dias com trovoadas para o ano de 2009, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$.

Fig.A24 – Distribuição espacial do número médio de dias com trovoadas, com resolução de $0.20^{\circ} \times 0.20^{\circ}$ para o período de 2003 a 2009.

ÍNDICE DE QUADROS

- Quadro 2.1 – Informação sobre a localização dos detectores de DEA de Portugal e Espanha.
(Informação cedida pelo IM, I.P.)
- Quadro 2.2 – Eficiência de detecção óptima teórica.
(Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)
- Quadro 2.3 – Condições de validação dos dados. (Informação cedida pelo IM, I.P.)
- Quadro 2.4 – Classificação de fiabilidade dos dados.
(Informação cedida pelo IM, I.P., adaptado do manual VAISALA)
- Quadro 2.5 – Percentagem de fiabilidade dos dados em PC.
- Quadro 2.6 – Percentagem de ocorrência para o erro de localização das DEA.
- Quadro 2.7 – Percentagem de ocorrência em classes de erro de localização das DEA.
- Quadro 2.8 – Valor máximo, médio e mínimo associados aos parâmetros de erro de localização, fiabilidade e número de sensores envolvidos na detecção das DEA NS em PC.
- Quadro 2.9 – Percentagem de ocorrência de DEA NS por número de sensores vs o erro de localização.
- Quadro 2.10 – Descrição de parâmetros associados a dias com trovoadas e ETPC.
- Quadro 2.11 – Tipologia e restrições espaciais aplicadas aos ETPC.
- Quadro 3.1 – Máximos relativos de ocorrência de DEA NS.
- Quadro 3.2 – Data e valor máximo diário de DEA NS registado em cada ano.
- Quadro 3.3 – Descrição dos percentis e respectivos valores de número de dias com trovoadas e ocorrências.
- Quadro 3.4 – Valores máximos de densidade média de DEA NS.
- Quadro 3.5 – Características da tipologia de ETPC.
- Quadro 3.6 – Características da tipologia de ETPC (valores médios).
- Quadro 3.7 – Características da tipologia de ETPC *local*.
- Quadro 3.8 – Características da tipologia de ETPC *multilocal*.
- Quadro 3.9 – Características da tipologia de ETPC *regional*.
- Quadro 3.10 – Características da tipologia de ETPC *generalizado*.
- Quadro 3.11 – Frequência de tipologia de ETPC em regiões.
- Quadro 3.12 – Distribuição mensal de ETPC por região e o respectivo tipo mais frequente.
- Quadro 3.13 – Frequência mensal de ETPC independentemente do tipo.
- Quadro 4.1 – Informação relativa aos casos de estudo de ETPC seleccionados.

LISTA DE ACRÓNIMOS E SIGLAS

ALDIS – *Austrian Lightning Detection System*
ANAPROP – *ANomalous PROPagation*
BMO – *British Meteorological Office*
CAPE – *Convective Available Potential Energy*
CEG – *Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa*
C/CL – *Coruche/Cruz de Leão*
CG – *Cloud-to-Ground*
COST – *European Cooperation in Science and Technology*
DEA – *Descargas Eléctricas Atmosféricas*
ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
ECSS – *European Conferences on Severe Storms*
EM – *Electromagnética*
EN – *Entre-Nuvem*
EOS – *Earth Observing System*
ESF – *European Science Foundation*
ESP – *Enhanced Sensitivity and Performance*
ETPC – *Eventos de Trovoada em Portugal Continental*
EUA – *Estados Unidos da América*
EUCLID – *EUropean Cooperation for LIghtning Detection*
EUMETSAT – *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*
FLUL – *Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa*
GAI – *Global Atmospheric, Inc.*
GES DISC – *Goddard Earth Science Data and Information Services Center*
GPS – *Global Positioning System*
IC – *Índice Ceráunico*
ICE – *Intensidade de corrente eléctrica*
IDL – *Interactive Data Language*
IGOT – *Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa*
IM, I.P. – *Instituto de Meteorologia, Instituto Público*
IMPACT – *IMProved Accuracy Through Combined Technology*
IN – *Intra-Nuvem*
L/CC – *Loulé/Cavalos de Caldeirão*
LF – *Low Frequency*
LINET – *LIghtning detection NETwork*
LIS – *Lightning Imaging Sensor*
LP2000 – *Lightning Processor 2000*
MAXZ – *Máximo de reflectividade*
MCS – *Mesoscale Convective Systems*
MDF – *Magnetic Direction Finding*
MODIS – *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
MSG – *Meteosat Second Generation*
NALDN – *North American Lightning Network*

NASA – *National Aeronautics and Space Administration*
 NDVI – *Normalized Difference Vegetation Index*
 NEODAAS – *Natural Environment Research Council Earth Observation Data Acquisition and Analysis Service*
 NLDN – *National Lightning Detection Network*
 NS – Nuvem-Solo
 NSF – *National Science Foundation*
 OTD – *Optical Transient Detector*
 PC – Portugal Continental
 RADAR – *RADio Detection And Ranging*
 RAIN1 – Precipitação acumulada numa hora
 RDDEA – Rede de Detectores de Descargas Eléctricas Atmosféricas
 REN – Redes Energéticas Nacionais
 RGB – *Red/Green/Blue*
 SEVIRI – *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*
 SIG – Sistemas de Informação Geográfica
 SLT – Sistema de Localização de Trovoada
 SMC – Sistemas Convectivos de Mesoescala
 TOA – *Time Of Arrival*
 TPW – *Total Precipitable Water*
 TRMM – *Tropical Rainfall Measuring Mission*
 UTC – *Universal Time Coordinated*
 UTM – *Universal Transverse Mercator*
 VHF – *Very High Frequency*
 VIL – *Vertical Integrated Liquid*
 VLF – *Very Low Frequency*
 VPN – *Virtual Private Network*
 WGS84 – *World Geodetic System 1984*
 WMO – *World Meteorological Organization*
 WWLLN – *World Wide Lightning Location Network*

N_g – Densidade de descargas eléctricas atmosféricas nuvem-solo.

T_d – Parâmetro do número de dias com trovoada.

I_f – Índice de forma.

H_{mat} – Hora em que ocorre a fase de maturação de um evento.

E_{total} – Evento total.

$D_{E_{TPC}}$ – Duração do evento total.

P_{ext} – Período extremo, de maior frequência de descargas eléctricas atmosféricas nuvem-solo, em 10 minutos.

SÍTIOS ELECTRÓNICOS CONSULTADOS

ALDIS – <http://www.aldis.at>
ArcGIS – <http://www.esri.com/software/arcgis>
COST – <http://www.cost.esf.org/>
COST-P18 – <http://www.costp18-lightning.org/>
EUCLID – <http://www.euclid.org>
EUMETSAT – <http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>
ECMWF – http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/
GES-DISC – <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/mdisc/additional/tools>
IDL – <http://www.idlcoyote.com/>
LINET – <http://www.pa.op.dlr.de/linet/>
LIS – http://thunder.msfc.nasa.gov/data/#LIS_DATA
METEORAGE – <http://www.meteorage.com/>
MetOffice – <http://www.metoffice.gov.uk/>
MODIS – <http://modis.gsfc.nasa.gov/>
NASA – <http://thunder.msfc.nasa.gov/>
NEODAAS – <http://www.sat.dundee.ac.uk/>
NOAA – <http://www.noaa.gov/>
NSF – <http://www.nsf.gov/>
VAISALA – <http://www.vaisala.com/en/Pages/default.aspx>
OTD – http://thunder.msfc.nasa.gov/data/#OTD_DATA
RAIDEN – <http://raiden-project.ul.pt/>
TRMM – <http://trmm.gsfc.nasa.gov/>
Wetterzentrale – <http://www.wetterzentrale.de/>
WWLLN – <http://webflash.ess.washington.edu/>

ANEXO

