



**Universidade de Évora**  
**Mestrado em Qualidade e Gestão do Ambiente**

***Efeito das Características da Superfície no  
Balanço Radiativo***

**João Paulo Batista dos Santos**

Dissertação apresentada na Universidade  
de Évora para a obtenção do grau de Mestre  
em Qualidade e Gestão do Ambiente

**Orientadora: Professora Doutora Maria João Tavares da Costa**

**Évora, 2010**

**Universidade de Évora**  
**Mestrado em Qualidade e Gestão do Ambiente**

***Efeito das Características da Superfície no  
Balanço Radiativo***

**João Paulo Batista dos Santos**

186 122

**Orientadora: Professora Doutora Maria João Tavares da Costa**

**Évora, 2010**

*“Não é o que não sabemos que nos cria problemas, é aquilo de que temos a certeza e que afinal não é assim.”*

**MARK TWAIN**

## **Agradecimentos**

Agradeço à Professora Doutora Maria João Tavares da Costa por me ter orientado nesta dissertação, pelo seu empenho, dedicação, compreensão e sempre disposta e disponível para ajudar. As notas dominantes da sua orientação foram a utilidade das suas recomendações e a cordialidade com que sempre me recebeu.

Agradeço à AERONET, especialmente à Investigadora Principal, Professora Ana Maria Silva, por estabelecer e manter a estação AERONET de Évora.

Agradeço ao Centro de Geofísica de Évora, por todas as facilidades concedidas, incluindo a utilização do espectroradiómetro portátil, essencial ao desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço a todos os professores que fizeram parte da minha vida académica, que me guiaram para além das teorias, das filosofias e das técnicas, por todos os ensinamentos que me transmitiram ao longo destes anos de estudante, fazendo com que crescesse na minha formação académica e enquanto pessoa.

Agradeço aos meus pais pelas pessoas extraordinárias que são, por todo o amor e carinho que me deram ao longo da vida, e também por todos os valores transmitidos, os conselhos sensatos, o apoio e a preocupação. Muito obrigado, por tudo e por todos os sacrifícios que fizeram, para que eu conseguisse chegar até a esta etapa. Sem o vosso contributo, nada seria possível.

Agradeço à Milene, pelo seu apoio, dedicação e companheirismo em todos os momentos difíceis e em todas as minhas vitórias. Obrigado por fazeres parte da minha vida em todos os instantes.

Por fim, não podia deixar de agradecer a todos os meus amigos, pela sua amizade e por todas as vivências em comum, que tão bem sabem o quanto foram importantes para mim nesta fase da minha vida. Em especial às minhas colegas de casa, Marlene e Inês, pela sua boa disposição e sempre dispostas para ouvir e ajudar no que lhes foi possível.

# Índice

<b>Agradecimentos</b> .....	<b>i</b>
<b>Índice</b> .....	<b>ii</b>
<b>Resumo</b> .....	<b>iv</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>v</b>
<b>Lista de Figuras</b> .....	<b>vi</b>
<b>Lista de Tabelas</b> .....	<b>x</b>
<b>Abreviaturas</b> .....	<b>xi</b>
<b>1 – Introdução</b> .....	<b>1</b>
1.1 – Objectivos.....	3
<b>2 – Radiação e Balanço Radiativo Terrestre</b> .....	<b>4</b>
2.1 – Sistema Climático Global.....	4
2.1.1 – A Superfície Terrestre.....	5
2.2 – Radiação Solar.....	6
2.3 – Radiação de um Corpo Negro .....	8
2.3.1 – Lei de Planck.....	9
2.3.2 – Lei de Stefan-Boltzmann .....	9
2.3.3 – Lei do Deslocamento de Wien.....	10
2.3.4 – Lei de Kirchoff.....	10
2.4 – Interação da Radiação Solar e a Atmosfera Terrestre .....	11
2.4.1 – Radiação Directa.....	11
2.4.2 – Radiação Difusa .....	12
2.4.3 – Radiação Global ou Total .....	13
2.5 – Balanço Radiativo Terrestre.....	13
2.5.1 – Influência das Nuvens no Balanço Radiativo Terrestre.....	17
2.5.2 – Influência dos Aerossóis no Balanço Radiativo Terrestre de Pequeno Comprimento de Onda.....	17
2.5.3 – Efeito do Albedo da Superfície no Balanço Radiativo de Pequeno Comprimento de Onda.....	18
2.6 – Forçamento Radiativo .....	19

<b>3 – Metodologia .....</b>	<b>21</b>
3.1 – Espectroradiómetro Portátil.....	22
3.2 – Características das Superfícies .....	24
3.2.1 – Vegetação (relva).....	24
3.2.2 – Calçada.....	24
3.2.3 – Mosaico.....	25
3.2.4 – Mármore.....	26
3.2.5 – Solo .....	27
3.3 – Modelo de Transferência Radiativa .....	28
<b>4 – Resultados e Discussão .....</b>	<b>33</b>
4.1 – Reflectâncias Espectrais das Superfícies.....	33
4.1.1 – Reflectâncias Espectrais Obtidas da Base de Dados USGS-DSL6 .	39
4.2 – Balanços Radiativos .....	45
4.2.1 – Caracterização dos Aerossóis Rurais e Urbanos.....	46
4.2.2 – Balanços Radiativos à Superfície.....	48
4.2.3 – Caracterização dos Aerossóis sobre Évora em Julho de 2009.....	62
4.2.4 – Balanço Radiativo Mensal e Diário à Superfície no Colégio Luís Verney em Julho de 2009 .....	65
4.2.5 – Distribuição Espacial do Balanço Radiativo à Superfície sobre o Colégio Luís Verney.....	68
<b>5 – Conclusões .....</b>	<b>71</b>
<b>Referências Bibliográficas.....</b>	<b>73</b>

## **Resumo**

A presente tese tem dois objectivos principais: caracterizar vários tipos de superfícies em termos das suas reflectâncias espectrais; e estimar os efeitos que as diferentes superfícies têm sobre o balanço radiativo à superfície. Para atingir estes objectivos, foram feitas medições da superfície com um espectralímetro portátil e seguidamente foi utilizado um modelo de transferência radiativa, para calcular os fluxos radiativos sobre as superfícies estudadas, obtendo-se assim os balanços radiativos à superfície.

Conclui-se que a vegetação (relva) apresenta um registo espectral único, podendo distinguir-se facilmente das restantes superfícies. A variação das reflectâncias espectrais da calçada, mosaico, mármore e solo, deve-se sobretudo às características e composição mineralógica das respectivas superfícies.

Conclui-se também que as características da superfície, assim como a caracterização atmosférica influenciam bastante o balanço radiativo à superfície. No caso estudado, a vegetação (relva) é a superfície que apresenta um balanço radiativo à superfície maior, em comparação com as restantes superfícies analisadas.

## **Abstract**

### ***Effects of the Characterization on the Radiative Balance***

The present thesis has two main objectives: to characterize several kinds of surfaces in terms of their spectral reflectances; and to estimate the effects of different surfaces over the surface radiative balance. To reach these goals, the surface spectral reflectance was measured with a portable spectroradiometer and subsequently, a radiative transfer model was used to determine the radiative fluxes over the studied surfaces, obtaining this way the surface radiative balances.

It is concluded that vegetation (grass) presents a unique spectral signatura, easily distinguished from other surfaces. The spectral reflectance variation of pavement, tiles, marble and soil are mostly due to the respective surface characteristics and mineralogical composition.

It is also concluded that the surface characteristics and the atmospheric characterization greatly influence the surface radiative balance. In the present study, vegetation (grass) is the surface that presents the highest surface radiative balance, compared to the other analyzed surfaces.

## Lista de Figuras

<b>Figura 1.1:</b> Diagrama da relação entre vários termos do balanço de energia à superfície. Fonte: Adaptado de Hartmann, 1994.....	2
<b>Figura 2.1:</b> Ilustração esquemática do sistema climático. Fonte: Miranda, 2001.....	5
<b>Figura 2.2:</b> (a) Espectro electromagnético (Fonte: Grimm, 1999); e (b) o espectro da radiação solar.....	7
<b>Figura 2.3:</b> Um modelo de corpo negro. Fonte: Pimenta <i>et al.</i> , 2000.....	9
<b>Figura 2.4:</b> Distribuição global da radiação média anual no topo da atmosfera. Fonte: Wallace e Hoobs, 2006.....	13
<b>Figura 2.5:</b> Ilustração esquemática do balanço médio anual de energia na Terra. Fonte: Trenberth <i>et al.</i> , 1996.....	15
<b>Figura 2.6:</b> (a) Espectros normalizados de radiância do corpo negro para temperaturas da ordem das temperaturas médias do Sol (esquerda) e da Terra (direita), em função do comprimento de onda. (b) As principais bandas de absorção gasosa para os comprimentos de onda entre 0.1 e 100 $\mu\text{m}$ , são indicadas para a região entre o topo da atmosfera e uma altitude de 11 km; e (c) entre o topo da atmosfera e o nível do solo. Fonte: Wallace e Hobbs, 2006.....	16
<b>Figura 2.7:</b> Componentes do forçamento radiativo. Fonte: IPCC, 2007.....	19
<b>Figura 3.1:</b> Localização do local de estudo.....	21
<b>Figura 3.2:</b> Espectroradiómetro portátil FieldSpec® HadHeld.....	22
<b>Figura 3.3:</b> Configuração do espectroradiómetro, retirado do programa RS <sup>3</sup> .....	23
<b>Figura 3.4:</b> Fotografia da relva.....	24
<b>Figura 3.5:</b> Fotografia da calçada.....	25
<b>Figura 3.6:</b> Fotografia do mosaico.....	26
<b>Figura 3.7:</b> Fotografia do mármore.....	27
<b>Figura 3.8:</b> Fotografia do solo.....	28
<b>Figura 3.9:</b> Estrutura do modelo uvspec. Fonte: Mayer e Kylling, 2005.....	29
<b>Figura 3.10:</b> Exemplo de um ficheiro de entrada para a calçada estudado, retirado do programa Secure Shell (SSH).....	31
<b>Figura 4.1:</b> Gráfico da reflectância espectral da vegetação (relva), com a respectiva barra de erro do desvio padrão.....	33
<b>Figura 4.2:</b> Gráfico da reflectância espectral da calçada, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.....	35

**Figura 4.3:** Gráfico da reflectância espectral do mosaico, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.....36

**Figura 4.4:** Gráfico da reflectância espectral do mármore, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.....37

**Figura 4.5:** Gráfico da reflectância espectral do solo, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.....38

**Figura 4.6:** Gráfico da reflectância espectral de graminha verde, obtida através da base de dados USGS-DSL6.....40

**Figura 4.7:** Gráfico da reflectância espectral da microclina (grupo dos feldspatos), obtida através da base de dados USGS-DSL6.....41

**Figura 4.8:** Gráfico da reflectância espectral de blocos de cinza, obtida através da base de dados USGS-DSL6.....42

**Figura 4.9:** Gráfico da reflectância espectral da calcite, obtida através da base de dados USGS-DSL6.....43

**Figura 4.10:** Gráfico da reflectância espectral do quartzo, obtida através da base de dados USGS-DSL6.....44

**Figura 4.11:** Gráfico dos coeficientes de atenuação dos aerossóis rurais (R) e urbanos (U), em que as linhas a tracejado correspondem aos aerossóis rurais (R) e as linhas contínuas aos aerossóis urbanos (U).....46

**Figura 4.12:** Gráfico do albedo de dispersão simples e parâmetro de assimetria dos aerossóis rurais (R) e urbanos (U), em que as linhas a tracejado correspondem aos aerossóis rurais (R) e as linhas contínuas aos aerossóis urbanos (U).....47

**Figura 4.13:** Gráfico da radiação incidente na superfície, sendo os círculos amarelos correspondentes aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....49

**Figura 4.14:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de vegetação (relva), em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....50

**Figura 4.15:** Gráfico do balanço radiativo sobre a superfície de vegetação (relva), em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos

aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....51

**Figura 4.16:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de calçada, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....52

**Figura 4.17:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de calçada, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....53

**Figura 4.18:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de mosaico, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....54

**Figura 4.19:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de mosaico, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....55

**Figura 4.20:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de mármore, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....56

**Figura 4.21:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de mármore, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....57

**Figura 4.22:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de solo, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....58

**Figura 4.23:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de solo, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.....59

**Figura 4.24:** (a) Gráfico do balanço radiativo à superfície, para as cinco superfícies estudadas, considerando apenas os aerossóis urbanos e a espessura óptica de 0.8; e (b) gráfico das reflectâncias espectrais das cinco superfícies estudadas.....61

**Figura 4.25:** Gráfico da variação da espessura óptica dos aerossóis em Évora ao longo do mês de Julho de 2009.....62

**Figura 4.26:** Gráfico da variação da espessura óptica dos aerossóis em Évora ao longo do dia 8 de Julho de 2009.....63

**Figura 4.27:** Gráfico do índice de refração dos aerossóis em Évora ao longo do mês de Julho de 2009.....64

**Figura 4.28:** Gráfico da distribuição das dimensões dos aerossóis em Évora ao longo do mês de Julho de 2009.....65

**Figura 4.29:** Gráfico da variação do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney (CLV) ao longo do mês de Julho de 2009, nas cinco superfícies estudadas.....66

**Figura 4.30:** Gráfico da variação do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney (CLV) ao longo do dia 8 de Julho de 2009, nas cinco superfícies estudadas.....67

**Figura 4.31:** Localização das superfícies estudadas no Colégio Luís Verney, com a respectiva legenda.....69

**Figura 4.32:** Distribuição espacial do balanço radiativo à superfície sobre o Colégio Luís Verney no dia 20 de Julho de 2009.....70

## **Lista de Tabelas**

<b>Tabela 2.1:</b> Características do Sol.....	7
<b>Tabela 2.2:</b> Valores de albedo médio, em percentagem, para algumas superfícies.....	18

## Abreviaturas

$\frac{\partial E_s}{\partial t}$  – Taxa de armazenamento de energia à superfície.

$DF_{eo}$  – Divergência do fluxo horizontal na Terra e Oceano.

$F_{net}$  – Fluxo de radiação líquida na superfície.

$I_{0\lambda}$  – Fluxo monocromático incidente.

AERONET – Aerosol RObotic NETwork.

$B$  – Balanço radiativo.

$B_\lambda$  – Radiação monocromática.

$c$  – Velocidade da luz no vácuo.

CERES – Clouds and the Earth's Radiant Energy System.

CGE – Centro de Geofísica de Évora.

CLV – Colégio Luís Verney.

$C_w$  – Constante de Wien.

$edir$  – Irradiância directa descendente.

$edn$  – Irradiância difusa descendente.

EOS – Earth Observing System.

ERBE – Earth Radiation Budget Experiment.

$eup$  – Irradiância difusa ascendente.

$F$  – Irradiância total.

$Fe_2O_3$  – Óxidos de ferro.

FOV – Campo de visão.

IPCC – Painel Intergovernamental das Alterações Climáticas.

$I_\lambda$  – Fluxo monocromático transmitido.

$k_\lambda$  – Coeficiente monocromático de extinção

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration.

RF – Forçamento Radiativo.

$s$  – Caminho óptico.

SSH – Software Secure Shell.

$T$  – Temperatura absoluta.

TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission.

UV – Região ultravioleta.

$\nu$  – Frequência.

$\alpha_\lambda$  – Absortividade monocromática.

$\varepsilon_\lambda$  – Emissividade monocromática.

$\lambda$  – Comprimento de onda.

$\lambda_{max}$  – Comprimento de onda máximo de emissão.

$\sigma$  – Constante de Stefan-Boltzmann.

$G$  – Fluxo de calor conduzido para as camadas do solo abaixo da superfície.

$LE$  – Fluxo de calor latente da superfície.

$SH$  – Fluxo de calor sensível da superfície.

## **1 – Introdução**

O Sol é a principal fonte de energia da Terra, sendo portanto um factor determinante para a vida no planeta. O planeta Terra aquece quando absorve energia do Sol, principalmente na superfície e arrefece quando emite energia, absorvendo e emitindo energia simultaneamente. Logo, se a Terra absorve mais energia do que aquela que emite, o planeta aquece, por sua vez se a Terra absorve menos energia do que aquela que emite, arrefece.

O balanço radiativo terrestre tem grande importância, uma vez que existindo uma entrada constante de energia solar na atmosfera, e se toda esta energia fosse armazenada no sistema Terra-atmosfera, a Terra sobreaqueceria. Assim, havendo um notável balanço radiativo terrestre, tal não acontece, porque parte da energia solar que entra na atmosfera escapa novamente para o espaço, ou seja, a radiação incidente retorna ao espaço sob a forma de radiação solar reflectida e radiação terrestre.

Este balanço radiativo torna assim possível que a temperatura média da Terra permaneça relativamente constante em todo o Globo, apesar das variações sazonais e da ocorrência de ondas de calor ou de frio.

O balanço da energia radiante à superfície, sendo um dos principais componentes do balanço energético do sistema Terra-atmosfera, determina a quantidade de energia disponível para evapotranspiração à superfície, para trocas de calor com a atmosfera, e para ser conduzido para as camadas abaixo da superfície do Globo. Os processos à superfície desempenham um papel importante na determinação do balanço da energia total do planeta. O balanço da energia local à superfície depende da insolação, das características da superfície, tal como o tipo de cobertura vegetal, a reflectividade e o teor de água e das características da atmosfera (Hartmann, 1994).

O balanço de energia à superfície da Terra pode ser descrito pela equação:

$$\frac{\partial E_s}{\partial t} = F_{net} - LE - SH - DF_{eo} - G \quad (1.1)$$

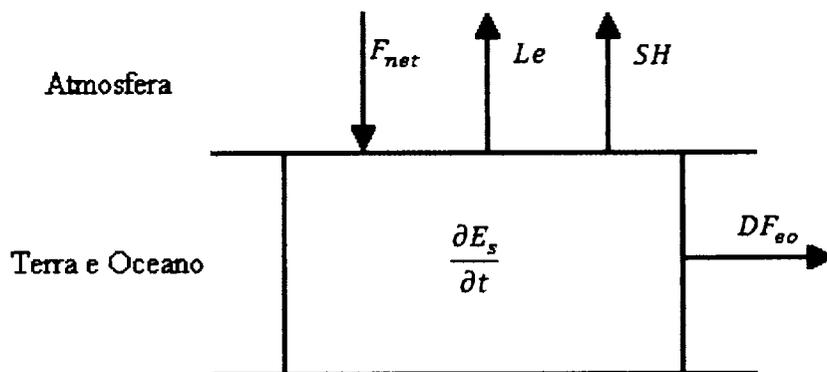
onde  $\frac{\partial E_s}{\partial t}$  é a taxa de armazenamento de energia à superfície,  $F_{net}$  é o fluxo de radiação líquida na superfície (balanço de energia radiante),  $LE$  é o fluxo de calor latente da superfície para a atmosfera (energia disponível para a evapotranspiração),  $SH$  é o fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera (troca de calor entre a

superfície e a atmosfera),  $DF_{eo}$  é a divergência do fluxo horizontal na Terra e Oceano e  $G$  o fluxo de calor conduzido para as camadas do solo abaixo da superfície.

Se se considerar que a taxa de armazenamento de energia é muito pequena, o balanço de energia entre o aquecimento radiativo e o processo que remove a energia da superfície é dado por:

$$F_{net} = Le + SH + DF_{eo} + G \quad (1.2)$$

Na maioria das situações, a radiação aquece a superfície, ou seja, o balanço de energia radiante é positivo e os fluxos de calor sensível e latente arrefecem-na, tal como representado na Figura 1.1.



**Figura 1.1:** Diagrama da relação entre vários termos do balanço de energia à superfície. Fonte: Adaptado de Hartmann, 1994.

O balanço do fluxo de radiação à superfície ( $F_{net}$ ) para situação de céu limpo depende principalmente das propriedades da superfície, do teor de vapor de água e de ozono e das distribuições verticais de aerossóis na atmosfera.

O balanço radiativo terrestre tem vindo a sofrer alterações provocadas, principalmente pelas actividades dos seres humanos, como consequência do aumento das emissões dos gases com efeito de estufa, em especial pela queima de combustíveis fósseis, mas também por outras actividades como as alterações profundas no uso dos solos, a queima de biomassa à escala planetária e a poluição atmosférica, provocando assim um aumento da temperatura da Terra.

O problema é que o aumento da concentração dos gases com efeito de estufa está a aumentar a fracção da radiação terrestre que permanece no sistema, resultando num aumento da temperatura da superfície do planeta.

Como tal, as alterações do balanço radiativo terrestre estão intimamente ligadas com as alterações climáticas, e sendo esta uma temática muitas vezes abordada durante a minha formação académica, houve desde logo uma motivação e um despertar do interesse, e da curiosidade e ambição de saber de que forma o balanço radiativo à superfície pode ser influenciado pelas características de vários tipos de superfícies. Superfícies estas com as quais contactamos no nosso quotidiano. Para além disso, foi também uma forma de aprofundar conhecimentos nesta área, que nos dias de hoje, são objecto de constante interesse e preocupação para a comunidade global.

A componente experimental desta dissertação também me motivou a escolher esta temática, pois não tive que me restringir à componente teórica, mas sim utilizá-la como instrumento de consulta e melhoramento de todo o estudo. Todo o meu envolvimento nestas duas componentes revelou momentos de experiência e de grande interesse profissional.

### **1.1 – Objectivos**

Os objectivos gerais desta dissertação são:

- i) a caracterização de vários tipos de superfície em termos das suas reflectâncias espectrais;
- ii) a determinação do efeito de diferentes tipos de superfícies, em termos das suas propriedades reflectoras, nos fluxos de radiação, em situação de céu limpo, para vários cenários atmosféricos e conseqüentemente no balanço radiativo à superfície.

## **2 – Radiação e Balanço Radiativo Terrestre**

A atmosfera terrestre é um invólucro gasoso, que pela sua composição, regulação da temperatura e protecção contra a radiação solar, torna possível a vida na Terra. Esta atmosfera está ligada ao planeta de forma mais ou menos permanente, pela atracção gravítica do planeta e roda com ele, no espaço, de um modo quase simultâneo. Este invólucro gasoso protege-nos dos bombardeamentos de partículas energéticas emitidas pelo Sol. Os restos de rochas extraterrestres ao entrarem na atmosfera incendiam-se por atrito tornando-se visíveis como estrelas cadentes ou meteoritos. Grande parte da radiação ultravioleta perigosa é absorvida, na fina camada do ozono, através de reacções fotoquímicas (Oliveira, 1997).

### **2.1 – Sistema Climático Global**

As características da circulação atmosférica observada e os valores das diferentes variáveis meteorológicas, nomeadamente a temperatura, a humidade, a nebulosidade ou a pressão, resultam do fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera e da interacção da atmosfera com a superfície do planeta. Desse modo, os diferentes componentes do planeta Terra contribuem de forma diferenciada para o estabelecimento do estado de equilíbrio dinâmico a que damos o nome de clima. As interacções possíveis são numerosas e desenvolvem-se em períodos de tempo muito variáveis. Geralmente, elas estão associadas a fluxos de massa e/ou de energia entre a atmosfera e o globo.

A atmosfera estabelece trocas de massa e energia com a superfície sólida do planeta Terra, com os oceanos, com o próprio interior do planeta, por intermédio dos vulcões, e, em geral com todos os elementos que constituem a Terra. Estas trocas dependem da dinâmica interna dos diversos sistemas que interagem com a atmosfera. Por esta razão, é conveniente pensar no sistema climático global como um conjunto de subsistemas, em que as suas propriedades físicas individuais são mais fáceis de estabelecer. Para além da atmosfera, são elementos do sistema climático global a hidrosfera, constituída principalmente pelos oceanos mas também por todos os outros reservatórios de água líquida, a criosfera, constituída pelas calotes polares e pelos glaciares, a biosfera, constituída por todos os seres vivos e a litosfera, que corresponde à parte sólida do globo terrestre (Miranda, 2001).

A Figura 2.1 representa esquematicamente o sistema climático, com indicação dos seus componentes e de alguns dos fluxos mais relevantes.

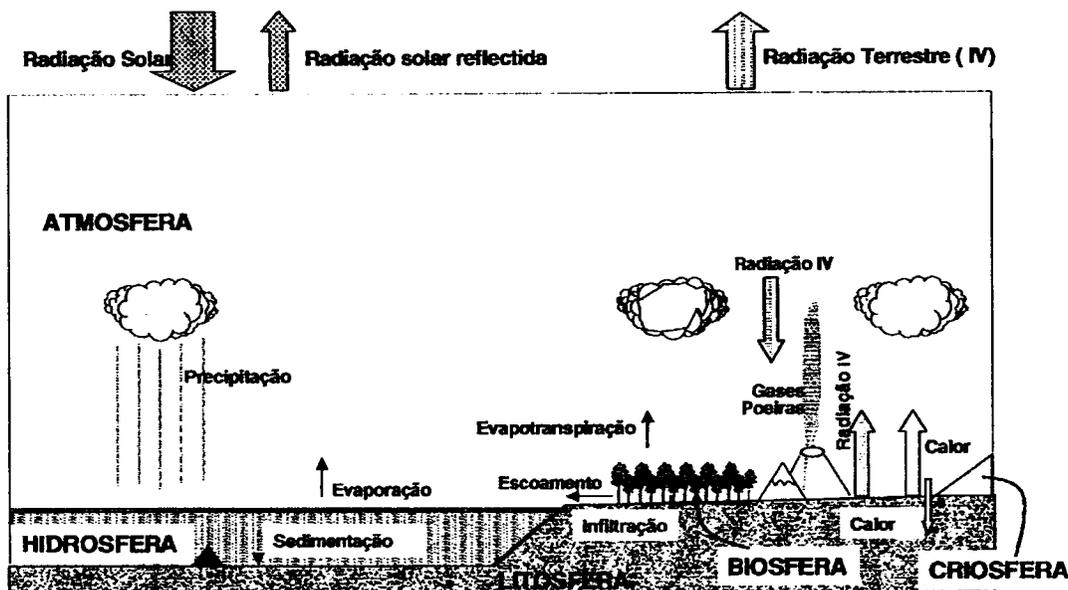


Figura 2.1: Ilustração esquemática do sistema climático. Fonte: Miranda, 2001.

De entre os subsistemas do sistema climático, a atmosfera constitui um sistema rápido, que evidencia modificações significativas no prazo de poucos dias. A hidrosfera apresenta uma inércia muito maior, sofrendo modificações do seu estado em períodos de tempo que vão desde alguns dias (caso das condições superficiais) até alguns milhares de anos (caso da circulação profunda do oceano). A criosfera evolui numa escala de tempo ainda mais lenta, da ordem das dezenas de milhares de anos, enquanto que a litosfera apresenta variações em escalas de tempo geológicas, acima do milhão de anos. A biosfera apresenta variações significativas no âmbito do ciclo anual, e variações mais lentas associadas a alterações da cobertura vegetal, muito influenciadas pela actividade humana. A diferença dos tempos de resposta dos diferentes subsistemas é uma das razões da grande complexidade do sistema global, na resposta a perturbações no fluxo de radiação solar ou das propriedades da superfície (Miranda, 2001).

### 2.1.1 – A Superfície Terrestre

A superfície terrestre desempenha um pequeno papel no sistema climático global em relação à atmosfera e ao oceano, no entanto o clima sobre a superfície da Terra é extremamente importante para os seres humanos, uma vez que são criaturas que habitam a Terra. No mundo, os cereais são uma fonte de alimento muito importante e

fornecem cerca de metade das calorias e grande parte das proteínas. Cerca de 80% das proteínas animais consumidas pelo homem provêm da carne, ovos e laticínios e 20% provêm do mar. Além disso, a maioria dos materiais de construção crescem na terra.

A terra cobre apenas cerca de 30% da superfície da Terra, sendo o restante coberto por água (hidrosfera). A combinação das áreas terrestres e oceânicas na Terra desempenha um papel importante na determinação global do clima. Existem muitos factores que afectam o clima global, nomeadamente a vegetação, a cobertura de neve, as condições do solo, a topografia da superfície terrestre, a disposição e orientação das cadeias montanhosas, etc.

As terras do planeta são utilizadas para diversos fins, sendo cerca de um terço utilizadas para o cultivo de plantas ou animais de pasto, um terço são cobertas por floresta e um terço por desertos ou tundra. Historicamente, os seres humanos converteram terras florestais em agricultura, áreas urbanas e pastagens, alterando muito a natureza da superfície terrestre e continuam a fazê-lo a um ritmo crescente (Hartmann, 1994).

## **2.2 – Radiação Solar**

O planeta Terra depende totalmente do Sol para a obtenção da luz e calor. A ocorrência de vulcões e fontes de água quente em vários locais prova que a Terra apresenta calor próprio, mas, sem a contínua corrente de radiação proveniente do Sol, a Terra seria um planeta escuro e gelado com uma temperatura média de superfície não muito superior ao zero absoluto (Dixon, 1990).

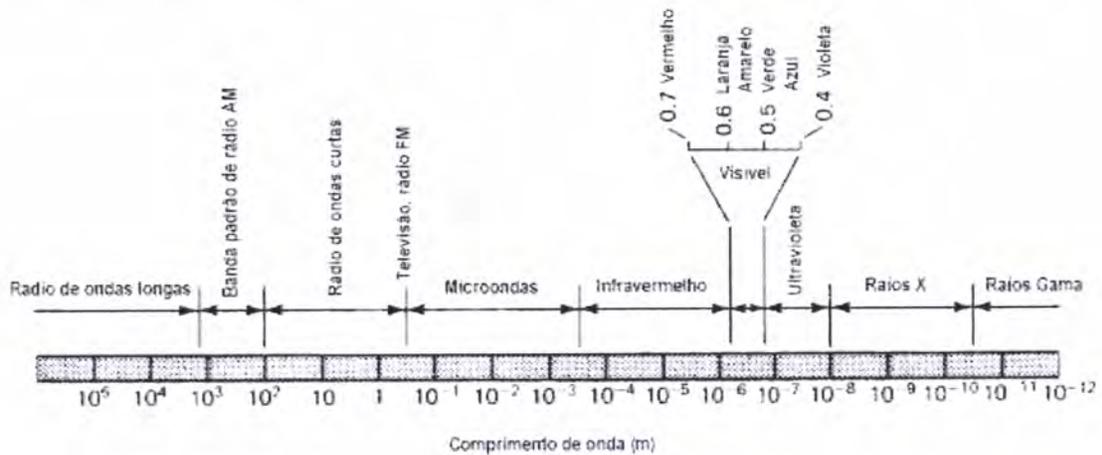
O Sol é uma das cerca de  $10^{11}$  estrelas da nossa galáxia, a Via Láctea. As principais características do Sol são apresentadas na Tabela 2.1. A luminosidade solar é a quantidade de energia libertada pelo Sol. As temperaturas de emissão variam entre 2000 e 30000 K, enquanto a temperatura da fotosfera do Sol é cerca de 6000 K, sendo a fotosfera a região do Sol, a partir da qual a maioria das suas emissões de energia é libertada para o espaço (Hartmann, 1994). O sol actua como um reactor nuclear gigantesco, produzindo energia através da conversão gradual dos seus recursos de hidrogénio em hélio, por meio da fusão nuclear (Dixon, 1990).

**Tabela 2.1:** Características do Sol.

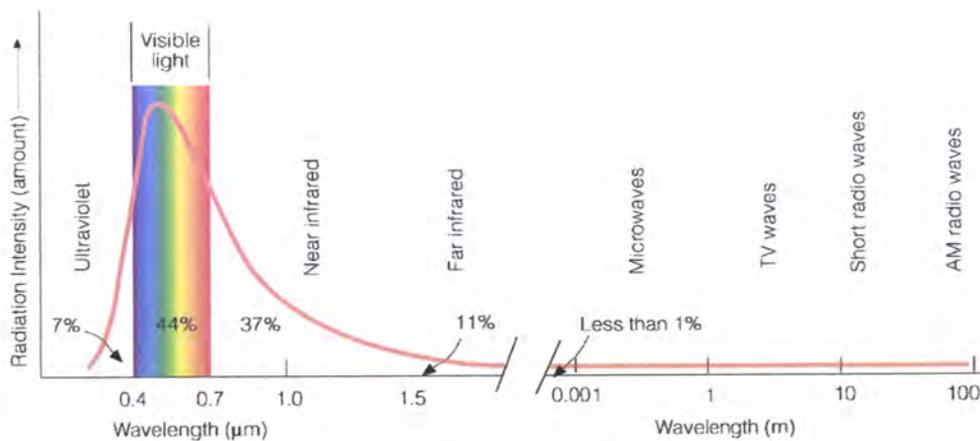
Massa	$1.99 \times 10^{30}$ kg
Raio	$6.96 \times 10^8$ m
Luminosidade	$3.9 \times 10^{26}$ J s <sup>-1</sup>
Distância média à Terra	$1.496 \times 10^{11}$ m

Fonte: Hartmann, 1994.

A radiação solar é emitida para o espaço sob a forma de ondas eletromagnéticas que variam desde a radiação de ondas curtas, como os raios  $\gamma$  e X, até às ondas de rádio de comprimento de onda muito longo (Figura 2.2a). O espectro de radiação solar ilustrado na Figura 2.2b, mostra que o Sol emite principalmente nas regiões espectrais do ultravioleta, visível e infravermelho próximo (Dixon, 1990).



(a)



(b)

**Figura 2.2:** (a) Espectro eletromagnético (Fonte: Grimm, 1999); e (b) o espectro da radiação solar.

A radiação electromagnética pode ser vista como um conjunto de ondas que se propagam à velocidade da luz ( $c = 2.998 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ , no vácuo). As características da radiação electromagnética são totalmente definidas pelo seu comprimento de onda ( $\lambda$ ) ou pela sua frequência ( $\nu$ ), relacionadas pela expressão:

$$\nu = \frac{c}{\lambda} \quad (2.1)$$

Por exemplo, nas ciências atmosféricas o termo pequeno comprimento de onda ( $\lambda < 4 \mu\text{m}$ ) refere-se ao feixe do comprimento de onda que transporta a maior parte da energia associada à radiação solar e o termo grande comprimento de onda ( $\lambda > 4 \mu\text{m}$ ) refere-se ao feixe do comprimento de onda que abrange a maioria da radiação terrestre, ou seja, radiação emitida pela Terra (Wallace e Hobbs, 2006).

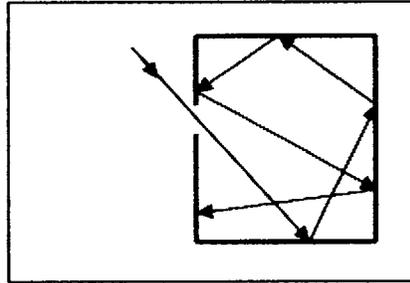
A energia radiante do Sol, concentrada na parte visível e infravermelho próximo do espectro electromagnético, distribui-se em relação ao total, com 44% sob a forma de luz visível, 48% sob a forma de raios infravermelhos próximos e 7% sob a forma de raios ultravioleta (Figura 2.2b). Quando tal energia é absorvida por um corpo, resulta num aumento do seu movimento molecular e da sua temperatura (Lutgens e Tarbuck, 1989).

A região relativamente estreita do visível, que se estende nos comprimentos de onda de 0.4 a 0.7  $\mu\text{m}$ , é definida pelos feixes de comprimentos de onda a que o olho humano é sensível. A região visível do espectro é flanqueada pelas regiões do ultravioleta e do infravermelho. A região do infravermelho próximo, que se estende desde o limite do visível até aproximadamente 4  $\mu\text{m}$ , é dominada pela radiação solar, enquanto que a restante região do infravermelho é dominada pela radiação terrestre. A radiação microondas não é importante no balanço energético da Terra, mas é muito utilizado na detecção remota porque é capaz de penetrar através das nuvens (Wallace e Hobbs, 2006).

### **2.3 – Radiação de um Corpo Negro**

Um corpo negro é uma superfície que absorve totalmente a radiação que nela incide. Um modelo simples de um corpo negro é o de uma pequena abertura num objecto oco (Figura 2.3) a uma determinada temperatura, em que qualquer radiação que entra vai sendo reflectida e absorvida nas paredes e acaba por ser completamente absorvida, sendo a pequena abertura o corpo negro. Ao aquecer o objecto oco com uma

fonte de calor no seu interior, há emissão de radiação pelo orifício (Pimenta *et al.*, 2000).



**Figura 2.3:** Um modelo de corpo negro. Fonte: Pimenta *et al.*, 2000.

Em seguida são apresentadas algumas das leis mais importantes do corpo negro (Wallace e Hobbs, 2006).

### 2.3.1 – Lei de Planck

A lei de Planck descreve a intensidade da radiação espectral emitida por um corpo negro por unidade de área de superfície para uma direção fixa, dependendo exclusivamente da sua temperatura ( $T$ ) e do comprimento de onda ( $\lambda$ ) da energia monocromática e é dada por:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi(e^{C_2/\lambda T} - 1)} \quad (2.2)$$

A expressão (2.2) é dada em  $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1} \cdot sr^{-1}$ , onde  $B_{\lambda}$  é a radiação monocromática emitida pelo corpo negro,  $T$  é a temperatura absoluta,  $C_1 = 3.74 \times 10^{-16} W m^2$  e  $C_2 = 1.45 \times 10^{-2} m K$ .

### 2.3.2 – Lei de Stefan-Boltzmann

A lei de Stefan-Boltzmann relaciona a irradiância total de um corpo negro com a temperatura, sendo esta lei obtida através da integração da função de Planck (2.2), para todos os comprimentos de onda, supondo que a radiação do corpo negro é isotrópica:

$$F = \sigma T^4 \quad (2.3)$$

A expressão (2.3) exprime-se em  $W \cdot m^{-2}$ , em que  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$  é a constante de Stefan-Boltzmann.

A forte dependência da irradiância emitida com a temperatura explica a grande diferença na intensidade da distribuição espectral entre o Sol e os espectros de emissão da Terra dada pela lei de Planck (2.2). Esta diferença, deve-se principalmente ao facto de o Sol irradiar para o espaço como um corpo negro, com uma temperatura efectiva de cerca de 5780 K, enquanto a Terra irradia para o espaço como um corpo negro com uma temperatura efectiva de 255 K, sendo ilustrada na Figura 2.6a (de notar que os espectros apresentados na figura encontram-se normalizados).

### **2.3.3 – Lei do Deslocamento de Wien**

A lei do deslocamento de Wien descreve a relação entre o comprimento de onda do pico máximo de emissão ( $\lambda_{max}$ ) e a temperatura absoluta ( $T$ ), e é dada por:

$$\lambda_{max} = \frac{C_w}{T} \quad (2.4)$$

em que  $C_w = 2897 \text{ K } \mu\text{m}$ ,  $\lambda_{max}$  é expresso em  $\mu\text{m}$  e  $T$  em K. Uma consequência importante é que a radiação solar (temperatura efectiva do Sol é de 5780 K) está concentrada nas regiões espectrais do visível e do infravermelho próximo, enquanto que a radiação terrestre é confinada à região espectral do infravermelho (Figura 2.6a).

As leis de Planck, Stefan-Boltzmann e Wien só são válidas para corpos negros.

### **2.3.4 – Lei de Kirchoff**

A radiação emitida por um corpo real é diferente da radiação emitida por um corpo negro à mesma temperatura. Logo, a emissividade monocromática ( $\epsilon_\lambda$ ) do corpo real é definida como a razão entre a sua irradiância e a irradiância do corpo negro num determinado comprimento de onda:

$$\epsilon_\lambda = \frac{I_\lambda(\text{emitida})}{B_\lambda(T)} \quad (2.5)$$

A absortividade monocromática ( $\alpha_\lambda$ ) pode ser definida:

$$\alpha_\lambda = \frac{I_\lambda(\text{absorvida})}{I_\lambda(\text{incidente})} \quad (2.6)$$

que descreve a quantidade de radiação absorvida pelo corpo real em relação ao negro, em equilíbrio termodinâmico.

Contudo, a lei de Kirchoff estabelece uma igualdade entre a emissividade monocromática de um corpo real e a sua absorvidade monocromática, no mesmo comprimento de onda:

$$\varepsilon_{\lambda} = \alpha_{\lambda} \quad (2.7)$$

Quantitativamente, os materiais que são fortes absorventes num determinado comprimento de onda são também fortes emissores nesse comprimento de onda e absorventes fracos são fracos emissores. Para um corpo negro  $\varepsilon_{\lambda} = \alpha_{\lambda} = 1$  para todos os comprimentos de onda e para um corpo cinzento  $\varepsilon_{\lambda} = \alpha_{\lambda} < 1$  para todos os comprimentos de onda. Esta lei pode ser aplicada não só a corpos opacos mas também a gases, desde que a frequência das colisões moleculares seja grande em relação à frequência dos eventos individuais de absorção e emissão. Na atmosfera terrestre esta condição é satisfeita até altitudes de aproximadamente 60 km.

Pode ainda definir-se a reflectividade ou albedo de um corpo, como sendo a fracção da radiação incidente que é reflectida por esse corpo.

## **2.4 – Interação da Radiação Solar e a Atmosfera Terrestre**

A radiação à medida que atravessa a atmosfera terrestre sofre atenuação através dos processos de absorção e dispersão. Estes processos verificam-se quando a radiação interage com os constituintes atmosféricos (nuvens, aerossóis e gases). A radiação que chega à superfície terrestre pode ser classificada como directa e difusa, sendo a resultante da soma das irradiâncias directa e difusa denominada irradiância global ou total (Varejão-Silva, 2006).

### **2.4.1 – Radiação Directa**

Pode dizer-se que a distribuição espectral da radiação solar incidente, na camada superior da atmosfera, é comparável àquela emitida por um corpo negro a aproximadamente 5800 K, como representado na Figura 2.6a. A diferença verificada entre as curvas (Figura 2.6a), na região do ultravioleta, tem como causa principal as transições electrónicas ocorridas na camada de gases do Sol. Na travessia da radiação pela atmosfera, vários processos alteram a sua distribuição espectral. As absorções mais importantes são devidas ao vapor de água, no infravermelho, e ao ozono, no

ultravioleta. A dispersão da radiação, notável nas ondas curtas, é responsável pelo decréscimo nas regiões do visível e do ultravioleta próximo.

Portanto, a radiação directa é aquela que provém directamente do Sol, quando este se mostra total ou parcialmente visível, ou seja, sem sofrer nenhum dos processos anteriormente mencionados ao passar pela atmosfera.

Porém, grande parte da radiação solar é transmitida directamente e alcança a superfície terrestre em feixes aproximadamente paralelos, comprovando-se quando olhando directamente para o Sol. Este processo é designado por lei de Beer-Bouguer-Lambert, onde mostra que, um feixe monocromático de radiação, ao atravessar um meio homogéneo, sofrerá uma atenuação exponencial, e expressa-se da seguinte forma:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} e^{-k_{\lambda}s} \quad (2.8)$$

onde  $I_{\lambda}$  é o fluxo monocromático transmitido,  $I_{0\lambda}$  o fluxo monocromático incidente,  $k_{\lambda}$  é o coeficiente monocromático de extinção e  $s$  o caminho óptico.

#### **2.4.2 – Radiação Difusa**

A radiação difusa, não é mais do que, o resultado da dispersão dos raios solares incidentes nalgum tipo de partícula, suspensa na atmosfera. Em geral, dos dois tipos de dispersão, um deles é produzido por partículas de dimensão inferior ao comprimento de onda da radiação incidente – dispersão de Rayleigh e o outro, é produzido por partículas de tamanho comparável ou maior que o comprimento de onda – dispersão de Mie.

As moléculas gasosas do ar, principalmente o oxigénio e o azoto, são os maiores dispersores de Rayleigh e dominam a forma de dispersão nos casos de atmosferas claras e livres de turbidez. Para as atmosferas com turbidez, as partículas de aerossóis dispersam bastante a radiação e a dispersão de Mie chega a ser tão importante quanto o de Rayleigh em comprimentos de onda no UV e visível (azul). Na região do vermelho e do infravermelho, o processo de dispersão em atmosferas que apresentam turbidez está dominado pela dispersão de Mie e para as atmosferas bastante contaminadas ou nubladas, a dispersão de Mie é o dominante em todos os comprimentos de ondas.

Contudo, diz-se que a radiação difusa é a radiação solar recebida após a sua direcção ter sido alterada devido à dispersão na atmosfera, ou, ainda, que a radiação difusa é resultante da acção da dispersão da atmosfera e que atinge o local considerado, após ter sofrido um ou mais desvios.

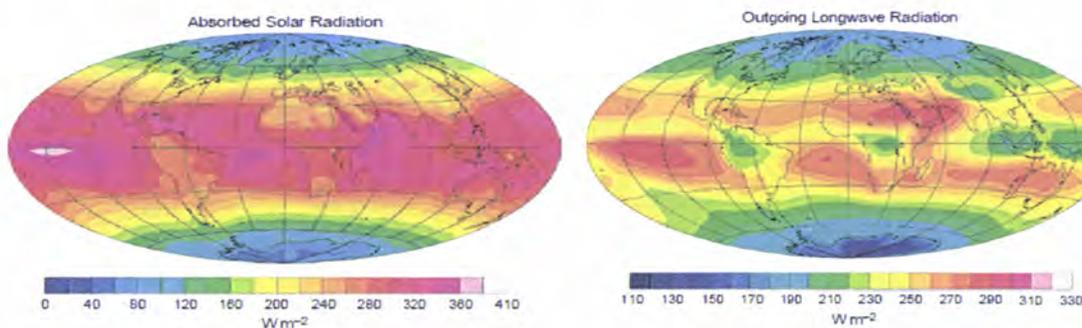
### 2.4.3 – Radiação Global ou Total

A radiação solar global ou total, define-se como sendo a radiação solar recebida de um ângulo sólido de  $2\pi$  esterradianos sobre uma superfície horizontal. A radiação solar global inclui a radiação recebida directamente do ângulo sólido do Sol e a radiação difusa dispersa ao atravessar a atmosfera, representando assim, a soma da radiação directa com a radiação difusa recebida por uma superfície.

### 2.5 – Balanço Radiativo Terrestre

Na década de 1980 foi realizada a primeira experiência utilizando imagens de satélite para medir o balanço radiativo da Terra, o Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). Foram utilizados os satélites National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA – 9 e NOAA – 10), sendo que estes satélites já não se encontram em operação (Barkstrom, 1984; House *et al.*, 1986). Para dar continuidade à estimativa do balanço radiativo da Terra, foi desenvolvido o sensor Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) com o objectivo de medir o balanço radiativo terrestre e também fornecer estimativas das propriedades das nuvens para avaliar o seu papel nos fluxos radiativos, desde a superfície até ao topo da atmosfera (Inamdar e Ramanatham, 1997; Wielicki *et al.*, 1998; Barkstrom, 1999). Este sensor está a bordo dos satélites Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) lançado em Dezembro de 1997, e nos satélites TERRA e AQUA da missão Earth Observing System (EOS), lançados em Dezembro de 1999 e Maio de 2002, respectivamente.

A distribuição global da radiação média anual no topo da atmosfera encontra-se representada na Figura 2.4. A quantidade de energia absorvida e emitida pela Terra varia geograficamente e sazonalmente, dependendo das condições atmosféricas e superficiais, bem como da distribuição da insolação.



**Figura 2.4:** Distribuição global da radiação média anual no topo da atmosfera. Fonte: Wallace e Hoobs, 2006.

A distribuição global da radiação, esquematizada na Figura 2.4, é obtida através de dados recolhidos pelo satélite Earth Radiation Budget Experiment. A imagem do lado esquerdo da Figura 2.4 representa a média anual da radiação solar descendente, tendo em conta as variações geográficas do ângulo de declinação solar e do albedo local. Os valores nos trópicos são de cerca de  $300 \text{ W m}^{-2}$ , onde o Sol ao longo do ano está quase a pico ao meio-dia. Nos trópicos, os valores mais elevados correspondem a regiões sem nuvens sobre os oceanos, onde os albedos médios anuais no local são pequenos (0.1), e os valores mais baixos correspondem aos desertos (0.2). O balanço da radiação solar nas regiões polares desce abaixo dos  $100 \text{ W m}^{-2}$ , onde os Invernos são escuros e os Verões são luminosos 24h por dia, sendo compensado pelos elevados ângulos solares zenitais, a nebulosidade generalizada e albedo elevado das superfícies cobertas de gelo.

A imagem do dado direito da Figura 2.4 corresponde à distribuição da radiação de longo comprimento de onda emitida no topo da atmosfera, apresentando um gradiente suave do equador para os pólos e maior variabilidade regional nos trópicos. Do equador para os pólos existe um contraste da temperatura do ar à superfície, suficiente para produzir uma diferença de 2:1 na radiação de longo comprimento de onda emitida entre o equador e as regiões polares, mas esta diferença é parcialmente compensada pelo facto de, nos trópicos o topo das nuvens e das camadas húmidas serem maiores do que sobre as latitudes mais elevadas (Wallace e Hobbs, 2006).

As estimativas do balanço radiativo à superfície a partir de informações de satélite são bastante complexas devido às interações da radiação com a atmosfera. O balanço radiativo no topo da atmosfera pode, em princípio, ser medido directamente por satélites, enquanto o balanço radiativo à superfície precisa de ser deduzido das medidas no topo (Li *et al.*, 1993).

A radiação proveniente do Sol ao incidir no topo da atmosfera sofre várias interações com os vários elementos atmosféricos (gases atmosféricos, nuvens e partículas em suspensão) e com a superfície do planeta, por meio de processos de absorção e dispersão. Parte desta energia é reflectida pelas nuvens, parte dispersada pelas moléculas e partículas do ar, parte é absorvida pelo vapor de água, dióxido de carbono, ozono e compostos de azoto e parte absorvida pela superfície da Terra (Figura 2.5). A radiação solar que atinge a superfície terrestre é parcialmente absorvida e convertida em energia térmica, por meio de vários processos, incluindo a emissão da radiação.

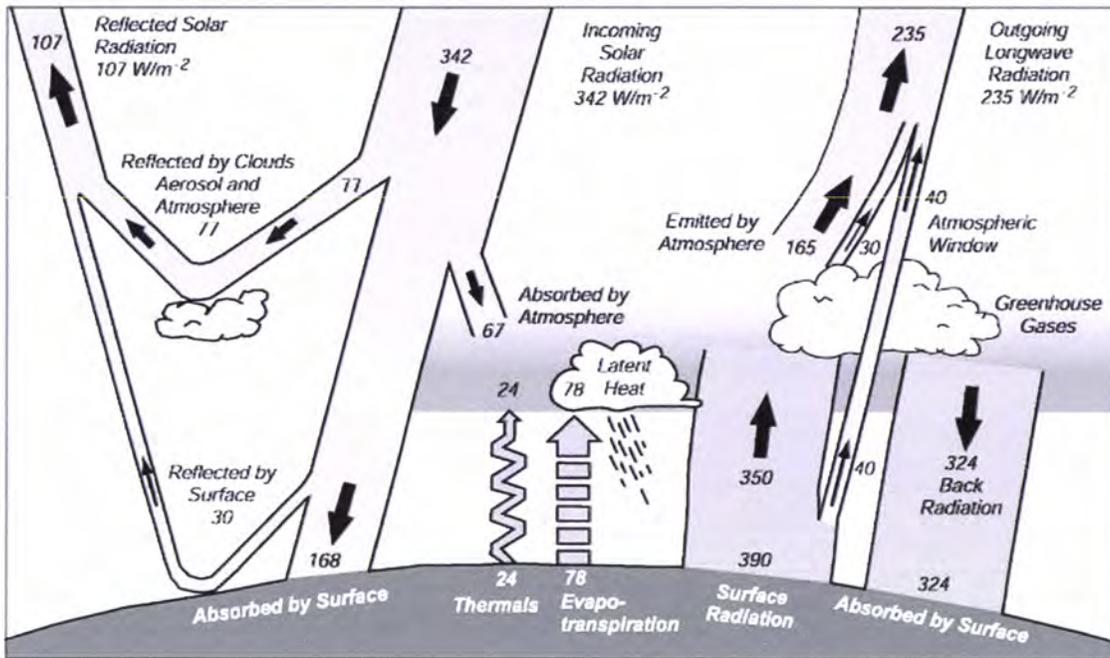
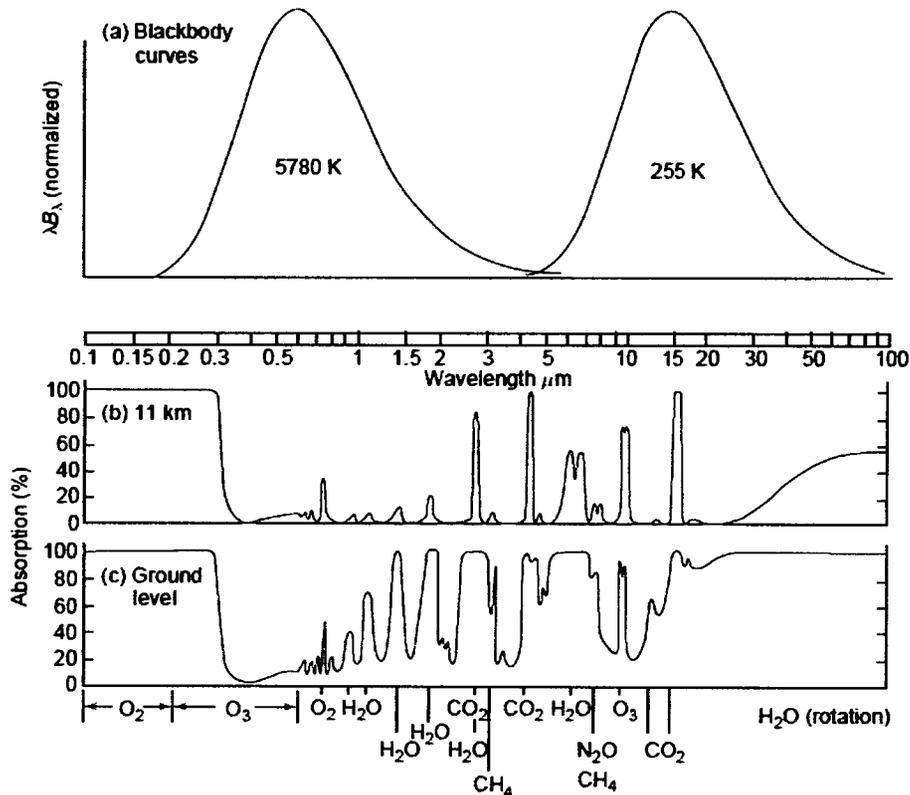


Figura 2.5: Ilustração esquemática do balanço médio anual de energia na Terra. Fonte: Trenberth *et al.*, 1996.

A radiação solar média incidente no topo da atmosfera é parcialmente refletida pelas nuvens, atmosfera e superfície terrestre. Cerca de 49% é absorvida pela superfície. Parte da energia é transferida para a atmosfera na forma de calor sensível, embora a fracção maioritária na forma de evapotranspiração, é libertada como calor latente durante a precipitação. A Terra emite radiação térmica que é absorvida principalmente pela atmosfera. Esta, por sua vez, reemite para a superfície e para o espaço, produzindo um efeito de estufa, visto que a radiação emitida para o espaço provém do topo das nuvens e partes da atmosfera mais finas que a superfície (Trenberth *et al.*, 1996).

O planeta Terra por se encontrar em equilíbrio radiativo irradia em média, de volta para o espaço, a mesma energia recebida pelo Sol. A Figura 2.6a apresenta as curvas normalizadas de radiância do corpo negro para temperaturas equivalentes às temperaturas médias do Sol (5780 K) e da Terra (255 K). Nas Figuras 2.6b e 2.6c são apresentadas as regiões espectrais que sofrem absorção gasosa (com indicação dos respectivos gases) e a absorvidade da atmosfera em dois níveis de altitude diferentes: a 11 km e ao nível do solo, respectivamente. Ainda sobre a Figura 2.6, nota-se que a energia irradiada pela Terra ocorre em comprimentos de onda ( $\lambda$ ) maiores ( $4 \mu\text{m} < \lambda < 100 \mu\text{m}$ ,  $1 \mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$ ), na forma de radiação infravermelha ou radiação térmica. Em média, para a Terra como um todo, a energia solar que atinge o planeta é equilibrada pela radiação terrestre emitida. Variações no fluxo de radiação disponível no sistema

climático podem modificar o balanço de energia e o equilíbrio entre os processos físicos e biogeoquímicos, podendo causar alterações no sistema global (Hansen *et al.*, 1997).



**Figura 2.6:** (a) Espectros normalizados de radiança do corpo negro para temperaturas da ordem das temperaturas médias do Sol (esquerda) e da Terra (direita), em função do comprimento de onda. (b) As principais bandas de absorção gasosa para os comprimentos de onda entre 0.1 e 100 μm, são indicadas para a região entre o topo da atmosfera e uma altitude de 11 km; e (c) entre o topo da atmosfera e o nível do solo. Fonte: Wallace e Hobbs, 2006.

Outra forma de se obter o balanço radiativo à superfície, é o de calcular as irradianças à superfície, necessitando para tal de conhecer o estado real da atmosfera, assim como as características da superfície da Terra em termos da sua reflectividade e emissividade. Estes cálculos podem ser feitos recorrendo a modelos de transferência radiativa e os balanços radiativos à superfície, podem assim ser calculados através da seguinte expressão:

$$B = (edir + edn) - eup \quad (2.9)$$

onde  $B$  é o balanço radiativo em  $W/m^2$ ,  $edir$  é a irradiança directa descendente em  $W/m^2$ ,  $edn$  é a irradiança difusa descendente em  $W/m^2$  e  $eup$  é a irradiança difusa ascendente em  $W/m^2$ .

Os balanços radiativos calculados e apresentados neste trabalho, limitam-se às regiões espectrais do visível e infravermelho próximo, por essa razão a discussão a partir deste ponto centra-se apenas no balanço radiativo na banda dos pequenos comprimentos de onda.

### **2.5.1 – Influência das Nuvens no Balanço Radiativo Terrestre**

As nuvens cobrem aproximadamente 60% da superfície terrestre e variam consideravelmente em extensão vertical e horizontal. Essa variabilidade espacial deve-se em parte ao padrão de circulação da atmosfera com movimentos ascendentes e descendentes e deve-se em parte à distribuição dos oceanos e continentes e à extensão e diversidade de núcleos de condensação de nuvens (King, 1993). As nuvens influenciam fortemente o balanço global de energia da Terra devido ao facto de reflectirem, absorverem e transmitirem a radiação solar. As propriedades radiativas de uma nuvem dependem das suas dimensões físicas, da sua altura na atmosfera e das suas características microfísicas, tais como a distribuição de dimensões das gotas e dos cristais de gelo, a morfologia dos cristais de gelo, a quantidade de água líquida, o índice de refacção da água pura e do gelo (Liou, 1992, Heymsfield, 1993). As nuvens também reflectem e transmitem a radiação térmica no infravermelho emitida pela superfície terrestre e pela atmosfera e, ao mesmo tempo, emitem radiação infravermelha de acordo com a estrutura da temperatura no seu interior (Liou, 1992).

### **2.5.2 – Influência dos Aerossóis no Balanço Radiativo Terrestre de Pequeno Comprimento de Onda**

Os aerossóis são partículas sólidas ou líquidas em suspensão num meio gasoso, podendo ter origem em processos naturais ou serem produzidos como consequência das actividades humanas. Os aerossóis possuem em geral um tempo de permanência médio na atmosfera da ordem de dias, ao contrário dos poluentes gasosos que apresentam grande heterogeneidade espacial (Seinfeld e Pandis, 1998).

As partículas de aerossol desempenham um papel importante sobre a meteorologia e o clima por interagirem directa e indirectamente com a radiação solar. As partículas de aerossol ao interagirem directamente reduzem a quantidade de radiação disponível à superfície através da absorção e da dispersão da radiação solar. As partículas de aerossol por actuarem como núcleos de condensação de nuvens, podem

alterar as propriedades microfísicas das nuvens e, por conseguinte, alterar o seu albedo e o seu tempo médio de permanência na atmosfera, o que pode afectar também o ciclo hidrológico (Andreae *et al.*, 2004), sendo estes os efeitos indirectos dos aerossóis. Os aerossóis são de vários tipos, como rurais, urbanos, marinhos, entre outros. Os aerossóis rurais estão associados a poeiras dos terrenos agrícolas, os aerossóis urbanos associam-se à poluição urbana e industrial e os aerossóis marinhos ao sal marinho.

A absorção da radiação solar pode alterar o perfil termodinâmico da atmosfera, tornando-a mais estável com consequências para os fluxos turbulentos de calor latente e sensível, podendo inibir a formação de nuvens (Koren *et al.*, 2004).

O Painel Intergovernamental das Alterações Climáticas (IPCC) estima que o efeito directo global dos aerossóis no balanço radiativo se situa entre  $-0,2$  a  $-1,5$   $W/m^2$ , isto é, existe uma tendência para o arrefecimento.

### **2.5.3 – Efeito do Albedo da Superfície no Balanço Radiativo de Pequeno Comprimento de Onda**

O albedo da superfície é, tal como definido anteriormente na secção 2.3.4, a razão entre quantidade total de luz reflectida por um corpo no espaço e a quantidade de luz que incide sobre esse corpo. Um reflector perfeito apresenta um albedo de 1 e o planeta tem um albedo médio de cerca 0,34 (Dixon, 1990), variando de local para local.

Na Tabela 2.2 estão representados alguns valores típicos de albedo para diferentes superfícies.

**Tabela 2.2:** Valores de albedo médio, em percentagem, para algumas superfícies.

<b>Superfícies</b>	<b>Albedo (%)</b>
Solos	15 - 30
Florestas	5 - 20
Neve	40 - 90
Cidades	15 - 20
Nuvens	40 - 60
Oceanos	2 - 10

Fonte: Bowker *et al.*, 1985.

O albedo é um parâmetro importante no estudo da interacção da radiação solar com a Terra. As mudanças antropogénicas na cobertura da superfície e a consequente alteração do albedo afectam a fracção da radiação solar reflectida de volta para o espaço e portanto, constituem um importante forçamento radiativo do clima (Kaufman *et al.*, 1998).

## 2.6 – Forçamento Radiativo

O forçamento radiativo significa, em termos gerais, uma mudança imposta sobre o balanço de radiação planetário e foi definido para avaliar as alterações do balanço radiativo da Terra que poderiam resultar em mudanças climáticas globais, ou seja, é usado para comparar a forma como os factores humanos e naturais provocam o aquecimento e arrefecimento do clima global. O forçamento radiativo é medido pela variação do fluxo da radiação líquida (em unidades de  $W/m^2$ ), num determinado nível da atmosfera, causada pela introdução de uma perturbação. Exemplos de perturbações são as alterações na quantidade de radiação solar incidente, na composição da atmosfera, ou em propriedades da superfície (Hansen *et al.*, 1997).

A Figura 2.7 ilustra o forçamento radiativo, apresentando um conjunto de gases responsáveis pelo aquecimento do planeta no ano de 2005 a partir das estimativas dos seus respectivos Forçamentos Radiativos (RF). A Escala Espacial refere-se à extensão geográfica ou localidade de actuação dos gases. O índice LOSU indica o nível de compreensão científica atingido.

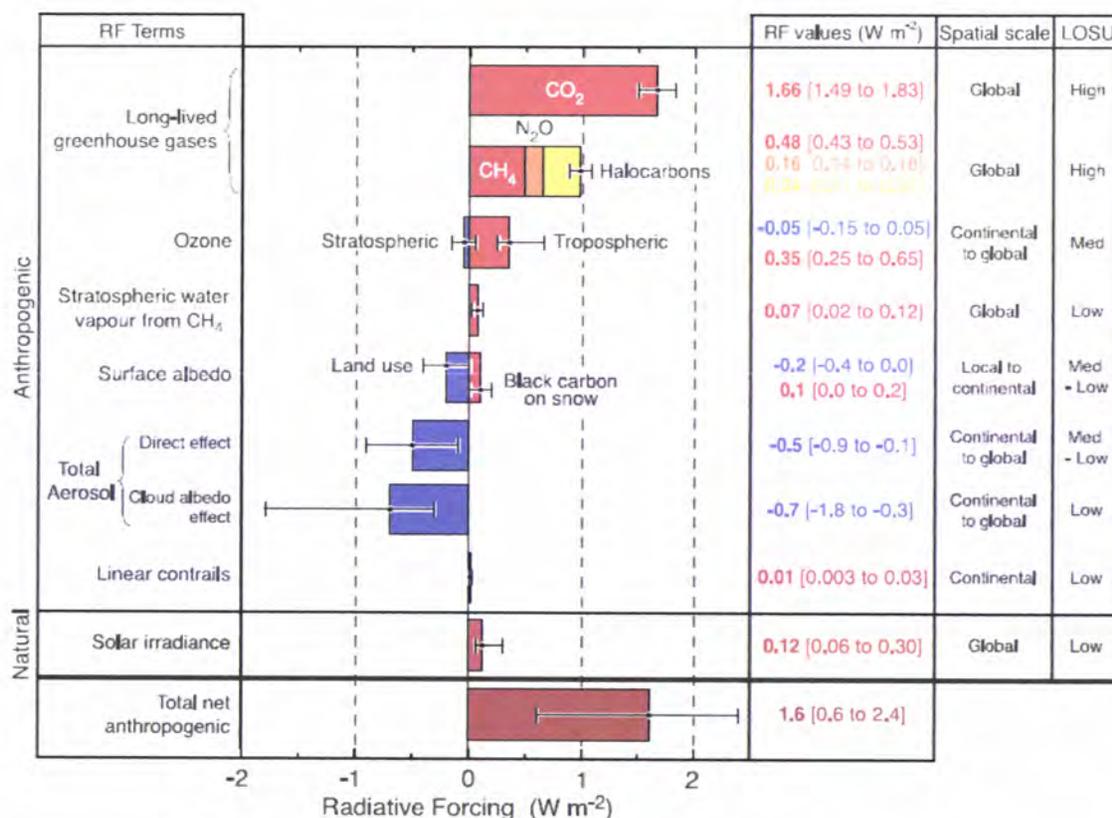


Figura 2.7: Componentes do forçamento radiativo. Fonte: IPCC, 2007.

A alteração do clima resultante dos factores naturais e humanos estimados em termos do forçamento radiativo, positivo ou negativo, estão relacionados quantitativamente com o valor do aquecimento global num determinado período, tendo em conta que alguns factores, por serem naturais, não são susceptíveis de ser modificados pela acção do homem, como por exemplo, a radiação solar incidente no topo da atmosfera. Contudo, os gases provenientes da acção humana devido à importância do seu crescimento verificado a partir de meados do século XVIII, devem ser reduzidos para que os efeitos do aquecimento global sejam minorados no futuro.

A compreensão das influências antropogénicas no aquecimento e arrefecimento do clima melhorou desde a publicação do Terceiro Relatório de Avaliação do IPCC, promovendo um nível de confiança mais alto de que o efeito líquido global das actividades humanas, em média, desde 1750 foi de aquecimento, com um forçamento radiativo de +1,6 [+0,6 a +2,4] W/m<sup>2</sup> (IPCC, 2007), conforme representado na Figura 2.7.

### 3 – Metodologia

Foi efectuada a caracterização de diferentes superfícies em Évora, especificamente no Colégio Luís Verney (Figura 3.1), cujas coordenadas geográficas são: latitude  $38^{\circ} 34' 03''$  N e longitude  $7^{\circ} 54' 41''$  W. Esta caracterização foi feita durante o mês de Setembro de 2009 e em condições de céu limpo.

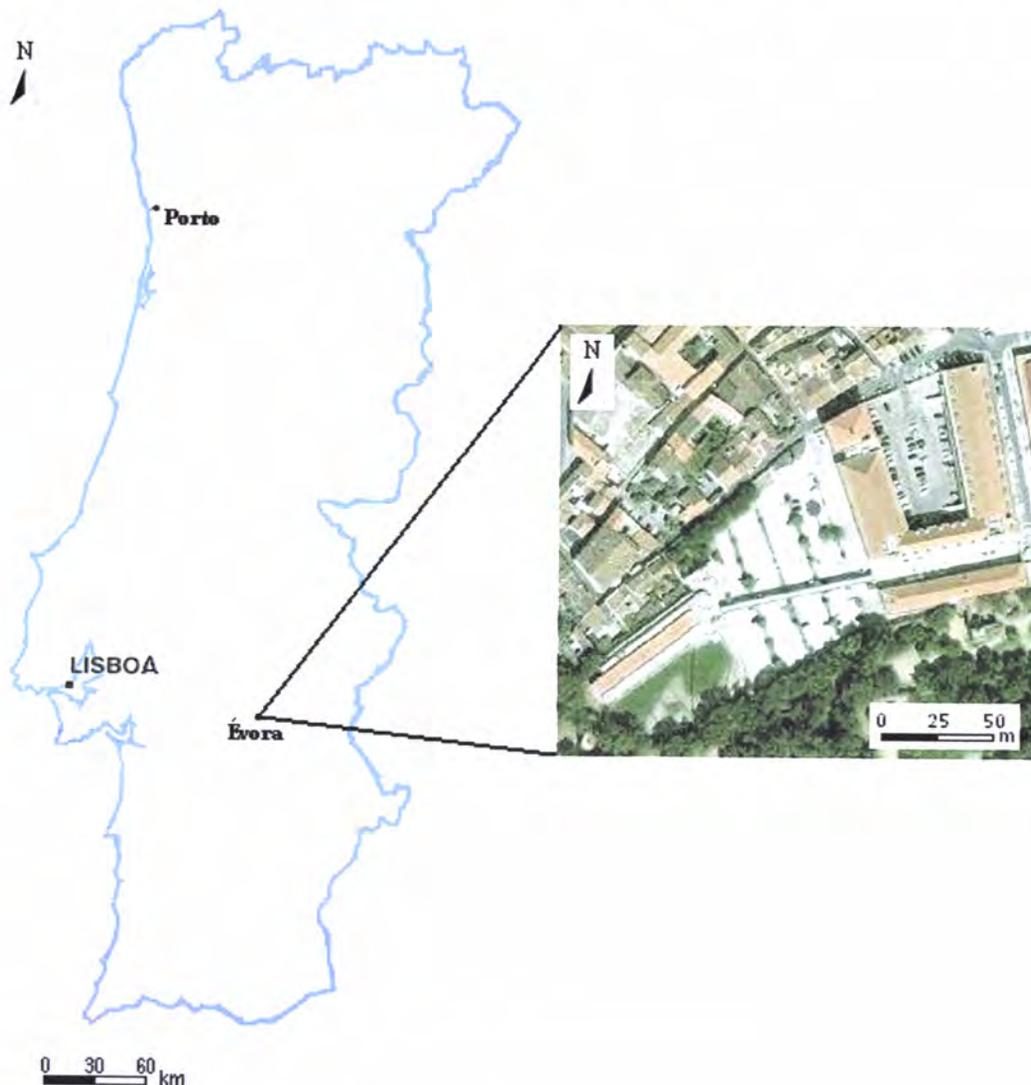


Figura 3.1: Localização do local de estudo.

As medições foram efectuadas utilizando um espectrorradiómetro portátil, com o objectivo de caracterizar cinco tipos de superfícies distintas: vegetação (relva), calçada, mosaico, mármore e solo, em termos das suas reflectâncias (albedos) espectrais.

Os resultados obtidos experimentalmente foram comparados com as reflectâncias espectrais contidas na base de dados USGS-DSL6 (Clark *et al.*, 2007).

Para o cálculo dos fluxos radiativos foi utilizado um modelo de transferência radiativa, considerando cada uma das superfícies analisadas experimentalmente e para diversas condições atmosféricas típicas, obtidas de medições efectuadas no observatório do Centro de Geofísica de Évora (CGE) localizado no Colégio Luís Verney. Estes cálculos permitiram obter os balanços radiativos à superfície para as situações em estudo.

Por fim, foi obtida também a distribuição espacial do balanço radiativo à superfície sobre o Colégio Luís Verney, que depende além das condições atmosféricas, do tipo de superfície.

As secções seguintes apresentam descrições do espectrorradiómetro utilizado nas medições e dos tipos de superfície analisadas, assim como alguns aspectos gerais do modelo de transferência radiativa a que se recorreu para efectuar os cálculos.

### **3.1 – Espectrorradiómetro Portátil**

O espectrorradiómetro portátil utilizado para efectuar as medições foi o FieldSpec® HadHeld (ASD, 2002), representado na Figura 3.2, que permite medir a irradiância, radiância e reflectância espectral na região entre 325 e 1075 nm (em menos de 17 milissegundos), com uma resolução espectral de 1 nm. O sensor é composto por uma malha com 512 fotodíodos de silício, com um filtro de separação sobreposto. O seu campo de visão (FOV) pode ser variado (1°, 10°, 25° e hemisférica), contém duas baterias de lítio com capacidade para 1350 mAh e pesa cerca de 1,2 kg.



**Figura 3.2:** Espectrorradiómetro portátil FieldSpec® HadHeld.

Para obter as medições é necessário um computador onde o instrumento é ligado através de um cabo adaptador de série USB, com cerca de 1,5 m de comprimento, sendo os dados das reflectâncias, radiâncias e irradiâncias directamente transferidos para o computador e armazenados através de um programa designado por RS<sup>3</sup> versão 5.5.

O espectrorradiómetro foi configurado (Figura 3.3) para efectuar a média interna de 20 amostras de espectros com intervalos de 544 ms, para cada registo, com um FOV de 1°. A corrente escura e a referência branca foram configuradas para realizar 20 amostras de espectros e foram armazenados 10 registos das medições espectrais para cada tipo de superfície. Também é de referir, que as medições das superfícies estudadas foram efectuadas com o espectrorradiómetro na vertical, em direcção à respectiva superfície, como representado na Figura 3.2.

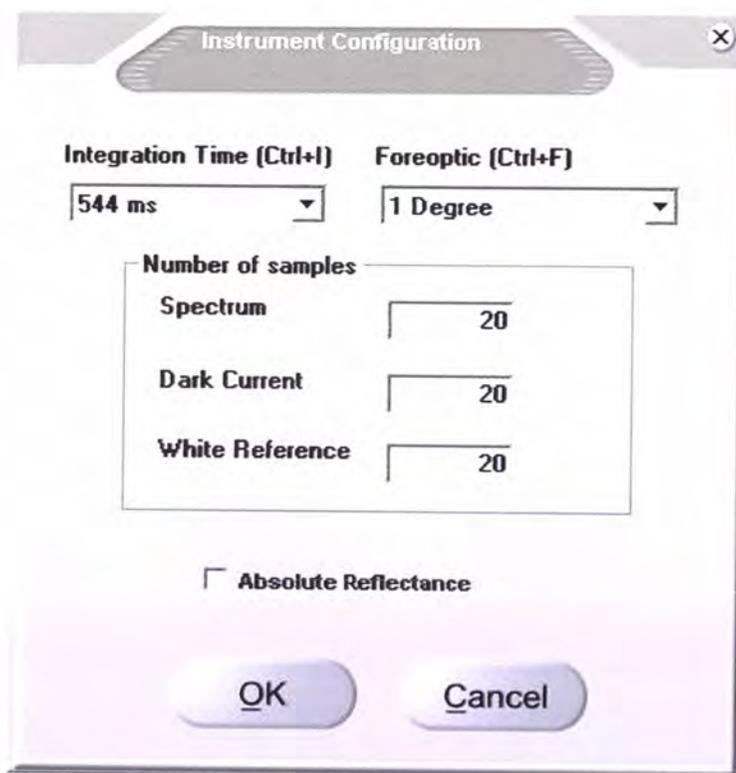


Figura 3.3: Configuração do espectrorradiómetro, retirado do programa RS<sup>3</sup>.

Os cálculos e os gráficos das reflectâncias espectrais para cada uma das superfícies analisadas foram realizados pelo programa ViewSpec® Pro (ASD, 2002).

### **3.2 – Características das Superfícies**

As superfícies consideradas neste estudo foram: a vegetação (relva), a calçada, o mosaico, o mármore e o solo. Estas superfícies foram escolhidas devido às suas diferentes características que influenciam de maneira diferente o balanço radiativo à superfície.

#### **3.2.1 – Vegetação (relva)**

A relva pertence à família Poaceae (gramíneas) e é um produto da horticultura ornamental que desempenha diversas funções ornamentais e utilitárias. Nos espaços verdes, a relva serve de fundo subjacente para evidenciar as características ornamentais de outras plantas, além disso também serve de suporte para a prática de diversos desportos, incluindo o golfe e o futebol. A relva tem como principais benefícios, o controlo da erosão e poeiras, a retenção, infiltração e limpeza das águas superficiais, a melhoria da estrutura do solo, a dissipação da temperatura, a retenção do ruído sonoro e visual e ainda apresenta uma contribuição social e estética.

A relva analisada (Figura 3.4) encontrava-se em boas condições, com uma coloração verde, um pouco húmida, com um tamanho de cerca de 4 cm e serve apenas para fins estéticos.



**Figura 3.4:** Fotografia da relva.

#### **3.2.2 – Calçada**

A calçada como pavimento de pedra natural, sobretudo o granito e o calcário, tem uma durabilidade muito maior em comparação com materiais artificiais (asfaltos,

produtos de cimento, mosaicos, etc.), absorvendo parcialmente as águas da chuva. A calçada é considerada como uma arte ou artesanato e em Portugal predomina a pedra de calcário mas é também utilizado o granito em algumas regiões do país.

O granito é uma rocha ígnea, utilizada como rocha ornamental, de grão fino, médio ou grosseiro, composta principalmente por quartzo e feldspatos, tendo como minerais característicos frequentes as micas (moscovite e biotite) e/ou anfíbolos. O quartzo é reconhecido como um mineral incolor, geralmente translúcido, muito comum nos granitos. Os feldspatos (microclina, ortoclase e plagioclase) são os principais condicionantes do padrão cromático das rochas silicatadas, conferindo-lhes colorações avermelhadas, rosadas e creme-acinzentadas. A cor negra variavelmente na matriz das rochas silicatadas é conferida pelos minerais máficos, sobretudo anfíbolos e micas (biotite), nos granitos mais claros, ou seja, com menor quantidade de minerais máficos, o quartzo e os feldspatos compõem normalmente entre 85 a 95% da rocha.

A calçada analisada é constituída por granito (Figura 3.5) sendo este constituído por feldspatos (na sua maioria), quartzo, anfíbolos e biotite, apresentando uma predominante coloração acinzentada.



**Figura 3.5:** Fotografia da calçada.

### **3.2.3 – Mosaico**

O mosaico é uma placa constituída por cimento, areia, pó de mármore, água e pigmentos de textura lisa que possui uma alta resistência ao desgaste, sendo depois cozido a altas temperaturas. O mosaico pode ser usado para acabamentos de paredes e pisos.



**Figura 3.7:** Fotografia do mármore.

### **3.2.5 – Solo**

O solo pode ser considerado como um conjunto de pequenas partículas minerais resistentes, como o quartzo (areia e limo).

O solo pode apresentar diversos tons, normalmente, acinzentado, amarelo, vermelho, castanho ou mesmo preto. Esta variedade de cores vai depender do material de origem, bem como da sua posição na paisagem, teor de matéria orgânica, mineralização, entre outros factores. Por exemplo, quanto maior a quantidade de matéria orgânica mais escuro é a cor do solo. Os solos com cores avermelhadas ou amareladas estão associados aos diferentes tipos de óxidos de ferro na sua constituição, por exemplo, quando a quantidade destes óxidos é grande, os solos apresentam-se vermelhos. Os solos com elevada quantidade de quartzo na fracção mineral apresentam uma coloração branca ou acinzentada. Os solos acinzentados são solos com baixa capacidade de drenagem, ou seja, com excesso de água. Isto, porque os óxidos de ferro são levados para o lençol freático tornando o solo mais claro.

A textura do solo é o tamanho relativo das diferentes partículas que o compõem. As partículas com diâmetros menores de 2 mm (argila, limo e areia) são as de maior importância, pois muitas das propriedades físicas e químicas da porção mineral do solo dependem delas. Assim, considera-se apenas as três fracções menores para caracterizar a textura, a argila (com diâmetro inferior a 0,002 mm), o limo (com diâmetro entre 0,002 e 0,02 mm) e a areia (areia fina: com diâmetro entre 0,02 e 0,2 mm; e areia grossa: com diâmetro entre 0,2 e 2 mm).

A estrutura de um solo consiste na forma como os seus constituintes se organizam, o tamanho das partículas e os espaços vazios entre elas.

O solo analisado (Figura 3.8) é constituído maioritariamente por quartzo devido à sua coloração acinzentada, com textura arenosa, contendo partículas de areia fina de diâmetro entre 0,02 e 0,2 mm e não tem estrutura, uma vez que, os grãos de areia são livres, não apresentando uma verdadeira estrutura.



**Figura 3.8:** Fotografia do solo.

### **3.3 – Modelo de Transferência Radiativa**

Os modelos de transferência radiativa podem ser utilizados nos cálculos da irradiância ou radiância para determinadas condições atmosféricas e superfícies. As aplicações para os cálculos de transferência radiativa incluem a detecção remota, o estudo de processos, a previsão de índices ultravioleta (com impacto na saúde), o forçamento radiativo, o aquecimento/arrefecimento radiativo, etc. (Mayer e Kylling, 2005).

O modelo de transferência radiativa utilizado neste trabalho para o cálculo das irradiâncias foi o uvspec, incluído no libRadtran (Mayer *et al.*, 2008) versão 1.4. O libRadtran é um software de utilização livre e inclui numerosas ferramentas que podem ser utilizadas para resolver diversos problemas relacionados com a radiação atmosférica, sendo o programa central do modelo o uvspec. O uvspec calcula a radiação na atmosfera terrestre para uma variedade de condições atmosféricas, embora tenha sido originalmente desenvolvido para calcular a irradiância espectral na região do ultravioleta e em partes do visível.

Ao longo dos anos, o uvspec sofreu muitas extensões e melhorias, incluindo uma versão completa em 1997, passando então a denominar-se libRadtran. Eventualmente, a alteração mais importante foi a extensão do ultravioleta, sendo assim o nome uvspec

encontra-se desatualizado, mas foi mantido por razões históricas. Por estas razões, o uvspec é ainda o nome do modelo de transferência radiativa, enquanto que o libRadtran refere-se ao pacote completo, incluindo os conjuntos de dados, ferramentas, exemplos e documentação.

O modelo uvspec considera uma atmosfera com várias camadas e permite calcular os campos de radiação ascendente ou descendente, a qualquer nível atmosférico (desde a superfície até ao topo da atmosfera), no ultravioleta, visível e infravermelho, resolvendo a equação de transferência radiativa através de diversos métodos. A radiação pode ser calculada para diferentes: albedos da superfície, geometria solar e de observação, tipos de nuvem, tipo e quantidade de aerossóis e concentrações de vários gases, entre os quais ozono e vapor de água. Os perfis verticais de temperatura, pressão, humidade, ozono e outros gases podem também ser alterados. A estrutura do modelo é apresentada na Figura 3.9.

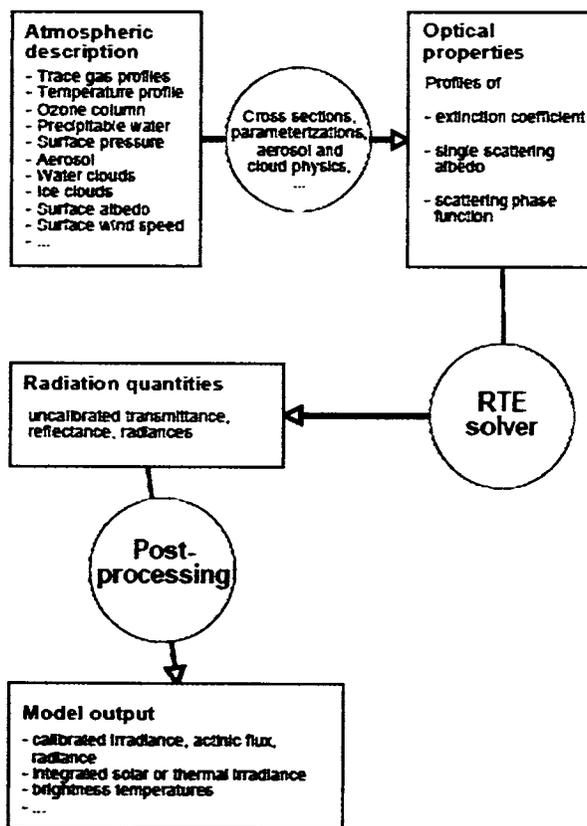


Figura 3.9: Estrutura do modelo uvspec. Fonte: Mayer e Kylling, 2005.

O modelo uvspec inclui três partes principais: (1) conversão de propriedades atmosféricas (perfis verticais, pressão atmosférica à superfície, parâmetros microfísicos

de nuvens/aerossóis, etc.) em propriedades ópticas que são necessárias à parte seguinte do modelo; (2) resolução da equação de transferência radiativa que permite calcular radiâncias, irradiâncias e fluxos actínicos (fluxo radiante proveniente de todas as direcções capaz de promover as reacções fotoquímicas), para as propriedades ópticas fornecidas; (3) pós-processamento dos resultados, que inclui a multiplicação pela irradiância solar no topo da atmosfera, a correcção para a distância Terra-Sol, a convolução com a função de resposta espectral ou a integração espectral, dependendo das opções do utilizador.

O modelo uvspec é invocado pela linha de comando, em dois tipos de sistemas operativos, o Linux e o Windows. É fornecido ao modelo um ficheiro de entrada, onde se especificam todas as propriedades da atmosfera, incluindo a dispersão de Rayleigh, absorção molecular, aerossóis, nuvens de água e gelo e albedo da superfície, para o caso concreto que queremos estudar.

O ficheiro de entrada é especificado no “input\_file” e o resultado pode ser redireccionado para o “output\_file”. Normalmente é invocado da seguinte forma:

```
uvspec < input_file > output_file.
```

As irradiâncias necessárias ao cálculo do balanço radiativo (eq. 2.9, secção 2.5), foram calculadas através do libRadtran, sendo consideradas cada uma das superfícies estudadas experimentalmente (ver secção 3.2) e várias condições atmosféricas: o ângulo solar zenital (0 a 85°, com intervalos de 5°), o tipo de aerossóis (rurais e urbanos) e a espessura óptica dos aerossóis (0 a 1, com intervalos de 0,2). De referir que só situações de céu limpo (sem nuvens) foram consideradas, uma vez que a complexidade associada à descrição das nuvens e a incerteza nos parâmetros associados, iria aumentar em muito a incerteza associada aos cálculos das irradiâncias e consequentemente do balanço radiativo. É considerada uma atmosfera típica de latitudes médias no Verão e o intervalo espectral entre 325 e 1075 nm, já que corresponde ao intervalo espectral em que as reflectâncias são medidas experimentalmente (secção 3.1).

Na Figura 3.10 está representado um exemplo de um ficheiro de entrada para a superfície da calçada estudado.

```

# Location of atmospheric profile file
atmosphere_file ../data/atmmod/afgms.dat
# Location of the extraterrestrial spectrum
solar_file ../data/solar_flux/NewGuey2003.dat per_nm
albedo_file Calçada.txt # Surface albedo
correlated_k LOWTRANW # Gas absorption parameterization from LOWTRAN
sza 30.0 # Solar zenith angle (degrees)
umu -1.0 # Output cosine of polar angle
rte_solver disort2 # Radiative transfer equation
deltam on # Delta-E scaling on
nstr 6 # Number of streams (fluxes)
aerosol_default # Set up a default aerosol according to Shettle
aerosol_haze 5 # Urban type aerosols
aerosol_set_tau550 0.4 # Set the aerosol optical thickness at 550nm
wavelength 325.0 1075.0 # Wavelength range [nm]
output integrate

jsantos@cumulus:~/uvspec_examples$

```

Figura 3.10: Exemplo de um ficheiro de entrada para a calçada estudado, retirado do programa Secure Shell (SSH).

Ao analisar a Figura 3.10, podemos especificar cada uma das linhas, sendo a “atmosphere\_file ../data/atmmod/afgms.dat” a localização do ficheiro do perfil atmosférico, em que “afgms” corresponde a uma atmosfera típica de latitudes médias no Verão. O “solar\_file ../data/solar\_flux/NewGuey2003.dat per\_nm”, corresponde à localização do ficheiro do espectro extraterrestre. O “albedo\_file Calçada.txt”, refere-se ao albedo da superfície da calçada, obtido através das medições efectuadas pelo espectralradiómetro. O “correlated\_k LOWTRANW” define a parametrização utilizada para tratar a absorção gasosa.

O “sza 30.0” é referente ao ângulo solar zenital, sendo neste caso de 30°. O “umu -1.0” refere-se ao co-seno do ângulo de observação, sendo -1 porque se tratar de cálculos de radiação descendente à superfície. A “rte\_solar disort2” é referente ao tipo de resolução da equação de transferência radiativa e os parâmetros seguintes (“deltam”

e “nstr”) completam a informação necessária ao cálculo da equação de transferência radiativa.

O “aerossol\_default” corresponde ao tipo de aerossol padrão, de acordo com Shettle (1989), sendo as suas propriedades: um aerossol rural na camada limite, um aerossol de fundo acima dos 2 km, estação Primavera – Verão e condições de visibilidade de 50 km. O “aerossol\_haze 5” refere-se aos aerossóis urbanos. O “aerossol\_set\_tau550 0.4” é referente à espessura óptica dos aerossóis a 550 nm, sendo 0.4 o valor da espessura óptica atribuído neste caso. O “wavelength 325.0 1075.0” corresponde ao intervalo do espectro considerado. Por fim, o “output integrate” que se refere ao processamento de saída. Os símbolos # são meramente comentários.

Os resultados obtidos do modelo uvspec são: a irradiância directa descendente (*edir*), a irradiância difusa descendente (*edn*) e a irradiância difusa ascendente (*eup*), sendo todas em  $\text{mW/m}^2$ .

Estes resultados foram então transferidos para o Excel, permitindo assim, os cálculos dos balanços radiativos à superfície para as situações estudadas, através da equação (2.9) no ponto 2.5 do capítulo 2.

Para além dos balanços radiativos à superfície referidos anteriormente, foram também calculados da mesma forma os balanços radiativos diários e horários, sobre Évora, para o mês de Julho de 2009 e o dia 8 de Julho de 2009, respectivamente, para as cinco superfícies estudadas. De referir que a caracterização dos aerossóis atmosféricos neste caso foi obtida através de observações feitas no observatório de física da atmosfera do CGE.

Os resultados referentes às reflectâncias espectrais dos vários tipos de superfície, assim como dos balanços radiativos, são apresentados no capítulo seguinte.

## 4 – Resultados e Discussão

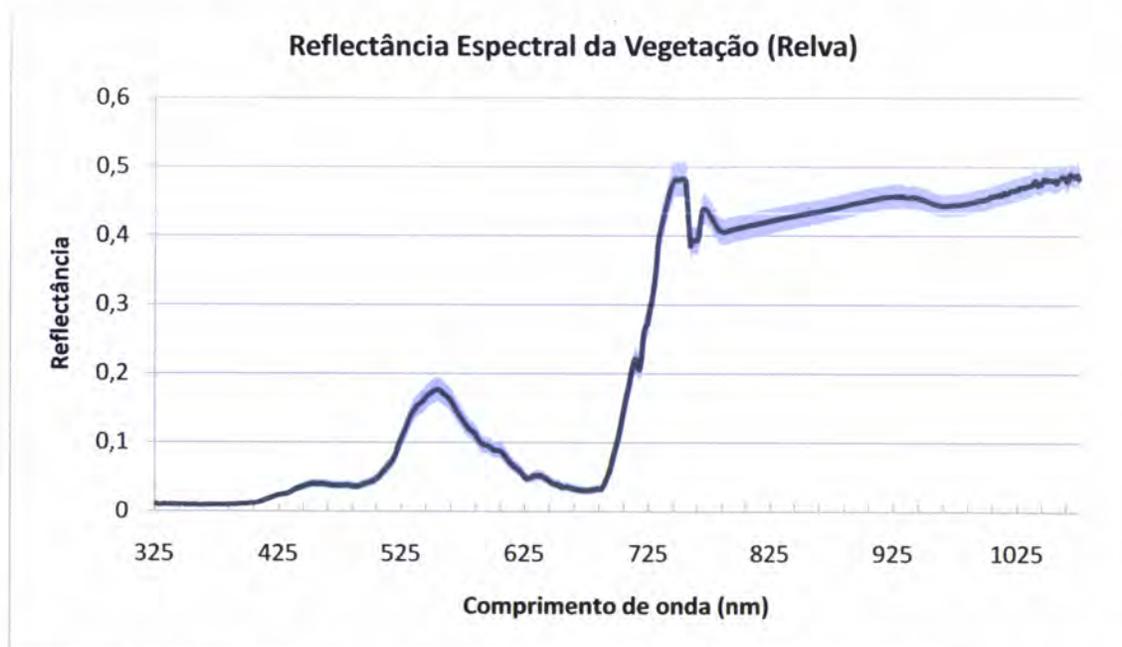
Os resultados obtidos e apresentados correspondem às reflectâncias espectrais e aos balanços radiativos à superfície, para as superfícies da vegetação (relva), calçada, mosaico, mármore e solo, para diferentes condições atmosféricas.

### 4.1 – Reflectâncias Espectrais das Superfícies

As reflectâncias espectrais das superfícies estudadas e as comparações destes valores, obtidos experimentalmente, com as reflectâncias espectrais obtidas da base de dados USGS-DSL6, encontram-se representados em seguida.

Na análise dos gráficos das reflectâncias espectrais das superfícies são consideradas as regiões espectrais do ultravioleta (325 a 400 nm), visível (400 a 700 nm) e o infravermelho próximo (700 a 1075 nm), representadas no espectro electromagnético da secção 2.2 do capítulo 2, por ser este o intervalo espectral abrangido pelo espectralradiómetro utilizado (secção 3.1).

A Figura 4.1 representa o resultado da reflectância espectral da vegetação (relva), obtido através do espectralradiómetro. É também apresentado o desvio padrão das reflectâncias espectrais, obtido a partir de 10 medições.



**Figura 4.1:** Gráfico da reflectância espectral da vegetação (relva), com a respectiva barra de erro do desvio padrão.

Analisando o gráfico da Figura 4.1, podemos verificar que a reflectância mínima obtida é 0,009 e a máxima é 0,49. O valor mínimo de reflectância refere-se à região do ultravioleta (360 nm) e o máximo ao infravermelho próximo (1070 nm).

A vegetação apresenta um registo espectral único, permitindo ser facilmente distinguido de outros tipos de superfícies, nomeadamente nas regiões do visível e do infravermelho próximo.

No ultravioleta a relva apresenta uma reflectância quase constante, mas muito baixa, cerca de 0,01. Na região do visível, a relva reflecte mais no verde (500 a 600 nm), cerca de 0,18 e menos no azul e vermelho desta região, isto porque existe absorção por parte das clorofilas para realizarem a fotossíntese. Sendo as clorofilas, pigmentos fotossintéticos de cor verde, a absorção por parte das clorofilas dá-se principalmente para radiação de comprimentos de onda correspondentes ao azul e vermelho. O pico na região do verde origina a coloração verde da relva. No infravermelho próximo a relva reflecte muito, observando-se uma subida acentuada a partir dos 700 nm, chegando até aos 0,5. Este facto deve-se à estrutura celular das folhas, como a epiderme, o mesófilo foliar e os vasos condutores. A partir dos 800 nm, a reflectância é quase constante com uma ligeira subida.

Em relação ao desvio padrão (Figura 4.1), pode-se observar que este é maior nas regiões do verde e do infravermelho próximo, indicando que nestas regiões do espectro electromagnético, os valores das reflectâncias espectrais da vegetação (relva) encontram-se mais dispersos, o que poderá ter a ver com um maior erro associado nas medições efectuadas. Nas regiões do ultravioleta, azul e vermelho do espectro electromagnético, o desvio padrão é menor, encontrando-se os valores das reflectâncias espectrais da vegetação (relva), nestas regiões, menos dispersos, havendo assim um menor erro associado nas medições das reflectâncias espectrais da superfície vegetação (relva).

Na Figura 4.2, está representado o resultado da reflectância espectral da calçada, obtido através das medidas experimentais efectuadas pelo espectrorradiómetro. O desvio padrão foi calculado tal como explicado anteriormente.



Figura 4.2: Gráfico da reflectância espectral da calçada, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.

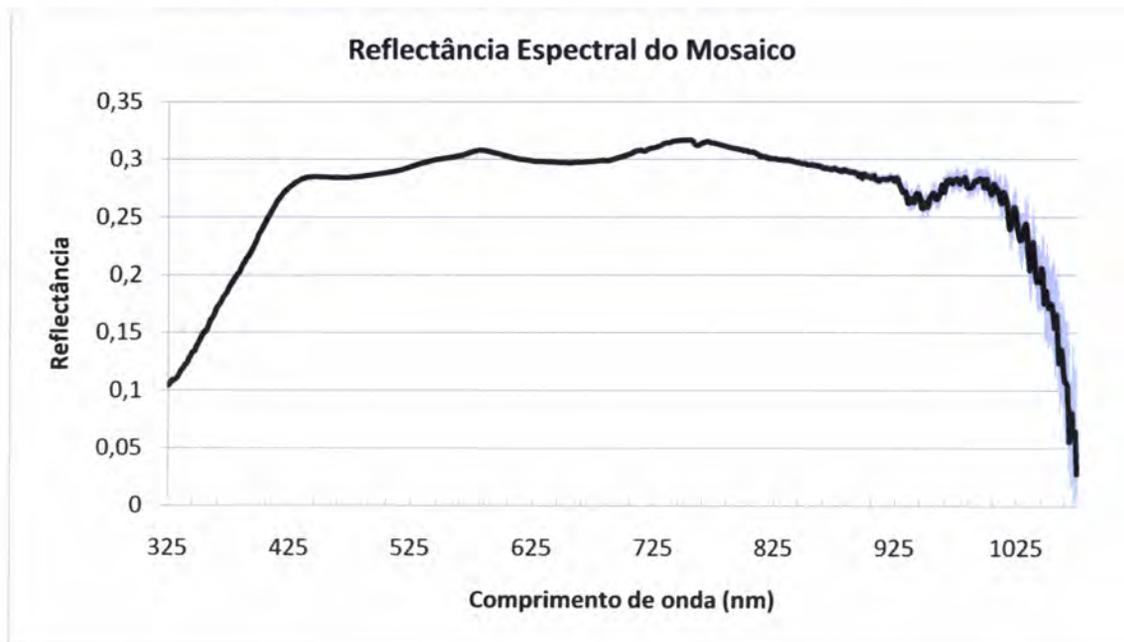
Ao observar o gráfico da Figura 4.2, podemos verificar que a reflectância mínima obtida é aproximadamente 0,1 e a máxima 0,6. O valor da reflectância mínima refere-se à região do ultravioleta (325 nm) e a máxima à região do visível (554 nm).

Na região do visível a reflectância é maior e nas regiões do ultravioleta e infravermelho próximo é menor. No ultravioleta a calçada apresenta uma reflectância espectral ascendente. Na região do visível, o verde (500 a 600 nm) é aquele que reflecte mais, atingindo os 0,6, em comparação com os outros comprimentos de onda. No azul verifica-se um pico mais pequeno e no vermelho uma descida da reflectância, com dois picos. Na região do infravermelho próximo, existem entre cerca dos 700 e 780 nm três picos, e a partir dos 780 nm a reflectância é constante com um valor de cerca 0,22.

A variação da reflectância registada ao longo dos comprimentos de onda estudados e os vários picos ao longo do espectro devem-se às características e composição mineralógica da calçada, referidas no capítulo 3, secção 3.2.2.

Analisando o desvio padrão (Figura 4.2), podemos verificar que nas regiões do azul e do verde o desvio padrão é maior, sendo indicativo que os valores das reflectâncias espectrais da calçada, nestas regiões, estão mais dispersos. O desvio padrão nas regiões do ultravioleta, vermelho e infravermelho próximo é menor, estando os valores das reflectâncias espectrais da calçada menos dispersos. As razões para este facto encontram-se explicadas anteriormente.

A Figura 4.3 corresponde ao resultado da reflectância espectral do mosaico, obtido através do espectrorradiómetro. Mais uma vez o desvio padrão é calculado como explicado anteriormente.



**Figura 4.3:** Gráfico da reflectância espectral do mosaico, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.

Ao analisar o gráfico da Figura 4.3, podemos observar que a reflectância mínima obtida é 0,03 e a máxima é 0,3. Os valores da reflectância mínima e máxima referem-se à região do infravermelho próximo, nos 1075 e 755 nm, respectivamente.

A reflectância espectral do mosaico na região do ultravioleta é ascendente e na região do visível e infravermelho próximo mantém-se de uma forma geral constante, com um valor de cerca 0,3. Por fim, existe um decréscimo acentuado a partir dos 1000 nm, aproximadamente. Podem distinguir-se alguns pequenos picos, um no verde (cerca dos 590 nm) e dois no infravermelho próximo (cerca dos 770 e 950 nm).

Este comportamento da reflectância espectral do mosaico deve-se à composição e características do mesmo, referidas na secção 3.2.3 do capítulo 3.

Ao analisar o desvio padrão (Figura 4.3), podemos verificar que este é maior na região do infravermelho próximo, o que indica que nesta região do espectro, os valores das reflectâncias espectrais do mosaico estão mais dispersos, provavelmente consequência de maior ruído nas medições instrumentais feitas nesta região espectral. Nas restantes regiões do espectro (ultravioleta e visível) o desvio padrão é menor, o que significa que os valores das reflectâncias espectrais do mosaico encontram-se menos

dispersos. As razões para este facto, mais uma vez, encontram-se explicadas anteriormente.

Na Figura 4.4 está representado o resultado da reflectância espectral do mármore, obtida das medidas experimentais, assim como o respectivo desvio padrão.



**Figura 4.4:** Gráfico da reflectância espectral do mármore, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.

Ao observar o gráfico da Figura 4.4, podemos verificar que a reflectância mínima obtida é 0,24 e a máxima é 0,6. O valor da reflectância mínima diz respeito à região do ultravioleta (325 nm) e a máxima à região do infravermelho próximo (1060 nm).

A reflectância espectral do mármore aumenta à medida que o comprimento de onda aumenta, havendo um pico na região do visível, nomeadamente no verde. Este pico pode dever-se ao facto da coloração do mármore, embora seja creme a rosado, não é homogénea apresentando alguns minerais de diversas cores, incluindo alguns esverdeados.

A reflectância espectral do mármore comporta-se desta forma, devido às suas características e composição mineralógica, que se encontram referidas no capítulo 3, ponto 3.2.4.

Em relação ao desvio padrão (Figura 4.4), podemos observar que é maior nas regiões do verde, vermelho e infravermelho próximo, o que significa que os valores das

reflectâncias espectrais do mármore, nestas regiões, se apresentam mais dispersos. O desvio padrão nas regiões do ultravioleta e azul é menor, encontrando-se os valores das reflectâncias espectrais do mármore menos dispersos. As razões para este facto encontram-se explicadas anteriormente.

A Figura 4.5 corresponde ao resultado da reflectância espectral do solo, obtido através do espectrorradiómetro, assim como o respectivo desvio padrão.



**Figura 4.5:** Gráfico da reflectância espectral do solo, com a respectiva barra de erro do desvio padrão.

Observando o gráfico da Figura 4.5, podemos constatar que a reflectância mínima obtida é 0,12 e a máxima é 0,53. O valor da reflectância mínima diz respeito à região do ultravioleta (325 nm) e a máxima à região do visível (555 nm).

A reflectância espectral do solo é ascendente na região do ultravioleta. Na região do visível, reflecte mais no verde, onde se regista o valor máximo (0,53). No infravermelho próximo a reflectância é quase constante, cerca de 0,42, com uma ligeira subida, apresentando ainda um pico perto dos 950 nm correspondente aos óxidos de ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), que podem fazer parte da composição do solo, e a partir dos 1000 nm verifica-se um decréscimo da reflectância.

Contudo, a reflectância do solo depende das suas características, referidas na secção 3.2.5 do capítulo 3. A reflectância espectral do solo é influenciada, na maior parte das vezes, por vários parâmetros tais como o teor de humidade, teor de matéria orgânica, distribuição do tamanho das partículas (textura), teor de óxidos de ferro,

mineralogia, estrutura, condições de drenagem interna, cor, entre outros parâmetros. Destes parâmetros, o teor de humidade é o mais importante devido à sua natureza dinâmica e ao grande impacto global sobre a reflectância espectral do solo.

Analisando o desvio padrão (Figura 4.5), podemos verificar que nas regiões do visível e infravermelho próximo, o desvio padrão é maior, indicando que os valores das reflectâncias espectrais do solo, nestas regiões, se encontram mais dispersos. Na região do ultravioleta o desvio padrão é menor, encontrando-se os valores das reflectâncias espectrais do solo menos dispersos. As razões para este facto estão explicadas anteriormente.

O desvio padrão em todas as reflectâncias espectrais analisadas é maior nas regiões do infravermelho próximo, excepto na calçada (Figura 4.2), e do verde, excepto no mosaico (Figura 4.3), o que significa que nestas regiões os valores das reflectâncias espectrais das superfícies encontram-se mais dispersos, provavelmente devido a um maior ruído instrumental nestas regiões espectrais. Na região do ultravioleta o desvio padrão em todas as reflectâncias espectrais estudadas é menor, indicando que os valores das reflectâncias espectrais das superfícies, nesta região, se encontram menos dispersos, havendo assim, provavelmente, um menor erro associado nas medições das reflectâncias espectrais das superfícies nesta região espectral, ou seja, um menor ruído instrumental nesta região do espectro.

#### **4.1.1 – Reflectâncias Espectrais Obtidas da Base de Dados USGS-DSL6**

Seguidamente encontram-se representados os gráficos das reflectâncias espectrais obtidas da base de dados USGS-DSL6 (Clark *et al.*, 2007) e, posteriormente, a comparação entre as reflectâncias espectrais obtidas experimentalmente ao longo deste trabalho, com as obtidas da base de dados.

Na Figura 4.6, encontra-se representado o gráfico da reflectância espectral de gramínea verde, sendo a gramínea a família onde se encontra a relva, obtido através da base de dados USGS-DSL6.

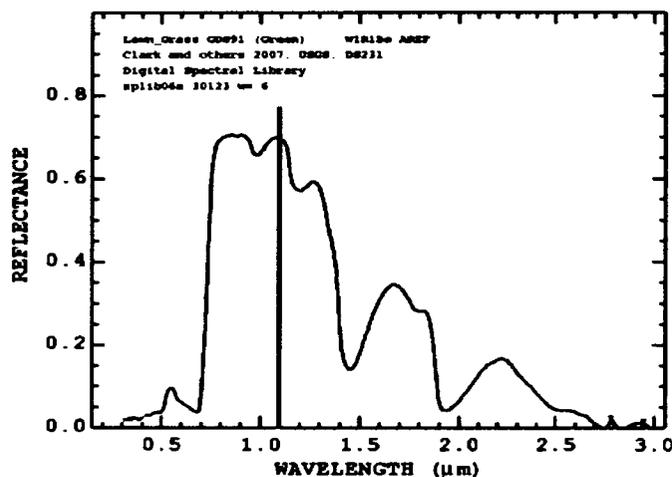


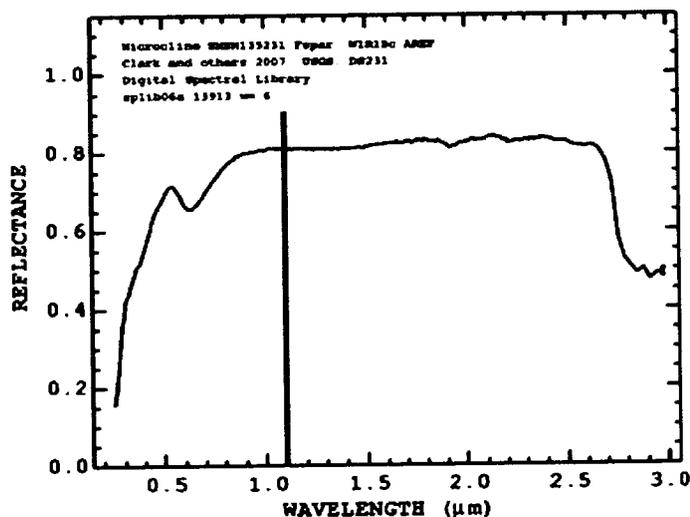
Figura 4.6: Gráfico da reflectância espectral de graminha verde, obtida através da base de dados USGS-DSL6.

Ao comparar o gráfico da reflectância espectral da vegetação (relva) obtido experimentalmente (Figura 4.1) com o gráfico da reflectância espectral de graminha verde obtido da base de dados (Figura 4.6), podemos verificar que as curvas dos gráficos se comportam da mesma forma nos comprimentos de onda entre os 325 e os 1075 nm.

No entanto, existem algumas diferenças em relação à região do visível e à região do infravermelho próximo. Na região do visível, no verde, a reflectância obtida experimentalmente tem o máximo a cerca de 0,18 e a obtida da base de dados é de aproximadamente 0,1. Na região do infravermelho próximo a reflectância máxima obtida experimentalmente é de cerca 0,48, enquanto que a reflectância obtida da base de dados é bastante mais alta, atingindo os 0,7.

Estas diferenças devem-se ao facto das condições de amostragem não serem exactamente as mesmas, nomeadamente no que diz respeito às condições de humidade, temperatura, luz, oxigenação, composição do solo e sanidade da vegetação, podendo existir outros factores que influenciem estas diferenças, e também devido ao facto do tipo de relva poder ser diferente da graminha verde. No entanto, as características gerais em termos da forma da curva são muito semelhantes.

No gráfico da Figura 4.7 está representada a reflectância espectral da microclina (grupo dos feldspatos), obtida através da base de dados USGS-DSL6.



**Figura 4.7:** Gráfico da reflectância espectral da microclina (grupo dos feldspatos), obtida através da base de dados USGS-DSL6.

Comparando o gráfico da reflectância espectral da calçada obtido experimentalmente (Figura 4.2) com o gráfico da reflectância espectral da microclina (Figura 4.7), que pertence ao grupo dos feldspatos, podemos observar que as curvas dos gráficos não se comportam de igual forma nos comprimentos de onda entre os 325 e os 1075 nm. Isto porque na base de dados não existia nenhum tipo de material semelhante à calçada, constituída com granito. No entanto, os feldspatos fazem parte da constituição do granito, daí a escolha deste gráfico (Figura 4.7) para a comparação com a reflectância espectral da calçada (Figura 4.2).

No gráfico da Figura 4.2, podemos verificar que a reflectância na região do ultravioleta apresenta uma ligeira subida dos 0,1 até cerca dos 0,13. Na região do visível, nomeadamente no verde, existe um pico maior em relação aos outros comprimentos de onda desta região, atingindo os 0,6. No infravermelho próximo a reflectância vai decrescendo até aos 800 nm, mantendo-se depois quase constante nos 0,22, aproximadamente, mas com uma ligeira descida. Em relação ao gráfico da Figura 4.7, podemos observar que na região do ultravioleta existe uma subida acentuada da reflectância, na região do visível existe também um pico no verde, atingindo cerca de 0,72 e no infravermelho próximo existe um acréscimo da reflectância tornando-se constante perto dos 0,8, a partir dos 900 nm.

Assim, existem muitas diferenças entre as Figuras 4.2 e 4.7, sobretudo porque as superfícies analisadas não apresentam a mesma constituição, as condições de amostragem não foram precisamente as mesmas e ainda pelo facto da calçada estudada,

constituída por granito, ser um conjunto de minerais em que os feldspatos são apenas um tipo de mineral, que fazem parte da composição mineralógica do granito. Não existindo nesta base de dados este tipo de material (calçada), constituída por granito, é relevante efectuar as medições das reflectâncias espectrais e analisar este tipo de superfície, para poder aumentar a quantidade de superfícies estudadas.

Na Figura 4.8, encontra-se representado o gráfico da reflectância espectral de blocos de cinzas, com uma coloração cinzenta, obtida através da base de dados USGS-DSL6.

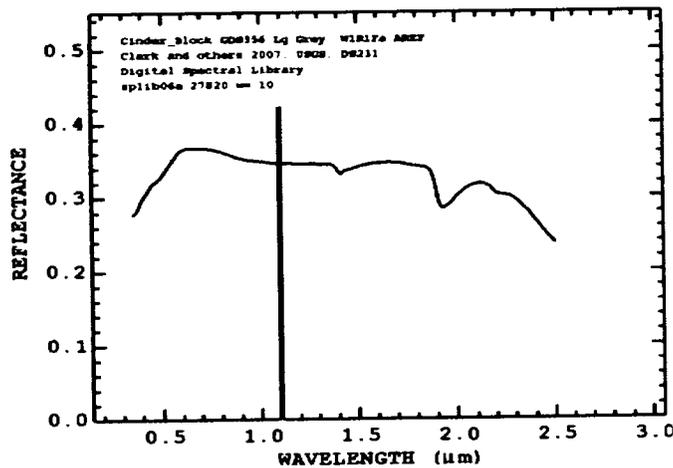


Figura 4.8: Gráfico da reflectância espectral de blocos de cinza, obtida através da base de dados USGS-DSL6.

Ao comparar o gráfico da reflectância espectral do mosaico obtido experimentalmente (Figura 4.3) com o gráfico da reflectância espectral de blocos de cinza obtido da base de dados (Figura 4.8), podemos verificar que as curvas de ambos os gráficos se comportam de igual forma na região espectral entre 325 e 1075 nm.

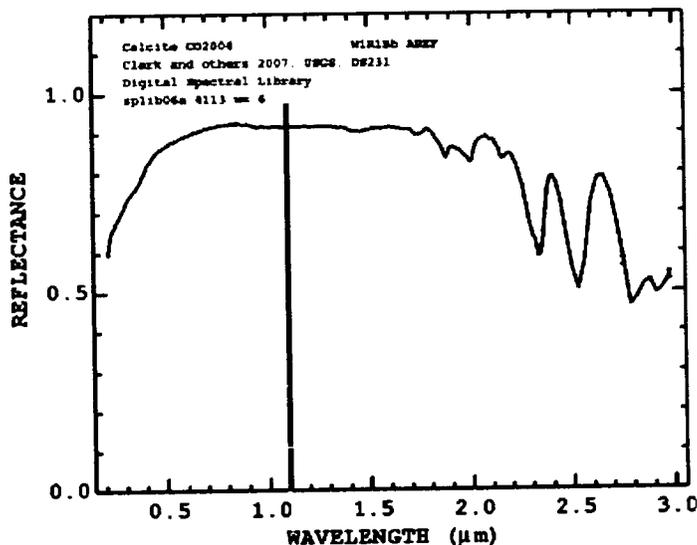
Porém, existem diferenças significativas, no que diz respeito ao valor da reflectância mínimo e máximo nas várias regiões do espectro. Na reflectância espectral do mosaico obtida experimentalmente (Figura 4.3), na região do ultravioleta chega até cerca dos 0,23, na região do visível atinge cerca dos 0,31, sendo quase constante neste valor, e na região do infravermelho próximo é quase constante cerca dos 0,32, havendo uma descida acentuada da reflectância a partir de cerca dos 1000 nm, atingindo cerca de 0,03. Na reflectância espectral de blocos de cinza obtida da base de dados (Figura 4.8), na região do ultravioleta é ascendente, chegando aos 0,3, na região do visível a reflectância espectral aumenta então até cerca dos 0,37, próximo dos 650 nm,

mantendo-se depois quase constante e na região do infravermelho próximo é relativamente constante ( $\sim 0,35$ ), com uma ligeira descida.

Também é de referir que, em relação à reflectância espectral obtida experimentalmente, a região do visível (cerca dos 590 nm) apresenta um pico pequeno e a região do infravermelho próximo (entre 770 e 950 nm) apresenta dois picos, sendo o segundo pico do infravermelho próximo mais acentuado.

Contudo, estas diferenças dizem respeito às condições de amostragem que não foram exactamente iguais e também ao facto da superfície do mosaico não ser igual à superfície de blocos de cinza. No entanto, a superfície de blocos de cinza era a superfície mais semelhante com a superfície do mosaico existente na base de dados, logo é importante estudar outros tipos de superfícies não existentes na base de dados, para haver uma maior variedade de superfícies estudadas.

No gráfico da Figura 4.9 está representada o gráfico da reflectância espectral da calcite, obtida através da base de dados USGS-DSL6.



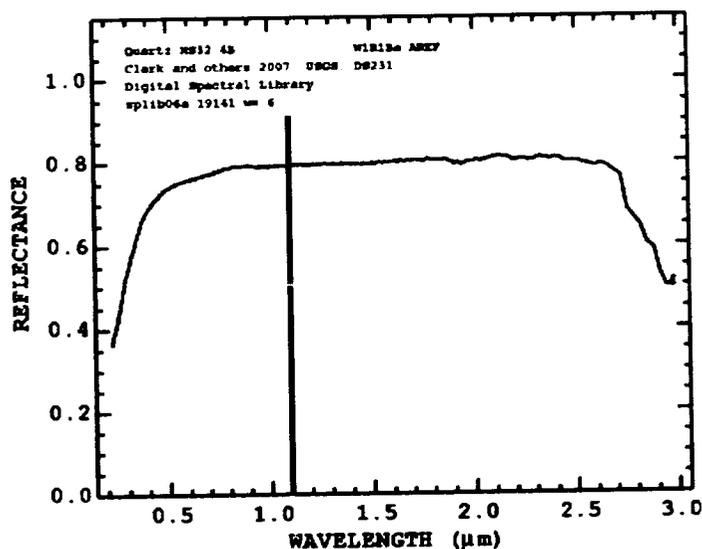
**Figura 4.9:** Gráfico da reflectância espectral da calcite, obtida através da base de dados USGS-DSL6.

Comparando o gráfico da reflectância espectral do mármore obtido experimentalmente (Figura 4.4) com o gráfico da reflectância espectral da calcite obtido da base de dados (Figura 4.9), podemos observar que as curvaturas de ambos os gráficos não se comportam de igual forma no intervalo de comprimentos de onda considerado (325 a 1075 nm). Uma vez que, na base de dados não existe nenhum gráfico da reflectância espectral do mármore foi decidido apresentar o da calcite, já que esta faz parte da constituição mineralógica do mármore.

No gráfico da Figura 4.4, podemos verificar que a reflectância ao longo das várias regiões do espectro vai aumentando, desde os 0,24 até aos 0,59, havendo um pico no verde. Sendo assim, o máximo atingido não chega aos 0,6. Em relação ao gráfico da Figura 4.9, podemos observar que a reflectância espectral da calcite aumenta ao longo dos comprimentos de onda, sendo quase constante a cerca de 0,9 a partir dos 700 nm, aproximadamente. Assim, os valores atingidos na reflectância da calcite são muito mais elevados do que os do mármore, encontrando-se entre 0,6 e 0,9.

Podemos então verificar que existem diferenças entre as Figuras 4.4 e 4.9, nomeadamente porque as medições não foram realizadas nas mesmas condições e as superfícies analisadas não apresentam a mesma composição, uma vez que o mármore é composto por vários minerais, sendo a calcite apenas um deles. As medições das reflectâncias espectrais realizadas ao mármore são importantes porque como na base de dados não existia gráficos das reflectâncias espectrais do mármore, daí a importância para medir e analisar este tipo de superfícies, de modo a aumentar a quantidade de superfícies estudadas.

Na Figura 4.10 encontra-se representado o gráfico da reflectância espectral do quartzo, obtida através da base de dados USGS-DSL6.



**Figura 4.10:** Gráfico da reflectância espectral do quartzo, obtida através da base de dados USGS-DSL6.

Ao comparar o gráfico da reflectância espectral do solo obtido experimentalmente (Figura 4.5) com o gráfico da reflectância espectral do quartzo obtido da base de dados (Figura 4.10), podemos observar que as curvas de ambos os gráficos não se comportam de igual forma nos comprimentos de onda entre 325 e 1075

nm. Devido ao facto, de na base de dados não existir nenhum tipo de superfície com as mesmas características do solo estudado, foi escolhido um gráfico da reflectância espectral do quartzo para a comparação com a reflectância espectral do solo obtida experimentalmente, uma vez que o quartzo faz parte da constituição do solo.

No gráfico da Figura 4.5, podemos observar que a reflectância na região do ultravioleta é ascendente até 0,2. Na região do visível a reflectância continua a subir, havendo um pico no verde. No infravermelho próximo a reflectância é quase constante ( $\sim 0,42$ ) com uma ligeira tendência para subir e a partir dos 1000 nm existe um decréscimo na reflectância. No gráfico da Figura 4.10, podemos verificar que a reflectância é ascendente na região do ultravioleta até cerca de 0,7. Na região do visível e infravermelho próximo a reflectância é quase constante com um valor próximo de 0,78.

Logo, podemos verificar que existem algumas diferenças entre as Figuras 4.5 e 4.10, isto porque, as superfícies analisadas não apresentam a mesma composição, uma vez que o solo, embora contenha na sua maioria quartzo contém também outros minerais minoritários e o quartzo analisado refere-se ao mineral puro, e também porque as medições das reflectâncias não foram efectuadas exactamente nas mesmas condições. Contudo, as medições das reflectâncias espectrais do solo analisado são importantes, pelo facto de na base de dados não existir gráficos das reflectâncias espectrais com a mesma composição do solo, tornando-se assim relevante estudar outros tipos de superfícies que contenham quartzo.

## **4.2 – Balanços Radiativos**

Os balanços radiativos calculados tal como descritos pela eq. 2.9 (secção 2.5), limitam-se às regiões do visível e infravermelho próximo, ou seja, os cálculos dizem respeito aos balanços radiativos na banda dos pequenos comprimentos de onda, sendo apresentados em seguida. Inicialmente utilizaram-se dois tipos de aerossóis característicos de atmosferas rurais e urbanas, descritos na literatura (Shettle, 1989), a fim de se fazer um estudo teórico da variação do balanço radiativo, em função da variação do tipo de superfície e da caracterização atmosférica climatológica.

Seguidamente apresentam-se os valores de balanços radiativos obtidos para o Colégio Luís Verney, considerando a descrição atmosférica real, para o mês de Julho de 2009, correspondendo esta segunda parte à aplicação da metodologia a um caso real,

que engloba as cinco superfícies estudadas dum determinado mês e a caracterização dos aerossóis sobre Évora.

Por fim, encontra-se representada a distribuição espacial das superfícies estudadas e a distribuição espacial do balanço radiativo sobre o Colégio Luís Verney.

#### 4.2.1 – Caracterização dos Aerossóis Rurais e Urbanos

Os aerossóis têm algumas influências no balanço radiativo terrestre, como referido no capítulo 2, secção 2.5.2. Os aerossóis rurais e urbanos, tal como definidos por Shettle (1989), têm algumas diferenças, sendo os aerossóis rurais formados por partículas maiores, associados a poeiras dos terrenos agrícolas e ao pó, enquanto os aerossóis urbanos são formados por partículas mais pequenas, associados à poluição urbana e industrial. No entanto, os aerossóis urbanos tendem a aumentar mais a sua dimensão com o aumento da humidade relativa (partículas higroscópicas).

Apresenta-se em seguida a caracterização dos dois tipos de aerossóis considerados (rurais e urbanos), nomeadamente o gráfico dos coeficientes de atenuação, assim como do albedo de dispersão simples e parâmetro de assimetria.

Os gráficos do coeficiente de atenuação, assim como do albedo de dispersão simples e parâmetro de assimetria dos aerossóis rurais e urbanos, foram obtidos através dos dados retirados de Shettle e Fenn (1979) para uma humidade relativa igual a 50%.

Na Figura 4.11, encontra-se representado o gráfico dos coeficientes de atenuação dos aerossóis rurais e urbanos.

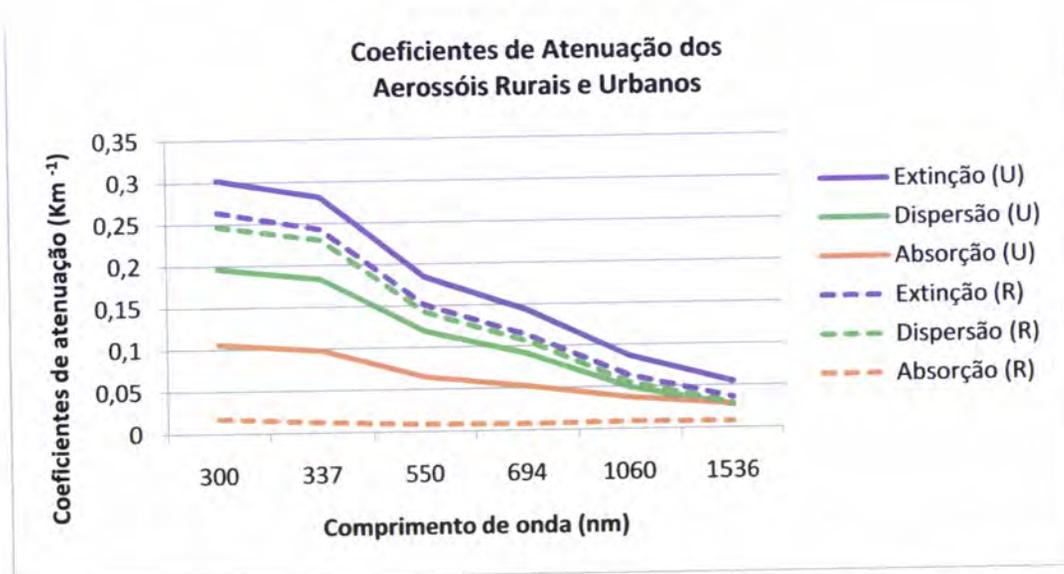


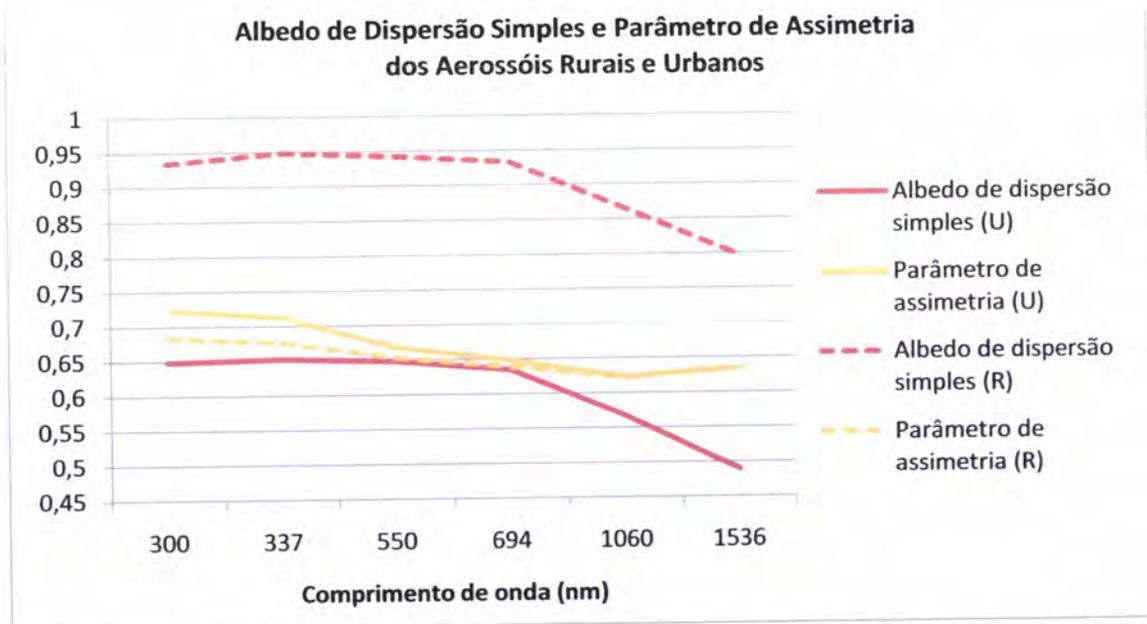
Figura 4.11: Gráfico dos coeficientes de atenuação dos aerossóis rurais (R) e urbanos (U), em que as linhas a tracejado correspondem aos aerossóis rurais (R) e as linhas contínuas aos aerossóis urbanos (U).

Como se pode verificar no gráfico da Figura 4.11, o coeficiente de extinção, sendo a soma entre o coeficiente de dispersão e o coeficiente de absorção, é mais elevado para os aerossóis urbanos do que para os aerossóis rurais, diminuindo em ambos os aerossóis com o aumento do comprimento de onda.

O coeficiente de dispersão é mais elevado nos aerossóis rurais do que nos aerossóis urbanos, diminuindo em ambos os aerossóis com o aumento do comprimento de onda, com a particularidade de nos 1536 nm os valores do coeficiente de dispersão dos dois tipos de aerossóis serem semelhantes, ou seja, à medida que o comprimento de onda aumenta, a diferença entre os dois tipos de aerossóis vai diminuindo. Os aerossóis rurais dispersam assim mais a radiação, especialmente para pequenos comprimentos de onda, do que os urbanos.

Em relação ao coeficiente de absorção é mais elevado nos aerossóis urbanos do que nos aerossóis rurais, diminuindo com o aumento do comprimento de onda nos aerossóis urbanos e mantendo-se quase constante nos aerossóis rurais.

Na Figura 4.12, encontra-se representado o gráfico do albedo de dispersão simples e o parâmetro de assimetria dos aerossóis rurais e urbanos.



**Figura 4.12:** Gráfico do albedo de dispersão simples e parâmetro de assimetria dos aerossóis rurais (R) e urbanos (U), em que as linhas a tracejado correspondem aos aerossóis rurais (R) e as linhas contínuas aos aerossóis urbanos (U).

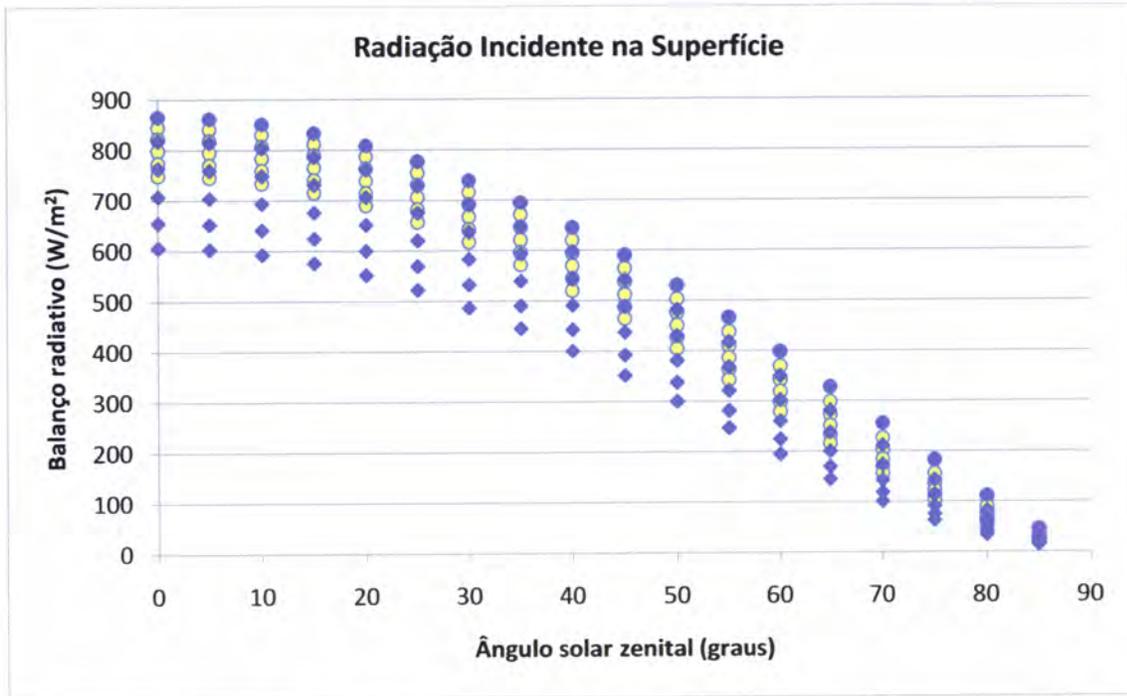
Observando o gráfico da Figura 4.12, podemos verificar que o albedo de dispersão simples (ou seja, a fração do fluxo incidente que é dispersa ao verificar-se apenas uma interação) é muito mais elevado nos aerossóis rurais do que nos aerossóis urbanos, mantendo-se praticamente constante até aos 694 nm e diminuindo a partir daí em ambos os tipos de aerossóis. De notar que apesar da diferença de valores, o comportamento espectral do albedo de dispersão simples é semelhante para os aerossóis rurais e urbanos.

O parâmetro de assimetria, relacionado com a distribuição angular da radiação dispersa, é ligeiramente maior nos aerossóis urbanos, diminuindo à medida que o comprimento de onda aumenta, até cerca dos 1060 nm. Os aerossóis rurais e urbanos apresentam um valor do parâmetro de assimetria semelhante a partir dos 1060 nm, apresentando uma ligeira subida a partir desse instante.

#### **4.2.2 – Balanços Radiativos à Superfície**

Nesta secção, são apresentados os gráficos da irradiância incidente na superfície e a irradiância reflectida pelas superfícies estudadas, considerando os aerossóis rurais e urbanos. Os cálculos foram feitos recorrendo ao modelo de transferência radiativa libRadtran (secção 3.3). Apresentam-se ainda os gráficos correspondentes aos balanços radiativos à superfície.

A Figura 4.13 representa o gráfico da radiação incidente na superfície, considerando os aerossóis rurais e urbanos.

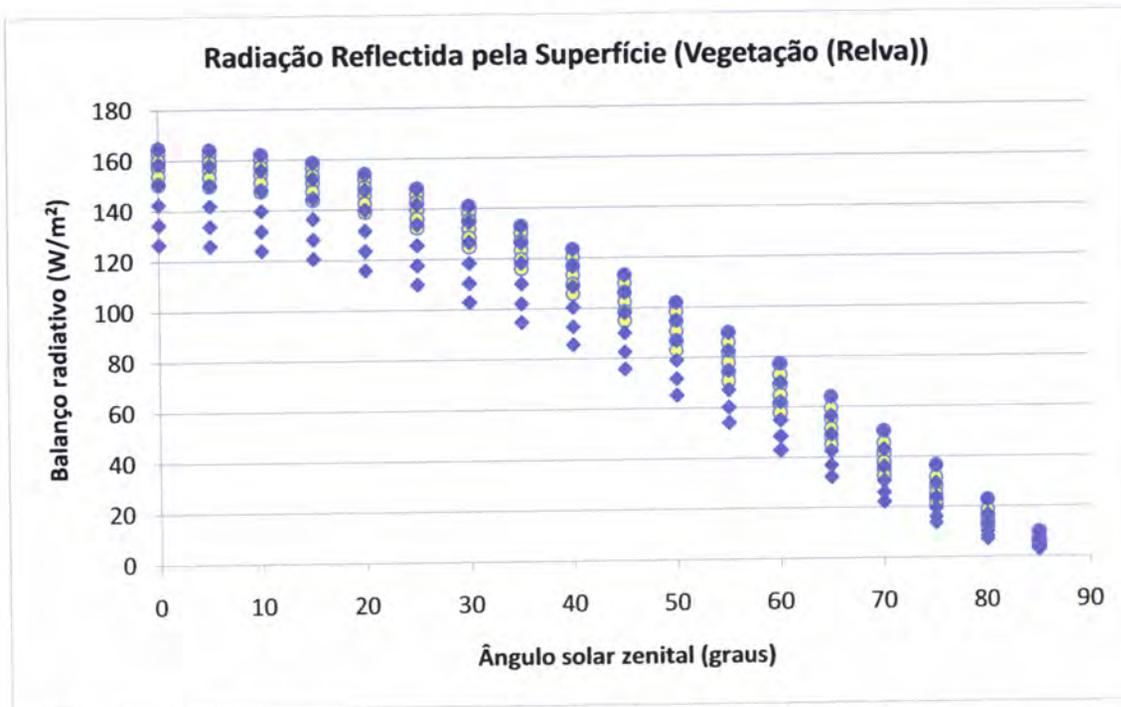


**Figura 4.13:** Gráfico da radiação incidente na superfície, sendo os círculos amarelos correspondentes aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

Observando o gráfico da Figura 4.13, podemos ver que a radiação incidente na superfície, considerando os dois tipos de aerossóis, vai diminuindo com o aumento do ângulo solar zenital e os valores da radiação incidente são mais elevados quando o ângulo solar zenital é  $0^\circ$  e a espessura óptica é 0.0 e mais baixos quando o ângulo solar zenital é  $85^\circ$  e a espessura óptica é 1.0.

Tais resultados seriam de esperar, uma vez que a radiação que atinge a superfície da Terra é maior para percursos atmosféricos menores (ângulos solares zenitais menores) e para menores espessuras ópticas de aerossóis, já que menos radiação será atenuada. Neste caso não há dependência do tipo de superfície, mas apenas da radiação no topo da atmosfera e do percurso atmosférico descendente.

A Figura 4.14 corresponde ao gráfico da radiação reflectida pela superfície de vegetação (relva), considerando os aerossóis rurais e urbanos.

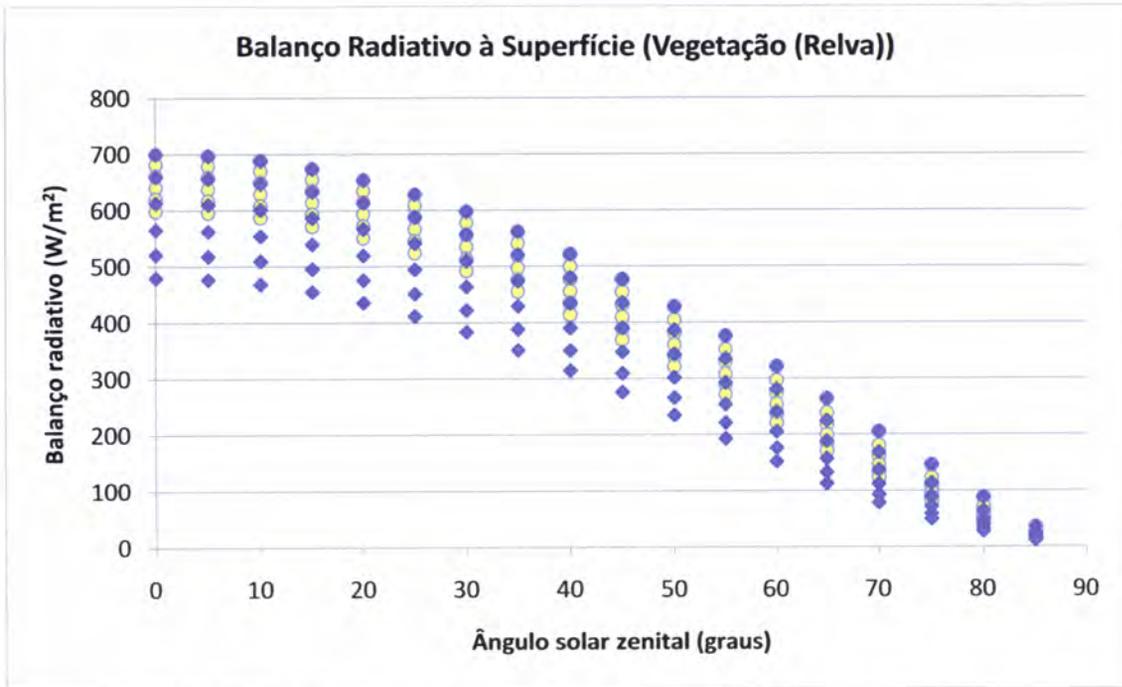


**Figura 4.14:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de vegetação (relva), em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

No gráfico da Figura 4.14 podemos verificar que a radiação ascendente a partir da superfície de vegetação (relva), ou seja, aquela que é reflectida, vai diminuindo com o aumento do ângulo solar zenital e os valores da radiação ascendente são mais elevados para pequenos valores do ângulo solar zenital e da espessura óptica e vice-versa.

Ao relacionar os gráficos da radiação incidente na superfície (Figura 4.13) e da radiação reflectida pela superfície de vegetação (relva) (Figura 4.14), para os dois tipos de aerossóis, podemos observar que a radiação incidente é bastante maior do que a radiação reflectida, o que seria de esperar, uma vez que apenas parte da radiação incidente é reflectida.

O resultado do balanço radiativo na superfície de vegetação (relva), considerando os aerossóis rurais e urbanos, encontra-se representado na Figura 4.15.



**Figura 4.15:** Gráfico do balanço radiativo sobre a superfície de vegetação (relva), em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

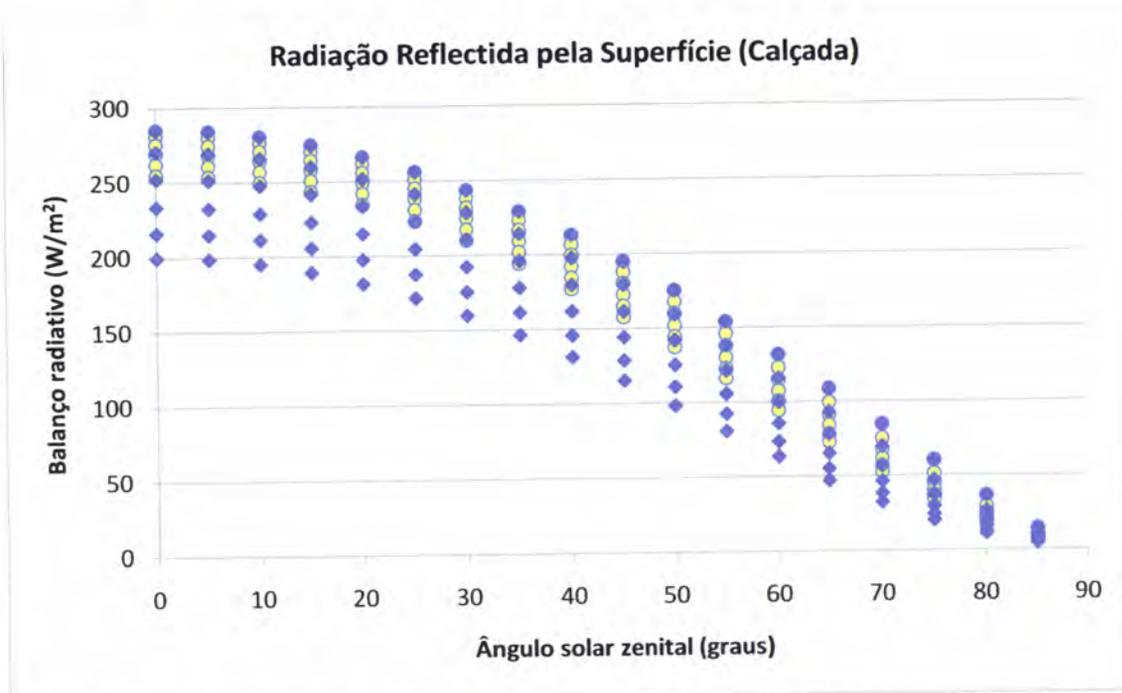
Analisando o gráfico da Figura 4.15, podemos verificar que o balanço radiativo sobre a superfície de vegetação (relva), considerando os dois tipos de aerossóis rurais e urbanos, diminui com o aumento do ângulo solar zenital.

O balanço radiativo à superfície de vegetação (relva) é máximo quando o ângulo solar zenital é de  $0^\circ$ , variando entre cerca de  $600$  e  $700 \text{ W/m}^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é de  $85^\circ$ , variando entre cerca de  $18,5$  e  $35 \text{ W/m}^2$ , sendo estes valores correspondentes aos aerossóis rurais (círculos amarelos). Quanto aos aerossóis urbanos (losangos azuis), o balanço radiativo também é máximo quando o ângulo solar zenital é de  $0^\circ$ , sendo entre cerca de  $480$  e  $700 \text{ W/m}^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é de  $85^\circ$ , entre cerca de  $11,5$  e  $35 \text{ W/m}^2$ . Estas variações dos valores dos balanços radiativos à superfície, dizem respeito às seis espessuras ópticas consideradas no estudo, sendo as variações mais acentuadas nos aerossóis urbanos do que nos aerossóis rurais.

Podemos também observar que quanto maior é a espessura óptica, menor é o balanço radiativo à superfície de vegetação (relva) e quanto maior é o ângulo solar zenital menor é a variação dos valores dos balanços radiativos à superfície de vegetação (relva) para as várias espessuras ópticas estudadas.

Contudo, os aerossóis urbanos têm uma maior influência no balanço radiativo sobre a superfície de vegetação (relva) do que os aerossóis rurais. Assim, há menos radiação disponível à superfície no caso dos aerossóis urbanos, especialmente para valores mais elevados de espessura óptica dos aerossóis, quando a atenuação da radiação por estas partículas se torna mais importante.

Na Figura 4.16, encontra-se representado o gráfico da radiação reflectida pela superfície calçada, considerando os aerossóis rurais e urbanos.



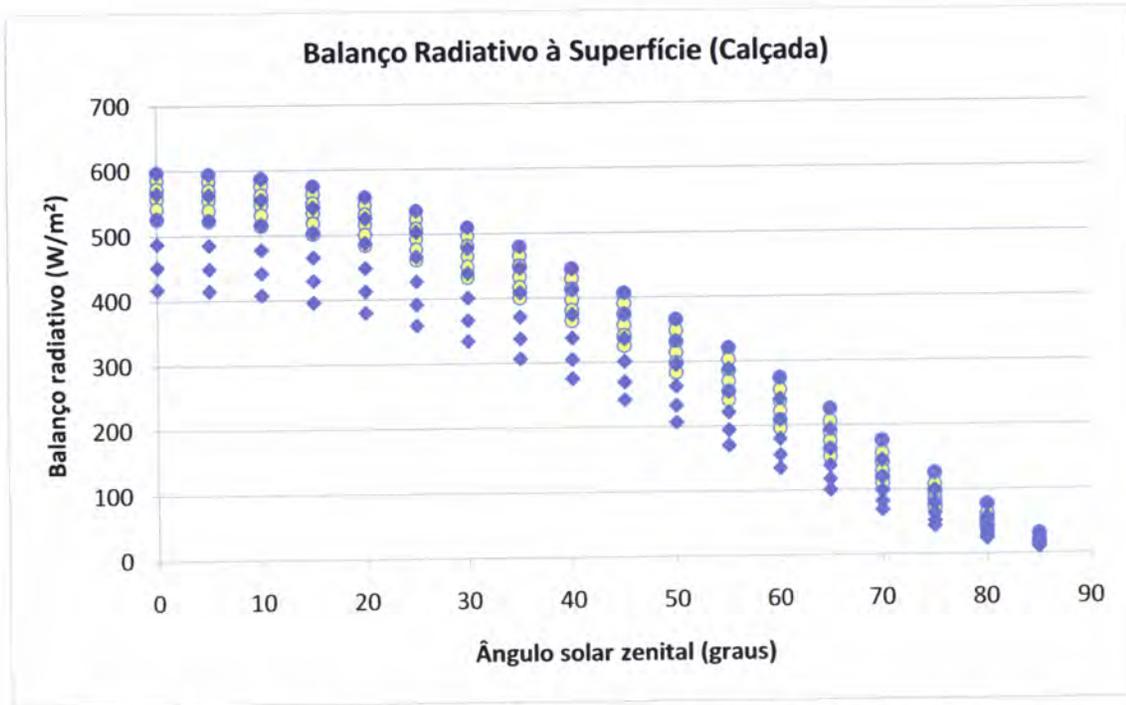
**Figura 4.16:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de calçada, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

No gráfico da Figura 4.16 podemos observar que a radiação ascendente da superfície calçada, ou seja, a radiação reflectida para o espaço, considerando os aerossóis rurais e urbanos, tem um comportamento semelhante ao da radiação incidente, diminuindo com o aumento do ângulo solar zenital e com a espessura óptica dos aerossóis.

Ao comparar os gráficos da radiação incidente na superfície (Figura 4.13) e a radiação reflectida pela superfície calçada (Figura 4.16), considerando os aerossóis rurais e urbanos, podemos verificar que a radiação incidente é mais elevada do que a

radiação reflectida, uma vez que parte da radiação é absorvida e outra é devolvida para o espaço.

A Figura 4.17 corresponde ao resultado do balanço radiativo à superfície de calçada, considerando os aerossóis rurais e urbanos.



**Figura 4.17:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de calçada, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

Observando o gráfico da Figura 4.17, podemos verificar que o balanço radiativo à superfície de calçada, nos tipos de aerossóis rurais e urbanos, vai aumentando do nascer do Sol até ao meio do dia (ângulo solar zenital), quando o balanço radiativo é máximo e vai decrescendo a partir desta hora até ao pôr do Sol, o balanço radiativo decresce com o aumento do ângulo solar zenital.

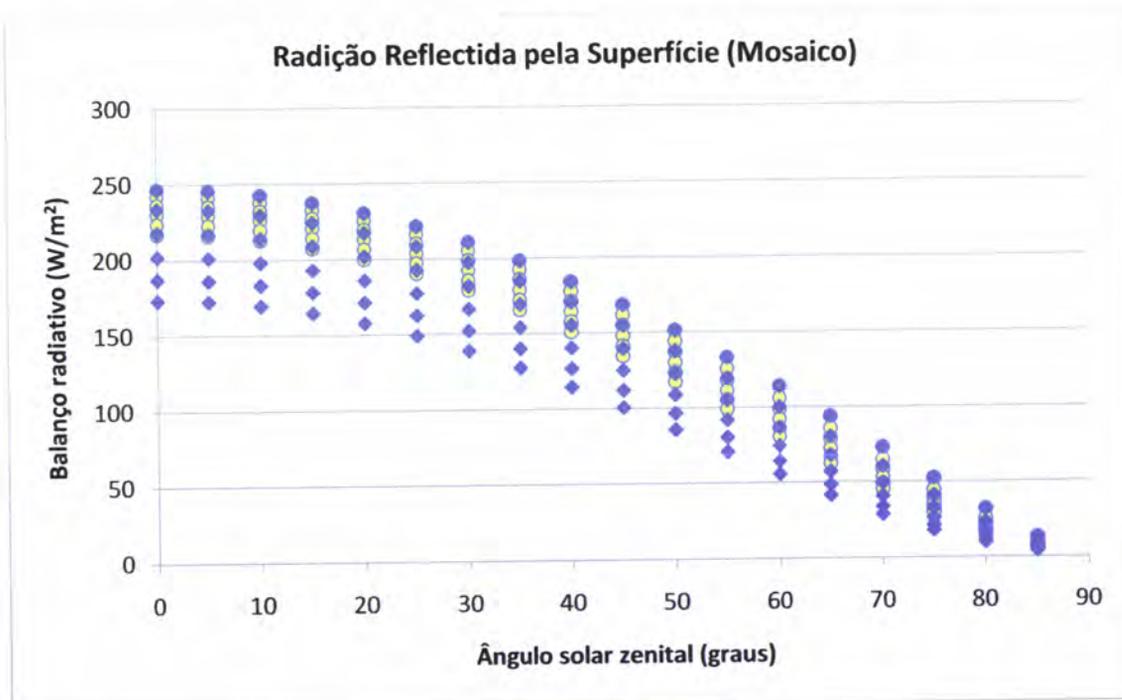
O balanço radiativo à superfície de calçada, considerando o tipo de aerossóis rurais (círculos amarelos), é máximo quando o ângulo solar zenital é de  $0^\circ$ , entre cerca de 526 e 600  $W/m^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é de  $85^\circ$ , entre cerca de 16 e 31  $W/m^2$ . O balanço radiativo, considerando o tipo de aerossóis urbanos (losangos azuis), também é máximo quando o ângulo solar zenital é de  $0^\circ$ , entre cerca de 417 e 600  $W/m^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é de  $85^\circ$ , entre cerca de 10 e 31  $W/m^2$ . As variações dos valores do balanço radiativo à superfície de calçada,

correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo esta variação mais evidente nos aerossóis urbanos do que nos aerossóis rurais.

Para além disto, podemos também verificar que quando o ângulo solar zenital aumenta, a variação dos valores dos balanços radiativos à superfície de calçada entre as espessuras ópticas consideradas neste estudo diminui.

Os aerossóis urbanos apresentam uma maior influência no balanço radiativo à superfície de calçada do que os aerossóis rurais, havendo menos radiação disponível à superfície, neste caso. Isto pode ser explicado pelo facto de, o coeficiente de extinção e absorção dos aerossóis urbanos ser maior (Figura 4.11), bem como o parâmetro de assimetria (Figura 4.12) e menor o albedo de dispersão simples (Figura 4.12), sendo assim, para este tipo de aerossóis a atenuação da radiação ao longo do percurso atmosférico é maior.

A Figura 4.18 representa o gráfico da radiação reflectida pela superfície mosaico, considerando os aerossóis rurais e urbanos.



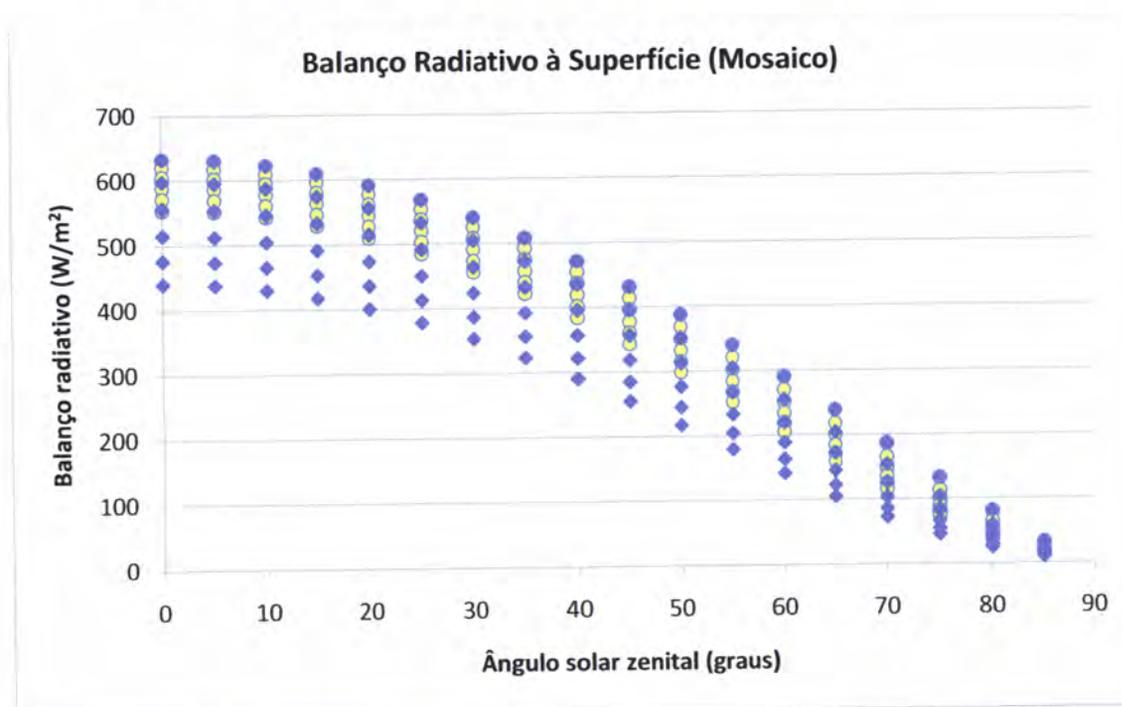
**Figura 4.18:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de mosaico, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

Ao observar o gráfico da Figura 4.18, podemos verificar que a radiação ascendente da superfície mosaico, ou seja, aquela que é reflectida pela superfície,

considerando os aerossóis rurais e urbanos, vai diminuindo com o aumento do ângulo solar zenital e com a espessura óptica, à semelhança dos casos anteriores.

Confrontando os gráficos da radiação incidente na superfície (Figura 4.13) e a radiação reflectida pela superfície mosaico (Figura 4.18) nos aerossóis rurais e urbanos, podemos verificar que a radiação incidente é muito maior do que a radiação ascendente, tal como seria de esperar, uma vez que apenas uma fracção da radiação incidente é reflectida.

O resultado do balanço radiativo à superfície de mosaico, considerando os aerossóis rurais e urbanos, encontra-se representado na Figura 4.19.



**Figura 4.19:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de mosaico, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

No gráfico da Figura 4.19, podemos observar que o balanço radiativo à superfície de mosaico, considerando os dois tipos de aerossóis rurais e urbanos, vai diminuindo com o aumento do ângulo solar zenital.

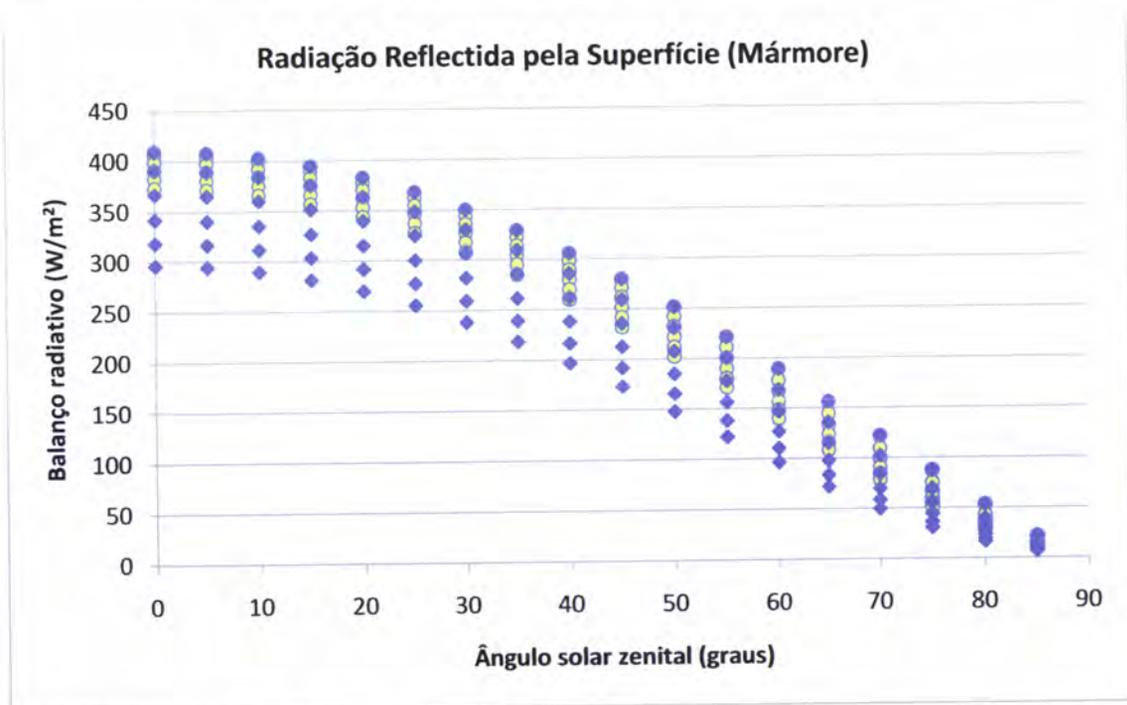
O balanço radiativo à superfície de mosaico é máximo quando o ângulo solar zenital é  $0^\circ$ , sendo entre cerca de 554 e 633  $\text{W/m}^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é  $85^\circ$ , sendo entre cerca de 17 e 33  $\text{W/m}^2$ , correspondendo estes valores anteriores aos aerossóis rurais (círculos amarelos). Em relação aos aerossóis urbanos

(losangos azuis), o balanço radiativo é máximo também quando o ângulo solar zenital é  $0^\circ$ , entre cerca de 440 e  $633 \text{ W/m}^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é  $85^\circ$ , entre cerca de 10,5 e  $33 \text{ W/m}^2$ . As variações dos valores dos balanços radiativos devem-se às seis espessuras ópticas analisadas, sendo as variações mais notáveis nos aerossóis urbanos do que nos aerossóis rurais.

Podemos ainda observar que, para um certo ângulo solar zenital, quanto maior é a espessura óptica menor é o balanço radiativo à superfície de mosaico e que quanto maior é o ângulo solar zenital, menor é a variação dos valores dos balanços radiativos à superfície de mosaico entre as espessuras ópticas consideradas no estudo.

Todavia, os aerossóis que têm uma maior influência no balanço radiativo à superfície (mosaico) são os urbanos, pelas razões explicadas anteriormente, relacionadas com as propriedades ópticas de ambos os tipos de aerossóis (Figuras 4.11 e 4.12).

A Figura 4.20 corresponde ao gráfico da radiação reflectida pela superfície mármore, considerando os aerossóis rurais e urbanos.

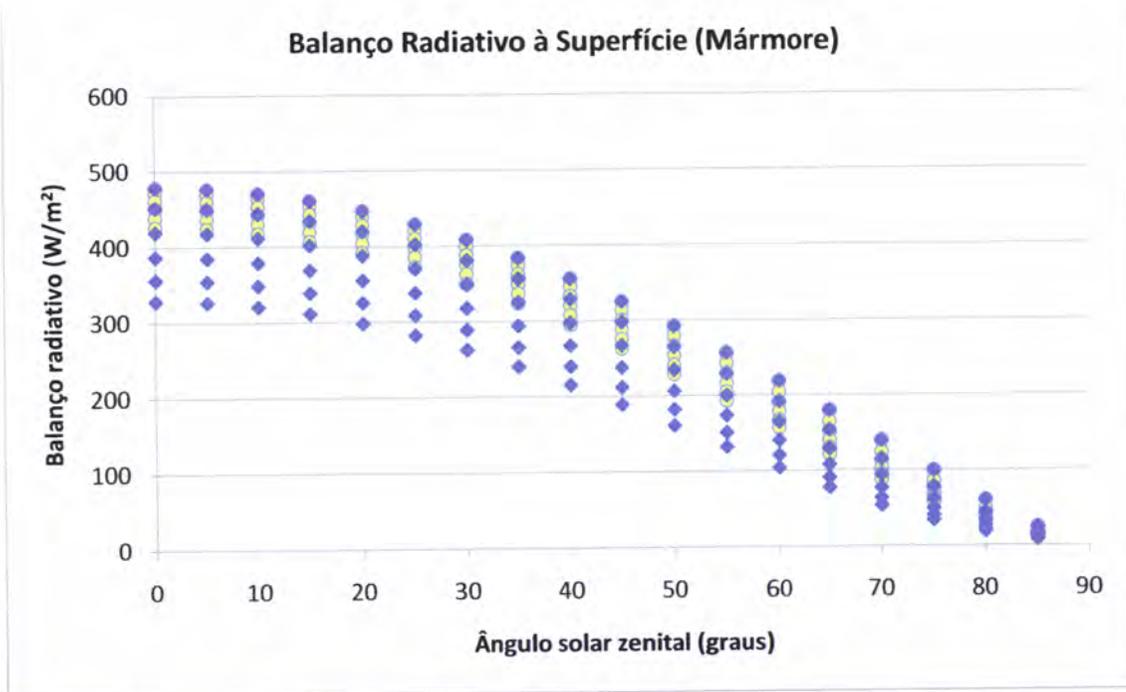


**Figura 4.20:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de mármore, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas analisadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

No gráfico da Figura 4.20, podemos verificar que a radiação ascendente da superfície mármore, ou seja, aquela que é reflectida, considerando os aerossóis rurais e urbanos, vai diminuindo com o aumento do ângulo solar zenital e com a espessura óptica dos aerossóis, mais uma vez.

Comparando os gráficos da radiação incidente na superfície (Figura 4.13) e a radiação reflectida pela superfície mármore (Figura 4.20) nos aerossóis rurais e urbanos, podemos observar que a radiação incidente é muito maior do que a radiação ascendente, uma vez que grande parte da radiação é absorvida e uma pequena parte é devolvida para o espaço.

Na Figura 4.21 encontra-se representado o resultado do balanço radiativo à superfície de mármore, considerando os aerossóis rurais e urbanos.



**Figura 4.21:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de mármore, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

Ao analisar o gráfico da Figura 4.21, podemos observar que o balanço radiativo à superfície de mármore, considerando os dois tipos de aerossóis rurais e urbanos, tem um comportamento semelhante ao das superfícies analisadas anteriormente.

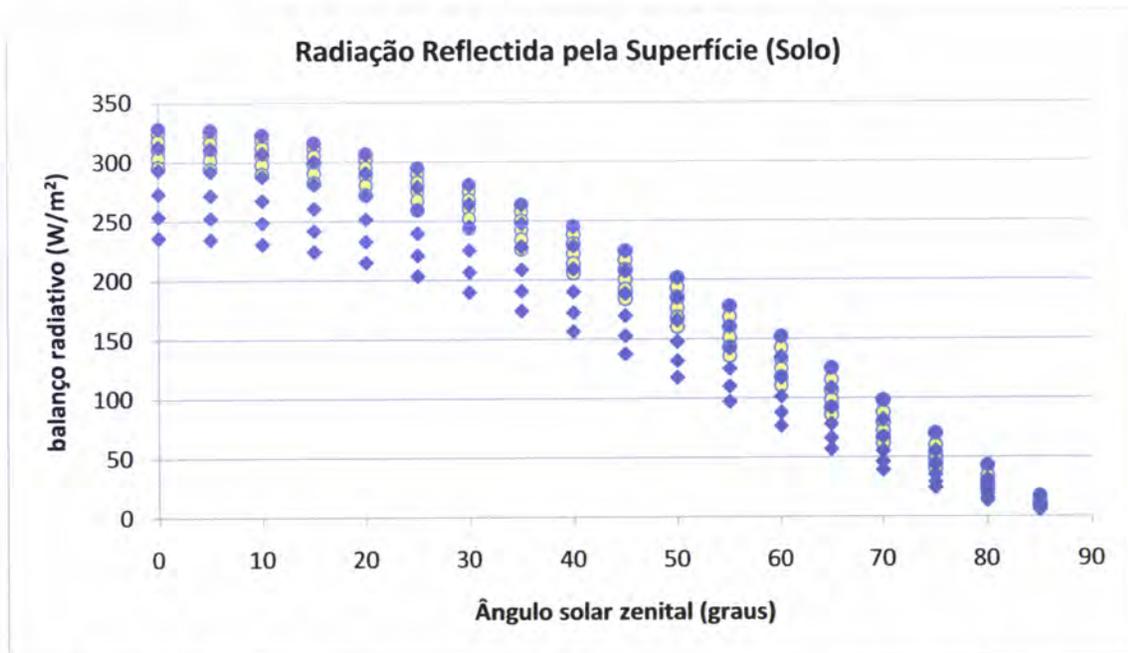
O balanço radiativo à superfície de mármore, considerando o tipo de aerossóis rurais (círculos amarelos), é máximo quando o ângulo solar zenital é de  $0^\circ$ , sendo este

valor entre cerca de 426 e 478,5  $\text{W/m}^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é de  $85^\circ$ , sendo este valor de cerca de 13 e 24  $\text{W/m}^2$ . Quanto aos aerossóis urbanos (losangos azuis) o balanço radiativo à superfície de mármore também é máximo quando o ângulo solar zenital é de  $0^\circ$ , sendo este valor entre 328 e 478,5  $\text{W/m}^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é de  $85^\circ$ , sendo este valor de cerca de 8 e 24  $\text{W/m}^2$ . Estas variações dos valores do balanço radiativo à superfície de mármore dizem respeito às seis espessuras ópticas em estudo, sendo estas variações mais acentuadas nos aerossóis urbanos do que nos aerossóis rurais.

Podemos verificar ainda que, quando o ângulo solar zenital aumenta a variação dos valores do balanço radiativo à superfície de mármore entre as espessuras ópticas analisadas diminui e quando a espessura óptica aumenta o balanço radiativo à superfície de mármore diminui.

Contudo, mais uma vez se verifica que os aerossóis urbanos têm uma maior influência no balanço radiativo à superfície (mármore), pelas mesmas razões explicadas anteriormente, sendo estas relacionadas com as propriedades ópticas de ambos os tipos de aerossóis (Figuras 4.11 e 4.12).

Na Figura 4.22, encontra-se representado o gráfico da radiação reflectida pela superfície solo, considerando os aerossóis rurais e urbanos.

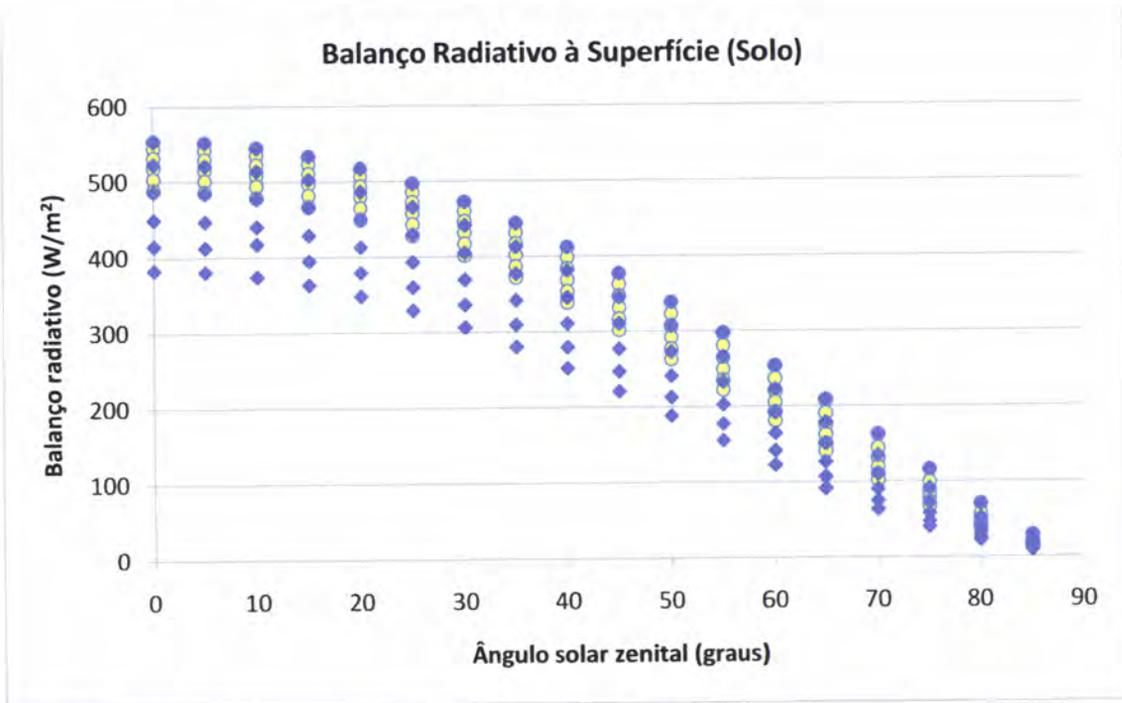


**Figura 4.22:** Gráfico da radiação reflectida pela superfície de solo, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

Ao observar o gráfico da Figura 4.22, podemos verificar que a radiação reflectida pelo solo, considerando os aerossóis rurais e urbanos, diminui também com o ângulo solar zenital e a espessura óptica dos aerossóis.

Ao comparar os gráficos da radiação incidente na superfície (Figura 4.13) e a radiação reflectida pela superfície solo (Figura 4.22) nos aerossóis rurais e urbanos, podemos verificar que a radiação incidente é superior à radiação reflectida, tal como seria de esperar.

O resultado do balanço radiativo à superfície de solo, considerando os aerossóis rurais e urbanos, encontra-se representado na Figura 4.23.



**Figura 4.23:** Gráfico do balanço radiativo à superfície de solo, em que os círculos amarelos correspondem aos aerossóis rurais e os losangos azuis aos aerossóis urbanos. Os círculos e os losangos num determinado ângulo solar zenital correspondem às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas, de cima para baixo: 0.0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 e 1.0.

Ao observar o gráfico da Figura 4.23, podemos verificar que o balanço radiativo à superfície de solo, nos dois tipos de aerossóis rurais e urbanos, diminui com o aumento do ângulo solar zenital.

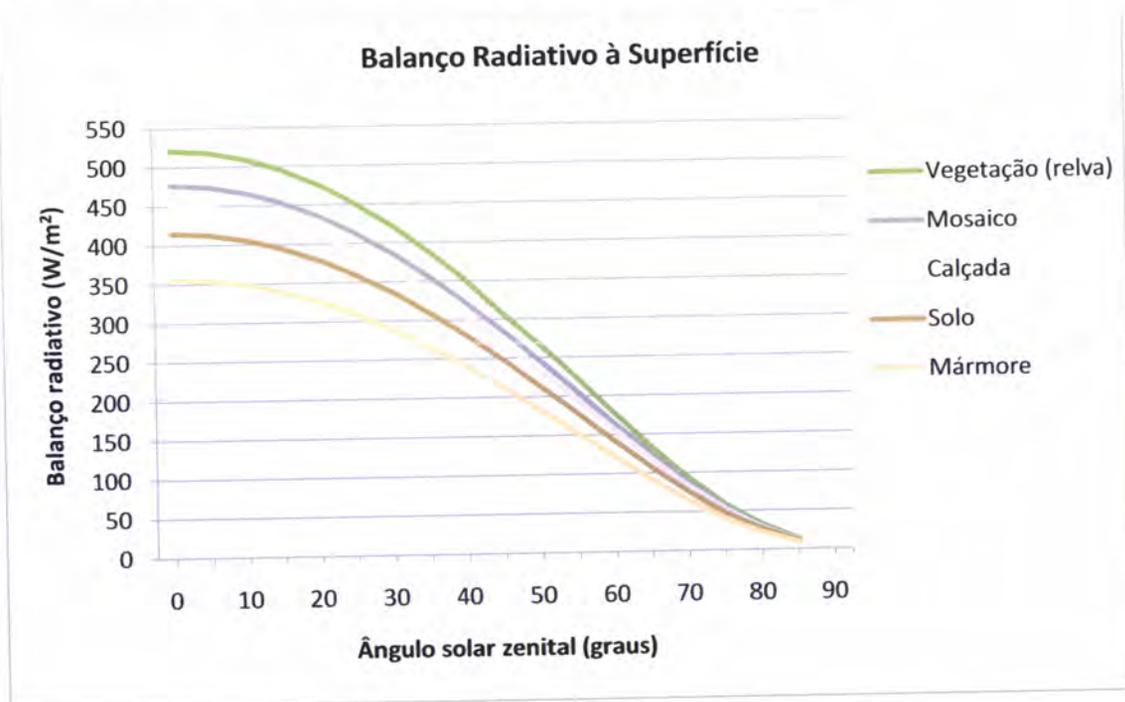
O balanço radiativo à superfície de solo é máximo quando o ângulo solar zenital é  $0^\circ$ , sendo este valor entre cerca de 489 e 554  $\text{W/m}^2$  e é mínimo quando o ângulo solar zenital é  $85^\circ$ , sendo este valor entre cerca de 15 e 28,5  $\text{W/m}^2$ , considerando o tipo de aerossóis rurais (círculos amarelos). No que diz respeito aos aerossóis urbanos

(losangos azuis), o balanço radiativo à superfície de solo também é máximo quando o ângulo solar zenital é  $0^\circ$ , sendo este valor entre cerca de  $383$  e  $554 \text{ W/m}^2$  e mínimo quando o ângulo solar zenital é  $85^\circ$ , sendo este valor entre cerca de  $9$  e  $28,5 \text{ W/m}^2$ . As variações dos balanços radiativos à superfície de solo devem-se às seis espessuras ópticas estudadas, sendo estas mais evidentes nos aerossóis urbanos do que aerossóis rurais.

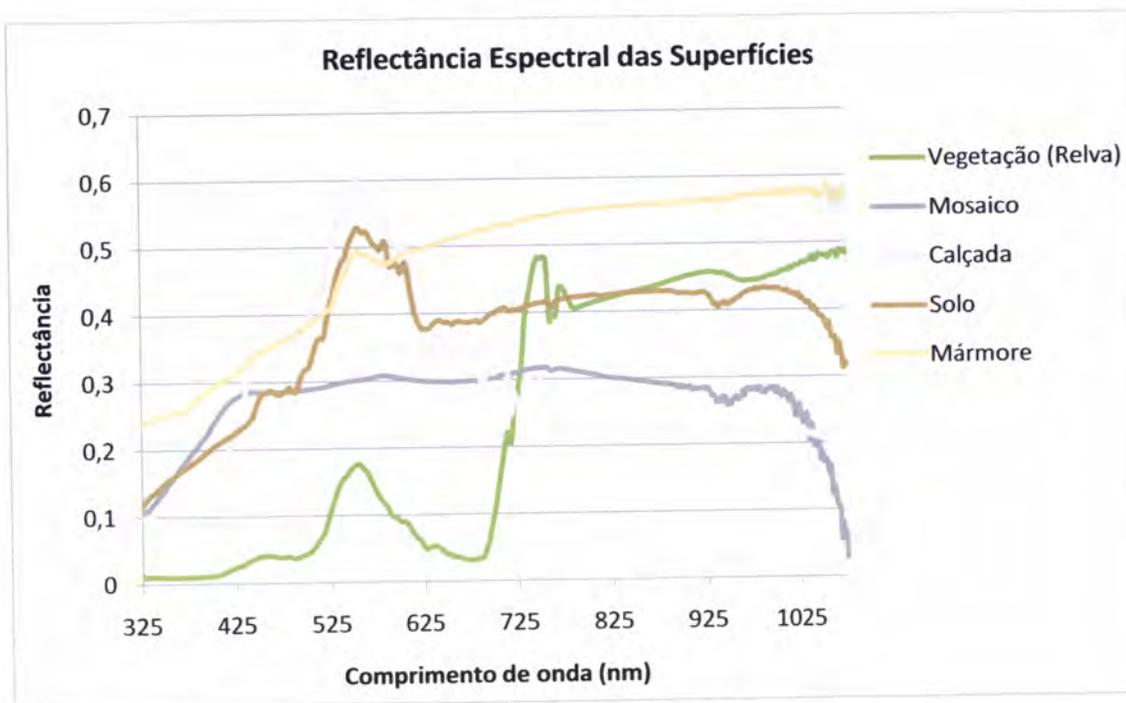
Para além disto, podemos também observar que quando a espessura óptica aumenta o balanço radiativo à superfície de solo diminui e quando o ângulo solar zenital aumenta a variação dos valores dos balanços radiativos à superfície de solo entre as espessuras ópticas estudadas diminui.

Mais uma vez se verifica que, os aerossóis urbanos apresentam uma maior influência no balanço radiativo à superfície de solo do que os aerossóis rurais, pelas razões explicadas anteriormente.

A Figura 4.24a apresenta, a título de exemplo, o balanço radiativo à superfície, para as cinco superfícies estudadas, considerando os aerossóis urbanos e a espessura óptica de  $0.8$ , e a Figura 4.24b a reflectância espectral das cinco superfícies estudadas.



(a)



(b)

**Figura 4.24:** (a) Gráfico do balanço radiativo à superfície, para as cinco superfícies estudadas, considerando apenas os aerossóis urbanos e a espessura óptica de 0.8; e (b) gráfico das reflectâncias espectrais das cinco superfícies estudadas.

A escolha dos aerossóis urbanos para o exemplo representado na Figura 4.24a, deve-se ao facto destes aerossóis influenciarem mais o balanço radiativo à superfície, para as cinco superfícies estudadas, tal como referido anteriormente.

Observando o gráfico da Figura 4.24a, podemos constatar que das cinco superfícies estudadas, a vegetação (relva) é aquela que apresenta um balanço radiativo à superfície maior, isto porque a vegetação (relva) reflecte menos, havendo assim muita radiação disponível à superfície (Figura 4.24b). Ao contrário da vegetação (relva) encontra-se o mármore, sendo a superfície que apresenta um balanço radiativo à superfície menor, já que reflecte mais a radiação (Figura 4.24b). Nos casos intermédios encontram-se as superfícies do mosaico, calçada e solo, por ordem decrescente do balanço radiativo à superfície.

O balanço radiativo à superfície, nas cinco superfícies estudadas, diminui com o aumento do ângulo solar zenital, verificando-se que para ângulos solares zenitais elevados o tipo de superfície deixa de ser importante para o balanço radiativo.

### 4.2.3 – Caracterização dos Aerossóis sobre Évora em Julho de 2009

Nesta secção, são apresentados os gráficos da caracterização dos aerossóis em Évora durante o mês de Julho de 2009, em termos da espessura óptica, índice de refração e distribuição das dimensões, obtidos através do espectrofotómetro localizado no observatório do CGE.

O mês escolhido para este estudo foi o mês de Julho de 2009, porque não havia interrupções nos dados dos aerossóis, uma vez que foi um mês caracterizado por céu limpo (sem nuvens). Foi ainda escolhido para este estudo o dia 8 de Julho de 2009, para estudar a variação do balanço radiativo ao longo de um dia.

Os dados dos aerossóis (espessura óptica, distribuição das dimensões e índice de refração complexo) são continuamente obtidos através da inversão de medidas radiativas do espectrofotómetro CIMEL, instalado no observatório do CGE, localizado no Colégio Luís Verney em Évora. Este instrumento encontra-se integrado na rede mundial AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) (Holben *et al.*, 2001).

A Figura 4.25 corresponde ao gráfico da variação da espessura óptica dos aerossóis sobre Évora, durante o mês de Julho de 2009.

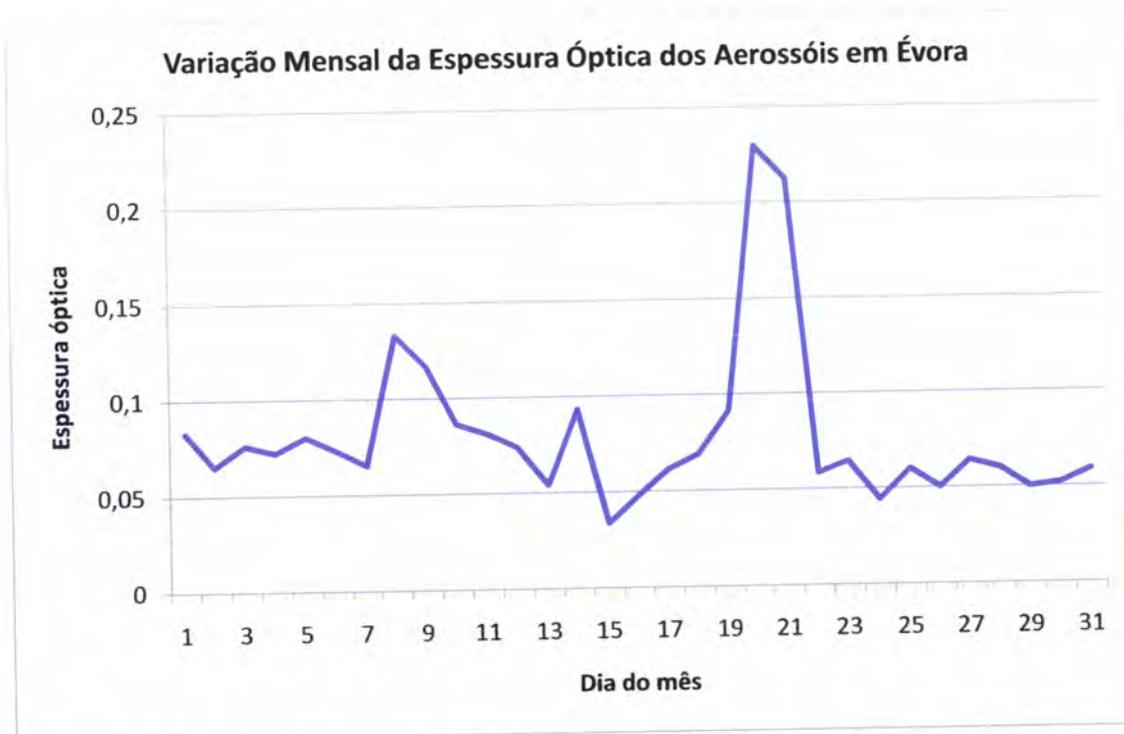


Figura 4.25: Gráfico da variação da espessura óptica dos aerossóis em Évora ao longo do mês de Julho de 2009.

Observando o gráfico da Figura 4.25, podemos verificar que a espessura óptica dos aerossóis sobre Évora durante o mês de Julho de 2009 é mais elevada (cerca de 0,23, 0,21 e 0,13) nos dias 20, 21 e 8, respectivamente, e mais baixa (cerca de 0,034 e 0,044) nos dias 15 e 24, respectivamente. Nos outros dias do mês a espessura óptica dos aerossóis sobre Évora varia entre cerca de 0,05 e 0,1.

Verificou-se na secção anterior que, quanto maior é a espessura óptica dos aerossóis, menor é o balanço radiativo à superfície, para um mesmo tipo de aerossóis, porque mais aerossóis existem na atmosfera, que absorvem e dispersão a radiação, chegando menos radiação à superfície, existindo portanto uma relação directa entre a espessura óptica dos aerossóis e o balanço radiativo à superfície. Neste caso pretende-se estudar o que pode acontecer no caso de uma atmosfera real, em que além da variação da espessura óptica, também o tipo de aerossol pode variar.

A Figura 4.26 corresponde ao gráfico da variação da espessura óptica dos aerossóis sobre Évora, durante o dia de 8 de Julho de 2009.



**Figura 4.26:** Gráfico da variação da espessura óptica dos aerossóis em Évora ao longo do dia 8 de Julho de 2009.

Observando o gráfico da Figura 4.26, podemos verificar que a espessura óptica dos aerossóis sobre Évora durante o dia 8 de Julho de 2009 é mais elevada (cerca de 0,178 e 0,167) perto das 15:50 e das 15:20, respectivamente, e mais baixa (cerca de

0,102 e 0,103) próximo das 10:00 e das 9:30, respectivamente. Nas outras horas do dia a espessura óptica dos aerossóis sobre Évora varia entre cerca dos 0,105 e 0,167.

Na parte da manhã, até cerca das 10:00, a espessura óptica vai diminuindo, aumentando depois até cerca das 15:50 e diminuindo de novo a partir dessa hora, sensivelmente.

Na Figura 4.27, encontra-se representado o gráfico do índice de refração dos aerossóis sobre Évora, durante o mês de Julho de 2009.

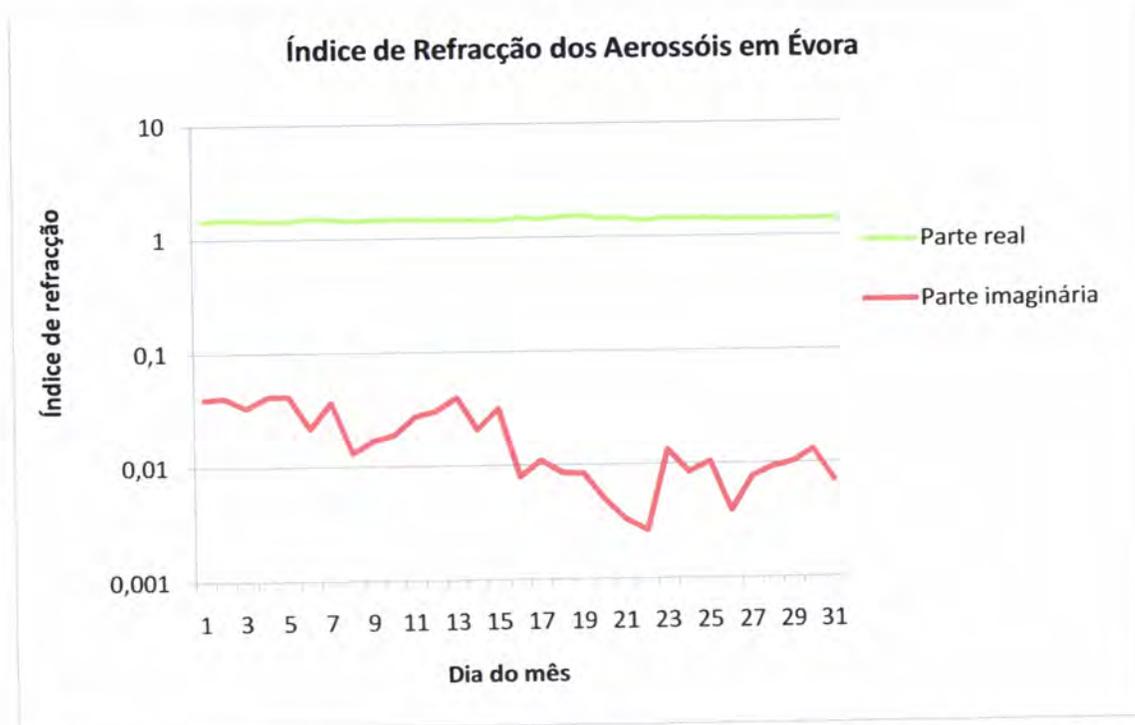
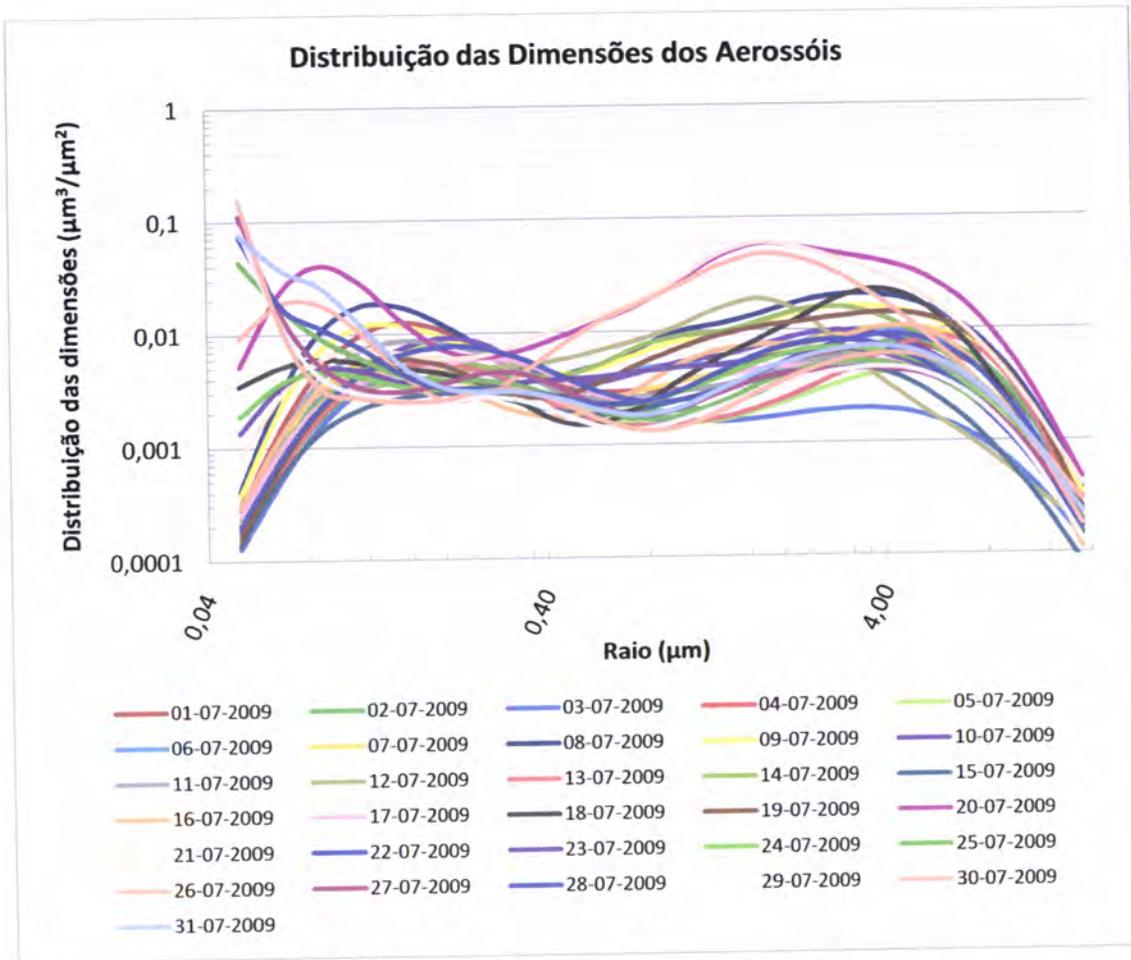


Figura 4.27: Gráfico do índice de refração dos aerossóis em Évora ao longo do mês de Julho de 2009.

O índice de refração dos aerossóis representa-se por um número complexo e está relacionado com a composição química dos aerossóis. A parte imaginária está directamente ligada à absorção da radiação por parte dos aerossóis, logo quanto maior é a absorção da radiação por parte dos aerossóis, maior é o valor da parte imaginária.

Observando o gráfico da Figura 4.27, podemos verificar que a parte real é mais elevada que a parte imaginária, sendo o índice de refração praticamente constante na parte real (cerca de 1,5). Quanto à parte imaginária, apresenta um valor mínimo nos dias 21 e 22 de Julho de 2009 (menor absorção) e máximo nos dias 4 e 5 (maior absorção).

Na Figura 4.28, encontra-se representado o gráfico da distribuição das dimensões dos aerossóis sobre Évora, durante o mês de Julho de 2009.



**Figura 4.28:** Gráfico da distribuição das dimensões dos aerossóis em Évora ao longo do mês de Julho de 2009.

Observando o gráfico da Figura 4.28, podemos verificar genericamente que se destacam dois picos ao longo dos dias do mês de Julho de 2009, sendo portanto as distribuições de dimensões tipicamente bimodais, com um modo para partículas de menor dimensão, centrado num raio de cerca de  $0,06 \mu\text{m}$  e um outro modo para partículas maiores, com um raio modal de cerca de  $4 \mu\text{m}$ .

Podemos destacar os dias 20, 21 e 26 de Julho de 2009, pelo facto de apresentarem uma distribuição das dimensões dos aerossóis mais elevadas do que os restantes dias do mês.

#### 4.2.4 – Balanço Radiativo Mensal e Diário à Superfície no Colégio Luís Verney em Julho de 2009

Em seguida, encontram-se representados os gráficos do balanço radiativo diário à superfície no Colégio Luís Verney durante o mês de Julho de 2009, assim como o da

sua variação ao longo de um dia, obtidos através do modelo de transferência radiativa libRadtran (secção 3.3), para as cinco superfícies estudadas.

O gráfico da Figura 4.29 corresponde à variação do balanço radiativo à superfície sobre o Colégio Luís Verney, durante o mês de Julho de 2009.

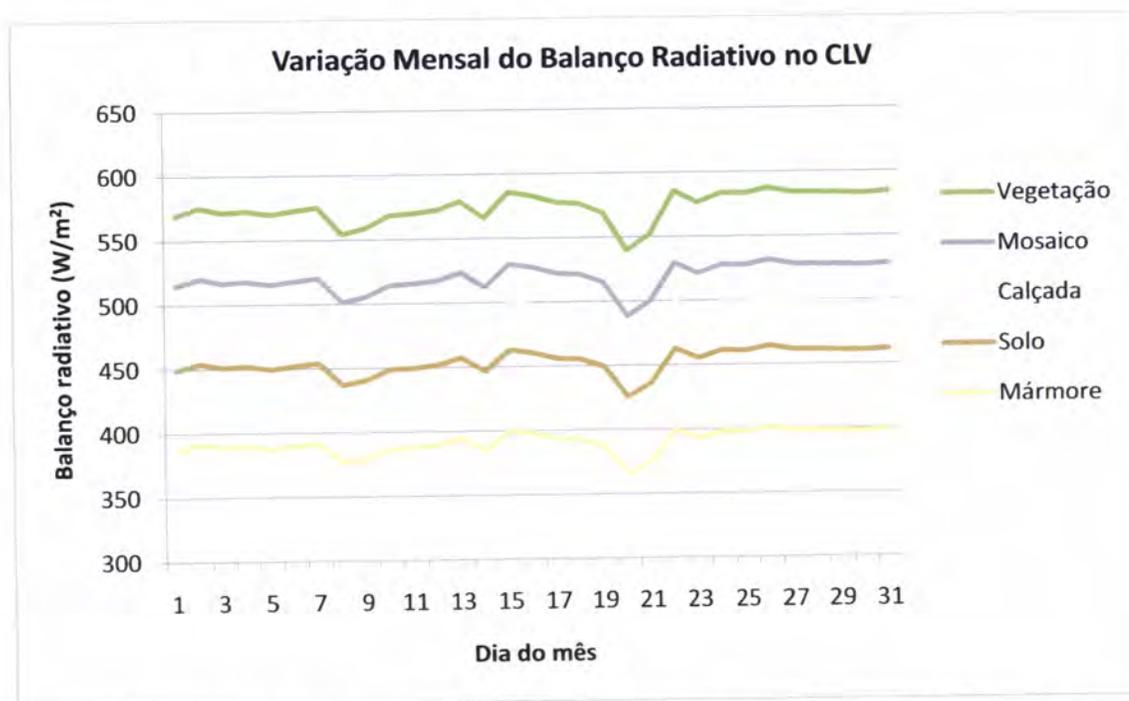


Figura 4.29: Gráfico da variação do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney (CLV) ao longo do mês de Julho de 2009, nas cinco superfícies estudadas.

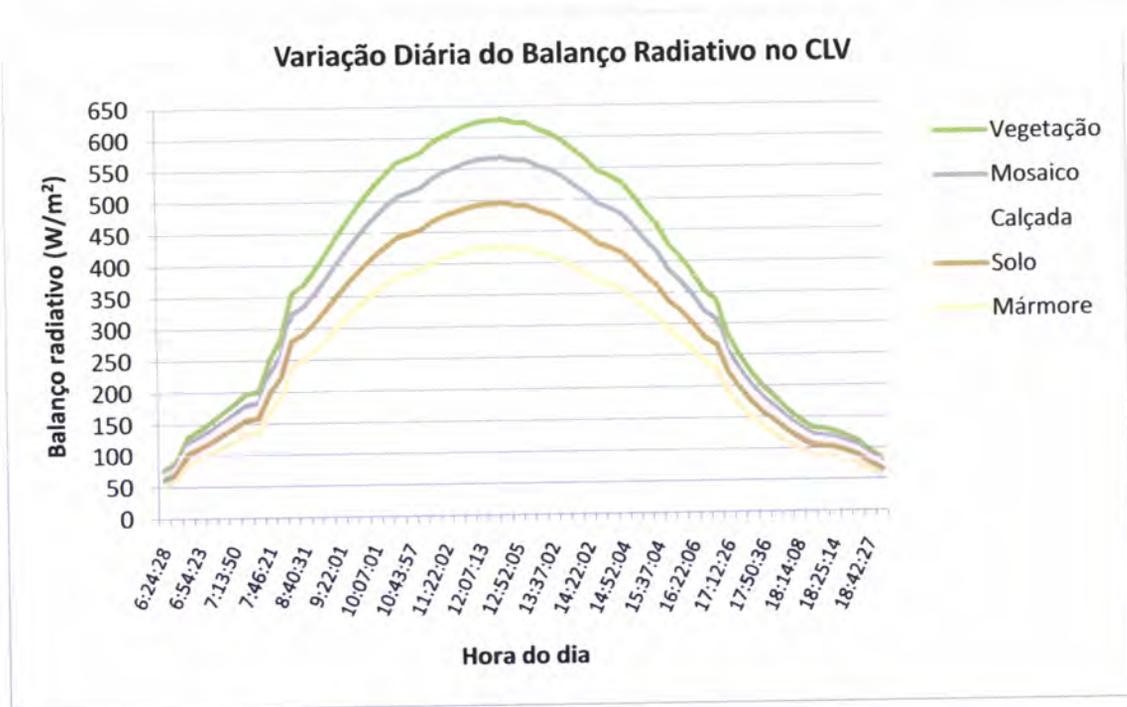
Analisando o gráfico da Figura 4.29, podemos verificar que a vegetação (relva) é a superfície que apresenta valores mais elevados do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney durante o mês de Julho de 2009, o que quer dizer que esta superfície reflecte menos, havendo mais radiação disponível à superfície. Ao contrário da vegetação (relva), o mármore é a superfície que apresenta menores valores do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney durante o mês de Julho de 2009, ou seja, o mármore é a superfície que reflecte mais, ficando menos radiação disponível à superfície. As superfícies com valores intermédios do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney, durante o mês de Julho de 2009, são o mosaico, a calçada e o solo, decrescendo o balanço radiativo por esta ordem.

Podemos ainda observar que, nos dias 20, 21 e 8 de Julho de 2009, o balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney, nas cinco superfícies analisadas, regista valores mais baixos. Isto acontece porque nestes dias a espessura óptica dos aerossóis em Évora (Figura 4.25) é mais elevada, existindo maior extinção da radiação, havendo

assim uma relação directa entre a espessura óptica dos aerossóis e o balanço radiativo à superfície, isto porque quanto maior é a espessura óptica dos aerossóis menor é o balanço radiativo à superfície, sendo estes inversamente proporcionais.

Existem outras razões para este facto, nomeadamente o índice de refração dos aerossóis em Évora na parte imaginária (Figura 4.27), que está associada à absorção da radiação pelos aerossóis, ser baixo nos dias 20 e 21, e no dia 8 existir um decréscimo em relação ao dia 7, logo os aerossóis nestes dias absorveram menos radiação, influenciando desta forma o balanço radiativo à superfície. Por outro lado, a distribuição das dimensões dos aerossóis em Évora (Figura 4.28), nos dias 20 e 21, apresentam valores mais elevados. Os diferentes valores de índice de refração e distribuição das dimensões dos aerossóis indicam uma alteração no tipo de aerossóis presentes na atmosfera, o que também influencia o balanço radiativo à superfície.

O gráfico da Figura 4.30 corresponde à variação do balanço radiativo à superfície sobre o Colégio Luís Verney, durante o dia 8 de Julho de 2009.



**Figura 4.30:** Gráfico da variação do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney (CLV) ao longo do dia 8 de Julho de 2009, nas cinco superfícies estudadas.

Ao observar o gráfico da Figura 4.30, podemos verificar que os valores do balanço radiativo à superfície mais elevados correspondem à superfície de vegetação (relva), reflectindo menos radiação. Já o mármore é o oposto da vegetação (relva), sendo a superfície que apresenta um menor balanço radiativo à superfície no Colégio

Luís Verney, reflectindo mais, o que significa que não existe tanta radiação disponível à superfície. As superfícies do mosaico, calçada e solo, apresentam balanços radiativos à superfície intermédios durante este dia no Colégio Luís Verney.

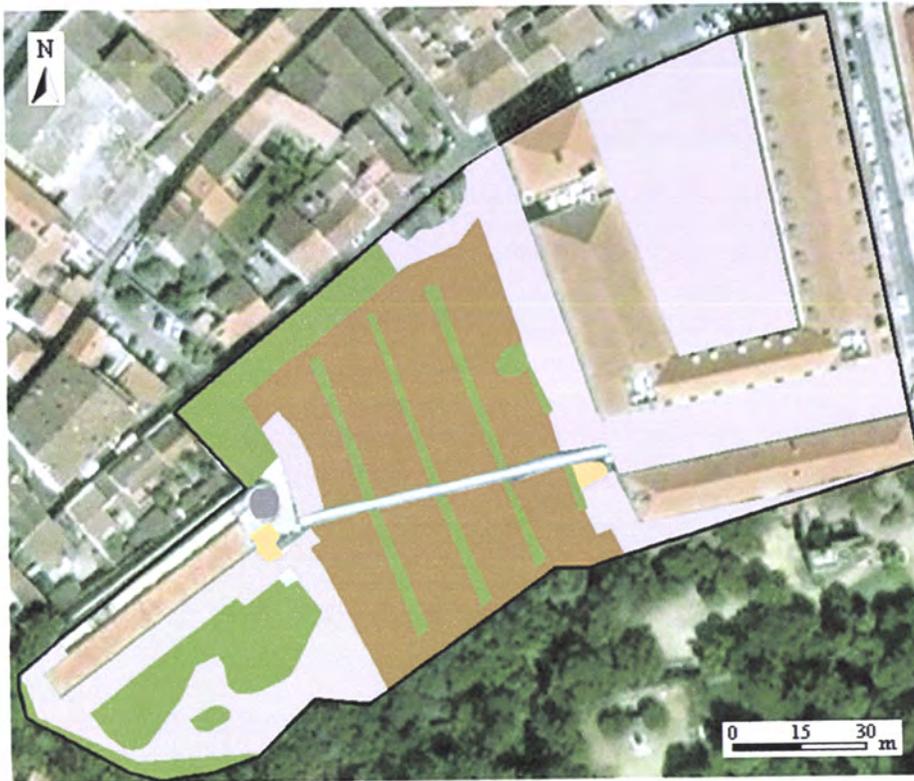
O balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney, ao longo do dia 8 de Julho de 2009, vai aumentando, em todas as superfícies analisadas, até cerca das 12:30, começando a partir de então a diminuir.

Para além do que foi referido anteriormente, podemos observar que a variação da curva diária do balanço radiativo à superfície no Colégio Luís Verney, para as cinco superfícies estudadas, apresenta algumas irregularidades, o que é indicativo de variações na espessura óptica dos aerossóis em Évora (Figura 4.26) ao longo do dia. Por exemplo, na parte da manhã cerca das 7:20 e das 8:30 e na parte da tarde cerca das 16:40 e das 18:20, podemos verificar que existem pequenas diferenças, explicadas pelo facto da espessura óptica dos aerossóis sobre Évora também variar nestas horas. Mais uma vez se observa que a espessura óptica dos aerossóis e o balanço radiativo à superfície são inversamente proporcionais.

#### **4.2.5 – Distribuição Espacial do Balanço Radiativo à Superfície sobre o Colégio Luís Verney**

Nesta secção apresenta-se a distribuição espacial das cinco superfícies estudadas no Colégio Luís Verney, assim como a distribuição espacial do balanço radiativo à superfície sobre a mesma área.

Na Figura 4.31, encontra-se representada a localização das cinco superfícies estudadas no Colégio Luís Verney.



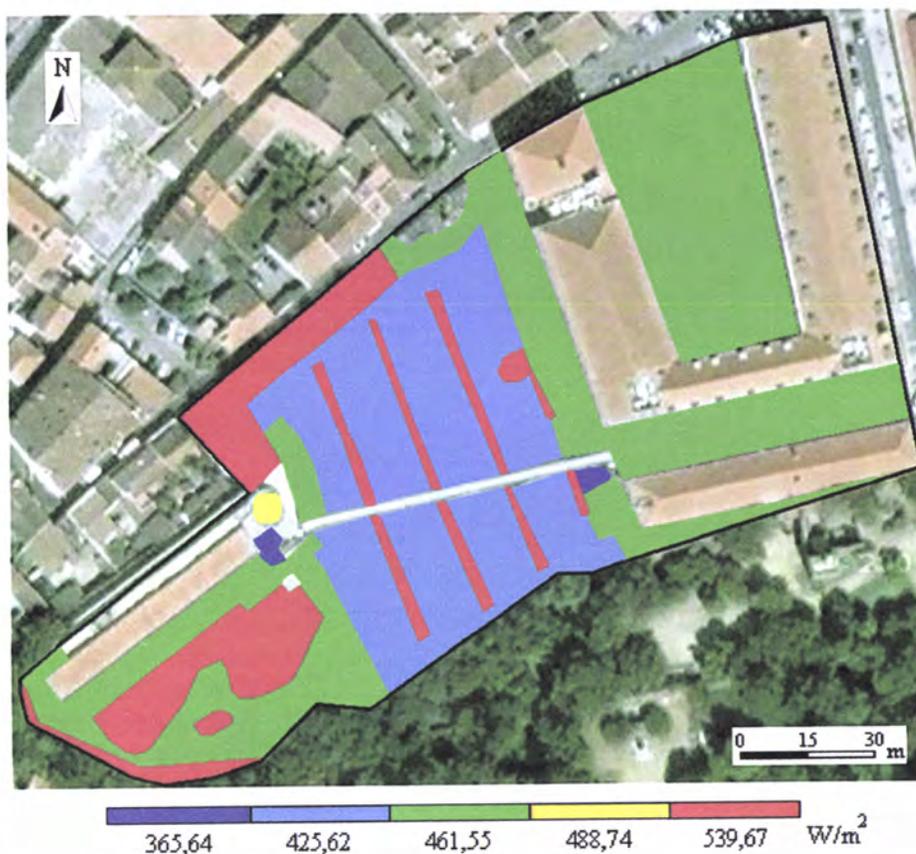
**Legenda:**

- Vegetação (relva)
- Mosaico
- Calçada
- Solo
- Mármore

**Figura 4.31:** Localização das superfícies estudadas no Colégio Luís Verney, com a respectiva legenda.

Observando a Figura 4.31, podemos verificar que o solo, a calçada e a vegetação (relva) ocupam uma maior área do Colégio Luís Verney, enquanto que o mármore e o mosaico ocupam uma área bastante mais restrita.

A Figura 4.32 corresponde à distribuição espacial do balanço radiativo à superfície sobre o Colégio Luís Verney, no dia 20 de Julho de 2009.



**Figura 4.32:** Distribuição espacial do balanço radiativo à superfície sobre o Colégio Luís Verney no dia 20 de Julho de 2009.

O dia 20 de Julho de 2009 foi escolhido a título de exemplo para ilustrar a distribuição espacial do balanço radiativo à superfície sobre o Colégio Luís Verney.

Na Figura 4.32, podemos observar que no dia 20 de Julho de 2009, a relva (vermelho) é a superfície que apresenta o balanço radiativo à superfície mais elevado. Posteriormente encontra-se a superfície mosaico (amarelo) com um balanço radiativo à superfície médio alto, seguido da superfície calçada (verde) com um balanço radiativo à superfície médio, a superfície solo (azul claro) apresenta um balanço radiativo à superfície médio baixo e por fim a superfície mármore (violeta) que tem um balanço radiativo à superfície baixo, em correspondência dos valores de reflectância espectral mais elevados.

## **5 – Conclusões**

Os objectivos propostos inicialmente foram atingidos: por um lado, caracterizaram-se experimentalmente cinco superfícies distintas em termos das suas reflectâncias espectrais; por outro lado utilizaram-se estas medidas experimentais para calcular os balanços radiativos à superfície, para diferentes situações atmosféricas e assim estimar o efeito de alterações da superfície no respectivo balanço radiativo.

Em relação às reflectâncias espectrais das superfícies estudadas, podemos concluir que a vegetação (relva) ao apresentar um registo espectral único permite ser facilmente distinguido das outras superfícies, sobretudo nas regiões do visível e do infravermelho próximo. A reflectância espectral da relva é baixa nas regiões do azul e vermelho, devido à absorção das clorofilas para a fotossíntese, mas existe um pico na região do verde, dando origem à cor verde da relva. No infravermelho próximo a reflectância é muito mais elevada do que na região do visível devido à estrutura celular das folhas.

O comportamento da variação das reflectâncias espectrais das superfícies da calçada, mosaico, mármore e solo, devem-se sobretudo às características e composição mineralógica das respectivas superfícies. Das quatro superfícies referidas anteriormente, podemos destacar o solo, uma vez que existem vários parâmetros que influenciam o seu comportamento espectral, como a humidade, a matéria orgânica, a textura, os óxidos de ferro, a mineralogia, a estrutura, as condições de drenagem, a cor, a temperatura, etc., sendo que destes parâmetros, a humidade é o mais relevante devido à sua natureza dinâmica e ao grande impacto global sobre a reflectância espectral do solo.

Foi feita a comparação das reflectâncias espectrais medidas com reflectâncias espectrais contidas na base de dados USGS-DSL6, para superfícies com características próximas. No entanto, a base de dados não continha alguns dos materiais em estudo, mas apenas certos elementos mineralógicos presentes na sua composição, o que não permitiu uma verdadeira validação dos resultados experimentais. A superfície de relva foi a única para a qual a base de dados continha valores, tendo a comparação sido satisfatória.

No que diz respeito aos balanços radiativos à superfície, podemos dividi-los em dois; por um lado um estudo de sensibilidade dos balanços radiativos à superfície, em função das cinco superfícies estudadas e de dois tipos de aerossóis descritos na literatura (rurais e urbanos); por outro, um caso de estudo real dos balanços radiativos à

superfície, considerando também as cinco superfícies estudadas e os dados de aerossóis medidos em Évora, no observatório do CGE, durante o mês de Julho de 2009.

Verificou-se que para todas as superfícies estudadas e para ambos os tipos de aerossóis (rurais e urbanos), o balanço radiativo à superfície diminui à medida que o ângulo solar zenital e a espessura óptica dos aerossóis aumentam. Podemos também concluir que neste estudo os aerossóis urbanos têm uma maior influência no balanço radiativo à superfície, já que o balanço radiativo é menor, ficando menos radiação disponível à superfície.

Das cinco superfícies estudadas, a vegetação (relva) é a que apresenta um maior balanço radiativo à superfície, o que seria de esperar já que a relva reflecte menos radiação. Já o mármore é a superfície que apresenta um balanço radiativo à superfície menor, verificando-se que das superfícies em estudo é a que reflecte mais radiação. Nos casos intermédios estão o mosaico, a calçada e o solo, por ordem decrescente do balanço radiativo à superfície.

No caso de estudo podemos concluir também que a vegetação (relva) é a superfície que apresenta uma maior variação do balanço radiativo à superfície sobre Évora durante o mês de Julho de 2009 e ao longo do dia 8 de Julho de 2009. Verifica-se também que o tipo de aerossol e a espessura óptica têm influência no balanço radiativo à superfície, sendo esta última inversamente proporcional ao balanço radiativo.

De facto, quanto maior é a espessura óptica dos aerossóis maior é a extinção (absorção e dispersão) da radiação, chegando menos radiação à superfície e conseqüentemente diminuindo o balanço radiativo à superfície.

## **Referências Bibliográficas**

- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M. e Silva-Dias, M. A. (2004). *Smoking rain clouds over the Amazon*. Science 303, p. 1337-1342.
- ASD (Analytical Spectral Device, Inc.). (2002). *FieldSpec® HandHeld Spectroradiometer*. USA, p. 8-77.
- Barkstrom, B. R. (1984). *The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE)*. Bulletin of the American Meteorology Society, v. 65, n. 11, p. 1170-1185.
- Barkstrom, B. R. (1999). *CERES: The Start of the Next Generation of Radiation Measurements*. Advances in Space Research, v. 24, n. 7, p. 907-914.
- Bowker, E. D., Davis, R. E., Myrick, K. L., Stacy, K. e Jones, W. T. (1985). *Spectral Reflectances of Natural Targets for use in Remote Sensing Studies*. Nasa Reference Publication 1139.
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Wise, R., Livo, K. E., Hoefen, T. M., Kokly, R. F., e Sutley, S. J. (2007). *USGS Digital Spectral Library splib06a*. U.S. Geological Survey, Data Series 231.
- Dixon, D. (1990). *Enciclopédia do Conhecimento, Ciência e Tecnologia – A Terra*. Resomnia Editores, v. 1, p. 18-19.
- Grimm, A. (1999). *Meteorologia Básica – Notas de Aula*. Primeira versão electrónica - Setembro 1999. Disponível em: <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/>. Acedido em: 10 de Setembro de 2009.
- Hansen, J., Sato, M. e Ruedy, R. (1997). *Radiative forcing and climate response*. Journal of Geophysical Research 102 D6, p. 6831-6864.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*. Academic Press, San Diego, California, p. 14-80.
- Heymsfield, A. J. (1993). Microphysical structures of stratiform and cirrus clouds. *In: Aerosols-Cloud-Climate Interactions*. P. V. Hobbs editor. Academic Press, San Diego, California, p. 97-121.

- Holben, B. N., Tanre, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J., Chatenet, B., Lavenue, F., Kaufman, Y. J., Vande Castle, J., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karnieli, A., O'neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., e Zibordi, G. (2001). *Na emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET*. J. Geophys. Res., 12 067-12 097, p. 106.
- House, F. B., Gruber, A., Hunt, G. E., e Mecherikunnel, A. T. (1986). *History of Satellite Missions and Measurements of the Earth Radiatin Budget (1957-1984)*. Reviews of Geophysics, v. 24, n.2, p. 357-377.
- Inamdar, A. K. e Ramanathan, V. (1997). *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): Algorithm Theoretical Basis Document*. Estimation of Longwave Surface Radiation Budget From CERES. Disponível em: [http://eospsso.gsfc.nasa.gov/eos\\_homepage/for\\_scientists/atbd/docs/CERES/atbd-cer-13.pdf](http://eospsso.gsfc.nasa.gov/eos_homepage/for_scientists/atbd/docs/CERES/atbd-cer-13.pdf). Acedido em: 20 de Dezembro de 2009.
- IPCC, (2007). Summary for Policymakers. *In: Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. and Miller, H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, U.S.A., p 1-18.
- Kaufman, Y. J., Hobbs, P. V., Kirchhoff, V. W., Artaxo, P., Remer, L. A., Holben, B. N., King, M. D., Ward, D. E., Prins, E. M., Longo, K. M., Mattos, L. F., Nobre, C. A., Spinhirne, J. D., Ji. Q., Thompson, A. M., Gleason, J. F., Christopher, S. A. e Tsay, S. C. (1998). *Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment*. Journal of Geophysical Research 103 D24, p. 31783-31808.
- King, M. D. (1993). Radiative properties of clouds. *In: Aerosols-Cloud-Climate Interactions*. P. V. Hobbs editor. Academic Press, San Diego, California, p. 123-149.
- Koren, I., Kaufman, Y. J., Remer, L. A. and Martins, J. V. (2004). *Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation*. Science 303, 1342-1345.

- Li, Z., Leighton, H. G., Masuda, K., Takashima, T. (1993). *Estimation of SW Flux Absorbed at the Surface from TOA Reflected Flux*. Journal of Climate, v. 6, n. 2, p. 317-330.
- Liou, K. (1992). *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, Observation, and Modeling*. Oxford University Press, New York, p. 172-254.
- Lutgens, F. K. e E.J. Tarbuck, E. J. (1989). *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*. Prentice Hall, New Jersey, p. 491.
- Mayer, B. e Kylling, A. (2005). *Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use*. Atmospheric Chemistry and Physics, 5, p. 1855-1877.
- Mayer, B., Kylling, A., Hamann, U., Emde, C. (2008). *libRadtran – library for radiative transfer calculations*. Edition 1.0 for libRadtran version 1.4, p. 3-69.
- Miranda, P. M. (2001). *Meteorologia e Ambiente – Fundamentos de Meteorologia, Clima e Ambiente Atmosférico*. Universidade Aberta. Lisboa, n. 219, p 12-56.
- Oliveira, L. (1997). *Nova Enciclopédia Larousse*. Círculo de Leitores. Lisboa, v. 3, p. 712-714.
- Pimenta, M., Deus, J., Noronha, A., Peña, T. e Brogueira, P. (2000). *Introdução à Física*. McGraw-Hill. Lisboa, 2ª ed., p. 501-518.
- Seinfeld, J. H. e Pandis, S. N. (1998). *Atmospheric Chemistry and Physics: from Air Pollution to Climate Change*. Wiley, New York, U.S.A.
- Shettle, E. P. (1989). Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies. *In: AGARD Conference Proceedings No. 454, Atmospheric propagation in the uv, visible, ir and mm-region and related system aspects*.
- Shettle, E. P. e Fenn, R. W. (1979). *Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties*. Air Force Systems Command, USAF, Massachusetts, 79, 214, p. 11-65.

- Trenberth, K. E., Houghton, J. T. e Meira Filho, L. G. (1996). The climate system: an overview. *In: Climate Change 1995 – The Science of Climate Change*. [Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, p. 51-64.
- Varejão-Silva, M. A. (2006). *Meteorologia e Climatologia*. INMET, Versão digital 2. Recife, Brasil, p. 165-213.
- Wallace, J. M. e Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science – An Introductory Survey*. Elsevier, p. 113-152.
- Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Baum, B. A., Charlok, T. P., Green, R. N., Kratz, D. P., Lee, R. B., Minnis, P., Smith, G. L., Wong, T., Young, D. F., Cess, R. D., Coakley, J. A., Crommelynck, D. A., Donner, L., Kandel, R., King, M. D., Miller, A. J., Ramanathan, V., Randall, D. A., Stowe, L. L. e Welch, R. M. (1998). *Clouds and the Earth's Radiant energy system (CERES): Algorithm Overview*. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, v. 36, n. 4.