



Universidade de Évora

Departamento de Física

CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DO CAMPO
ELÉCTRICO ATMOSFÉRICO NA REGIÃO DE
LISBOA

Cláudia Maria Pacheco Firmino Fernandes Serrano

Tese submetida à Universidade de Évora para obtenção do grau de Doutor em Física

ÉVORA

2010

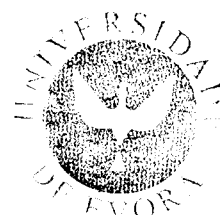


Universidade de Évora

Departamento de Física

CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DO CAMPO
ELÉCTRICO ATMOSFÉRICO NA REGIÃO DE
LISBOA

Cláudia Maria Pacheco Firmino Fernandes Serrano



176 2 14

Tese submetida à Universidade de Évora para obtenção do grau de Doutor em Física

Orientador:
Professor Doutor António Heitor Reis

ÉVORA

2010

Agradecimentos

Este espaço é dedicado àqueles que deram a sua contribuição para que esta tese fosse realizada. A todos eles deixo aqui o meu agradecimento sincero.

Ao meu orientador, Professor Heitor Reis, a quem muito admiro e estimo, pela constante disponibilidade, confiança, apoio, paciência, compreensão e entusiasmo manifestados ao longo do presente trabalho, assim como pelas suas indispensáveis sugestões, sempre bastante preciosas, e que me davam “energia” para continuar. Muito obrigada.

Ao Professor António Neto, à Professora Ana Maria Silva e ao Professor Rui Namorado Rosa pela disponibilidade demonstrada e apoio concedido, assim como pelo entusiasmo manifestado e indispensáveis sugestões.

Ao Professor Paulo Sérgio pela colaboração dada na análise estatística.

Ao Dr. Giles Harrison da Universidade de Reading – Departamento de Meteorologia - pelo envio dos dados do campo eléctrico atmosférico de Carnegie e pelo seu tratamento, assim como pelo apoio concedido quando surgiam algumas questões.

Ao Dr. Fangqun Yu da Universidade de New York – Centro de Pesquisa de Ciências Atmosféricas – pelo esclarecimento de algumas questões que surgiram no capítulo 2.

Ao Centro de Geofísica de Évora, pelas condições que me ofereceu para a realização do trabalho. Ao Sr. Samuel pela sua disponibilidade na introdução de alguns dados do campo eléctrico atmosférico de Lisboa e por verificar a monitorização do electrómetro Keithley JCI 131.

Ao Professor Mário Figueira por ter recolhido durante anos, no Instituto de Meteorologia, os dados do campo eléctrico atmosférico, radioactividade artificial e natural e concentração de núcleos de Aitken, sem os quais a realização deste trabalho seria impossível.

Ao Professor Rui Salgado, à Professora Maria João Alcoforado e ao Dr. João Vasconcelos pelo esclarecimento de dúvidas que surgiram durante a realização do capítulo 3.

Ao Instituto de Meteorologia, pelos dados fornecidos para a realização deste trabalho, e a todas as pessoas que se empenharam em fornecê-los, sem as quais não era possível a tese chegar a “bom porto”.

Às instituições “National Science Foundation Grant ATM-9420790” – Universidade de Chicago, os dados acreditados da radiação cósmica (<http://sidc.oma.be/index.php3>) e NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, pelos dados da espessura óptica dos aerossóis acreditados por Ammann, C.M., et al., 2003, Monthly Volcanic Forcing Data for Climate Modeling 1890-1999, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology, Data Contribution Series 2003-049 (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/climate_forcing/volcanic_aerosols).

A todos os meus amigos de Évora que me têm constantemente encorajado e acompanhado neste período da minha vida.

Aos meus pais, a minha gratidão e afecto por terem sempre apoiado e estimulado o prosseguimento dos meus estudos. À minha irmã e ao meu irmão pelo companheirismo demonstrado.

Ao Luís, o meu afecto pela ajuda e incentivo em terminar esta tese.

À minha pequena Maria Beatriz, a minha luz.

“There can be no doubt but the electric indications, when sufficiently studied, will be found important additions to our means for prognosticating the weather...”

Lord Kelvin, 1872

Índice

Resumo	vii
Abstract	xix
Lista de figuras	xi
Lista de tabelas	xvii
Lista de símbolos	xxv
Lista de acrónimos	xxvii
1 Circuito eléctrico atmosférico global	1
1.1 Introdução	1
1.2 Objectivos da tese	2
1.3 Desenvolvimento histórico do estudo da electricidade atmosférica	3
1.4 A estrutura do circuito eléctrico atmosférico e o campo eléctrico de bom tempo	6
1.5 Estrutura eléctrica da atmosfera	15
1.5.1 Camada limite planetária	16
1.5.1.1 Formação de iões na camada limite planetária	18
1.5.1.2 Condutividade eléctrica na camada limite planetária	21
1.5.1.3 Campo eléctrico na camada limite planetária	22
1.5.2 Atmosfera inferior	27
1.5.2.1 Formação de iões na atmosfera inferior	28
1.5.2.2 Condutividade eléctrica na atmosfera inferior	29
1.5.2.3 Campo eléctrico na atmosfera inferior	29
1.5.3 Atmosfera média	30
1.5.3.1 Formação de iões e electrões na atmosfera média	31
1.5.3.2 A condutividade eléctrica na média atmosfera	32
1.5.3.3 Campo eléctrico na média atmosfera	33
1.5.4 Atmosfera superior	34
1.5.4.1 Formação de iões e electrões na atmosfera superior	35
1.5.4.2 Condutividade eléctrica na atmosfera superior	36

1.5.4.3 Campo eléctrico na atmosfera superior	37
1.6 Variações diárias do campo eléctrico atmosférico	37
1.6.1 Variações diárias do campo eléctrico atmosférico sincronizadas com a hora universal	37
1.7 Estrutura da tese	40
1.8 Referências bibliográficas	41
2 Caracterização climatológica do campo eléctrico em Lisboa/Portela	46
2.1 Influências de longo período sobre o campo eléctrico local	47
2.1.1 Radiação cósmica	47
2.1.2 Radioactividade natural e artificial	49
2.1.3 Aerossóis	50
2.2 O campo eléctrico atmosférico de bom tempo em Lisboa no período de 1955-91	52
2.3 Correlações das anomalias relativas da radiação cósmica, da radioactividade artificial e da espessura óptica dos aerossóis com a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico, para situações de bom tempo	61
2.3.1 Influência da radiação cósmica	70
2.3.2 Influência da espessura óptica do aerossol	77
2.3.3 Influência da radioactividade artificial	78
2.4 Conclusões	80
2.5 Referências bibliográficas	81
3 Conexão de variáveis meteorológicas com o campo eléctrico atmosférico em Lisboa/Portela	86
3.1 Caracterização genérica do clima na região de Lisboa	87
3.2 Análise de séries de registos horários no campo eléctrico atmosférico na região de Lisboa	90
3.2.1 Análise sazonal	99
3.3 Influência da humidade relativa, da direcção e da velocidade do vento e da nebulosidade no campo eléctrico atmosférico	103
3.3.1 Humidade relativa	103

3.3.2. Direcção e velocidade do vento	109
3.3.2.1 Análise anual	110
3.3.2.2 Análise sazonal	123
3.3.3 Nebulosidade	124
3.4 Conclusões	128
3.5 Referências bibliográficas	130
4 Conclusões e comentários finais	134
4.1 Análise das influências globais no comportamento do campo eléctrico atmosférico	134
4.2 Análise das influências locais no comportamento do campo eléctrico atmosférico	135
4.3 Observações finais e perspectiva de trabalho futuro	137
4.4 Referências bibliográficas	138
Anexos	
Anexo 2.1 Mecanismo ion-aerosol clear air e ion aerosol near-cloud	139
Anexo 2.2 Análise de componentes principais	149
Anexo 2.3 O tamanho da amostra na correlação de Pearson	151
Anexo 3.1 Campo eléctrico atmosférico de Évora	153
Anexo 3.2 Tabelas que representam a correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa em situação de bom tempo	156

Resumo

O campo eléctrico atmosférico medido ao nível do solo sofre influências de longo período, nomeadamente através da variação da intensidade da radiação cósmica, da radioactividade artificial e dos aerossóis emitidos para a estratosfera, durante as erupções vulcânicas, juntamente com influências de curto prazo devidas à meteorologia local, por exemplo, humidade relativa, intensidade e direcção do vento e nebulosidade. Dados da intensidade do campo eléctrico registados na estação meteorológica da Portela (Lisboa), no período 1955-1991, foram analisados para apurar estes tipos de influências em Lisboa.

Desta forma, foram estudadas as correlações anuais e sazonais entre as anomalias relativas da componente vertical do campo eléctrico atmosférico e a intensidade da radiação cósmica, a radioactividade artificial e a espessura óptica, como um “proxy” para a concentração de aerossóis.

A partir desta análise, verificou-se que a radiação cósmica é a única variável que está significativamente correlacionada com o valor do campo eléctrico atmosférico no período 1967-1991. Constatou-se que, de um modo geral, estas duas variáveis estão inversamente relacionadas. Verificou-se também que a influência da radiação cósmica sobre o campo eléctrico era forte no Inverno e muito fraca no Verão. A hipótese GCR-CN-CNN-Cloud, juntamente com o facto de que no Inverno a altura da camada limite convectiva é inferior à da situação de Verão foram considerados como possíveis explicações para essa diferença.

Foram também analisadas as variações diárias e sazonais da anomalia da componente vertical do campo eléctrico atmosférico em associação com algumas variáveis meteorológicas locais, em condições de bom tempo. Deste modo, possíveis correlações entre as anomalias da intensidade do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e da humidade relativa, a intensidade do vento para as várias direcções e a nebulosidade foram investigadas. Dados da intensidade do campo eléctrico registado na estação meteorológica da Portela (Lisboa), juntamente com dados meteorológicos da humidade relativa, vento e nebulosidade da mesma estação foram usados. A componente do campo eléctrico

atmosférico, devido às influências planetárias, foi separada da dos factores locais, através da consideração das diferenças entre os valores horários e os correspondentes valores médios, durante um período de vinte anos (1970-1991).

A partir da análise das anomalias horária da componente vertical do bom tempo do campo eléctrico atmosférico ao nível do solo e humidade relativa do ar, concluiu-se que estas variáveis não estão significativamente correlacionadas e que a associação com a humidade relativa do campo eléctrico em Lisboa é fraca. As correntes de convecção na camada limite poderão presumivelmente mascarar este efeito. A intensidade do vento está negativamente correlacionada com a anomalia do campo eléctrico, sendo as correlações significativas para a direcção Norte e Nordeste para quase todas as horas do dia, e para Este no período 7-17 TUC. A correlação da nebulosidade com a anomalia do campo eléctrico é estatisticamente significativa para Cumulus e de sinal positivo.

Este trabalho aponta direcções específicas de investigação a serem desenvolvidas de modo a proporcionar uma melhor compreensão do campo eléctrico atmosférico em Lisboa.

Contribution to the study of the atmospheric electric field in Lisbon region

Abstract

The atmospheric electric field measured at the surface is influenced by long term influences such as cosmic radiation intensity, artificial radioactivity and aerosols emitted to the stratosphere during big volcanic eruptions, together with short term influences due the local meteorology, e.g. relative humidity, wind intensity and wind direction and cloudiness.

Data of the electric field strength recorded at the Portela meteorological station (Lisbon) in the period from 1955 to 1991 have been analysed to investigate both kinds of influences.

In this way, annual and seasonal correlations between relative anomalies of the vertical component of the atmospheric electric field and cosmic radiation intensity, artificial radioactivity and optical thickness as a proxy for aerosol concentration have been studied.

From this analysis it was found that cosmic radiation is the only variable that is significantly correlated with the value of the atmospheric electric field in the period 1967-1991. It was found that, in general, these two variables are inversely related. It was also found that the influence of cosmic radiation on the electric field was strong in wintertime and very weak in summertime. The GCR-CN-CNN-Cloud hypothesis together with the fact that in wintertime the height of the convective boundary layer is smaller than that of summertime were considered as possible explanations for this difference.

In this work, were also analyzed the daily and seasonal variations of the vertical component of atmospheric electric field in association with some local meteorological variables in fair-weather conditions. In this way, possible correlations between relative anomalies of hourly values of fair weather atmospheric electric field strength and relative humidity, wind intensity for the several wind directions and cloudiness, have been investigated. Data of the electric field strength recorded at the Portela meteorological station (Lisbon) together with meteorological synoptic data of relative humidity, wind and cloudiness from the same station have been used. The component of the atmospheric electric field due to global (planetary) influences was separated from local influence by

performing the difference between the actual hourly values and the corresponding values averaged over a twenty years period (1970-1991).

From the analysis of the hourly anomalies of the vertical component of the fair weather atmospheric electric field at ground level and relative humidity it was concluded that these variables are not significantly correlated and that the relative humidity association with the electric field in Lisbon is weak. The boundary layer convection currents might probably mask this effect.

The wind intensity is negatively correlated with the anomaly of the electric field, and the correlations are significant for North and Northeast for nearly all hours of the day and for East during the period 7-17h UTC. Cloudiness correlation with the electric is statistically significant for *Cumulus* only, and is positive in sign.

This work indicates specific directions of research to be pursued so as to provide a better understanding of the atmospheric electric field in Lisbon.

Lista de Figuras

Figura 1.1 - Circuito eléctrico atmosférico global (adaptado Harrison, 1997)	7
Figura 1.2 - (a) Resistência colunar no circuito global. A resistência colunar R_c determina a densidade de corrente eléctrica local do circuito eléctrico global J_z . (b) R_{CL} pode ser representado pela camada de resistência com altura variável, ou aproximadamente pela camada de espessura fixa de resistência variável (adaptado de Harrison e Bennett, 2007b)	12
Figura 1.3 - Classificação da atmosfera em altitude, em função da temperatura, condutividade e presença de iões (adaptado de www.ion.le.ac.uk/ionosphere/profile.html)	16
Figura 1.4 - Esquema ilustrando a produção de pequenos iões atmosféricos a partir de moléculas neutras (adaptado Aplin, K.L., 2000)	20
Figura 1.5 - O efeito eléctrico (adaptado de MacGorman e Rust, 1998)	26
Figura 1.6 - Perfil do campo eléctrico na camada eléctrico, mostrando a situação clássica (a) o efeito dos aerossóis (b), da radioactividade (c) e da turbulência (d) (Hoppel <i>et al.</i> , 1986)	27
Figura 1.7 - Taxa de produção de iões pelos raios cósmicos em função da latitude e da altitude nos anos de mínimo solar (1965) e de máximo solar (1958) do ciclo solar de 11anos(adoptado de Gringel <i>et al.</i> ,1986).....	28
Figura 1.8 - Três exemplos (D, W e B) de perfis de densidade de corrente de condução em situação de bom tempo, medidos com balões (adaptado MacGorman e Rust, 1998)	30
Figura 1.9 - Taxa de produção de pares de iões, a partir de diferentes fontes de ionização, na atmosfera média em função da altitude (para a latitude 45°) (adaptado de Reid, 1986)	31
Figura 1.10 - Variação da condutividade eléctrica com a altitude, medida durante o dia na média atmosfera. A curva pontuada mostra as medições directas da condutividade positiva enquanto as outras curvas mostram os resultados de modelos das condutividades dos electrões, iões positivos e negativos à latitude de 45° (adaptado de Reid, 1986)	32

- Figura 1.11** - Representação do vento solar e da magnetosfera (retirado de www.ccvalg.pt/astro/astronomia/sistema_solar/terra.htm)34
- Figura 1.12** - (a) Variação diurna do gradiente de potencial de bom tempo sob os oceanos - Curva de Carnegie (cruzeiros 4, 5 e 6). (b) Variação diurna da quantidade média de tempestades no mundo e nos continentes (adaptado MacGorman e Rust, 1998)39
- Figura 2.1** - Electrógrafo electromecânico modelo Benndorff. (a) vista principal; (b) vista lateral53
- Figura 2.2** - Evolução anual média do campo eléctrico atmosférico de bom tempo no período 1955-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo54
- Figura 2.3** - Evolução anual média da intensidade da radioactividade artificial em Lisboa, nos períodos: (a) 1961-76 (método deposição em coluna em mC/km²); (b) 1977-89 (método volumétrico em Bq/m³)56
- Figura 2.4** - Evolução anual média da radiação cósmica, da estação Climax-Colorado (39°37'N, 106°18'W) e da espessura óptica dos aerossóis, retirados do programa NOAA-NGDC-Paleo (latitude: 39°29'N), entre 1955-1991.....56
- Figura 2.5** - Evolução anual média do campo eléctrico atmosférico de bom tempo, em Lisboa-Portela, para o período 1978-9158
- Figura 2.6** - Evolução média mensal do campo eléctrico atmosférico de bom tempo em Lisboa entre 1955 e 1991. Para traçar a curva correspondente ao período 1961-69, utilizou-se os dados de 1961-63, 1968 e 1969.59
- Figura 2.7** - Média mensal da concentração de ar em núcleos de Aitken em Lisboa, no período 1961-6960
- Figura 2.8** - Análise das componentes principais das anomalias relativas da espessura óptica do aerossol, da radiação cósmica e da intensidade da radioactividade artificial, em Lisboa, em situações de bom tempo, no período: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos.....65
- Figura 2.9** - Análise das componentes principais das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico, da espessura óptica do aerossol e da intensidade da

radioactividade artificial, em Lisboa, em situações de bom tempo, no período: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos66

Figura 2.10 - Variação anual da: (a) primeira componente e da anomalia relativa do campo eléctrico; (b) primeira componente e da anomalia relativa da radiação cósmica; em Lisboa, no período 1967-1991; c) segunda componente e da anomalia relativa da radiação cósmica, em Lisboa, no período 1978-9167

Figura 2.11 – Gráficos de dispersão das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo versus anomalias relativas da radiação cósmica, em Lisboa, nos períodos: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos com elevada espessura óptica do aerossol foram removidos. Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança; linha a verde - bandas de previsão; R-Sq- coeficiente de determinação72

Figura 2.12 - Gráficos de dispersão das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo versus anomalias relativas da radiação cósmica, em Lisboa, na estação de Inverno, nos períodos: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos com elevada espessura óptica do aerossol foram removidos. Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança; linha a verde - bandas de predição; R-Sq – coeficiente de determinação75

Figura 2.13 - Gráficos de dispersão das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo versus anomalias relativas da radiação cósmica, em Lisboa, na estação de Verão, nos períodos: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos com elevada espessura óptica do aerossol foram removidos. Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança; linha a verde - bandas de predição; R-Sq – coeficiente de determinação76

Figura 2.14 - Gráficos de dispersão das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico versus anomalias relativas da espessura óptica, em situações de bom tempo, no período 1967-91, para os anos com para anos com erupções vulcânicas.

Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança; linha a verde - bandas de previsão; R-Sq – coeficiente de determinação	78
Figura 3.1 – Mapa de localização da estação Lisboa-Portela (retirado Alcoforado <i>et al.</i> , 2005).....	88
Figura 3.2 - Evolução média diurna do campo eléctrico atmosférico no período 1955-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo	92
Figura 3.3 - Variação média diurna da concentração de núcleos de Aitken em Lisboa no período 1961-69. Os dados dos anos 1961-63, 1968 e 1969 foram usados para traçar o gráfico (n = 1659)	94
Figura 3.4 - Evolução diurna média da temperatura do ar no período 1955-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo	95
Figura 3.5 - Evolução diurna média da intensidade do vento no período 1970-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo	96
Figura 3.6 - Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico em vários intervalos do período 1964-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo	98
Figura 3.7 – Evolução diurna média da radioactividade artificial e natural, em Lisboa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero no período 1977-89	103
Figura 3.8 - Evolução diurna média do: a) campo eléctrico atmosférico e b) da humidade relativa, nas direcções do vento de Norte, Nordeste, Noroeste, Este e Oeste, na situação de calma e anual, na estação Lisboa/Portela, em situações de bom tempo e nebulosidade zero, no período 1970-91. Os pontos que têm tracejado à volta indicam uma pequena quantidade de dados	105

- Figura 3.9** - Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e nebulosidade zero para a situação de calma, em Lisboa no período 1970-91. Os pontos que têm tracejado à volta indicam uma pequena quantidade de dados ($n < 10$).....109
- Figura 3.10** - Variação média diurna da anomalia do campo eléctrico atmosférico e da intensidade do vento, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para quatro sectores da direcção do vento: a) Nordeste (NE); b) Noroeste (NW); c) Oeste (W); d) Norte(N), em Lisboa no período 1970-91108
- Figura 3.10-** Evolução diurna média da intensidade do vento, para diferentes direcções do vento, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, em Lisboa no período 1970-91110
- Figura 3.11** - Frequência dos diferentes regimes diários dos ventos em Lisboa-Portela, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para o período 1970-91111
- Figura 3.12** – Evolução diurna média da anomalia do campo eléctrico atmosférico e da intensidade do vento, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para quatro sectores da direcção do vento: a) NE; b) NW; c) W; d) N, em Lisboa no período 1970-91.....119
- Figura 3.13** – Evolução diurna média da anomalia do campo eléctrico atmosférico e da intensidade do vento, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para quatro sectores da direcção do vento: a) E; b) SE; c) S; d) SW, em Lisboa no período 1970-91.....120
- Figura 3.14** – Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico de bom tempo em função da direcção do vento, para nebulosidade zero, em Lisboa/Portela, no período 1970-91124
- Figura 2.1.A** – Mecanismo “ion-aerosol clear-air” propõe uma ligação entre as variações da intensidade da radiação cósmica e a nebulosidade. O diagrama mostra a formação de núcleos de condensação de partículas ultrafinas (UCN) a partir de gases existentes na atmosfera, os quais podem desenvolver novos CCNs (adaptada de Carslaw *et al.*, 2002).....140
- Figura 2.2.A** - Mecanismo “ion-aerosol near-cloud”. Este diagrama mostra o desenvolvimento dos aerossóis carregados nos limites das nuvens, os quais podem deslocar-se para o interior das nuvens e possivelmente aumentar a formação de

partículas de gelo. O perfil do campo eléctrico que se encontra no lado direito é feito a partir de observações (Reiter, 1992) (adaptada de Carslaw <i>et al.</i> , 2002).....	142
Figura 2.3.A - Esquema a ilustrar a hipótese GCR-CN-CCN- cloud (Yu, 2002), que pode explicar a correlação entre as variações do fluxo de GCR e o coberto de nuvens baixas. As possíveis espécies envolvidas nas diferentes fases de formação de CN e nos processos de crescimento são tão indicadas. As espécies orgânicas podem ter um papel importante no crescimento de CN para CCN	145
Figura 3.1.A – Eléctrometro Keithley JCI 131.....	153
Figura 3.2.A – Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico de Évora no período 2005-09 em situação de bom tempo.....	154

Lista de Tabelas

- Tabela 2.1** - Coeficientes de correlação das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico, $\Delta E / \bar{E}$, da radiação cósmica, $\Delta C_R / \bar{C}_R$, da espessura óptica do aerossol, $\Delta \tau / \bar{\tau}$, e da radioactividade artificial, $\Delta R_a / \bar{R}_a$, com as componentes principais X_1 e X_2 , em vários períodos. O p-valor respectivo é mostrado assim como a variância (VAR).....68
- Tabela 2.2** – Regressão múltipla da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico com as anomalias da radiação cósmica, $\Delta C_R / \bar{C}_R$ e da espessura óptica do aerossol, $\Delta \tau / \bar{\tau}$, em vários períodos. O p-valor respectivo é indicado. (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos....69
- Tabela 2.3** - Coeficientes de correlação da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico com as anomalias relativas da radiação cósmica, $\Delta C_R / \bar{C}_R$, da espessura óptica do aerossol, $\Delta \tau / \bar{\tau}$, e da radioactividade artificial, $\Delta R_a / \bar{R}_a$, em vários períodos. O p-valor respectivo é mostrado assim como a probabilidade de detectar o efeito real (γ). (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos71
- Tabela 2.4** - Coeficientes de correlação sazonais da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico com as anomalias relativas da radiação cósmica, em vários períodos. O p-valor respectivo é mostrado assim como a probabilidade de detectar o valor real (γ). (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos74
- Tabela 3.1** - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários quadrantes, na estação Lisboa-Portela, em situação de bom tempo112

Tabela 3.2 - Frequência diária da direcção do vento para os vários octantes, para a estação do ano do Outono, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo	113
Tabela 3.3 - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários octantes, na estação do ano do Inverno, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo e nebulosidade zero	114
Tabela 3.4 - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários octantes, na estação do ano do Primavera, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo	115
Tabela 3.5 - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários octantes, na estação do ano do Verão, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo e nebulosidade zero	116
Tabela 3.6 - Coeficientes de correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a intensidade do vento, para os quadrantes da direcção do vento N (norte), NE (nordeste), E (este) e Sudeste (SE), em Lisboa, no período 1970-91, para diferentes horas (1-24 TUC) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias)	121
Tabela 3.7 - Coeficientes de correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a intensidade do vento, para os quadrantes da direcção do vento S (sul), SW (sudoeste), W (oeste) e NW (noroeste), em Lisboa, no período 1970-91, para diferentes horas (1-24 TUC) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias)	122
Tabela 3.8 - Coeficientes de correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a nebulosidade para diferentes tipos de nuvem, no período 1970-91. O p-valor respectivo também é mostrado assim como a probabilidade de detectar o efeito real (γ) e o tamanho da amostra (n)	126
Tabela 3.9 - Coeficientes de correlação sazonais da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a nebulosidade para os <i>cumulus</i> , no período 1970-91. O p-valor é indicado assim como a probabilidade de detectar o efeito real (γ) e o tamanho da amostra (n)	127

- Tabela 3.10** - Coeficientes de correlação sazonais da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a nebulosidade para diferentes tipos de nuvem, no período 1970-91. O p-valor é indicado assim como o tamanho da amostra (n)128
- Tabela 3.1.A** – Correlação **horária** da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 0, 1, 2 e 3 horas** (ΔE avança 0h, 1h, 2h e 3h), na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....156
- Tabela 3.2.A** – Correlação **sazonal** da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....157
- Tabela 3.3.A** – Correlação **sazonal** da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....158
- Tabela 3.4.A** – Correlação **sazonal** da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....158
- Tabela 3.5.A** – Correlação **sazonal** da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....159
- Tabela 3.6.A** – Correlação **horária** da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na

estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....159

Tabela 3.7.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....160

Tabela 3.8.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 2 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....160

Tabela 3.9.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 3 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....161

Tabela 3.10.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Norte (N) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....161

Tabela 3.11.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 1 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Norte (N) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....162

- Tabela 3.12.A** – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Norte (N)** (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....162
- Tabela 3.13.A** – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Norte (N)** (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).....163
- Tabela 3.14.A** – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....163
- Tabela 3.15.A** – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....164
- Tabela 3.16.A** – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....164
- Tabela 3.17.A** – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....165
- Tabela 3.18.A** – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos

da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste (NW)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....165

Tabela 3.19.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste (NW)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....166

Tabela 3.20.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste (NW)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....166

Tabela 3.21.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste (NW)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....167

Tabela 3.22.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Este (E)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....167

Tabela 3.23.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Este (E)** (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....168

Tabela 3.24.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação

Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Este (E) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....	168
Tabela 3.25.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e desfasamento temporal de 3 horas , na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Este (E) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....	169
Tabela 3.26.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e desfasamento temporal de 0 horas , na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....	169
Tabela 3.27.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e desfasamento temporal de 1 horas , na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....	170
Tabela 3.28.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e desfasamento temporal de 2 horas , na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....	170
Tabela 3.29.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e desfasamento temporal de 3 horas , na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....	171
Tabela 3.30.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e desfasamento temporal de 0, 1, 2 e 3 horas (ΔE avança 0h, 1h, 2h e 3h), na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, em situação de calma (r – coeficiente de correlação; n - número de dias).....	171

Tabela 3.31.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).....172

Tabela 3.32.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).....172

Tabela 3.33.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).....173

Tabela 3.34.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).....173

Lista de Símbolos

Símbolo	Descrição	Unidades
C_R	Radiação cósmica	cont.h ⁻¹
\bar{C}_R	Média da radiação cósmica	cont.h ⁻¹
E	Campo eléctrico	V.m ⁻¹
\bar{E}	Média do campo eléctrico	V.m ⁻¹
$E_{cumulos\ ou\ stratocumulos}$	Campo eléctrico em situação de <i>cumulus</i> ou <i>stratocumulus</i>	V.m ⁻¹
$\langle E_{N=0} \rangle$	Média do campo eléctrico em situação de nebulosidade igual a zero	V.m ⁻¹
E_s	Campo eléctrico à superfície	V.m ⁻¹
e	Carga eléctrica dos iões ou electrões	C
f	Função desconhecida	-
HR	Humidade relativa	-
J_Z	Densidade de corrente eléctrica atmosférica	pA.m ⁻²
J_{DP}	Densidade de corrente descarga pontual	pA.m ⁻²
J_{CV}	Densidade de corrente eléctrica de convecção	pA.m ⁻²
J_P	Densidade de corrente eléctrica de precipitação	pA.m ⁻²
J_R	Densidade de corrente eléctrica dos relâmpagos	pA.m ⁻²
J_C	Densidade de corrente eléctrica de condução	pA.m ⁻²
n	Tamanho da amostra	-
n_+	Concentração de iões positivos	cm ⁻³
n_-	Concentração de iões negativos	cm ⁻³
r	Coefficiente de correlação	-
R_a	Radioactividade artificial	mC.km ⁻² ou Bq.m ⁻³
\bar{R}_a	Média da radioactividade artificial	mC.km ⁻² ou Bq.m ⁻³
R_c	Resistência colunar	PΩm ²
R_{TL}	Resistência da livre troposfera	PΩm ²

Lista de símbolos

R_{CL}	Resistência da camada limite	$\text{P}\Omega\text{m}^2$
t	Tempo	s
V_I	Potencial ionosférico	kV
v	Velocidade do ião	$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
X_1	Componente 1	-
X_2	Componente 2	-
K	Constante de proporcionalidade	-
\vec{k}	Vector unitário	-
Z	Altura	m
ϵ	Permitividade eléctrica do meio	$\text{C}^2\cdot\text{N}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$
ϵ_0	Permitividade eléctrica no vazio	$\text{C}^2\cdot\text{N}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$
μ_-	Mobilidade eléctrica do ião negativo	$\text{m}^2\cdot\text{V}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$
μ_+	Mobilidade eléctrica do ião positivo	$\text{m}^2\cdot\text{V}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$
ρ_c	Densidade volumétrica de carga eléctrica espacial estacionária	cm^{-3}
σ	Condutividade eléctrica	$\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$
σ_e	Condutividade eléctrica dos electrões livres	$\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$
σ_-	Condutividade eléctrica dos iões negativos	$\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$
σ_+	Condutividade eléctrica dos iões positivos	$\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$
σ_s	Condutividade eléctrica à superfície	$\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$
τ	Espessura óptica dos aerossóis	-
$\bar{\tau}$	Média da espessura óptica dos aerossóis	-
γ	Probabilidade de detectar o efeito real	-

Lista de Acrónimos

G.L.	Latitude Geomagnética
GCR-CN-CCN-cloud	Galactic cosmic rays – condensation nuclei – cloud condensation nuclei – cloud
NOAA-NCDC-Paleo	National - Oceanic and Atmospheric Administration – National Climate Data Center –Paleoclimatology
PCA	Análise das Componentes Principais
TUC	Tempo Universal Coordenado
VAR	Variância

Capítulo 1

Circuito Eléctrico Atmosférico Global

Este capítulo apresenta um panorama dos principais conceitos de Electricidade Atmosférica, nomeadamente, uma introdução a conceitos considerados fundamentais para se compreender o estudo apresentado nesta tese. Também são referidos os objectivos deste estudo e é dado um guião da estrutura da tese.

1.1 Introdução

Desde metade do século passado até ao presente estudos intensivos sobre o campo eléctrico atmosférico têm demonstrado que as medições do campo eléctrico atmosférico são, em geral, difíceis de interpretar porque existe uma grande variedade de factores de influência a considerar (MacGorman e Rust, 1998; Harrison, 2002). Em condições de bom tempo (velocidade do vento menor que 20 km/h, nebulosidade inferior a 3/8 e ausência de nevoeiro ou de precipitação), o campo eléctrico da atmosfera é praticamente vertical, e direccionado no sentido da superfície terrestre. Próximo da superfície da Terra, assume valores entre 100 e 150 V/m. Em situação de bom tempo o campo eléctrico é um indicador sensível da poluição do ar e é também relevante para a compreensão da fenomenologia da camada limite, podendo até servir de preditor de alguns fenómenos que ocorrem na camada limite.

Estudos recentes (Serrano *et al.*, 2006; Reis e Serrano, 2009) indicam que a radiação cósmica se correlaciona significativamente com os valores do campo eléctrico atmosférico na região de Lisboa, no período 1955-91. Às influências de longo período (exemplo:

radioactividade artificial e aerossóis estratosféricos) adicionam-se as influências da meteorologia local, tais como a humidade relativa, a intensidade e a direcção do vento, a concentração de poluição e a nebulosidade. Este tipo de influência da meteorologia local sobre o campo eléctrico atmosférico tem sido objecto de vários estudos (ex: Kamra *et al.*, 1997; Israelsson and Tammet 2001; Nagaraja *et al.*, 2003).

O estudo da electricidade atmosférica permite determinar em que medida o circuito eléctrico global afecta o clima, através da interacção da densidade de corrente eléctrica atmosférica com a microfísica das nuvens (Harrison, 2001, 2004). As medições dos parâmetros eléctricos na superfície terrestre são assim usadas não só para monitorizar o circuito eléctrico global, mas também em estudos interdisciplinares.

1.2 Objectivos da tese

Este é um primeiro estudo sistemático sobre o campo eléctrico atmosférico na região de Lisboa, tendo como base os registos recolhidos na estação de Lisboa-Portela, no período 1955-91. Neste sentido, pretende contribuir para uma caracterização climatológica do campo eléctrico atmosférico, ao nível da superfície terrestre, e identificar, de entre a multiplicidade de factores que poderão influenciar os valores do campo eléctrico em Lisboa, aqueles que poderão dar uma maior contribuição. Não pretendendo ser um estudo aprofundado sobre a camada limite atmosférica da região Lisboa tem, contudo, como um dos objectivos apontar caminhos para futuros estudos sobre aspectos mais específicos da interacção com a meteorologia local.

Neste trabalho foram analisados efeitos locais e globais no circuito eléctrico atmosférico. Quanto a influências globais foram procuradas correlações entre os valores sinópticos do campo eléctrico atmosférico de bom tempo, ao nível do solo, e a intensidade da radioactividade artificial, da espessura óptica dos aerossóis vulcânicos e da radiação cósmica e, ao nível local, com as variáveis meteorológicas, nomeadamente, a direcção e a velocidade do vento, a humidade relativa, a nebulosidade e o tipo de nuvens.

O grande interesse da comunidade científica internacional pela electricidade atmosférica de baixa altitude deve-se a recentes constatações que revelam o carácter integrado de toda a atmosfera desde a troposfera - região que se estende até mais ou menos 15 km de altura da superfície terrestre – e que está acoplada electricamente à média

e à alta atmosfera. O estudo dos fenómenos relacionados com o circuito eléctrico global tem grande importância para a sociedade devido ao carácter multidisciplinar da relação entre a actividade eléctrica da atmosfera, o clima terrestre e as diversas situações meteorológicas.

O tratamento deste tema constitui um campo de investigação actualmente em grande desenvolvimento e, por apresentar um carácter multidisciplinar, contribui para uma maior motivação na realização do estudo aqui apresentado.

Nesta tese, os dados utilizados do campo eléctrico atmosférico foram retirados entre 1955 e 1991, pelo Doutor Mário Figueira, no Instituto de Meteorologia, e nunca foram objecto de qualquer tratamento ou estudo sistemático. Esta tese permite, assim, tratá-los e valorizá-los.

1.3 Desenvolvimento histórico do estudo da electricidade atmosférica

Após a descoberta das primeiras propriedades eléctricas da matéria, tornou-se evidente que os relâmpagos deveriam ser uma forma de electricidade, associada de algum modo às tempestades. O primeiro estudo formal da electricidade atmosférica pode ser considerado do início de 1750, consistindo nas experiências pioneiras de Benjamin Franklin, que questionou a natureza do relâmpago e o relacionou com os raios produzidos em laboratório. John Canton (1718-1772) observou, através de experiências realizadas em Inglaterra, que a electricidade estava presente na atmosfera, mesmo na ausência de nuvens (Aplin *et al.*, 2008). Também Lemonnier (1752) conseguiu detectar uma carga eléctrica fraca na atmosfera, na ausência de nuvens. Notou ainda uma diferença na intensidade eléctrica entre a noite e o dia. A descoberta de Lemonnier deu origem a um novo campo de pesquisa na física da atmosfera, a “electricidade de bom tempo” (Aplin *et al.*, 2008).

No século XVIII foi realizada, durante dois anos e diariamente, uma série de medições quantitativas de electrificação atmosférica, por John Read (1726-1814). Estas experiências foram inspiradas no trabalho de Giovanni Beccaria (1775). Este cientista, para além de confirmar as descobertas de Lemonnier, verificou que varas pontiagudas e fios eléctricos suspensos na atmosfera ficaram carregados positivamente em relação à

superfície da terra em situação de bom tempo, sob céu limpo. Notou também uma polaridade contrária, quando passava uma nuvem de trovoadas, indicando a introdução de carga eléctrica negativa na parte superior. Deste modo reforçou as descobertas de Franklin de que as nuvens de trovoadas são geralmente carregadas negativamente na base e positivamente no topo.

Beccaria confirmou a existência de electrificação durante a variação diurna em condição de bom tempo. Em 1779, Saussure mediu pela primeira vez a carga induzida num condutor imerso na atmosfera, com um instrumento construído por si próprio, um precursor do electrómetro. Além de confirmar os resultados de Beccaria, Saussure descobriu uma variação anual da electrificação na condição de bom tempo, bem como uma variação com a altitude. Ele acreditava que a electrificação poderia ser explicada assumindo que o ar continha uma carga positiva. Beccaria, quando realizou experiências laboratoriais sobre electricidade estática, verificou a possibilidade de existência de carga a fluir. Charles-Augustin Coulomb (1736-1806) noticiou que a carga de um objecto isolado decai devagar no ar com o tempo, e que este decaimento é mais rápido quando o ar se torna mais húmido (Aplin *et al.*, 2008):

L'électricité des deux balles diminue un peu pendant le temps que dure l'expérience ... si l'air est humide et que l'électricité se perd rapidement... (Coulomb, 1784)

Para Coulomb o ar é condutor. No entanto, a sua descoberta não foi compreendida para a época, visto que não havia, nessa altura, uma base científica para explicar a condutividade eléctrica dos gases (o electrão foi descoberto 100 anos mais tarde), ficando completamente esquecida. Similarmente, não havia uma base exploratória para compreender o potencial eléctrico atmosférico na ausência de nuvens electrificadas, o qual só ficou bem esclarecido na metade do século dezanove e impossibilitou assim, durante anos, o estudo sistemático do fenómeno. Por exemplo, as últimas investigações têm demonstrado que na atmosfera existe uma carga eléctrica positiva durante as condições de bom tempo (Bennett e Harrison, 2008) e que esta varia consideravelmente com as condições de tempo. Contudo, Beccaria, no século XVIII, sem ter um suporte teórico, mas apenas a experimentação, já tinha sugerido que um dia seria possível o uso da electricidade atmosférica para prever o tempo.

No século dezanove e no princípio do século vinte, o estudo da electricidade atmosférica tornou-se mais sistemático. Em 1842, Peltier estabeleceu que a Terra estava carregada negativamente, mas não conseguiu explicar como é mantida essa carga na presença da corrente de escoamento (ver secção 1.4). Com Faraday e Maxwell, ao trabalharem no campo da electricidade e do electromagnetismo, surgiu um melhor contexto físico para o desenvolvimento das medições. Neste período foi muito importante a confiança dada à instrumentação, em particular, a necessidade de se fazer medições automáticas contínuas do campo eléctrico atmosférico (convencionalmente conhecido como o gradiente de potencial). W. Thomson (Lord Kelvin) (1824-1907) desenvolveu um electrómetro que media o gradiente de potencial. Deste modo, Kelvin fez a primeira tentativa relevante para explicar a origem da electricidade atmosférica. Em 1860, Kelvin defendeu a ideia de que deveria existir na atmosfera cargas eléctricas positivas, de modo a explicar a electrificação da atmosfera como uma manifestação de um campo eléctrico (Wählin, 1989).

Para explicar o campo eléctrico de bom tempo, Kelvin propôs a hipótese de que a superfície da Terra e a “ionosfera” formavam um condensador esférico gigante, com uma diferença de potencial de 200.000 V entre estas “placas”. A ionosfera representa a placa positiva do condensador e a superfície da Terra representa a placa negativa. O campo eléctrico de bom tempo pode ser representado por linhas de campo que se estendem desde as cargas eléctricas existentes na atmosfera e terminam na superfície da Terra. A direcção do campo é em direcção à superfície da Terra (Bering III *et al.*, 1998).

Kelvin começou as medições contínuas do gradiente de potencial, na atmosfera, no Observatório Kew do Reino Unido (Harrison e Aplin, 2002). Novas pesquisas científicas foram surgindo, tais como a medição do gradiente de potencial no topo da Torre Eiffel em Paris, no final do século XIX (Harrison e Aplin, 2003). Também foram apresentadas medições do gradiente de potencial acima da superfície, através de balões equipados. Contudo, não foi só o gradiente de potencial que foi medido. Após a descoberta do electrão e da radiação ionizante (raios X e radioactividade), nos últimos anos do século dezanove, progrediram rapidamente os estudos da condutividade eléctrica nos gases. Muito deste trabalho foi realizado no Laboratório de Cavendish em Cambridge, por J. J. Thomson (1856-1940) e por Lord Rutherford (1871-1937). Foi durante este período que alguns termos usados para caracterizar os iões existentes no ar foram definidos: por

exemplo, o conceito de mobilidade (Aplin, 2000). Em paralelo com estudos no laboratório de Cavendish, na Europa, Ebert, Gardien, Elster e Geitel desenvolveram instrumentação para medir os iões atmosféricos (Aplin *et al.*, 2008). O instrumento de Gardien permitiu medir a condutividade com subidas de balão, fornecendo dados das propriedades dos iões. Wigand foi um dos primeiros cientistas a medir com confiança o gradiente de potencial e a condutividade eléctrica a 9 km. Isto permitiu determinar a densidade de corrente eléctrica de condução. Wigand notou que é praticamente independente da altitude na livre troposfera, mantendo-se constante (ver também Aplin *et al.*, 2008), e assim forneceu a evidência da corrente fluir da atmosfera superior para a superfície terrestre.

O começo do século XX foi considerado como o marco de transição da física clássica para a física moderna. Surgiram então novos instrumentos que permitiram medições sistemáticas de diversas quantidades espaciais, devido ao rápido avanço da teoria física contemporânea. Este cenário permitiu a unificação de medições anteriores, através do conceito de circuito eléctrico global. O desenvolvimento do modelo do circuito eléctrico é descrito na próxima secção, assim como as suas propriedades e os seus parâmetros.

1.4 A estrutura do circuito eléctrico atmosférico e o campo eléctrico de bom tempo

O circuito eléctrico atmosférico cujo primeiro modelo foi apresentado por Wilson (1929) pode ser visto de forma simplificada como um circuito eléctrico com duas regiões equipotenciais, uma delas é a superfície terrestre, carregada negativamente, e a outra a ionosfera (atmosfera superior), carregada positivamente, que se encontra aproximadamente a 80 km acima da superfície terrestre. A ionosfera é uma região com elevada condutividade eléctrica, quando comparada com a superfície terrestre. A geração de carga eléctrica que surge no circuito eléctrico deve-se essencialmente a(s): (i) radioactividade natural junto ao solo (50.000-500.000 pares de iões por desintegração); (ii) radioactividade artificial; (iii) descargas eléctricas (coroa, relâmpagos); (iv) colisões entre cristais de gelo e “graupel”; (v) evaporação/condensação (por cada 3×10^{13} moléculas

que evaporam uma transporta carga negativa); (vi) fotoionização nas altas camadas da atmosfera e (vii) radiação cósmica de alta energia. Estes processos de geração de carga originam iões atmosféricos (positivos e negativos). As cargas transportadas pelos iões atmosféricos são separadas por efeito da fenomenologia atmosférica, originando uma diferença de potencial entre a ionosfera e a superfície terrestre da ordem de 300 kV (Figura 1.1).

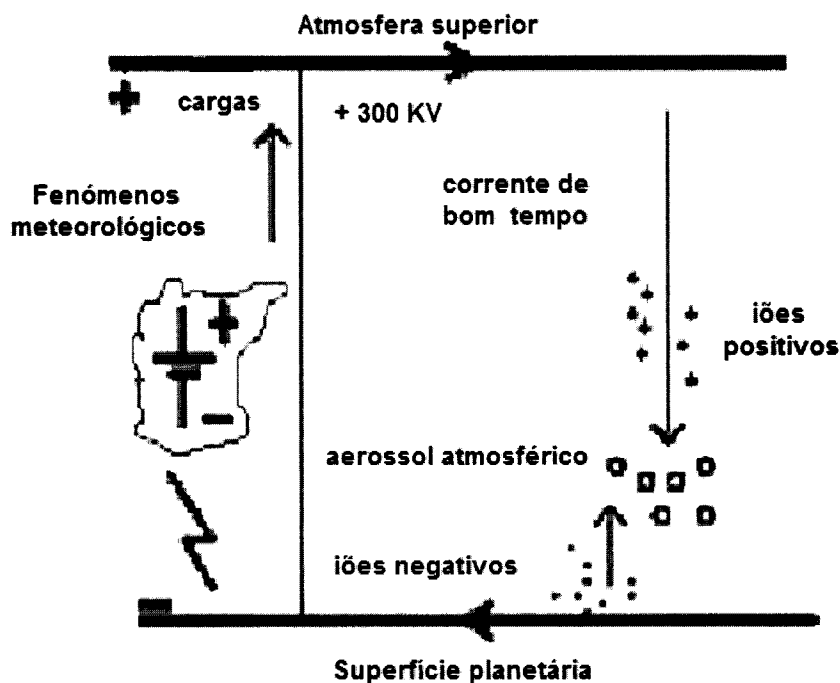


Figura 1.1 – Circuito eléctrico atmosférico global (adaptado Harrison, 1997).

Em resposta à existência de gradientes de concentração de iões positivos e negativos, uma corrente está constantemente a fluir verticalmente em toda a superfície da Terra, completando o circuito eléctrico global. A densidade de corrente eléctrica atmosférica, em condições de bom tempo J_b , é da ordem de 2 pA/m² (Harrison, 2004; Rycroft, 2006; Markson, 2007; Rycroft *et al.*, 2008). A resistência eléctrica total por unidade de área na coluna atmosfera entre a ionosfera e a superfície terrestre é chamada resistência colunar R_c .

No passado, houve muita especulação científica relativamente ao mecanismo que mantém a corrente de bom tempo. Em 1920, Wilson propôs que as nuvens de tempestade (representadas por uma nuvem *cumulonimbus* na Figura 1.1) actuassem como geradores de corrente, trazendo cargas eléctricas negativas para perto da superfície da Terra e

transportando cargas eléctricas positivas para a ionosfera. É então possível considerar que a corrente flui a partir de regiões distantes onde poderão existir trovoadas para regiões de bom tempo (Roble e Tzur, 1986; Bennett e Harrison, 2008; Rycroft, 2006; Rycroft *et al.*, 2008).

A densidade de corrente eléctrica atmosférica J_Z , conhecida também como corrente de Maxwell, pode ser representada do seguinte modo:

$$J_Z = J_{DP} + J_{CV} + J_P + J_R + J_c + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (1.1)$$

onde os índices DP, CV, P, R e C se referem à descarga pontual, correntes de convecção, precipitação, relâmpagos e corrente óhmica, respectivamente.

A densidade de corrente de descarga pontual J_{DP} , ocorre quando a carga eléctrica em excesso num corpo condutor se distribui apenas pela sua superfície exterior e se concentra nas zonas mais pontiagudas (ou de menor raio). Na proximidade destes corpos existem sempre átomos e moléculas ionizadas. A grande concentração de cargas eléctricas numa zona pontiaguda, gerando localmente um campo eléctrico intenso, provoca a atracção para essa zona de iões de sinal contrário. Esses iões atraídos constituem a descarga pontual.

A contribuição da densidade de corrente eléctrica através da descarga pontual é controversa. Em 1930, Wormell fez algumas estimativas da quantidade de carga transportada por uma única ponta de descarga durante um período de quatro anos, chegando à conclusão que a descarga pontual total da corrente eléctrica transporta carga eléctrica negativa à superfície terrestre a uma taxa temporal de cerca de 1500 amperes, a qual pode fornecer cerca de 75% da corrente total de bom tempo (Wählin, 1989; Reiter, 1992; MacGorman and Rust, 1998). Em estudos posteriores, outros investigadores deram valores mais baixos para a média da corrente eléctrica de descarga pontual, mas superiores a 25% da corrente de bom tempo (Wählin, 1989).

A densidade de corrente eléctrica de convecção J_{CV} , é a fracção de corrente transportada nas circulações de camada limite. Em 1929, Watson referiu a possível existência de uma corrente de convecção. Comparou os resultados das medições directas da densidade de corrente eléctrica atmosférica com os valores calculados a partir da intensidade do campo

eléctrico e da condutividade eléctrica (parte óhmica) e verificou que os valores das medições directas podem constituir metade dos valores das medições indirectas. Assim, concluiu que a diferença entre as medições directas e indirectas da densidade de corrente eléctrica atmosférica deve ser a medida da corrente de convecção.

Na *densidade de corrente eléctrica de precipitação* J_P , toda a precipitação de partículas (hidrometeoros) que transporta cargas eléctricas positivas ou negativas origina uma corrente de precipitação da atmosfera para a superfície terrestre. A corrente eléctrica tem uma grande importância no circuito eléctrico global e tem sido objecto de investigação durante anos. Lord Kelvin, em 1860, foi o primeiro a sugerir o movimento de cargas eléctricas, quando havia precipitação, e referiu que a carga das gotas da chuva é importante para manter a carga eléctrica negativa na superfície terrestre.

As últimas medições foram realizadas por Simpson, em 1949. Simpson verificou o efeito imagem-espelho entre a intensidade do campo eléctrico e a quantidade de carga de precipitação que atinge a superfície terrestre. Quando o campo eléctrico se torna negativo (carga negativa na base da nuvem), a corrente de precipitação torna-se positiva e vice-versa. Uma gota deve demorar alguns minutos a cair da base da nuvem para o solo. Como a carga da precipitação muda com o gradiente de potencial abaixo da nuvem, isto poderia significar que as gotas também poderiam obter a sua carga final abaixo da nuvem ou muito perto do solo (Chalmers, 1967). A densidade de corrente de precipitação é da ordem de 2 a 3 nA.m⁻² (Rust e Moore, 1974) e depende do tipo, da velocidade, do estado físico, da precipitação e das condições de tempo (Reiter, 1992). No entanto, a densidade de corrente de precipitação é aproximadamente da mesma ordem da densidade de corrente de condução ar-Terra.

A *corrente eléctrica dos relâmpagos* J_R , é devida à carga eléctrica transportada para a Terra. As descargas eléctricas tanto podem ser positivas como negativas. A relação de ocorrência entre as descargas eléctricas positivas e negativas para a superfície terrestre é de 1 para 10, mas uma descarga positiva é 10 vezes mais poderosa e transporta 10 vezes mais carga eléctrica (Wählin, 1989).

A *corrente eléctrica de condução* J_C , é transportada pelos iões pequenos existentes no ar. O último termo da equação (1.1) refere-se à *densidade de corrente eléctrica de deslocamento* e não é mais do que a corrente devida à influência eléctrica entre a superfície terrestre e a ionosfera. Foi Maxwell quem propôs este tipo de corrente fazendo notar que uma

corrente eléctrica altera também o campo eléctrico à sua volta e que esse efeito tem que ser incluído na lei de Ampère. Sem este termo, esta lei pode ser inconsistente com a conservação de carga.

A distribuição espacial da densidade de carga gera um campo eléctrico vertical (ou gradiente de potencial, que sendo grandezas iguais, por convenção, são de sinal oposto). Em condições de bom tempo, o campo eléctrico médio, ao nível da superfície terrestre, é da ordem de 100-150 V/m (ver também, Rakov and Uman, 2003; Harrison, 2002; Roble and Tzur, 1986).

No entanto, o campo eléctrico de bom tempo pode ser alterado por movimentos turbulentos da atmosfera que transportam correntes eléctricas de convecção, pelas variáveis meteorológicas e também pela intensidade da radiação cósmica, radioactividade artificial e concentração de aerossóis, como veremos nos capítulos 2 e 3.

Contudo, existem períodos em que as condições eléctricas atmosféricas são estáveis, podendo ser ignorados os termos da equação (1.1) que representam a densidade de corrente eléctrica atmosférica J_z , à excepção do referente à condução J_c . Assim, o campo eléctrico atmosférico E_z induz uma densidade de corrente eléctrica atmosférica J_z ($J_z = J_c$) que é praticamente óhmica e é dada por:

$$J_z = \sigma E_z, \tag{1.2}$$

onde σ é a condutividade eléctrica no ar (ver por ex: MacGorman e Rust, 1998). Como a densidade de corrente eléctrica atmosférica de bom tempo é praticamente constante, o campo eléctrico varia inversamente com a condutividade eléctrica do ar, a qual depende da concentração e da mobilidade dos iões atmosférico. A condutividade eléctrica está relacionada com a concentração de iões n , a carga eléctrica e e a mobilidade eléctrica μ , através:

$$\sigma = e(n_+ \mu_+ + n_- \mu_-), \tag{1.3}$$

onde os sinais $-$ e $+$ se referem às cargas eléctricas negativas e positivas, respectivamente.

A classificação dos iões é baseada nas medições de distribuição dos iões de acordo com a sua *mobilidade eléctrica*, μ . A mobilidade eléctrica é um parâmetro directamente mensurável definido pela expressão $\mu = \frac{v}{E}$, e descreve a velocidade v adquirida pelo ião por unidade do campo eléctrico aplicado. Esta velocidade difere dos iões positivos e negativos ($\mu_- = 1,2 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{V}^{-1}\text{s}^{-1}$ e $\mu_+ = 1,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{V}^{-1}\text{s}^{-1}$). A mobilidade depende da variação das condições meteorológicas locais, nomeadamente da humidade do ar, poluição local e transporte de aerossóis.

Tradicionalmente, os iões atmosféricos têm sido classificados de acordo com a sua mobilidade como iões pequenos, intermédios ou grandes. Por razões físicas, Hõrrak *et al.* (2000) considera que os iões grandes e os intermédios podem ser chamados de iões aerossóis (são aerossóis carregados e a sua mobilidade está correlacionada com o seu diâmetro), e os iões pequenos - iões “cluster” (conjunto molecular carregado).

As propriedades dos iões “cluster” são influenciadas pelas propriedades da atmosfera, em termos da sua composição, a qual está relacionada com os gases minoritários presentes na atmosfera (por exemplo, ozono, dióxido de carbono, dióxido de enxofre, óxidos de azoto e metano) e com a sua concentração, e depende também da quantidade de aerossol (Harrison e Tammet, 2008).

As concentrações de iões variam em altitude, pois dependem de fontes de iões, nomeadamente, raios cósmicos, isótopos de radão, radioactividade natural, de partículas de aerossol e também da taxa de produção de iões, o que faz com que a condutividade varie em altitude (Rycroft *et al.*, 2008).

A partir da integração da condutividade do ar em função da altitude pode-se determinar a resistência colunar vertical R_c que é definida pela integração de todas as resistências existentes na atmosfera entre a superfície terrestre e a ionosfera. A resistência colunar vertical determina, segundo Israel (1970), a densidade de corrente J_z a fluir entre a ionosfera e a superfície terrestre, e varia entre 130-300 $\text{P}\Omega\cdot\text{m}^2$ (Roble e Tzur, 1986; Harrison, 2005; Harrison e Bennett, 2007a; Harrison e Bennett, 2007b; Harrison *et al.*, 2010).

A maior contribuição para a resistência colunar é a resistência na camada limite planetária, onde a taxa de produção de iões é relativamente pequena e o efeito dos aerossóis é muito significativo, enquanto, acima da camada limite, os raios cósmicos têm

um efeito dominante, como se irá ver na secção 1.2. Também existe uma segunda contribuição, acima da camada limite, a partir da livre troposfera, designada como R_{TL} , onde se inclui a contribuição da estratosfera de cerca de 7% (Harrison *et al.*, 2010). A R_c também depende da mobilidade e da concentração dos iões. Deste modo, Harrison e Bennett (2007b) (ver Figura 1.2) propõem uma simples parametrização para R_c , separando a resistência da camada limite R_{CL} da resistência da livre troposfera R_{TL} , através de

$$R_c = R_{TL} + R_{CL} \tag{1.4}$$

O termo R_{CL} é variável e depende da concentração de aerossóis existentes à superfície terrestre e da mistura de isótopos de radão. O termo R_{TL} é relativamente constante, contudo, pode variar devido à produção de iões resultantes da variabilidade da radiação cósmica com a actividade solar e com os aerossóis vulcânicos injectados na estratosfera (Figura 1.2- (a)). A variação da produção de iões a partir dos raios cósmicos com a latitude geomagnética também pode originar a variação de R_{TL} entre sítios localizados a diferentes latitudes.

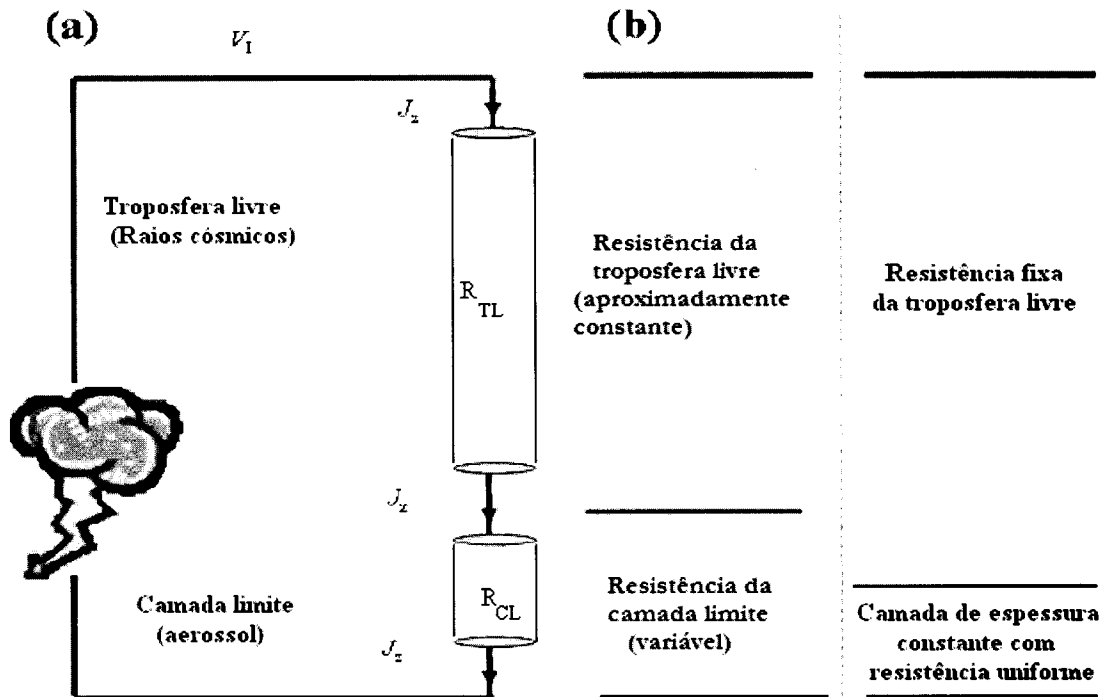


Figura 1.2 - (a) Resistência colunar no circuito global. A resistência colunar R_c determina a densidade de corrente eléctrica local do circuito eléctrico global J_z . (b) R_{CL} pode ser representado pela camada de resistência com altura variável, ou aproximadamente pela camada de espessura fixa de resistência variável (adaptado de Harrison e Bennett, 2007b).

Foi usada uma simples aproximação para representar R_{CL} . Analisando as variações R_C em 1966-1971 em Kew (Harrison, 2005), verificou-se que R_{CL} está relacionado com a condutividade eléctrica do ar. Se houver uma diminuição da condutividade eléctrica existe um aumento da resistência na coluna atmosférica. Em tais circunstâncias, R_{CL} pode ser inversamente proporcional à condutividade eléctrica do ar nesta camada. A relação exacta depende da forma do perfil de condutividade eléctrica escolhida. Pode ser representada como uma camada de espessura variável com uma condutividade eléctrica variável ou uma camada de altura fixa com condutividade eléctrica constante. Usando a condutividade eléctrica do ar na superfície σ_s para determinar a camada de resistência constante perto da superfície, a equação (1.4) pode ser escrita como:

$$R_C = \frac{K}{\sigma_s} + R_{TL} \quad (1.5)$$

onde K é a constante de proporcionalidade relacionada com o perfil de condutividade nas camadas poluídas, mas em termos físicos pode representar a altura de uma camada de condutividade eléctrica constante perto da superfície terrestre.

A densidade de corrente eléctrica atmosférica J_Z está relacionada com o potencial V_I e com a resistência colunar R_C por

$$J_Z = \frac{V_I}{R_C} \quad (1.6)$$

o que permite que a equação (1.5) pode ser escrita como

$$\frac{V_I}{J_Z} = \frac{K}{\sigma_s} + R_{TL} \quad (1.7)$$

A equação (1.7) relaciona a condutividade de superfície (σ_s) e o potencial ionosférico (V_I), através da densidade de corrente eléctrica atmosférica J_Z e da resistência na livre troposfera R_{TL} . Utilizando a aproximação de baixa turbulência (Tammet *et al.*, 1996), a lei de Ohm:

$$J_z = \sigma_s E_s \quad (1.8)$$

onde E_s é o campo eléctrico à superfície, a equação (1.7) pode ser reescrita como:

$$\frac{V_I}{E_s} = K + R_{TL} \sigma_s \quad (1.9)$$

Esta equação separa os efeitos da camada limite $\left(\frac{V_I}{E_s}\right)$ dos efeitos da livre troposfera $(R_{TL} \sigma_s)$. Os dois efeitos determinam a densidade de corrente eléctrica atmosférica numa localização específica (Tinsley, 2005; Harrison e Bennett, 2007b).

Segundo a equação (1.9), verifica-se que o potencial ionosférico pode variar ao longo do dia e ao longo dos anos. Nesta última hipótese, essa variação deve-se à actividade solar, à radiação cósmica e/ou aos aerossóis estratosféricos que vão influenciar a resistência colunar e o campo eléctrico atmosférico à superfície, como já foi referenciado anteriormente. Estudos realizados demonstraram que as erupções vulcânicas aumentam a concentração de aerossóis na estratosfera ou na baixa atmosfera e podem afectar o circuito eléctrico global devido ao aumento da resistência colunar (Mather e Harrison, 2006). A corrente flui a partir da ionosfera para a superfície terrestre, sendo, como se viu, determinada pela lei de Ohm, pelo potencial ionosférico e pela resistência da coluna atmosférica. Se na coluna atmosférica o aerossol aumentar, seja por injeção de aerossol vulcânica ou por depleção de iões (ligações ião-aerossol), a resistência colunar aumenta e há uma redução na corrente a fluir entre a ionosfera e a superfície terrestre. O aerossol vulcânico pode distribuir-se globalmente na estratosfera e a corrente que flui no circuito eléctrico global pode ser alterada. Uma mudança global eléctrica pode surgir de uma grande erupção, se a quantidade de aerossol estratosférico for significativa. Meyerott *et al.* (1983) compararam os dados do potencial ionosférico com os dados do aerossol vulcânico, no período 1959-1976, e sugeriram que alterações no potencial ionosférico estão correlacionadas com as alterações dos aerossóis vulcânicos na troposfera e na estratosfera, encontrando-se associadas com a erupção do vulcão Mt Agung em 1963, no hemisfério Sul (Mather e Harrison, 2006).

Ao longo do dia, o aumento do potencial ionosférico pode ser devido, por exemplo, aos aerossóis existentes na superfície terrestre.

1.5 Estrutura eléctrica da atmosfera

Os iões que existem em diferentes concentrações na atmosfera estão na origem da electricidade atmosférica. Os iões têm diversas origens, como anteriormente foi referido, sendo os mais importantes os que provêm da radiação solar, da radioactividade natural e artificial e dos raios cósmicos.

Os iões atmosféricos têm um papel importante em alguns processos atmosféricos, tais como os processos eléctricos e a formação de aerossóis, pois influenciam fortemente as propriedades eléctricas da atmosfera, nomeadamente a condutividade eléctrica atmosférica. A separação dos iões positivos e negativos pode originar fortes campos eléctricos, formação de tempestades e correntes eléctricas, que alimentam continuamente o circuito eléctrico global atmosférico.

A electricidade atmosférica resulta por um lado da ionização do ar e, por outro, da presença do campo eléctrico que é influenciado pela actividade eléctrica global do planeta. E localmente é influenciado pela fenomenologia da camada limite atmosférica. A turbulência que se verifica na proximidade da superfície terrestre influencia a concentração de iões, aerossóis e partículas radioactivas na atmosfera. A camada onde esta influência é significativa é denominada camada limite. No entanto, a origem destes iões, o tipo de transportador de carga que é responsável pela condutividade (electrões ou iões), e a variação do campo eléctrico vertical, dependem da região da atmosfera que se está a analisar. Por este motivo considera-se a estrutura eléctrica da atmosfera dividida nas seguintes zonas:

- camada limite planetária;
- atmosfera inferior;
- atmosfera média;
- atmosfera superior.

Seguidamente são analisadas em maior detalhe estas quatro zonas (ver Figura 1.3).

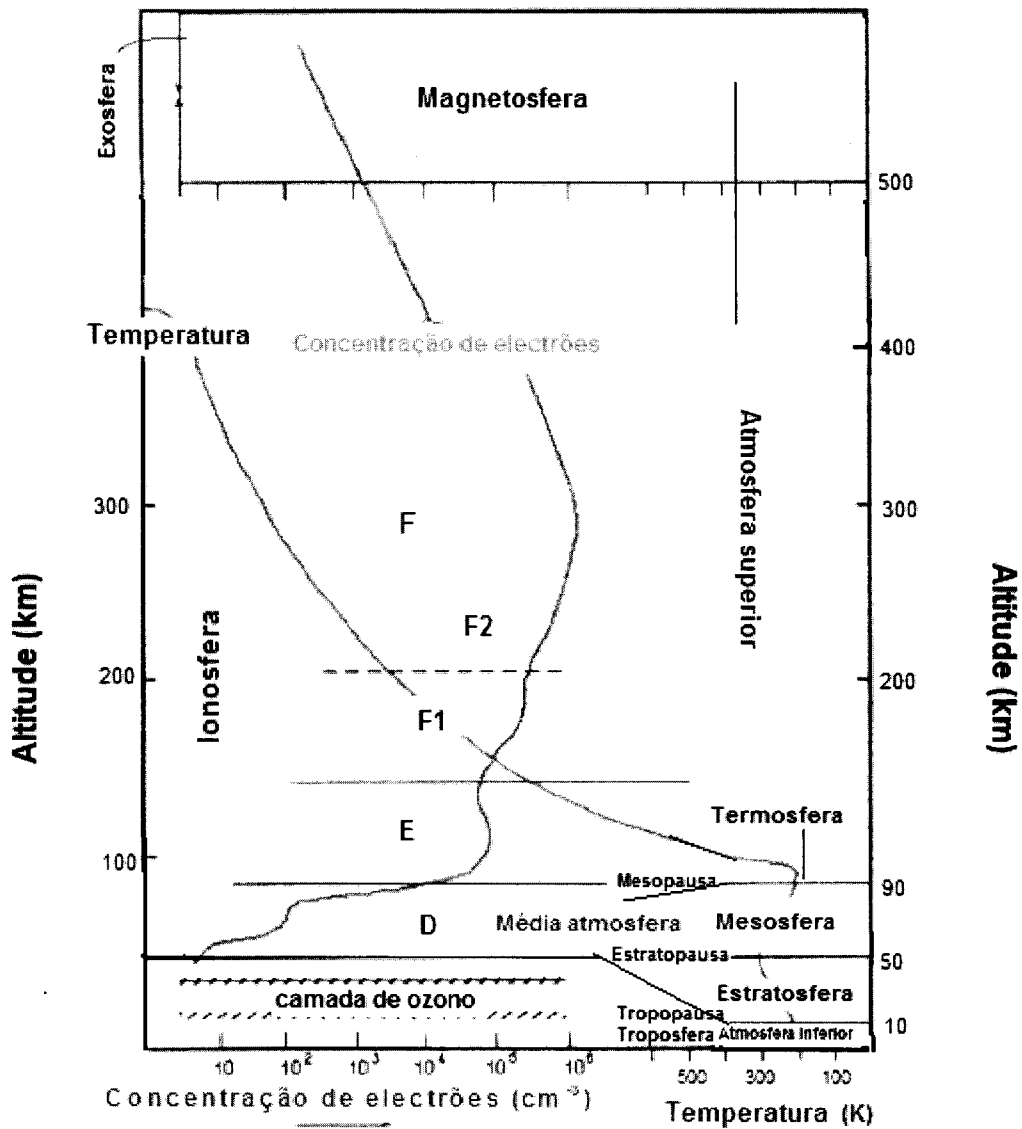


Figura 1.3 – Classificação da atmosfera em altitude, em função da temperatura, condutividade e presença de iões (adaptado de www.ion.le.ac.uk/ionosphere/profile.html).

1.5.1 Camada limite planetária

A camada limite planetária é a região da atmosfera, acima da superfície terrestre, cuja altura pode variar desde dezenas de metros até aproximadamente 2 km acima do solo. Esta camada insere-se na troposfera, a qual é dividida em duas camadas: a camada limite e a atmosfera livre. A camada limite planetária é a região da baixa atmosfera em que se faz sentir directamente a influência da superfície terrestre. As influências primárias que acontecem na superfície são: aquecimento (ou arrefecimento), evaporação (ou condensação) e arrastamento de partículas (Hoppel *et al.*, 1986). Estes processos originam transferência de momento, calor, humidade e poluentes entre a atmosfera e a superfície

terrestre. A interacção entre a superfície e a camada limite relacionada com o transporte vertical influencia directamente o tempo local e regional, e a circulação geral da atmosfera (ver por ex: Soares, 2004). As transferências, referenciadas atrás, geram turbulência, controlando os perfis médios da velocidade do vento, da temperatura e do vapor de água na camada limite planetária. A turbulência depende da direcção, da intensidade e da persistência das transferências que ocorrem na superfície terrestre e, também, das condições meteorológicas de larga escala. A altura da camada limite depende, por exemplo, além da taxa de aquecimento ou arrefecimento da superfície terrestre, da intensidade do vento, da rugosidade e da topografia da superfície terrestre, da cobertura de nuvens, dos movimentos verticais de larga escala, das advecções de calor e humidade, da estação do ano e do ciclo diurno (ver por ex: Arya, 1988).

Numa situação de bom tempo, o ciclo diurno solar de aquecimento e arrefecimento da superfície terrestre determina também a espessura da camada limite. Ao nascer do sol, a superfície da terra começa a ser aquecida, o calor do solo transmite-se às camadas de ar junto da superfície, forçando circulações verticais que se estendem até ao topo da camada limite, misturando-a verticalmente. A existência deste tipo de circulações verticais torna o escoamento na camada limite quase sempre turbulento (ver por ex: Miranda, 2001). Este tipo de escoamento depende da diferença de densidade entre parcelas de ar vizinhas de que resultam movimentos convectivos. Durante a manhã, a mistura turbulenta diminui a estabilidade térmica observada no período nocturno. Ao longo do dia, os movimentos convectivos intensificam-se provocando o crescimento da camada limite. Depois do pôr-do-sol, a superfície terrestre arrefece por emissão de radiação de grande comprimento de onda, o que implica uma estabilização (Soares, 2004). A turbulência decresce gradualmente, podendo, todavia, ser mantida em valores elevados se existirem ventos fortes na atmosfera livre ou um tecto de nuvens baixas (Miranda, 2001).

A presença de nuvens altera o balanço radiativo e a camada limite. As nuvens mais frequentes na camada limite são: *cumulus* pouco profundos, *stratocumulus*, *stratus* e *nimbostratus* (Soares, 2004). Os dois primeiros tipos de nuvens vão merecer uma maior atenção no capítulo 3.

Os *stratocumulus* são nuvens baixas e muitas vezes formam-se quando o vento provoca turbulência no ar húmido junto ao solo, misturando verticalmente o ar e

transportando ar húmido, da superfície para cima. São muito frequentes no Inverno quando o ar quente e húmido se desloca para norte. Estas nuvens podem resultar do espriamento das partes médias ou superiores dos *cumulus*, quando estes alcançam uma camada de ar quente estável. O topo dos *cumulus* dispersa-se, deixando uma camada de *stratocumulus*. Os *stratocumulus* podem engrossar e descer, quando o ar à superfície se torna mais húmido, deixando por cima ar seco e limpo. Em 1996 e em 1999, Philander *et al.* e Clement e Seager respectivamente mostraram que este tipo de nuvens tem um grande impacto no clima e na sua variabilidade (Soares, 2004).

Os *cumulus* são frequentes em dias de sol, quando o solo está fortemente aquecido. Formam-se muitas vezes agrupamentos destas nuvens, todas com a base ao mesmo nível. O aquecimento local do solo provoca correntes ascendentes de ar quente, à medida que o ar arrefece e o vapor de água nele contido condensa. Os *cumulus* têm contornos bem marcados devido à contínua produção de gotículas dentro da nuvem, alimentada pelas correntes ascendentes de ar quente, e à sua rápida evaporação no ar mais seco circundante. Os *cumulus* pequenos duram apenas entre 15 a 20 minutos, dissipando-se à medida que se afastam da fonte de ar quente que alimenta a sua formação. Este tipo de nuvens começa tipicamente a formar-se a meio da manhã, enquanto o solo aquece, alcançam o seu máximo de extensão a meio da tarde e dissipam-se quando o solo começa a arrefecer. Os *cumulus* estão associados ao bom tempo, sendo conhecidos como *cumulus* de bom tempo e influenciam indirectamente a camada limite através da alteração do balanço radiativo. As nuvens da camada limite têm um efeito radiativo resultante de arrefecimento da atmosfera, uma vez que possuem reflectividades altas (Soares, 2004).

A maioria das medições eléctricas é feita nesta camada há dois séculos. Verificou-se, desde cedo, que o campo eléctrico responde fortemente aos processos meteorológicos (ex: Kamra *et al.*, 1997; Israelsson and Tammet 2001; Nagaraja *et al.*, 2003; Harrison, 2004).

1.5.1.1 Formação de iões na camada limite planetária

Os iões existentes na camada limite planetária sobre os continentes têm origem, principalmente, na radiação emitida directamente da Terra e na radiação emitida por gases radioactivos e seus derivados, oriundos da superfície terrestre. Sobre os oceanos, a

principal fonte de ionização são raios cósmicos primários e secundários (Hoppel *et al.*, 1986).

Os mecanismos de produção dos raios cósmicos ainda não são bem conhecidos, mas provavelmente são provenientes de produtos de colisões entre a matéria interestelar, de explosões de supernovas, da formação de pulsares, de núcleos activos de galáxias e das erupções solares. A radiação cósmica primária é constituída por partículas com energias extremamente altas (cerca de 10^{20} eV); são elas os protões (87%), partículas alfa (11%), cerca de 1% de núcleos com número atómico entre 4 e 26 e cerca de 1% de electrões com energia muito elevada. Este tipo de radiação predomina na estratosfera a uma altitude acima dos 25 km (Merril, 1987). Uma pequena fracção da radiação cósmica primária atinge a superfície da terra uma vez que a maior parte dela interage com as moléculas existentes na alta atmosfera (atinge a alta atmosfera na ordem de 1000 partículas por metro quadrado por segundo). Nesta interacção, além do núcleo se desintegrar nos seus nucleões constituintes, é produzida uma variedade de partículas, as quais se designam por raios cósmicos secundárias (raios gama – fotões, electrões, neutrões e muões). Estes raios cósmicos interagem novamente originando sucessivas chuvas, cada vez menos energéticas, que alcançam a superfície terrestre. A partícula primária, que retém a maior parte de sua energia após a colisão, bem como as partículas produzidas, interagem com novos núcleos, formando uma cascata de partículas radioactivas, sendo as mais importantes, em termos de contribuição à exposição do ser humano, o ^3H , o ^{14}C e o ^7Be (ver por ex: <http://www.physics.isu.edu/radinf/natural.html> - radioactivity in Nature). A atmosfera e o campo magnético da Terra também funcionam como escudo contra as radiações cósmicas, reduzindo a quantidade de radiações que atinge a superfície terrestre, dependendo da latitude e da altitude do local. Como se referiu anteriormente, os raios cósmicos, ao atravessarem a atmosfera, diminuem a sua energia. Assim, quanto maior for a altitude, maior é a intensidade de radiação, uma vez que a camada de ar que actua com protecção é menos espessa.

A radiação cósmica decresce à medida que nos deslocamos do pólo para o equador, devido ao efeito do campo geomagnético da Terra e do Sol sobre os raios cósmicos primários.

A ionização das moléculas, provocada pelos raios cósmicos primários e secundários, origina iões positivos e electrões. Estes electrões ligam-se rapidamente a

outras moléculas neutras, fazendo com que elas fiquem com excesso de electrões e se tornem iões negativos (ver Figura 1.4). Quando os iões são formados, podem ligar-se a moléculas de água presentes na atmosfera, formando aglomerados de iões denominados *iões pequenos*. A concentração dos iões pequenos depende do balanço entre mecanismos de produção (taxa de ionização) e de destruição de iões. Perto da superfície terrestre são produzidos cerca de 10 pares de iões $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ (MacGorman e Rust, 1998). No entanto, a contribuição dos raios cósmicos para a ionização da camada limite atmosférica é muito pequena sobre os continentes (2 pares de iões $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$) e é constante até aproximadamente 1 km de altitude (Hoppel *et al.*, 1986). Os raios cósmicos, acima de 1 km de altitude, produzem mais iões em situações de bom tempo (MacGorman e Rust, 1998). Estes iões são principalmente o oxigénio ($\text{O}_2^{+/-}$) e o nitrogénio ($\text{N}_2^{+/-}$) e, em poucos milissegundos, sofrem reacções químicas e tornam-se hidratados com várias moléculas de água, de modo a formarem iões pequenos, tais como $\text{NO}_3^-(\text{H}_2\text{O})_2$ ou $\text{H}_3\text{O}^+(\text{H}_2\text{O})_6$ (Bering III *et al.*, 1998).

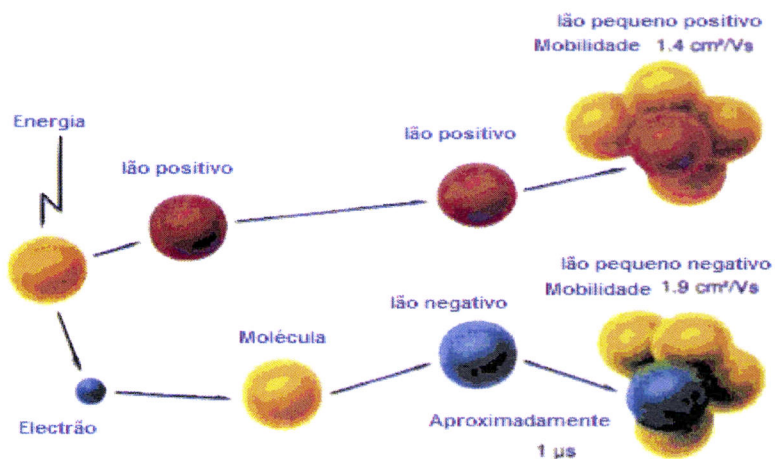


Figura 1.4 – Esquema ilustrando a produção de pequenos iões atmosféricos a partir de moléculas neutras (adaptado Aplin, 2000).

Os iões pequenos podem-se agregar a aerossóis que se encontram na atmosfera (com raio entre 0,01 e 0,5 μm). Os aerossóis podem ser de origem natural (como por exemplo, vulcões e poeiras do deserto) ou de origem antropogénica (resultantes por exemplo, da poluição e das queimadas). Quando os iões pequenos se agregam aos aerossóis formam-se *grandes iões*. Em geral, a concentração de iões grandes é menor do que a de iões pequenos, à excepção de locais com elevado nível de poluição.

A taxa de ionização originada por todas as fontes perto da superfície terrestre varia entre 4 a 8 $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ (Hirsikko *et al.*, 2007) mas, durante a noite, a acumulação de radão e de tório aumenta a taxa de ionização na ordem de 100 pares de iões $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$, a menos de um metro da superfície terrestre (Nagaraja *et al.*, 2003, 2006). Adicionalmente, o decaimento do radão pode criar iões imediatamente junto à superfície. Em 1985, Willett modelou o campo eléctrico atmosférico, perto da superfície em condições calmas, conhecido como o “efeito eléctrodo”, (a ser tratado na secção 1.5.1.3) e referiu que as partículas alfa e o decaimento radioactivo do radão são um importante factor de ionização (Harrison e Tammet, 2008).

Devido à sua proximidade em relação à superfície da Terra, a camada limite planetária tem sido o local onde a maioria das medições da electricidade atmosférica tem sido realizada.

1.5.1.2 Condutividade eléctrica na camada limite planetária

A condutividade eléctrica na atmosfera é determinada pelos iões pequenos, como já foi referido, pois estes permitem uma rápida transferência espacial de carga eléctrica devido à sua elevada mobilidade. Todavia, a mobilidade dos iões grandes e consequentemente a sua condutividade são muito pequenas (MacGorman e Rust, 1998). Assim, a contribuição dos iões grandes para a condutividade do ar é negligenciável, em comparação com a dos iões pequenos (Harrison e Aplin, 2003).

A densidade de iões na camada limite planetária depende da intensidade do campo eléctrico atmosférico devido ao efeito eléctrodo (ver secção 1.5.1.3). Desta forma, a condutividade da camada limite planetária também depende da intensidade do campo eléctrico atmosférico (Hoppel *et al.*, 1986).

A mobilidade dos iões varia em função da densidade atmosférica, sendo que o seu valor aumenta com a redução da densidade do ar. Uma vez que a densidade da atmosfera diminui com o aumento da altitude, a mobilidade dos iões e a condutividade aumentam com a altitude. A condutividade, perto da superfície terrestre, apresenta um valor médio próximo de $10^{-14} \text{ S.m}^{-1}$ (Bennett e Harrison, 2008).

A condutividade eléctrica do ar pode ser alterada perto da superfície terrestre, por causa de uma alteração da concentração do aerossol, devida ao aumento da poluição do ar ou à condensação de vapor de água, como por exemplo em situações de nevoeiro. Estes

dois processos fazem desaparecer os pequenos iões. A remoção de iões pela sua ligação aos aerossóis faz com que haja uma diminuição da condutividade eléctrica do ar e um aumento do campo eléctrico atmosférico (equação 1.8).

1.5.1.3 Campo eléctrico na camada limite planetária

As cargas eléctricas positivas distribuem-se de modo não uniforme na atmosfera, entre a ionosfera e a superfície terrestre. Este tipo de distribuição deve-se à variação da condutividade eléctrica ao longo do caminho percorrido pela corrente eléctrica. As cargas eléctricas positivas existentes na ionosfera transportam a corrente nas regiões de bom tempo e deslocam-se em direcção à superfície terrestre, cuja superfície é electronegativa.

Contudo, junto à superfície terrestre, a condutividade é menor, existe uma concentração de cargas eléctricas positivas maior do que a uma altitude de 10 km, onde a condutividade é maior. A maior concentração de cargas eléctricas próximas ao solo faz com que o campo eléctrico seja aí mais intenso.

A condutividade eléctrica da atmosfera aumenta com a altitude, devido ao espectro de energia dos raios cósmicos e das partículas com carga eléctrica que precipitam da magnetosfera, e também à rarefacção do ar. Para manter a continuidade da corrente, o produto $\sigma_s E_s$ (lei de Ohm equação 1.8) tem de ser constante (Rycroft *et al.*, 2000).

A variação da densidade de carga eléctrica (carga espacial) e do campo eléctrico atmosférico, como uma consequência da variação da condutividade da atmosfera, pode ser demonstrada matematicamente, numa região da atmosfera onde a corrente é praticamente óhmica.

Utilizando a forma pontual da equação de continuidade, tem-se:

$$\nabla \cdot \vec{J}_c = -\frac{\partial \rho_c}{\partial t} \quad (1.10)$$

onde ρ_c é a densidade volumétrica de carga eléctrica espacial estacionária e J_c é o vector da densidade de corrente eléctrica de condução. Aplicando a divergência na equação (1.8), resulta:

$$\nabla \cdot \vec{J}_c = \nabla \cdot (\sigma \vec{E}) \quad (1.11)$$

mas,

$$\nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = (\nabla \sigma) \cdot \vec{E} + \sigma (\nabla \cdot \vec{E}). \quad (1.12)$$

Substituindo a equação (1.12) na equação (1.11), obtém-se:

$$\nabla \cdot \vec{J}_c = (\nabla \sigma) \cdot \vec{E} + \sigma (\nabla \cdot \vec{E}). \quad (1.13)$$

Usando (1.13) na equação (1.10), resulta:

$$\frac{\partial \rho_c}{\partial t} = -(\nabla \sigma) \cdot \vec{E} - \sigma (\nabla \cdot \vec{E}). \quad (1.14)$$

De acordo com a lei de Gauss

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho_c}{\epsilon_0}, \quad (1.15)$$

em que ϵ_0 é a permitividade eléctrica no vazio.

Por substituição da equação (1.15) a equação (1.14) transforma-se em:

$$\frac{\partial \rho_c}{\partial t} = -(\nabla \sigma) \cdot \vec{E} - \rho_c \frac{\sigma}{\epsilon_0}. \quad (1.16)$$

Em condições estacionárias, $\frac{\partial \rho_c}{\partial t} = 0$ e a equação (1.16) fica:

$$-(\nabla \sigma) \cdot \vec{E} - \rho_c \frac{\sigma}{\epsilon_0} = 0. \quad (1.17)$$

Desprezando a componente do gradiente da condutividade nas direcções dos vectores unitários \vec{i} e \vec{j} , resulta:

$$\nabla \sigma = \vec{k} \frac{\partial \sigma(z)}{\partial z} \quad (1.18)$$

em que \vec{k} é um vector unitário. E, do mesmo modo relativamente ao campo eléctrico:

$$\vec{E} = -E(z) \vec{k}. \quad (1.19)$$

Substituindo as equações (1.18) e (1.19) na equação (1.17), obtém-se:

$$\frac{\partial \sigma(z)}{\partial z} E(z) - \rho_c(z) \frac{\sigma(z)}{\epsilon_0} = 0. \quad (1.20)$$

Explicitando a densidade volumétrica de carga eléctrica espacial estacionária (ρ_c) na equação (1.20), obtém-se:

$$\rho_c(z) = \frac{\epsilon_0 E_z}{\sigma(z)} \frac{\partial \sigma(z)}{\partial z}. \quad (1.21)$$

Da análise da equação (1.21) verifica-se que a densidade de carga eléctrica espacial estacionária $\rho_c(z)$ depende da não homogeneidade da condutividade eléctrica atmosférica $\sigma(z)$. Se a condutividade eléctrica da atmosfera fosse homogénea, a sua derivada, e consequentemente a densidade volumétrica de carga eléctrica espacial, seriam nulas.

Segundo Cole e Pierce (1965), a condutividade eléctrica varia exponencialmente com a altitude:

$$\sigma(z) = \sigma_0 e^{Kz}. \quad (1.22)$$

Derivando a equação (1.22) em relação a z , obtém-se

$$\frac{\partial \sigma(z)}{\partial z} = k \sigma_0 e^{Kz}. \quad (1.23)$$

Substituindo as equações (1.22) e (1.23) na equação (1.20) e dividindo-a por $\sigma_0 e^{Kz}$, resulta,

$$KE(z) - \frac{\rho_c(z)}{\epsilon_0} = 0. \quad (1.24)$$

Obtendo-se, finalmente

$$\rho_c(z) = \epsilon_0 KE(z). \quad (1.25)$$

Sendo ϵ_0 e K constantes, tal implica que a densidade volumétrica de carga eléctrica espacial estacionária seja directamente proporcional à intensidade do campo eléctrico atmosférico vertical. Como este aumenta com a diminuição de altitude, resulta que a densidade eléctrica espacial também aumenta com a aproximação à superfície terrestre.

Além da diminuição da condutividade em função da altitude, existe um outro processo que permite produzir carga espacial próximo ao solo - o *efeito eléctrodo*. Este efeito tem origem no facto de as cargas eléctricas negativas presentes na superfície terrestre repelirem os iões negativos da atmosfera próximo do solo que, em consequência, se deslocam verticalmente para cima. Uma vez que estes iões não são repostos na mesma proporção, existe uma acumulação de carga “líquida” positiva junto ao solo, retardando aí o fluxo dos iões positivos e negativos (Figura 1.5) (MacGorman e Rust, 1998).

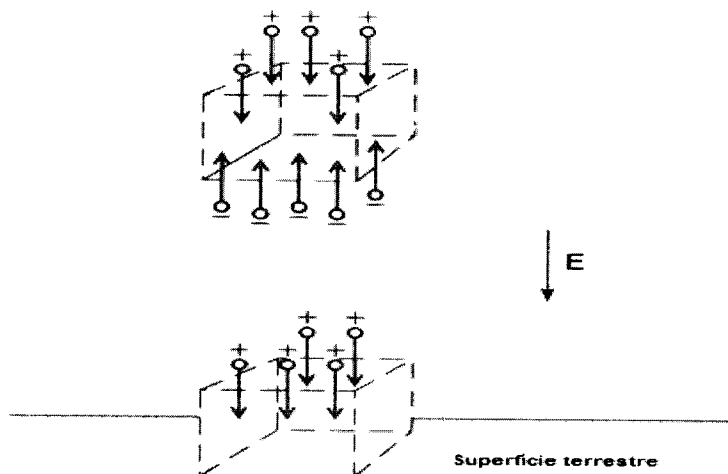


Figura 1.5 – O efeito electrodo (adaptado de MacGorman e Rust, 1998)

O efeito electrodo representa um mecanismo de separação de carga perto da superfície terrestre. Este efeito tem como consequência a diminuição do campo eléctrico atmosférico E , com a altitude na camada limite planetária. Porém, próximo ao solo o campo não se altera.

A Figura 1.6-(a) mostra a redução do campo eléctrico atmosférico em função da altitude, considerando-se a atmosfera não turbulenta e isenta de aerossóis, situação conhecida como “efeito electrodo clássico”. A espessura desta camada é determinada pelo tempo de vida dos pequenos iões e pela sua velocidade e é fortemente influenciada pela turbulência e pela concentração de grandes iões, aerossóis, núcleos de condensação, etc. Numa atmosfera sem aerossóis, esta camada tem uma espessura de mais ou menos um metro (MacGorman e Rust, 1998). A presença de aerossóis na atmosfera reduz o tempo de vida dos pequenos iões, os quais se vão ligar aos aerossóis, reduzindo a espessura da camada electrodo (Figura 1.6-(b)). Se houver um aumento da ionização produzida, por exemplo, por radioactividade natural, pode, no entanto, surgir um efeito electrodo ao contrário (Figura 1.6-(c)). Esta situação surge devido ao aparecimento de uma camada de carga eléctrica negativa desenvolvida, resultante do varrimento de iões negativos para fora da camada altamente ionizante, originando, deste modo, um decréscimo do campo eléctrico com a altura. Esta situação raramente ocorre na atmosfera devido à turbulência.

A turbulência tem como consequência um aumento da espessura da camada electrodo devido ao deslocamento, de baixo para cima, das cargas eléctricas positivas (Figura 1.6-(d)). Esta convecção de cargas eléctricas espaciais pode ter um grande impacto

na estrutura eléctrica da camada limite planetária. Em casos extremos, a turbulência pode reduzir a intensidade da corrente óhmica descendente até 50% (Hoppel *et al.*, 1986).

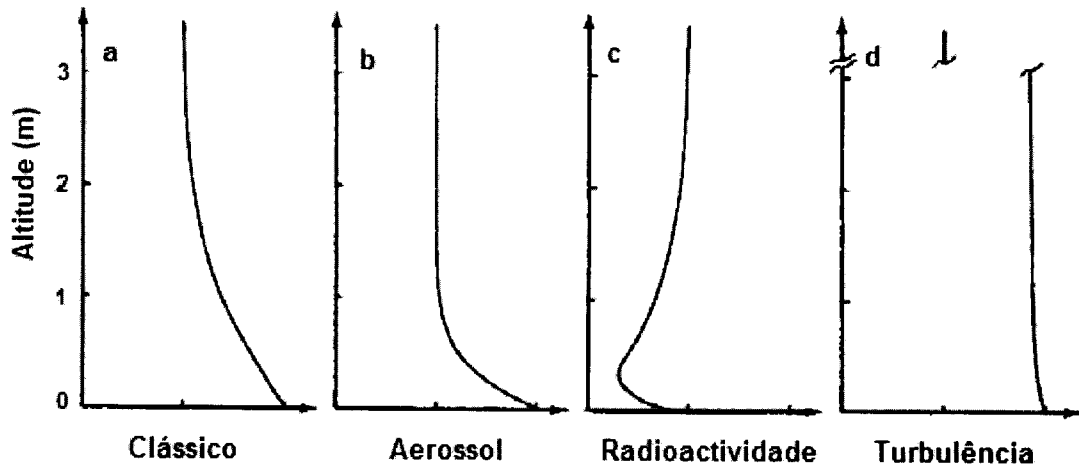


Figura 1.6 – Perfil do campo eléctrico na camada eléctrodo, mostrando a situação clássica (a) o efeito dos aerossóis (b), da radioactividade (c) e da turbulência (d) (adaptado de Hoppel *et al.*, 1986).

Analisando a Figura 1.6-(a) verifica-se que, na ausência de movimentos turbulentos, o campo eléctrico atmosférico tende a estabilizar-se a três metros de altitude.

1.5.2 Atmosfera inferior

A atmosfera inferior estende-se entre 0 a 30 km e compreende a troposfera e a baixa estratosfera (abaixo de 30 km). A troposfera é a camada considerada mais densa e é nela onde estão concentrados 90% de todo o ar da atmosfera. Esta camada responde por oitenta por cento do peso atmosférico e é a única camada em que os seres vivos podem respirar normalmente. A sua espessura média é de aproximadamente 12 km, atingindo até 17 km nos trópicos e reduzindo-se para sete quilómetros nos pólos.

A estratosfera caracteriza-se pelos movimentos de ar em sentido horizontal e fica situada entre 12 até 50 km de altitude aproximadamente, no entanto, considera-se que na atmosfera inferior esta camada seja abaixo de 30 km, como já foi anteriormente referido. Na alta troposfera e na parte inferior da estratosfera, ocorrem correntes de ar de alta velocidade (correntes de “jacto”) que são extremamente importantes para a aviação e exercem influência na meteorologia das zonas temperadas.

1.5.2.1 Formação de iões na atmosfera inferior

A atmosfera inferior é fracamente condutora devido à presença de pequenas concentrações de iões. Nesta região, os iões são criados pela ionização das moléculas do ar, geralmente moléculas de oxigénio e azoto, e por raios cósmicos primários e secundários. Próximo da superfície terrestre, sobre os continentes, ocorre também a ionização produzida pelo decaimento radioactivo de substâncias, no solo, como o urânio e tório, e no ar, como o gás radão, referido na secção 1.4. Esta ionização decresce rapidamente com a altitude e a 1 km é praticamente desprezável, se comparada com a ionização produzida pelos raios cósmicos (Reid, 1986).

O perfil da taxa de produção de iões pelos raios cósmicos, em função da latitude e da altitude nos anos de mínimo solar (1965) e de máximo solar (1958), está representado na Figura 1.7.

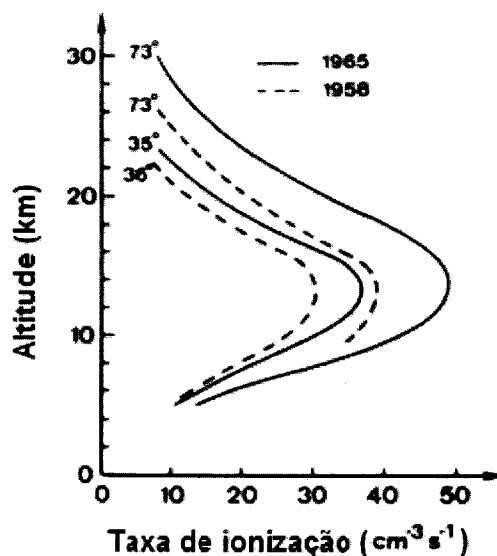


Figura 1.7 – Taxa de produção de iões pelos raios cósmicos em função da latitude e da altitude nos anos de mínimo solar (1965) e de máximo solar (1958) do ciclo solar de 11 anos (adoptado de Gringel *et al.*, 1986).

Na Figura 1.7, verifica-se que a taxa de ionização diminui com a latitude geográfica devido os raios cósmicos serem deflectidos pelo campo magnético terrestre. Acima de 60° de latitude, os raios cósmicos de todo o espectro de energia podem alcançar a Terra e a profundidade de penetração é determinada pela densidade atmosférica, que diminui com a altitude, para os raios de menor energia. Em altas latitudes, por exemplo, prótons de 100

MeV podem alcançar uma altitude de 30 km, enquanto no equador somente partículas com energia superior a 15 GeV podem alcançar a Terra (Gringel *et al.*, 1986; Rycroft *et al.*, 2000; Bazilevskaya *et al.*, 2008).

Além disso, a taxa de ionização depende fortemente da actividade solar, que provoca uma taxa de ionização máxima no mínimo solar, como veremos na secção 1.5.3 (ver Figura 1.9).

No entanto, a taxa de ionização máxima dos raios cósmicos verifica-se a altitudes entre 12 e 20 km (Carslaw *et al.*, 2002; Harrison e Carslaw, 2003; Aplin e McPheat, 2005; Tinsley e Zhou, 2006).

Em resumo, os factores de ionização na atmosfera inferior são (Rycroft *et al.*, 2008):

- raios cósmicos (aproximadamente 2 pares de iões $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ na superfície terrestre, aumentando com a altura até $50 \text{ cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ na estratosfera). Variações no campo magnético terrestre fazem com que a taxa de produção de iões de raios cósmicos varie com a latitude geomagnética;
- raios gama emitidos a partir do solo e das rochas (aproximadamente 4 pares de iões $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ até 200-300 m da superfície terrestre);
- radiação alfa de radão-222 e o seu decaimento (aproximadamente 3 pares de iões $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ até 1-2 km da superfície terrestre).

1.5.2.2 Condutividade eléctrica na atmosfera inferior

Na atmosfera inferior a condutividade eléctrica aumenta com a altitude devido à redução da densidade do ar, o que origina um aumento na mobilidade dos iões.

Imediatamente acima da superfície terrestre a condutividade eléctrica varia entre $2 \times 10^{-15} \text{ Sm}^{-1}$ e $2 \times 10^{-14} \text{ Sm}^{-1}$ e no ar marinho o seu valor está acima de $4 \times 10^{-14} \text{ Sm}^{-1}$ (Rycroft *et al.*, 2008).

1.5.2.3 Campo eléctrico na atmosfera inferior

Acima da camada limite planetária, o efeito eléctrodo pode ser desprezado, de modo que o valor do campo eléctrico atmosférico E é função apenas da condutividade σ e da densidade de corrente de condução J_c , de acordo com a lei de Ohm (equação 1.2).

Conforme Gringel *et al.* (1986), sob condições estáveis, e em consequência da continuidade de corrente, a densidade da corrente eléctrica atmosférica deve ser constante em função da altitude, desde que nenhuma nuvem carregada ou outras fontes de perturbação alterem a “condição de bom tempo” (ver Figura 1.8).

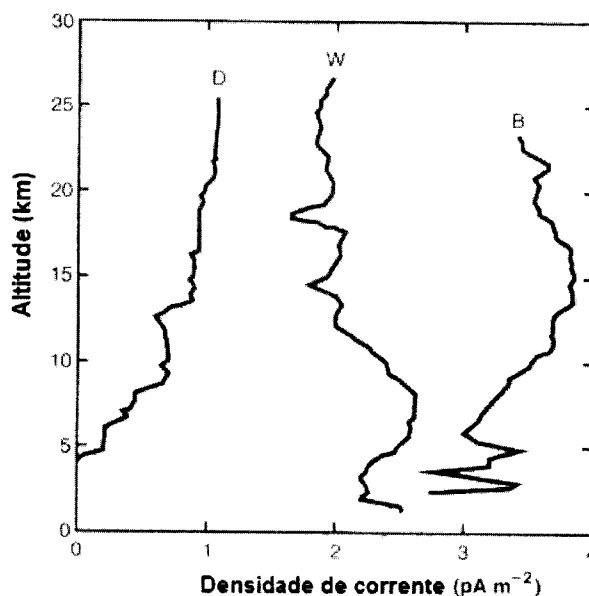


Figura 1.8 – Três exemplos (D, W e B) de perfis de densidade de corrente de condução em situação de bom tempo, medidos com balões (adaptado MacGorman e Rust, 1998).

Como a densidade de corrente eléctrica de condução é quase constante, o campo eléctrico de bom tempo é inversamente proporcional à condutividade eléctrica do ar. Se o campo eléctrico de bom tempo (em módulo) diminui com a altitude, a condutividade eléctrica do ar aumenta com a altitude, na mesma proporção. Este facto não ocorre na camada limite planetária devido ao efeito eléctrodo e à turbulência.

1.5.3 Atmosfera média

Considera-se atmosfera média a porção da atmosfera compreendida entre 30 e 90 km de altitude. Esta região abrange a estratosfera superior (30 a 50 km) e a mesosfera (50 a 80 km). Na mesosfera, acima dos 60 a 80 km de altitude, a composição da atmosfera é caracterizada pela presença de uma elevada concentração de iões e electrões. As partículas destes são produzidas por *fotoionização* dos gases atmosféricos, isto é, pela remoção de

electrões às moléculas desses gases sob a acção de radiação solar de pequeno comprimento de onda (ver por ex: Miranda, 2001).

1.5.3.1 Formação de iões e electrões na atmosfera média

De acordo com Reid (1986), na estratosfera superior a principal fonte de ionização são os raios cósmicos galácticos, que ionizam as moléculas de oxigénio e de azoto (Figura 1.9) (curva GCR – galactic cosmic rays). Como o ar se torna mais rarefeito, a radiação cósmica intensifica-se. Na mesosfera (acima de 65 km), a maior fonte diurna de ionização, em condições de bom tempo, é a molécula de monóxido de azoto (NO), cujo baixo potencial de ionização permite que ela seja ionizada pela intensa radiação solar Lyman- α .

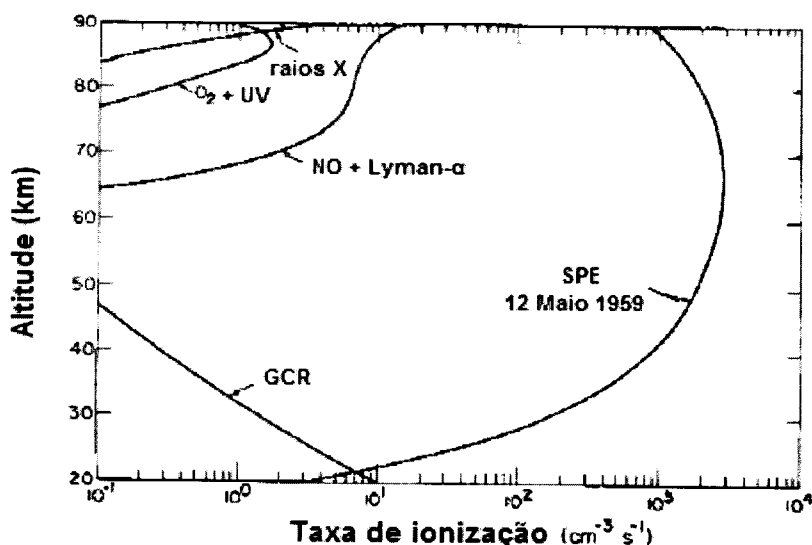


Figura 1.9 – Taxa de produção de pares de iões, a partir de diferentes fontes de ionização, na atmosfera média em função da altitude (para a latitude 45°) (adaptado de Reid, 1986).

No limite superior da atmosfera média (acima de 75 km), a quantidade significativa de ionização é produzida por raios X e por raios ultravioleta emitidos pelo Sol. Os raios ultravioletas produzem a ionização do oxigénio (O_2), o qual é um subproduto da fotodissociação do ozono (O_3).

Estas fontes de ionização não são significativas, quando comparadas com a taxa de ionização da molécula de NO, mas dão origem a diferentes espécies de iões positivos e, portanto, a diferentes cadeias de reacções químicas. Uma fonte de ionização esporádica e intensa em altas latitudes é fornecida pelos fluxos de protões solares, como pode ser visto

na Figura 1.9 (curva SPE – partículas energéticas solares) (Reid, 1986; Rycroft *et al.*, 2008). A figura mostra que os fluxos de protões solares são a causa das maiores alterações na taxa de produção de iões pares na média atmosfera e, por conseguinte, nos parâmetros eléctricos.

1.5.3.2. A condutividade eléctrica na média atmosfera

Enquanto na atmosfera inferior a condutividade eléctrica é determinada apenas pelos iões pequenos, na atmosfera média, além dos pequenos iões, os electrões livres também contribuem para a condutividade eléctrica.

Observa-se na Figura 1.10 que a contribuição dos electrões livres é desprezável até à altitude de aproximadamente 50 km, onde a condutividade eléctrica está dependente dos pequenos iões positivos e negativos.

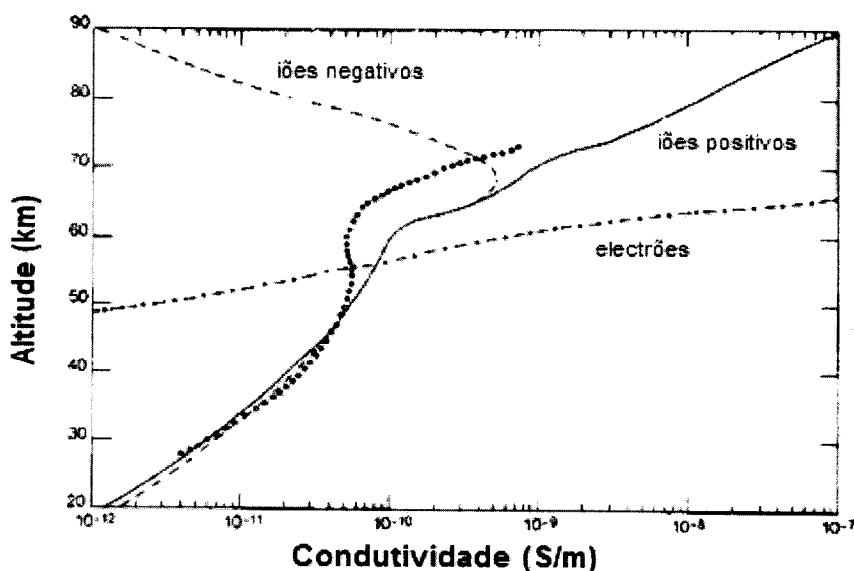


Figura 1.10 – Variação da condutividade eléctrica com a altitude, medida durante o dia na média atmosfera. A curva pontilhada mostra as medições directas da condutividade positiva, enquanto as outras curvas mostram os resultados de modelos das condutividades dos electrões, iões positivos e negativos à latitude de 45° (adaptado de Reid, 1986).

Entre 50 e 60 km, tanto os pequenos iões, quanto os electrões, contribuem significativamente para a condutividade eléctrica, enquanto acima de 60 km a condutividade eléctrica é dominada pelos electrões livres. A região acima de 60 km de altitude, onde há um aumento acentuado da condutividade atmosférica, é chamada por

alguns cientistas por electrosfera e por outros de camada de equalização (MacGorman e Rust, 1998). Também a ionização adicional criada pelas partículas energéticas solares na estratosfera aumenta a condutividade eléctrica do ar.

1.5.3.3. Campo eléctrico na média atmosfera

Na média atmosfera a relação entre a densidade de corrente de condução, a condutividade eléctrica e o campo eléctrico, é dada pela lei de Ohm (equação 1.2), tal como na atmosfera inferior. No entanto, na média atmosfera é necessário incluir na condutividade eléctrica, além da contribuição dos iões positivos (σ_+) e negativos (σ_-), a contribuição dos electrões livres (σ_e). Deste modo, a densidade de corrente de condução pode ter a seguinte forma:

$$J_c(z) = E(z)[\sigma_+(z) + \sigma_-(z) + \sigma_e(z)]. \quad (1.17)$$

Na atmosfera inferior e na maior parte da média atmosfera, a condutividade eléctrica é uma grandeza escalar, de modo que a densidade de corrente de condução e o campo eléctrico têm a mesma direcção. Porém, acima de 70 km de altitude, as colisões entre os electrões e as moléculas de ar tornam-se pouco frequentes, o que permite que os electrões livres adquiram velocidades elevadas.

Conforme Reid (1986), o campo eléctrico atmosférico na média atmosfera é a soma do campo eléctrico produzido pelas tempestades na atmosfera inferior e o campo eléctrico produzido pelo gerador dínamo ionosférico e magnetosférico (atmosfera superior). O campo eléctrico produzido pelas tempestades aponta para cima, enquanto que o campo produzido pelos geradores dínamo aponta para baixo. A direcção vertical do campo eléctrico gerado pelas tempestades é consequência da continuidade da corrente eléctrica vertical e o seu valor é inversamente proporcional à condutividade eléctrica (equação 1.2). O campo eléctrico atmosférico varia entre 10 e 6 V/m na base da termosfera (base da atmosfera superior).

1.5.4 Atmosfera superior

Considera-se a atmosfera superior como sendo a região acima de 80 km de altitude. Esta também se pode chamar termosfera devido ao aumento da temperatura em função da altitude. Dentro da atmosfera superior encontra-se a ionosfera (entre 80 a 500 km) e a magnetosfera (acima de 500 km).

A magnetosfera é a região ocupada pelo campo magnético terrestre, estendendo-se em altitude por mais de 30000 km. Quando em contacto com os ventos solares (gás ionizado constituído de partículas com diferentes energias com velocidade de cerca de 300 a 500 km/s) deforma-se (Figura 1.11). A magnetosfera funciona como uma blindagem que impede a penetração de partículas do vento solar nas partes mais profundas da atmosfera. Porém, essa blindagem apresenta algumas “fendas”, especialmente, nas regiões polares onde as linhas de força do campo geomagnético se colocam perpendicularmente à superfície da Terra. Nessas regiões as partículas penetram facilmente até a atmosfera superior ou ionosfera inferior (60 a 100 km de altitude), porque são conduzidas pelas próprias linhas de campo. Apesar de uma pequena parte de partículas do vento solar (inferior a 1%) penetrar nas camadas exteriores da magnetosfera, é o suficiente para produzir milhões de amperes de corrente eléctrica na nossa atmosfera e, em casos esporádicos, poder provocar tempestades magnéticas no espaço em torno da Terra (Baker, 2000).

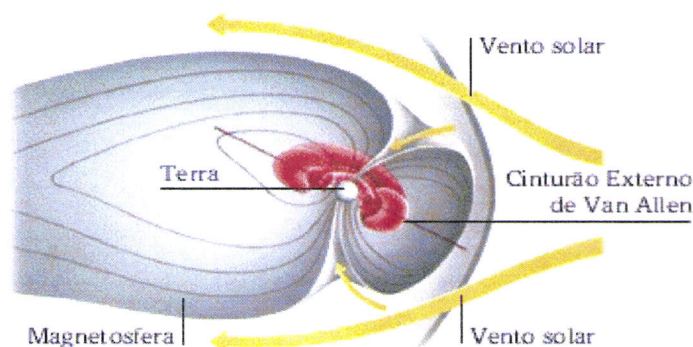


Figura 1.11 – Representação do vento solar e da magnetosfera (retirada de www.ccvvalg.pt/astro/astronomia/sistema_solar/terra.htm)

As partículas energéticas, que não são conduzidas pelas linhas de força do campo geomagnético para regiões polares, são também aprisionadas por este campo. Quando

desaceleradas, concentram-se em regiões anelares ao redor da Terra, com mais de 36000 km de raio, chamadas de cinturas de Van Allen.

A deflexão da radiação cósmica na magnetosfera constitui um elemento fundamental de protecção da superfície da Terra da acção desta radiação fortemente energética.

É comum encontrar-se em artigos e livros a palavra “ionosfera” designando a região que engloba a camada de equalização (60 km de altitude até à base da atmosfera superior) e a ionosfera propriamente dita, pois tanto a ionosfera como a camada de equalização apresentam uma elevada condutividade.

1.5.4.1 Formação de iões e electrões na atmosfera superior

A ionização da ionosfera é produzida por dois processos (Richmond, 1986; Reid, 1986):

- fotoionização, principalmente por fotões de raios-X e por radiação ultravioleta solar de comprimento de onda menores que 102,7 nm;
- ionização de partículas provenientes da magnetosfera (cinturão de Van Allen).

Os dois processos resultam na separação de um electrão de cada átomo, o qual, por ficar com excesso de carga positiva, torna-se um ião positivo. Alguns electrões, resultantes da ionização, vão unir-se aos átomos, formando iões negativos. A quantidade de iões negativos na ionosfera é muito pequena, quando comparada com a de electrões livres, portanto, os electrões livres é que determinam a sua condutividade (Rycroft *et al.*, 2008). Embora seja possível ter regiões da ionosfera com excesso de cargas negativas ou positivas, nomeadamente entre 105 a 140 km (as quais são consideradas importantes) (Rycroft *et al.*, 2008), tal excesso é muito pequeno comparado com a carga total, de modo que a ionosfera pode ser considerada globalmente neutra.

A densidade de pares de electrões-iões na ionosfera varia consideravelmente com a hora do dia, altitude, actividade solar e outros efeitos locais. A maior variação da densidade de electrões ocorre ao longo do dia, em função da variação da radiação solar. À noite, a fotoionização é devida à radiação solar espalhada por átomos de hidrogénio das camadas mais externas da atmosfera e às radiações cósmicas galácticas, e é muito menor do que de dia.

A ionosfera divide-se em várias camadas designadas, de baixo para cima, pelas letras D, E e F (ver Figura 1.3). A intensidade da ionização de cada camada depende da intensidade da radiação de pequeno comprimento de onda presente na alta atmosfera e, por isso, observa-se uma significativa variação da estrutura da ionosfera entre o período diurno e o nocturno. De dia a ionosfera estende-se até mais perto da superfície da Terra, com a intensificação da camada D e onde predominam os iões O_2^- , NO^+ e electrões. Esta camada desaparece praticamente durante a noite, uma vez que a maior densidade de moléculas facilita a ocorrência de choques entre partículas carregadas de sinal contrário, levando a uma redução rápida da concentração de electrões livres, mal cessa o processo de fotoionização (Miranda, 2001). A camada E é semelhante à D. Forma-se durante o dia e durante a noite pode permanecer esporadicamente. Predominam os iões NO^+ , O_2^+ e electrões. A camada F divide-se em F1 e F2, quando ocorre o nascer do Sol e onde predominam os iões O_2^+ e electrões. A camada F1 existe durante o período diurno e, como acompanha o comportamento da camada E, pode estar presente à noite. A camada F2 é a mais alta das camadas ionosféricas e situa-se entre os 200 e os 400 km de altitude. Dependendo da hora do dia, época do ano, condições de vento e ciclo solares, o seu aparecimento ocorre ao nascer do Sol. A densidade dos electrões aumenta da região D para a região F.

1.5.4.2 Condutividade eléctrica na atmosfera superior

A condutividade eléctrica na atmosfera superior é altamente anisotrópica devido ao facto da mobilidade de iões e electrões depender da direcção do campo magnético. Na direcção do campo magnético a condutividade é muito grande. Desta forma, as linhas de campo magnético são linhas equipotenciais eléctricas em todas as altitudes acima de 90 km. Na direcção perpendicular ao campo magnético, a condutividade depende da taxa de colisões entre iões e moléculas. Como esta taxa de colisões depende da densidade de moléculas e esta varia em função da altitude, resulta que a condutividade na direcção perpendicular ao campo magnético varia com a altitude, para situações diurnas e nocturnas.

A condutividade ionosférica, perpendicular ao campo magnético, é máxima a uma altitude de aproximadamente 110 km, com uma grande diferença entre os valores diurnos

e nocturnos, a qual é consequência da diferença entre a densidade ionosférica diurna e nocturna (Reid, 1986).

1.5.4.3. Campo eléctrico na atmosfera superior

O campo eléctrico na atmosfera média é influenciado pelos campos eléctricos gerados na atmosfera superior pelo efeito dínamo magnetosférico e pelo efeito dínamo ionosférico (Richmond, 1986). Semelhante ao gerador eléctrico, onde o movimento de um condutor dentro de um campo magnético gera um campo eléctrico, o movimento de um plasma dentro de um campo magnético também gera um campo eléctrico.

O dínamo magnetosférico resulta do fluxo do vento solar ao redor e parcialmente dentro da magnetosfera, que gera movimentos de plasma dentro da magnetosfera. Este movimento do plasma dentro da magnetosfera e, dentro do campo magnético, gera correntes e campos eléctricos.

O dínamo ionosférico é consequência do movimento do plasma ionosférico, produzido pelos ventos gerados abaixo da atmosfera superior, dentro do campo geomagnético que também resulta na geração de correntes e campos eléctricos.

1.6 Variações diárias do campo eléctrico atmosférico

As variações diárias do campo eléctrico podem estar sincronizadas com a hora universal, onde o máximo e o mínimo valor do campo eléctrico ocorrem simultaneamente em toda a Terra (curva de Carnegie) ou com a hora local.

1.6.1 Variações diárias do campo eléctrico atmosférico sincronizadas com a hora universal

As variações locais e sazonais das propriedades eléctricas na atmosfera inferior foram identificadas por medições do campo eléctrico, a bordo do navio Carnegie, nos anos 20. No mar, as medições foram realizadas sem perturbações locais como poluição, nevoeiro e turbulência, entre outras. A Figura 1.12 (a) representa a variação média diurna do campo eléctrico atmosférico, para alguns dias, em função da hora universal (cruzeiros 4-6). Esta figura representa a “curva de Carnegie” que não é mais que o campo eléctrico

atmosférico de bom tempo. Foi obtida a partir de médias estatísticas de dados experimentais colectados ao longo de vários anos. Observa-se um mínimo e um máximo no campo eléctrico atmosférico, às 4 TUC e às 19 TUC, respectivamente. Esta curva padrão é atribuída à actividade eléctrica.

Talvez a descoberta mais significativa dos cruzeiros de Carnegie para o estudo da electricidade atmosférica tenha sido a obtenção da média do gradiente de potencial longe dos locais poluídos. Dos sete cruzeiros que o navio de investigação Carnegie realizou, os cruzeiros 4, 5 e 6 foram os que demoraram mais tempo e os que se encontravam melhor equipados.

As horas de máxima e de mínima do campo eléctrico coincidem respectivamente, com as horas de máxima e de mínima ocorrência de tempestades com relâmpagos nos continentes da Terra, conforme se pode observar na Figura 1.12 (b). O facto do valor médio do campo eléctrico ser máximo ou mínimo em todos os lugares do globo terrestre e no mesmo instante deve-se à elevada condutividade da ionosfera, que se encarrega de distribuir rapidamente qualquer excesso de carga eléctrica que chega até ela. A suavização da curva de Carnegie, quando comparada com a curva de tempestades nos continentes, é devida às trovoadas serem maioritariamente activas na parte continental relativamente aos oceanos (Turman e Edgar, 1982; Christian, 2003).

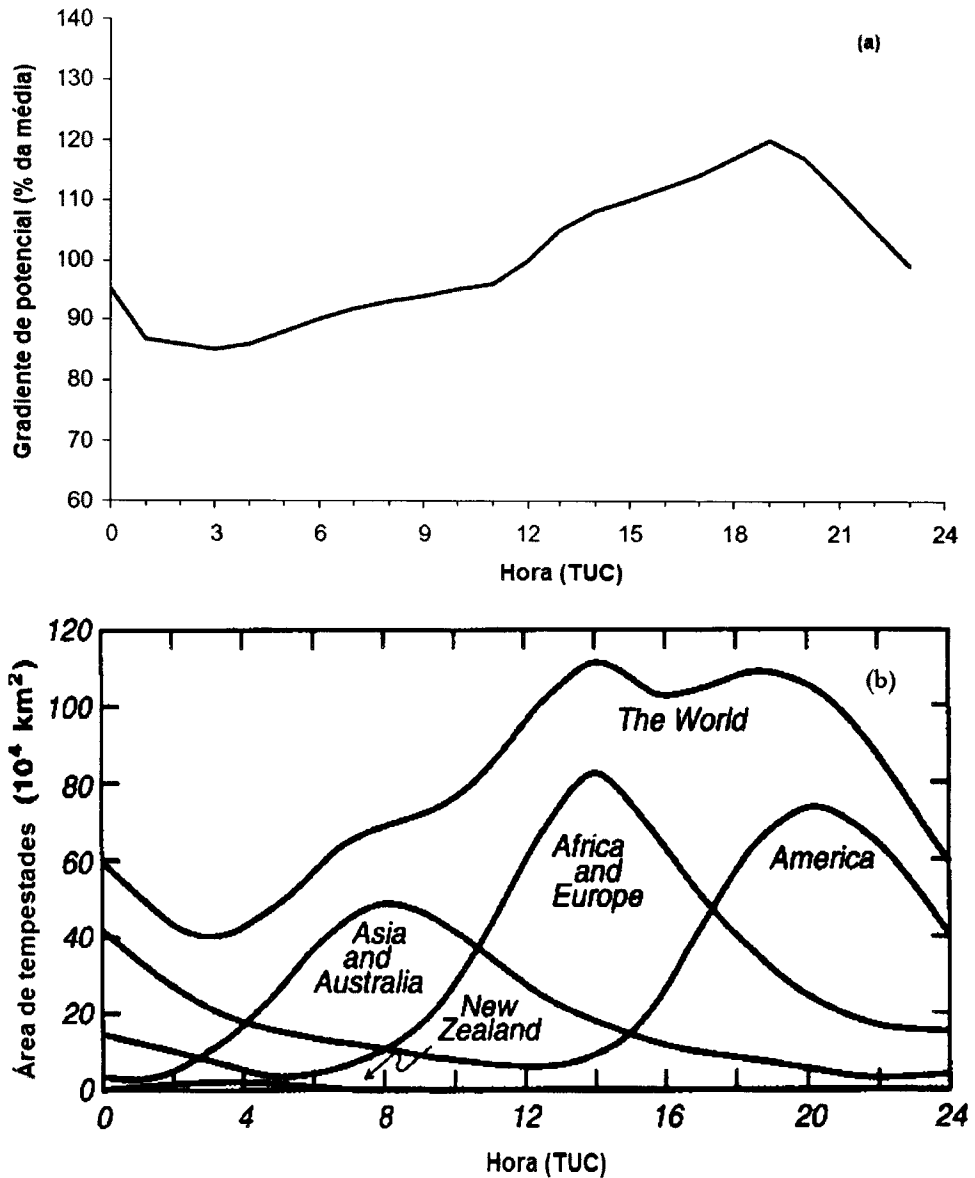


Figura 1.12 – (a) Evolução diurna média do gradiente de potencial de bom tempo sob os oceanos - Curva de Carnegie (cruzeiros 4, 5 e 6). (b) Evolução diurna média da quantidade média de tempestades no mundo e nos continentes (adaptada de MacGorman e Rust, 1998).

Para reproduzir a “curva de Carnegie” muitas medições têm sido realizadas em várias estações, contudo, não se consegue obter sempre o mesmo tipo de curva, devido aos vários factores locais. Em 1985, Ogawa mostrou que na variação local existia um efeito “local” devido às cidades (MacGorman e Rust, 1998). Em algumas regiões da Terra não se consegue reproduzir a Curva de Carnegie, verificando-se esta situação em todas as estações do ano. Trabalhos realizados no Japão, conforme citado por Muir e Smart em 1981, mostraram que, para aquela região da costa do Pacífico, a variação do campo eléctrico exhibe a característica global padrão somente no Inverno, embora quando feita a média ao longo de um ano ela ainda exhiba a variação característica. No Verão, as variações

do campo eléctrico são controladas por outros factores, tais como pelas variações locais da condutividade eléctrica da atmosfera (Medina, 2006).

1.7 Estrutura da tese

A dissertação encontra-se estruturada em quatro capítulos, tal como se descreve em seguida. No capítulo dois é descrita a investigação, respeitante a Lisboa, levada a cabo sobre as influências de longo período no campo eléctrico atmosférico local, nomeadamente a influência anual da intensidade da radiação cósmica, da radioactividade artificial e da concentração de aerossóis no campo eléctrico atmosférico local em situação de bom tempo. Também são descritas a influência sazonal da intensidade da radiação cósmica e a intensidade respectiva do campo eléctrico atmosférico. Por fim, estuda-se a aplicação da hipótese raios cósmicos galácticos - núcleo de condensação - núcleo de condensação da nuvem-nuvem (GCR-CN-CCN-cloud), para explicar a diferença encontrada nas correlações sazonais.

No capítulo três são apresentados e analisados os resultados respeitantes a correlações de variáveis da meteorologia local com os valores do campo eléctrico atmosférico local de bom tempo. No capítulo quatro são apresentadas as conclusões retiradas deste trabalho, bem como uma breve discussão sobre o possível trabalho a ser desenvolvido em futuras investigações.

1.8 Referências bibliográficas

- Aplin, K.L., 2000: Instrumentation for atmospheric measurements, *Ph. D. Thesis*, University of Reading, UK.
- Aplin, K.L. and R.A. McPheat, 2005: Absorption of infra-red radiation by molecular cluster ions. *Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Physics*, **67**, 775.
- Aplin, K.L., R.G. Harrison and M.J. Rycroft, 2008: Investigating Earth's Atmospheric Electricity: a Role Model for Planetary Studies. *Space Science Review*, **137**, 11-27.
- Arya, S.P.S., 1988: Introduction to micrometeorology. International Geophysics Series, **42**, Academic Press, New York, 302.
- Bazilevskaya, G.A., I.G. Usoskin, E.O. Flückiger, R.G. Harrison, L. Desorgher, R. Büttikofer, M. B. Krainev, V. S. Makhmutov, Y. I. Stozhkov, A.K. Svirzhevskaya, N.S. Svirzhevskaya and G. A. Kovaltsov, 2008: Cosmic ray induced ion production in the atmosphere. *Space Science Reviews*, **137**, 149-173.
- Baker, D. N., 2000: Effects of the Sun on the Earth's environment. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **62**, 1669-1681.
- Bennett, A. J. and R. G. Harrison, 2008: Variability in surface atmospheric electric field measurements. *Journal of Physics: Conference Series*, **142**. doi: 10.1088/1742-6596/142/1/012046.
- Bering III, E. A., A.A. Few and J. R. Benbrook, 1998: The Global Electric Circuit. *Physics Today*, **51**, 24-29.
- Carslaw, K. S., R.G. Harrison and J. Kirkby, 2002: Cosmics rays, clouds and climate. *Science*, **298**, 5599, 732-1737.
- Chalmers, J. A., 1967. *Atmospheric Electricity*, 2nd edition. Pergamon Press, Oxford.
- Christian, H. J., 2003: Global lightning activity. In *Proceedings of the 12th International Conference on Atmospheric Electricity*, Versailles, France, 673-676.
- Cole, R. K. and E. T. Pierce, 1965: Electrification in the earth's atmosphere for altitudes between 1 and 100 kilometers. *Journal Geophysical Research*, **70**, 2735-2749.
- Gringel, W., J.M. Rosen and D.J. Hofmann, 1986: Earth's electrical structure from 0 to 30 kilometers. In: *The Earth's Electrical Environment*, National Academy Press, Washington DC, USA.
- Harrison, R.G., 1997: Climate change and the global atmospheric electrical system. *Atmospheric Environmental*, **31** (20), 3483-3484.

- Harrison, R.G., 2001: *Atmospheric Electricity and Cloud Microphysics*. CERN, Geneva.
- Harrison, R. G., 2002: Twentieth century secular decrease in the atmospheric electric circuit. *Geophysical Research Letters*, **29** (14), 1660. Doi:10.1029/2002GL014878.
- Harrison, R. G., 2004: The global atmospheric electrical circuit and climate. *Surveys Geophysical*, **24**, 441-484.
- Harrison, R. G., 2005: Columnar resistance changes in urban air. *Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Physics*, **67** (8-9), 763-773.
- Harrison, R. G. and A. J. Bennett, 2007a: Cosmic ray and air conductivity profiles retrieval from early twentieth century balloon soundings of the lower troposphere. *Atmospheric Research*, **84** (2), 182-188.
- Harrison, R. G. and A. J. Bennett, 2007b: Multi-station synthesis of early twentieth century surface atmospheric electricity measurements for upper tropospheric properties. *Advances in Geosciences*, **13**, 17-23.
- Harrison, R. G. and H. Tammet, 2008: Ions in the terrestrial atmosphere and other solar system atmospheres. *Space Science Reviews*, **137**, 107-118.
- Harrison, R.G. and K.L. Aplin, 2002: Mid-nineteenth century diurnal smoke concentrations at Kew, London. *Atmospheric Environmental*, **36** (25), 4037-4043.
- Harrison, R. G. and K. L. Aplin, 2003: Ions in the Atmosphere. In *Proceedings of the 12th International Conference on Atmospheric Electricity*, Versailles, France, 733-738.
- Harrison, R. G., K.L. Aplin and M.J. Rycroft, 2010: Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere. *Journal and Solar-Terrestrial Physics*. DOI: 10.1016/j.jastp.2009.12.004.
- Harrison, R. G. and K. S. Carslaw, 2003: Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere. *Reviews Geophysics*, **41** (3), 1012, doi: 10.1029/2002RG000114.
- Hirsikko, A., J. Paatero, J. Hatakka and M. Kulmala, 2007: The ²²²Rn activity concentration, external radiation dose and air ion production rates in a boreal forest in Finland between March 2000 and June 2006. *Boreal Environmental Research*, **12**, 265-278.
- Hörrak, U., J. Salm and H. Tammet, 2000: Statistical characterization of air ion mobility spectra at Tahkuse Observatory: Classification of air ions. *Journal of Geophysical Research*, **105** (D7), 9291-9302.

- Hoppel, W. A., Anderson, R. V. and J. C. Willett, 1986: Atmospheric electricity in the planetary boundary layer. In: *The Earth's Electrical Environment*. National Academics Press, **11**, 149-165.
- Israelsson, S. and H. Tammet, 2001: Variation of fair weather atmospheric electricity at Marsta Observatory, Sweden, 1993-1998. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **63**, 1693-1703.
- Kamra, A., C. Deshpande, V. Gopalakrishnan, 1997: Effect of relative humidity on the electrical conductivity of marine air. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 1295-1305.
- MacGorman, D. R. and W. D. Rust, 1998: *The Electrical Nature of Storms*, Oxford University Press, Oxford, New York.
- Markson, R., 2007: The global circuit intensity: its measurement and variations over the last 50 years. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 223-241.
- Mather, T. A. and R. G. Harrison, 2006: Electrification of volcanic plumes. *Surveys Geophysics*, **27**, 387-432.
- Medina, R., 2006: Construção de um instrumento para a medida e estudo do campo eléctrico da atmosfera, *Ph. D. Thesis*, Universidade Federal de Pelotas.
- Merril, E., 1987: *Environment Radioactivity*, Academic Press Inc., Third Edition, New York.
- Miranda, P., 2001: *Meteorologia e Ambiente*, Universidade Aberta, 1ed., 321.
- Nagaraja, K., B.S.N. Prasad, M.S. Madhava, M.S. Chandrashekara, L. Paramesh, J. Sannappa, S.D. Pawar, P. Murugavel and A.K. Kamra, 2003: Rádon and its short-lived progeny: variations near the ground. *Radiation Measurements*, **36**, 413-417.
- Nagaraja, K., B.S.N. Prasad, N. Srinivasa and M.S. Madhava, 2006: Electrical conductivity near the Earth's surface: ion-aerosol model. *Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Physics*, **68**, 757-768.
- Rakov, V.A. and M. A. Uman, 2003: *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- Reid, G.C., 1986: Electrical structure of the middle atmosphere. In: *The Earth's Electrical Environment*. National Academies Press, **13**, 183-194. Disponível em <http://www.nap.edu/catalog/898.html>.

- Reis, A. H. and C. Serrano, 2009: Coal and fuel burning effects on the atmosphere as mediated by the atmospheric electric field and the galactic cosmic rays. *International Journal Global Warming*, **1**, 62-65.
- Reiter, R., 1992. Phenomena in atmospheric and environmental electricity. Developments in Atmospheric Science 20. Elsevier Science Publishers. Amsterdam, The Netherlands.
- Richmond, A.D., 1986. Upper-atmosphere electric field sources. In: *The Earth's Electrical Environment*. National Academies Press, **14**, p.195-205. Disponível em: <http://www.nap.edu/catalog/898.html>.
- Roble, R.G. and I. Tzur, 1986. The global atmospheric-electrical circuit. In: *The Earth's Electrical Environment*. National Academies Press, **15**, 206-231. Disponível em <http://www.nap.edu/catalog/898.html>.
- Rust, W.D. and C.B. Moore, 1974: Electrical conditions near the bases of thunderclouds over New Mexico. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **100**, 450-468.
- Rycroft, M.J., 2006. Electrical processes coupling the atmosphere and ionosphere: an overview. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **68**, 445-456.
- Rycroft, M.J., R.G. Harrison, K.A. Nicoll and E.A. Mareev, 2008: An overview of Earth's global electric circuit and atmospheric conductivity. *Space Science Reviews*, **137**, 83-105.
- Rycroft, M.J., S. Israelsson and C. Price, 2000: The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **62**, 1563-1576.
- Serrano, C., A. H. Reis, R. Rosa and P. S. Lucio, 2006: Influences of cosmic radiation, artificial radioactivity and aerosol concentration upon the fair weather atmospheric electric field in Lisbon (1955-1991). *Atmospheric Research*, **81**, 236-249.
- Soares, P., 2004: Parametrização da turbulência e nuvens de camada limite em modelos atmosféricos. Ph.D. thesis, Universidade de Lisboa, Portugal.
- Tammet H., S. Israelsson, E. Knudsen and T.J. Tuomi, 1996: Effective area of a horizontal long-wire antenna collecting the atmospheric electric vertical current *Journal Geophysics Research*, **101** (D23), 29671-29677.
- Tinsley, B. A., 2005: On the variability of the stratospheric column resistance in the global electric circuit. *Atmospheric Research*, **76**, 78-94.

- Tinsley, B. A. and L. Zhou, 2006: Initial Results of a Global Circuit Model with Variable Stratospheric and Tropospheric Aerosols. *Journal Geophysics Research*, **111** (D16205).
Doi:10.1029/2005JD006988.
- Turman, B. N. and B. C. Edgar, 1982: Global lightning distributions at dawn and dusk. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 1191-1206.
- Wählin, L., 1989. *Atmospheric Electrostatics*. Colutron Research Corporation. Boulder, Colorado, USA.

Capítulo 2

Caracterização Climatológica do Campo Eléctrico Atmosférico em Lisboa/Portela

O campo eléctrico atmosférico sofre influências de longo período de várias origens sendo, no entanto, a radiação cósmica, a radioactividade artificial e a concentração de aerossóis as mais importantes. Estas influências projectam-se principalmente na resistência da livre troposfera R_{TL} (ver eq. 1.7). A variação da ionização atmosférica resultante da radiação cósmica, que é modulada pela actividade solar, ou pela radioactividade artificial, pode influenciar a condutividade atmosférica e, por conseguinte, afectar o campo eléctrico (Reis e Serrano, 2009). Adicionalmente, a variação da concentração de aerossóis estratosféricos afecta a concentração e mobilidade dos iões e consequentemente a condutividade eléctrica. Estes parâmetros representam importantes indicadores das influências planetárias sobre a intensidade do campo eléctrico local. Este capítulo constitui uma extensão dos artigos publicados (Serrano *et al.*, 2006; Reis e Serrano, 2009).

Neste capítulo é descrita a investigação, respeitante a Lisboa, levada a cabo sobre as influências de longo período no campo eléctrico atmosférico registado na capital. Com este objectivo foram analisadas: (i) correlações entre anomalias das médias anuais do campo eléctrico atmosférico e da intensidade da radiação cósmica, da radioactividade

artificial e da concentração de aerossóis; (ii) correlações entre a intensidade sazonal do campo eléctrico atmosférico e a intensidade da radiação cósmica.

Neste estudo foram usados dados horários do campo eléctrico atmosférico e da radioactividade artificial recolhidos na estação de Lisboa-Portela (38,78°N, 9°08'W), nos períodos 1955-91 e 1961-89. Foram ainda usados dados horários da intensidade da radiação cósmica da estação Climax-Colorado (latitude: 39,37°N), retirados do site <http://sidc.oma.be/index.php3>, e dados mensais da espessura óptica, para um comprimento de onda de 0,55 μm , referente ao programa NOAA-NCDC-Paleo – National Oceanic and Atmospheric Administration-National Climate Data Center-Paleoclimatology (latitude: 39,29°N), retirados de Ammann *et al* (2003) (website: ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/volcanic_aerosols/ammann2003b_volcanics.txt).

Utilizaram-se os dados da intensidade da radiação cósmica e da espessura óptica às latitudes referidas anteriormente por não se encontrarem disponíveis os dados destas variáveis à latitude de Lisboa-Portela, e por existir uma distribuição praticamente isotrópica destes valores à mesma latitude (Ziegler, 1998; Ammann *et al*, 2003; Harrison, 2005). A espessura óptica do aerossol é um *proxy* (medida indirecta) da concentração destes aerossóis na estratosfera. Por outro lado, estes aerossóis deverão dar uma contribuição de origem planetária para a resistência colunar (ver Figura 1.2).

Analisa-se ainda a hipótese: raios cósmicos galácticos-núcleo de condensação-núcleo de condensação da nuvem-nuvem (GCR-CN-CCN-cloud), como possível explicação para a diferença encontrada nas correlações sazonais.

2.1 Influências de longo período sobre o campo eléctrico local

2.1.1 Radiação cósmica

Estudos recentes indicam que as variações da intensidade da radiação cósmica, da radioactividade artificial e da concentração de aerossóis resultantes das erupções vulcânicas influenciam o campo eléctrico atmosférico, mesmo ao nível da superfície (Harrison, 2002a; Märcz e Harrison, 2003; Rycroft, Israelsson e Price, 2000; Rycroft *et al*, 2008; Reis e Serrano, 2009).

A radiação cósmica, tal como a radioactividade artificial, são fontes importantes de ionização. Segundo Yu (2002), a quantidade de iões gerados na camada limite pela radiação cósmica é de cerca de 2 pares de iões $\text{cm}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$ e na alta troposfera é de 20-30 pares de iões $\text{cm}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$. Também, devido ao aumento e estabilidade dos *clusters* com carga, como consequência das interações electrostáticas, os iões produzidos têm um papel importante na produção de novas partículas em determinadas condições na troposfera, já referenciadas anteriormente.

A radiação cósmica actua directamente sobre o campo eléctrico atmosférico em todos os níveis da atmosfera (Harrison e Carslaw, 2003), enquanto promotora de ionização e mediadora dos processos de condensação de vapor de água sobre os aerossóis (nucleação heterogénea) na camada limite atmosférica. Neste processo de nucleação, a mobilidade dos iões é baixa devido, por um lado, ao crescimento higroscópico e, por outro, à sua ligação com os aerossóis, nomeadamente os que resultam das emissões vulcânicas, da combustão e da re-suspensão de poeiras.

Nos últimos anos, alguns mecanismos físicos têm sido propostos para explicar a possível influência da radiação cósmica nos processos de nucleação do vapor de água, através do efeito da ionização do ar na formação da nuvem - nucleação ião-mediador-INM (Svensmark e Friis-Christensen, 1997; Marsh e Svensmark, 2000a, 2000b; Harrison, 2000; Kirkby e Laaksonen, 2000; Yu e Turco, 2000, 2001; Yu, 2006) ou através da influência da radiação cósmica no circuito eléctrico global pelo efeito “electroscavenging” (Tinsley *et al.*, 2000). No entanto, existem dois mecanismos principais que poderão explicar como a formação de iões na atmosfera pela radiação cósmica poderá afectar a geração de nuvens nas baixas camadas da atmosfera terrestre (Harrison e Carslaw, 2003): (i) *mecanismo ion-aerosol clear-air* ; e (ii) *mecanismo ion-aerosol near-cloud* (Anexo 2.1)

A radiação cósmica varia ciclicamente com um período de 11 anos acompanhando o ciclo da actividade solar existindo evidências da sua influência na nebulosidade global (Svensmark and Friis-Christensen, 1997).

2.1.2 Radioactividade natural e artificial

A radioactividade ocorre por desintegração espontânea de certos núcleos atómicos acompanhada por emissão de partículas alfa (núcleos de hélio), de partículas beta (electrões), ou de radiação gama (ondas electromagnéticas de pequeno comprimento de onda).

A radioactividade pode ter origem natural ou artificial e resulta, basicamente, de quatro fontes principais:

- emissão para a atmosfera de ^{222}Rn (radão) e ^{220}Rn (torão), formados através da desintegração radioactiva do ^{226}Ra e do ^{224}Ra (constituintes naturais de solos e rochas) pertencentes às séries radioactivas naturais do urânio e do tório, respectivamente;
- formação de radionuclidos cosmogénicos, através da interacção da radiação cósmica com gases atmosféricos como o carbono, o azoto e o oxigénio;
- radioactividade natural tecnologicamente aumentada, resultante da utilização industrial de matérias-primas que contêm radionuclidos naturais e cujo processamento conduz à redistribuição e concentração desses constituintes radioactivos;
- radionuclidos artificiais, produtos de cisão e activação em virtude de actividades antropogénicas (por exemplo, testes nucleares, produção de energia eléctrica por via nuclear, produção de radioisótopos e acidentes nucleares).

Em linhas gerais, a radioactividade natural é o resultado da desintegração espontânea de radioisótopos que ocorrem na Natureza. Este tipo de radioactividade é um sinal de instabilidade nuclear característico dos isótopos com elevado número atómico (mais elevado que o do chumbo -82). A radioactividade artificial, como o nome sugere, resulta dos radioisótopos artificiais que foram produzidos nos reactores nucleares.

Como anteriormente foi referido, a radioactividade artificial e a radioactividade natural são uma fonte importante de ionização. A radioactividade artificial provém, essencialmente, das explosões nucleares na atmosfera (ao nível da estratosfera), realizadas nos últimos cinquenta anos. Devido à deposição da radioactividade na superfície terrestre é uma importante fonte de iões na camada limite, nomeadamente até cerca de 1 km acima do solo (Reiter, 1992). Esta deposição radioactiva surgiu devido aos testes nucleares que foram feitos na atmosfera nos anos 50 do século passado. As grandes explosões que

ocorreram nessa época forneceram uma fonte constante de ionização na troposfera e na estratosfera (Harrison, 2004b).

A redução do campo eléctrico atmosférico foi registado globalmente, verificando-se um decréscimo acentuado em todas as estações (Pierce, 1972).

2.1.3 Aerossóis

Os aerossóis são permanentemente introduzidos na atmosfera por processos naturais (poeiras, sais marinhos, bio-aerossóis, vulcões) e por via antropogénica (exemplo: negro de fumo, poeiras de variada composição química), e têm sempre um papel importante no clima e nas alterações climáticas. Os aerossóis influenciam directamente o clima por dispersão e absorção da radiação solar, e indirectamente como núcleos de condensação das nuvens, determinando muitas das propriedades e influenciando o tempo de vida das nuvens.

Os vulcões são uma fonte importante de aerossol atmosférico podendo afectar o circuito eléctrico atmosférico global e também o clima global. O aerossol vulcânico é emitido sob a forma de aerossol primário (poeiras finas), que é depositado na vizinhança do vulcão, num período de dias ou semanas e de aerossol secundário, resultante fundamentalmente da conversão gás-partícula do SO₂. As partículas de ácido sulfúrico produzidas por este processo são extremamente pequenas, podendo atingir a estratosfera e aí sobreviver durante muitos meses. Devido ao longo tempo de residência destas partículas e ao facto de a pluma vulcânica poder atingir várias dezenas de quilómetros de altura nas grandes erupções, o seu impacto climático poderá ser global e afectar o planeta durante muitos meses.

As erupções vulcânicas elevam a concentração de aerossóis SO₂ (e outros), que actuam como núcleos de captura de iões reduzindo a condutividade eléctrica e, conseqüentemente, conduzem ao aumento do campo eléctrico atmosférico de bom tempo. Estes aerossóis contribuem para a formação de núcleos de condensação, como já se referiu anteriormente. Stothers (1996) verificou que no período 1881-92 cerca de 80% dos aerossóis estratosféricos de SO₂ teve origem em erupções vulcânicas. O aumento da espessura óptica dos aerossóis proporciona uma medida indirecta da concentração destes aerossóis.

Alguns factores determinam a importância da erupção vulcânica no clima. As fortes explosões das erupções vulcânicas determinam a altura da injeção de aerossóis e, em particular, se aumenta essa concentração na troposfera ou/e na estratosfera, onde o tempo de residência é muito maior do que na baixa atmosfera. O “dust” (que é essencialmente silicato) injectado pelo vulcão afecta o balanço energético nas fases iniciais do desenvolvimento da nuvem de vulcão. A massa de enxofre é, contudo, considerada uma medida mais crítica de significação climática. A inicial injeção de gases sulfato é rapidamente transformada em aerossóis sulfato (produção de aerossóis sulfato), os quais têm um maior efeito no balanço energético e um maior tempo de residência que na parte da injeção. Contudo, os produtos que são injectados por fortes explosões podem permanecer um ano ou mais na estratosfera (Kondratyev e Galindo, 1997), podendo afectar o circuito eléctrico atmosférico (Mather e Harrison, 2006). Em 2002, Liu e Penner sugeriram que os aerossóis vulcânicos podem influenciar a formação e a evolução de nuvens *cirrus*, durante dois anos após essas grandes erupções. Estes resultados foram suportados pelas observações de Wylie *et al.*, em 1991, em que verificaram que a frequência de nuvens *cirrus* aumentou de 35% para 43%, e em 1993, Minnis *et al.*, encontraram um aumento no albedo das nuvens depois da erupção do Pinatubo. Depois da erupção do El Chichón, Wang *et al.*, em 1995, observaram que, na região da tropopausa e na estratosfera, as nuvens eram constituídas por partículas com diferentes raios (Tinsley, 2005).

Como vimos atrás, a concentração de aerossóis é um importante parâmetro para determinar a condutividade eléctrica do ar. Normalmente, a concentração de aerossóis atinge o valor máximo na baixa atmosfera (Harrison e Bennett, 2007).

Märcz (2000) refere que os aerossóis antropogénicos afectam a condutividade eléctrica do ar por captura dos pequenos iões (Williams, 2003), a concentração dos pequenos iões e a sua mobilidade (Rycroft *et al.*, 2000). Meyerott *et al.* (1983) mostraram que as variações do potencial ionosférico, no período 1959 a 1976, estão melhor correlacionadas com a concentração de aerossóis injectados na estratosfera, pelas grandes erupções vulcânicas, do que com as variações dos raios cósmicos (Ogawa, 1985).

Devido ao facto de a condutividade eléctrica do ar ser proporcional ao produto da densidade de iões com a mobilidade desses iões (equação 1.3), pode esperar-se que a intensidade da radiação cósmica, a radioactividade artificial e a espessura óptica do

aerossol da atmosfera como *proxy* para a concentração dos aerossóis na estratosfera (Harrison, 2005) estejam de algum modo relacionados com a intensidade do campo eléctrico atmosférico de bom tempo (equação 1.2). Neste trabalho, investiga-se em que extensão a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico está correlacionada com estes parâmetros, que são supostos influenciar principalmente a resistência da livre troposfera R_{TL} (ver eq. 1.7).

2.2 O campo eléctrico atmosférico de bom tempo em Lisboa no período de 1955-91

Os valores médios horários da intensidade do campo eléctrico atmosférico ao nível do solo na estação Lisboa/Portela (38°47' N, 9°08'W) foram usados para traçar a curva que representa os valores médios anuais do campo eléctrico atmosférico de bom tempo, em Lisboa, no período 1955-91 (ver Figura 2.2). Estes valores foram registados com o electrógrafo electromecânico modelo Benndorff (Figura 2.1). Este electrógrafo estava acoplado a um colector radioactivo de iónio (pequena vareta de metal revestida de goma laca ou de esmalte protecção) de modo a aumentar a concentração de iões locais e o colector adquirir rapidamente o potencial atmosférico. O electrógrafo electromecânico modelo Benndorff mediu continuamente a componente vertical do gradiente do potencial, a 1 m do solo. A sensibilidade do Benndorff é determinada com um electrómetro electrónico com fonte de potencial padrão entre ± 200 V (Figueira, 1965). A série de dados foi interrompida entre 1975 e Março de 1977, devido ao facto de o electrógrafo ter sido desligado por razões de manutenção. O mesmo procedimento de calibração do sistema de registo foi usado em todos os períodos da operação.

Para o presente estudo, seguindo as normas internacionais (Voeikov, 1965), os dias de bom tempo foram seleccionados a partir da análise dos fenómenos atmosféricos, à escala horária, observados no Centro de Física da Atmosfera, que se localiza perto da estação Lisboa-Portela. Assim, foram consideradas situações de “bom tempo” aquelas em que a nebulosidade era menor que 3/8, a velocidade do vento menor que 20 km/h e ausência de nevoeiro ou de precipitação.

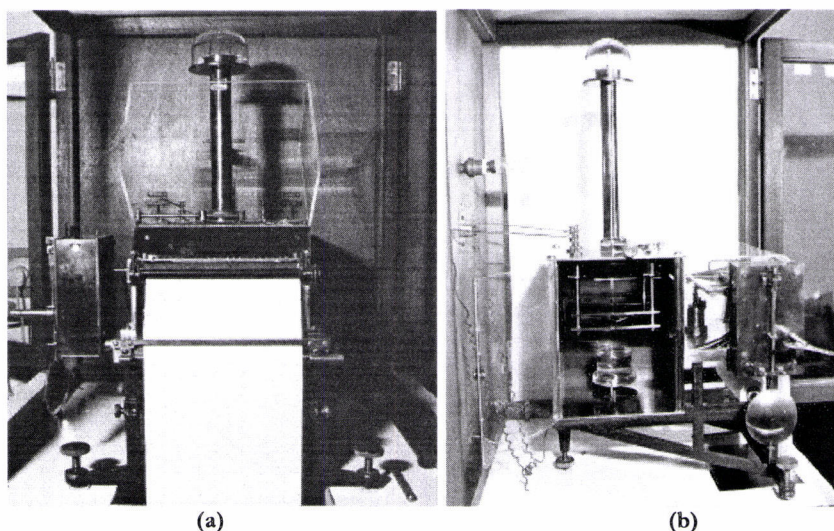


Figura 2.1 – Electrógrafo electromecânico modelo Benndorff. (a) vista principal; (b) vista lateral.

A curva representada na Figura 2.2 apresenta como característica principal um decréscimo acentuado do valor da intensidade do campo eléctrico atmosférico no período 1955-1964. Esta tendência foi observada em quase todas as estações da Europa, tendo sido referida por diversos autores (Hamilton, 1967; Pierce, 1972; Stewart, 1986; Harrison, 2002a,b,c; Harrison e Carslaw, 2003). Pierce (1972) mostrou que a anomalia do campo eléctrico neste período é proporcional à frequência e magnitude dos testes nucleares ocorridos na atmosfera durante este período. Estes testes cessaram no final de 1962 e o campo eléctrico atmosférico aumentou gradualmente ao longo dos cinco anos seguintes. O aumento da ionização do ar neste período, devido à desintegração de elementos radioactivos na atmosfera, originou um aumento da condutividade eléctrica do ar e a consequente diminuição da intensidade do campo eléctrico atmosférico. O aumento dos níveis da radioactividade artificial foi também observado em Portugal (Figura 2.3) e referenciado por Pierce (1972) que, ao analisar os valores anuais do campo eléctrico atmosférico de Lisboa, no período 1955-1963, observou que Portugal foi um dos países atingido por poeiras radioactivas. Na Figura 2.3 estão representadas duas curvas sobre a intensidade da radioactividade artificial que correspondem a dois métodos de medida diferentes, os quais não são inteiramente relacionáveis. Nos anos 1961-1976, a intensidade da radioactividade artificial foi medida em Lisboa-Portela através da concentração de partículas radioactivas depositadas num colector circular de gaze cirúrgica colocado horizontalmente sobre a superfície (Figura 2.3-(a)) – método deposição em coluna– tendo sido substituído em 1977 pelo método volumétrico (Figura 2.3-(b)). As unidades dos dois

métodos também são diferentes, sendo entre 1961-1976 mC/km^2 e entre 1977-1989 Bq/m^3 , respectivamente.

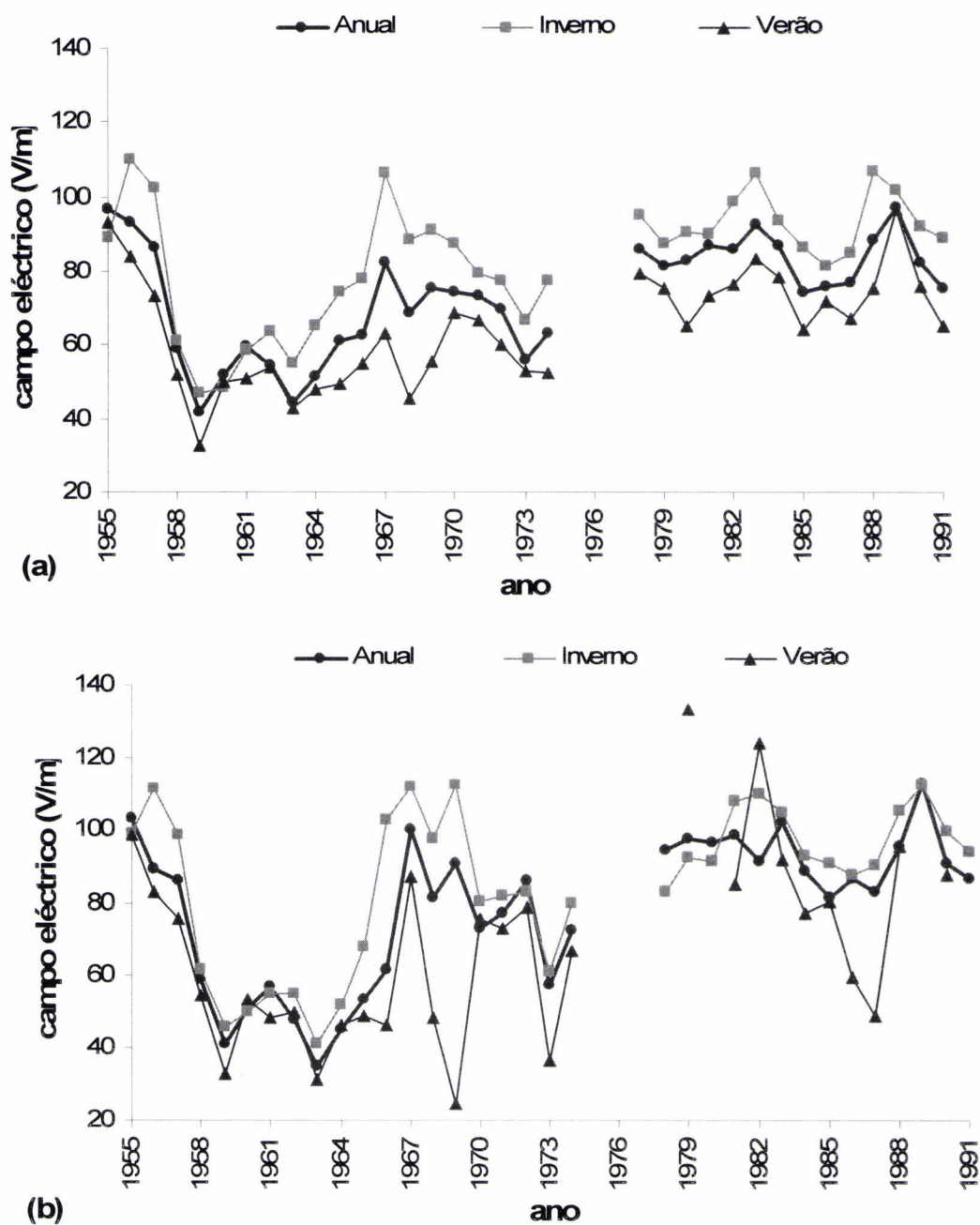


Figura 2.2 – Evolução anual média do campo eléctrico atmosférico no período 1955-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo.

Lopes *et al.* (1975) mediram a concentração do isótopo radioactivo ^{14}C (um dos produtos resultantes da desintegração da radioactividade artificial), no período 1950-1974, nos vinhos portugueses da Região Demarcada do Douro e verificaram que o aumento da

concentração, no período 1954-1963, acompanha a frequência e a magnitude dos testes nucleares.

A Figura 2.2 apresenta dois mínimos locais do campo eléctrico atmosférico, um em 1959 e o outro em 1963, que representam os anos com deposição radioactiva máxima, depois dos testes nucleares nos períodos 1954-58 e 1961-62, respectivamente (Hamilton, 1967).

A partir de 1963, como se referiu anteriormente, verificou-se um aumento progressivo do campo eléctrico anual. Contudo, existem algumas flutuações nos valores anuais do campo eléctrico atmosférico, as quais não poderão ter como causa principal a radioactividade artificial, pelo facto de esta não apresentar valores elevados e variações significativas a partir de 1963 (Figura 2.3). Estas flutuações podem ser explicadas por outros factores, nomeadamente, pelas influências da radiação cósmica e dos aerossóis provenientes das erupções vulcânicas que certamente representarão uma contribuição mais importante. Comparando as Figuras 2.2 e 2.4, verifica-se que, em geral, o campo eléctrico atmosférico varia de modo inverso com a intensidade da radiação cósmica, o que está de acordo com a relação entre a radiação cósmica e o nível de ionização atmosférica. Além de flutuações de período mais ou menos curto, a radiação cósmica também exhibe flutuações de longo período que poderão ser responsáveis pela redução planetária do campo eléctrico atmosférico durante o século XX (März e Harrison, 2003). É de salientar que durante o século XX houve um declínio do fluxo da intensidade da radiação cósmica de cerca de 15%, por causa do aumento do fluxo magnético solar (Kirkby e Harrison, 2003), que se deveu a variações de actividade solar em ciclos de 11 anos (Harrison, 2004a). A interacção entre o vento solar e os raios cósmicos conduz a uma relação inversa entre a actividade solar e a intensidade da radiação cósmica que chega à superfície terrestre, fruto do efeito de escudo do campo magnético que é potenciado pelo vento solar.

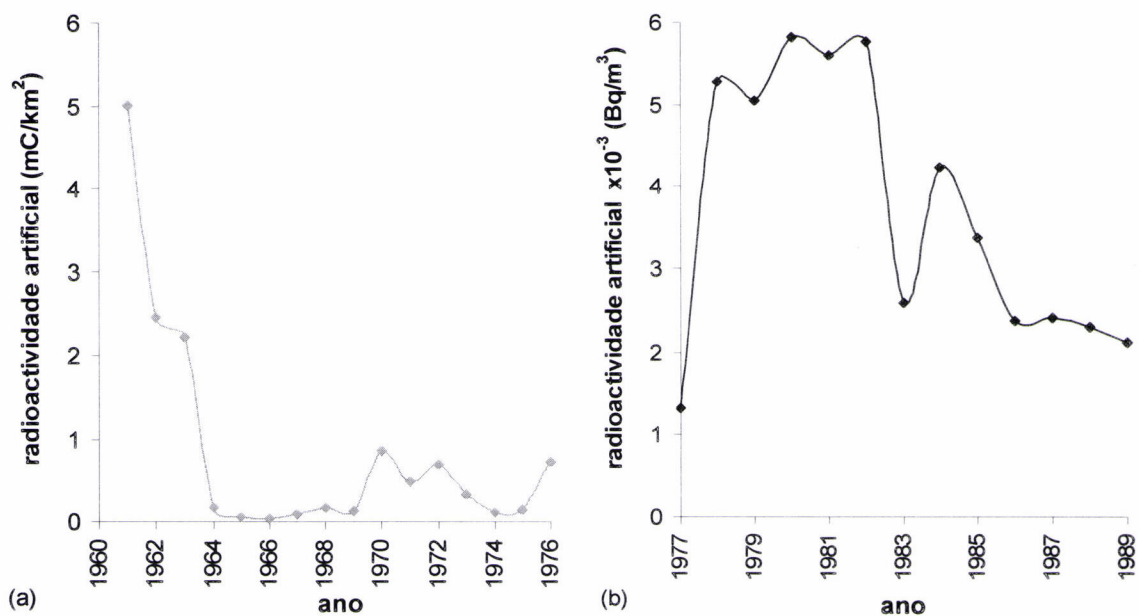


Figura 2.3 – Evolução anual média da intensidade da radioactividade artificial em Lisboa, nos períodos: (a) 1961-76 (método deposição em coluna em mC/km²); (b) 1977-89 (método volumétrico em Bq/m³).

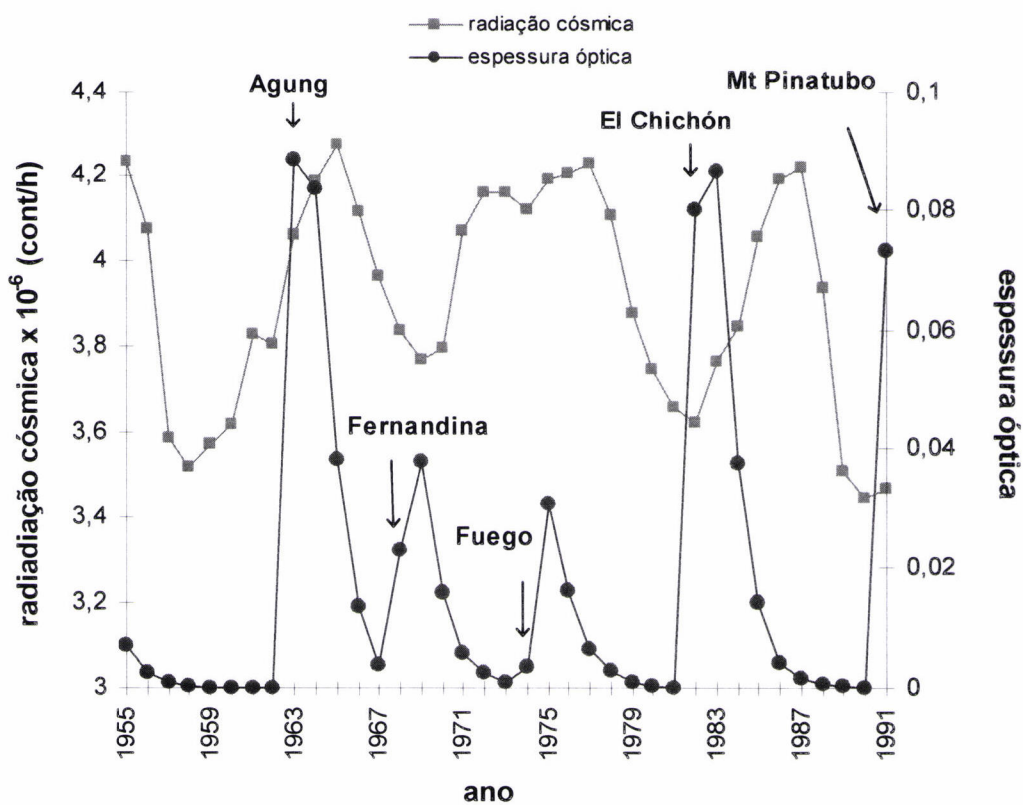


Figura 2.4 – Evolução anual média da radiação cósmica, da estação Climax-Colorado (39°37'N, 106°18'W) e da espessura óptica dos aerossóis (programa NOAA-NGDC-Paleo (latitude: 39°29'N)), entre 1955-1991.

Assim, uma maior actividade solar reduz o fluxo de raios cósmicos que chegam à baixa atmosfera terrestre, tendo o aumento da actividade solar no século XX originado um declínio secular nos raios cósmicos (Carslaw *et al.*, 2002).

A resposta do circuito eléctrico global pode ser identificada a partir de medições de superfície do campo eléctrico atmosférico (Harrison, 2002a; Märzc e Harrison, 2003). Alguns autores sugeriram que alterações nos valores da concentração dos aerossóis podem ter causado este efeito (Williams, 2003; Harrison, 2003). O declínio do campo eléctrico atmosférico no século XX, foi também observado nas medições realizadas no oceano (Harrison, 2004b) e em montanhas (Harrison, 2004c), em que a concentração de aerossóis de poluentes é baixa. Harrison (2004b) e Märzc e Harrison (2003), ao observarem a curva do campo eléctrico atmosférico de bom tempo do século XX, de algumas cidades do Reino Unido e da cidade de Nagycenk na Hungria, verificou que houve uma redução gradual do campo eléctrico atmosférico, mesmo fora do período 1950-1970 (período dos testes nucleares), sugerindo, assim, a hipótese de a causa da redução ser a radiação cósmica. A radiação cósmica provoca ionização na atmosfera superior, e a redução da radiação cósmica aumenta a resistência do circuito entre o topo das nuvens de tempestade e a electrosfera, reduzindo assim o potencial ionosférico. A diminuição do potencial ionosférico que foi detectada no século XX parece evidenciar que a diminuição do campo eléctrico é de origem e extensão global (Märzc e Harrison, 2003).

Para a estação de Lisboa-Portela nota-se uma ligeira diminuição do campo eléctrico atmosférico no período 1978-91 (Figura 2.5). Contudo, não se poderá tirar qualquer ilação, para o século XX devido à inexistência de dados do campo eléctrico atmosférico anteriores a 1955.

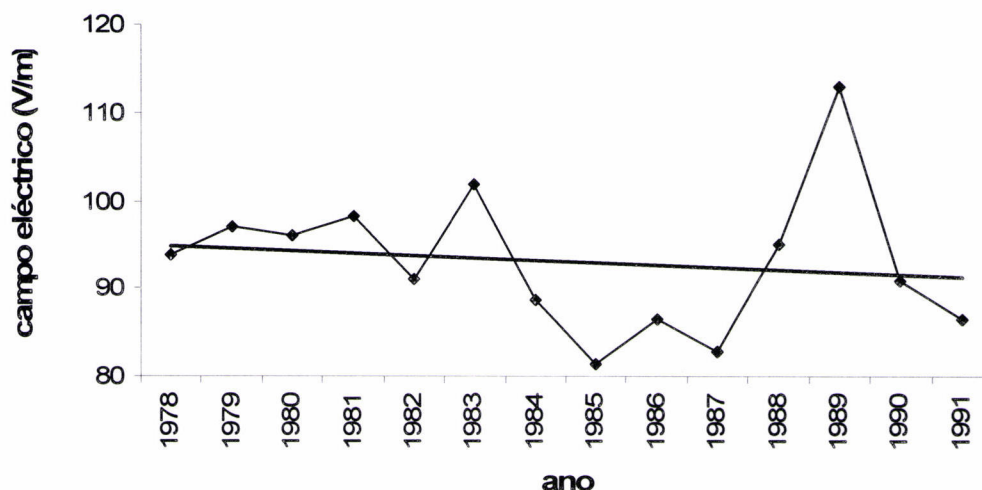


Figura 2.5 – Evolução anual média do campo eléctrico atmosférico de bom tempo, em Lisboa-Portela, no período 1978-91.

A contribuição dos aerossóis vulcânicos (cujas concentrações podem ser relacionadas com a espessura óptica dos aerossóis) no aumento do campo eléctrico atmosférico poderá ter sido significativa no período 1963-65, que corresponde ao período em que ocorreu a erupção do vulcão Agung (1963) e pode também explicar o aumento do campo eléctrico atmosférico em 1983, data máxima da erupção do vulcão El Chichón (ver Figuras 2.2 e 2.4 para os dois casos).

Na estação de Lisboa-Portela, a média do campo eléctrico atmosférico observado no período 1978-91, 93,1 V/m, foi superior à do período 1967-74, em que se registaram 79,6 V/m. Como a estação de Lisboa se situa perto do aeroporto internacional, alguma contribuição para este aumento poderia ser atribuída à poluição resultante do aumento do tráfego aéreo e rodoviário. Contudo, poderá não ser a principal razão, porque a mesma tendência foi registada em Kew e Eskdalemuir (März e Harrison, 2003).

Os valores médios mensais do campo eléctrico atmosférico de bom tempo em Lisboa, no período 1955-91, são apresentados na Figura 2.6. O campo eléctrico atmosférico de bom tempo apresenta valores máximos na estação de Inverno (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) e valores mínimos na estação de Verão (Junho, Julho e Agosto). Na estação de Inverno e em condições de bom tempo, as inversões de temperatura, que são frequentes em Lisboa (Carvalho, 1988), mantêm a poluição junto ao solo, desfavorecendo a difusão vertical desta e afectando de forma significativa o processo de dispersão. Estes aerossóis ligam-se às partículas carregadas, o que se traduz numa menor mobilidade dos iões atmosféricos, contribuindo, em consequência, para o aumento do campo eléctrico

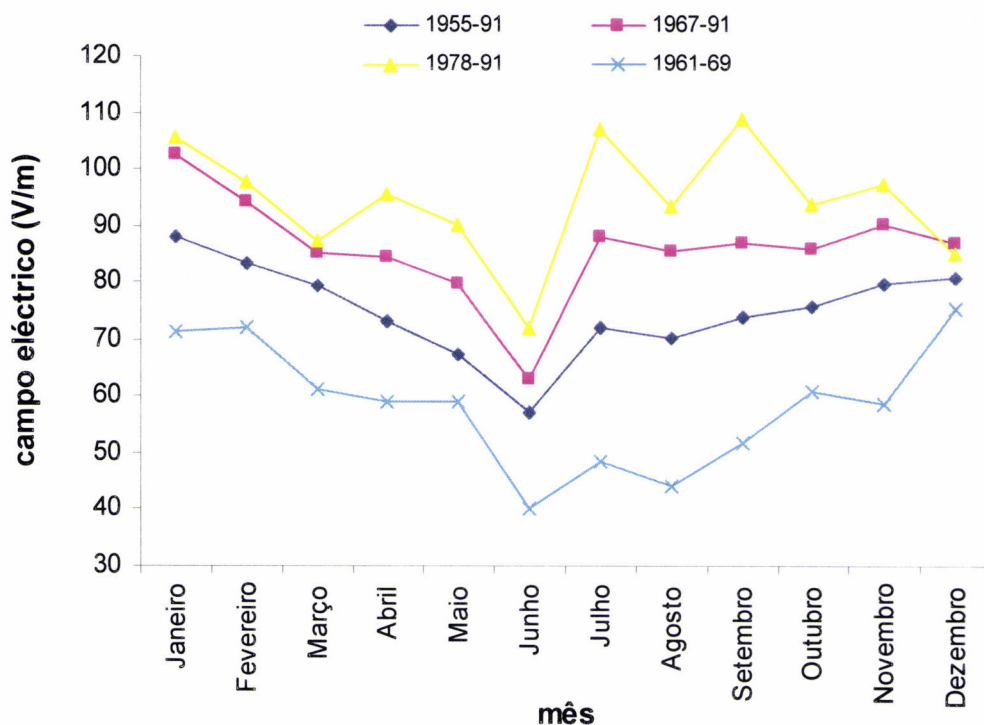


Figura 2.6 – Evolução média mensal do campo eléctrico atmosférico de bom tempo em Lisboa entre 1955 e 1991. Para traçar a curva correspondente ao período 1961-69, utilizou-se os dados de 1961-63, 1968 e 1969, de modo que esta série fosse comparada com a série representada na Figura 2.7.

atmosférico. Por outro lado, o crescimento higroscópico das partículas carregadas que ocorre preferencialmente no Inverno também contribui para o aumento do campo eléctrico atmosférico. Durante o Verão, as brisas marítimas (Alcoforado, 1987) que transportam pequenos iões de elevada mobilidade, juntamente com as correntes de convecção, poderão ser responsáveis pela redução do campo eléctrico atmosférico de bom tempo (ver equação 1.2). As variações sazonais da intensidade do campo eléctrico atmosférico de bom tempo, em Lisboa, mostram a mesma tendência já anteriormente observada em várias estações do hemisfério norte (Adlerman e Williams, 1996). Harrison (2002a,b) e Märçz e Harrison (2003) observaram a mesma tendência com respeito às estações de Eskdalemuir (Escócia) e Nagycenk (Hungria), salientando que Adlerman e Williams referem que a variação sazonal na concentração de núcleos Aitken poderá influenciar o comportamento sazonal do campo eléctrico atmosférico de bom tempo. A variação sazonal da concentração de núcleos de Aitken, observada em Lisboa nos anos 1961-63 e 1968-69, é mostrada na Figura 2.7 e exhibe uma tendência análoga à do campo eléctrico atmosférico (ver Figura 2.6). Para o caso de Lisboa, este facto confirma a ideia de

Adlerman e Williams (1996), embora haja poucos dados da concentração de núcleos de Aitken o que não permite a atribuição de um significado estatístico válido. O tamanho dos núcleos de Aitken varia entre 0,001 a 0,1 μm . Estes também se podem designar por partículas ultrafinas. Da série de 1961 a 1969, foram utilizados os dados que se encontravam disponíveis: 1961-1963, 1968 e 1969⁽¹⁾.

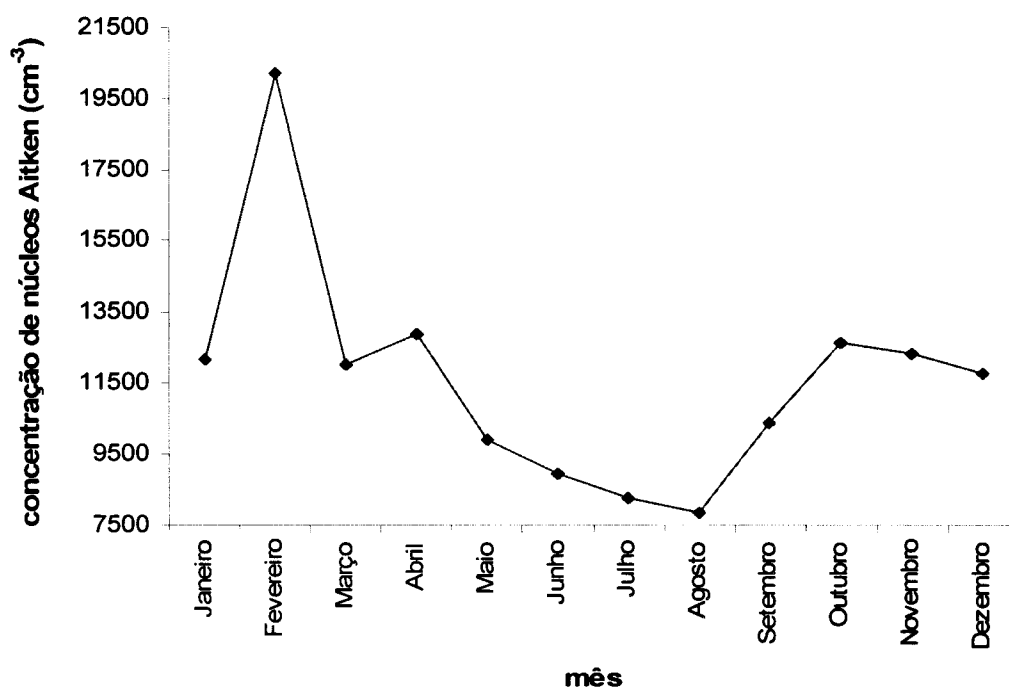


Figura 2.7 – Média mensal da concentração de ar em núcleos de Aitken em Lisboa, no período 1961-69.

⁽¹⁾ Estes dados foram retirados do Boletim Geoelectrico existente no Instituto de Meteorologia. Os dados dos núcleos de Aitken foram retirados às 9 TUC, 12 TUC e 15 TUC e foi feita a média mensal.

2.3 Correlações das anomalias relativas da radiação cósmica, da radioactividade artificial e da espessura óptica dos aerossóis com a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico, para situações de bom tempo

No estudo da contribuição anual da radiação cósmica, da espessura óptica e da radioactividade artificial no campo eléctrico atmosférico, na situação de bom tempo, foram analisadas as séries representadas nas Figuras 2.2, 2.3 e 2.4, que representam o período 1955-91. Desta análise, excluiu-se o período correspondente aos anos de 1955 a 1966, fundamentalmente pela concorrência de três factores: 1) não há registo de valores da radioactividade artificial anteriores a 1961; 2) entre 1952-62 realizaram-se testes nucleares que originaram poeiras radioactivas que atingiram Portugal, como foi referido anteriormente; 3) a espessura óptica dos aerossóis é elevada entre 1963 a 1966 (Figura 2.4), devido à erupção do vulcão Agung (1963) (Stothers, 1996, 2001). O ano 1977 foi também excluído da análise pela ausência de dados em alguns primeiros meses deste ano. Esta análise permitiu reter para estudo as séries 1967-91 e 1978-91. A primeira série inclui registos do nível da radioactividade artificial com dois métodos diferentes, anteriormente referidos, no entanto, estes dados foram tratados separadamente. A segunda série tem registo de um só método.

As séries temporais 1967-91 e 1978-91 foram filtradas de modo a constituir duas sub-séries: uma correspondente aos anos em que ocorreram erupções vulcânicas, isto é, com valores elevados da espessura óptica e, outra de onde foram retirados os dados com espessura óptica elevada, com o objectivo de minimizar o efeito das erupções vulcânicas. Os dados da espessura óptica foram retirados de (Ammann et al, 2003) (website: ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/climate_forcing/volcanic_aerosols/ammann2003b_volcanics.txt) e são valores mensais do aerossol estratosférico, em latitude, correspondendo ao período 1955-91. Para tratamento dos dados foi usado o programa MINITAB. Nesta análise foram utilizados valores médios diários em todos os casos. Os valores médios diários da intensidade da radiação cósmica foram obtidos a partir da série de dados horários registados pelo contador de neutrões existente na estação Clímax-Colorado (39°37'N, 106°18'W). Esta estação está localizada à latitude geomagnética (GL) de 47°N (Ziegler, 1998), sendo latitudinalmente próxima da estação Lisboa-Portela (38°47'N, 9°08'W, GL

40°N). Relativamente aos dados da radioactividade artificial, os valores entre 1961 e 1976, correspondem a totais diários, enquanto os dados entre 1977 e 1989 são valores médios diários obtidos através dos registos horários. Todos os dados utilizados correspondem a dias de bom tempo que foram seleccionados através do já referido critério de “bom tempo” (Voeikov, 1965).

A partir dos valores de cada uma das variáveis: campo eléctrico atmosférico, radiação cósmica, radioactividade artificial e espessura óptica dos aerossóis foram calculadas as anomalias relativas de bom tempo. Neste estudo foram usadas anomalias relativas em vez de valores absolutos para identificar a tendência da respectiva variação. A anomalia relativa do campo eléctrico é definida como $\frac{E - \bar{E}}{\bar{E}}$, onde E representa o valor

anual do campo eléctrico de bom tempo e \bar{E} é a média dos valores anuais da série considerada, também para a situação de bom tempo, no período 1955-91. As anomalias relativas da intensidade da radiação cósmica, do nível da radioactividade artificial e da espessura óptica, são definidas analogamente.

A radiação cósmica e a radioactividade artificial influenciam a concentração de iões, enquanto a concentração de aerossóis, que é aqui considerada como sendo medida indirectamente pela espessura óptica dos aerossóis, actua sobretudo sobre a mobilidade dos iões. Devido aos poucos dados disponíveis, a possível influência dos núcleos de Aitken sob o campo eléctrico atmosférico de bom tempo não é estudada separadamente.

Contudo, assumindo que a condutividade do ar σ , é uma função desconhecida, f , da radiação cósmica C_R , da radioactividade artificial R_a , e da espessura óptica dos aerossóis τ , podemos escrever a equação (1.2) como:

$$J_z = (\sigma_0 + f(C_R; R_a; \tau)) E_z \quad (2.1)$$

onde σ_0 é a condutividade do ar sem a influência da radiação cósmica, da radioactividade artificial e da espessura óptica dos aerossóis. É de referir que não foram encontrados para Lisboa registos da densidade de corrente eléctrica atmosférica de bom tempo J_z .

Por ser considerada adequada ao problema em causa, foi usada a Análise de Componentes Principais (PCA) (ver Anexo 2.2), para se compreender qual destas

variáveis apresenta maior importância nessa associação, em termos de significância estatística, com o objectivo de posteriormente investigar possíveis correlações entre as anomalias relativas da radiação cósmica, da radioactividade artificial e da espessura óptica dos aerossóis, e o campo eléctrico atmosférico em Lisboa, (Serrano *et al.*, 2006). De facto a equação (2.1) sugere que o campo eléctrico poderá eventualmente ser identificado como uma das componentes principais, se a análise demonstrar que explica significativamente a variância da radiação cósmica C_R , da radioactividade artificial R_a , e da espessura óptica dos aerossóis τ . Em caso afirmativo, a análise deverá depois ser complementada com a pesquisa de correlações do campo eléctrico com estas variáveis (ver Anexo 2.2).

Este método estatístico foi aplicado aos dados de modo a avaliar a relação entre o campo eléctrico, a radiação cósmica, a radioactividade artificial e a espessura óptica dos aerossóis. O procedimento adoptado neste trabalho consistiu, pois, na análise das componentes principais de grupos de três variáveis com o propósito de identificar componentes principais com elevado nível de “explicação” das respectivas variâncias. O agrupamento três a três permite a procura de componentes principais com maior grau de discriminação de explicação de variância dos dados. As componentes principais são obtidas a partir de um conjunto de variáveis que retenham o máximo de informação contida nas variáveis originais, isto é, captem a maior variabilidade, cujos valores das componentes são diferentes consoante as variáveis introduzidas, e são extraídas na ordem do maior para o menor grau de “explicação” das variâncias. Os resultados são mostrados nas Figuras 2.8, 2.9 e 2.10. As Figuras 2.8 e 2.9 mostram a contribuição que cada variável tem nas componentes um e dois.

A partir da Figura 2.8 e da Tabela 2.1 pode verificar-se, para o caso das séries temporais 1967-91, 1967-91* e 1978-91*, que a primeira componente explica, respectivamente, 52,8%, 53,3% e 62,2% da variância residual dos dados, sendo uma combinação linear das anomalias relativas da radioactividade artificial, da espessura óptica dos aerossóis e da radiação cósmica. Por outro lado, para as séries temporais 1967-91, 1967-91* e 1978-91*, a primeira componente explica 43,0%, 45,1% e 53,5%, enquanto a segunda componente da série temporal 1978-91 explica somente 34,0% da variância residual dos dados, sendo uma combinação linear das anomalias relativas da radioactividade artificial, da espessura óptica dos aerossóis e do campo eléctrico atmosférico. A física do problema como descrita na equação (2.1) implica que alguma

relação deve ser assumida entre as variáveis intensidade do campo eléctrico, a radiação cósmica, a espessura óptica e a intensidade da radioactividade artificial, já que a densidade de corrente eléctrica atmosférica de bom tempo é relativamente estável. Deste modo, as componentes principais são candidatas a representar a anomalia relativa do campo eléctrico porque, fisicamente, esta variável varia inversamente com a anomalia relativa da radiação cósmica e com a radioactividade artificial e directamente com a anomalia relativa da espessura óptica. Adicionalmente verifica-se que, a partir dos resultados da Tabela 2.1, a primeira componente e a anomalia relativa do campo eléctrico são estatisticamente correlacionadas de modo significativo, com $p\text{-valor} \leq 0,05$ (intervalo de confiança de 95%) (ver Anexo 2.3). Por outro lado, a Figura 2.10 - (a) mostra que as curvas da primeira componente e da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico são bastante semelhantes, apresentando o mesmo padrão temporal e sugerindo uma possível identificação.

Foi também avaliada a relação entre as anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico, da radioactividade artificial e da espessura óptica do aerossol, verificando-se, (ver Figura 2.9 e Tabela 2.1), nas séries temporais 1967-91, 1967-91* e 1978-91*, a primeira componente explica mais de 43% da variância residual dos dados, apresentando o mesmo padrão temporal da anomalia relativa da radiação cósmica (Figura 2.10 – (b)), e que a anomalia relativa da radiação cósmica com a primeira componente é estatisticamente significativa, o que sugere uma possível identificação.

Ao analisar a Tabela 2.1 e a Figura 2.10 - (c), verifica-se que a segunda componente principal apresenta um padrão de variação temporal simétrico do da anomalia relativa da radiação cósmica e que a sua similaridade foi testada através da correlação de Pearson ($p\text{-valor} \leq 0,05$). No entanto, esta componente explica só 34,0% da variância residual dos dados.

Esta tendência não é verificada relativamente à primeira e à segunda componentes com respeito às anomalias relativas da espessura óptica do aerossol e da radioactividade artificial. De facto, a análise subsequente mostrou que as anomalias relativas da radioactividade artificial e da espessura óptica do aerossol com o campo eléctrico não são estatisticamente correlacionáveis (ver Tabela 2.2)

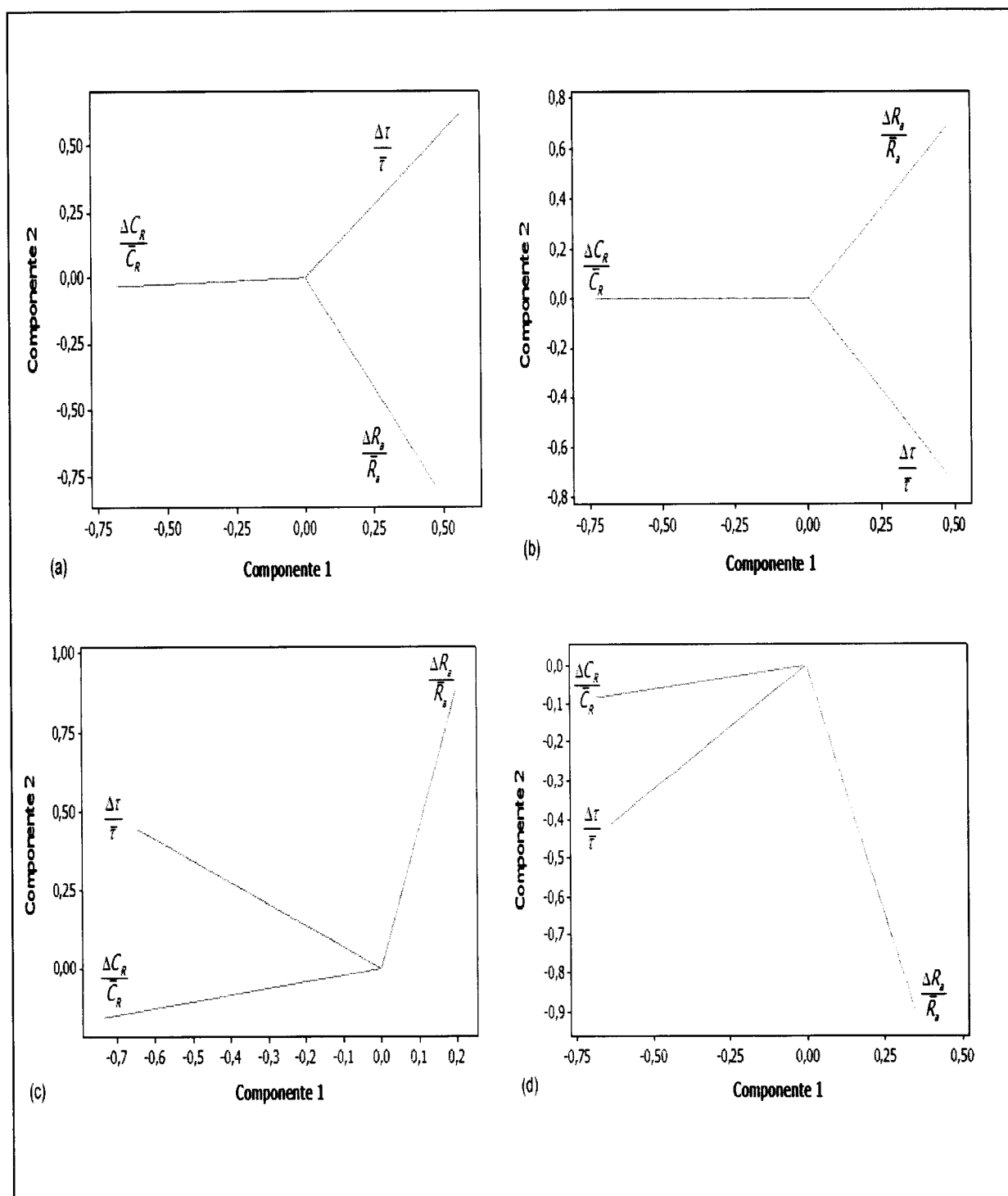


Figura 2.8 – Análise das componentes principais das anomalias relativas da espessura óptica do aerossol, da radiação cósmica e da intensidade da radioactividade artificial, em Lisboa, em situações de bom tempo, no período: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos.

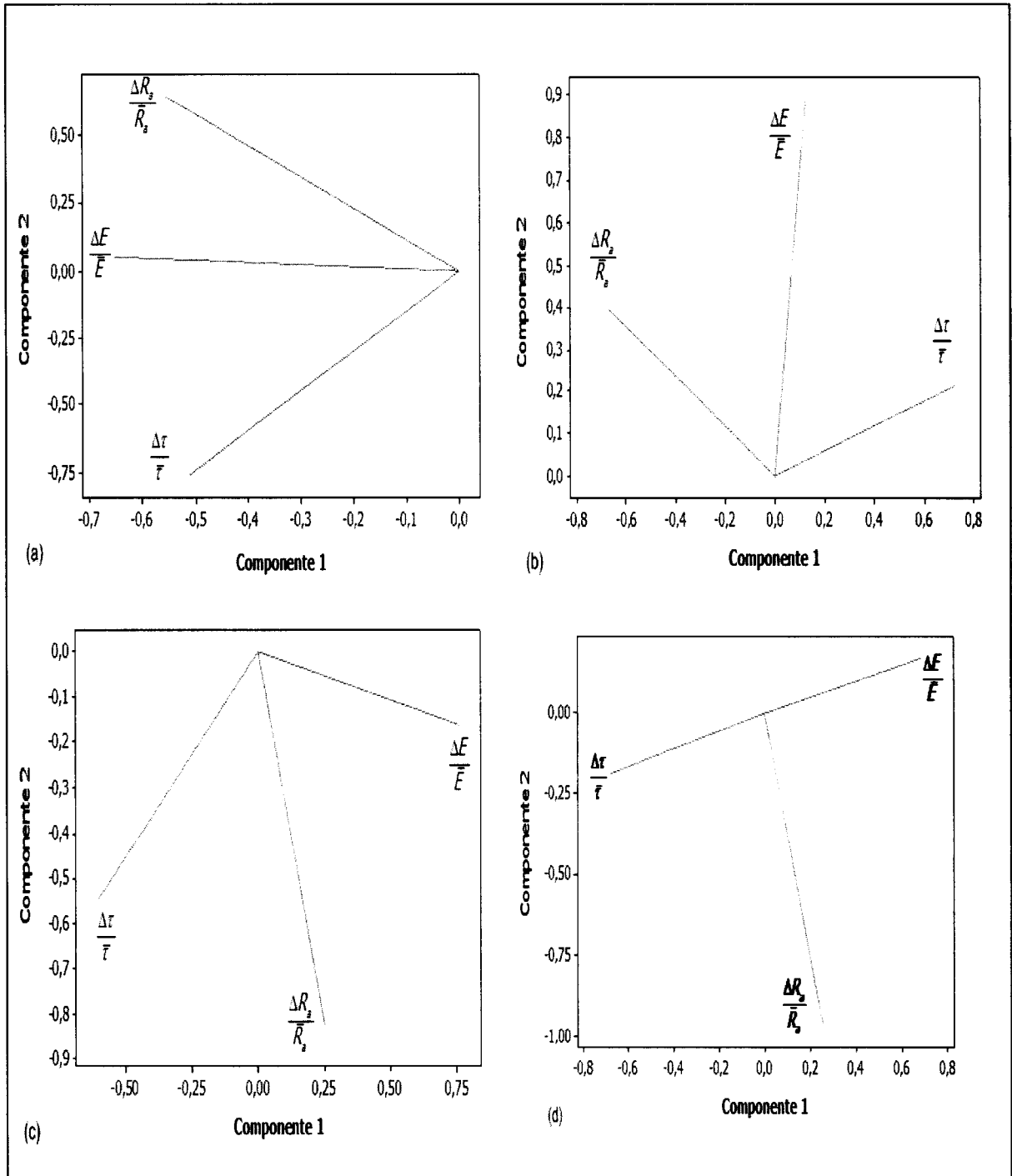


Figura 2.9 – Análise das componentes principais das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico, da espessura óptica do aerossol e da intensidade da radioactividade artificial, em Lisboa, em situações de bom tempo, no período: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos.

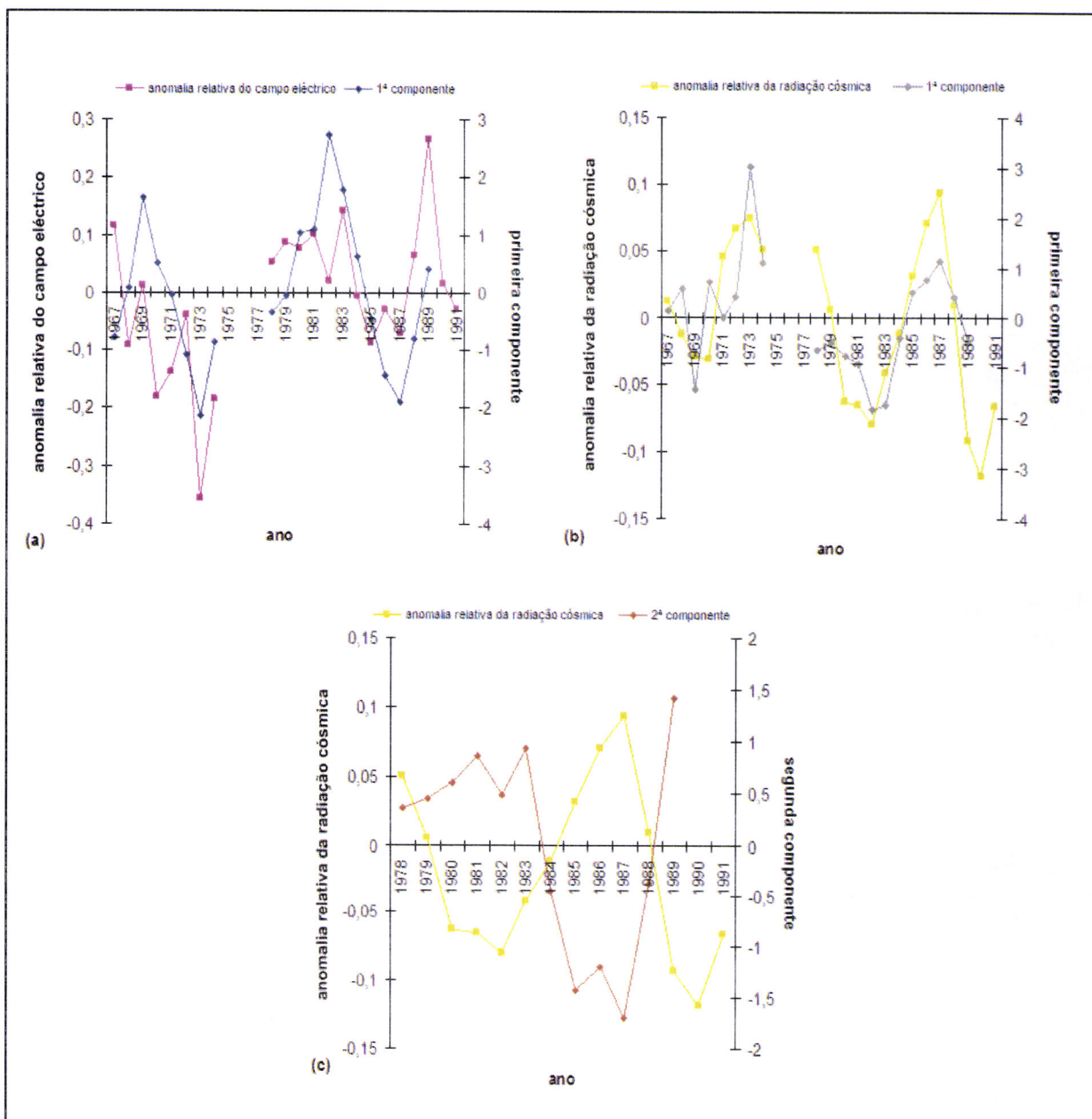


Figura 2.10 – Variação anual da: (a) primeira componente e da anomalia relativa do campo eléctrico, no período 1967-1991; (b) primeira componente e da anomalia relativa da radiação cósmica, no período 1967-1991; (c) segunda componente e da anomalia relativa da radiação cósmica, no período 1978-91; em Lisboa.

Adicionalmente nenhuma destas componentes se ajusta à densidade de corrente eléctrica atmosférica de bom tempo em relação à espessura óptica, radiação cósmica e radioactividade artificial. Isto é consistente com o facto de a corrente eléctrica média diária ser relativamente estável (ver equação (2.1)). Por conseguinte não deve aparecer como uma das componentes da Figura 2.8. A análise anterior reforça a hipótese de que a relação avançada na equação (2.1) existe para os dados registados na estação de Lisboa.

Tabela 2.1 – Coeficientes de correlação das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico, $\Delta E/\bar{E}$, da radiação cósmica, $\Delta C_R/\bar{C}_R$, da espessura óptica do aerossol, $\Delta\tau/\bar{\tau}$, e da radioactividade artificial, $\Delta R_a/\bar{R}_a$, com as componentes principais X_1 e X_2 , em vários períodos. O p-valor respectivo também é mostrado assim como a variância (VAR). (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos.

Variáveis	$\frac{\Delta E}{\bar{E}}$		$\frac{\Delta C_R}{\bar{C}_R}$		$\frac{\Delta R_a}{\bar{R}_a}$		$\frac{\Delta\tau}{\bar{\tau}}$	
	X_1	X_2	X_1	X_2	X_1	X_2	X_1	X_2
	r (p-valor) VAR (%)	r (p-valor) VAR (%)	r (p-valor) VAR (%)	r (p-valor) VAR (%)	r (p-valor) VAR (%)	r (p-valor) VAR (%)	r (p-valor) VAR (%)	r (p-valor) VAR (%)
1967-91 (22)	0,464 0,039 52,8	-0,029 0,905 30,9	0,699 0,001 43,0	0,081 0,736 30,9	0,272 0,246 55,7	0,071 0,767 29,1	-0,311 0,181 59,1	0,083 0,727 28,0
1967-91* (14)	-0,640 0,018 53,3	-0,178 0,560 38,2	-0,845 0,000 45,1	0,059 0,847 38,9	-0,165 0,591 69,2	0,382 0,198 22,2	0,376 0,205 63,8	0,457 0,117 27,4
1978-91 (14)	0,454 0,138 48,3	-0,008 0,979 35,5	-0,100 0,757 35,7	-0,831 0,001 34,0	0,162 0,616 52,2	-0,117 0,718 31,5	0,179 0,579 59,9	0,087 0,787 32,6
1978-91* (8)	0,728 0,040 62,2	0,206 0,624 30,7	-0,939 0,001 53,5	0,045 0,915 31,9	-0,208 0,620 75,1	-0,018 0,966 17,9	-0,651 0,081 65,9	0,181 0,668 30,7

Para a hipótese de haver dependência linear, foi seguidamente utilizado o modelo de regressão múltipla de modo a verificar qual a fracção da variância total do campo eléctrico atmosférico que pode ser explicada em conjunto (radiação cósmica e a espessura óptica). Este tipo de análise permite analisar a influência das variáveis atrás citadas com a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico. Poderemos ver na Tabela 2.2, que, dentro do grau de confiança de 95% ($p\text{-valor} \leq 0,05$), na série temporal 1967-91, teremos uma fracção de 28% da variância total dos dados do campo eléctrico, explicada em conjunto pelas anomalias da radiação cósmica e da espessura óptica, se consideradas em dependência linear.

Variáveis Série temporal (Tamanho da amostra)	$\frac{\Delta C_R}{C_R}$ e $\frac{\Delta \tau}{\tau}$
	R^2 (%) (p-valor)
I. 1967-91 (22)	28,0 0,040
II. 1967-91* (14)	41,2 0,054
III. 1978-91 (14)	25,2 0,202
IV. 1978-91* (8)	39,8 0,219

Tabela 2.2— Regressão múltipla da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico com as anomalias relativas da radiação cósmica, $\Delta C_R / \bar{C}_R$, da espessura óptica do aerossol, $\Delta \tau / \bar{\tau}$, em vários períodos. O p-valor respectivo é indicado. (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos.

No entanto, a seguir são investigadas as possíveis correlações binárias entre as anomalias relativas do campo eléctrico de bom tempo e a radiação cósmica, a espessura óptica do aerossol e a radioactividade artificial.

2.3.1 - Influência da radiação cósmica

É amplamente reconhecido que os raios cósmicos galácticos (GCR) são a maior fonte de ionização na troposfera influenciando a condutividade eléctrica (Tinsley, 2005). Para verificar se as correlações sugeridas pela equação (2.1) realmente existem, relativamente aos dados da estação Lisboa-Portela no período 1967-91, fez-se a sua regressão linear, tendo os resultados sido conferidos pelo teste de Pearson (Anexo 2.3). Utilizaram-se dois métodos diferentes: num deles foi excluído o valor elevado da espessura óptica devido às erupções vulcânicas, nomeadamente 1968-1970, 1982-1985 e 1991, respeitantes aos vulcões Fernandina (1968), El Chichón (1982) e Pinatubo (1991) (Stothers, 1996, 2001; Ammann *et al.*, 2003), de modo a garantir que a maior contribuição para a anomalia do campo eléctrico atmosférico resultasse da radiação cósmica, e no outro método não foram excluídos os valores elevados da espessura óptica.

Como se referiu anteriormente, a razão pela qual não se considera o período 1955-66 na análise de regressão é o facto da intensidade da radioactividade artificial apresentar valores elevados, os quais mascaram quase inteiramente outras influências do campo eléctrico atmosférico de bom tempo.

A série de dados do fluxo da radiação cósmica, em Lisboa, não se encontra disponível para o período 1955-91. Embora o fluxo da radiação cósmica varie com a altitude e a latitude, não varia praticamente com a longitude. Como referido anteriormente, foi usada a série de dados do contador de neutrões de superfície registados na estação Climax-Colorado (39°37' N, 106°18' W) que se encontra localizado à latitude geomagnética (G. L.) de 47° N (Ziegler, 1998), que é próxima da latitude da estação Lisboa-Portela (38°47'N, 9°08'W, G.L. 40°N), podendo assim a série ser representativa do fluxo de radiação cósmica em Lisboa.

Os resultados estão sumariados na Tabela 2.3.

Foi verificado que a anomalia relativa da radiação cósmica está correlacionada negativamente com a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico e é estatisticamente significativa para o período 1967-91 (ver Figura 2.11 e Tabela 2.3). Como critério geral, a significância estatística foi considerada sempre que o p-valor se apresentava igual ou inferior a 0,05 (com um nível de confiança de 95%). Fisicamente, o aumento do fluxo da radiação cósmica aumenta o grau de ionização e origina uma diminuição do campo eléctrico.

Também se verificou que esta correlação é mais acentuada, quando a radioactividade artificial e a concentração de aerossóis provenientes das erupções vulcânicas, nomeadamente SO₂, apresentam valores baixos.

Variáveis Série temporal (Tamanho da amostra)	$\frac{\Delta C_R}{\bar{C}_R}$	$\frac{\Delta \tau}{\bar{\tau}}$	$\frac{\Delta R_a}{\bar{R}_a}$
	r (p-valor) (γ)	r (p-valor)	r (p-valor)
I. 1967-91 (22)	-0,529 (0,011) (0,70)	0,159 (0,481)	0,185 (0,435)
II. 1967-91* (14)	-0,637 (0,014) (0,65)	-0,334 (0,243)	0,178 (0,560)
III. 1978-91 (14)	-0,502 (0,067)	0,087 (0,767)	0,150 (0,723)
IV. 1978-91* (8)	-0,631 (0,069)	-0,478 (0,193)	0,121 (0,707)

Tabela 2.3 – Coeficientes de correlação da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico com as anomalias relativas da radiação cósmica, $\Delta C_R / \bar{C}_R$, da espessura óptica do aerossol, $\Delta \tau / \bar{\tau}$, e da radioactividade artificial, $\Delta R_a / \bar{R}_a$, em vários períodos. O *p-valor* respectivo também é mostrado assim como a probabilidade de detectar o efeito real (γ). (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos.

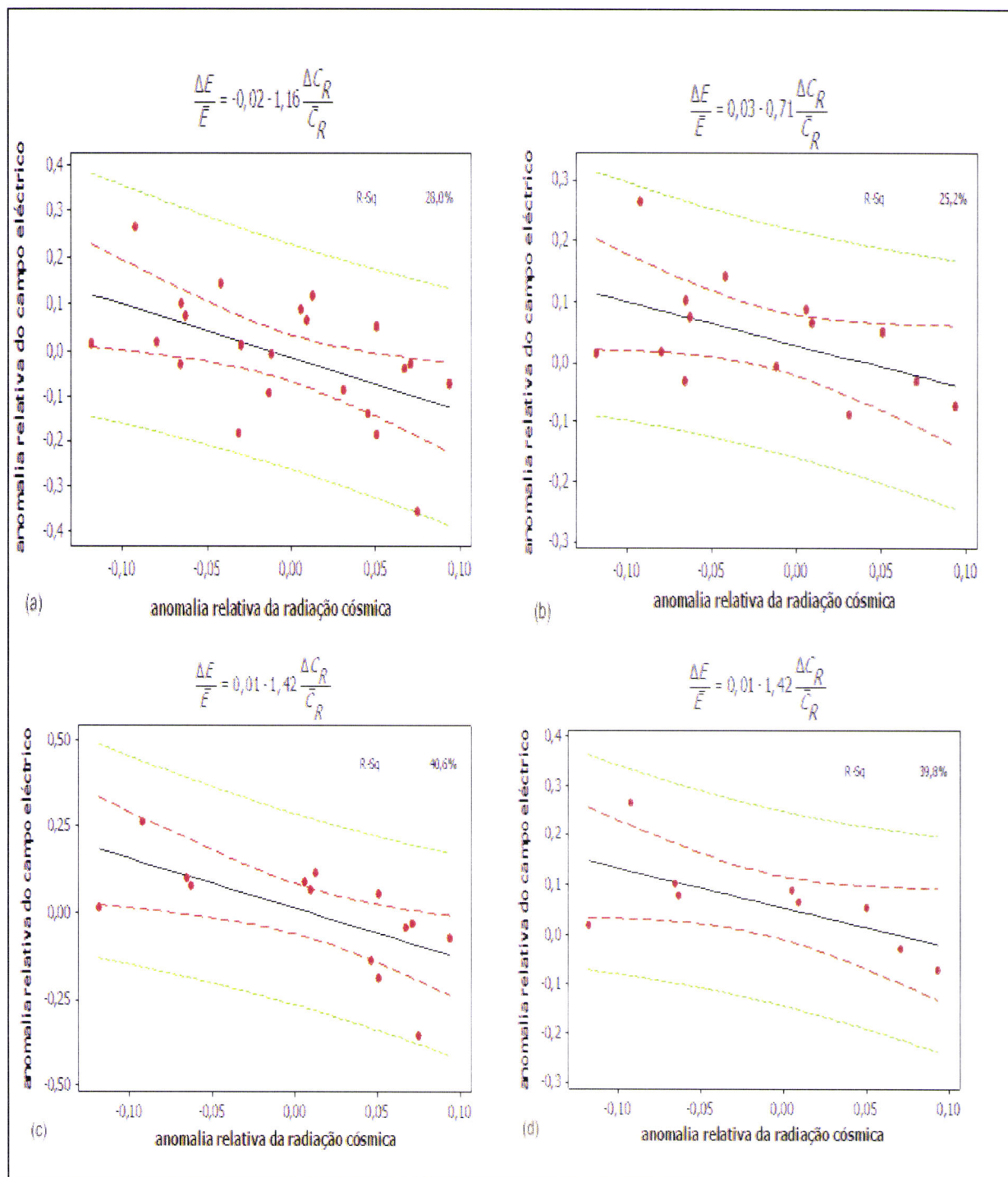


Figura 2.11 – Gráficos de dispersão das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo versus anomalias relativas da radiação cósmica, em Lisboa, nos períodos: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos com elevada espessura óptica do aerossol foram removidos. Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança (É uma medida da confiabilidade da forma da linha de regressão ajustada. Em geral uma faixa de 95% implica que se realizarmos a observação, nas mesmas condições, em 95% das vezes os pontos ficam dentro desta faixa); linha a verde - intervalo de previsão (é uma estimativa intervalar de confiança de um valor previsto); R-Sq – coeficiente de determinação. Os intervalos de confiança e de previsão apresentam um nível de confiança de 95%.

Contudo, a investigação das correlações sazonais mostrou uma diferença bastante acentuada entre o Inverno e o Verão (Tabela 2.4). De facto, a correlação negativa entre as anomalias relativas do fluxo da radiação cósmica e o campo eléctrico atmosférico de bom tempo sendo relativamente alta no Inverno e no Outono (Tabela 2.4 e Figura 2.12), é fraca no Verão e na Primavera (Tabela 2.4 e Figura 2.13). Este resultado indica que a correlação inversa entre as anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e a radiação cósmica poderá não ser tão simples como o sugerido pelo mecanismo básico da directa ionização do ar pelos raios cósmicos e que outros mecanismos poderão estar activos. Para encontrar uma explicação para este efeito sazonal foi considerada a hipótese GCR-CN-CNN-nuvem que foi referida anteriormente. De facto, o processo de mediação de formação de gotas pelo aerossol SO₂ poderá ser preferencialmente activado no Inverno quando a humidade relativa é elevada. Neste caso, o efeito da radiação cósmica poderá ser mais pronunciado no Inverno, conduzindo a um aumento do coberto de nuvens e à acumulação de carga negativa na parte inferior da nuvem, os iões negativos tendem a ser capturados pelas gotas nas camadas baixas da nuvem, enquanto os iões positivos tendem a ser transportados em altitude, contribuindo deste modo para a redução do campo eléctrico atmosférico de bom tempo, ao nível da superfície terrestre. No Verão, como a humidade relativa apresenta valores baixos, este mecanismo não deve ser tão eficaz como no Inverno, o que explicaria a redução na correlação observada no Verão. Nesta estação, como a formação de gotas a partir dos núcleos de condensação é fraca, a captura de iões negativos nas camadas baixas é reduzida, logo, o campo eléctrico não sofrerá alterações significativas. Contudo, não existe uma clara evidência de que este mecanismo seja importante. Pallé *et al.* (2004) encontraram, para valores anuais, uma correlação de 95-100% entre a ionização da atmosfera e o coberto de nuvens baixas sobre Portugal. No entanto, em termos sazonais, não verificaram uma correlação significativa para qualquer estação. Adicionalmente, Kazil e Lovejoy (2004) indicaram que a taxa de nucleação perto da superfície terrestre é muito fraca, por causa da radiação cósmica.

Estação do ano Série temporal (Tamanho da amostra)	Outono	Inverno	Primavera	Verão
	r (p-valor) (γ)	r (p-valor) (γ)	r (p-valor)	r (p-valor)
1967-91 (22)	- 0,487 (0,025) (0,60)	-0,670 (0,002) (0,93)	-0,069 (0,762)	-0,339 (0,169)
1967-91* (14)	-0,708 (0,005) (0,80)	-0,622 (0,018) (0,65)	-0,482 (0,081)	-0,476 (0,139)
1978-91 (14)	-0,461 (0,113)	-0,583 (0,029) (0,55)	0,119 (0,686)	-0,512 (0,130)
1978-91* (8)	-0,591 (0,094)	-0,540 (0,134)	-0,404 (0,281)	-0,442 (0,380)

Tabela 2.4 – Coeficientes de correlação sazonais da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico com as anomalias relativas da radiação cósmica, em vários períodos. O p-valor respectivo também é mostrado assim como a probabilidade de detectar o valor real (γ). (*) Os valores correspondentes aos anos que apresentam espessura óptica do aerossol elevada foram removidos.

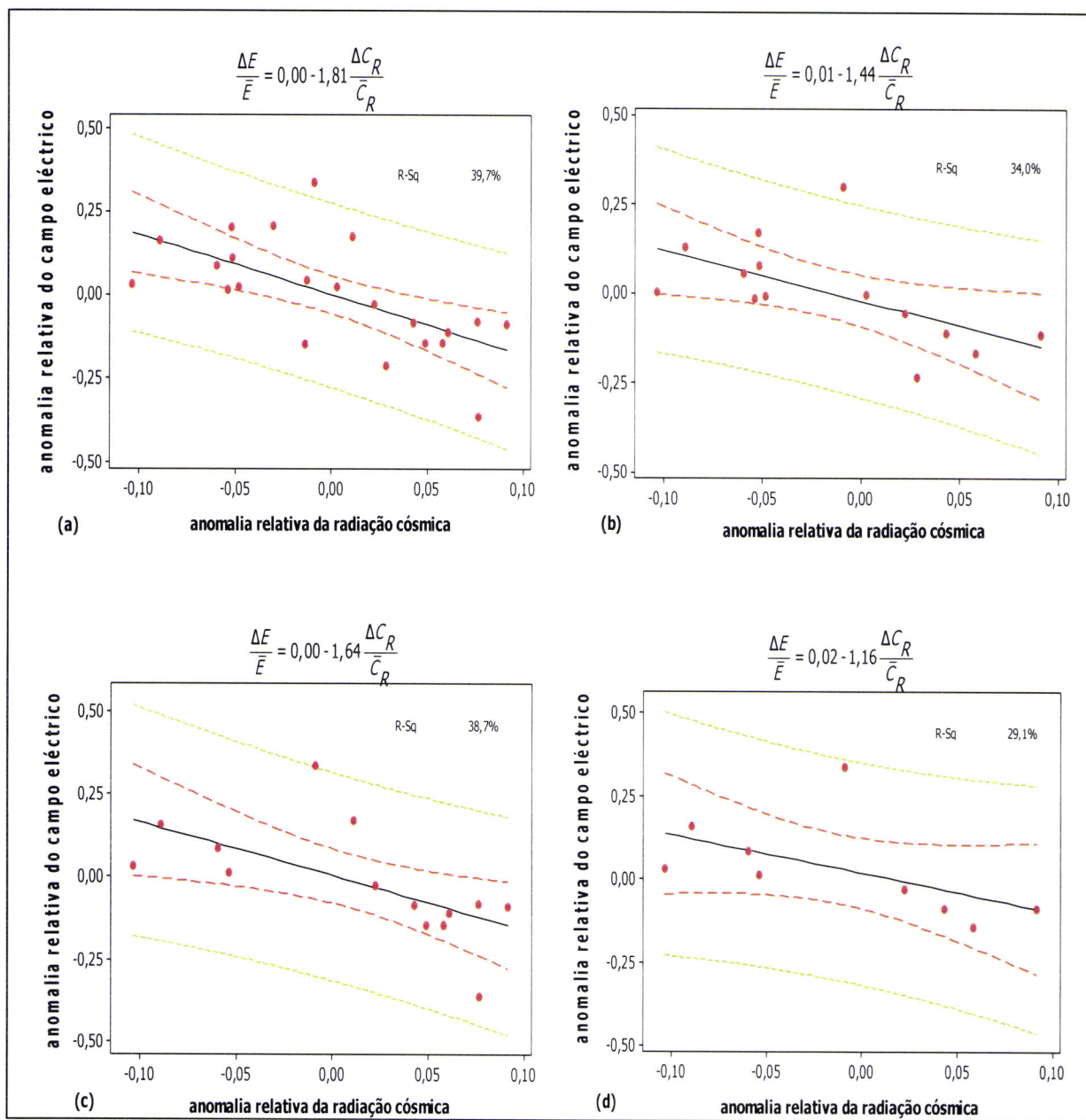


Figura 2.12 – Gráficos de dispersão das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo versus anomalias relativas da radiação cósmica, em Lisboa, na estação de Inverno, nos períodos: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos com elevada espessura óptica do aerossol foram removidos. Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança; linha a verde - intervalo de previsão; R-Sq – coeficiente de determinação. Os intervalos de confiança e de previsão apresentam um nível de confiança de 95%,

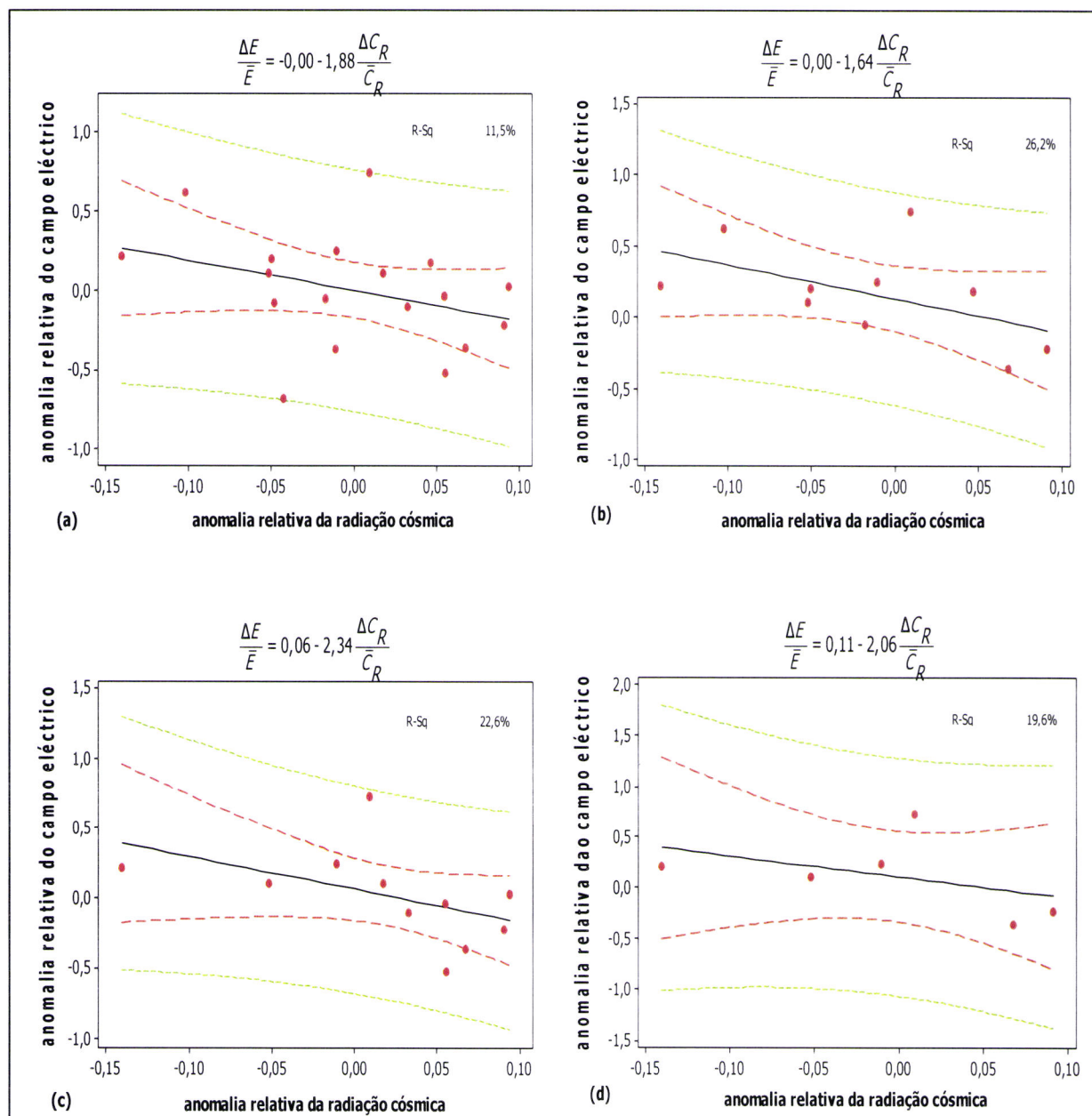


Figura 2.13 – Gráficos de dispersão das anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo versus anomalias relativas da radiação cósmica, em Lisboa, na estação de Verão, nos períodos: (a) 1967-91; (b) 1978-91; (c) 1967-91*; (d) 1978-91*. (*) Os valores correspondentes aos anos com elevada espessura óptica do aerossol foram removidos. Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança; linha a verde - bandas de previsão; R-Sq – coeficiente de determinação. Os intervalos de confiança e de previsão apresentam um nível de confiança de 95%.

Um outro aspecto importante que poderá contribuir para a elevada correlação entre os raios cósmicos e o campo eléctrico atmosférico de bom tempo tem a ver com o facto de no Inverno e nos dias de bom tempo, a convecção na camada limite ser fortemente reduzida em relação ao Verão. Como resultado, a densidade de corrente

eléctrica atmosférica no Inverno é praticamente óhmica, ajustando-se à equação (2.1), e assim a influência global poderá ser mais claramente observada no campo eléctrico atmosférico. Esta ideia é consistente com o facto de a correlação entre o campo eléctrico atmosférico de bom tempo observado em Lisboa, na estação do Inverno, e a curva de Carnegie ser de 64,7% (p-valor = 0,001). Esta tendência tem sido notificada por outros autores, nomeadamente, Israelsson e Tammet (2001). Estes investigadores referem que, na estação do Inverno, as variações em Marsta são semelhantes às variações periódicas sob os oceanos e, também, nas estações polares, onde as variações da componente global dominam sob a componente local.

2.3.2 Influência da espessura óptica do aerossol

Como anteriormente foi admitido que a espessura óptica do aerossol é uma medida indirecta da concentração dos aerossóis na atmosfera (aerossóis de origem planetária – aerossóis vulcânicos – e os de origem local – os núcleos de Aitken).

Visto que para Lisboa não existem séries de dados da espessura óptica dos aerossóis no período 1967-91, usou-se os dados de satélite da estação NOAA-NGDC-Paleo (39°29'N), que se situa à mesma latitude de Lisboa. Será de esperar que, afectando a resistência colunar, em situações de bom tempo, poderá essa influência ser detectada através dos valores da anomalia do campo eléctrico, ao nível da superfície terrestre.

Como observado na Tabela 2.3, a correlação é fraca entre a anomalia relativa da espessura óptica do aerossol e a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico à superfície. Tal é consistente com a ideia de que os aerossóis vulcânicos influenciam principalmente o campo eléctrico atmosférico na estratosfera (Tinsley, 2005) e de que esta contribui aproximadamente 7% para a resistência colunar (Harrison *et al.*, 2010), e também, de que o campo eléctrico atmosférico de bom tempo poderá ser influenciado fundamentalmente pela radiação cósmica excepto para os anos em que a espessura óptica dos aerossóis é elevada, como se pode ver Tabela 2.3 (séries temporais II e IV).

A grande erupção do vulcão El Chichón (México) que ocorreu em 1981 originou um forte aumento na espessura óptica do aerossol de extensão planetária no período 1982-84 (Figura 2.4). Quando há erupções vulcânicas a correlação é forte e positiva como se esperava pelo facto da ligação dos aerossóis aos iões pequenos, originar, assim, o decréscimo da condutividade do ar e o aumento do campo eléctrico atmosférico. Este

resultado também se pode verificar na Figura 2.14 ($r = 0,795$; p -valor = $0,018$), embora não seja estatisticamente conclusivo, devido à pequena dimensão de amostra de dados representativos dos anos em que correram erupções vulcânicas.

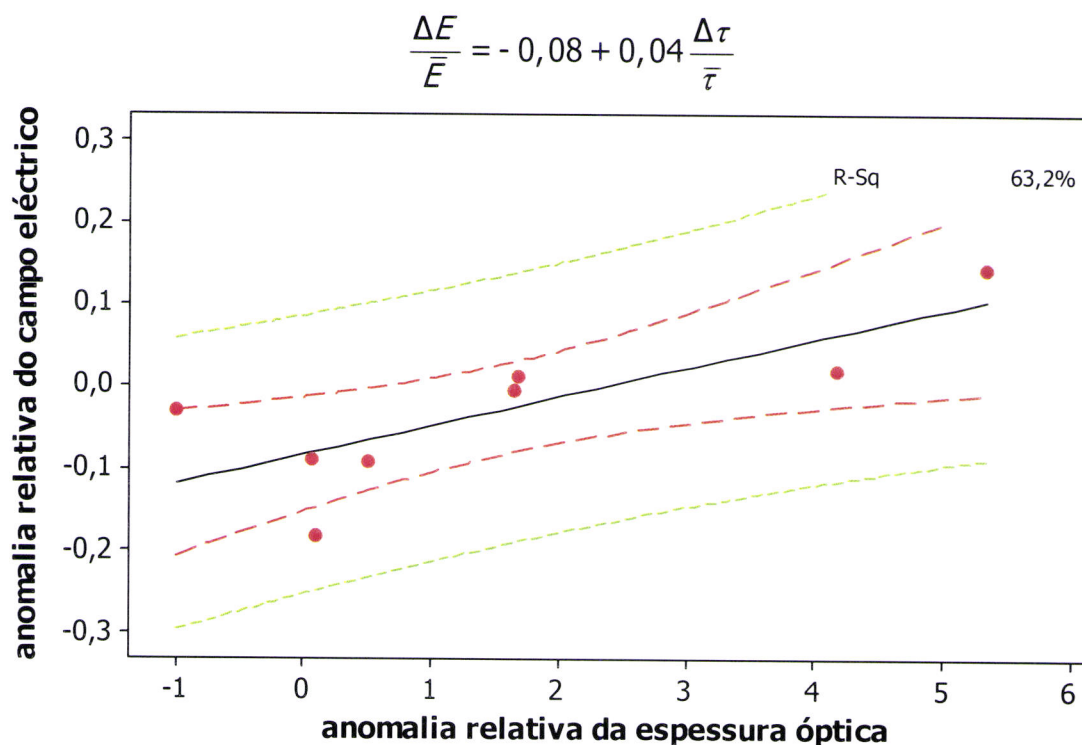


Figura 2.14 – Gráfico de dispersão da anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico versus anomalia relativa da espessura óptica, em situações de bom tempo, no período 1967-91, para os anos com erupções vulcânicas. Linha a preto - regressão; linha a vermelho - intervalo de confiança; linha a verde - bandas de previsão; R-Sq – coeficiente de determinação. Os intervalos de confiança e de previsão apresentam um nível de confiança de 95%.

2.3.3 Influência da intensidade da radioactividade artificial

Quer a radioactividade artificial, quer a natural contribuem para ionizar os baixos níveis da atmosfera. Como Lisboa está situada perto do mar e porque a radioactividade natural não está presente sobre o oceano, variações podem ocorrer com mudanças na direcção do vento. Porque, de um modo geral, os padrões diários da direcção do vento em Lisboa são mais ou menos constantes ao longo do ano, isto é, reflectido nos níveis médios diários da radioactividade natural que são praticamente estáveis durante o ano e também durante o período estudado. Assim, só foi considerada a radioactividade artificial devido à grande variação que apresenta no período acima estudado.

Como se referiu na secção 2.2, foram usados dados da concentração da radioactividade artificial recolhidos na estação Lisboa-Portela nos períodos 1967-76 e 1977-91. Como mostra a Figura 2.3 as unidades em que foi medida a intensidade da radioactividade artificial são diferentes em cada um destes períodos. No entanto, as unidades são irrelevantes para o estudo aqui apresentado por terem sido usadas as anomalias relativas $(R_a - \bar{R}_a)/\bar{R}_a$ que são adimensionais, tendo os desvios dos valores médios sido considerados para cada um dos períodos (1967-76 e 1977-89).

Como mostra a Tabela 2.3, a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico de bom tempo não é correlacionável com a anomalia relativa da concentração da radioactividade artificial (*p-valores* elevados). Durante o período 1967-91, a concentração da radioactividade artificial é muito baixa, quando comparada com o período 1955-66. Uma alta correlação entre o campo eléctrico atmosférico e a concentração da radioactividade artificial deveria ter podido ser encontrada neste período, embora tal correspondesse ao episódio dos testes nucleares e não a influências permanentes sobre o campo eléctrico atmosférico em Lisboa. Contudo, a série de dados refere-se à concentração da deposição de partículas radioactivas numa superfície horizontal, que não é inteiramente proporcional à concentração dos aerossóis radioactivos na atmosfera, devido ao facto da concentração de partículas depositadas variar com o campo eléctrico atmosférico, enquanto a concentração volumétrica não é significativamente afectada. Um aumento do campo eléctrico atmosférico significa uma maior concentração de partículas radioactivas depositadas na superfície terrestre, o que está de acordo com a correlação positiva entre estas duas variáveis (Tabela 2.3). Segundo Tammet *et al.* (2001), o mecanismo eléctrico de deposição é dominante para partículas de diâmetro de 10-200 nm e baixos valores da velocidade do vento. Este estudo pode explicar a tendência para uma correlação positiva, como a que é sugerida pelos valores da Tabela 2.3. Esta concordância explica-se, por um lado, por as partículas radioactivas depositadas na estação Lisboa-Portela (Figueira, 1971) apresentarem dimensões da mesma ordem das referidas por Tammet *et al.* (2001) e, por outro lado, a situações de bom tempo e baixa velocidade do vento terem sido consideradas.

2.4 Conclusões

A curva que representa a média anual do campo eléctrico atmosférico de bom tempo em Lisboa mostra que ocorreu uma forte redução no período 1957-67. Esta tendência foi observada por outros autores que estudaram o comportamento do campo eléctrico atmosférico de bom tempo no mesmo período, nalgumas estações do hemisfério norte, nomeadamente nas estações de Kew (Inglaterra) e Eskadalemuir (Escócia). A mais plausível explicação para a redução no campo eléctrico atmosférico de bom tempo deverá ser o aumento do nível de radioactividade artificial na atmosfera, devido aos testes nucleares realizados neste período.

Foi observado que as anomalias relativas do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e o fluxo da radiação cósmica estão correlacionadas negativamente e que esta correlação é estatisticamente significativa (teste de Pearson). A análise do comportamento sazonal desta correlação indica que esta é forte no Inverno e no Outono e fraca no Verão e na Primavera. Uma possível explicação para este efeito sazonal poderá resultar do facto de a radiação cósmica poder actuar indirectamente, favorecendo o aumento da formação de gotas e de nuvens. Os iões negativos são capturados pelas gotas nas camadas baixas das nuvens e forma-se uma camada negativa na base da nuvem, reduzindo o campo eléctrico atmosférico. Este mecanismo que é conhecido como GCR-CN-CCN-nuvem (Yu, 2002) poderá ser activado no Inverno, em Lisboa, confirmando, neste caso, as conclusões de Pallé *et al.* (2004). Contudo, investigações por Kazil e Lovejoy (2004) enfraquecem esta hipótese ao apontarem que a taxa de formação de CN pela radiação cósmica é muito fraca. Uma outra explicação poderá residir no facto de que a camada limite de convecção ser mais fraca nos dias de bom tempo, no Inverno, com a redução da densidade de corrente eléctrica de convecção. Neste caso, como a densidade de corrente eléctrica atmosférica de bom tempo é quase inteiramente óhmica, a influência da radiação cósmica poderá ser a mais evidente.

A anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico de bom tempo não está significativamente correlacionada com a anomalia relativa da espessura óptica do aerossol e com a anomalia relativa da intensidade da radioactividade artificial. Tais correlações, a

existirem, poderão estar mascaradas por outras influências, nomeadamente a da radiação cósmica.

2.5 Referências bibliográficas

- Adlerman, E. J. and E. R. Williams, 1996: Seasonal variation of the global electrical circuit. *Journal of Geophysical Research*, **101** (D23), 29679-29688.
- Alcoforado, M. J., 1987: Brisas estivais do Tejo e do oceano na região de Lisboa, *Finisterra Revista Portuguesa de Geografia*, XXII, **43**, 71-112.
- Ammann, G., G. Meehl, W. Washington and C. Zenda, 2003: A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophysical Research Letters*, **30** (12), 59.1-59.4.
- Carslaw, K. S., R. G. Harrison and J. Kirkby, 2002: Cosmic Rays, Cloud and Climate. *Science*, **298**, 1732-1737.
- Carvalho, R. A. C., 1988: Estrutura da baixa troposfera em Lisboa – Inversões da temperatura do ar em altitude, *Monografia de Meteorologia e Geofísica, Serviço de Meteorologia – Divisão da Protecção do Ar*, **6**, Lisboa.
- Figueira, M., 1965: Intruções para os apuramentos de electricidade atmosférica. *Serviço Meteorológico Nacional*, Lisboa.
- Figueira, M., 1971: Radioactividade artificial em relação com as circulações atmosféricas. *Serviço Meteorológico Nacional*, Publicação: RT 1112/GEO 150/22.
- Hamilton, R. A., 1967: Discussion – Secular and other changes of atmospheric electrical potential gradient at Lerwick. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, **39**, 139-141.
- Harrison, R. G., 2000: Cloud Formation and the possible significance of charge for atmospheric condensation and ice nuclei. *Space Science Reviews*, **94**, 381-396.
- Harrison, R. G., 2002a: Twentieth century secular decrease in the atmospheric electric circuit. *Geophysics Research Letters*, **29** (14), DOI: 10.1029/2002GL014878.
- Harrison, R. G., 2002b: Twentieth century atmospheric electrical measurements at the observatories of Kew, Eskdalemuir and Lerwick. *Weather*, **58**, 11-19.
- Harrison, R.G., 2002c: Radiolytic particle production in the atmosphere. *Atmospheric Environmental*, **36**, 159-160.
- Harrison, R.G. and K.S. Carslaw, 2003: Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere. *Reviews of Geophysics*, **41** (3), 1012-1037.

- Harrison, R. G., 2003: Reply to Comment on “Twentieth Century Secular Decrease in the Atmospheric Potential Gradient”. *Geophysical Research Letters*, **30** (15), 1804 DOI:10.1029/2003GL017381.
- Harrison, R. G., 2004a: Atmospheric electrical circuit and climate. *Surveys in Geophysics*, **25**, 441-484.
- Harrison, R. G., 2004b: Long-term measurements of the global atmospheric electric circuit at Eskdalemuir, Scotland, 1911-1981. *Atmospheric Research*, **70**, 1-19, DOI: 10.1016/j.atmosres.2003.09.007.
- Harrison, R. G., 2004c: Long-range correlations in measurements of the global atmospheric electric circuit. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **66**, 1127-1133.
- Harrison, R.G., 2005: Columnar resistance changes in urban air. *Journal of Atmospheric Solar-Terrestrial Physics*, **67**, 763-773.
- Harrison, R. G. and A. J. Bennett, 2007: Cosmic ray and air conductivity profiles retrieved from early twentieth century balloon soundings of the lower troposphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **69**, 515-527.
- Harrison, R. G., K.L. Aplin and M.J. Rycroft, 2010: Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere. *Journal and Solar-Terrestrial Physics*. DOI: 10.1016/j.jastp.2009.12.004.
- Israelsson, S. and H. Tammet, 2001: Variation of fair weather atmospheric electricity at Marsta Observatory, Sweden, 1993-1998. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **63**, 1693-1703.
- Kazil, J. and E. R. Lovejoy, 2004: Tropospheric ionization and aerosol production: A model study. *Journal of Geophysical Research*, **109** (D19206). Doi: 10.1029/2004JD004852.
- Kirkby, J. and A. Laaksonen, 2000: Solar variability and clouds. *Space Science Reviews*, **94**, 397-409.
- Kirkby, J. and R. G. Harrison, 2003: Cosmic rays and atmospheric ions: their importance for clouds and climate. *Proceedings International Conference on Atmospheric Electricity*, **1**, 377-380.
- Kondratyev, K. and I. Galindo, 1997: Volcanic activity and climate. *A. Deepak Publishing*, Hampton, Virginia, USA, 382.

- Lopes, J., R. Pinto e M. Almendra, 1975: Variação do teor em ^{14}C de 1950 a 1974 em vinhos do Douro. *Agronomia Lusitânia*, **36** (3), 223-234.
- Märcz, F., 2000: Atmospheric electric parameters around days with increased number of condensation nuclei. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **35**,133-141.
- Märcz, F. and R. G. Harrison, 2003: Long-term changes in atmospheric electrical parameters observed at Nagyecenk (Hungary) and the UK observatories at Eskdalemuir and Kew. *Annales Geophysicae*, **2**, 1-8.
- Marsh, N., and H. Svensmark, 2000a: Low cloud properties influenced by cosmic rays. *Physical Reviews Letters*, **85**, 5004-5007.
- Marsh, N., and H. Svensmark, 2000b: Cosmic rays, clouds, and climate. *Space Science Review*, **94**, 215-230.
- Mather, T. A. and R.G. Harrison, 2006: Electrification of volcanic plumes. *Surveys in Geophysics*, **27**, 387-432, doi:[10.1007/s10712-006-9007-2](https://doi.org/10.1007/s10712-006-9007-2).
- Ogawa, T., 1985: Fair-weather electricity. *Journal of Geophysical Research*, **90** (D4), 5951-5960.
- Pallé, E., Butler, C. J. and O'Brien, K., 2004: The possible connection between ionization in the atmosphere by cosmic rays and low level clouds. *Journal Atmospheric and Solar-Terrestrial Phys.*,**66**, 1779-1790.
- Pierce, E., 1972: Radioactive fallout and secular effects in atmospheric electricity. *Journal of Geophysical Research*, **77**, 482-487.
- Reiter, R., 1992: *Phenomena in Atmospheric and Environmental Electricity*, Elseiver, Amsterdam.
- Reis, A.H and C. Serrano, 2009: Coal and fuel burning effects on the atmosphere as mediated by the atmospheric electric field and the galactic cosmic rays. *International Journal Global Warming*, **1** (1/2/3), 62-65.
- Rycroft, M. J., S. Israelsson and C. Price, 2000: The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **62**, 1563-1576.
- Rycroft, M. J., R. G. Harrison, K.A. Nicoll and E.A. Mareev, 2008: An overview of Earth's global electric circuit and atmospheric conductivity, *Space Science Reviews*, **137**, 83-105.
- Serrano, C., A. H. Reis, R. Rosa and P. S. Lucio, 2006: Influences of cosmic radiation, artificial radioactivity and aerosol concentration upon the fair weather atmospheric electric field in Lisbon (1955-1991). *Atmospheric Research*, **81**, 236-249.

- Setwart, K., 1986: Some recent changes in atmospheric electricity and their cause. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, **86**, 399-405.
- Stothers, R., 1996: Major optical depth perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Pyrheliometric period 1881-1960. *Journal of Geophysical Research*, **101** (D2), 3901-3920.
- Stothers, R., 2001: Major optical depth perturbations to the stratosphere from volcanic eruptions: Stellar extinction period, 1961-1978. *Journal of Geophysical Research*, **106** (D3), 2993-3003.
- Svensmark, H. and E. Friis-Christensen, 1997: Variations of cosmic ray flux and global cloud coverage – A missing link in solar-climatic relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **59**, 1225-1232.
- Tammet, H., V. Kimmel and S. Israelsson, 2001: Effect of atmospheric electricity on dry deposition of airborne particles from atmosphere. *Atmospheric Environment*, **35**, 3413-3419.
- Tinsley, B. A., 2000: Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature and dynamics in the troposphere. *Space Science Reviews*, **94**, 231-258.
- Tinsley, B. A., 2005: On the variability of the stratospheric column resistance in the global electric circuit. *Atmospheric Research*, **76**, 78– 94.
- Tinsley, B. A., R. P. Rohrbaugh, M. Hei and K. V. Beard, 2000: Effects of image charges on the scavenging of aerosol particles by cloud droplets, and on droplet charging and possible ice nucleation processes. *Journal Atmospheric Science*, **57**, 2118-2134.
- Voeikov, A.I., 1965: Instruction on Preparation of the Material and Publication of the results of Atmospheric Electric Observations, *Ed. Main Geophysical Observatory, Leningrad*.
- Williams, E.R., 2003: Comment to “Twentieth Century Secular Decrease in the Atmospheric Potential Gradient”. *Geophysical Research Letters*, **30** (D15), 1803. DOI10.1029/2003GL017094.
- Yu, F., 2002: Altitude variations of cosmic ray induced production of aerosols: Implications for global cloudiness and climate. *Journal Geophysical Research*, **107** (A7), 1118. Doi:10.1029/2001JA000248.

- Yu, F., 2006: From molecular clusters to nanoparticles: second generation ion-mediated nucleation model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **6**, 5193-5211.
- Yu, F. and R. P. Turco, 2000: Ultrafine aerosol formation via ion-mediated nucleation. *Geophysics Research Letter*, **27**, 883-886.
- Yu, F. and R. P. Turco, 2001: From molecular clusters to nanoparticles: role of ambient ionization in tropospheric aerosol formation. *Journal Geophysical Research*, **106** (D5), 4797-4814.
- Ziegler, J. F., 1998: Terrestrial cosmic ray intensities. *IBM J. of Res. and Development*, **42** (1), 117-141.

Capítulo 3

Conexão de Variáveis Meteorológicas com o Campo Eléctrico Atmosférico em Lisboa/Portela

Além de sofrer influências de longo período, como referido no capítulo anterior, o campo eléctrico atmosférico também é influenciado pela meteorologia local, nomeadamente através das correntes de convecção, humidade relativa, intensidade e direcção do vento, concentração de aerossóis, nebulosidade e tipo de nuvens. Estas variáveis são reconhecidas como tendo influência local sobre a intensidade do campo eléctrico atmosférico (Retalis *et al.*, 1991; Kamra *et al.*, 1997; Bering *et al.*, 1998; Israelsson e Tammet, 2001; Nagaraja *et al.*, 2003; Retalis *et al.*, 2009). Deste modo irão ser procuradas conexões do campo eléctrico atmosférico em Lisboa com as variáveis meteorológicas locais.

Para casos em que correntes de convecção J_{CV} se desenvolvem de forma significativa na camada limite (ver Figura 1.2), a sua contribuição para a densidade de corrente eléctrica atmosférica J_Z em situações de bom tempo terá de ser tida em conta resultando (ver equação 1.1):

$$J_Z = J_{CV} + J_c \quad (3.1)$$

onde J_c é a densidade de corrente eléctrica de condução. As variáveis meteorológicas humidade relativa e nebulosidade afectam a condutividade eléctrica do ar, enquanto a intensidade do vento e a temperatura influenciam a corrente eléctrica de convecção. As

correntes de convecção aumentam com a intensidade do vento e a temperatura. O aumento da humidade relativa e a consequente condensação de vapor de água nos aerossóis origina um crescimento do campo eléctrico atmosférico por causa da redução da mobilidade dos iões na troposfera (Reiter, 1992; MacGorman e Rust, 1998; Wilding e Harrison, 2005).

Neste capítulo foram analisadas as variações diurnas e sazonais da componente vertical do campo eléctrico atmosférico, ao nível do solo, nas estações Lisboa-Portela e Évora, nos períodos de 1955-91 e de 2005-09, respectivamente, e em condições de bom tempo. Também foram analisadas, em termos horários, as correlações da anomalia do campo eléctrico atmosférico de Lisboa com a nebulosidade, em situação de bom tempo, e ainda com a humidade relativa, a direcção e a velocidade do vento, em condições de bom tempo e nebulosidade zero, para avaliar a respectiva contribuição para o campo eléctrico atmosférico no período 1970-91. Esta análise restringiu-se ao período 1970-91, dado que existiam dúvidas sobre a qualidade de alguns registos meteorológicos respeitantes ao período 1955-69.

O estudo relativo ao campo eléctrico atmosférico de Évora é meramente indicativo, visto não existir, por enquanto, uma série de dados suficientemente longa para permitir inferências acerca da influência das variáveis meteorológicas no campo eléctrico atmosférico de Évora (ver Anexo 3.1).

3.1 Caracterização genérica do clima na região de Lisboa

A cidade de Lisboa tem um clima de tipo mediterrâneo caracterizado por um Verão quente e seco, chuvas na estação fria e um Inverno moderado. O clima da região de Lisboa (Alcoforado, 1993) depende de factores geográficos regionais como a latitude e a proximidade do Oceano Atlântico, uma certa amenidade térmica (normas climatológicas de 1961-90 da estação Lisboa/Portela) e um regime de ventos marcado por uma elevada frequência de ventos de Norte (N), embora os rumos Noroeste (NW) e Nordeste (NE) apresentem algum significado (Alcoforado, 1987). Para além dos factores referidos, dois outros influenciam o clima urbano de Lisboa: a topografia da cidade e a sua localização próxima do rio Tejo (Alcoforado, 1987; Andrade, 2003). Apesar da sua proximidade do

oceano, numerosos obstáculos se interpõem entre a cidade e o mar, nomeadamente a Serra de Sintra e da Arrábida e um conjunto de colinas, a Norte de Lisboa, capazes de criar, para oriente e Sul, áreas abrigadas das influências atlânticas. Em relação à temperatura revela contrastes térmicos (Alcoforado *et al.*, 2005).

O presente estudo incide na estação meteorológica Lisboa/Portela, localizada numa área relativamente plana, periférica em relação à cidade e a barlavento desta (em relação aos ventos dominantes) (Figura 3.1) (Andrade, 2003).

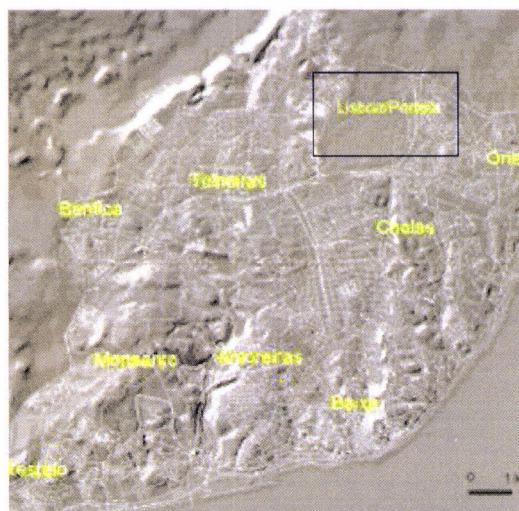


Figura 3.1 – Mapa de localização da estação Lisboa-Portela (retirado Alcoforado *et al.*, 2005).

As brisas são fenómenos climáticos que se caracterizam pela advecção de ar induzida por diferenças térmicas (Alcoforado, 1987; Neto, 2005). No caso das brisas do mar ou do rio, as diferenças térmicas são causadas pelas diferenças entre o calor específico da terra e o da água, que se caracteriza por uma maior capacidade de aquecimento da terra em relação ao mar, durante o dia, e um maior arrefecimento, durante a noite. Neste sentido, ao longo do dia, tanto a terra como o mar começam a ser aquecidos pela radiação solar, mas a superfície terrestre aquece mais rapidamente que a superfície de água, originando diferenças térmicas entre ambas as superfícies. As diferenças de temperatura aumentam durante o dia, o que leva a diferenças de pressão nas baixas camadas da atmosfera, que originam brisas do mar (Alcoforado, 1987; Oke, 1982). Devido à sua trajectória, as brisas de mar ou do estuário transportam, em grande parte dos casos, ar fresco e húmido.

A brisa marítima em Lisboa sopra predominantemente de NW (Alcoforado, 1987). A mesma autora realça uma rotação da brisa no estuário do Tejo para a direita e adianta como hipótese o facto de se tratar da brisa provocada pelo próprio estuário. Quando a nortada (vento de norte relativamente forte que ocorre na costa oeste da Península Ibérica) abranda, ou cessa, desencadeiam-se fenómenos de brisa do mar e do estuário (Alcoforado, 1987; 1993; Alcoforado *et al.*, 2005; Andrade, 2003; Lopes, 2003). Este fenómeno de circulação local ocorre em 30% dos dias de Verão (Alcoforado, 1987). As brisas têm como principal característica uma rotação na componente direccional do vento: em que 8% do vento sopra no início da tarde de leste, depois de sudeste e às vezes ainda de sul; noutros casos, 11%, o vento de norte ou nordeste roda para sudeste trazendo ar mais fresco e húmido do Tejo (Lopes, 2003). Em 11% dos casos as brisas podem rodar mais de 270° para a direita, durante a manhã, o vento pode soprar de este ou sudeste, algumas vezes, ou de norte, depois vai rodando durante o dia, atingindo no final da tarde o rumo de sudoeste ou mesmo oeste (Alcoforado, 1987). Segunda a mesma autora, as causas da rotação das brisas, sobretudo as observadas na zona oriental da cidade, continuam por se esclarecer, embora já tenham sido apontadas duas hipóteses que não se excluem, antes podem actuar conjuntamente:

- a) a brisa do oceano, ainda fraca de manhã seria canalizada pelo Tejo, divergindo onde o estuário alarga, tomando a componente de sudeste;
- b) de manhã, a própria brisa seria um fenómeno localizado, induzido pelas diferenças de temperatura entre o estuário mais fresco e a cidade mais aquecida (Alcoforado, 1987).

Estes ventos que transportam ar marítimo ou ar do estuário do Tejo podem impedir a subida da temperatura e atrasar a descida da humidade relativa (Lopes, 2003). Quando é restabelecida a nortada, com o consequente aumento da velocidade do vento, verifica-se geralmente uma subida da temperatura e uma descida da humidade relativa (Lopes, 2003). Nos restantes dias, 24% dos casos, o vento sopra de sul (14%) ou tem direcções bastante variáveis (10%), devido a raras situações depressionárias, associadas ou não à passagem da frente polar, que ocorrem sobretudo no início e no fim da estação quente (Lopes, 2003). Nestes dias, as amplitudes térmicas diurnas são fracas e a humidade relativa elevada (Lopes, 2003). Este estudo aqui apresentado refere-se à estação Lisboa/Portela no período 1971-80. Na estação de Inverno verifica-se uma maior

predominância das direcções norte, nordeste e oeste. Na estação da Primavera há uma maior predominância do vento de norte e de noroeste, que no mês de Maio atinge aproximadamente 52% das frequências na estação Lisboa/Portela (Lopes, 2003). Segundo Alcoforado (1993), a diferença que existe entre o Verão e o Outono consiste na diminuição da percentagem e da velocidade de ventos provenientes de norte e de noroeste, no aumento da frequência dos ventos de nordeste, de este, sudeste e sul. Esta autora também refere que no Verão e na Primavera, os ventos dos quadrantes de norte e noroeste são apenas interrompidos pelas brisas que sopram ora do estuário ora do oceano (Lopes, 2003).

3.2 Análise de séries de registos horários do campo eléctrico atmosférico na região de Lisboa

No presente estudo foram usados os valores horários das séries temporais da componente vertical do campo eléctrico atmosférico, nebulosidade, tipo de nuvem, direcção e intensidade do vento e humidade relativa, em condição de bom tempo, ao nível do solo, respeitantes à estação meteorológica de Lisboa-Portela (38°47'N, 9°08'W).

Para a pesquisa de correlações, a componente do campo eléctrico atmosférico resultante da influência da meteorologia local foi separada da componente planetária, através da determinação dos desvios dos valores observados relativamente aos valores normais climatológicos de bom tempo do campo eléctrico local, obtidos para o período 1970-91 e que definem a “curva de Carnegie local” – curva de Lisboa-Portela de bom tempo. Também a curva de Carnegie foi comparada com a “curva de Carnegie local” para as estações do ano Verão e Inverno. Como instrumento de validação das regressões lineares entre os valores das anomalias do campo eléctrico atmosférico e: (i) intensidade do vento; (ii) humidade relativa (para os diferentes octantes da direcção do vento); (iii) nebulosidade correspondente a dois tipos de nuvens – *cumulus* e *stratocumulus*; empregou-se o teste de Pearson (ver Anexo 2.3), tendo sido usado o nível de significância de 95% como critério geral.

Os valores médios horários da intensidade do campo eléctrico atmosférico, ao nível do solo, na estação Lisboa-Portela (38°47' N, 9°08' W), foram usados para traçar as

curvas que representam os valores médios horários do campo eléctrico atmosférico global e de bom tempo, em Lisboa, no período 1955-91 (Figura 3.2). Como se pode observar, as variações diurnas anuais e sazonais do campo eléctrico atmosférico apresentam, como característica principal, um padrão de variação horária semelhante. O campo eléctrico é mínimo, por volta das 3 TUC, e aumenta gradualmente depois do nascer do Sol. Este valor mínimo diário do campo eléctrico atmosférico para a estação de Lisboa acontece praticamente à mesma hora que o mínimo global que é registado para os oceanos – curva de Carnegie (Figura 1.12-(a)). Consequentemente, os resultados obtidos para o campo eléctrico atmosférico de Lisboa, no período 0-3 TUC, seguem de muito perto a forma típica da curva de Carnegie, o que indica uma contribuição pouco significativa de influências locais. É geralmente reconhecido que os valores do campo eléctrico atmosférico neste período são menos influenciados pelos efeitos locais, nomeadamente pelas correntes de convecção, sendo os movimentos verticais e horizontais do ar geralmente mais fracos durante a madrugada do que nas outras horas do dia (Harrison e Aplin, 2003; März e Harrison, 2003, 2005). Como consequência, as influências locais nos parâmetros eléctricos atmosféricos, devido ao transporte de núcleos de condensação, serão também mais fracas às primeiras horas do dia (März e Harrison, 2003).

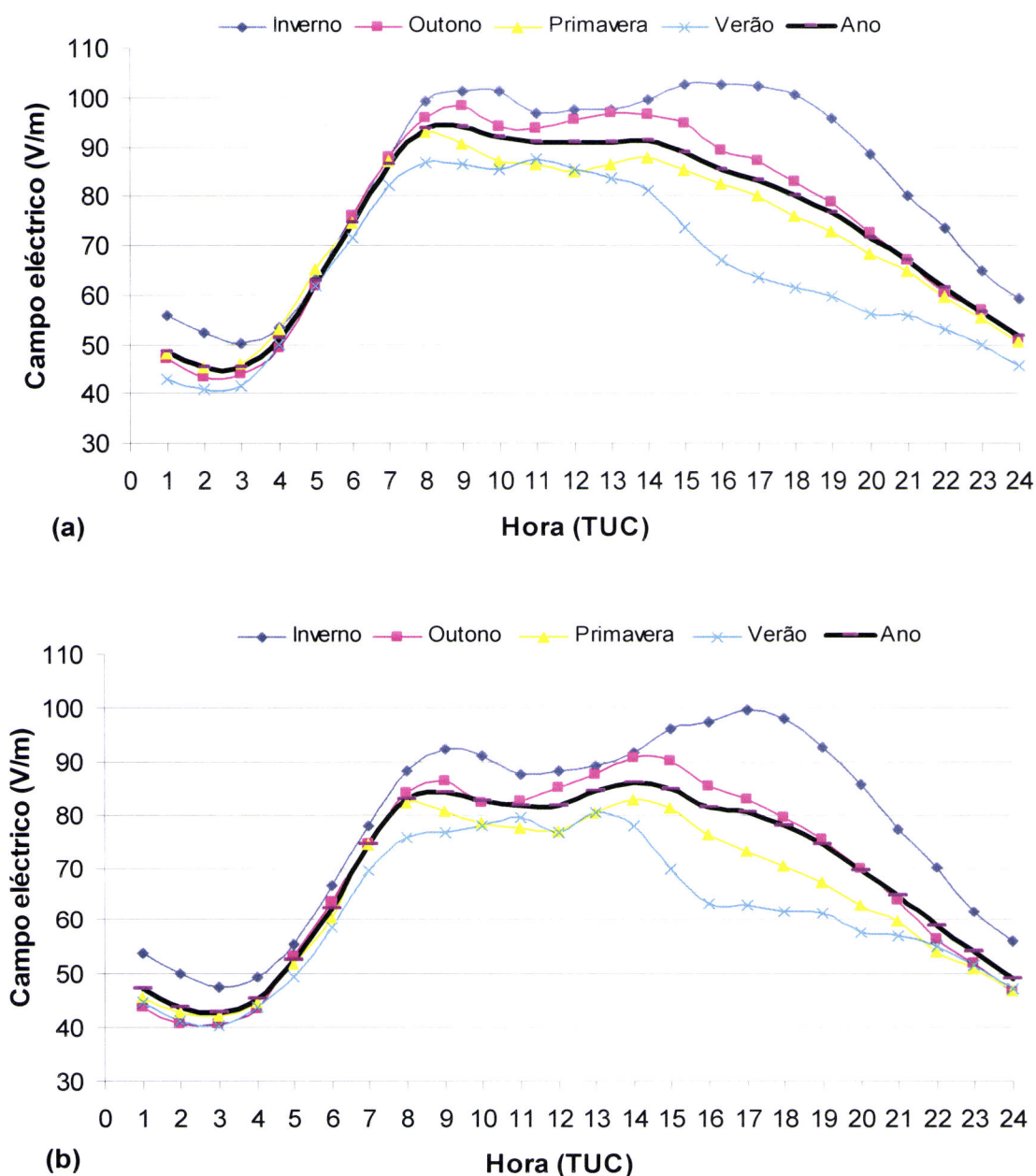


Figura 3.2 – Evolução média diurna do campo eléctrico atmosférico no período 1955-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo.

É notória a existência de dois máximos, um de manhã, entre as 8 TUC e as 10 TUC, e o outro à tarde, entre as 14 TUC e as 18 TUC. O primeiro máximo é devido a influências locais, facto que é reconhecido por apresentar grandes anomalias neste período relativamente à curva de Carnegie (Figura 1.12-(a)). O primeiro máximo, que não é observado na curva de Carnegie, deverá resultar de um *trade-off* complexo entre as influências locais e a evolução do campo eléctrico planetário. Apresentam-se

seguidamente os mecanismos físicos que poderão contribuir para a influência local no campo eléctrico atmosférico em Lisboa.

As possíveis influências locais poderão ser as inversões nocturnas de temperatura, a humidade relativa, o início do tráfego rodoviário e aéreo e as brisas marítimas e do estuário do Tejo. As inversões nocturnas de temperatura funcionam como uma “tampa” para a difusão vertical de poluentes, afectando o processo de dispersão e favorecendo a fixação da poluição, junto ao solo. As inversões de temperatura que apresentam maior relevância, nos problemas da poluição da atmosfera, são as de origem radiativa e as de origem dinâmica. As primeiras formam-se junto da superfície do globo, em regra durante a noite, e a sua destruição ocorre normalmente pela manhã devido ao aquecimento diurno. As inversões de origem dinâmica ocorrem normalmente na baixa troposfera, abaixo de 3 km, sendo as mais frequentes abaixo de 2 km. Estão associadas a determinados tipos de circulação atmosférica e funcionam como “tampões”, visto que os poluentes atmosféricos sobem até à base da inversão e são assim transportados pelo vento, na camada limitada pela superfície do globo, e pela base da inversão até distâncias da fonte poluente que frequentemente ultrapassam 20 e 30 km e, chegam a atingir 100 a 200 km (Figueira e Carvalho, 1974). Em Lisboa, entre 1961 e 1970, ocorreram inversões com a base em altitude abaixo de 1500 m em 40 a 50% dos dias do ano, sendo mais frequentes de Junho a Setembro em que a sua frequência atinge 50% a 70% dos dias (Figueira e Carvalho, 1974). As inversões com a base em altitude abaixo de 600 m ocorreram cerca de 25% a 30% dos dias do ano, apresentando maior frequência (25% a 45% dos dias) no período de Abril a Setembro. As inversões de temperatura em altitude têm menor frequência às 0 TUC e maior às 12 TUC, na região de Lisboa. Esta diferença de ocorrências a estas horas resulta essencialmente da persistência durante a manhã, principalmente nos meses de Outubro a Março, de inversões em altitude que resultam da destruição, na sua parte inferior, de inversões de radiação com a base na superfície do globo. Estas inversões, que se formam durante a noite, são “destruídas” ao longo da manhã por aquecimento do ar em contacto com a superfície do globo que vai sendo aquecida (Carvalho, 1988). A grande frequência de ocorrência de inversões de temperatura do ar em altitude, durante o período de Maio a Setembro, resulta essencialmente de fenómenos de subsidência característicos da circulação anticiclónica

predominante na baixa troposfera na região, a qual está associada ao bordo leste do anticiclone dos Açores que então se encontra, em regra, centrado a oeste ou noroeste da região, sendo aquela circulação mais persistente durante os meses de Julho e Agosto (Carvalho, 1988). As inversões de temperatura poderão ser assim um factor a influenciar o crescimento rápido do campo eléctrico em Lisboa no período 4-8 TUC.

Nagaraja (2003) refere que no caso da poluição, os aerossóis que se encontram em suspensão originam a depleção dos iões pequenos por combinação com iões maiores, os quais apresentam uma menor mobilidade e uma menor condutividade e um aumento do campo eléctrico. Adicionalmente a dispersão de poluentes aumenta com a convecção (ver por ex. Oke 1987, Jayaratne e Verma, 2004), a qual aumenta, como se referiu anteriormente, com a temperatura de superfície que geralmente atinge o seu máximo durante a tarde. Por outro lado, a partir da Figura 3.3 verifica-se que a concentração dos núcleos de Aitken é máxima às 9 TUC, sofrendo seguidamente uma diminuição rápida.

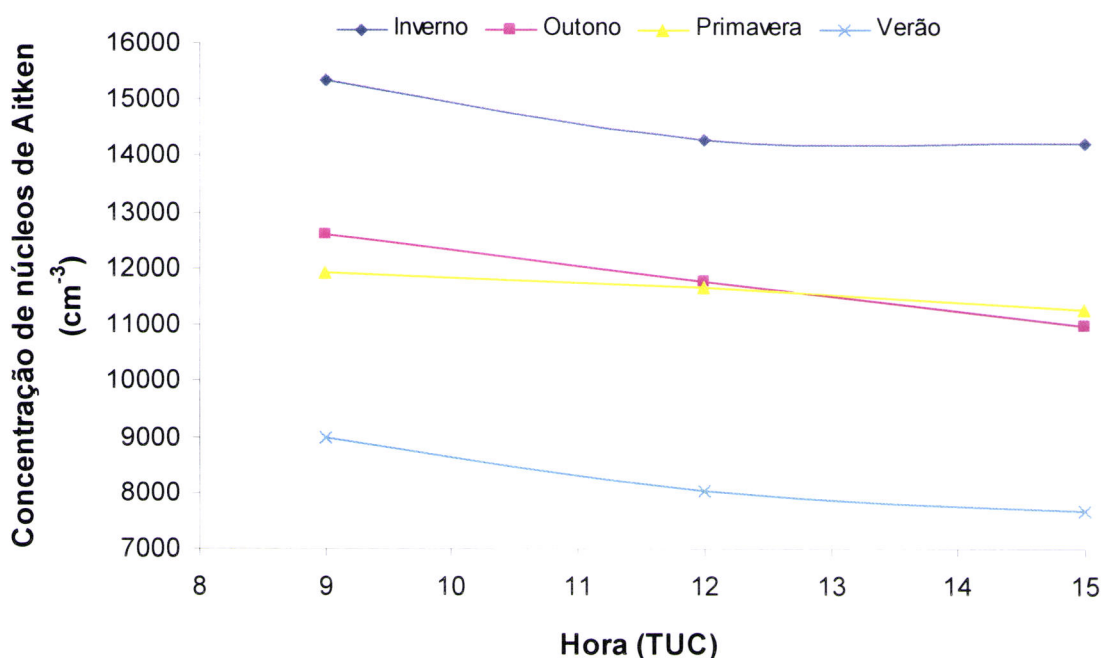


Figura 3.3 – Variação média diurna da concentração de núcleos de Aitken em Lisboa no período 1961-69. Os dados dos anos 1961-63, 1968 e 1969 foram usados para traçar o gráfico ($n = 1659$).

Também se observa que a temperatura do ar (Figura 3.4) e a intensidade do vento (Figura 3.5) começam a aumentar os seus valores a partir das 9 TUC, contribuindo assim para o desenvolvimento das correntes de convecção a partir dessa hora. A conjugação de todos estes factores, conjuntamente com o sistema local de brisas, deverá em boa parte

explicar o decréscimo do campo eléctrico de bom tempo a partir das 9 TUC. As brisas que predominam no Verão poderão contribuir de forma significativa para os muito baixos valores do campo eléctrico entre as 9 e as 22 TUC. A brisa do estuário do Tejo actua de manhã (Vasconcelos, 2006), enquanto a circulação associada à brisa do mar é dominante à tarde, resultado que está de acordo com estudos anteriores (Alcoforado, 1998; Lopes, 2003; Neto, 2005).

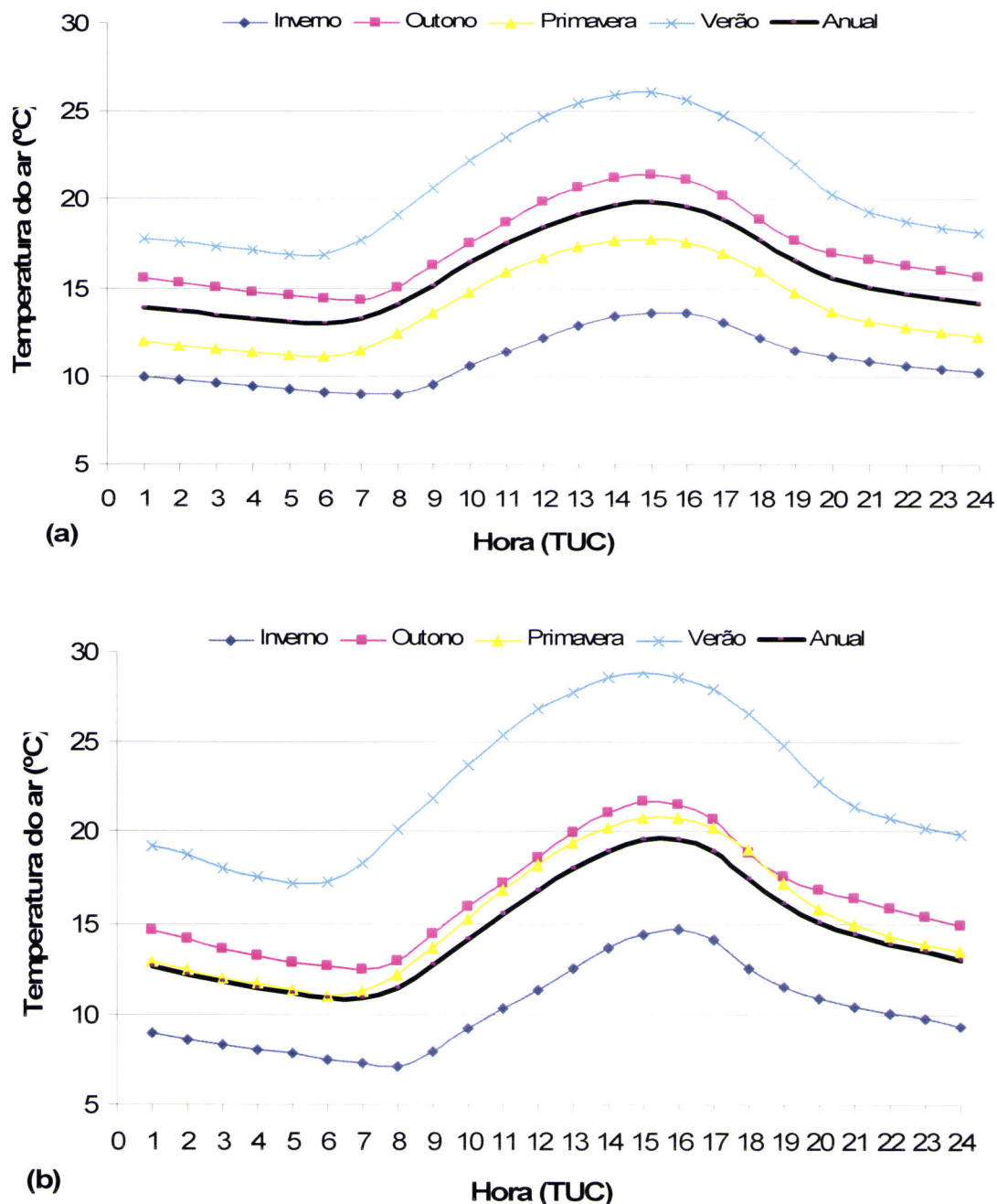
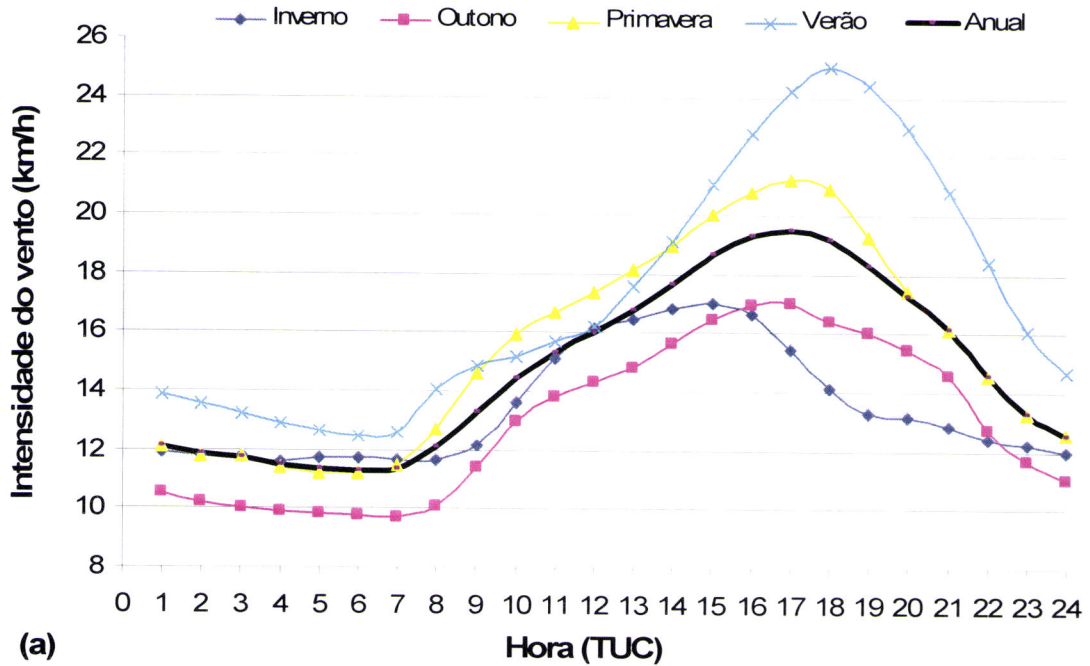
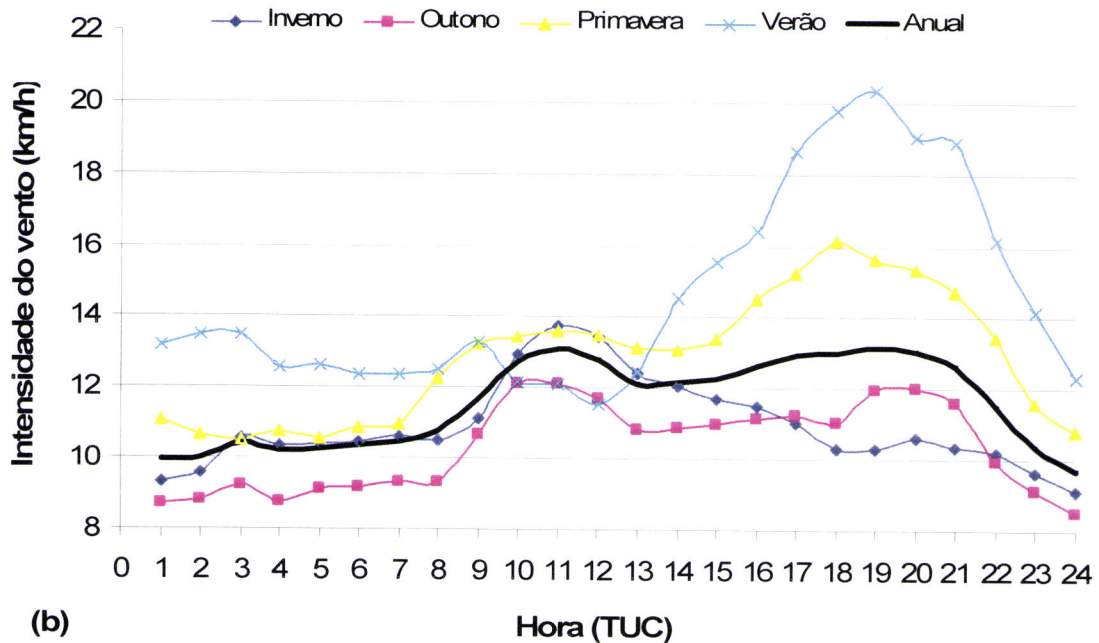


Figura 3.4 – Evolução diurna média da temperatura do ar no período 1970-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo.



(a)



(b)

Figura 3.5 – Evolução diurna média da intensidade do vento no período 1970-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo.

Segundo o relatório da OMS, em 1981, as fontes artificiais de poluentes com mais importância na cidade de Lisboa são constituídas pela refinaria da Petrogal, pela Petroquímica e Gás de Portugal (actualmente deslocalizadas), e uma série de pequenas unidades industriais que se desenvolvem ao longo do estuário do Tejo (Alcoforado, 1993).

Em 1980, J. Delgado Domingos e colaboradores concluíram em quatro anos de observações diárias que, na estação Lisboa/Portela, às horas sinópticas houve 58% de ocasiões da atmosfera considerada «neutra», 28% de casos de estabilidade. Só em 14% dos casos, a atmosfera era instável e, portanto, favorável à dispersão dos poluentes. Os casos de atmosfera «neutra» correspondem geralmente a ventos fortes, que ocasionaram o transporte lateral dos poluentes, mas não necessariamente a sua dispersão (Alcoforado, 1993). Num estudo realizado, entre 1989-1993, sobre a poluição na cidade de Lisboa verificou-se a existência de uma relação entre níveis elevados de poluição atmosférica e valores baixos da velocidade do vento na estação Lisboa/Portela. Em situações de maior estabilidade vertical da atmosfera, esta situação ter-se-á vindo a agravar devido ao aumento incontroado do tráfego automóvel na cidade (Andrade, 1996). Ao analisar a Figura 3.6-(a) e (b), observa-se que na série temporal de 1983 a 1991 o campo eléctrico atmosférico de bom tempo apresenta valores mais elevados relativamente a períodos anteriores, o que pode ser devido ao aumento da poluição resultante do aumento do tráfego aéreo e automóvel. O tráfego aéreo e rodoviário causa um impacto significativo sobre a concentração de aerossóis. Deste modo, os iões pequenos existentes na atmosfera, ao agregarem-se aos aerossóis, formam iões de maior tamanho, que apresentam uma baixa mobilidade e conseqüentemente baixa condutividade. As brisas do estuário do Tejo poderão também trazer alguns poluentes das unidades industriais que se encontram instaladas ao longo do estuário, originando um aumento do campo eléctrico atmosférico, enquanto as brisas marítimas favorecerão a sua remoção e, na ausência de níveis significativos de radioactividade artificial, a diminuição do campo eléctrico atmosférico.

Observando as Figuras 3.6 – (a) e (b), verifica-se que nas séries temporais 1964-1972, 1973-1982 e 1983-1991 houve um aumento sucessivo do campo eléctrico atmosférico em Lisboa, o que poderá ser explicado pelo aumento da concentração de aerossóis poluentes. Como se referiu anteriormente, foi retirado o período 1955-1963, devido à desintegração de elementos radioactivos na atmosfera provenientes dos testes nucleares.

A humidade relativa origina uma redução da mobilidade dos iões devido à condensação de vapor de água nos iões, junto ao solo, e o seu crescimento higroscópico

poderá também ser uma das variáveis que contribui para o aumento do campo eléctrico atmosférico (secção 3.2.1) às 9 TUC.

O sistema de influências locais em Lisboa é multivariado e complexo. As observações precedentes permitem constatar isso mesmo, mas apontam pistas para estudos mais focalizados a desenvolver posteriormente de modo a caracterizar mais precisamente a interligação da meteorologia local com a electricidade atmosférica.

Estudos realizados noutros locais poderão também ser tidos em conta na compreensão das características do campo eléctrico de bom tempo observado em Lisboa.

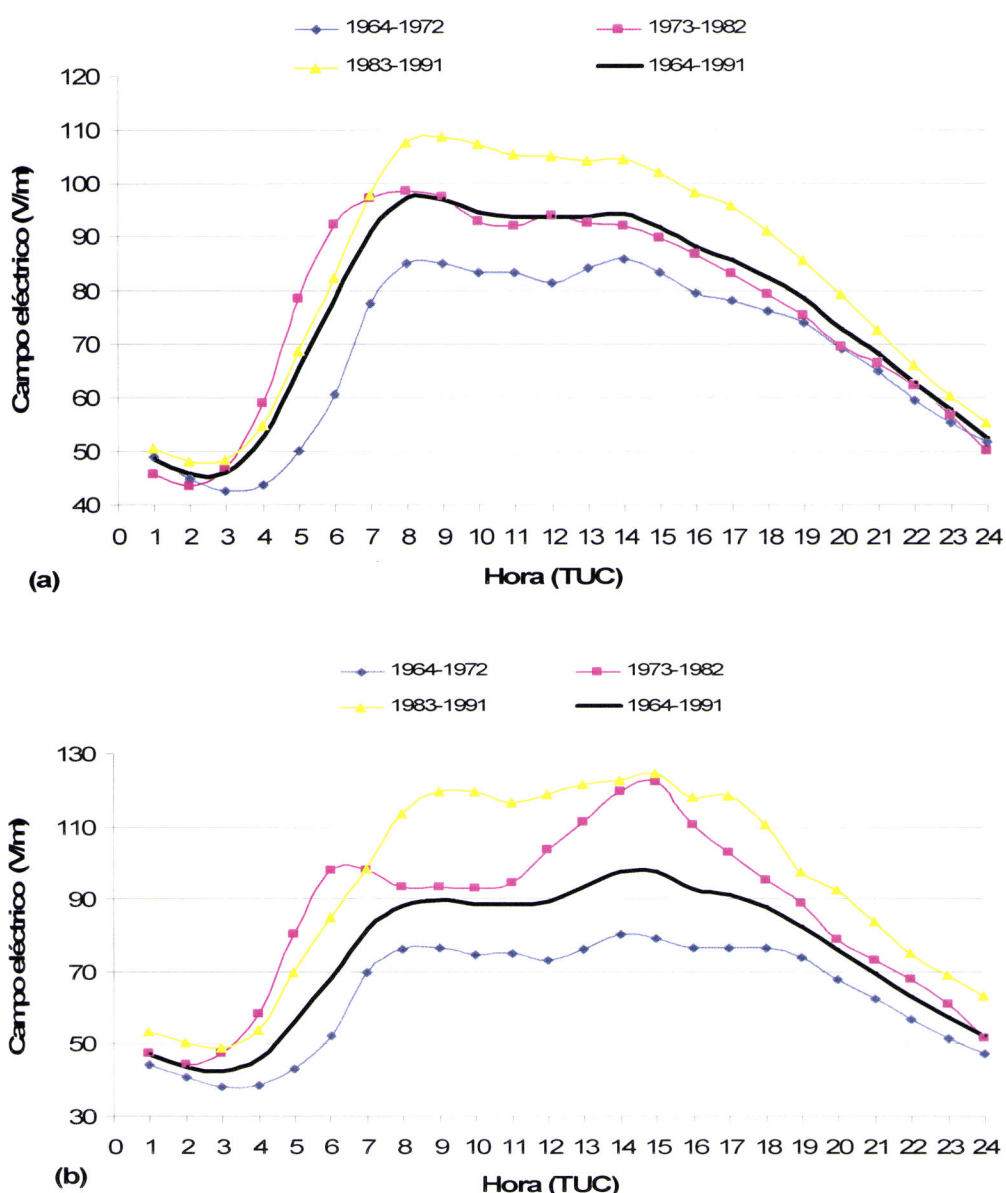


Figura 3.6 – Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico em vários intervalos do período 1964-91, na estação Lisboa/Portela: a) situação global (actividade eléctrica global mais perturbações locais); b) situação de bom tempo.

Por exemplo, Israel (1970) referiu que o primeiro máximo é característico de cidades continentais, que são afectadas pela poluição (Harrison e Aplin, 2003), bem como pelas correntes convectivas, devido ao forte aquecimento da superfície terrestre (Jayaratne e Verma, 2004), já que as variações diurnas do campo eléctrico atmosférico no oceano (ar limpo) estão bem estabelecidas ao seguir uma variação padronizada, com um máximo às 19 TUC. Consequentemente, cada estação apresenta uma assinatura própria na variação diurna do campo eléctrico atmosférico. A variação diurna do campo eléctrico atmosférico global nos oceanos foi obtida a partir dos dados recolhidos das viagens da embarcação geofísica de pesquisa, *Carnegie*, entre 1915 e 1929 (cruzeiros de Carnegie 4, 5, 6 e 7). Semelhante variação diurna tem sido encontrada, em situações de ar limpo, durante todo o século XX (Harrison, 2003).

Chalmers, em 1967, refere que a presença de dois máximos no campo eléctrico atmosférico em Kew é devida à existência de aerossóis poluentes, e em 1934, Scrase associou o primeiro máximo do campo eléctrico atmosférico da mesma cidade a épocas de fogos em combinação com a turbulência (Harrison, 2002). O segundo pico poderá dever-se, em parte, ao tráfego aéreo e rodoviário e ao máximo do campo eléctrico planetário que ocorre por volta das 18 TUC (MacGorman e Rust, 1998). É por volta desta hora que atinge o seu máximo o conjunto de todas as influências planetárias da actividade eléctrica das tempestades da América, África, Ásia e Europa (Reiter, 1992; Pruppacher e Klett, 1997), o que corrobora o comportamento anual respeitante à estação de Lisboa.

3.2.1 Análise sazonal

Comparando as curvas médias do campo eléctrico total e a de bom tempo (Figura 3.2), no período 1955-1991, verifica-se que o campo eléctrico atmosférico de bom tempo apresenta valores médios inferiores relativamente ao campo eléctrico atmosférico total. Em geral a classificação de “bom tempo” produz valores médios do campo eléctrico atmosférico menores que o campo eléctrico atmosférico total (Harrison e Nicoll, 2008). A explicação deverá estar no facto de nos casos de bom tempo estarem excluídas situações com nebulosidade superior a 3/8, sendo certo que a nebulosidade é reconhecidamente o factor que mais contribui para valores altos do campo eléctrico atmosférico (MacGorman e Rust, 1998).

A análise comparativa das situações de Inverno (Dezembro, Janeiro, Fevereiro) de Verão (Junho, Julho, Agosto), de Primavera (Março, Abril, Maio) e de Outono (Setembro, Outubro, Novembro) (Figura 3.2) permite verificar que os dois máximos do campo eléctrico atmosférico, o primeiro entre as 8 e as 10 TUC e o segundo entre as 14 e as 18 TUC, observados para o campo eléctrico atmosférico médio anual, ocorrem em todas as estações do ano. No entanto, o campo eléctrico atmosférico anual não tem um máximo muito definido (Figura 3.2-(a)). Tal resulta de essa curva representar uma média de quatro curvas que apresentam máximos desfasados relativamente umas às outras. Verifica-se (ver Figura 3.2) que o campo eléctrico atmosférico no Verão apresenta valores mais baixos em relação às outras estações, enquanto no Inverno apresenta os valores mais elevados. Já referido atrás, a intensidade das correntes locais de convecção adiciona-se à corrente óhmica, contribuindo para a redução do campo eléctrico atmosférico (ver também a Figura 3.5-(b)).

Na situação de bom tempo verifica-se um segundo mínimo local, pouco acentuado em relação ao primeiro, no campo eléctrico atmosférico, que se situa entre as 10 TUC e as 13 TUC, acompanhando o máximo local da intensidade do vento (Figura 3.5 – (b)) nas estações Outono, Inverno e Primavera. Esta explicação é corroborada por Bennett (2007) que cita Serrano *et. al* (2006) e Scrase (1936). Não se observa de forma clara o segundo mínimo no Verão, em situação de bom tempo, o que, como referido, se deverá aos valores elevados da velocidade do vento durante a tarde (Figura 3.5-(b)).

De notar ainda (Figura 3.2) que no Inverno, no período entre as 8 e as 10 TUC, o crescimento abrupto do campo eléctrico atmosférico deverá ter a contribuição das inversões nocturnas da temperatura, que mantêm a poluição junto ao solo, desfavorecendo a difusão vertical e afectando de forma significativa o processo de dispersão, traduzindo-se numa menor condutividade dos iões atmosféricos e no consequente aumento do valor do campo eléctrico atmosférico.

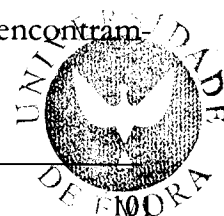
No Verão, no período entre as 8 e as 10 TUC, o campo eléctrico atmosférico apresenta um valor inferior em relação ao campo eléctrico médio. As brisas marítimas e o regime de ventos (ver Figura 3.5) também poderão explicar o decréscimo do campo eléctrico atmosférico de Lisboa na estação de Verão, face às outras estações de ano, devido ao transporte de pequenos iões marítimos que aumentam a condutividade do ar,

para além de que a corrente de convecção apresenta algum peso relativamente à corrente óhmica. Segundo João Vasconcelos (2006), as brisas desencadeiam-se inicialmente no estuário do Tejo por volta das 10 TUC da manhã. Estas ocorrem quando o vento de Norte é mais fraco e as diferenças da temperatura da cidade e do estuário são grandes. As brisas do estuário são reforçadas, no meio do dia por brisas do oceano, quando aumentam as diferenças de temperatura terra-mar (Alcoforado, 1987).

Comparando a variação média diurna do campo eléctrico atmosférico de Lisboa para as quatro estações do ano (Figura 3.2), observa-se que o Verão apresenta valores médios mais baixos que as outras três estações, tendência semelhante à verificada na cidade de Kew (London) (Harrison e Ingram, 2005) e na cidade de Reading (Bennett e Harrison, 2007). A componente local é importante no Verão, por comparação com a componente global indicada pela curva de Carnegie. O coeficiente de correlação entre a curva de Carnegie e a curva de Lisboa para o Inverno é mais elevado e significativo ($r = 0,74$; $p\text{-valor} = 0,00$) do que para o coeficiente de correlação entre a curva de Carnegie e a curva de Lisboa para o Verão ($r = -0,028$; $p\text{-valor} = 0,898$), em situação de bom tempo. O mesmo aspecto foi verificado para as estações de Nagycenk (Hungria) e de Eskdalemuir (Escócia) (Márcz e Harrison, 2003). Esta diferença entre os coeficientes de correlação deve-se ao facto de as influências locais serem mais importantes durante os meses de Verão. Em média as correntes de convecção e a temperatura apresentam valores mais elevados nesta estação do ano. Também poderão contribuir para esta situação as brisas marítimas que transportam pequenos iões, que são mais frequentes no Verão (Alcoforado, 1987).

Israelsson e Tammet (2001) compararam a variação diurna do campo eléctrico atmosférico de bom tempo de Marsta (Suécia) com a curva de Carnegie, conhecida por ser globalmente representativa das medições realizadas no oceano. Estes investigadores, ao basearem-se em análises de correlação, referem que a componente global domina no Inverno, enquanto os factores locais afectam particularmente as variações diurnas no Verão, já que nesta estação a temperatura é elevada e a turbulência é forte.

Uma outra explicação para o valor médio diurno do campo eléctrico atmosférico no Verão ser mais baixo, relativamente às outras três estações do ano poderá ter a ver com a variação sazonal da concentração dos núcleos de Aitken. Estes núcleos encontram-



se mais perto da superfície no Inverno do que no Verão. Além disso, no Verão as misturas convectivas tendem a dispersar as partículas de aerossóis, reduzindo a concentração na superfície (Adlerman e Williams, 1996). De facto, verifica-se, na estação Lisboa-Portela, no período 1961-1969, que a concentração dos núcleos de Aitken é inferior na estação do Verão do que nas outras estações do ano (Figura 3.3).

Também se observou que a influência diurna da radioactividade artificial na variação média diurna do campo eléctrico atmosférico deve ser desprezável, uma vez que aquela é constante ao longo do dia, enquanto a radioactividade natural que deveria contribuir negativamente para o campo eléctrico apresenta um máximo coincidente com este (Figura 3.7). Faz-se notar que a variação local da intensidade da radioactividade natural, que é nula sobre o oceano, deverá ter relação com o regime de brisas marítimas e terrestres. Assim, as brisas terrestres, que sopram de Nordeste, embora fracas (Carvalho, 1976) tenderão a aumentar a intensidade da radioactividade natural (período 0-6 TUC), enquanto as brisas marítimas tenderão a reduzi-la (14-22 TUC). No entanto, as situações de mais marcado desvio relativamente à “curva de Carnegie local” verificam-se no período das 14-22 TUC, sendo o regime de ventos o mais forte candidato à explicação dos desvios. As brisas marítimas e a nortada de Verão, durante a tarde, deverão contribuir para a redução do campo eléctrico atmosférico no período das 14-21 TUC. Esta questão será analisada nas secções seguintes. Pelo contrário, no Inverno, a intensidade do vento é muito menor em relação ao Verão (Figura 3.5 –(b)), o que poderá explicar os valores menores do campo eléctrico neste período (Figura 3.2-(b)).

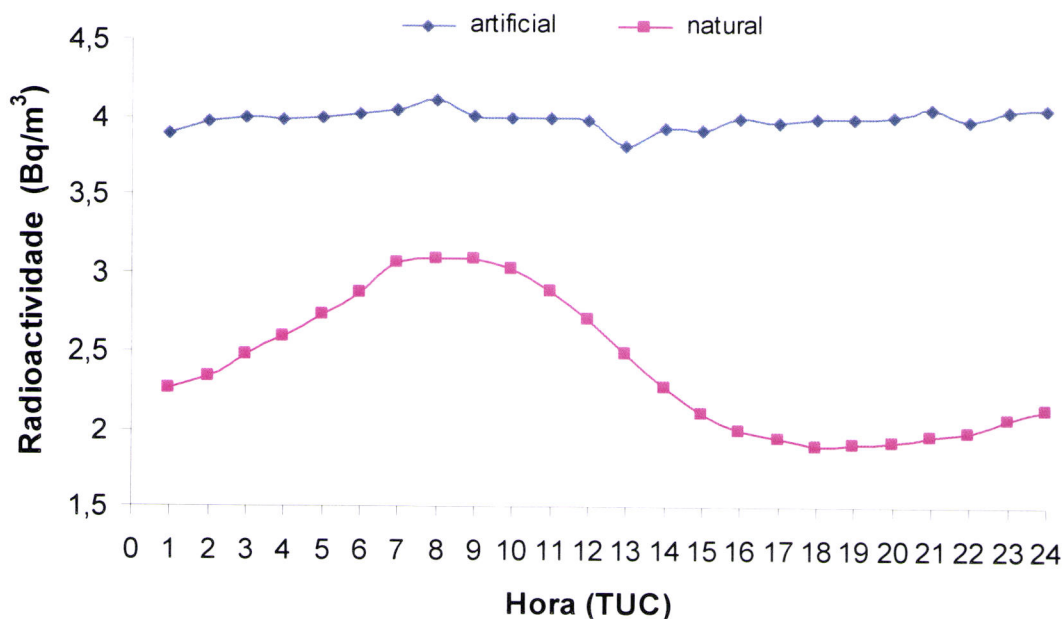


Figura 3.7 – Evolução diurna média da radioactividade artificial e natural, em Lisboa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero no período 1977-89.

3.3 Influência da humidade relativa, da direcção e da velocidade do vento e da nebulosidade no campo eléctrico atmosférico

3.3.1 Humidade relativa

Para examinar, na camada limite atmosférica, a possível influência da humidade relativa no ciclo diurno do campo eléctrico atmosférico, para a situação de bom tempo, procedeu-se à determinação da componente local, pelo cálculo das anomalias do valor sinóptico do campo eléctrico, em situação de humidade relativa superior a 75% e inferior a 98%, relativamente aos valores médios do campo, em situação de humidade relativa inferior a 75% e nebulosidade igual a zero:

$$\Delta E = E_{0,75 \leq HR \leq 0,98} - \langle E_{HR < 0,75} \rangle \quad (3.1)$$

Foi analisada a correlação linear dos valores sinópticos da anomalia do campo eléctrico atmosférico (ΔE) com os da humidade relativa (HR) em situação de bom tempo, para $0,75 \leq HR \leq 0,98$, no período 1970-91, utilizando dois procedimentos sequenciais:

- correlação destas duas variáveis para desfasamentos entre as anomalias do campo eléctrico atmosférico e a humidade relativa de 0, 1, 2 e 3 horas (devido ao lento crescimento higroscópico das gotas, o campo eléctrico atmosférico, poderá apresentar desfasamentos de 0, 1, 2 e 3 horas, em relação à humidade relativa);

- correlação destas duas variáveis, para diferentes sectores da direcção do vento – Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) – e para a situação de calma.

Estes intervalos foram escolhidos pelo facto de a humidade relativa constituir uma das possíveis variáveis meteorológicas que explicam o comportamento do campo eléctrico atmosférico neste período, em conjugação com a evolução da curva da humidade relativa no mesmo período, como pode ser observado na Figura 3.8. O valor de 75% de humidade relativa foi fixado tendo em conta que o crescimento higroscópico das gotas a partir dos aerossóis ocorre normalmente a partir de valores da humidade relativa superiores a 75% (Pruppacher e Klett, 1997). A condutividade, que é função do tamanho e da concentração das partículas de aerossol, poderá variar com a humidade relativa e, consequentemente, com o campo eléctrico atmosférico.

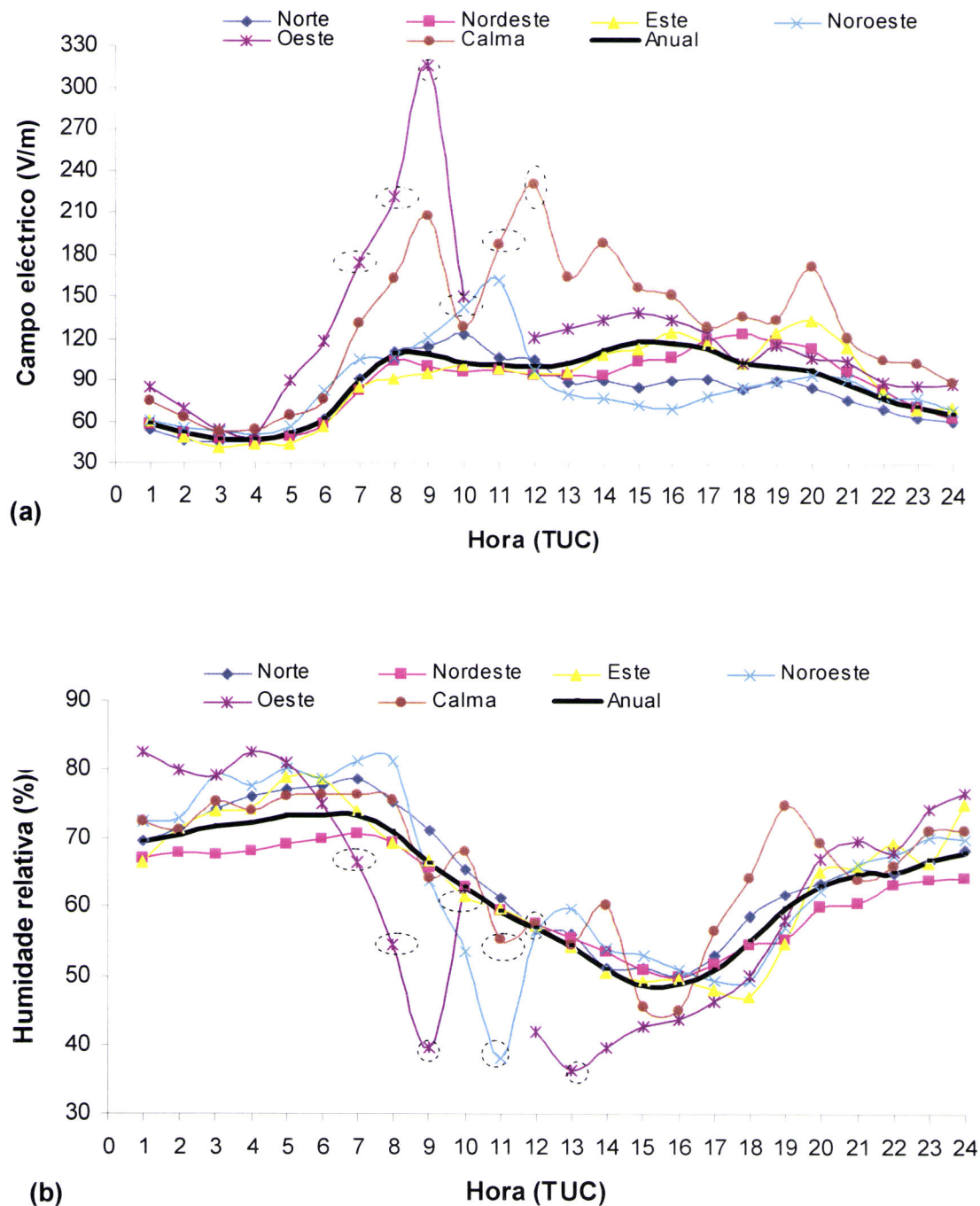


Figura 3.8 - Evolução diurna média do: a) campo eléctrico atmosférico e b) da humidade relativa, nas direcções do vento de Norte, Nordeste, Noroeste, Este e Oeste, na situação de calma e anual, na estação Lisboa/Portela, em situações de bom tempo e nebulosidade zero, no período 1970-91. Os pontos que têm tracejado à volta indicam uma pequena quantidade de dados e poderão constituir “outliers”.

Foram utilizados neste estudo desfasamentos de 0, 1, 2 e 3 horas entre os valores do campo eléctrico atmosférico e da humidade relativa do ar. Numa atmosfera isotérmica, em condições de saturação definidas, podem coexistir gotas de vários tamanhos em suspensão na atmosfera. No entanto, a cada estado (P,T) corresponderá uma determinada

dimensão da gota que estará em equilíbrio com o ambiente que coexistirá com uma distribuição de gotas em situação de não equilíbrio. Essas gotas podem crescer por condensação do vapor de água, originando uma redução da mobilidade dos iões atmosféricos, junto ao solo. Como os processos de crescimento higroscópicos são relativamente lentos, podendo a sua influência levar até 3 horas a ser reflectida no valor do campo eléctrico atmosférico.

O segundo procedimento tem por base o facto de que, consoante a direcção, o vento transporta diferentes teores de humidade, o que poderá ter influência diferenciada no campo eléctrico atmosférico.

Ao analisar a Figura 3.8 verificou-se que os valores de humidade relativa se encontram no intervalo 75%-98% num curto período da manhã e para direcções do vento de Norte a Oeste. Estes intervalos foram escolhidos para análise tendo em conta que, como se disse atrás, a humidade relativa é um dos possíveis factores que explicam o comportamento do campo eléctrico no período 1970-91.

Ao analisar a Tabela 3.1.A (Anexo 3.2), em termos anuais, verifica-se que a contribuição da humidade relativa para a anomalia do campo eléctrico atmosférico não é estatisticamente significativa e que eventualmente poderá estar mascarada por outros factores que se sobrepõem ao efeito da humidade relativa. A curva anual (Figura 3.8 (a)) poderia até sugerir uma correlação negativa. No entanto, mesmo que fosse detectada, o que não foi o caso, nunca estaria associada a uma relação de causalidade. De facto, a variação quase simétrica das curvas do campo eléctrico e da humidade relativa acontece porque, como se verá adiante, estarão associadas a valores mais elevados da intensidade do vento.

Embora não possam ser retiradas conclusões em relação a valores anuais, da análise das Tabelas 3.2.A, 3.3.A, 3.4.A e 3.5.A (Anexo 3.2) que representam a correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, verifica-se que a correlação é positiva e significativa para desfasamentos temporais de 0 e 3 horas, nas estações do ano do Outono e do Inverno, sendo também significativa para a Primavera e para o desfasamento temporal de 3 horas.

Também foi analisada a contribuição da humidade relativa na anomalia do campo eléctrico atmosférico, para os diferentes octantes da direcção do vento, em termos anuais

e sazonais. Foram escolhidos os octantes da direcção de vento que apresentavam um número significativo de dados ($n > 50$).

Foram encontradas correlações positivas significativas (Tabelas 3.6.A-3.29.A) (Anexo 3.2), em termos anuais, na direcção do vento de Oeste, Nordeste e Este, para desfasamentos de 0 e 1 hora (Oeste), e de 2 horas (Este e Nordeste), nalgumas horas do dia. Contudo, a influência da humidade relativa no campo eléctrico atmosférico de bom tempo não é significativa para as outras direcções do vento.

Em termos sazonais, é significativa a influência positiva da humidade relativa no campo eléctrico atmosférico, na Primavera, para as direcções do vento de Noroeste e Norte e para desfasamentos temporais de 0 e 1 horas, respectivamente. Na estação do ano do Verão constata-se que existe uma correlação positiva significativa para a direcção do vento de Este e para um desfasamento temporal de 0 horas. Em relação ao Outono, existe uma correlação positiva significativa na direcção do vento de Oeste e Norte, para desfasamentos temporais de 0 horas, e 2 e 3 horas, respectivamente. Na estação do Inverno regista-se uma forte correlação positiva para as direcções de vento de Este, Nordeste e Noroeste, com desfasamentos temporais entre o campo eléctrico atmosférico e a humidade relativa de 0 horas, 2 horas e 2 e 3 horas, respectivamente.

Para separar a influência da velocidade do vento, foi analisada a situação de calma, tendo sido verificado que, em termos anuais, a influência da humidade relativa no campo eléctrico atmosférico é positiva e significativa para o desfasamento temporal de 1 hora às 7 horas da manhã (Tabela 3.30.A) (Anexo 3.2). Observa-se (Figura 3.8-(b)), que é a essa hora que a humidade relativa atinge o seu máximo. Em termos sazonais, a situação de calma apresenta poucos dados pelo que não se pode retirar qualquer correlação com significado estatístico (Tabelas 3.31.A-3.34.A) (Anexo 3.2).

Verifica-se (Tabelas 3.1.A-3.34.A) (Anexo 3.2) em algumas horas uma correlação negativa entre o campo eléctrico atmosférico e a humidade relativa. De facto, seria de esperar um aumento do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa (nomeadamente para valores elevados da humidade relativa), devido à redução da mobilidade dos iões na troposfera (Reiter, 1992; MacGorman e Rust, 1998; Wilding e Harrison, 2005), resultante da condensação de vapor de água nos iões e ao consequente crescimento higroscópico destes. É de referir que existem poucas medições directas do

crescimento dos iões pequenos na atmosfera, embora haja evidência indirecta da sua ocorrência, através de medidas nos espectrómetros de mobilidade dos iões. O decréscimo da mobilidade μ resulta do crescimento de massa do ião (Tammet, 1995). Em 1985, Wilkening referiu evidências do crescimento higroscópico de iões, acoplados a pequenos aerossóis, obtidas no interior das cavernas Carlsbad (México), as quais apresentam uma concentração elevada de radioactividade natural por meio de medições de mobilidade dos iões (Wilding e Harrison, 2005). Hõrrak *et al.* (1998) detectaram, numa zona rural, através de medições de superfície, um decréscimo regular na mobilidade dos iões com a humidade relativa. No entanto, a influência directa da humidade relativa no valor do campo eléctrico atmosférico da estação de Lisboa-Portela não é muito significativa e pode ser mesmo ignorada. Uma conclusão similar foi obtida por Retalis *et al.* (1991) num estudo feito na região de Atenas, onde foi observada uma fraca correlação negativa, para um desfasamento temporal de 3 horas, entre a condutividade eléctrica da atmosfera (correlação positiva para o campo eléctrico) e o aumento da humidade relativa. Estes resultados são semelhantes aos de D. Retalis e J. Zambakas (1975) que examinaram a influência da humidade relativa na concentração dos pequenos iões, não tendo, no entanto, considerado os desfasamentos temporais entre os valores de humidade relativa e os valores do campo eléctrico.

Os resultados são algo ambíguos e dependem da estação do ano. Segundo Dolezalek (1978) e Isráel (1971), a influência da humidade relativa é pouco clara e muito variável (Retalis, D. *et al.*, 1991; Retalis, A. *et al.*, 2009). Embora, em 1934, Wright tenha relacionado a condutividade eléctrica com a humidade relativa no que respeita ao raio efectivo do núcleo, a correlação da humidade relativa com a condutividade é muito complexa, devido entre outros factores, à sua dependência com a temperatura (Retalis *et al.*, 1991).

Inversamente, Kamra *et al.* (1997) encontraram uma forte correlação negativa entre a condutividade eléctrica do ar marítimo no oceano Índico e do mar Arábico, com valores da humidade relativa do ar superiores a 75%-80%.

De uma forma geral, embora a influência da humidade relativa não seja muito evidente, verificou-se que deve existir e reforçar positivamente o campo eléctrico atmosférico. Foi constatado que esse reforço ocorre a “*posteriori*” com desfasamentos que

podem ir até 3 horas, o que fisicamente pode ser justificado, pelo facto de o crescimento higroscópico das gotas-ião se desenrolar durante um período de tempo relativamente longo, em resposta às alterações da humidade relativa.

Como aspecto novo, refere-se que, tanto quanto é do nosso conhecimento, foi a primeira vez que este desfasamento foi introduzido na correlação entre a humidade relativa e o campo eléctrico atmosférico para as várias direcções do vento.

3.3.2 Direcção e velocidade do vento

No estudo da influência diária da direcção e da velocidade do vento no campo eléctrico atmosférico, na situação de bom tempo e nebulosidade zero, foram analisadas as séries que representam o período 1970-91 (Figuras 3.12 (a)-(d) e 3.13 (a)-(d)).

A partir da Figura 3.9 verifica-se, por comparação com as situações de calma, que a intensidade do vento tem uma influência sobre o campo eléctrico, o que revela a importância das correntes de convecção. A seguir iremos ver se é possível correlacionar a anomalia do campo com a intensidade do vento para os vários octantes.

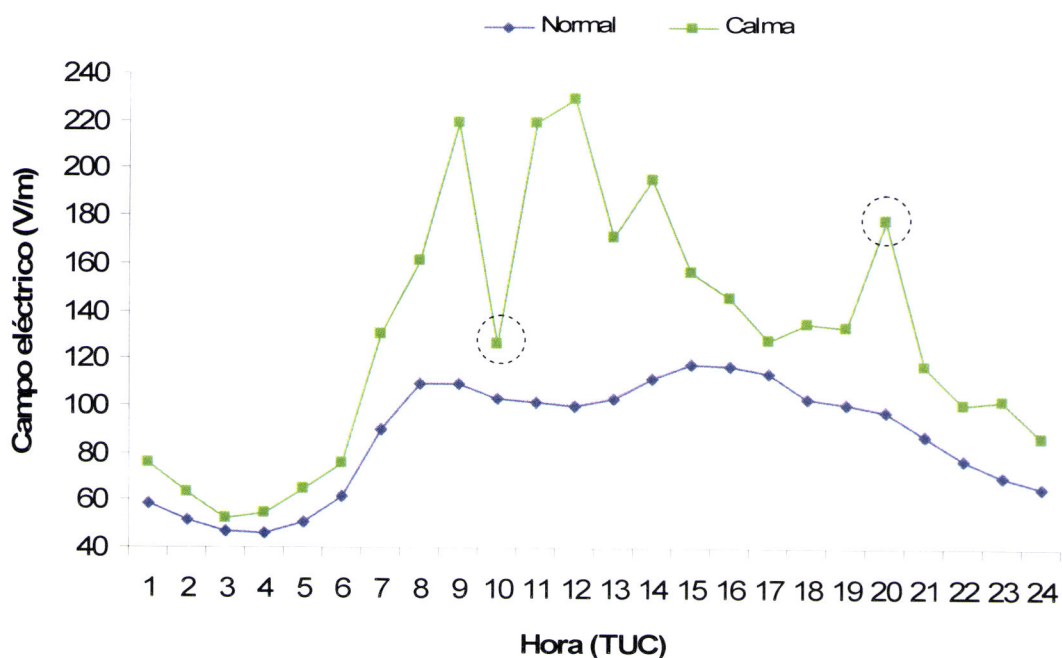


Figura 3.9 – Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e nebulosidade zero, para a situação de calma, em Lisboa no período 1970-91. Os pontos que têm tracejado à volta indicam uma pequena quantidade de dados ($n < 10$).

Como vimos atrás, a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico é definida como $(E - \bar{E})$ onde E é o valor horário do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e \bar{E} é o valor médio horário do campo eléctrico atmosférico de bom tempo no período considerado.

3.3.2.1. Análise anual

O regime de ventos em Lisboa está representado nas Figuras 3.10 e 3.11. Como se pode verificar nas Figura 3.10 e 3.11 e nas Tabelas 3.1 a 3.5, em situação de bom tempo, em média, o vento sopra entre as direcções NE e N, com o octante entre SW e W a apresentar muito baixas frequências.

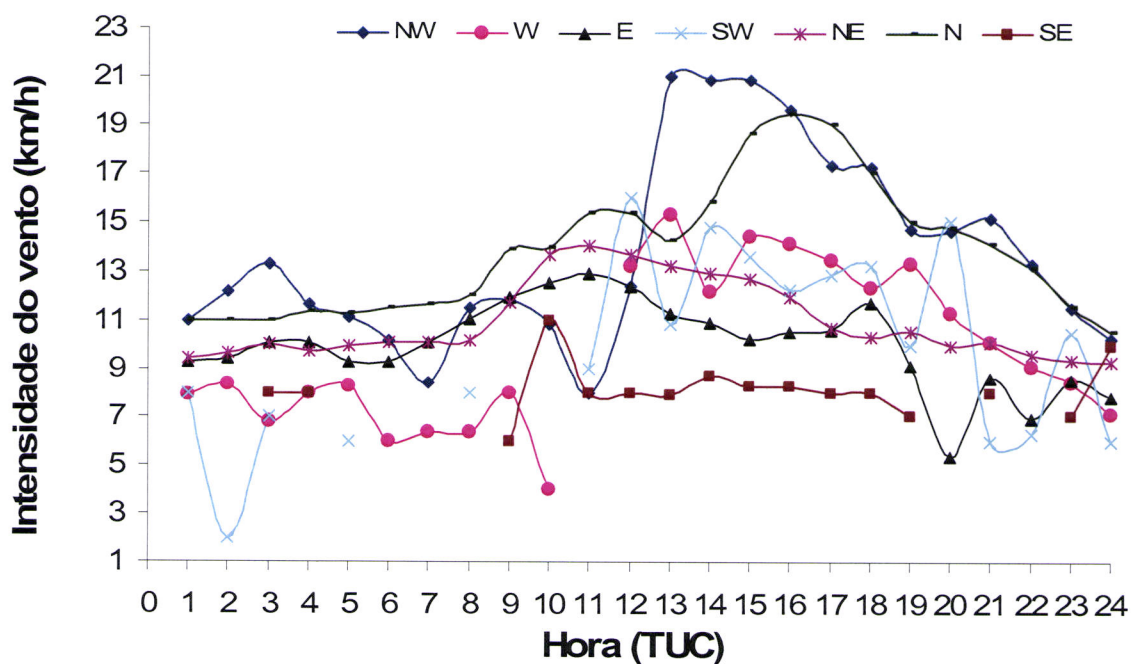


Figura 3.10 – Evolução diurna média da intensidade do vento, para diferentes direcções do vento, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, em Lisboa, no período 1970-91.

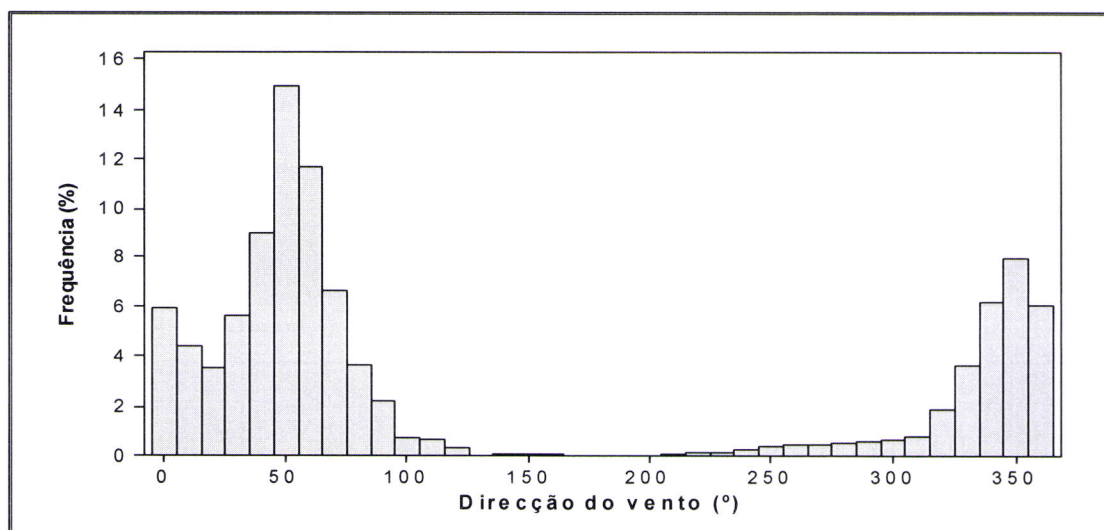


Figura 3.11 – Frequência dos diferentes regimes diários dos ventos em Lisboa-Portela, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para o período 1970-91.

HORA (TUC)	FREQUÊNCIA (%) - ANUAL									
	NORTE (337,5° - 22,5°)	NORDESTE (22,6° - 67,5°)	ESTE (67,6° - 112,5°)	SUDESTE (112,6° - 157,5°)	SUL (157,6° - 202,5°)	SUDOESTE (202,6° - 247,5°)	OESTE (247,6° - 292,5°)	NOROESTE (292,6° - 337,4°)		
1	36.4	41.5	7.0	0.9	0.5	1.2	3.4	9.1		
2	34.4	43.4	8.1	0	0.9	1.2	3.9	7.6		
3	36.7	46.2	7.5	0.2	0	0.5	2.4	6.5		
4	33.9	49.4	7.3	0	0	0	3.3	5.7		
5	30.4	53.2	7.1	0.2	0.2	0.5	1.7	6.6		
6	25.7	55.4	8.9	0	0.2	0	2.4	6.9		
7	22.9	57.9	10.8	0.3	0	0.7	1.9	5.5		
8	19.3	58.6	14.4	0	0.3	0.7	2.1	4.4		
9	16.2	55.5	21.7	0.7	0.3	0	1.3	3.7		
10	13.2	49.8	30.9	0	0	0	1.1	3.6		
11	11.3	42.4	39.2	1.4	0	0.8	1.1	2.7		
12	8.7	34.8	46.6	2.9	0	1.1	2.1	3.1		
13	8.9	30.8	44.5	6.7	1.8	2.9	1.8	2.6		
14	9.6	30.0	40.5	5.8	2.1	5.1	3.1	3.8		
15	11.4	30.7	33.0	5.4	3.8	4.9	6.5	4.2		
16	15.6	32.4	25.1	4.5	3.5	4.7	8.3	6.0		
17	18.9	35.2	15.7	1.7	2.5	3.5	9.8	12.6		
18	31.2	26.3	8.5	1.3	0.8	3.0	10.7	18.1		
19	39.2	19.8	5.4	1.6	0.3	2.3	7.6	23.7		
20	46.4	20.7	4.1	0	0.5	1.7	5.8	20.0		
21	46.0	22.3	4.7	0	0	2.0	5.2	18.6		
22	44.6	27.2	4.1	0	0.3	2.4	4.8	16.0		
23	45.2	32.9	4.3	0.7	0	1.9	4.9	9.7		
24	40.6	35.6	5.0	0	1.0	1.6	5.4	10.6		

Tabela 3.1 - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários quadrantes, na estação Lisboa-Portela, em situação de bom tempo.

HORA (TUC)	FREQUÊNCIA (%) - OUTONO									
	NORTE (337,5° - 22,5°)	NORDESTE (22,6° - 67,5°)	ESTE (67,6° - 112,5°)	SUDESTE (112,6° - 157,5°)	SUL (157,6° - 202,5°)	SUDOESTE (202,6° - 247,5°)	OESTE (247,6° - 292,5°)	NOROESTE (292,6° - 337,4°)		
1	36.6	41.8	7.0	0.9	0.5	1.2	3.4	9.1		
2	34.6	43.6	8.1	0.5	0.9	1.2	3.9	7.6		
3	36.7	46.6	7.5	0.1	0	0.5	2.4	6.5		
4	34.0	49.6	7.3	0.2	0	0	3.3	5.7		
5	30.4	53.2	7.1	0.2	0.2	0.5	1.7	6.6		
6	25.9	55.7	8.9	0.2	0.2	0	2.4	6.9		
7	22.9	57.9	10.8	0.3	0	0.7	1.9	5.5		
8	19.3	58.7	14.4	0.2	0.3	0.7	2.1	4.4		
9	16.3	55.8	21.7	0.7	0.3	0	1.3	3.7		
10	13.4	50.1	30.9	0.8	0	0	1.1	3.6		
11	11.4	42.9	39.2	1.4	0	0.8	1.1	2.7		
12	8.8	35.0	46.6	2.9	0	1.1	2.1	3.1		
13	8.9	30.8	44.5	6.7	1.8	2.9	1.8	2.6		
14	9.6	30.0	40.5	5.8	2.1	5.1	3.1	3.8		
15	11.4	30.7	33.0	5.4	3.8	4.9	6.5	4.2		
16	15.6	32.4	25.1	4.5	3.5	4.7	8.3	6.0		
17	18.9	35.2	15.7	1.7	2.5	3.5	9.8	12.6		
18	31.2	26.3	8.5	1.3	0.8	3.0	10.7	18.1		
19	39.2	19.8	5.4	1.6	0.3	2.3	7.6	23.7		
20	46.7	20.7	4.1	0.8	0.5	1.7	5.8	20.0		
21	46.6	22.3	4.7	0.7	0	2.0	5.2	18.6		
22	44.9	27.4	4.1	0.7	0.3	2.4	4.8	16.0		
23	45.4	33.0	4.3	0.7	0	1.9	4.9	9.7		
24	40.7	35.7	5.0	0.2	1.0	1.6	5.4	10.6		

Tabela 3.2 - Frequência diária da direcção do vento para os vários octantes, para a estação do ano do Outono, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo.

HORA (TUC)	FREQUÊNCIA (%) - INVERNO									
	NORTE (337,5° - 22,5°)	NORDESTE (22,6° - 67,5°)	ESTE (67,6° - 112,5°)	SUDESTE (112,6° - 157,5°)	SUL (157,6° - 202,5°)	SUDOESTE (202,6° - 247,5°)	OESTE (247,6° - 292,5°)	NOROESTE (292,6° - 337,4°)		
1	41.4	47.2	8.0	0.4	0.4	0.2	0.6	1.9		
2	38.7	48.8	9.1	0.2	0.6	0.4	0.2	2.0		
3	39.7	50.0	8.1	0	0	0	0.4	1.8		
4	36.7	53.5	7.9	0	0	0	0.4	1.5		
5	32.9	57.5	7.7	0	0	0	0.6	1.3		
6	28.1	60.5	9.7	0	0	0	0.2	1.5		
7	24.5	62.2	11.6	0	0	0	0.2	1.5		
8	20.6	62.6	15.3	0	0	0	0	1.5		
9	17.2	59.0	23.1	0	0	0	0.2	0.5		
10	14.0	52.6	32.6	0	0	0	0.3	0.5		
11	12.0	45.4	41.9	0.2	0.2	0	0.2	0.2		
12	9.6	38.4	51.4	0.2	0	0	0.2	0.2		
13	10.5	36.3	52.3	0.6	0	0	0.2	0.2		
14	11.7	36.6	49.5	1.4	0	0	0.4	0.4		
15	14.6	39.3	42.3	2.1	0.4	0.4	0.2	0.6		
16	20.2	41.9	32.5	2.6	1.3	0.4	0.2	0.9		
17	25.6	47.8	21.3	1.4	1.1	0.7	1.0	1.1		
18	44.4	37.5	12.2	1.0	0.5	1.0	1.2	2.4		
19	55.3	27.9	7.7	1.2	0	0.9	2.3	4.7		
20	59.7	26.7	5.3	0.9	0.2	0.9	1.5	4.9		
21	57.8	28.0	5.8	0.6	0.4	0.8	1.7	4.8		
22	54.0	33.0	4.9	0.8	0.2	1.2	0.8	4.9		
23	52.0	37.8	4.9	0.6	0.4	0.4	1.0	2.9		
24	47.5	41.6	5.9	0.2	0.6	0.4	0.4	3.4		

Tabela 3.3 - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários octantes, na estação do ano do Inverno, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo e nebulosidade zero.

HORA (TUC)	FREQUÊNCIA (%) - PRIMAVERA									
	NORTE (337,5° - 22,5°)	NORDESTE (22,6° - 67,5°)	ESTE (67,6° - 112,5°)	SUDESTE (112,6° - 157,5°)	SUL (157,6° - 202,5°)	SUDOESTE (202,6° - 247,5°)	OESTE (247,6° - 292,5°)	NOROESTE (292,6° - 337,4°)		
1	50.3	26.2	5.4	1.3	0	1.3	5.4	10.1		
2	47.6	27.9	8.2	1.4	0.7	0.7	5.4	8.2		
3	50.0	27.3	8.7	0	0	0	4.7	9.3		
4	43.7	39.4	4.2	0.7	0	0	4.2	7.7		
5	37.2	43.7	6.3	0	0	0	1.4	11.3		
6	32.6	49.3	4.9	0.7	0	0	1.4	11.1		
7	27.0	53.2	10.6	0.7	0	0	1.4	7.1		
8	19.3	56.6	15.2	0.7	0	0	1.4	6.9		
9	20.3	49.0	23.5	0.7	0	1.3	0.7	4.6		
10	15.8	46.8	29.1	1.9	0	0.6	1.9	3.8		
11	12.1	40.8	35.0	3.2	1.9	0.6	1.9	4.5		
12	8.9	28.5	47.5	5.1	2.5	1.3	2.5	3.8		
13	9.3	26.8	40.5	11.1	2.6	3.3	1.3	5.2		
14	10.6	25.2	36.4	9.3	3.3	7.3	4.6	3.3		
15	14.4	23.5	26.8	6.5	7.2	6.5	9.2	5.9		
16	20.9	17.6	23.5	3.3	6.5	6.5	11.1	10.5		
17	23.6	20.4	15.9	0.6	3.8	5.7	14.6	15.3		
18	28.1	16.9	10.6	1.3	0.6	4.4	13.1	25.0		
19	34.0	15.4	5.6	1.9	0.6	3.1	9.9	29.6		
20	47.1	14.6	3.2	0.6	0.6	1.9	8.9	22.9		
21	50.0	14.9	1.9	0.6	0.6	1.3	6.5	24.0		
22	50.0	16.2	2.7	0	0	1.4	7.4	22.3		
23	53.7	20.4	4.1	0	0	2.0	6.1	13.6		
24	51.7	22.1	3.4	0	0.7	2.1	5.5	14.5		

Tabela 3.4 - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários octantes, na estação do ano do Primavera, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo.

HORA (TUC)	FREQUÊNCIA (%) - VERÃO									
	NORTE (337,5° - 22,5°)	NORDESTE (22,6° - 67,5°)	ESTE (67,6° - 112,5°)	SUDESTE (112,6° - 157,5°)	SUL (157,6° - 202,5°)	SUDOESTE (202,6° - 247,5°)	OESTE (247,6° - 292,5°)	NOROESTE (292,6° - 337,4°)		
1	62.5	5.0	2.5	0	0	2.5	5.0	22.5		
2	55.0	10.0	5.0	0	0	0	10.0	20.0		
3	68.3	12.2	0	0	0	0	2.4	17.0		
4	62.5	12.5	0	0	0	0	5.0	20.0		
5	72.2	8.3	0	0	0	0	2.8	16.7		
6	51.6	16.1	3.2	0	0	0	9.7	19.4		
7	44.8	13.8	17.2	0	0	0	6.9	17.2		
8	34.4	28.1	15.6	0	0	3.1	9.4	9.4		
9	29.0	25.8	16.1	6.5	3.2	0	3.2	16.1		
10	28.6	17.9	35.7	3.6	0	0	0	14.3		
11	30.0	23.3	40.0	0	0	3.3	0	3.3		
12	23.1	11.5	30.8	3.8	0	3.8	7.7	19.2		
13	32.1	14.3	14.3	0	10.7	17.9	3.6	7.1		
14	27.6	10.3	13.8	0	3.4	13.8	13.8	17.2		
15	38.5	3.8	0	3.8	0	26.9	15.4	11.5		
16	41.9	9.7	3.2	0	0	3.2	32.3	9.7		
17	38.7	0	0	0	0	3.2	22.6	35.5		
18	51.7	0	0	0	0	0	20.7	27.6		
19	50.0	0	0	0	0	0	7.1	42.9		
20	66.7	0	0	0	0	0	8.3	25.0		
21	50.0	0	0	0	0	0	16.7	33.3		
22	64.5	3.2	0	0	0	3.2	6.5	22.6		
23	71.4	8.6	0	0	0	0	5.7	14.3		
24	75.0	2.8	0	0	0	2.8	8.3	11.1		

Tabela 3.5 - Frequência diária anual da direcção do vento para os vários octantes, na estação do ano do Verão, na estação Lisboa/Portela, em situação de bom tempo e nebulosidade zero.

A partir da análise das Figuras 3.12 (a)-(d) e 3.13 (a)-(d) verifica-se que, na maioria dos casos, a anomalia do campo eléctrico atmosférico varia inversamente com a intensidade do vento. (“efeito de espelho”). O aumento da intensidade do vento origina em geral o aumento da corrente de convecção J_{cv} e o conseqüente decréscimo do campo eléctrico atmosférico. Esta tendência foi também observada em Atenas (Retalis *et al.*, 1997). Estas correntes de convecção são importantes nas camadas de mistura instáveis, onde a escala de tempo de transporte turbulento da camada limite planetária pode ser comparada com o tempo característico do transporte óhmico. Willet (1978) mostrou que, em média, as correntes de convecção actuam como um gerador local capaz de reduzir a densidade de corrente total, J , de cerca de 44% (Rycroft *et al.*, 2000, 2008).

Para além da intensidade do vento, outro aspecto a ter em conta é o tipo de aerossóis transportados pelo vento. Assim, os ventos de origem marítima transportam pequenos iões que originam o aumento da condutividade eléctrica e da densidade de corrente óhmica, J_e . Situação inversa deverá ocorrer com os ventos de origem continental, que geralmente transportam poeiras e aerossóis continentais (partículas de maior massa) que provocam o aumento do campo eléctrico atmosférico. Estes efeitos adicionam-se ao das correntes de convecção.

Em termos anuais, a correlação entre a anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e a intensidade do vento é forte para direcções do vento de N, NE e E, para valores horários entre 3-22 TUC, 4-15 TUC e 7-17 TUC, respectivamente (Tabela 3.6). Para os restantes octantes da direcção do vento, nomeadamente SE e SW (Tabela 3.7), a correlação não é estatisticamente significativa, enquanto para NW, W e S a correlação entre os valores horários é muito fraca ou inexistente (Tabelas 3.6 e 3.7). Verifica-se, a partir da Tabela 3.6, que a correlação (negativa) adquire algum significado para a direcção NE, no período 1-15 TUC. Por outro lado, na Figura 3.12 – (a), verifica-se que nos períodos 1-9 TUC e 19-24 TUC o campo varia no mesmo sentido que a intensidade do vento, o que sugere que os ventos de NE deverão transportar aerossóis de maior dimensão. Isto é consistente com o comportamento do campo no período 9-15 TUC em que a anomalia fortemente positiva da intensidade do vento não provoca um efeito correspondente na anomalia do campo eléctrico (existe um *trade-off* entre o efeito negativo da intensidade do vento e o efeito positivo dos grandes aerossóis). O mesmo

3. Conexão de variáveis meteorológicas com o campo eléctrico atmosférico em Lisboa/Portela

acontece com os ventos de E no período 14-18 TUC (Figura 3.13-(a)). No entanto, a correlação, sendo negativa, indica que, em geral, o efeito da intensidade do vento domina sobre o efeito dos aerossóis.

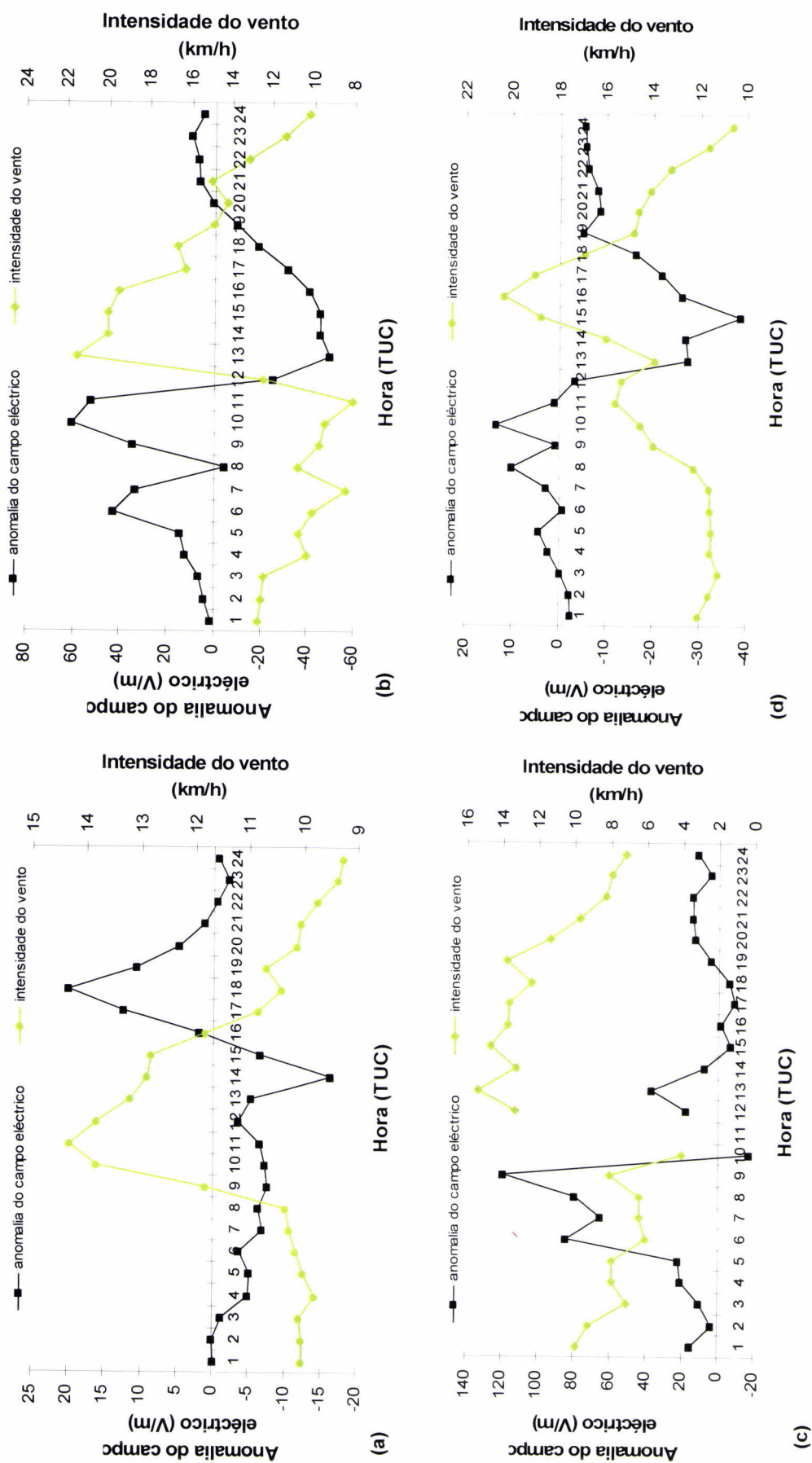


Figura 3.12 – Evolução diurna média da anomalia do campo eléctrico atmosférico e da intensidade do vento, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para quatro sectores da direcção do vento: a) Nordeste (NE); b) Noroeste (NW); c) Oeste (W); d) Norte (N), em Lisboa no período 1970-91.

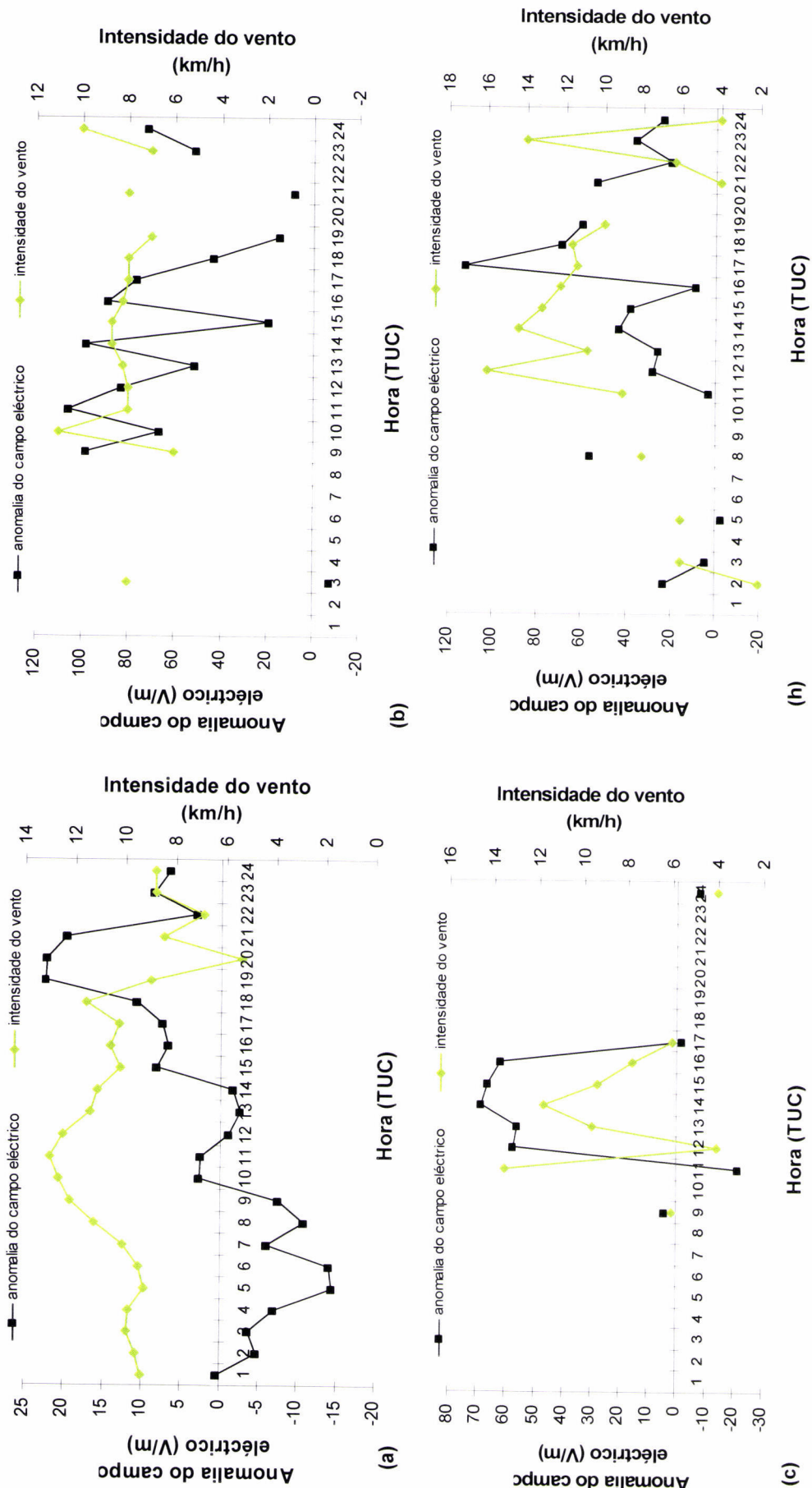


Figura 3.13 – Evolução diurna média da anomalia do campo eléctrico atmosférico e da intensidade do vento, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para quatro sectores da direcção do vento: a) Este (E); b) Sudeste (SE); c) Sul (S); d) Sudoeste (SW), em Lisboa no período 1970-91.

Direcção do vento (°)	N			NE			E			SE		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
	Hora(TUC)											
1	-0,168	0,023	182	-0,151	0,034	197	0,036	0,857	27			0
2	-0,138	0,073	171	-0,161	0,019	213	-0,017	0,941	22			0
3	-0,288	0,000	164	-0,094	0,160	224	-0,072	0,704	30			1
4	-0,187	0,024	145	-0,161	0,014	232	-0,184	0,349	28			0
5	-0,263	0,003	123	-0,264	0,000	245	-0,116	0,555	28			0
6	-0,307	0,002	98	-0,348	0,000	255	-0,037	0,843	31			0
7	-0,281	0,015	74	-0,110	0,110	213	-0,393	0,015	38			0
8	-0,336	0,018	49	-0,218	0,002	191	-0,381	0,022	36			0
9	-0,407	0,010	39	-0,263	0,001	168	-0,618	0,000	66			2
10	-0,286	0,141	28	-0,331	0,000	162	-0,437	0,000	95			1
11	-0,639	0,004	18	-0,289	0,001	140	-0,479	0,000	127			2
12	-0,703	0,007	13	-0,300	0,002	108	-0,454	0,000	148			2
13	-0,057	0,840	15	-0,435	0,000	106	-0,383	0,000	130	-0,174	0,589	12
14	-0,536	0,018	19	-0,365	0,001	84	-0,476	0,000	112	-0,009	0,979	10
15	-0,571	0,006	22	-0,220	0,036	91	-0,390	0,000	87	0,410	0,240	10
16	-0,409	0,013	36	-0,156	0,137	93	-0,433	0,000	64	0,238	0,762	4
17	-0,381	0,005	52	-0,063	0,539	98	-0,447	0,006	37			2
18	-0,421	0,000	83	-0,196	0,104	70	-0,105	0,722	14			1
19	-0,386	0,000	120	-0,297	0,021	60	-0,186	0,690	7			2
20	-0,354	0,000	170	-0,205	0,077	75	0,291	0,484	8			0
21	-0,374	0,000	189	-0,083	0,441	89	-0,285	0,425	10			1
22	-0,176	0,015	190	-0,177	0,068	109	-0,156	0,688	9			0
23	-0,095	0,179	203	-0,168	0,054	132	0,355	0,314	10			2
24	-0,114	0,124	184	-0,171	0,037	150	-0,475	0,118	12			1

Tabela 3.6 – Coeficientes de correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a intensidade do vento, para os quadrantes da direcção do vento N (norte), NE (nordeste), E (este) e Sudeste (SE), em Lisboa, no período 1970-91, para diferentes horas (1-24 TUC) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

Direcção do vento (°)	S		SW		W		NW					
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n			
1			0			0	0,132	0,832	5	-0,031	0,872	30
2			0			1	-0,605	0,204	6	-0,404	0,027	30
3			0	-0,344	0,776	3	-0,406	0,498	5	-0,262	0,251	21
4			0			0	-0,387	0,240	11	-0,430	0,036	24
5			0			1	-0,684	0,202	5	-0,418	0,047	23
6			0			0	-0,687	0,200	5	-0,342	0,140	20
7			0			0	-0,553	0,627	3	-0,520	0,083	12
8			0			1	0,180	0,885	3	-0,866	0,333	3
9			1			0			1	0,543	0,634	3
10			0			0			1	-0,584	0,302	5
11			2			2			0	-1,000	0,011	3
12			1			2			4	-0,583	0,302	5
13	0,288	0,638	5	0,470	0,347	6	0,219	0,781	3			2
14	0,601	0,399	4	-0,080	0,850	8	-0,429	0,216	10	-0,406	0,497	5
15	-0,897	0,015	6	-0,487	0,092	13	-0,429	0,216	11	-0,243	0,562	8
16	-0,574	0,311	5	-0,528	0,179	8	-0,496	0,026	20	-0,053	0,891	9
17			2	-0,501	0,390	5	-0,323	0,094	28	-0,588	0,003	24
18			0	-0,991	0,084	3	-0,228	0,363	18	-0,274	0,111	35
19			0			1	0,255	0,478	10	-0,411	0,001	58
20			0			0	-0,097	0,763	12	-0,407	0,001	61
21			0			1	-0,367	0,162	16	-0,390	0,001	69
22			0	-0,721	0,488	3	-0,461	0,132	12	-0,251	0,053	60
23			0			1	-0,320	0,367	10	-0,283	0,073	41
24			1			1	-0,205	0,502	13	-0,138	0,421	36

Tabela 3.7 – Coeficientes de correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a intensidade do vento, para os quadrantes da direcção do vento S (sul), SW (sudoeste), W (oeste) e NW (noroeste), em Lisboa, no período 1970-91, para diferentes horas (1-24 TUC) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

3.3.2.2. **Análise sazonal**

Foi investigada a existência de correlações entre a anomalia do campo e a intensidade do vento nas situações em que existia um número suficiente de dados.

Verifica-se que, no Verão, no período entre as 14 e as 22 TUC, existe uma correlação com significado estatístico e negativa, para a direcção Norte ($r = -0,273$; p -valor = 0,006; $n = 120$). As correlações horárias são também estatisticamente significativas. No entanto, no mesmo período, para as direcções de Noroeste, Oeste e Nordeste não existe qualquer correlação ($r = -0,121$; p -valor = 0,345; $n = 63$ e $r = 0,245$; p -valor = 0,122; $n = 41$ e $r = 0,270$; p -valor = 0,518; $n = 8$, respectivamente).

No Verão, o comportamento médio do campo eléctrico atmosférico no período 14-22 TUC poderá, em parte, ser explicado pelo aumento da intensidade do vento nesse período, como se verifica nas Figuras 3.2-(b) e 3.5-(b).

No Inverno, verifica-se que, no período entre as 14 e as 22 TUC, existe uma correlação com significado estatístico e negativa, para as direcções: Norte ($r = -0,302$; p -valor = 0,000; $n = 276$); Noroeste ($r = -0,284$; p -valor = 0,024; $n = 63$) e Nordeste ($r = -0,280$; p -valor = 0,000; $n = 415$). No entanto, no mesmo período para a direcção W não há qualquer correlação ($r = 0,308$; p -valor = 0,420; $n = 9$).

No mesmo período (14-22h), verifica-se que também para a Primavera ($r = -0,280$; p -valor = 0,000; $n = 218$) e para o Outono, ($r = -0,263$; p -valor = 0,000; $n = 285$), na direcção Norte, há correlação com significado estatístico e negativa. Por outro lado, para a direcção Noroeste, existe também uma correlação significativa para a Primavera ($r = -0,255$; p -valor = 0,018; $n = 86$) e para o Outono ($r = -0,358$; p -valor = 0,000; $n = 123$). Para a direcção Oeste e Nordeste, existe correlação significativa para o Outono ($r = -0,344$; p -valor = 0,009; $n = 57$ e $r = -0,292$; p -valor = 0,000; $n = 235$) e não existe para a Primavera ($r = -0,114$; p -valor = 0,509; $n = 36$ e $r = -0,331$; p -valor = 0,000 e $n = 130$).

Observa-se na Figura 3.14 que os valores mais elevados do campo eléctrico atmosférico estão associados a situações em que o vento sopra de Sudeste, Sul e Sudoeste (135° - 225°). Como a estação da Portela se situa a Norte do centro de Lisboa, uma possível explicação será o arrastamento da poluição vinda das direcções Sudeste a Sudoeste que talvez contribua fortemente para aumentar o campo eléctrico atmosférico. Não existindo valores sinópticos da concentração de poluentes, não pôde ser verificado

este efeito no período em estudo. Estes ventos são, porém, pouco frequentes (Figura 3.11).

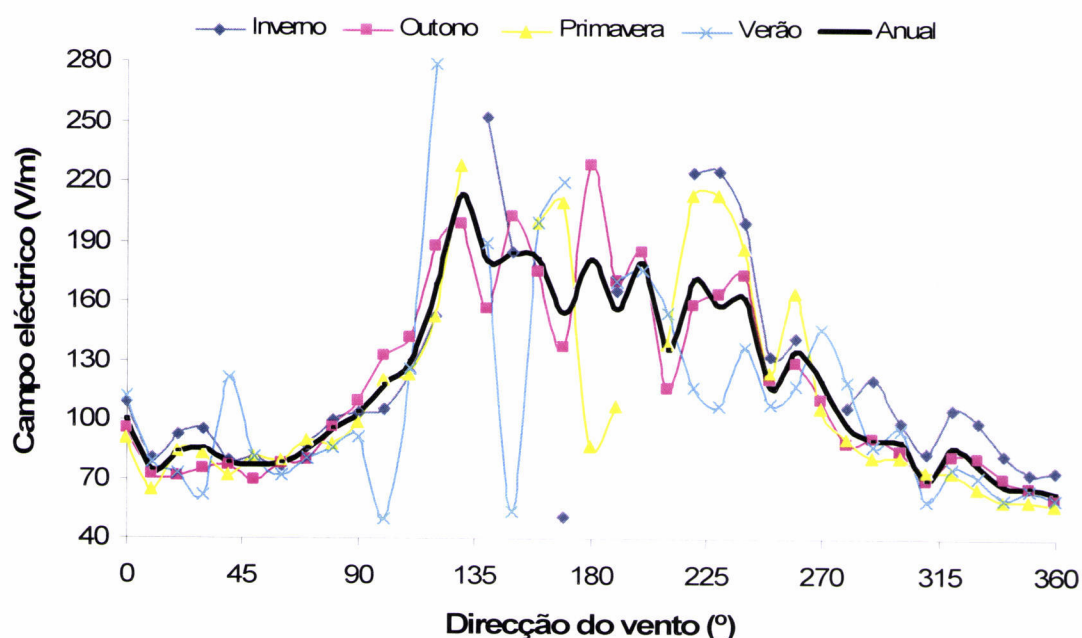


Figura 3.14 – Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico de bom tempo em função da direcção do vento, para nebulosidade zero, em Lisboa/Portela, no período 1970-91.

3.3.3 Nebulosidade

O estudo da influência da nebulosidade no campo eléctrico de bom tempo foi feito relativamente a dois tipos de nuvens - *cumulus* e *stratocumulos* - dado que as séries respeitantes a outros tipos de nuvens baixas, nomeadamente *stratus* apresentavam poucos valores, o que não permitia atribuir significado estatístico. Foram também considerados estes dois tipos de nuvens porque as condições de bom tempo, segundo as normas da Comissão Internacional da Electricidade Atmosférica, devem corresponder a situações em que a nebulosidade total das nuvens baixas (altura da base entre 0-2 km) é menor ou igual a 3/8 de nuvens baixas. Neste estudo, procedeu-se à determinação da componente local pelo cálculo das anomalias do valor sinóptico do campo eléctrico atmosférico em situação de *cumulus* ou *stratocumulos*, relativamente aos valores médios do campo em situação de nebulosidade igual a zero e de bom tempo:

$$\Delta E = E_{cumulos\ ou\ stratocumulos} - \langle E_{N=0} \rangle \quad (3.2)$$

Foi analisada a correlação dos valores sinópticos de ΔE com os da nebulosidade, para *cumulus* e *stratocumulus*, no período 1970-91.

A influência das nuvens no campo eléctrico atmosférico pode variar, dependendo do tipo, da espessura e da forma. No entanto, o campo eléctrico atmosférico é sensível à presença de nuvens baixas especialmente nuvens *cumuliformes*, onde ocorre uma maior separação de cargas (MacGorman e Rust, 1998).

Pela análise da Tabela 3.8, é possível constatar que a correlação entre a anomalia do campo eléctrico atmosférico e a nebulosidade é forte e positiva, para o caso dos *cumulus*, e fraca ou quase inexistente, para os *stratocumulus*. No caso dos *cumulus*, pode observar-se (Tabela 3.8) que a correlação é significativa entre as 3 e as 8 TUC e fraca a partir das 9 TUC, verificando-se para as horas onde existe a correlação de que a anomalia do campo eléctrico atmosférico é directamente proporcional à nebulosidade.

A análise sazonal da influência das nuvens *cumulus* na anomalia do campo eléctrico atmosférico (Tabelas 3.9 e 3.10) indica que na Primavera e no Verão a correlação é mais estatisticamente significativa do que no Outono. Não foi analisado ao nível sazonal a correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a nebulosidade para os *stratocumulus* por se ter verificado que em termos diários não se tinha observado qualquer correlação significativa.

A influência dos *cumulus* no campo eléctrico atmosférico é directamente observável quando nuvens deste tipo passam perpendicularmente aos electrógrafos, independentemente do valor de outras variáveis sinópticas. A breve análise estatística aqui reportada apenas vem confirmar este facto.

Tipo de nuvem	CUMULUS			STRATOCUMULUS		
	r	p-valor γ	n	r	p-valor γ	n
Hora (TUC)						
1	0,760	0,029 (0,55)	8	0,151	0,606	14
2	0,632	0,128	7	0,244	0,381	15
3	0,894	0,041 (0,55)	5	-0,003	0,992	13
4	0,966	0,002 (0,90)	6	0,164	0,543	16
5	0,965	0,008 (0,85)	5	0,100	0,683	19
6	0,796	0,010 (0,70)	9	0,252	0,347	16
7	—	—	4	-0,119	0,685	14
8	0,775	0,009 (0,75)	10	0,105	0,773	10
9	0,491	0,075	14	0,156	0,713	8
10	0,097	0,701	18	0,245	0,559	8
11	-0,237	0,314	20	0,450	0,550	4
12	-0,071	0,730	26	—	—	4
13	-0,020	0,910	34	0,532	0,643	3
14	-0,104	0,540	37	—	—	2
15	-0,073	0,667	37	-0,818	0,182	4
16	-0,242	0,137	39	0,720	0,280	4
17	0,099	0,638	25	0,599	0,591	3
18	-0,214	0,483	13	-0,296	0,629	5
19	0,358	0,133	19	0,093	0,907	4
20	0,518	0,048 (0,48)	15	0,418	0,230	10
21	0,419	0,228	10	0,072	0,832	11
22	0,427	0,145	13	0,123	0,662	15
23	-0,153	0,653	11	0,628	0,012 (0,70)	15
24	-0,207	0,694	6	0,406	0,076	20

Tabela 3.8 – Coeficientes de correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a nebulosidade para diferentes tipos de nuvem, no período 1970-91. O p-valor respectivo também é mostrado assim como a probabilidade de detectar o efeito real (γ) e o tamanho da amostra (n).

A análise sazonal da influência das nuvens *cumulus* na anomalia do campo eléctrico atmosférico indica que é na Primavera ($r = 0,188$; p-valor = 0,031; $n = 131$) e no Verão ($r = 0,367$; p-valor = 0,000; $n = 87$) que existe uma correlação mais acentuada do que no Outono ($r = 0,084$; p-valor = 0,423; $n = 93$) e do Inverno ($r = -0,221$; p-valor = 0,045; $n = 83$). Não foi analisado ao nível sazonal a correlação da anomalia do campo eléctrico

atmosférico com a nebulosidade para os *stratocumulus*, por se ter verificado que em termos diários não se tinha observado qualquer correlação significativa.

Hora (TUC)	PRIMAVERA			VERÃO		
	r	p-valor γ	n	r	p-valor γ	n
1	0,960	0,040 (0,56)	4	–	–	1
2	–	–	3	–	–	1
3	–	–	2	–	–	1
4	–	–	2	–	–	1
5	–	–	1	–	–	2
6	–	–	2	0,970	0,030 (0,62)	4
7	–	–	1	–	–	2
8	–	–	2	0,853	0,066	5
9	0,993	0,007 (0,85)	4	0,944	0,005 (0,83)	6
10	0,504	0,496	4	-0,329	0,471	7
11	0,563	0,245	6	–	–	3
12	0,018	0,966	8	-0,376	0,533	5
13	0,390	0,210	12	0,152	0,746	7
14	0,212	0,487	13	0,019	0,968	7
15	-0,402	0,195	12	-0,152	0,773	6
16	-0,538	0,088	11	-0,530	0,470	4
17	-0,159	0,683	9	0,648	0,551	3
18	0,353	0,437	7	–	–	2
19	0,400	0,286	9	0,846	0,357	3
20	0,798	0,106	5	0,697	0,124	6
21	–	–	2	0,855	0,145	4
22	0,999	0,001 (0,85)	4	–	–	3
23	-0,576	0,424	4	–	–	2
24	0,023	0,977	4	–	–	2

Tabela 3.9 – Coeficientes de correlação sazonais da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a nebulosidade para os *cumulus*, no período 1970-91. O p-valor respectivo é indicado assim como a probabilidade de detectar o efeito real (γ) e o tamanho da amostra (n).

Hora (TUC)	OUTONO			INVERNO		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	–	–	2	–	–	1
2	–	–	1	–	–	2
3	–	–	0	–	–	2
4	–	–	2	–	–	1
5	–	–	0	–	–	2
6	–	–	2	–	–	2
7	–	–	1	–	–	0
8	–	–	2	–	–	1
9	0,693	0,513	3	–	–	1
10	0,444	0,378	6	–	–	1
11	0,025	0,957	7	-0,490	0,510	4
12	0,707	0,076	7	-0,358	0,486	6
13	-0,188	0,655	8	-0,035	0,940	7
14	-0,276	0,472	9	-0,274	0,475	9
15	-0,327	0,429	8	0,312	0,350	11
16	–	–	9	-0,197	0,481	15
17	-0,479	0,414	5	-0,157	0,711	8
18	–	–	2	–	–	2
19	0,337	0,513	6	–	–	1
20	-0,906	0,278	3	–	–	1
21	0,896	0,292	3	–	–	1
22	0,497	0,669	3	0,551	0,629	3
23	0,335	0,665	4	–	–	1
24	–	–	0	–	–	1

Tabela 3.10 – Coeficientes de correlação sazonais da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a nebulosidade para os *cumulus*, no período 1970-91. O p-valor respectivo é indicado assim como o tamanho da amostra (n).

3.4 Conclusões

As variações diárias e sazonais do campo eléctrico atmosférico, em Lisboa, foram examinadas em condições de bom tempo, para o período 1955-91. No que respeita à existência de correlações entre variáveis da meteorologia local e o campo eléctrico atmosférico observado em Lisboa, foram identificadas variáveis locais que poderão influenciar o campo eléctrico observado. Entre elas estão a direcção e a velocidade do vento. A correlação das anomalias do campo eléctrico e da intensidade do vento é significativa, sugerindo uma influência directa no campo eléctrico atmosférico. O

aumento da velocidade do vento induz geralmente ao decréscimo do campo eléctrico atmosférico em situações de bom tempo. Os ventos de origem continental e de sul não têm um efeito tão pronunciado na redução do campo eléctrico comparativamente aos ventos marítimos que sugerem a presença de poluição (aerossóis de maior dimensão).

Verifica-se a existência de correlações positivas e significativas em algumas horas entre as anomalias da humidade relativa e do campo eléctrico atmosférico. No entanto, a influencia directa da humidade relativa sobre o campo eléctrico não é evidente e poderá encontrar-se mascarada por contribuições mais fortes de outros factores.

Por outro lado, foi detectada uma correlação positiva e estatisticamente significativa, entre a anomalia relativa do campo eléctrico atmosférico de bom tempo e a nebulosidade associada aos *cumulus*, o que seria expectável dado que é uma influência directamente observável nos registos dos electrógrafos.

Este estudo, sendo inicial e exploratório, permite, contudo, apontar algumas linhas de desenvolvimento posterior. A exemplo do que começa a ser feito para algumas cidades, será do maior interesse explorar mais profundamente a conexão com a concentração dos aerossóis, nomeadamente os que têm origem na actividade humana (poluição). Paralelamente, um estudo mais aprofundado deveria ser feito entre o ambiente eléctrico em Lisboa (concentração de iões, campo eléctrico e corrente de bom tempo) e as circulações atmosféricas locais. Deste modo, seria possível progredir na compreensão global do clima em Lisboa, da qual a electricidade atmosférica tem estado ausente.

3.5. Referências bibliográficas

- Adlerman, E. J. and E. R. Williams, 1996: Seasonal variation of the global electrical circuit. *Journal of Geophysical Research*, **101** (D23), 29679-29688.
- Alcoforado, M. J., 1987: Brisas estivais do Tejo e do oceano na região de Lisboa, *Finisterra Revista Portuguesa de Geografia*, XXII, **43**, 71-112.
- Alcoforado, M. J. 1993: O clima da região de Lisboa. Contrastes e ritmos térmicos de Lisboa, *Memória do Centro de Estudos Geográficos*, **15**, Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Alcoforado, M.J., A. Lopes, H. Andrade e J. Vasconcelos, 2005: Orientações Climáticas para o Ordenamento em Lisboa, *Centro de Estudos Geográficos, Área de Investigação Geo-Ecologia*, **4**, Universidade de Lisboa, Lisboa, p.83.
- Andrade, H., 1996: A qualidade do ar em Lisboa, valores médios e situações extremas. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, **62**, 43-66.
- Andrade, H., 2003: *Bioclima humano e Temperatura do ar em Lisboa*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física. Faculdade de Letras. Universidade de Lisboa, p. 435.
- Bennett, A.J. and R.G. Harrison, 2007: Atmospheric electricity in different weather conditions, *Weather*, **62**, 10, 277-283.
- Bering, E. A., Few, A. A. and J. R. Benbrook, 1998: The global electric circuit, *Physics Today*, October, 24-30.
- Carvalho, R.A.C, 1976: Ocorrência, frequência e duração do nevoeiro em Lisboa/Portela, *Monografia de Meteorologia e Geofísica, Serviço de Meteorologia – Divisão da Protecção do Ar*, Lisboa.
- Carvalho, R. A. C., 1988: Estrutura da baixa troposfera em Lisboa – Inversões da temperatura do ar em altitude, *Monografia de Meteorologia e Geofísica, Serviço de Meteorologia – Divisão da Protecção do Ar*, **6**, Lisboa.
- Deshpande, C. G. and A. K. Kamra, 2002: Atmospheric electric conductivity measurements over the Indian Ocean during the Indian Antarctic Expedition in 1996-1997, *Journal of Geophysical Research*, **107** (D21), doi:10.1029/2002JD002118.

- Figueira, M. F. and R. A. C. Carvalho, 1974: A composição e o campo de corrente da atmosfera, *Actas do I Congresso Nacional da Degradação do Ambiente Português – Combate à Poluição*, Porto.
- Harrison, R. G., 2002: Twentieth century atmospheric electrical measurements at the observatories of Kew, Eskdalemuir and Lerwick. *Weather*, **58**, 11-19.
- Harrison, R. G., 2003: Twentieth century atmospheric electrical measurements at the observatories of Kew, Eskdalemuir and Lerwick, *Weather*, **58**, 11-19.
- Harrison, R. G. and K. L. Aplin, 2003: Nineteenth century Parisian smoke variations inferred from Eiffel Tower atmospheric electrical observations, *Atmospheric Environment*, **37**, 5319-5324.
- Harrison, R. G. and W. J. Ingram, 2005: Air-earth current measurements at Kew, London, 1909-1979, *Atmospheric Research*, **76**, 49-64.
- Harrison, R. G. and K. A. Nicoll, 2008: Air-earth current density measurements at Lerwick; implications for seasonality in the global electric circuit, *Atmospheric Research*, **89**, 181-193.
- Hörrak, U., Salm, J. and H. Tammet, 1998: Bursts of intermediate ions in atmospheric air, *Journal of Geophysical Research*, **103** (D12), 13909-13915.
- Israelsson, S. and H. Tammet, 2001: Variation of fair weather atmospheric electricity at Marsta Observatory, Sweden, 1993-1998. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **63**, 1693-1703.
- Jayaratne, E. R. and T. S. Verma, 2004: Environmental aerosols and their effect on the Earth's local fair-weather electric field, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **86**, 275-280.
- Lopes, A., 2003: *Modificação no clima de Lisboa como consequência do crescimento urbano – vento, ilha de calor de superfície e balanço energético*. Tese de Doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa.
- Kamra, A., C. Deshpande and V. Gopalakrishnan, 1997: Effect of Relative Humidity on the Electrical Conductivity of Marine Air, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 1295-1305.
- März, F. and R. G. Harrison, 2003: Long-term changes in atmospheric electrical parameters observed at Nagycenk (Hungary) and the UK observatories at Eskdalemuir and Kew, *Annales Geophysicae*, **21**, 1-8.

- März, F. and R. G. Harrison, 2005: Further signatures of long-term changes in atmospheric electrical parameters observed in Europe, *Annales Geophysicae*, **23**, 1987-1995.
- MacGorman, D.R. and W. D. Rust, 1998: *The Electrical Nature of Storms*, D. Oxford University Press.
- Nagaraja, K., B. Prasad, N. Srinivas and M. S. Madhava, 2003: Electrical Conductivity near the Earth's Surface: Ion-Aerosol Model, *Proc. Int. Conf. On Atmospheric Electricity ICAE 03*.
- Neto, J., 2005: *Estudo da circulação atmosférica de Verão sobre a região de Lisboa*. Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção de grau de Mestre em clima e ambiente atmosférico, p. 170.
- Oke, T.R., 1982: *Boundary Layer Climate*, 2nd Edition. London, Routledge.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*, Kluwer Academic, Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- Reiter, R., 1992: *Phenomena in Atmospheric and Environmental Electricity*, Elsevier, Amsterdam.
- Retalis, D. and J. Zambakas, 1975: The influence of temperature and relative humidity of the air on atmospheric small ions concentrations over Athens. *Proktika of the Academy of Athens*, **50**, 96-106.
- Retalis, D., A. Pitta and P. Psallidas, 1991: The conductivity of the air and other electrical parameters in relation to meteorological elements and air pollution in Athens, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **46**, 197-204.
- Retalis, D. and A. Retalis, 1997: The Atmospheric Electric Field in Athens-Greece, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 235-241.
- Retalis, A., P. Nastos and D. Retalis, 2009: Study of small ions concentration in the air above Athens, Greece, *Atmospheric Research*, **91**, 219-228.
- Rycroft, M. J., S. Israelsson and C. Price, 2000: The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **62**, 1563-1576.

- Rycroft, M. J.; R. G. Harrison; Nicoll, K. A. and E.A. Mareev, 2008: An overview of Earth's global electric circuit and atmospheric conductivity, *Space Science Reviews*, **137**, 83-105.
- Serrano, C., A. H. Reis, R. Rosa and P. S. Lucio, 2006: Influences of cosmic radiation, artificial radioactivity and aerosol concentration upon the fair weather atmospheric electric field in Lisbon (1955-1991). *Atmospheric Research*, **81**, 236-249.
- Tammet, H., 1995: Size and mobility of atmospheric particles, cluster and ions, *Journal of Aerosol Science*, **25** (3), 459-475.
- Vasconcelos, J., 2006: *Avaliação climática para o planeamento urbano de Lisboa. Influência do crescimento urbano no sistema de brisas do estuário do Tejo*. Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa para a obtenção de grau de Mestre em Ordenamento do Território e Planeamento Ambiental, p.172.
- Vasconcelos, J., A. Lopes, R. Salgado and J. Neto, 2004: Modelling the estuarine breeze of Lisbon, Portugal. Preliminary results. In J. C. Garcia Condron et al., *El clima entre el mar y la montaña: IV Congreso de la Asociación Española de Climatología*. Santander, 2 a 5 de Novembro. 165-171.
- Wilding, R. J. and R.G. Harrison, 2005: Aerosol modulation of small ion growth in coastal air, *Atmospheric Environment*, **39** (32), 5876-5883.

Capítulo 4

Conclusões e comentários finais

Apresentam-se seguidamente as conclusões gerais deste estudo respeitantes às influências locais e globais sobre o campo eléctrico atmosférico de Lisboa.

4.1 Análise das influências globais no comportamento do campo eléctrico atmosférico

- Foi verificada a ocorrência de uma acentuada redução do campo eléctrico atmosférico médio entre 1957-1962. Evidências apontam o aumento da intensidade da radioactividade artificial originada pelos testes nucleares na atmosfera como a principal causa para esta redução. De facto, o aumento da ionização do ar neste período, devido à desintegração de elementos radioactivos na atmosfera, deve ter originado o aumento da condutividade do ar e a consequente diminuição da intensidade do campo eléctrico atmosférico. A mesma tendência foi observada por outros autores que estudaram o comportamento do campo eléctrico atmosférico de bom tempo no mesmo período em algumas estações do Hemisfério Norte, nomeadamente nas estações de Kew (Inglaterra) e Eskdalemuir (Escócia) (Harrison, 2002, 2003).

- A partir do ano 1963, verificou-se um aumento progressivo do campo eléctrico médio anual devido ao cessar dos testes nucleares.

- A intensidade da radiação cósmica e o campo eléctrico atmosférico de bom tempo, no período 1955-1991, estão inversamente correlacionados.

- A correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a anomalia da radiação cósmica é estatisticamente significativa para o período 1967-91 (validação pelo teste de Pearson).

- A correlação sazonal entre a anomalia do campo eléctrico atmosférico com anomalia da radiação cósmica indica que esta é forte no Inverno e Outono e fraca no Verão e na Primavera. Para encontrar uma explicação para o efeito sazonal, referenciado neste último ponto, foi considerada a hipótese GCR-CN-CNN-nuvem, que indica que o efeito da radiação cósmica pode ser mais pronunciado no Inverno, conduzindo a um aumento do coberto de nuvens e à acumulação de carga negativa na parte inferior da nuvem. No Verão, este mecanismo não é tão eficaz como no Inverno, devido aos valores baixos da humidade relativa. Pallé *et al.* (2004) encontraram, em termos anuais, uma correlação de 95-100% entre a ionização da atmosfera e o coberto de nuvens baixas sobre Portugal. No entanto, para Portugal não constaram em termos sazonais, uma correlação significativa para qualquer estação do ano.

- A correlação da anomalia da espessura óptica com a anomalia do campo eléctrico é relativamente forte e positiva, nos anos em que a espessura óptica aumentou devido às emissões das erupções vulcânicas, o que pode revelar, como consequência, a contribuição da concentração do aerossol estratosférico para a resistência colunar. No entanto, não foi possível dar significado estatístico a esta correlação devido à pequena dimensão da amostra em estudo.

- A contribuição da radioactividade artificial para a anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo também não é significativa.

4.2 Análise das influências locais no comportamento do campo eléctrico atmosférico

- O campo eléctrico atmosférico de Lisboa apresenta, no período 0-3 TUC, uma evolução que é similar à da curva de Carnegie, situação que é também idêntica noutras cidades europeias, o que não permite, numa primeira análise, tirar conclusões sobre influências locais.

- Na evolução diária do campo eléctrico atmosférico médio de Lisboa verifica-se a existência de dois máximos: um entre as 8 TUC e as 10 TUC; o outro entre as 14 TUC e

as 18 TUC. O primeiro máximo aparece algum tempo antes do início da manifestação das correntes de convecção na camada limite, enquanto o segundo deve ser atribuído ao máximo do campo eléctrico planetário que ocorre sensivelmente cerca das 17-18 TUC.

- A intensidade do vento e a anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo mostram, em geral, o “efeito espelho”. O aumento da intensidade do vento provoca o aumento da corrente de convecção J_{cv} e o conseqüente decréscimo do campo eléctrico atmosférico. O aumento da intensidade do vento resulta também num aumento da dispersão e numa redução da concentração dos iões maiores e dos núcleos de condensação.

- A influência da humidade relativa sobre o campo eléctrico não é estatisticamente significativa e encontra-se aparentemente mascarada pelo efeito mais acentuado da corrente de convecção.

- De uma forma geral, embora a influência da humidade relativa não seja muito evidente e estatisticamente significativa, verificou-se em muitos casos que deve existir e reforçar positivamente o campo eléctrico atmosférico, a exemplo do que foi verificado em Atenas.

- A intensidade do vento afecta de modo significativo e de uma forma geral o campo eléctrico em Lisboa, o que acontece para todas as direcções do vento.

- Foi concluído que, em geral, os ventos de N, NW e W, reduzem o campo eléctrico atmosférico na estação Lisboa-Portela. Tal deve-se à conjugação do efeito geral de os ventos aumentarem a corrente de convecção com o facto de ventos destes octantes transportarem pequenos iões marinhos que originam o aumento da condutividade eléctrica e da densidade de corrente óhmica.

- Foi também concluído que, em geral, ventos de E, NE, S, SW e de SE, reduzem em menor grau o campo eléctrico atmosférico na estação Lisboa-Portela. Estes ventos geralmente transportam aerossóis continentais que diminuem a condutividade do ar tendo, por consequência, um efeito positivo sobre o campo eléctrico. Contudo, há que referir que dada, a baixa frequência dos ventos de S e SE, esta conclusão deve ser entendida com alguma cautela no que respeita a estas direcções do vento.

- A correlação da anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo da estação Lisboa-Portela com a intensidade do vento é forte para as direcções N e NW,

entre as 3-22 TUC e as 4-15 TUC, respectivamente. Para além do efeito da intensidade do vento poderá ter também a contribuição da advecção de pequenos iões marinhos para o aumento da condutividade eléctrica.

- A correlação entre a anomalia do campo eléctrico atmosférico de bom tempo com a nebulosidade é estatisticamente significativa para os *Cumulus*, sendo verificado que estes aumentam o campo eléctrico atmosférico ao nível do solo. A correlação é especialmente forte entre as 3-8 TUC e pobre a partir das 9 TUC.

- As influências locais são mais importantes nos meses de Verão por comparação com a componente global indicada pela curva de Carnegie.

4.3 Observações finais e perspectiva de trabalho futuro

No âmbito deste trabalho foi feito progresso no conhecimento do campo eléctrico atmosférico de Lisboa e foi possível comprovar, nesta primeira análise, que este é nitidamente influenciado pelos efeitos globais e locais. Apontam-se aqui alguns temas para o prosseguimento da investigação:

- Estudo da variação do campo eléctrico em situação média de “bom tempo” com a concentração de aerossóis e temperatura do ar (variações de temperatura em altitude), de modo a verificar as inversões nocturnas da temperatura e o primeiro máximo do campo eléctrico atmosférico.

- Procura de padrões de variabilidade do campo eléctrico associados a meteoros (nevoeiros, nuvens).

- Um estudo mais aprofundado deveria ser feito para caracterizar o ambiente eléctrico em Lisboa (concentração de iões, campo eléctrico e corrente de bom tempo) e a sua relação com fontes emissoras de poluição e as circulações atmosféricas locais. Deste modo seria possível progredir na compreensão global do clima em Lisboa.

- Investigar a interacção do campo eléctrico atmosférico e o clima. Influências de longo período, tais como a actividade vulcânica e as descargas eléctricas, também afectam os níveis de partículas na atmosfera, aumentando o coberto de nuvens e afectando o clima.

- Estudar a influência das variáveis meteorológicas no campo eléctrico atmosférico de Évora. É importante estender este estudo a Évora que é, neste momento, o único local em Portugal onde se faz o registo contínuo da componente vertical do campo eléctrico atmosférico.

4.4 Referências bibliográficas

Harrison, R. G., 2002: Twentieth century atmospheric electrical measurements at the observatories of Kew, Eskdalemuir and Lerwick. *Weather*, **58**, 11-19.

Harrison, R. G., 2003: Reply to Comment on "Twentieth Century Secular Decrease in the Atmospheric Potential Gradient". *Geophysical Research Letters*, **30** (15), 1804 DOI:10.1029/2003GL017381.

Kirkby, J. and R. G. Harrison, 2003: Cosmic rays and atmospheric ions: their importance for clouds and climate. *Proceedings International Conference on Atmospheric Electricity*, **1**, 377-380.

Pallé, E., Butler, C. J. and O'Brien, K., 2004: The possible connection between ionization in the atmosphere by cosmic rays and low level clouds. *Journal Atmospheric and Solar-Terrestrial Phys.*, **66**, 1779-1790.

Anexo 2.1

Mecanismo ion-aerosol clear-air e ion-aerosol near-cloud

O *mecanismo ion-aerosol clear-air* (Figura 2.1.A) tem como ideia base a agregação de iões com outras partículas, que poderão conduzir ao desenvolvimento de núcleos de condensação de nuvem (CCNs – Cloud Condensation Nuclei). Estas partículas podem ser aerossóis ultrafinos provenientes de gases, tais como o ácido sulfúrico e o ácido sulfuroso. Estes gases são conhecidos como tendo um papel importante na formação de núcleos de condensação da nuvem (Harrison, 2005) e a sua presença é essencial na atmosfera para potenciar o efeito da radiação cósmica. No caso da nucleação binária de ácido sulfúrico e água, a taxa de nucleação prevista pela teoria clássica é menor que a observada experimentalmente. Dois mecanismos têm sido propostos para explicar esta discrepância, sendo eles a *nucleação ternária* envolvendo amónia e a *nucleação ião induzido* (Carslaw *et al.*, 2002). Estudos realizados recentemente (Yu e Turco, 2001) sugerem que a formação de núcleos de condensação da nuvem, a partir de iões, poderá apresentar uma barreira de nucleação menor do que uma formada por partículas neutras e permitirá a estabilização das partículas embrionárias. Daqui resultará que a nucleação ocorra a baixas concentrações de vapor do que se fosse numa atmosfera não ionizada. Deste modo, como por efeito da radiação cósmica, o número de núcleos de condensação da nuvem constituídos a partir de iões poderá crescer mais rapidamente do que o dos formados por partículas neutras. Estes modelos assumem que a taxa de nucleação de aerossóis em regiões de atmosfera limpa, como a camada limite marítima, está limitada pela taxa de produção de iões a partir da radiação cósmica. Os aerossóis e os gases minoritários são continuamente removidos da atmosfera, através da precipitação. Sob tais condições, é difícil formar-se uma maior população de núcleos de condensação da nuvem. O tamanho de núcleos de condensação da nuvem depende da competição entre o processo de condensação (o que preserva a concentração de partículas) e processos que reduzem a concentração de partículas, tais como a coagulação, deposição na superfície e a remoção das nuvens. Estes processos, além de aumentarem a nucleação, podem desenvolver mais

rapidamente as partículas carregadas de núcleos de condensação da nuvem do que as partículas neutras, devido ao aumento da taxa de condensação das moléculas polares (os cálculos sugerem um aumento no tamanho das partículas de aerossóis de 1 para 5 nm). O valor da carga é um factor importante para determinar a taxa crítica de sobrevivência das novas partículas de aerossóis.

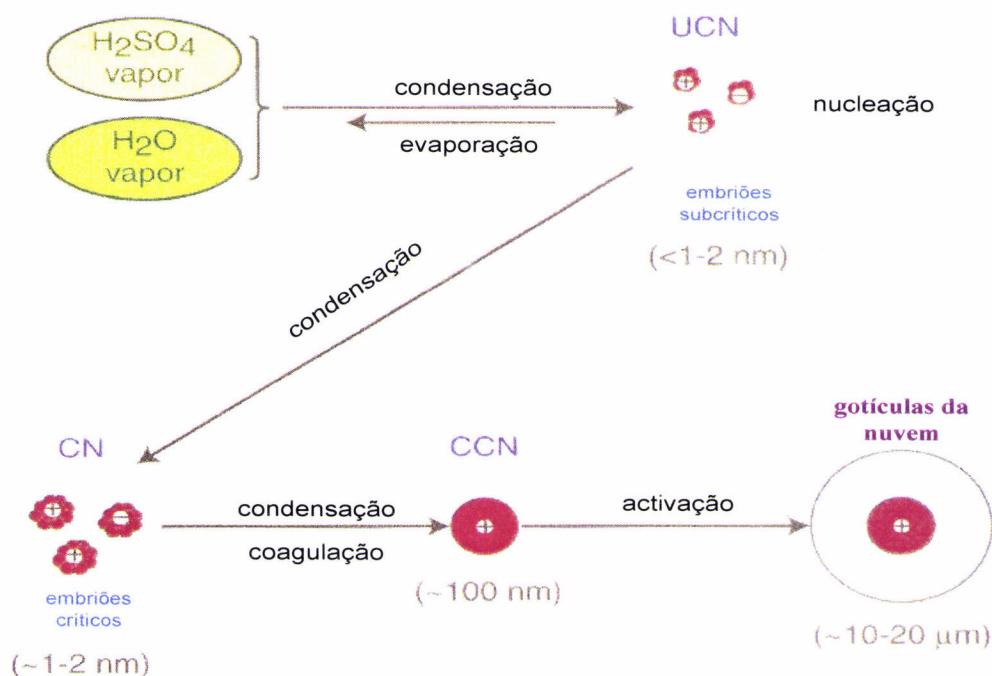


Figura 2.1.A – Mecanismo “ion-aerosol clear-air” propõe uma ligação entre as variações da intensidade da radiação cósmica e a nebulosidade. O diagrama mostra a formação de núcleos de condensação de partículas ultrafinas (UCN) a partir de gases existentes na atmosfera, os quais podem desenvolver novos CCNs (adaptada de Carslaw *et al.*, 2002).

Os modelos estudados por Yu e Turco (2001) e Yu (2002) sugerem que uma variação de 20% na taxa de ionização na baixa atmosfera poderá originar uma alteração na concentração de aerossóis de 5% para 10% e um aumento do seu diâmetro de 3 para 10 nm. Algumas destas partículas poderão contribuir para a população de núcleos de condensação da nuvem, mas a fracção destes núcleos originados a partir da ionização da radiação cósmica depende de alguns factores, incluindo a disponibilidade de gases de condensação, que são fontes directas de núcleos de condensação da nuvem, durante o desenvolvimento da nuvem. Os resultados dos modelos também sugerem que a modulação da concentração de aerossóis será provavelmente maior na baixa atmosfera, onde a taxa de ionização é um factor limitante na formação de novas partículas, não o sendo, todavia, em altas altitudes onde a intensidade da radiação cósmica é maior (Yu e Turco, 2001; Yu, 2001, 2002). Esta teoria poderá ajudar a entender por que é que a

correlação entre a radiação cósmica e a nebulosidade tem expressão significativa somente em relação às nuvens baixas (Marsh e Svensmark, 2000a). No contexto desta teoria, a variação da intensidade da radiação cósmica afectará as nuvens. O efeito dos raios cósmicos sobre as nuvens é influenciado pela variação da concentração de aerossóis e alterações na taxa de certos processos microfísicos. Os raios cósmicos induzem pequenas alterações na quantidade de aerossóis em termos de escala global, e o seu efeito é, provavelmente, mais acentuado em regiões com baixa concentração de aerossol, nomeadamente as de atmosfera limpa.

Existem, no entanto, poucos dados experimentais sobre o efeito dos iões na formação de novas partículas (Harrison e Aplin, 2001). Carslaw *et al.* (2002) referem que as observações laboratoriais realizadas em 1984 por Vohra, Ramu e Muraleedharan têm mostrado que os iões podem actuar como fontes para a formação de novas partículas e, medições feitas com recurso a aviões, têm evidenciado a formação de aerossóis induzidos por radiação cósmica na troposfera superior (Eichkorn *et al.*, 2002; Bazilevskaya, 2008). Tem-se verificado que os iões produzidos a partir da condensação dos gases de escape dos aviões poderão também actuar na formação de novas partículas (Wohlfrom *et al.*, 2000). Além disso, os iões talvez sejam responsáveis pelo surgimento de novos aerossóis na atmosfera marítima (Yu e Turco, 2000), mas noutras situações, a concentração de partículas (O'Dowd *et al.*, 1999; Mäkel *et al.*, 1997) parece tornar-se maior, quando causada pela radiação cósmica (Carslaw *et al.*, 2002). No entanto, estas observações são incompletas e insuficientes para se estabelecer se o efeito da ionização sobre a concentração dos aerossóis na atmosfera é real.

O *mecanismo ion-aerosol near-cloud* (Figura 2.2.A) baseia-se na ideia que a intensidade da radiação cósmica modela a magnitude das cargas dos aerossóis nos limites da nuvem. Os aerossóis com carga podem deslocar-se para o interior da nuvem e formarem novas gotículas de água e partículas de gelo, ou poderão ser capturadas pelas moléculas de água pré-existent.

O mecanismo proposto resulta da observação da perturbação do campo eléctrico atmosférico e da densidade de corrente de condução, quando na atmosfera se encontra presente uma nuvem estratiforme. Estas perturbações são causadas pela presença de cargas positivas na parte superior da nuvem, onde existe um maior número de cargas do que na região a cerca de 200 m mais abaixo (Reiter, 1992). Nesta zona, o campo eléctrico

atmosférico retorna a valores correspondentes à situação de bom tempo. É de salientar que também existem pequenas perturbações na carga do aerossol, de pequena magnitude, e no topo da camada limite poluída (Reiter, 1992).

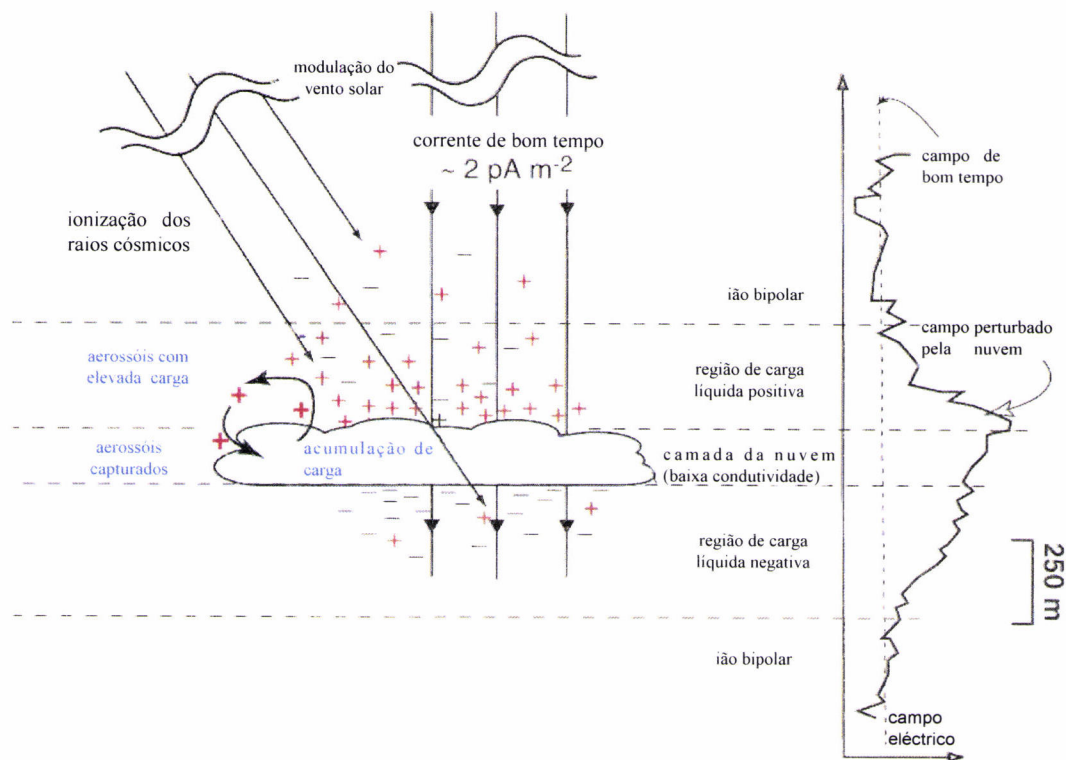


Figura 2.2.A – Mecanismo “ion-aerosol near-cloud”. Este diagrama mostra o desenvolvimento dos aerossóis carregados nos limites das nuvens, os quais podem deslocar-se para o interior das nuvens e possivelmente aumentar a formação de partículas de gelo. O perfil do campo eléctrico que se encontra no lado direito é feito a partir de observações (Reiter, 1992) (adaptada de Carslaw *et al.*, 2002).

Na nuvem, os pequenos iões são removidos pelas gotas, a condutividade eléctrica é reduzida e o campo eléctrico atmosférico aumenta. Existe, no entanto, uma diferença de condutividade eléctrica entre o ar sem a nuvem e com a nuvem. Apesar de haver poucos dados da condutividade eléctrica do ar com nuvens, em 1974, Rust e Moore referiram que os valores da condutividade eléctrica do ar com nuvens são à volta de 10% menores do que no ar sem nuvens, à mesma latitude. Esta diferença entre as condutividades de ar limpo e de nuvens origina uma região de carga líquida unipolar acumulada na região nuvem-ar. Existe, na fronteira da nuvem, um equilíbrio de cargas nas gotas – cerca de 100 unidades de carga eléctrica (Reiter, 1992). A carga unipolar e a baixa condutividade do ar à volta da nuvem impedem a rápida neutralização destas gotas. Os aerossóis nesta região também têm uma carga relativamente alta. A carga líquida unipolar aumenta o campo

eléctrico dentro da nuvem, diminui a condutividade eléctrica, e restabelece o valor da densidade de corrente eléctrica vertical. Embora os efeitos eléctricos sejam mais fracos nas nuvens estratiformes do que nas tempestades, eles estão certamente presentes, como se irá discutir a seguir, sendo as densidades de carga e os campos eléctricos modulados pela radiação cósmica. A densidade de carga depende de alguns factores, nomeadamente da estabilidade do aerossol ou da nuvem, cuja mistura, pode ser turbulenta e reduzir a condutividade eléctrica, da taxa de ionização, do potencial ionosférico e da resistência colunar.

Tinsley e Heelis sugeriram que a electrificação aumenta a eficácia do aerossol como núcleos de formação de gelo (ice-forming nuclei) (ver Carlsaw *et al.*, 2002). Existe, contudo, algum suporte teórico e experimental para interpretar a hipótese de Tinsley e Heelis, pois a remoção de aerossóis pelas gotas da nuvem (scavenging) aumenta, se os aerossóis estiverem carregados. A nucleação de gelo pode aumentar, se as partículas carregadas removidas forem núcleos de gelo (Tripathi e Harrison, 2002). Alguns investigadores mostraram, através de cálculos, que a taxa de remoção aumenta rapidamente com a carga do aerossol, devido ao efeito imagem das cargas (Tripathi e Harrison, 2002; Tinsley *et al.*, 2000), gerando forças sempre atractivas e dominantes próximo da gota. O aumento da taxa de remoção depende da presença de aerossóis altamente carregados e do seu transporte dentro das nuvens. Contudo, não se fizeram muitas medições incidindo sobre aerossóis carregados dentro e nas imediações das nuvens. Segundo Tinsley (2000), uma possível fonte de aerossóis carregados resulta da evaporação de gotas altamente carregadas nos limites das nuvens.

A variação da intensidade da radiação cósmica é importante nos aerossóis carregados que existem nos limites da nuvem, pelas seguintes razões: (i) a taxa de ionização local é proporcional à intensidade da radiação cósmica, logo a taxa de formação dos iões através da carga líquida unipolar é directamente afectada; (ii) o campo eléctrico atmosférico e a velocidade dos iões nos limites da nuvem são também modulados pelos raios cósmicos (Markson, 1981). Assim, as variações da intensidade da radiação cósmica modelam a magnitude das cargas dos aerossóis à volta das nuvens, com possíveis consequências para os processos microfísicos que envolvem aerossóis e gotas. Apesar de os processos referidos em cima serem fisicamente viáveis, no entanto, não existem

observações directas que quantifiquem a modulação da densidade de carga, perto das nuvens com variações na radiação cósmica.

Em suma, não são ainda inteiramente conhecidos os processos de resposta das nuvens à variação da radiação cósmica, através destas conexões microfísicas. Se, por via da ionização aumenta o mecanismo nucleação de gelo e a difusão nas nuvens naturais, então um decréscimo da radiação cósmica levará a um decréscimo da formação de partículas de gelo e deste modo a uma diminuição da precipitação. No entanto, o efeito na estrutura da nuvem, devido a mudanças no calor latente libertado, poderá também ser considerado e isto talvez inverta o sinal do efeito. Os factores que controlam a abundância dos núcleos de gelo na atmosfera, o modo como as nuvens de gelo se desenvolvem, estão ainda por esclarecer completamente, e muitas incertezas permanecem. Consta-se que os efeitos microfísicos nas gotas e nos aerossóis carregados, nos limites das nuvens, as quais não são de tempestade, não têm sido considerados em muitos estudos realizados até aqui.

Finalmente, é importante observar as diferenças entre os mecanismos *ion-aerosol clear-air* e *ion-aerosol near-cloud* com respeito à variação da intensidade da radiação cósmica. No primeiro caso, os aerossóis têm carga eléctrica baixa e a intensidade da radiação cósmica é pouco variável. Neste mecanismo, a taxa de produção de iões pares surge porque cada ião formado é capaz de formar uma nova partícula de aerossol. No segundo mecanismo, a carga de aerossol é maior – cerca de 100 unidades de carga eléctrica, como se referiu anteriormente – e a grandeza da carga depende directamente da intensidade da radiação cósmica, através da concentração do par de iões e do campo eléctrico atmosférico vertical. Contudo, é pouco conhecido o efeito das cargas dos aerossóis na microfísica das nuvens e como varia com a magnitude ou com o sinal da carga e, em termos quantitativos, como será a resposta à variação da intensidade da radiação cósmica.

Yu (2002) tentou explicar a influência da altitude na correlação entre a radiação cósmica e a nebulosidade global - hipótese *GCR-CN-CCN-cloud* (raios cósmicos galácticos - núcleo de condensação-núcleos de condensação da nuvem-nuvem), a qual é forte e positiva na baixa troposfera. Baseou-se no facto de que a taxa de produção de núcleos de condensação depende da taxa de ionização, da concentração de poluentes nomeadamente do ácido sulfúrico gasoso e do ácido sulfuroso gasoso, em que a concentração é máxima na baixa troposfera e das condições ambientais (por exemplo da temperatura, da

humidade relativa, da pressão e da área de superfície onde se encontra as partículas) (Sun e Bradley, 2002).

Algumas etapas estão envolvidas na hipótese *GCR-CN-CCN-cloud* (Figura 2.3.A): (i) a modulação da radiação cósmica pelo ciclo solar deverá causar uma variação na produção de aerossóis e na população de núcleos de condensação na baixa troposfera; (ii) a mudança sistemática na taxa de produção de partículas ultrafinas deverá afectar a população de núcleos de condensação da nuvem; (iii) a mudança na quantidade de núcleos de condensação da nuvem deverá afectar as propriedades da nuvem. As nuvens que contêm elevadas concentrações de núcleos de condensação tendem a ter muitas gotas, o que irá conduzir a um aumento do albedo e da absorção da radiação solar. O aumento na concentração de núcleos de condensação da nuvem também inibe a precipitação e aumenta o tempo de vida da nuvem. Estes efeitos, os quais resultam num maior número de gotas, são particularmente significativos em ar marinho, onde a concentração de núcleos de condensação da nuvem é geralmente baixa

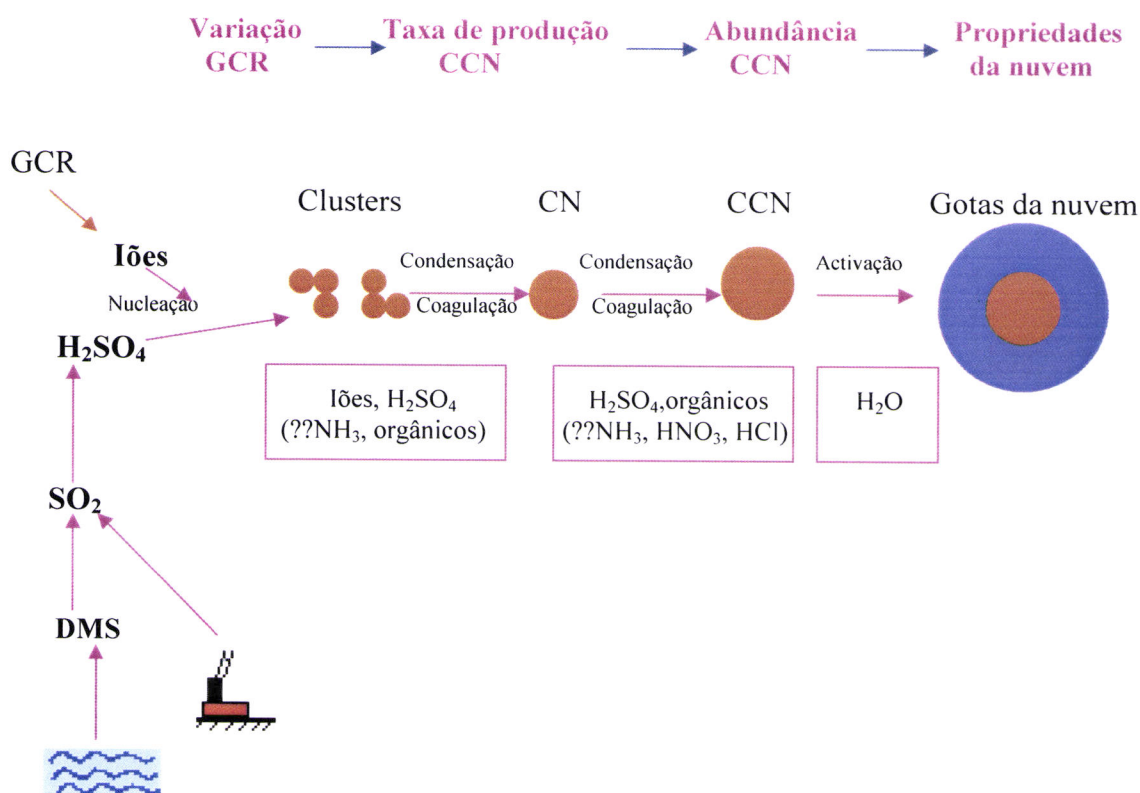


Figura 2.3.A – Esquema a ilustrar a hipótese *GCR-CN-CCN-cloud* que pode explicar a correlação entre as variações do fluxo de GCR e o coberto de nuvens baixas. As possíveis espécies envolvidas nas diferentes fases de formação de CN e nos processos de crescimento são indicadas. As espécies orgânicas podem ter um papel importante no crescimento de CN para CCN (adaptada de Yu, 2002).

A teoria *nucleação ião mediador* (IMN) pode fisicamente explicar a taxa de crescimento de *clusters* e parece explicar, com consistência a formação de aerossóis ultrafinos nos jactos dos aviões e nas camadas limites marítimas e continentais (limpas), bem como na variação diurna, através do espectro de mobilidade atmosférica.

Simulações numéricas de produção de novos aerossóis têm sugerido que a produção é sensível a mudanças na ionização do ar, devido aos raios cósmicos galácticos na baixa troposfera (Yu e Turco, 2000). Contudo, é actualmente incerto perceber se a variabilidade na ionização atmosférica, devido ao fluxo de raios cósmicos galácticos, tem um efeito significativo, quer na produção do aerossol quer no desenvolvimento da gota (Marsh e Svensmark, 2000b; Kazil e Lovejoy, 2004).

Referências bibliográficas

- Bazilevskaya, G.A., I.G. Usoskin, E.O. Flückiger, R.G. Harrison, L. Desorgher, R. Bütikofer, M. B. Krainev, V. S. Makhmutov, Y. I. Stozhkov, A.K. Svirzhevskaya, N.S. Svirzhevskaya and G. A. Kovaltsov, 2008: Cosmic ray induced ion production in the atmosphere. *Space Science Reviews*, **137**, 149-173.
- Carslaw, K. S., R. G. Harrison and J. Kirkby, 2002: Cosmic Rays, Cloud and Climate. *Science*, **298**, 1732-1737.
- Eichkorn, S., S. Wilhelm, H. Aufmhoff, K. H. Wohlfrom and F. Arnold, 2002: Cosmic ray-induced aerosol formation: First observational evidence from aircraft based ion mass spectrometer measurements in the upper troposphere. *Geophysical Research Letters*, **29**, 10.1029/2002GL015044.
- Harrison, R.G., 2005: Columnar resistance changes in urban air. *Journal of Atmospheric Solar-Terrestrial Physics*, **67**, 763-773.
- Harrison, R. G. and K. L. Aplin, 2001: Atmospheric condensation nuclei formation and high-energy radiation. *Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Physics*, **63** (17), 1811-1819.
- Kazil, J. and E. R. Lovejoy, 2004: Tropospheric ionization and aerosol production: A model study. *Journal of Geophysical Research*, **109** (D19206). Doi: 10.1029/2004JD004852.
- Marsh, N., and H. Svensmark, 2000a: Low cloud properties influenced by cosmic rays. *Physical Reviews Letters*, **85**, 5004-5007.

-
- Marsh, N., and H. Svensmark, 2000b: Cosmic rays, clouds, and climate. *Space Science Review*, **94**, 215-230.
- Markson, R., 1981: Modulation of the Earth's electric field by cosmic radiation. *Nature*, **291**, 304-308.
- Mäkel, J. M., P. Aalto, V. Jokinen, T. Pohja, A. Nissinen, S. Palmroth, T. Monkkanen, K. Seitsonen, H. Lihavainen, M. Kulmala, K. G. Vohra, M. C. Subba Ramu and T. S. Muraleedharan, 1997: Observations of ultrafine aerosol particle formation and growth in boreal forest. *Geophysical Research Letters*, **24** (10), 1219.
- O'Dowd, C., G. McFiggans, D. J. Greasey, L. Pirjola, C. Hoell, M. H. Smith, B. J. Allan, J. M. C. Plane, D. E. Heard, J. D. Lee, M. J. Pilling and M. Kulmala, 1999: On the photochemical production of new particles in the coastal boundary layer. *Geophysical Research Letters*, **26** (12), 1707.
- Reiter, R., 1992: *Phenomena in Atmospheric and Environmental Electricity*, Elsevier, Amsterdam.
- Sun, B., and R. S. Bradley, 2002: Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment. *Journal of Geophysical Research*, **107** (D14), 4211, doi:10.1029/2001JD000560.
- Tinsley, B. A., 2000: Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature and dynamics in the troposphere. *Space Science Reviews*, **94**, 231-258.
- Tinsley, B. A., R. P. Rohrbaugh, M. Hei and K. V. Beard, 2000: Effects of image charges on the scavenging of aerosol particles by cloud droplets, and on droplet charging and possible ice nucleation processes. *Journal Atmospheric Science*, **57**, 2118-2134.
- Tripathi, S. N. and R. G. Harrison, 2002: Enhancement of contact nucleation by scavenging of charged aerosol. *Atmospheric Research*, **62**, 57-70.
- Wohlfrom, K. H., S. Eichkorn, F. Arnold, P. Schulte, 2000: Massive positive and negative ions in the wake of a jet aircraft : Detection by a novel aircraft-based large ion mass spectrometer (LIOMAS) . *Geophysics Research Letters*, **27**, 3853-3856.
- Yu, F., 2001: On the mechanism controlling atmospheric particle formation. *Journal Aerosol Science*, **32** (S1), S603-604.

- Yu, F., 2002: Altitude variations of cosmic ray induced production of aerosols: Implications for global cloudiness and climate. *Journal Geophysical Research*, **107** (A7), 1118. Doi:10.1029/2001JA000248.
- Yu, F. and R. P. Turco, 2000: Ultrafine aerosol formation via ion-mediated nucleation. *Geophysics Research Letter*, **27**, 883-886.
- Yu, F. and R. P. Turco, 2001: From molecular clusters to nanoparticles: role of ambient ionization in tropospheric aerosol formation. *Journal Geophysical Research*, **106** (D5), 4797-4814.

Anexo 2.2

Análise de componentes principais

A análise de componentes principais (PCA) é a mais antiga técnica conhecida na análise multivariada. Tem sido aplicada a vários ramos do conhecimento científico, nomeadamente à Meteorologia e à Oceanografia. Esta técnica também é conhecida como técnica de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), no entanto, as duas nomenclaturas são usadas.

A análise das componentes principais é uma transformação linear ortogonal de um espaço p -dimensional para um espaço k -dimensional, $k < p$. As coordenadas dos dados no novo espaço são não correlacionadas e a maior quantidade de variância dos dados originais é preservada usando-se somente poucas coordenadas. Isto é, as p variáveis originais são geradas, através das combinações lineares das k componentes cuja principal característica, além da ortogonalidade, é que sejam obtidas por ordem decrescente da máxima variância, ou seja, a primeira componente detém mais informação estatística que a segunda componente principal, que por sua vez tem mais informação estatística que a terceira componente principal, e assim por diante. Este método permite a redução da dimensionalidade dos pontos representativos das amostras, embora a informação estatística das n variáveis originais seja a mesma das n componentes principais. Em Ciências da Terra e do Ambiente, é comum obter em apenas duas ou três das primeiras componentes mais que 75% desta informação. A representação gráfica da primeira componente principal *versus* a segunda componente principal fornece uma janela estatística privilegiada para a observação dos pontos no espaço n – dimensional (Triola, 1999).

A aplicação deste método consiste nos seguintes passos: (1) proceder ao cálculo dos valores próprios e vectores próprios da matriz de covariância ou de correlação, dos dados observados (no estudo realizado, os vectores próprios dão o padrão temporal); (2) decidir quantas PCA devem ser consideradas, ordenando-as de acordo com a percentagem de variância explicada; (3) interpretar o padrão temporal, atribuindo ao padrão resultante um significado físico, já que as PCA constituem uma técnica estatística cujos resultados

têm de ser interpretados de acordo com os dados estudados e à luz dos processos que sobre eles actuam.

Referências bibliográficas

Triola, M., 1999: Introdução à estatística, Livros Técnicos e Científicos Editora S. A., 7ª edição, Rio de Janeiro.

Anexo 2.3

O tamanho da amostra na correlação de Pearson

A correlação estatística é uma associação numérica entre duas variáveis, devendo-se evitar a ideia que ela implica causalidade. Quando se trabalha com correlações nunca se deve supor que uma correlação significa que uma mudança numa variável origina uma mudança noutra variável. O p-valor indica o grau de relacionamento linear entre os valores emparelhados de duas variáveis. Os p-valores pequenos indicam que é pouco provável que os resultados sejam devido a um acontecimento causal. Consequentemente, se o p-valor for pequeno, os estatísticos estariam confiantes que o resultado obtido seria "real". Significa que o p-valor é o nível de significância empírico de um teste de hipóteses (Triola, 1999). O p-valor representa a probabilidade, supondo que a hipótese nula é verdadeira e que os dados dariam os resultados esperados. O significado estatístico indica se o valor é maior ou menor do que o valor esperado. Os critérios de correlação procuram analisar a similaridade e as diferenças entre dois conjuntos de dados. A correlação de Pearson é uma ferramenta útil no grau de associação linear entre duas variáveis. Mas, como se sabe, se existe uma associação real entre as variáveis e se a correlação é diferente de zero? É necessário haver alguma estimativa de quanto é a variação na correlação de Pearson. De facto, a informação pode ser extraída a partir de uma linha, isto é, acima dessa linha uma correlação considera-se como uma correlação real e abaixo dessa linha a correlação considera-se como provável, pela possibilidade de acontecer sozinha (Figuras 2.11- 2.14). Para uma amostra pequena, a correlação pode variar uniformemente, quando a hipótese nula é verdadeira, isto é, se a possibilidade for uma explicação razoável para a correlação.

Aspectos práticos: o tamanho da amostra pode ser estimada a partir da clássica transformação de Fisher Z para normalizar o coeficiente de correlação de Pearson r e se A e N têm uma distribuição normal bivariante, então Z é aproximadamente uma distribuição normal com média (Draper e Smith, 1998):

$$Z' = 0,5 \ln \left[\frac{1+\varrho}{1-\varrho} \right],$$

$$Z = Z' - \frac{3Z' + \varrho}{4n}.$$

Este teste dá a possibilidade de estimar o tamanho da amostra (n) e a probabilidade de detectar o valor real ($1 - \beta$), a partir do coeficiente de correlação da hipótese alternativa ($\varrho_A = \varrho \neq 0$) e a partir de uma referência pré-definida que é o coeficiente de correlação da hipótese nula ($\varrho_N = \varrho = 0$), em que

$$n = \left(\frac{z_{\alpha/2} + z_{1-\beta}}{|z'_{\varrho_N} - z'_{\varrho_A}|} \right)^2 + 3$$

e

$$z'' = \sqrt{n-3} [z'_{\varrho_A} - z'_{\varrho_N}],$$

onde α é a probabilidade de detectar o valor falso (o nível de significância). A partir do n pode-se calcular a probabilidade de detectar o valor real

$$1 - \beta = \text{norm} \left[\left[\bar{z}_{\varrho_N} - \bar{z}_{\varrho_A} \mid \sqrt{n-1} - z_{\alpha/2} \right] \right],$$

$$\text{onde } \bar{z} = z - \frac{3z + \varrho}{4n} + \frac{\varrho}{2(n-1)} + \frac{3\varrho}{8(n-1)^2}.$$

Referências bibliográficas

Draper, N. R. and H. Smith, 1998: *Applied Regression Analysis*, New York, Wiley.

Triola, M., 1999: *Introdução à estatística*, Livros Técnicos e Científicos Editora S. A., 7ª edição, Rio de Janeiro.

Anexo 3.1

Campo eléctrico atmosférico de Évora

Foi analisada a componente vertical do campo eléctrico atmosférico de Évora no período de Julho de 2005 a Julho de 2009, cujos valores foram obtidos com o electrómetro Keithley JCI 131, com a ponta de prova a 1 m de altura. Este aparelho encontra-se instalado no Observatório do Centro de Geofísica de Évora (38°34'N, 7°54'W) e regista continuamente a componente vertical do campo eléctrico atmosférico. Tem quatro escalas de registo: 2, 20, 200 e 2000 kV/m com comutação automática e os limiares de sensibilidade para cada uma das escalas de registo são de 0,1, 1, 10 e 100 kV/m, respectivamente.



Figura 3.1.A - Eléctrometro Keithley JCI 131.

Os valores médios horários da intensidade da componente vertical do campo eléctrico atmosférico, ao nível do solo, foram usados para traçar as curvas que representam os valores médios horários do campo eléctrico atmosférico de Évora em situação de bom tempo (Figura 3.2.A). Para seleccionar situações de bom tempo foi estipulado, a partir do critério do valor da intensidade do campo eléctrico atmosférico, que $0 < E < 300$ V/m (März e Harrison, 2003; Israelsson e Tammatt, 2001). Para o campo eléctrico atmosférico de Évora, não se usou as normas estipuladas pela Comissão Internacional da Electricidade Atmosférica, considerando os fenómenos atmosféricos à escala horária, por não se ter valores horários suficientes da nebulosidade total, nem do

registo local de situações de nevoeiro e neblina e por a série do campo eléctrico de Évora ser pequena.

A curva da Figura 3.2.A apresenta como característica um padrão de variação horária com um máximo por volta das 20 TUC. Este máximo poderá dever-se em parte ao máximo do campo eléctrico planetário. É por esta hora que se encontram associadas todas as influências planetárias da actividade eléctrica das tempestades da América, África, Ásia e Europa (MacGorman and Rust, 1998). Também se verifica um mínimo do campo eléctrico atmosférico por volta das 5 TUC, em que o valor aumenta gradualmente depois do nascer do Sol.

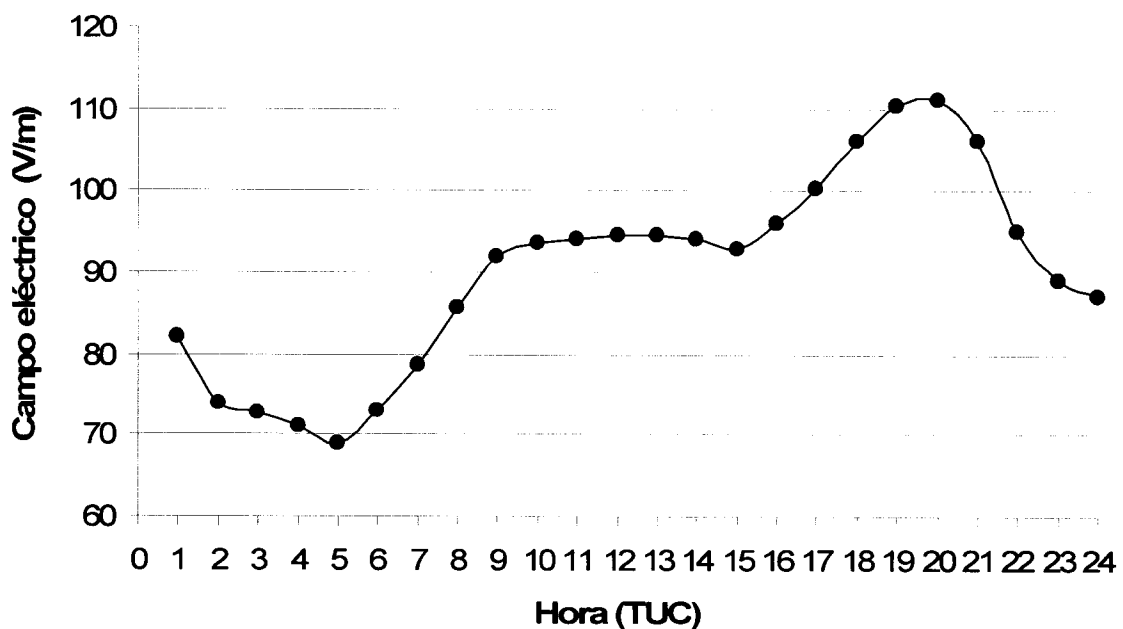


Figura 3.2. A - Evolução diurna média do campo eléctrico atmosférico de Évora, no período 2005-09, em situação de bom tempo.

Verifica-se que o campo eléctrico atmosférico de bom tempo em Évora (Figura 3.2.A), apresenta um ligeiro máximo por volta das 10 TUC, que talvez se deva a influências locais, nomeadamente à humidade relativa do ar e ao tráfego rodoviário.

Referências bibliográficas

- MacGorman, D.R. and W. D. Rust, 1998: *The Electrical Nature of Storms*, D. Oxford University Press.
- März, F. and R. G. Harrison, 2003: Long-term changes in atmospheric electrical parameters observed at Nagycenk (Hungary) and the UK observatories at Eskdalemuir and Kew, *Annales Geophysicae*, **21**, 1-8.
- Israelsson, S. and H. Tammet, 2001: Variation of fair weather atmospheric electricity at Marsta Observatory, Sweden, 1993-1998. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **63**, 1693-1703.

HORA (TUC)	0			1			2			3		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.069	0.364	177	-0.107	0.281	104	-0.126	0.260	75	-0.014	0.917	57
2	-0.014	0.855	181	0.000	0.997	154	-0.001	0.991	96	-0.037	0.761	71
3	-0.041	0.546	216	-0.004	0.965	109	0.009	0.934	96	0.119	0.412	50
4	0.027	0.691	220	-0.005	0.943	190	-0.057	0.563	104	-0.052	0.630	89
5	-0.037	0.583	218	0.046	0.530	188	-0.029	0.707	171	-0.074	0.484	91
6	-0.026	0.709	207	-0.068	0.369	176	-0.077	0.335	159	-0.081	0.318	153
7	-0.099	0.183	182	-0.005	0.951	161	-0.120	0.150	145	-0.081	0.347	137
8	-0.108	0.234	124	-0.124	0.199	110	-0.016	0.870	102	0.021	0.837	96
9	-0.167	0.134	82	-0.187	0.125	69	-0.259	0.032	69	-0.201	0.104	67
10	-0.274	0.057	49	-0.299	0.048	44	-0.288	0.076	39	-0.221	0.170	40
11	-0.056	0.767	31	-0.185	0.386	24	-0.192	0.379	23	0.095	0.681	21
12	-0.050	0.828	21	-0.295	0.250	17	-0.426	0.113	15	-0.547	0.043	14
13	-0.395	0.145	15	-0.314	0.377	10	-0.469	0.171	10	-0.480	0.097	13
14	-0.632	0.253	5	-0.668	0.332	4	-0.558	0.623	3	-0.544	0.343	5
15	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	1
16	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	2
17	-0.715	0.046	8	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	2
18	-0.154	0.518	20	-0.525	0.364	5	_____	_____	0	_____	_____	0
19	-0.173	0.307	37	-0.481	0.043	18	-0.389	0.517	5	_____	_____	0
20	-0.065	0.598	69	-0.242	0.175	33	-0.205	0.431	17	-0.154	0.742	7
21	0.106	0.306	96	-0.108	0.408	61	-0.282	0.111	33	-0.140	0.555	20
22	0.030	0.770	97	0.098	0.398	76	0.005	0.972	52	-0.254	0.184	29
23	-0.052	0.557	128	0.010	0.924	87	0.018	0.880	74	-0.090	0.524	52
24	-0.110	0.168	158	-0.128	0.176	114	-0.126	0.260	82	-0.083	0.460	79

Tabela 3.1.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 0, 1, 2 e 3 horas (ΔE avança 0h, 1h, 2h e 3h), na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.015	0.914	56	-0.079	0.538	64	-0.093	0.597	35	-0.089	0.693	22
2	-0.179	0.000	56	-0.137	0.285	63	0.040	0.809	39	0.053	0.809	23
3	-0.174	0.188	59	0.111	0.313	84	-0.197	0.180	48	-0.088	0.676	25
4	0.074	0.560	64	0.009	0.939	83	-0.022	0.884	45	0.025	0.901	28
5	0.114	0.002	71	-0.111	0.321	82	-0.047	0.759	45	0.189	0.424	20
6	-0.042	0.740	65	-0.049	0.656	85	-0.043	0.797	39	0.073	0.774	18
7	0.286	0.033	56	-0.255	0.027	75	-0.254	0.167	31	-0.310	0.184	20
8	0.042	0.001	39	-0.079	0.566	55	-0.291	0.227	19	-0.011	0.974	11
9	0.120	0.520	31	-0.243	0.131	40	-0.297	0.438	9	_____	_____	2
10	-0.150	0.540	19	-0.372	0.047	28	_____	_____	2	_____	_____	0
11	-0.135	0.632	15	-0.027	0.922	16	_____	_____	0	_____	_____	0
12	0.249	0.488	10	-0.180	0.596	11	_____	_____	0	_____	_____	0
13	0.429	0.396	6	-0.462	0.211	9	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	1	-0.672	0.328	4	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	1	-0.710	0.074	7	_____	_____	0	_____	_____	0
18	0.858	0.000	8	0.125	0.714	11	_____	_____	1	_____	_____	0
19	0.433	0.000	13	-0.127	0.553	24	_____	_____	0	_____	_____	0
20	-0.547	0.161	23	-0.163	0.334	37	0.089	0.849	7	_____	_____	2
21	0.112	0.541	32	-0.009	0.953	43	0.391	0.121	17	0.177	0.823	4
22	0.091	0.014	26	-0.107	0.495	43	0.126	0.595	20	-0.114	0.788	8
23	0.076	0.672	33	-0.230	0.094	54	0.212	0.280	28	0.041	0.893	13
24	-0.142	0.352	45	0.241	0.051	66	0.229	0.192	34	-0.033	0.915	13

Tabela 3.2.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 0 horas, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.121	0.490	35	-0.063	0.523	44	0.293	0.223	19	0.343	0.506	6
2	0.214	0.148	47	-0.062	0.446	58	0.047	0.806	30	-0.217	0.371	19
3	0.018	0.929	26	0.010	0.922	38	-0.225	0.233	30	-0.096	0.735	15
4	-0.054	0.706	51	0.011	0.880	73	-0.163	0.310	41	-0.053	0.802	25
5	0.173	0.194	58	0.071	0.331	73	-0.030	0.859	37	0.084	0.724	20
6	-0.049	0.714	58	-0.153	0.042	73	0.033	0.862	30	-0.063	0.824	15
7	0.078	0.598	48	-0.172	0.029	68	0.187	0.331	29	-0.153	0.572	16
8	0.259	0.133	35	-0.580	0.000	49	-0.467	0.079	15	-0.086	0.802	11
9	0.042	0.840	26	-0.556	0.000	32	0.048	0.405	9	_____	_____	2
10	-0.133	0.624	16	-0.178	0.248	26	_____	_____	2	_____	_____	0
11	-0.144	0.656	12	-0.428	0.037	12	_____	_____	0	_____	_____	0
12	0.065	0.867	9	-0.231	0.373	8	_____	_____	0	_____	_____	0
13	0.572	0.314	5	0.077	0.833	5	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	4	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	1	0.030	0.962	4	_____	_____	0	_____	_____	0
19	-0.858	0.013	7	0.014	0.956	11	_____	_____	0	_____	_____	0
20	-0.210	0.560	10	0.020	0.913	23	_____	_____	0	_____	_____	0
21	0.131	0.562	22	0.075	0.564	33	0.202	0.744	5	_____	_____	1
22	0.287	0.196	22	0.053	0.648	35	0.311	0.259	15	0.146	0.854	4
23	0.214	0.326	23	0.091	0.400	39	-0.051	0.845	17	-0.257	0.539	8
24	-0.032	0.868	29	-0.302	0.028	53	0.216	0.348	21	0.135	0.693	11

Tabela 3.3.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.126	0.577	22	-0.396	0.000	75	0.293	0.223	19	0.222	0.673	6
2	0.024	0.894	34	-0.161	0.116	96	0.047	0.806	30	0.440	0.560	4
3	-0.052	0.811	24	-0.103	0.319	96	-0.225	0.233	30	-0.152	0.638	12
4	-0.062	0.765	26	-0.054	0.589	104	-0.163	0.310	41	-0.158	0.558	16
5	-0.062	0.680	47	0.014	0.852	171	-0.030	0.859	37	-0.032	0.895	19
6	-0.007	0.962	49	0.072	0.365	159	0.033	0.862	30	-0.093	0.731	16
7	0.037	0.809	45	-0.141	0.092	145	0.187	0.331	29	-0.253	0.382	14
8	0.203	0.257	33	-0.221	0.025	102	-0.467	0.079	15	0.171	0.660	9
9	-0.148	0.471	26	-0.591	0.000	69	0.048	0.405	9	_____	_____	2
10	-0.232	0.426	14	-0.460	0.003	39	_____	_____	2	_____	_____	0
11	-0.262	0.410	12	-0.325	0.131	23	_____	_____	0	_____	_____	0
12	0.139	0.766	7	-0.301	0.276	15	_____	_____	0	_____	_____	0
13	0.652	0.348	4	-0.623	0.054	10	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	1	-0.083	0.947	3	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	1	0.038	0.952	5	_____	_____	0	_____	_____	0
20	-0.750	0.086	6	0.024	0.927	17	_____	_____	0	_____	_____	0
21	-0.094	0.784	11	0.054	0.767	33	0.202	0.744	5	_____	_____	0
22	0.297	0.246	17	0.053	0.707	52	0.311	0.259	15	_____	_____	1
23	0.172	0.434	23	0.064	0.586	74	-0.051	0.845	17	0.607	0.393	4
24	0.094	0.676	22	0.074	0.506	82	0.216	0.348	21	-0.196	0.673	7

Tabela 3.4.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	0.002	0.994	18	-0.111	0.572	57	-0.036	0.655	6	0.438	0.461	5
2	0.061	0.784	23	-0.348	0.047	71	0.646	0.032	11	-0.750	0.250	4
3	-0.026	0.927	15	-0.018	0.937	50	0.429	0.164	12			1
4	-0.037	0.866	23	-0.244	0.000	89	-0.381	0.097	20	-0.262	0.411	12
5	-0.256	0.227	24	-0.100	0.001	91	-0.288	0.193	22	0.160	0.639	11
6	-0.086	0.599	43	-0.151	0.213	153	-0.012	0.954	24	0.003	0.992	16
7	0.057	0.725	40	0.132	0.000	137	-0.010	0.968	20	0.213	0.646	7
8	0.295	0.114	30	-0.224	0.000	96	-0.160	0.586	14			2
9	0.025	0.907	24	-0.233	0.193	67	-0.117	0.783	8			0
10	-0.476	0.085	14	-0.617	0.000	40			2			0
11	-0.101	0.756	12	-0.794	0.000	21			0			0
12	0.056	0.896	8	-0.117	0.000	14			0			0
13	0.997	0.003	4	-0.727	0.000	13			0			0
14			1	-0.704	0.000	5			0			0
15			0			1			0			0
16			0			2			0			0
17			0			2			0			0
18			0			0			0			0
19			0			0			0			0
20			1	0.221	0.000	7			0			0
21	0.672	0.000	8	0.046	0.128	20			1			0
22	-0.086	0.112	8	0.067	0.027	29			0			0
23	-0.187	0.001	18	0.227	0.000	52	0.885	0.308	3			1
24	-0.013	0.809	26	0.026	0.381	79	-0.075	0.817	12	0.687	0.313	4

Tabela 3.5.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 3 horas, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91 (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

Hora (TUC)	N			NE			NW			E			W		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.225	0.068	67	-0.000	0.999	57	0.344	0.177	17	0.156	0.738	7	0.214	0.645	7
2	-0.031	0.801	71	0.154	0.257	56	-0.499	0.083	13	-0.168	0.665	9	-0.167	0.752	6
3	-0.086	0.420	91	0.054	0.657	70	0.170	0.544	15	-0.278	0.316	15			2
4	-0.031	0.769	90	-0.004	0.972	70	0.150	0.579	16	0.331	0.269	13	0.385	0.307	9
5	-0.154	0.197	72	-0.016	0.885	83	0.101	0.689	18	-0.000	1.000	17	-0.879	0.317	3
6	-0.073	0.568	64	0.039	0.717	88	-0.221	0.395	17	-0.068	0.781	19			2
7	-0.157	0.273	51	-0.089	0.429	82	-0.280	0.377	12	-0.290	0.191	22			1
8	-0.184	0.330	30	-0.108	0.387	66	-0.243	0.757	4	-0.218	0.436	15			0
9	-0.013	0.964	14	-0.293	0.048	46			0	-0.045	0.854	19			0
10	0.159	0.763	6	-0.406	0.044	25			0	0.066	0.807	16			0
11			1	-0.459	0.155	11			0	0.432	0.065	19			0
12			1	-0.597	0.188	8			0	-0.003	0.992	12			0
13			0	-0.752	0.142	5			0	0.224	0.594	8			0
14			0	-0.744	0.466	3			0			0			0
15			0			1			0			1			0
16			0			2			0			0			0
17			1	-0.994	0.067	3			0			1			0
18	0.264	0.527	8	0.220	0.675	6			1			1			0
19	-0.443	0.075	17	0.944	0.056	4	0.085		7			2			1
20	0.123	0.456	39	-0.442	0.201	10	0.074	0.063	10			1	0.282	0.818	3
21	0.044	0.757	52	0.183	0.591	11	0.447	0.217	18	-0.921	0.254	3	0.999	0.000	5
22	-0.064	0.668	48	-0.088	0.745	16	-0.281	0.217	21	-0.946	0.210	3			1
23	-0.161	0.201	65	-0.407	0.032	28	-0.555	0.846	15	0.759	0.452	3	0.920	0.027	5
24	-0.152	0.219	67	-0.204	0.201	41	0.046	0.871	15	0.028	0.958	6	0.205	0.596	9

Tabela 3.6.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 0 horas, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

Hora (TUC)	N			NE			NW			E			W		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.242	0.266	23	0.019	0.925	28	0.240	0.505	7	_____	_____	2	0.964	0.036	4
2	-0.163	0.270	48	0.173	0.274	42	-0.587	0.221	6	0.873	0.127	4	0.292	0.708	4
3	-0.028	0.873	36	0.219	0.221	33	_____	_____	2	-0.503	0.387	5	_____	_____	1
4	-0.145	0.230	70	0.094	0.511	51	-0.135	0.773	7	0.239	0.649	6	_____	_____	2
5	-0.028	0.838	57	-0.052	0.728	47	0.008	0.982	11	0.504	0.249	7	-0.026	0.984	3
6	-0.259	0.107	40	0.051	0.697	61	-0.053	0.885	10	-0.257	0.474	10	_____	_____	0
7	-0.103	0.532	39	0.063	0.660	51	0.021	0.965	7	-0.518	0.292	6	_____	_____	0
8	-0.377	0.069	24	0.174	0.248	46	_____	_____	2	-0.008	0.989	5	_____	_____	0
9	-0.176	0.651	9	-0.058	0.756	31	_____	_____	0	-0.624	0.261	5	_____	_____	0
10	-0.181	0.771	5	-0.559	0.030	15	_____	_____	0	0.599	0.401	4	_____	_____	0
11	_____	_____	1	-0.615	0.194	6	_____	_____	0	0.490	0.150	10	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	0.598	0.287	5	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	0.848	0.152	4	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	-0.503	0.387	5	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
20	0.016	0.960	12	_____	_____	2	0.869	0.330	3	_____	_____	0	_____	_____	1
21	0.067	0.730	29	0.346	0.447	7	-0.418	0.483	5	_____	_____	1	_____	_____	0
22	0.083	0.658	31	-0.219	0.677	6	0.240	0.505	10	_____	_____	2	_____	_____	1
23	-0.183	0.277	37	0.083	0.797	12	-0.056	0.878	10	_____	_____	2	_____	_____	0
24	-0.259	0.094	43	-0.276	0.226	21	0.659	0.226	5	_____	_____	1	-0.114	0.855	5

Tabela 3.7.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 1 hora, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

Hora (TUC)	N			NE			NW			E			W		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.464	0.017	21	0.063	0.810	17	0.132	0.868	4	_____	_____	1	_____	_____	2
2	-0.233	0.272	24	0.077	0.707	26	-0.758	0.137	5	_____	_____	2	_____	_____	2
3	-0.062	0.748	29	0.419	0.026	28	_____	_____	1	-0.903	0.283	3	_____	_____	1
4	-0.194	0.271	34	0.160	0.389	31	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	1
5	-0.152	0.287	51	0.163	0.268	48	-0.634	0.126	7	-0.500	0.253	7	_____	_____	1
6	-0.188	0.245	40	-0.119	0.449	43	-0.265	0.526	8	-0.324	0.531	6	_____	_____	1
7	-0.289	0.115	31	-0.077	0.595	50	-0.087	0.890	5	-0.438	0.385	6	_____	_____	0
8	-0.082	0.709	23	-0.060	0.717	39	_____	_____	2	-0.488	0.675	3	_____	_____	0
9	-0.545	0.103	10	-0.017	0.933	28	_____	_____	0	0.998	0.042	3	_____	_____	0
10	0.535	0.465	4	-0.626	0.013	15	_____	_____	0	0.492	0.673	3	_____	_____	0
11	_____	_____	1	-0.363	0.423	7	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0
12	_____	_____	0	-0.974	0.005	5	_____	_____	0	-0.238	0.762	4	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	0.813	0.187	4	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	-0.623	0.023	13	0.937	0.227	3	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	0
22	0.274	0.256	19	-0.881	0.020	6	-0.415	0.728	3	_____	_____	1	_____	_____	0
23	-0.044	0.819	29	-0.900	0.015	6	-0.116	0.804	7	_____	_____	2	_____	_____	1
24	-0.464	0.017	26	-0.287	0.365	12	-0.083	0.859	7	_____	_____	1	_____	_____	0

Tabela 3.8.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 2 horas, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

Hora (TUC)	N			NE			NW			E			W		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.212	0.431	16	-0.229	0.499	11	0.787	0.114	5			2			0
2	-0.110	0.653	19	-0.071	0.795	16			2			1			1
3	-0.113	0.714	13	0.076	0.756	19			0			1			0
4	-0.296	0.134	27	0.269	0.175	27			1			2			1
5	0.123	0.584	22	0.237	0.216	29			2	-1.000	0.005	3			1
6	-0.099	0.547	39	0.100	0.525	43	-0.640	0.122	7	-0.506	0.306	6			0
7	-0.183	0.315	32	0.002	0.991	39	-0.163	0.837	4	-0.837	0.077	5			1
8	-0.118	0.651	17	0.091	0.603	35			0	-0.566	0.617	3			0
9	-0.410	0.313	8	0.057	0.773	28			0	0.318	0.794	3			0
10	-0.279	0.721	4	-0.473	0.102	13			0			1			0
11			1	0.074	0.926	4			0			2			0
12			0	-0.581	0.171	7			0			2			0
13			0	-0.824	0.383	3			0	0.184	0.762	3			0
14			0	0.050	0.968	3			0			0			0
15			0			0			0			1			0
16			0			1			0			0			0
17			0			1			0			0			0
18			0			0			0			0			0
19			0			0			0			0			0
20			1			2			0			0			0
21	-0.741	0.152	5			1			0			0			0
22	-0.359	0.343	9	0.853	0.147	4			1			0			0
23	0.352	0.128	20	-0.923	0.009	6	-0.566	0.617	3			1			0
24	-0.506	0.012	24	-0.090	0.818	9	0.005	0.992	7			1			1

Tabela 3.9.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 3 horas, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para as direcções de vento Norte (N), Nordeste (NE), Noroeste (NW), Este (E) e Oeste (W) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	0.042	0.865	19	-0.338	0.134	21	-0.401	0.155	14	-0.438	0.134	13
2	-0.083	0.745	18	-0.083	0.737	19	-0.174	0.463	20	0.111	0.707	14
3	-0.077	0.741	21	-0.252	0.225	25	0.044	0.825	28	-0.032	0.904	17
4	-0.136	0.586	20	-0.100	0.629	26	-0.038	0.851	27	0.166	0.524	17
5	-0.120	0.647	17	-0.560	0.016	18	-0.040	0.861	22	0.152	0.590	15
6	-0.067	0.797	17	-0.523	0.018	20	0.060	0.831	15	0.117	0.718	12
7	0.077	0.776	16	-0.454	0.161	11	-0.339	0.257	13	-0.161	0.635	11
8	-0.177	0.737	6	-0.352	0.393	8	0.219	0.572	9	-0.308	0.501	7
9	-0.420	0.000	4	0.039	0.951	5	-0.322	0.678	4			1
10			1	-0.125	0.921	3			2			0
11			0			1			0			0
12			0			1			0			0
13			0			0			0			0
14			0			0			0			0
15			0			0			0			0
16			0			0			0			0
17			0			1			0			0
18	-0.294	0.706	4	0.396	0.604	4			0			0
19	-0.849	0.033	6	-0.241	0.476	11			0			0
20	0.399	0.140	15	-0.027	0.910	20			2			2
21	0.091	0.687	22	-0.113	0.635	20	-0.430	0.215	10			0
22	0.159	0.605	13	-0.196	0.421	19	-0.252	0.430	12	0.554	0.446	4
23	-0.126	0.668	14	-0.320	0.111	26	-0.208	0.423	17	0.191	0.651	8
24	-0.365	0.150	17	-0.438	0.047	21	0.355	0.114	21	0.300	0.471	8

Tabela 3.10.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75%-98% e desfasamento temporal de 0 horas, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento Norte (N) (r – coeficiente de correlação; n – número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.276	0.473	9	-0.406	0.319	8	-0.153	0.806	5	_____	_____	1
2	0.234	0.443	13	-0.046	0.876	14	-0.257	0.419	12	-0.487	0.184	9
3	0.612	0.388	4	0.030	0.939	9	-0.231	0.408	15	-0.157	0.711	8
4	-0.230	0.450	13	-0.301	0.210	19	-0.208	0.309	26	0.081	0.803	12
5	0.192	0.511	14	-0.272	0.327	15	0.040	0.883	16	0.426	0.167	12
6	-0.291	0.447	9	-0.453	0.120	13	-0.246	0.492	10	0.035	0.934	8
7	-0.117	0.731	11	-0.501	0.140	10	0.668	0.035	10	-0.532	0.175	8
8	0.728	0.101	6	-0.975	0.025	4	-0.500	0.207	8	-0.380	0.457	6
9	0.418	0.725	3	_____	_____	2	-0.447	0.553	4	_____	_____	1
10	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	-0.294	0.706	4	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
19	-0.849	0.033	6	-0.164	0.895	3	_____	_____	0	_____	_____	0
20	0.399	0.140	15	0.126	0.766	8	_____	_____	0	_____	_____	0
21	0.091	0.687	22	-0.201	0.491	14	_____	_____	1	_____	_____	0
22	0.159	0.605	13	-0.282	0.000	13	-0.309	0.500	7	_____	_____	0
23	-0.126	0.668	14	-0.282	0.328	14	-0.110	0.796	8	0.191	0.651	4
24	-0.365	0.150	17	-0.480	0.060	16	0.057	0.852	13	0.300	0.471	6

Tabela 3.11.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Norte (N)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.788	0.063	6	-0.124	0.717	11	-0.576	0.609	3	_____	_____	1
2	-0.178	0.647	9	-0.676	0.095	7	-0.139	0.766	7	_____	_____	1
3	-0.583	0.417	4	0.296	0.519	7	0.144	0.755	10	-0.303	0.466	8
4	_____	_____	2	-0.296	0.520	13	-0.393	0.164	14	-0.103	0.764	11
5	0.460	0.155	11	-0.620	0.024	13	0.104	0.713	15	0.265	0.405	12
6	-0.216	0.524	11	0.380	0.201	7	-0.413	0.310	8	0.204	0.627	8
7	-0.440	0.236	9	0.655	0.110	6	0.218	0.638	7	-0.153	0.718	8
8	0.751	0.143	5	-0.862	0.027	2	-0.126	0.788	7	0.332	0.585	5
9	-0.275	0.823	3	_____	_____	1	-0.268	0.732	4	_____	_____	1
10	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	1	0.811	0.397	3	_____	_____	0	_____	_____	0
21	0.124	0.843	5	-0.892	0.003	8	_____	_____	0	_____	_____	0
22	0.759	0.018	9	0.039	0.921	9	_____	_____	0	_____	_____	1
23	0.344	0.331	10	-0.219	0.493	12	-0.099	0.832	7	_____	_____	0
24	-0.498	0.209	8	-0.524	0.120	10	-0.114	0.829	6	_____	_____	2

Tabela 3.12.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Norte (N)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.432	0.333	7	-0.060	0.899	7	_____	_____	1	_____	_____	1
2	0.014	0.980	6	-0.402	0.323	8	0.375	0.534	5	_____	_____	0
3	_____	_____	2	-0.539	0.637	3	-0.184	0.692	7	_____	_____	1
4	1.000	0.000	3	-0.437	0.386	6	-0.349	0.357	9	-0.483	0.188	9
5	_____	_____	1	0.502	0.389	5	-0.038	0.924	9	0.220	0.636	7
6	0.117	0.747	10	-0.257	0.397	13	-0.539	0.134	9	0.304	0.508	7
7	-0.226	0.531	10	-0.594	0.159	7	0.054	0.908	7	-0.051	0.904	8
8	0.969	0.031	4	-0.703	0.185	5	0.072	0.954	3	0.093	0.882	5
9	_____	_____	2	-0.945	0.212	3	-0.992	0.078	3	_____	_____	0
10	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	2	0.071	0.955	3	_____	_____	0	_____	_____	0
22	0.628	0.568	3	-0.663	0.151	6	_____	_____	0	_____	_____	0
23	0.503	0.425	8	0.156	0.667	10	_____	_____	1	_____	_____	1
24	0.593	0.121	10	-0.659	0.054	9	-0.811	0.096	5	_____	_____	0

Tabela 3.13.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Norte (N)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.167	0.470	21	0.280	0.142	29	-0.167	0.470	7	_____	_____	0
2	0.129	0.579	21	0.238	0.214	29	0.129	0.579	6	_____	_____	0
3	-0.314	0.177	20	0.272	0.078	3	-0.314	0.177	6	_____	_____	1
4	-0.045	0.843	22	-0.018	0.911	41	-0.045	0.843	6	_____	_____	1
5	0.006	0.975	28	-0.116	0.453	44	0.006	0.975	11	_____	_____	0
6	0.101	0.588	31	0.002	0.990	44	0.101	0.588	12	_____	_____	1
7	0.146	0.458	28	-0.118	0.442	45	0.146	0.458	8	_____	_____	1
8	-0.004	0.985	26	0.027	0.883	33	-0.004	0.985	6	_____	_____	1
9	0.061	0.805	19	-0.403	0.046	25	_____	_____	2	_____	_____	0
10	-0.255	0.423	12	-0.635	0.020	13	_____	_____	0	_____	_____	0
11	-0.892	0.299	3	-0.472	0.238	8	_____	_____	0	_____	_____	0
12	-0.656	0.299	5	-0.108	0.931	3	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	2	-0.843	0.362	3	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	-0.994	0.067	3	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	2	0.434	0.566	4	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	0.944	0.056	4	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	2	-0.209	0.619	8	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	2	-0.682	0.000	9	_____	_____	0	_____	_____	0
22	0.138	0.862	4	-0.109	0.735	12	_____	_____	0	_____	_____	0
23	0.409	0.420	6	-0.479	0.028	21	_____	_____	1	_____	_____	0
24	0.012	0.967	15	-0.248	0.221	26	_____	_____	0	_____	_____	0

Tabela 3.14.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.314	0.320	12	-0.314	0.320	16	_____	_____	0	_____	_____	0
2	0.229	0.393	16	0.229	0.393	22	0.229	0.393	4	_____	_____	0
3	0.047	0.886	12	0.047	0.886	18	-0.314	0.177	3	_____	_____	0
4	0.139	0.609	16	0.139	0.609	31	-0.045	0.843	4	_____	_____	0
5	0.224	0.388	17	0.224	0.388	26	0.006	0.975	4	_____	_____	0
6	-0.011	0.960	23	-0.011	0.960	32	0.101	0.588	6	_____	_____	0
7	0.002	0.994	19	0.022	0.994	27	0.146	0.458	4	_____	_____	0
8	0.205	0.400	19	0.205	0.400	26	_____	_____	1	_____	_____	0
9	0.338	0.238	14	0.338	0.238	16	_____	_____	1	_____	_____	0
10	-0.784	0.065	6	-0.784	0.065	9	_____	_____	0	_____	_____	0
11	-0.999	0.022	3	-0.999	0.022	3	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	0.346	0.447	7	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	-0.219	0.677	6	_____	_____	0	_____	_____	0
23	0.681	0.523	3	0.326	0.391	9	_____	_____	1	_____	_____	0
24	0.319	0.600	5	-0.394	0.131	16	_____	_____	0	_____	_____	0

Tabela 3.15.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.005	0.993	5	0.306	0.333	12	_____	_____	0	_____	_____	0
2	-0.072	0.824	12	0.310	0.281	14	_____	_____	0	_____	_____	0
3	0.087	0.811	10	0.649	0.007	16	_____	_____	2	_____	_____	0
4	0.359	0.251	12	0.060	0.820	17	_____	_____	2	_____	_____	0
5	0.060	0.821	17	0.162	0.421	27	0.347	0.653	4	_____	_____	0
6	0.104	0.736	13	-0.420	0.033	26	0.823	0.177	4	_____	_____	0
7	-0.163	0.518	18	-0.079	0.696	27	-0.416	0.486	5	_____	_____	0
8	0.096	0.704	18	-0.176	0.472	19	_____	_____	2	_____	_____	0
9	0.440	0.236	9	-0.099	0.695	18	_____	_____	1	_____	_____	0
10	-0.882	0.020	6	-0.659	0.053	9	_____	_____	0	_____	_____	0
11	-0.998	0.037	3	-0.120	0.880	4	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	3	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	0.937	0.227	3	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	-0.812	0.095	5	_____	_____	0	_____	_____	0
23	_____	_____	1	-0.926	0.024	5	_____	_____	0	_____	_____	0
24	_____	_____	1	-0.326	0.392	9	_____	_____	0	_____	_____	0

Tabela 3.16.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	0.485	0.678	3	-0.282	0.498	8	_____	_____	0	_____	_____	0
2	-0.168	0.788	5	0.114	0.738	11	_____	_____	0	_____	_____	0
3	-0.360	0.341	9	0.194	0.591	10	_____	_____	0	_____	_____	0
4	0.157	0.664	10	0.484	0.067	15	_____	_____	2	_____	_____	0
5	0.003	0.992	12	0.381	0.161	15	_____	_____	2	_____	_____	0
6	-0.050	0.856	14	0.063	0.764	25	0.786	0.214	4	_____	_____	0
7	0.276	0.385	12	-0.297	0.150	25	_____	_____	2	_____	_____	0
8	0.031	0.920	13	-0.055	0.817	20	_____	_____	2	_____	_____	0
9	0.497	0.084	13	-0.053	0.856	14	_____	_____	1	_____	_____	0
10	-0.590	0.410	4	-0.417	0.264	9	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	1	0.965	0.170	3	_____	_____	0	_____	_____	0
12	-0.743	0.150	5	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	0.853	0.147	4	_____	_____	0	_____	_____	0
23	_____	_____	1	-0.898	0.039	5	_____	_____	0	_____	_____	0
24	_____	_____	2	0.048	0.919	7	_____	_____	0	_____	_____	0

Tabela 3.17.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Nordeste (NE)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.598	0.402	4	0.334	0.783	3	0.301	0.512	7	0.851	0.352	3
2	_____	_____	2	-0.876	0.321	3	-0.782	0.118	5	-0.644	0.555	3
3	_____	_____	2	0.431	0.569	4	-0.727	0.273	4	0.438	0.460	5
4	0.618	0.576	3	0.924	0.250	3	0.066	0.958	3	-0.054	0.909	7
5	0.831	0.376	3	-0.037	0.963	4	-0.176	0.677	8	0.356	0.769	3
6	_____	_____	0	0.431	0.469	5	-0.283	0.539	7	-0.587	0.298	5
7	_____	_____	0	0.556	0.444	4	-0.296	0.809	3	-0.261	0.672	5
8	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	-0.181	0.884	3
9	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
19	0.123	0.816	6	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
20	0.141	0.859	4	-0.739	0.471	3	0.946	0.211	3	_____	_____	0
21	0.620	0.265	5	0.683	0.317	4	0.821	0.045	6	-0.988	0.099	3
22	0.237	0.701	5	-0.661	0.106	7	0.051	0.913	7	_____	_____	2
23	-0.134	0.801	6	-0.718	0.490	3	0.348	0.566	5	_____	_____	1
24	_____	_____	1	0.033	0.950	6	0.313	0.546	6	_____	_____	2

Tabela 3.18.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste (NW)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	1	_____	_____	1	0.918	0.259	3	_____	_____	2
2	_____	_____	1	_____	_____	1	-0.782	0.428	3	_____	_____	1
3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	1
4	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	2
5	_____	_____	2	0.061	0.961	3	-0.199	0.873	3	_____	_____	0
6	_____	_____	0	0.940	0.222	3	-0.487	0.513	4	0.510	0.659	3
7	_____	_____	0	0.983	0.119	3	_____	_____	2	_____	_____	2
8	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1
9	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0
22	_____	_____	2	-0.153	0.902	3	0.507	0.493	4	_____	_____	1
23	-0.718	0.491	4	-0.718	0.491	3	_____	_____	2	_____	_____	1
24	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	1

Tabela 3.19.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste** (NW) (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	1
2	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	1
3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
4	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
5	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	2
6	_____	_____	0	1.000	0.007	3	_____	_____	2	_____	_____	2
7	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	2
8	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1
9	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
23	0.334	0.783	3	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	1
24	_____	_____	0	-0.880	0.120	4	_____	_____	2	_____	_____	1

Tabela 3.20.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste** (NW) (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1			0			1	0.768	0.443	3			1
2			0			1			1			0
3			0			1			0			0
4			0			0			1			0
5			0			0			2			0
6			0			2			2			2
7			0	0.859	0.000	3			1			1
8			0			0			0			0
9			0			0			0			0
10			0			0			0			0
11			0			0			0			0
12			0			0			0			0
13			0			0			0			0
14			0			0			0			0
15			0			0			0			0
16			0			0			0			0
17			0			0			0			0
18			0			0			0			0
19			0			0			0			0
20			0			0			0			0
21			0			0			0			0
22			1			0			0			0
23	-0.574	0.001	3			0			0			0
24			1			2			2			1

Tabela 3.21.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Noroeste (NW)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1			2	0.630	0.255	5			0			0
2	0.149	0.905	3	-0.210	0.735	5			1			0
3	-0.795	0.415	3	0.227	0.588	8	-0.766	0.234	4			0
4	-0.864	0.336	3	0.566	0.088	10			0			0
5	-0.528	0.360	5	0.262	0.437	11			1			0
6	-0.928	0.072	4	-0.136	0.643	14			1			0
7	0.948	0.206	3	-0.719	0.004	14	0.277	0.821	3			2
8	0.235	0.765	4	-0.297	0.404	10			1			0
9	0.352	0.439	7	-0.074	0.850	9	-0.753	0.457	3			0
10	0.618	0.191	6	-0.020	0.957	10			0			0
11	0.073	0.822	12	0.846	0.016	7			0			0
12	0.851	0.068	5	-0.452	0.308	7			0			0
13			2	-0.009	0.986	6			0			0
14			0			0			0			0
15			0			1			0			0
16			0			0			0			0
17			0			1			0			0
18			0			1			0			0
19			0			2			0			0
20			1			0			0			0
21			1			2			0			0
22			1			2			0			0
23			1			1			1			0
24			1	0.065	0.917	5			0			0

Tabela 3.22.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Este (E)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1			1			1			0			0
2			2			2			0			0
3			2			2			1			0
4			2	0.178	0.822	4			0			0
5			1	0.505	0.307	6			0			0
6	-0.889	0.303	3	0.069	0.883	7			0			0
7			0	-0.518	0.292	6			0			0
8			1	-0.660	0.340	4			0			0
9			1	-0.998	0.037	3			1			0
10			1	0.936	0.229	3			0			0
11	0.161	0.760	6	0.898	0.102	4			0			0
12	0.291	0.812	3			2			0			0
13			1	0.784	0.426	3			0			0
14			0			0			0			0
15			0			0			0			0
16			0			0			0			0
17			0			0			0			0
18			0			0			0			0
19			0			1			0			0
20			0			0			0			0
21			1			0			0			0
22			1			1			0			0
23			1			1			0			0
24			1			0			0			0

Tabela 3.23.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Este (E)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1			1			0			0			0
2			1			1			0			0
3			1			2			0			0
4			1			1			0			0
5			2	0.315	0.685	4			1			0
6			1	-0.331	0.586	5			0			0
7			0	-0.438	0.385	6			0			0
8			0	-0.488	0.675	3			0			0
9			0			2			1			0
10			1			2			0			0
11			1			1			0			0
12			1	-0.310	0.799	3			0			0
13			0			2			0			0
14			0			0			0			0
15			0			0			0			0
16			0			0			0			0
17			0			0			0			0
18			0			0			0			0
19			0			0			0			0
20			0			0			0			0
21			0			1			0			0
22			1			0			0			0
23			1			1			0			0
24			1			0			0			0

Tabela 3.24.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Este (E)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
3	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
4	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
5	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
6	_____	_____	2	-0.193	0.807	4	_____	_____	0	_____	_____	0
7	_____	_____	0	-0.837	0.077	5	_____	_____	0	_____	_____	0
8	_____	_____	0	-0.566	0.617	3	_____	_____	0	_____	_____	0
9	_____	_____	0	0.318	0.794	3	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	0.184	0.882	3	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
23	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
24	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0

Tabela 3.25.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Este (E)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	2	_____	_____	0	-0.286	0.000	3	_____	_____	2
2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1	0.552	0.000	4
3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	1
4	-0.041	0.771	5	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	1
5	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1
6	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
7	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
8	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
9	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	0
21	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	1
22	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
23	0.415	0.002	3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	2
24	0.568	0.000	5	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	2

Tabela 3.26.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Oeste (W)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	1
2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	2
3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
4	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	1
5	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
6	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
7	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
8	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
9	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0
23	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
24	0.411	0.057	3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	2

Tabela 3.27.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Oeste (W)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
4	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
5	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
6	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
7	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
8	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
9	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
23	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
24	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0

Tabela 3.28.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Oeste (W)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
2	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
4	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
5	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
6	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
7	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
8	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
9	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
23	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
24	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1

Tabela 3.29.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a direcção do vento **Oeste (W)** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	0			1			2			3		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.168	0.519	17	-0.965	0.008	5	_____	_____	1	_____	_____	1
2	0.167	0.446	23	0.110	0.762	10	_____	_____	2	_____	_____	1
3	-0.442	0.051	20	0.083	0.876	6	-0.109	0.837	6	_____	_____	1
4	0.040	0.871	19	-0.108	0.782	9	0.169	0.892	3	0.944	0.215	3
5	-0.052	0.819	22	0.204	0.526	12	-0.235	0.576	8	_____	_____	1
6	-0.212	0.430	16	0.171	0.659	9	-0.069	0.897	6	0.293	0.707	4
7	0.237	0.415	14	0.763	0.046	7	0.218	0.678	6	-0.557	0.624	3
8	-0.473	0.237	8	0.081	0.919	4	_____	_____	2	-0.744	0.466	3
9	0.733	0.477	3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	-0.667	0.000	3	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	1
18	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
20	-0.002	0.998	4	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	0.700	0.188	5	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
22	-0.918	0.082	4	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
23	0.392	0.384	7	-0.914	0.266	3	_____	_____	2	_____	_____	0
24	-0.139	0.651	13	-0.632	0.565	3	-0.968	0.163	3	_____	_____	2

Tabela 3.30.A – Correlação horária da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0, 1, 2 e 3 horas** (ΔE avança 0h, 1h, 2h e 3h), na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, em situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	-0.057	0.893	8	-0.514	0.486	4	-0.207	0.793	4	_____	_____	1
2	0.356	0.312	10	-0.207	0.739	5	0.350	0.496	6	_____	_____	2
3	-0.547	0.102	10	0.150	0.850	4	-0.172	0.782	5	_____	_____	1
4	0.192	0.595	10	_____	_____	2	0.384	0.523	5	_____	_____	2
5	-0.127	0.666	14	-0.827	0.173	4	0.677	0.526	3	_____	_____	1
6	-0.363	0.246	12	_____	_____	1	-0.599	0.591	3	_____	_____	0
7	0.622	0.100	8	_____	_____	1	-0.054	0.946	4	_____	_____	1
8	0.639	0.559	3	_____	_____	2	-0.856	0.351	3	_____	_____	0
9	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	1
10	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	3	_____	_____	1	_____	_____	0
21	_____	_____	0	0.700	0.188	5	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
23	_____	_____	2	_____	_____	2	0.693	0.513	3	_____	_____	0
24	0.433	0.715	3	-0.418	0.409	6	-0.319	0.681	4	_____	_____	0

Tabela 3.31.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 0 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	2	_____	_____	0
2	0.337	0.580	5	_____	_____	1	0.392	0.744	3	_____	_____	1
3	0.219	0.860	3	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0
4	-0.729	0.271	4	_____	_____	1	0.945	0.213	3	_____	_____	1
5	0.506	0.201	8	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	1
6	-0.505	0.247	7	_____	_____	1	_____	_____	1	_____	_____	0
7	0.763	0.078	6	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
8	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0
9	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
10	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
11	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
12	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
13	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
14	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
15	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
16	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
17	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
18	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
19	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
20	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0	_____	_____	0
21	_____	_____	0	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0
22	_____	_____	0	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
23	_____	_____	2	_____	_____	1	_____	_____	0	_____	_____	0
24	_____	_____	1	_____	_____	2	_____	_____	0	_____	_____	0

Tabela 3.32.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 1 hora**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1			1			0			0			0
2			1			0			1			0
3	0.195	0.805	4			1			1			0
4			2			0			1			0
5	-0.887	0.113	4			1			2			1
6	0.929	0.241	3			1			2			0
7	0.498	0.393	5			1			0			0
8			2			0			0			0
9			0			0			0			0
10			0			0			0			0
11			0			0			0			0
12			0			0			0			0
13			0			0			0			0
14			0			0			0			0
15			0			0			0			0
16			0			0			0			0
17			0			0			0			0
18			0			0			0			0
19			0			0			0			0
20			0			0			0			0
21			0			0			0			0
22			0			0			0			0
23			0			2			0			0
24			1			2			0			0

Tabela 3.33.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 2 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).

HORA (TUC)	Outono			Inverno			Primavera			Verão		
	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n	r	p-valor	n
1			1			0			0			0
2			1			0			0			0
3			0			0			1			0
4			2			2			1			0
5			1			0			0			1
6			2			1			1			0
7			2			1			0			0
8	-0.744	0.466	3			0			0			0
9			0			0			0			0
10			0			0			0			0
11			0			0			0			0
12			0			0			0			0
13			0			0			0			0
14			0			0			0			0
15			0			0			0			0
16			0			0			0			0
17			0			1			0			0
18			0			0			0			0
19			0			0			0			0
20			0			0			0			0
21			0			0			0			0
22			0			0			0			0
23			2			0			0			0
24			2			2			0			0

Tabela 3.34.A – Correlação sazonal da anomalia do campo eléctrico atmosférico com a humidade relativa, em situação de bom tempo e nebulosidade zero, para intervalos da humidade relativa de 75-98% e **desfasamento temporal de 3 horas**, na estação Lisboa/Portela, no período 1970-91, para a situação de **calma** (r – coeficiente de correlação; n- número de dias).