ESTIMATIVA DE PARÂMETROS DA CAMADA ATMOSFÉRICA PARA CÁLCULO DA IRRADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE NA SUPERFÍCIE TERRESTRE

Ana Paula Cardoso Guimarães

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA MECÂNICA.

Aprovada por:

_____

Prof. Leopoldo Eurico Gonçalves Bastos, D.Sc.

_____

Prof. Nisio de Carvalho Lobo Brum, D.Sc.

_____

Prof. Manuel Ernani de Carvalho Cruz, D.Sc.

_____

Prof. Evandro Sergio Camelo Cavalcanti, D.Sc.

_____

Prof. Nerbe Ruperti Júnior, Ph.D.

_____

Prof. Luis Cláudio Gomes Pimentel, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

JANEIRO DE 2003

GUIMARÃES, ANA PAULA CARDOSO

Estimativa de Parâmetros da Camada Atmosférica para Cálculo da Irradiação Solar Incidente na Superfície Terrestre [Rio de Janeiro] 2003

XIX, 162 p. 29.7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Mecânica, 2003)

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Irradiação Solar

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Ao meu pai, Haroldo Guimarães, com todo o meu amor....

Meu filósofo eterno.

Agradecimentos

Ao orientador e amigo Nerbe que, com seriedade e grande competência profissional, conduziu e enriqueceu este trabalho.

Ao orientador Leopoldo, pelo acompanhamento do desenvolvimento do trabalho.

Ao meu irmão e minha mãe, Euclides e Beatriz, pelo amor incondicional.

À minha grande amiga Patricia, pela ajuda na revisão do texto e pelo imenso companheirismo e apoio em todas as fases do trabalho.

Aos amigos especiais, Ricardo e Carmem, que me ajudaram muito. Pelo carinho e grande paciência nos momentos difíceis de desenvolvimento do trabalho.

Ao Centro de Pesquisas de Energia Elétrica, CEPEL, que forneceu suporte financeiro e logístico para o desenvolvimento deste trabalho de tese. Agradeço especialmente ao Jorge Lima, coordenador da Área de Conhecimentos Eletrônicos, ACEL, ao pesquisador Marco Antônio, aos técnicos de laboratório, Vânia e Fabricio e às secretárias Sheilah e Josineide. Agradeço igualmente, de forma especial, ao Marcos Vínicius, coordenador do Programa de Pesquisas em Eletrificação Rural e Energia Renovável, PER, às secretárias Ângela e Daniele e a todos os colegas do programa.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

ESTIMATIVA DE PARÂMETROS DA CAMADA ATMOSFÉRICA PARA CÁLCULO DA IRRADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE NA SUPERFÍCIE TERRESTRE

Ana Paula Cardoso Guimarães

Janeiro/2003

Orientador: Leopoldo Eurico Gonçalves Bastos
Programa: Engenharia Mecânica

Em função da variabilidade espacial da irradiação solar devido à grande extensão territorial do país e, sobretudo, da não homogeneidade climática em determinadas regiões, torna-se necessário o desenvolvimento e a aplicação de modelos físicos que utilizem dados de imagens de satélite para estimativa da irradiação global e difusa possibilitando, assim, a cobertura geográfica total do território nacional.

Este trabalho de tese apresenta um estudo sobre a estimativa de propriedades físicas da camada atmosférica, tais como espessura ótica das nuvens e coeficiente de espalhamento dos aerossóis; tais parâmetros, uma vez determinados, tornam-se fundamentais para o cálculo do fluxo solar incidente na superfície terrestre.

O problema direto é obtido a partir da modelagem da camada atmosférica e está caracterizado pela Equação da Transferência Radiativa (ETR) para meio composto com espalhamento anisotrópico e absorção. Para o problema inverso de estimativa de parâmetros utiliza-se a técnica de LEVENBERG-MARQUARDT a qual está baseada no processo de minimização através da técnica dos mínimos quadrados.

O modelo foi validado para a cidade do Rio de Janeiro a partir dos dados de irradiação solar terrestres medidos no laboratório solar fotovoltaico do Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CEPEL).

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

ESTIMATION OF ATMOSPHERE LAYER PARAMETERS FOR THE CALCULATION OF INCOMING SOLAR RADIATION ON EARTH SURFACE

Ana Paula Cardoso Guimarães

January/2003

Advisor: Leopoldo Eurico Gonçalves Bastos
Department: Mechanical Engineer

There is a considerable variation of solar radiation over the Brazilian territory, not only due to the large geographical area of the country but because it is inherent to the variety of existent distributed climate conditions. The feasible way to have the solar radiation estimated all over the country is the development and application of physical models that process satellite data in the calculation of global and diffuse solar radiation.

This thesis presents an study about the estimation of parameters for the physical properties of atmosphere, based on the proposed model. Parameters like cloud optical thickness and aerosol scattering coefficient are considered. Once evaluated, such parameters become fundamental for the calculation of incoming solar radiation on earth surface.

The so called direct problem is obtained from the atmosphere model according to Radiactivity Transfer Equation (RTE) applied to absorption. The parameter estimation inverse problem is solved by LEVENBERG-MARQUARDT technique of minimum square**.**

The model was validated for Rio de Janeiro city with solar radiation data measured in the Solar Laboratory of CEPEL (Brazilian Electric Power Research Center).

ÍNDICE

1 INTRODUÇÃO 1

2 IRRADIAÇÃO SOLAR 6

2.1 FUNDAMENTOS DA IRRADIAÇÃO SOLAR 6
2.1.1 Considerações Geométricas Básicas 6
2.1.2 Distribuição Espectral do Fluxo Solar Extraterrestre 11
2.1.3 Efeitos do Fluxo Solar na Atmosfera 14
2.1.4 Instrumentos de Medição da Irradiância Solar na Superfície da Terra 16

2.2 MODELOS DE ESTIMATIVA DA IRRADIAÇÃO SOLAR 19
2.2.1 Modelos de Estações Terrestres 20
2.2.2 Modelos de Satélite 23

2.3 DISPONIBILIDADE DOS DADOS DE RADIAÇÃO SOLAR NO BRASIL 28

3 BALANÇO DE ENERGIA SOLAR NA ATMOSFERA 31

3.1 COMPOSIÇÃO E ESTRUTURA DA ATMOSFERA TERRESTRE 31

3.2 ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO DA IRRADIAÇÃO SOLAR NA ATMOSFERA TERRESTRE 34
3.2.1 Espalhamento da Irradiação na Atmosfera Terrestre 34
3.2.2 Absorção da Irradiação na Atmosfera 40

3.3 DEPENDÊNCIA ANGULAR DO FLUXO SOLAR 41

3.4 INTENSIDADE DA IRRADIAÇÃO 42

3.5 EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA PARA MEIO COM ABSORÇÃO E ESPALHAMENTO 43

3.6 APROXIMAÇÕES PARA SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA 50
3.6.1 Aproximação - S_N 50
3.6.2 Aproximação *Two Stream* 52

4 PROBLEMA DIRETO PARA FAIXA VISÍVEL DO ESPECTRO 54

4.1 EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA 55
4.1.1 Equação da Transferência Radiativa Sem Simetria Azimutal 57
4.1.2 Equação da Transferência Radiativa Com Simetria Azimutal 60

4.2 DISCRETIZAÇÃO ANGULAR 62
4.2.1 Discretização Para Problema Sem Simetria Azimutal 62
4.2.2 Discretização Para Problema Com Simetria Azimutal 64
4.2.3 Quadraturas Numéricas 66

4.3 SOLUÇÃO DO SISTEMA DE EQUAÇÕES DIFERENCIAIS ORDINÁRIAS 67

4.4 ALGORITMO DO PROGRAMA COMPUTACIONAL 68

4.5 CONSTITUINTES DA CAMADA ATMOSFÉRICA 69
4.5.1 Nuvens 70
4.5.2 Moléculas de Ar 73

4.5.3 Aerossóis 75
4.5.4 Ozônio 77

5 DADOS EXPERIMENTAIS – FAIXA VISÍVEL DO ESPECTRO SOLAR 79

5.1 DADOS MEDIDOS NA SUPERFÍCIE TERRESTRE 79
5.1.1 Instrumentos de Medição e Sistema de Aquisição de Dados 80
5.1.2 Avaliação dos Dados Experimentais para Identificação de Dias Claros e Nublados 85

5.2 DADOS MEDIDOS NO TOPO DA CAMADA ATMOSFÉRICA POR SATÉLITE METEOROLÓGICO 93
5.2.1 Satélites Meteorológicos 93
5.2.2 Dados Medidos pelo Satélite NOAA-16 – Canal 1 VIS 96

6 ESTIMATIVA DE PARÂMETROS 99

6.1 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE 100
6.1.1 Sensibilidade do Ângulo Zenital 101
6.1.2 Sensibilidade do Coeficiente de Espalhamento dos Aerossóis 102
6.1.3 Sensibilidade da Espessura Ótica das Nuvens 103

6.2 DESENVOLVIMENTO DO MÉTODO DE ESTIMATIVA DE PARÂMETROS 105

7 RESULTADOS E ANÁLISES 110

7.1 PROBLEMA DIRETO 110
7.1.1 Cosseno do Ângulo Zenital e Irradiância Extraterrestre 111
7.1.2 Função de Fase de Espalhamento 118

7.1.3 Validação do Código Computacional 119
7.1.4 Resultados do Modelo Proposto 122

7.1.5 Análise Estatística dos Resultados 130
7.1.5.1- Irradiância Global Incidente na Superfície Terrestre 130
7.1.5.2- Irradiância que Emerge do Topo da Atmosfera para o Espaço 139
7.1.6 Comparação entre Métodos de Aproximação - S_N com Diferentes Direções de Espalhamento 140

7.2 ESTIMATIVA DE PARÂMETROS 141
7.2.1 Estimativa do Coeficiente de Espalhamento dos Aerossóis 142
7.2.2 Estimativa da Espessura Ótica das Nuvens 145
7.2.3 Fluxo Solar Calculado para as Diversas Condições de Céu 148

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 152

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 157

10 ANEXOS

10.1 ANEXO 1 – Dados Medidos da Irradiância Global Incidente na Superfície Terrestre – Espectro Visível – Junho de 2002.

10.2 ANEXO 2 – Irradiância Global Incidente na Superfície Terrestre (Novembro de 2001).

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O aproveitamento racional da energia solar no sentido de produzir instalações bem dimensionadas e economicamente viáveis só é possível a partir de informações solarimétricas consistentes da região em questão. Ocorre que tais informações, no Brasil, nem sempre estão disponíveis de maneira direta, já que a grande extensão do território inviabiliza, na sua totalidade, a instalação e manutenção de instrumentos destinados à medição solar. Sob essa perspectiva, torna-se fundamental o desenvolvimento e a aplicação de modelos que sejam capazes de estimar dados suficientes e confiáveis para concepção dos projetos, estudo de viabilidade econômica e retorno de investimento.

Dois processos distintos são utilizados para estimar dados da irradiação solar incidente na superfície da Terra, ambos baseados em medidas meteorológicas disponíveis no país. O primeiro trata de modelos desenvolvidos a partir de dados obtidos em estações terrestres e o segundo diz respeito à utilização de dados de imagens de satélites meteorológicos.

Em função da variabilidade espacial da irradiação solar e, sobretudo, da não homogeneidade climática em determinadas regiões (microclimas), o desenvolvimento e a aplicação de modelos físicos que utilizam dados de imagens de satélite vêm se mostrando de grande importância, pois possibilitam a cobertura geográfica total do território nacional. Entretanto, os resultados de tais modelos ainda podem apresentar desvios significativos em relação às medidas diretas devido, não só ao tempo relativamente curto em que vêm sendo realizadas pesquisas nesta área, mas especialmente devido à complexidade técnica do processo. Tal complexidade é atribuída à diversos fenômenos físicos que se processam na atmosfera terrestre, a qual contém algumas propriedades muito pouco conhecidas até o momento, o que leva à necessidade de trabalhar-se com valores médios.

Neste trabalho é proposta a estimativa de propriedades físicas da camada atmosférica que, uma vez determinadas, tornam-se fundamentais para o cálculo da irradiação solar incidente na superfície terrestre. Para isso, apresenta-se a solução de um problema inverso de estimativa de parâmetros tomando-se como base dados medidos na superfície terrestre. Estuda-se também um método matemático mais complexo para a solução do problema direto, que é caracterizado pela equação da transferência radiativa (ETR) aplicada ao sistema Terra/Atmosfera. A modelagem da camada atmosférica está baseada nas seguintes considerações: meio composto, placa plana-paralela, geometria unidimensional, espalhamento anisotrópico e absorção no meio, propriedades óticas variáveis de acordo com a altura da camada atmosférica e dependência azimutal (problema sem simetria azimutal). O modelo avalia o fluxo radiativo dentro da faixa visível do espectro solar, compreendida entre 0,395μm e 0,695μm, em concordância com o intervalo espectral dos dados terrestres, medidos por meio de instrumentos adaptados com filtros específicos. Neste mesmo intervalo estão contidos os dados do satélite meteorológico utilizado – que possui canal espectral visível entre 0,58μm e 0,68μm.

Para realizar as estimativas das propriedades atmosféricas é necessário dispor de um código computacional que calcule os fluxos radiativos transmitidos à superfície e os que emergem de volta ao espaço, para condições de céu claro e céu nublado. O problema direto é resolvido utilizando-se o Método das *Ordenadas Discretas* (*Aproximação* - S_N) cujo objetivo é reduzir a equação íntegro-diferencial, caracterizada pela ETR, em um sistema de equações diferenciais ordinárias (EDOs). O procedimento adotado está subdividido em duas partes: I) uma discretização angular, sendo o termo integral substituído por um somatório composto pelas intensidades radiativas obtendo-se, assim, um conjunto de equações diferenciais ordinárias e II) a solução do sistema de equações diferenciais resultante utilizando-se uma subrotina numérica que permite manter um controle automático do erro.

Para a solução do problema inverso de estimativa de parâmetros utiliza-se o Método de LEVENBERG-MARQUARDT, o qual é baseado no processo de minimização através da técnica dos mínimos quadrados.

O modelo está validado para a cidade do Rio de Janeiro em duas etapas distintas – correspondentes aos problemas direto e inverso – a partir dos dados experimentais de irradiância solar, medidos na superfície terrestre e por sensoreamento remoto. As medidas terrestres foram obtidas por instrumentos instalados no laboratório solar fotovoltaico do Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CEPEL) e as medidas remotas foram obtidas por satélite meteorológico de órbita polar e disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Os objetivos específicos deste trabalho são: 1) modelar o sistema para a faixa visível do espectro solar utilizando método de solução capaz de gerar resultados bidirecionais para a irradiância e que considere variações espaciais e discretas das propriedades físicas envolvidas e 2) estimar propriedades da camada atmosférica tais como: espessura ótica das nuvens e coeficiente de espalhamento dos aerossóis, utilizando técnica mais complexa para a solução do problema inverso.

Para o desenvolvimento desse estudo, no Capítulo 2 apresenta-se uma revisão bibliográfica sobre os conceitos e as características básicas da irradiação solar, além de uma descrição da instrumentação necessária para obtenção das medidas de energia solar incidente na superfície terrestre. São relatados, ainda neste capítulo, os principais modelos de estimativa da irradiação solar e um histórico geral da Solarimetria no Brasil.

No Capítulo 3 outra revisão bibliográfica é elaborada apresentando os fundamentos básicos necessários para o balanço da energia solar no sistema Terra/Atmosfera. Dentro desse contexto, estão descritos: a composição e a estrutura da camada atmosférica, os processos físicos de absorção e de espalhamento da irradiância solar na atmosfera terrestre, a equação que governa o balanço de energia para o sistema – ETR, e finalmente, apresenta-se a definição de métodos numéricos para a solução da ETR.

No Capítulo 4 descreve-se a modelagem aplicada ao problema direto, considerando três camadas atmosféricas distintas. Inicialmente, a equação da transferência radiativa é obtida de acordo com as considerações feitas para o modelo proposto; em

seguida, aplica-se o método numérico de solução descrevendo-se todo o desenvolvimento da discretização angular, as regras de quadratura utilizadas e a rotina adotada para a solução do sistema de equações diferenciais ordinárias. Ainda no Capítulo 4 estão descritos os constituintes das camadas atmosféricas propostas no modelo e as propriedades que influenciam na intensidade do fluxo solar, tais como: espalhamento do fluxo solar por nuvens, espalhamento do fluxo solar por moléculas de ar, espalhamento e absorção do fluxo solar por aerossóis e absorção do fluxo solar por ozônio.

No Capítulo 5 estão apresentados os dois tipos de dados experimentais que fazem parte do desenvolvimento e da validação do trabalho – dados terrestres e dados de satélite meteorológico. Nesta etapa estão descritos o objetivo e a importância de cada um desses dados e, ainda, a forma de aquisição e o tratamento para consolidação e aplicabilidade no programa desenvolvido.

No Capítulo 6 está apresentado o problema inverso para estimativa dos parâmetros que caracterizam os constituintes da camada atmosférica. Inicialmente, é realizado um estudo de sensibilidade que permite identificar os parâmetros mais relevantes do modelo. Em seguida, descreve-se o Método de LEVENBERG-MARQUARDT utilizado para a solução do problema inverso.

No Capítulo 7 estão relatados os resultados obtidos e as análises finais consideradas para os problemas direto e inverso distintamente. No que se refere ao problema direto, inicialmente estão apresentados os principais parâmetros de entrada do código computacional (cosseno do ângulo zenital e irradiância solar extraterrestre), calculados para todos os dias em estudo. Uma análise comparativa do código computacional é realizada a partir dos resultados encontrados na literatura, de forma a validar o modelo proposto. Em seguida, são apresentados os valores obtidos para a irradiância global na superfície terrestre e no topo da atmosfera, para condições de céu claro e céu nublado, além de uma análise estatística baseada na comparação entre os dados medidos e calculados utilizando-se medições terrestres e de satélite meteorológico. Apresenta-se, ainda, uma avaliação da precisão do modelo proposto quando considera-se a solução da ETR para duas e oito direções de espalhamento do

fluxo solar. No tópico referente ao problema inverso, os resultados das estimativas para os parâmetros em estudo são apresentados.

Finalmente, no Capítulo 8 estão descritas as conclusões específicas e gerais obtidas a partir dos resultados gerados pelo modelo atmosférico proposto e algumas sugestões de trabalhos futuros para continuidade e aperfeiçoamento desta Dissertação.

CAPÍTULO 2

IRRADIAÇÃO SOLAR

Neste capítulo está elaborada uma descrição sucinta e objetiva sobre todo o material pesquisado referente aos conceitos, características e disponibilidade da irradiação solar.

Para tanto, no primeiro tópico, apresentam-se os fundamentos da irradiação solar considerando as relações geométricas básicas entre a Terra e o Sol, a distribuição da energia radiante no topo da atmosfera como função do espectro eletromagnético, os efeitos do fluxo radiativo na camada atmosférica e a instrumentação necessária para obtenção das medidas de energia solar incidente na superfície terrestre.

No segundo tópico, abordam-se os principais modelos desenvolvidos para obter dados da irradiação solar quando não há instrumentação disponível que permita o conhecimento direto das medidas.

E, finalmente, no terceiro tópico, é discutido o estado da arte da Solarimetria no Brasil a partir de um histórico geral, possibilitando, dessa forma, situar o trabalho proposto dentro do contexto das pesquisas pertinentes à área no país.

2.1– FUNDAMENTOS DA IRRADIAÇÃO SOLAR

2.1.1– Considerações Geométricas Básicas

De acordo com as leis clássicas da dinâmica e da gravidade Newtoniana (KREIDER e KREITH, 1979) pode-se afirmar que: 1) a Terra se move em um plano fixo ao redor do Sol e 2) a órbita da Terra é uma elipse onde o Sol está situado em um ponto conhecido como foco. O plano fixo que contém a órbita da Terra é denominado plano *eclíptico* e embora seja elíptica a órbita, ela se apresenta muito próxima da

geometria circular devido ao valor da excentricidade ε – medida do desvio da elipse em relação ao círculo – estimado em 0,0167.

As estações do ano existem devido não só ao movimento de translação da Terra como também devido à inclinação do eixo de rotação da Terra em relação à linha perpendicular do plano eclíptico. O valor do ângulo de inclinação é de 23,45° e permanece constante durante todo o percurso de translação da Terra.

Na Figura 2.1 está ilustrado o movimento de translação da Terra identificando as posições relativas às mudanças de estação. É conhecido como solstício de inverno, para o Hemisfério Sul, o dia 21 de junho em que o Sol, através de seu movimento aparente, alcança o Trópico de Câncer (posição 2, marcando o início do inverno).

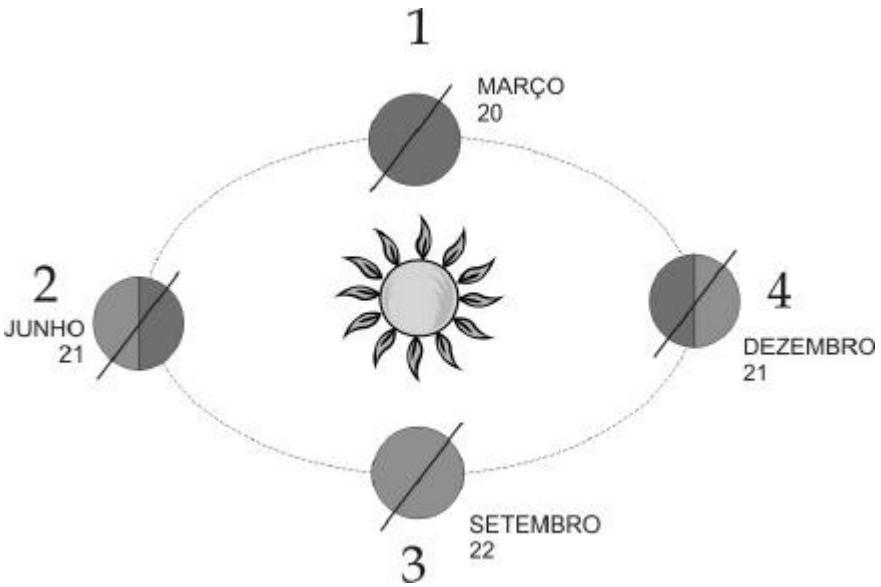


Figura 2.1 – Movimento de translação da Terra.

A partir desta data, o plano das trajetórias vai se aproximando do Equador quando, no dia 22 de setembro, ocorre o equinócio (posição 3, marcando o início da primavera). Em 21 de dezembro ocorre o solstício de verão, a trajetória aparente na qual o Sol alcança o Trópico de Capricórnio (posição 4, marcando o início do verão). A partir de então, inicia-se o movimento inverso e, em 20 de março, novamente outro equinócio acontece, marcando o início do outono (como indicado na posição 1); posteriormente, no dia 21 de junho, completa-se o ciclo anual de variações.

Nos equinócios, a duração do dia e da noite, em qualquer ponto da Terra é igual. Esta é a razão do nome, originário do latim *aequinoctium* (que significa “dia igual a noite”). Nos solstícios, há uma diferença máxima entre a duração do dia e da noite: em um hemisfério, a noite será a maior do ano enquanto que, no outro hemisfério, este mesmo dia será o mais longo. Em seguida, esta diferença irá gradativamente diminuindo. Solstícios correspondem às épocas do ano em que os Hemisférios Norte e Sul da Terra são desigualmente iluminados.

A partir da análise dos movimentos de translação e rotação da Terra é possível concluir que um plano recebe os raios do Sol com ângulos de incidência diferentes, segundo a hora do dia e a época do ano, e que eles se modificam com a orientação e a inclinação do plano.

A distância Terra-Sol *r*, para qualquer dia de qualquer ano, é conhecida com considerável precisão. SPENCER, citado por IQBAL (1983), desenvolveu a expressão que define o fator de correção de excentricidade da órbita da Terra, como:

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1{,}000110 + 0{,}034221\cos\tilde{A} + 0{,}001280\,sen\tilde{A} + \\ + 0{,}000719\cos 2\tilde{A} + 0{,}000077\,sen 2\tilde{A} \tag{2.1}$$

onde Γ representa, em radianos, o ângulo do dia e é definido por:

$$G = \frac{2p(dn-1)}{365} \tag{2.2}$$

onde *dn* indica o dia do ano e varia de 1 a 365 (1 de janeiro a 31 de dezembro).

As relações geométricas mais importantes entre um ponto na superfície horizontal, sob coordenadas geométricas quaisquer, e a irradiação solar incidente, ou seja, a posição do Sol em relação àquele ponto, estão definidas a seguir e indicadas na Figura 2.2.

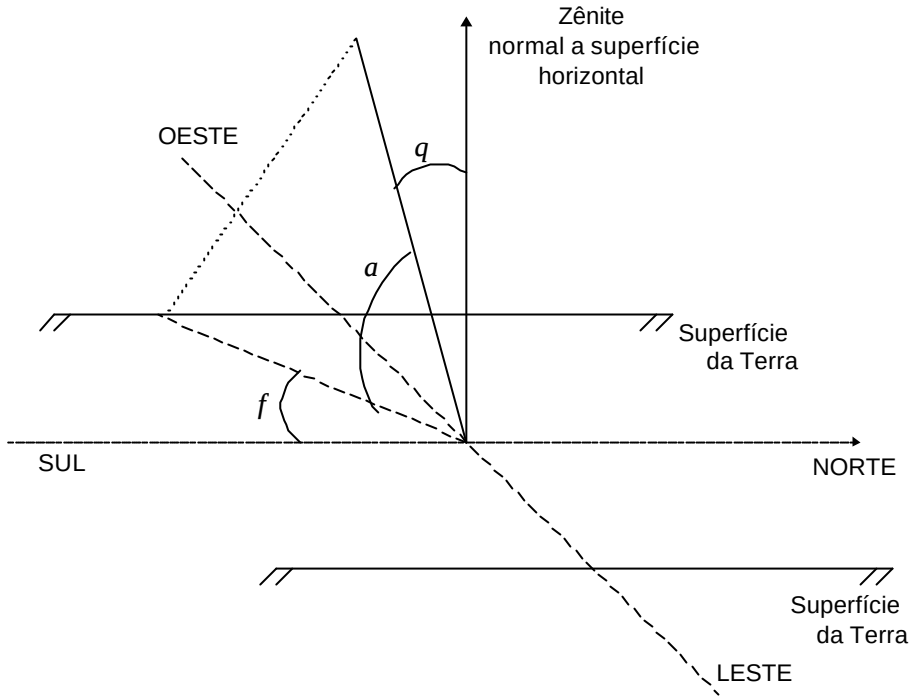


Figura 2.2 – Relações geométricas entre um ponto na superfície horizontal e a irradiação solar incidente.

Latitude (lat) – localização angular ao norte ou ao sul do Equador; assume-se as localizadas ao norte como positivas.

*Declinação (**d**)* – posição angular do Sol ao meio dia solar (i.e., quando o Sol está no meridiano local) com relação ao plano do Equador – considerando norte positivo.

$$-23{,}45° \leq \delta \leq 23{,}45°$$

A declinação solar pode ser determinada através da equação de Spencer (IQBAL, 1983) dada por:

$$\begin{aligned} \text{ä} = \big(&0{,}006918 - 0{,}399912\cos\text{Ã} + 0{,}070257\,sen\text{Ã} + \\ &- 0{,}006758\cos 2\text{Ã} + 0{,}000907\,sen2\text{Ã} + \\ &- 0{,}002697\cos 3\text{Ã} + 0{,}00148\;sen3\text{Ã}\big)(180/\text{ð}) \end{aligned} \qquad (2.3)$$

Hora angular do Sol (ω) – ângulo do deslocamento do Sol a leste ou oeste do meridiano local, devido à rotação da Terra (15° por hora). Assume-se:

manhã:	$\omega < 0$
meio dia solar:	$\omega = 0$
tarde:	$\omega > 0$

Ângulo de incidência (θ) – ângulo entre a irradiação direta incidente em uma superfície e a normal àquela superfície.

Ângulo zenital (θ_z) – ângulo entre a vertical e a linha do Sol, dado pela expressão:

$$\cos(\theta_z) = \cos(lat)\cos(\delta)\cos(\omega) + sen(lat)sen(\delta) \tag{2.4}$$

Para superfícies horizontais o ângulo zenital é igual ao ângulo de incidência:

$$\theta = \theta_z \tag{2.5}$$

Altitude solar (α) – ângulo entre a horizontal e a linha do Sol. Complemento do ângulo zenital.

$$\alpha = 90 - \theta_z \tag{2.6}$$

Ângulo azimutal do Sol (ϕ) – ângulo formado entre a projeção da linha do Sol e o eixo norte-sul, em um plano horizontal. A expressão definida por DUFFIE e BECKMAN (1991) é dada por:

$$\phi = C1C2\,\phi' + C3\left(\frac{1 - C1C2}{2}\right)180 \tag{2.7}$$

onde:

$$sen\,\phi' = \frac{sen(\omega)cos(\delta)}{sen(\theta_z)} \tag{2.8}$$

$$C1 = \begin{cases} 1 & se\ |\omega| \le \omega_e \\ -1 & se\ |\omega| > \omega_e \end{cases} \tag{2.9}$$

$$C2 = \begin{cases} 1 & se\ |lat - \delta| \ge 0 \\ -1 & se\ |lat - \delta| < 0 \end{cases} \tag{2.10}$$

$$C3 = \begin{cases} 1 & se\,\omega \ge \omega_e \\ -1 & se\,\omega < \omega_e \end{cases} \tag{2.11}$$

onde:

$$cos(\omega_e) = \frac{tan(\alpha)}{tan(lat)} \tag{2.12}$$

2.1.2– Distribuição Espectral do Fluxo Solar Extraterrestre

A energia radiante é normalmente descrita como um fluxo de partículas contendo várias unidades discretas, chamadas fótons. Os fótons viajam em ondas transversais de acordo com a velocidade da luz, sendo atribuído a cada um deles um comprimento de onda λ e uma quantidade de energia *E*, relacionados pela expressão:

$$E = \frac{hc}{\lambda} \tag{2.13}$$

onde:

h – constante de Planck, $h = 6{,}6 \times 10^{-34}$ *J.s*;

c – velocidade da luz, c = 3×10^{8} *m/s*.

A radiação eletromagnética existe para um grande intervalo de comprimentos de onda e está dividida em bandas ou faixas espectrais. A faixa espectral chamada

radiação visível ou *luz visível* – faixa na qual o olho humano é sensível – se localiza entre 0,38 e 0,78μm. A irradiação que encontra-se na faixa espectral entre 0,78 e aproximadamente 1000μm é chamada *infravermelho* e está dividida em *infravermelho próximo e infravermelho térmico.* As ondas de irradiação com comprimentos maiores do que 1000μm são denominadas *ondas de radar, rádio e TV* e os intervalos de comprimentos de onda menores do que a *luz visível* são chamadas *ultravioleta, raios X* e *raios g.*

A distribuição da energia radiante emitida pelo Sol no topo da atmosfera é uma função do comprimento de onda e denomina-se espectro solar. O espectro solar encontra-se aproximadamente entre 0,35 e 4,0μm da faixa espectral eletromagnética, cobrindo, assim, uma pequena parte do ultravioleta e todo o intervalo da luz visível e do infravermelho próximo. Uma divisão aproximada de tal distribuição em regiões de energia está indicada na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Divisão aproximada do espectro solar em regiões de energia (DUFFIE e BECKMAN, 1991).

Região de Energia	λ *(mm)*	Faixa de Irradiância (W/m^2)	*(%)*
Ultravioleta	0,35 - 0,38	32,81	2,4
Visível	0,38 - 0,78	656,16	48,0
Infravermelho Próximo	0,78 - 4,00	615,15	45,0

É importante ressaltar que o pico de intensidade da irradiação solar concentra-se no intervalo da luz visível, como está indicado no gráfico da Figura 2.3.

O fluxo total da irradiação solar extraterrestre medido fora da atmosfera terrestre e integrado sob todo o espectro solar é denominado *Constante Solar*, I_{sc} – fluxo de energia solar por unidade de tempo e de área normal à irradiação, para uma distância média Terra/Sol. A NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), em 1971, estabeleceu como Constante Solar Padrão o valor de 1353W/m^2, apresentando erro estimado de ± 1,5%. Medidas mais recentes foram obtidas estabelecendo o valor

de 1367W/m^2, com erro estimado de 1%. Este último valor é adotado pelo WRC (*World Radiation Center*) (DUFFIE e BECKMAN, 1991).

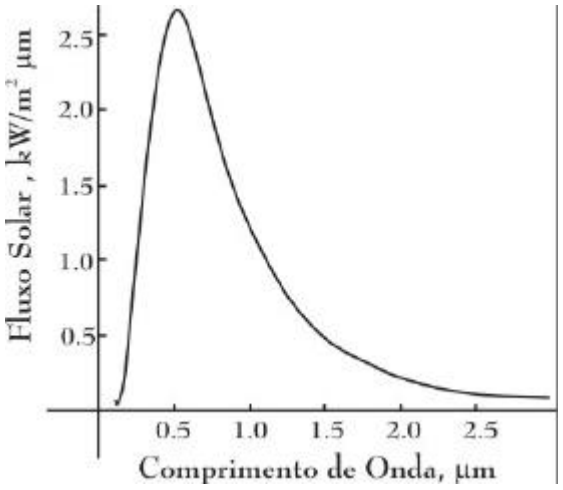


Figura 2.3 – Distribuição espectral da irradiação solar extraterrestre (KREIDER e KREITH, 1979).

A variação da distância Terra/Sol acarreta uma variação no fluxo solar extraterrestre em um valor estimado de ±3%. A irradiância extraterrestre em uma superfície normal aos raios do Sol é dada por:

$$I_0 = I_{sc} E_0 \left(sen\boldsymbol{d}.sen\boldsymbol{f} + \cos\boldsymbol{d} \cos\boldsymbol{f} \cos\boldsymbol{w} \right) \qquad (2.14)$$

onde:

I_{sc} – Constante Solar (W/m^2);

E_0 – fator de correção da excentricidade da Terra;

$\boldsymbol{d}$ – ângulo da declinação solar;

$\boldsymbol{f}$ – latitude local;

$\boldsymbol{w}$ – hora angular.

É importante ressaltar que a Constante Solar Padrão é calculada para a faixa total do espectro solar. Entretanto, no trabalho proposto, a faixa espectral escolhida para o estudo está limitada apenas ao visível e varia de 0,395μm a 0,695μm (de acordo com a faixa espectral dos instrumentos de medição utilizados), sendo necessário adotar um novo valor para a Constante Solar. Neste caso, o valor a ser utilizado será de 529,23W/m^2 (IQBAL, 1983).

2.1.3– Efeitos do Fluxo Solar na Atmosfera

O fluxo solar é alterado consideravelmente durante o seu percurso entre o topo da atmosfera e a superfície terrestre, já que nesse caminho uma parte da energia é modificada pelo espalhamento e, outra parte, pela absorção. Ambas as propriedades influenciam significativamente no fluxo espectral solar que atravessa a atmosfera.

A absorção atmosférica da irradiação solar ocorre sobretudo devido à dois componentes que constituem a atmosfera (i.e., ozônio e vapor d'água) e à outros menos importantes, como dióxido de carbono, oxigênio e gases em geral. Todos eles, em quantidades distintas, absorvem parte da irradiação incidente. O espalhamento ocorrido na atmosfera é causado sobretudo por moléculas de gases, particulados e gotículas de água.

Além disso, sob condições de céu nublado, existe o efeito das nuvens, que são agentes bastante importantes, já que reduzem freqüentemente o fluxo incidente em até 85% devido à absorção e aos espalhamentos. O espalhamento da irradiação solar pelas nuvens ocorre tanto na luz visível quanto no infravermelho próximo, sendo que a absorção é significativamente maior na faixa espectral do infravermelho próximo.

É importante ressaltar que a quantidade de absorção ou espalhamento do fluxo radiativo depende sobretudo da espessura da camada atmosférica percorrida pela irradiação. Então, entende-se que a intensidade da irradiação solar para uma localidade na superfície da Terra está relacionada não somente aos constituintes da atmosfera, como também à altitude e ao ângulo zenital do Sol.

A espessura da camada atmosférica percorrida pelo fluxo radiativo é definida como massa ótica m. O valor $m = 1$ é assumido para o caminho perpendicular à superfície, ao nível do mar. Todos os outros valores são relativos à essa unidade. Os principais fatores que influenciam a massa ótica contida no caminho atmosférico são: as direções do caminho descritas pelo ângulo zenital e a altitude local. Desconsiderando a curvatura da Terra e desprezando o índice de refração da atmosfera, como indicado na Figura 2.4, a expressão da massa ótica para o nível do mar m_0 é dada por:

$$m_0 = sec(\theta_z) \tag{2.15}$$

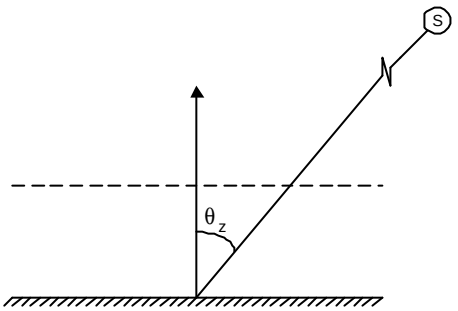


Figura 2.4 – Trajetória do raio solar através da atmosfera terrestre considerando atmosfera plano-paralela.

Entretanto, é importante ressaltar que a equação (2.15) apresenta um erro da ordem de 0,25% para $\theta_z = 60°$; este erro aumenta para 10% quando $\theta_z = 85°$ (IQBAL, 1983). A correção necessária para obter a massa ótica na altitude local é dada por:

$$m = \left(\frac{p}{p_0}\right) m_0 \tag{2.16}$$

onde p é a pressão média local e p_0 é a pressão ao nível do mar.

Em função dos efeitos causados pelas propriedades e características dos constituintes da camada atmosférica, a irradiação solar incidente na superfície terrestre apresenta-se dividida em duas componentes, a saber:

– *Irradiação Direta*: definida como a fração da irradiação solar que atravessa a atmosfera terrestre sem sofrer alteração em sua direção original;
– *Irradiação Difusa*: refere-se à componente da irradiação solar que ao atravessar a camada atmosférica, é espalhada por elementos que constituem a atmosfera terrestre (moléculas de ar, aerossóis, poeira, etc.).

A *Irradiação Global* é a soma das componentes direta e difusa. A Figura 2.5 apresenta a distribuição da irradiação solar direta, difusa e absorvida.

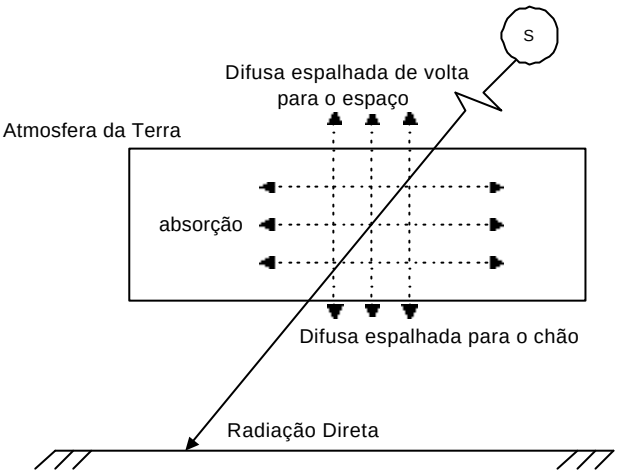


Figura 2.5 – Distribuição da irradiação solar direta, difusa e absorvida.

2.1.4– Instrumentos de Medição da Irradiação Solar na Superfície da Terra

Para a obtenção dos dados solarimétricos, utilizam-se instrumentos específicos que medem a potência incidente por unidade de superfície, integrada sob os diversos comprimentos de onda.

De acordo com as normas preestabelecidas pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) são determinados limites de precisão para quatro tipos de instrumentos: de referência ou padrão, de primeira, de segunda e de terceira classes. As medições padrão são: irradiação global e difusa no plano horizontal e irradiação direta normal.

A seguir, estão relacionados os instrumentos de uso mais freqüente e as classes às quais pertencem:

Piranômetro – Mede a irradiação global. É um instrumento cujo sensor de irradiação é uma pilha termoelétrica, constituída por termopares em série. A função dos termopares é gerar uma tensão elétrica proporcional à diferença de temperatura entre duas superfícies, normalmente pintadas de preto e branco e igualmente iluminadas. Assim, a diferença de potencial medida na saída do instrumento pode ser relacionada com o nível de irradiação incidente.

- *Black and White*: Piranômetro com detetor pintado de branco e preto e superfície receptora constituída de três regiões negras e três regiões brancas, dispostas alternadamente. Considerado como instrumento de segunda classe com precisão da ordem de 5% (LYRA *et al.*, 1993). Exemplos: Eppley 8-48 (Estados Unidos), Cimel CE-180 (França), Shenk (Áustria), M-80M (Rússia).

- Superfície receptora preta: Consta de dois anéis concêntricos de prata, o interior revestido de tinta negra e o exterior de tinta branca. Pode atingir uma precisão de ± 2% quando a manutenção é adequada e está sujeito à uma rotina de calibração. Considerado instrumento de primeira classe (LYRA *et al.*, 1993). Exemplos: Eppley de precisão PSP (Estados Unidos), Kipp & Zonen CM-5 e CM-10 (Holanda).

Os piranômetros descritos aqui podem ser usados para medir a irradiação solar em escala diária, horária ou até menor, dependendo principalmente das características do equipamento de aquisição de dados associado ao instrumento.

Piranômetro Fotovoltaico – O custo dos piranômetros descritos, de primeira e de segunda classes, tem promovido o interesse pelo desenvolvimento e a utilização de instrumentos com sensores fotovoltaicos, os quais possuem custo bastante reduzido. Trabalhos publicados, citados por LYRA *et al*. (1993), mostram as possibilidades de utilização destes instrumentos, tanto para usos isolados quanto como integrantes de uma rede solarimétrica. Seu custo é de 10 a 20% do custo dos instrumentos que usam termopilhas, sendo sua maior limitação a não uniformidade da resposta espectral e a

região relativamente limitada de comprimento de onda na qual a fotocélula é sensível (0,4μm a 1,1μm). Esta região compreende cerca de 65% da irradiação solar incidente.

Actinógrafo – Instrumento também utilizado para medir a irradiação global. Composto de sensores baseados na expansão diferencial de um par bimetálico. Consiste em um receptor com três tiras bimetálicas, a central de cor preta e as laterais de cor branca. As tiras brancas ficam fixas enquanto a preta possui uma extremidade livre que, de acordo com os diferentes coeficientes de dilatação dos materiais que a compõe, se curva quando iluminada. A expansão do sensor movimenta uma pena que registra o valor instantâneo da irradiação solar. Sua precisão encontra-se na faixa de 15 a 20% e é considerado um instrumento de terceira classe (LYRA *et al.,* 1993). Os actinógrafos devem ser utilizados apenas para medição de totais diários de irradiação, sendo para isso necessário a planimetria da carta com o registro. O instrumento tem boa linearidade e boa resposta espectral, porém não apresenta boa compensação de temperatura e o tempo de resposta é lento.

Piroheliômetro – Utilizado para medidas de irradiação direta. Este instrumento caracteriza-se por possuir uma pequena abertura de forma a "visualizar" apenas o disco solar e a região vizinha, denominada circunsolar. O ângulo de aceitação é da ordem de 6° e o instrumento segue o movimento aparente do Sol, que é constantemente focalizado na região do sensor. Para isso, utiliza-se uma montagem equatorial com movimento em torno de um único eixo, que é ajustado periodicamente para acompanhar a mudança do ângulo de declinação do Sol. Os piroheliômetros são considerados instrumentos de referência e, quando adequadamente utilizados nas medições, possuem erro na faixa de 0,5%. Hoje, os mais difundidos são os autocalibráveis e os de termopilhas.

Heliógrafo – Instrumento que registra a duração do brilho solar. A irradiação solar é focalizada por uma esfera de cristal de 10cm de diâmetro sobre uma fita que, como resultado da concentração, é enegrecida. O comprimento desta região mede o número de horas de insolação. Existe um limiar da irradiação solar, acima do qual ocorre o enegrecimento da carta de papel. Normalmente, o valor do limiar está entre 100 e 200W/m^2. Entretanto, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) estabelece o

limiar de 120W/m^2. O heliógrafo Campbell-Stockes é o recomendado atualmente, com as cartas especificadas pelo Serviço Meteorológico Francês, em conformidade com a OMM.

As medições da componente difusa da irradiação global são realizadas com piranômetros ou actinógrafos, cujos sensores encontram-se sombreados por uma banda ou disco, de forma a não incidir irradiação solar direta. Geralmente, utiliza-se a banda de sombra em forma de semiaro, colocada no mesmo plano da eclíptica. Assim, o sensor estará protegido durante todo o dia. É importante lembrar que deve-se realizar uma correção de leituras, já que a banda bloqueia parte da própria irradiação difusa. Esta correção oscila, entre 5 e 25%, apresentando grande variabilidade, dependendo de alguns parâmetros como: dimensões geométricas da banda, latitude, época do ano, turbidez atmosférica e grau de nebulosidade, albedo das superfícies vizinhas e refletividade da superfície interna da banda.

Como dispositivo sombreador, o disco é mais conveniente, devido à sua geometria. Consiste em um círculo montado de forma a sombrear o sensor do piranômetro com poucos milímetros de tolerância e produzindo um mesmo ângulo de um piroheliômetro padrão, cerca de 5°. Entretanto, o uso do disco sombreador necessita do seguimento contínuo do Sol, o que exige uma instalação consideravelmente mais sofisticada do que no caso da banda de sombra.

2.2– MODELOS DE ESTIMATIVA DA IRRADIAÇÃO SOLAR

Existem dois processos distintos para estimar dados da energia solar incidente na superfície da Terra, ambos baseados em medidas meteorológicas. O primeiro trata da utilização de modelos que, para serem desenvolvidos, dependem de dados de estações terrestres e, o segundo, diz respeito à utilização de dados de imagem de satélite geoestacionário.

2.2.1– Modelos de Estações Terrestres

Neste tópico estão descritos modelos clássicos disponíveis na literatura que estimam a irradiação solar global em média mensal no plano horizontal, a partir do número de horas de insolação, dado solarimétrico mais freqüentemente disponível nas estações meteorológicas do mundo. É importante ressaltar, neste aspecto, que existe uma quantidade razoável de trabalhos na área e que, a cada ano, vêm sendo publicados com mais freqüência em revistas especializadas no assunto (*"Solar Energy"*, *"Journal of Applied Solar Energy"*, *"International Journal of Solar Energy"* e *"Solar and Wind Technology"*) e em anais de Congressos pertinentes ao tema.

Dentre os parâmetros meteorológicos que se correlacionam com a irradiação solar incidente na superfície, a nebulosidade e o número de horas de insolação são especialmente importantes. A fração do número de horas de insolação que chega à superfície terrestre está melhor relacionada com a irradiação incidente em médias mensais, segundo estudos citados por AGUIAR (1996). Na realidade, a insolação contém menos informação do que a nebulosidade; no entanto, a escala de medição da insolação é quantitativa e, portanto, mais apropriada para estimar a irradiação solar.

Através do número de horas de insolação é possível estimar, de acordo com relações empíricas, a irradiação solar global. Os primeiros desenvolvimentos destas relações empíricas originaram a equação de regressão de ANGSTROM, citada por MARTINEZ-LOZANO *et al.* (1984), a qual determina a irradiação global diária média mensal no plano horizontal:

$$\frac{\overline{H}}{\overline{H}_c} = \alpha + (1-\alpha)\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \qquad (2.17)$$

onde:

$\overline{H}$ – irradiação global diária média mensal em superfície horizontal (MJ/m^2);

$\overline{H}_c$ – irradiação global diária média mensal, em condições de céu completamente claro, para a localidade e mês em questão (MJ/m^2);

α – proporção média de irradiação solar recebida em um dia completamente coberto por nuvens;

$\bar{n}$ – número de horas de insolação diária média mensal (*horas*);

$\overline{N}$ – número teórico de horas de insolação em média mensal (*horas*), o qual é obtido através da equação clássica (DUFFIE e BECKMAN, 1991):

$$\overline{N} = \frac{2}{15}\arccos\left(-\tan\varphi\tan\delta\right) \tag{2.18}$$

Uma dificuldade básica foi constatada na utilização da equação (2.17), já que a determinação do valor de $\overline{H}_c$ é complexa pois, sob a maioria das condições meteorológicas, o número de dias perfeitamente claros, sem nuvens, é muito pequeno. Além disso, os valores de $\overline{H}_c$ podem variar consideravelmente para a mesma localidade em função de pequenas mudanças no nível de umidade e conteúdo de partículas de poeira na atmosfera, assim como em função da espessura da massa ótica relativa.

PRESCOTT, citado por MARTINEZ-LOZANO *et al.* (1984), introduziu uma modificação no modelo original, substituindo a irradiação em dias claros ($\overline{H}_c$) pela irradiação extraterrestre ($\overline{H}_o$) em superfície horizontal obtendo, assim, a chamada *equação modificada de ANGSTROM:*

$$\frac{\overline{H}}{\overline{H}_0} = a + b\,\frac{\bar{n}}{\overline{N}} \tag{2.19}$$

onde *a* e *b* são parâmetros obtidos através da regressão linear adequada à cada série de dados. Quanto à determinação de ($\overline{H}_0$) utiliza-se a expressão clássica dada por DUFFIE e BECKMAN (1991).

A grande maioria dos modelos clássicos desenvolvidos e hoje utilizados, baseia-se na equação modificada de ANGSTROM. BENNETT (1965) desenvolveu um novo modelo que foi aplicado com sucesso ao Hemisfério Norte e, mais tarde, adaptado por NUNES *et al.* (1976) para o Hemisfério Sul. A proposta de BENNETT

considera, além dos efeitos de duração de brilho solar e da irradiação extraterrestre, os efeitos relativos à altitude e época do ano:

$$\frac{\overline{H}}{\overline{H}_0} = a + b\left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}}\right) + ch \qquad (2.20)$$

onde:

h – altitude da estação;

a, *b* e *c* – coeficientes de regressão determinados a partir de dados observados.

O modelo adaptado para o Hemisfério Sul teve, no Brasil, os resultados validados para as cidades de Cabrobó - PE e Piracicaba - SP, por NUNES *et al.* (1976), Belo Horizonte - MG e Januária - MG, por PEREIRA (1991).

Posteriormente, FRÉ`RE *et al.* (1978) propuseram um modelo gráfico para determinar as constantes *a* e *b*, para 18 estações localizadas entre as latitudes 34°50'S e 52°00'N. TURTON (1987) desenvolveu os coeficientes de regressão linear *a* e *b* baseado também na *equação modificada de ANGSTROM*, considerando 25 estações da Austrália entre as latitudes 19°14'S e 22°32'N. O objetivo principal do autor foi a análise da irradiação nos trópicos úmidos. Os resultados foram, então, divididos em quatro grupos: 1) todas as estações, 2) não sazonal, 3) sazonal clima úmido e 4) sazonal clima seco.

GOPINATHAN (1988) para o desenvolvimento dos coeficientes de regressão *a* e *b* levou em consideração, além do número de horas de insolação, os parâmetros latitude e altitude. Para a pesquisa, o autor baseou-se em dados de 14 localidades situadas entre as latitudes 34°S e 54°N.

JAIN e JAIN (1988) analisaram a regressão linear da irradiação global diária média mensal e número de horas de insolação para 8 localidades de Zambian, situadas entre as latitudes 8°51'S e 17°49'S. A análise foi repetida levando-se em consideração dois efeitos propostos por HAY (1979), a saber: 1) múltiplas reflexões da irradiação

solar entre solo e atmosfera e 2) falha na leitura dos dados de insolação quando a elevação do Sol é menor do que 5°.

SAMUEL (1991) estudando o melhor modelamento para a região de Sri Lanka (latitude entre 5°55'N e 9°50'N) adaptou parábolas representativas da variação de *a* e *b* com *n/N* e estimou os coeficientes de regressão para o modelo gráfico obtido por FRÉ`RE *et al.* (1978).

2.2.2– Modelos de Satélite

Os primeiros estudos nesta área iniciaram em 1967, quando HANSON *et al.* (TARPLEY, 1979) trabalharam com dados do satélite *NIMBUS 2,* de órbita polar. A finalidade dos autores era a obtenção da irradiação solar incidente na superfície terrestre e o modelo considerava uma decomposição da energia solar em três frações: refletida para o espaço, absorvida pela atmosfera e absorvida pela superfície.

VONDER HAAR e ELLIS (TARPLEY, 1979) complementaram a técnica anterior incluindo um novo parâmetro, o albedo de superfície, o qual seria determinado a partir dos dados de satélite e dos dados medidos por piranômetro.

Estes trabalhos tornaram-se especialmente importantes porque permitiram mostrar cientificamente a possibilidade do cálculo da irradiação solar incidente na superfície terrestre, através de imagens de satélite. Entretanto, os autores não obtiveram sucesso nos resultados pois utilizavam imagem de satélite de órbita polar, o qual só é capaz de fornecer uma leitura meteorológica por dia, não levando em consideração as variações da cobertura de nuvens.

Em 1979 e 1980, surgiram dois modelos utilizando imagens do satélite geoestacionário GOES, o qual faz repetidas leituras durante o dia. O primeiro modelo, dito modelo estatístico, foi desenvolvido por TARPLEY (1979), sendo testado nos Estados Unidos; o segundo, um modelo físico, foi desenvolvido por GAUTIER *et al*. (1980), sendo testado no Canadá.

O método estatístico baseia-se na parametrização do brilho (luminosidade) de áreas específicas para condição de céu claro, através da regressão entre dados medidos em estações terrestres e imagens de satélite. A irradiação global na área específica é estimada por um conjunto de equações de ajuste, com coeficientes de regressão obtidos a partir dos dados de luminosidade e de irradiação medidos na superfície. De acordo com TARPLEY (1979), a luminosidade média B_i para cada *pixel* e a luminosidade para céu claro B_{ic} são utilizadas para estimar a irradiação horária do *pixel*.

Desde 1980, vários trabalhos têm sido desenvolvidos a partir do modelo original de TARPLEY, estabelecendo coeficientes de regressão para localidades particulares: HISER e SENN (1980), RIMOCZI-PAAL (1983), CANO *et al*. (1986), NUNEZ (1987), NULLET (1987), DIABATÉ *et al.* (1988). Este último, descreve uma "ferramenta" operacional, denominada *Heliosat Station*, para produção do Atlas Solar da Europa. O modelo estatístico faz uso de imagens de satélite geoestacionário e está sendo utilizado pela *Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie*, desde janeiro de 1987.

O desenvolvimento de um modelo global independente de uma região particular e, ainda, a não necessidade da utilização de dados de irradiação solar das estações terrestres são as principais vantagens da aplicação dos modelos físicos, em comparação com os modelos estatísticos.

Para a implementação de todos os modelos físicos é fundamental a determinação da variação do fluxo radiativo em função da altitude. A elaboração de um modelo é baseada no processo de transferência radiativa para condições extremas de céu (totalmente nublado e totalmente claro) e os dados utilizados em sua parametrização são dados climatológicos, necessários para estimar o espalhamento e a absorção dos constituintes.

O valor do fluxo radiativo para situações intermediárias, como céu parcialmente nublado, é obtido a partir da definição da cobertura efetiva de nuvens, C_{ef} – parâmetro correlacionado linearmente com as duas condições extremas da atmosfera, sendo calculado através dos dados fornecidos pelo satélite (GAUTIER *et al.*, 1980).

A cobertura efetiva das nuvens, também chamada de cobertura fracional das nuvens, pode assumir valores entre 0 (sob condições de céu totalmente nublado) e 1 (sob condições de céu claro).

O fator mais importante que afeta a intensidade da irradiação solar, tanto a que incide na superfície terrestre, quanto a que emerge da atmosfera terrestre, é o ângulo zenital do Sol, o qual causa variação na massa ótica durante o percurso do fluxo radiativo. O segundo fator em importância, trata-se da presença de nuvens na camada atmosférica.

Os satélites geoestacionários geram, no canal visível, três formatos diferentes de imagens digitais, sendo uma delas para uso meteorológico. Essas imagens específicas são, então, processadas numericamente de acordo com uma contagem, definindo a luminosidade, normalmente simbolizada por $B_i\,(x, y, d, h)$, onde x e y são coordenadas que definem um *pixel* na imagem; d e h representam o dia e a hora da aquisição da imagem, respectivamente.

GAUTIER *et al.* (1980) sintetizaram as informações físicas de uma maneira geral e aplicaram uma formulação simples no estudo da transferência radiativa. No modelo da atmosfera foi realizada a parametrização dos efeitos de espalhamento *Rayleigh*, absorção por vapor d'água e reflexão e absorção por nuvens, verificando-se a necessidade de dois tipos de parametrização nos processos de irradiação atmosférica: céu claro e céu nublado. O teste deste modelo foi realizado para algumas cidades do Canadá com imagens de satélite (resolução espacial de aproximadamente 2 km^2) registradas durante a primavera e verão de 1978.

MARULO *et al.* (NOIA *et al.*, 1993) apresentaram dois diferentes tipos de modelos: um para "atmosfera padrão" e outro para "atmosfera real". O modelo para atmosfera padrão representa as condições de céu claro, similares ao modelo de GAUTIER *et al.* (1980) e o modelo para atmosfera real é representado por aerossóis e nuvens. Os autores utilizaram o modelo de transferência radiativa de dois fluxos (*Aproximação Two Stream*) desenvolvido por SCHMETZ (1984).

DIAK *et al.* (1982) modificaram o modelo físico de GAUTIER *et al.* (1980) incluindo a absorção pelo ozônio, até então desprezada, além de eliminarem alguns

erros sistemáticos através de correções, tais como: minimização dos erros introduzidos pela "navegação" das nuvens e correção empírica para nuvens menores que o campo de visão do sensor. Neste modelo aprimorado, verificou-se que para o mesmo conjunto de dados, a irradiação solar diária incidente na superfície, calculada a partir do satélite, apresentava um desvio padrão de 9,5% em relação à irradiação solar média obtida por piranômetro, ou seja, o desvio foi reduzido em 0,5% em comparação ao modelo original.

MOSER e RASCHKE (1983) desenvolveram o modelo IGMK (*Institut fur Geophysic Meteorologie – Universitat zu Koln*) para determinar a irradiação global incidente na superfície terrestre através de medidas de radiância, obtidas do satélite geoestacionário METEOSAT-1. Este método está baseado na equação da transferência radiativa através da técnica de *Aproximação Two Stream.* As principais variáveis utilizadas no modelo são: ângulo zenital, altura do topo das nuvens, espessura ótica das nuvens e albedo de superfície.

PINKER e EWING (1985) desenvolveram um modelo para cálculo da irradiação solar global incidente na superfície terrestre, utilizando observações do satélite geoestacionário GOES. Os intervalos espectrais visível e infravermelho próximo foram analisados separadamente. Foi utilizado para o estudo, um modelo de atmosfera de três camadas considerando: espalhamento *Rayleigh*, absorção do vapor d'água, absorção e espalhamento de aerossóis, absorção e espalhamento das nuvens e absorção do ozônio. Neste trabalho foram feitos estudos de sensibilidade identificando o ângulo zenital e a espessura ótica das nuvens como os parâmetros de entrada mais importantes do modelo. Inicialmente, os autores utilizaram um esquema de transferência radiativa aplicando a técnica *Delta-Eddington* para solução da equação da transferência radiativa (ETR) – essa técnica foi escolhida por apresentar resultados mais precisos em relação à Aproximação *Two Stream*. Em seguida, dois experimentos foram testados: A) Dados do GOES-E foram utilizados para estimar a espessura ótica das nuvens a partir de uma série de resultados obtidos da ETR, para várias espessuras óticas diferentes. B) Dados de tipos e quantidades de nuvens observados na superfície terrestre foram utilizados como dados de entrada da ETR. Os erros padrões, na base temporal diária, obtidos em relação aos valores medidos por piranômetros foram: Experimento A – 12,5% e Experimento B – 16%.

STUHLMANN *et al.* (1990) modificaram o modelo IGMK incluindo um novo tratamento para a transmitância das nuvens em combinação com a atmosfera, sob condições de céu claro. A nova versão combina resultados do cálculo da transferência radiativa espectral, utilizando a *Aproximação Two Stream* (SCHMETZ, 1984), com parâmetros derivados dos dados de satélite geoestacionário. O novo algoritmo inclui no modelo de transferência radiativa, reflexões entre superfície e camadas atmosféricas permitindo obter resultados mais precisos para a componente difusa da irradiação solar. O erro médio anual obtido em testes feitos em um período de dois anos foi da ordem de 10%.

CEBALLOS e MOURA (1997) desenvolveram um modelo físico, denominado GL1.0, baseado no modelo de GAUTIER. Os autores consideraram duas hipóteses básicas: 1) análise separada dos intervalos visível e infravermelho próximo e 2) transferência da irradiação no intervalo visível do espectro é essencialmente conservativa. As imagens de alta definição do METEOSAT 4 - VIS foram utilizadas para estimar a irradiação solar incidente no nordeste do Brasil, durante os meses de janeiro de 1991 e janeiro de 1994. A comparação foi obtida a partir de dados medidos por actinógrafos no estado da Paraíba. O erro padrão obtido, na base temporal diária em duas cidades do estado, foi de aproximadamente 20%. O modelo está atualmente implantado em versão preliminar no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE).

COLLE *et al*. (1999) propuseram um modelo de transferência radiativa para calcular as radiações difusa e global incidentes no Brasil, baseado na nova versão do modelo IGMK de STUHLMANN *et al.* (1990). Para tanto, desenvolveram o modelo BRAZILSR o qual emprega dados do sensor de irradiação visível do satélite GOES-8. Este satélite está localizado a 75°W sobre a linha do Equador e tem uma órbita que acompanha a rotação da Terra (órbita geoestacionária). A resolução espacial em superfície das imagens adquiridas é de 8km por 4,6km. Os resultados obtidos para um período de quatro anos (1995/1998) foram utilizados na produção do Atlas de Irradiação Solar do Brasil, editado em 1998, pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em cooperação com a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC).

2.3– DISPONIBILIDADE DOS DADOS DE IRRADIAÇÃO SOLAR NO BRASIL

Historicamente, no campo da Meteorologia, pouca importância tem sido dada à precisão e determinação da distribuição espacial e temporal do recurso solar no território brasileiro. Durante a década de 60 e grande parte da década de 70, a principal finalidade das estações meteorológicas era o fornecimento de informações para o setor agrícola e, ainda, a monitoração das condições ambientais em zonas urbanas. No que diz respeito à Solarimetria, apenas eram feitas medidas do número de horas de insolação por heliógrafos e, em algumas poucas estações, eram feitas medidas da irradiação solar global através dos actinógrafos – equipamentos que possuem erros da ordem de 15 a 20%.

No final dos anos 70 e meados dos anos 80, o surgimento de grupos de estudos meteorológicos, pesquisas e projetos em energia solar e, sobretudo, o grande interesse por parte de empresas do setor elétrico, como CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais), CHESF (Companhia Hidroelétrica do São Francisco) e CESP (Companhia Energética de São Paulo), culminaram na implantação da Rede Solarimétrica Nacional, desenvolvida pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A partir de 1977, foram instaladas, como parte deste programa, 22 estações rigorosamente de acordo com os critérios estabelecidos pela Organização Meteorológica Mundial. E ainda, em 1978, instalou-se o Centro Nacional de Radiação com o objetivo de estabelecer um controle de qualidade das medições, através de inspeção periódica e calibração dos instrumentos pertencentes à Rede Nacional.

Entretanto, a partir de 1990, devido à problemas operacionais, custos elevados e, especialmente, à ausência de uma política sistemática que pudesse dar continuidade ao programa e manter o Centro Nacional em funcionamento adequado, os instrumentos da Rede Solarimétrica Nacional deixaram de ser inspecionados e calibrados comprometendo, assim, a qualidade e confiabilidade dos dados medidos de irradiação solar.

Tornou-se, então, fundamental o desenvolvimento e a aplicação de métodos capazes de estimar dados suficientes e confiáveis, possibilitando o levantamento do potencial solar nas diversas regiões de interesse do país. Considerando os dois processos de estimativa da irradiação solar mais pesquisados e aplicados – modelos terrestres e modelos de satélite – descrevem-se, a seguir, trabalhos importantes realizados no Brasil nos últimos anos.

Em 1995, através do Grupo de Trabalho de Energia Solar (GTES), coordenado pelo CEPEL**,** foram estabelecidas duas propostas de projeto que tiveram continuidade com o incentivo e apoio da instituição. O *Atlas Solarimétrico do Brasil* (UFPE, 1997) publicado em agosto de 1997 pelo Grupo de Pesquisas em Fontes Alternativas da Universidade Federal de Pernambuco (FAE/UFPE) e o *Atlas de Irradiação Solar do Brasil* (INMET, 1998) publicado em outubro de 1998 pelo INMET e desenvolvido pelo Laboratório de Energia Solar da UFSC (LABSOLAR/UFSC) juntamente com o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O primeiro projeto está representado por mapas mensais contendo isolinhas das medidas de insolação e irradiação global, baseadas na compilação de dados históricos disponíveis em todas as estações terrestres existentes no país. O segundo projeto trata da aplicação e adaptação, para o Brasil, de um modelo físico alemão (IGMK) que utiliza imagens de satélite e está representado por mapas mensais contendo valores pontuais da irradiação global.

Ainda em nível nacional, foram desenvolvidos dois outros trabalhos. O programa *SUNDATA* (GALDINO, 1993), produzido pelo CEPEL, localiza a estação solarimétrica mais próxima do ponto em estudo, a partir de um banco de dados contendo informações sobre 350 localidades do país, elaborado pelo CENSOLAR (1993). O outro trabalho, é um modelo físico que utiliza imagem de satélite geoestacionário – *GL1.0* (CEBALLOS e MOURA, 1997), desenvolvido pela Universidade Federal da Paraíba (UFPB) e implantado em versão preliminar no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE).

Em nível estadual, estão sendo concluídos dois trabalhos de interpolação por dados de estações terrestres, que utilizam como ferramenta um Sistema de Informação Geográfica (SIG). O primeiro trata do mapeamento do estado do Amapá, para

medidas estimadas da irradiação global diária média mensal, como parte do projeto *Implantação de Sistemas de Geração Alternativa da Região Norte,* desenvolvido pelo CEPEL. O segundo trabalho é um projeto de distribuição espacial das curvas de irradiação solar para o estado de Minas Gerais, produzido pelo Grupo de Estudos em Energia (GREEN/PUC-Minas), em parceria com a Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG).

Todo esse esforço realizado no âmbito da Solarimetria vem, certamente, trazendo resultados significativos, sobretudo no que diz respeito à quantidade de informação contida nos dados coletados. Entretanto, é importante lembrar que a qualidade de tais dados, nas diversas regiões do território nacional, depende dos alcances e limites técnicos de cada modelo.

A variabilidade espacial da irradiação solar é um fator importante que influencia significativamente na qualidade dos dados. De acordo com o trabalho desenvolvido por GALLEGOS e LOPARDO (1988), cujo objetivo é estabelecer a melhor densidade de uma Rede Solarimétrica, é possível extrapolar, com confiabilidade de 90%, valores diários em média mensal da irradiação solar, obtidos em estações situadas até distâncias de 150km, sem exceder a precisão do sistema de medidas (que é de 6%, no caso dos piranômetros) e 225km, com erro inferior a 10%. Nesse caso, os modelos terrestres – isolinhas ou curvas espaciais por interpolação e extrapolação – permitem obter resultados mais precisos quando as condições climáticas e geográficas das regiões são similares, uma vez que utilizam dados – número de horas de insolação ou a própria irradiação solar – medidos na superfície da Terra.

Por outro lado, devido à capacidade de cobertura geográfica total do território nacional, os modelos de satélite apresentam-se como ferramentas essenciais, notadamente quando o local em estudo trata-se de uma região de microclima, ou ainda, quando a densidade da rede meteorológica é baixa, não permitindo obter uma boa interpolação ou extrapolação dos dados; deve-se ressaltar, ainda, que as estimativas da irradiação solar obtidas por modelos utilizando imagens de satélite podem desviar significativamente das medidas diretas, como discutido anteriormente.

CAPÍTULO 3

BALANÇO DE ENERGIA SOLAR NA ATMOSFERA

Inicialmente, no tópico 3.1, está apresentada a composição e estrutura da camada atmosférica cujo conhecimento é essencial para descrever a interação do meio com a irradiação solar. Em seguida, tópico 3.2, os processos físicos de espalhamento e absorção da irradiância na atmosfera terrestre são definidos e analisados. Dentro deste tópico estão tratados, respectivamente, o espalhamento *RAYLEIGH* – que diz respeito ao espalhamento por moléculas de ar, o espalhamento *MIE* – que descreve o espalhamento por aerossóis e nuvens – e, finalmente, o processo seletivo de absorção dos gases.

Nos tópicos 3.3 e 3.4 são abordadas as características específicas do processo de transferência radiativa, como a dependência angular do fluxo radiativo a partir da definição do ângulo sólido e a intensidade da irradiação.

A equação que governa o balanço de energia para o sistema Terra/Atmosfera é denominada Equação da Transferência Radiativa (ETR) e está definida no tópico 3.5 de acordo com o meio participativo (absorção e espalhamento) relativo à irradiância solar.

Finalmente, no tópico 3.6, estão apresentados, de forma sucinta, alguns importantes métodos numéricos para a solução da Equação da Transferência Radiativa, são eles: *Aproximação* - S_N e *Aproximação Two Stream.*

3.1– COMPOSIÇÃO E ESTRUTURA DA ATMOSFERA TERRESTRE

A atmosfera da Terra é constituída sobretudo pelo nitrogênio e oxigênio moleculares, apresentando concentrações em torno de 78% e 21%, respectivamente. Em conjunto

com o argônio, esses elementos representam 99,99% dos gases permanentes – volume constante para altitudes acima de 60km. Além disso, estão contidas na camada atmosférica várias partículas sólidas e líquidas como aerossóis, gotículas de água e cristais de gelo, os quais variam significativamente no espaço e no tempo.

A concentração de alguns gases, tais como dióxido de carbono, ozônio, monóxido de carbono e metano, podem ser altamente variáveis uma vez que dependem da atividade industrial e agrícola do local e da vizinhança. A concentração de ozônio modifica-se em relação ao tempo e ao espaço, principalmente em altitudes que encontram-se na faixa de 15 a 30km, onde as reações fotoquímicas possibilitam tanto a produção quanto a destruição da camada. A maioria da irradiação ultravioleta é absorvida pelo ozônio evitando, assim, que a fração da irradiação solar prejudicial ao ser humano alcance a superfície da Terra. Ressalta-se, ainda, que os sólidos variáveis e as partículas líquidas suspensas na atmosfera desempenham função importante quanto à absorção e ao espalhamento da irradiação solar.

A estrutura vertical da atmosfera terrestre é descrita por um modelo padrão, adotado em 1976 pela *U.S. Standard Atmospheres* (IQBAL, 1983), o qual apresenta perfis de temperatura e variação de pressão para uma altitude de 100km, como indica a Figura 3.1. De acordo com a nomenclatura padrão estabelecida pela *International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG) em 1960 (LIOU, 1980), o perfil da estrutura vertical está dividido nas seguintes camadas: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera. Existem variações importantes de temperatura para cada uma delas, enquanto a pressão e a densidade decrescem continuamente.

A troposfera é caracterizada por um decréscimo da temperatura em relação à altitude na faixa de 6,5°C/km. Esse comportamento da temperatura é uma conseqüência do balanço radiativo e do transporte convectivo de energia da superfície para a atmosfera. Vapor d'água, nuvens e precipitação estão contidos na troposfera.

A estratosfera é caracterizada por uma camada isotérmica que se estende da tropopausa (topo da troposfera) até a altura de 20km quando, então, ocorre acréscimo na temperatura até a estratopausa. O ozônio está presente na estratosfera assim como algumas finas faixas de aerossóis.

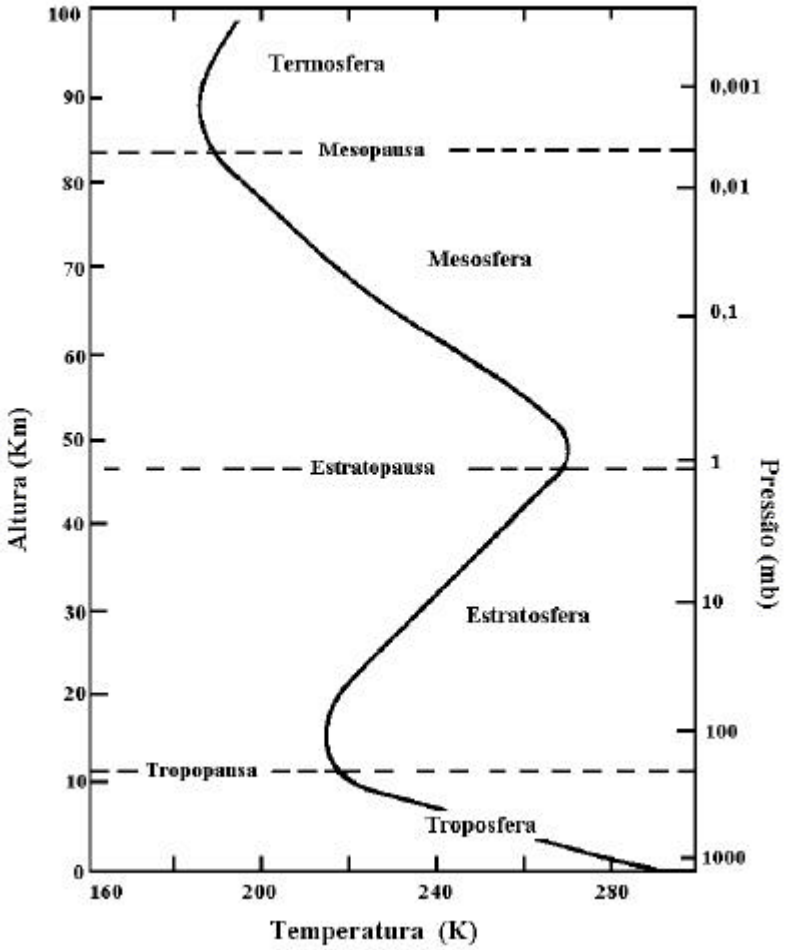


Figura 3.1 – Variação da temperatura e pressão atmosférica em relação à altitude geográfica (LIOU, 1980).

RICCHIAZZI *et al.* (1998) desenvolveram uma ferramenta computacional, denominada SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*), para o cálculo da transferência radiativa plano-paralela no sistema Terra/Atmosfera, na qual estabeleceram 6 perfis atmosféricos para estudo: 1) Tropical, 2) Verão latitude média, 3) Inverno latitude média, 4) Verão sub-ártico, 5) Inverno sub-ártico, 6) US 62. Esses modelos atmosféricos têm sido bastante utilizados nas pesquisas científicas e estão caracterizados por perfis verticais de pressão, temperatura, vapor d'água e densidade de ozônio. No trabalho proposto, foi adotado o perfil atmosférico tropical, visto que a metodologia está desenvolvida para o Brasil e validada para a cidade do Rio de Janeiro, RJ.

3.2– ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO DA IRRADIAÇÃO SOLAR NA ATMOSFERA TERRESTRE

Quando uma onda eletromagnética interage com um meio contendo pequenas partículas – como é o caso da atmosfera terrestre – a intensidade radiativa sofre mudanças devido aos fenômenos físicos de absorção, espalhamento e emissão. É importante ressaltar que a emissão dos gases constituintes da atmosfera ocorre na faixa espectral do infravermelho térmico (comprimentos de onda maiores de $4\mu m$) sendo, portanto, negligenciada na faixa espectral considerada no presente trabalho.

A quantidade atenuada e, ainda, a mudança de direção do fluxo que atravessa a partícula são atribuídas à alguns parâmetros como: forma da partícula, material da partícula e tamanho relativo da partícula. Nos tópicos seguintes, as definições e características das propriedades de espalhamento e absorção da camada atmosférica estão descritas de forma sucinta.

3.2.1– Espalhamento da Irradiação na Atmosfera Terrestre

O espalhamento é um processo físico associado à irradiação da luz e sua interação com o meio, podendo ocorrer em todos os comprimentos de onda pertencentes ao espectro eletromagnético. Nesse processo, a partícula localizada no meio intercepta continuamente energia da onda eletromagnética incidente, irradiando-se em todas as direções. A intensidade relativa do espalhamento depende fortemente da razão entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda da irradiação incidente. O fenômeno é chamado de espalhamento isotrópico quando ocorre de forma simétrica na direção da onda incidente, ou seja, quando o ângulo de incidência é igual ao ângulo de espalhamento.

A distribuição da energia espalhada envolvendo partículas esféricas e aproximadamente simétricas, pode ser quantitativamente determinada através da definição da Teoria da Onda Eletromagnética, apresentada na equação (2.13). Quando tais partículas são muito menores que o comprimento de onda incidente, o fenômeno é denominado *espalhamento RAYLEIGH*; por outro lado, quando as

dimensões das partículas são comparáveis ou maiores do que o comprimento de onda incidente, o fenômeno é chamado *espalhamento MIE*.

O espalhamento ocorre a partir de três fenômenos distintos: 1) difração (ondas que nunca entram em contato com a partícula, mas sua direção de propagação é alterada devido à presença da partícula), 2) reflexão (ondas que são refletidas pela superfície da esfera) e 3) refração (ondas que penetram na esfera e, depois de serem parcialmente absorvidas, reemergem propagando-se em diferentes direções).

Normalmente, o fluxo é espalhado sem que ocorra mudança no comprimento de onda, o que caracteriza um espalhamento elástico (ou coerente). Ao contrário, quando ocorre mudança no comprimento de onda, o espalhamento é considerado inelástico (ou incoerente) e denominado espalhamento *RAMAN*. O espalhamento pode, ainda, ser chamado independente quando a partícula envolvida não é afetada pela vizinhança. Estudos realizados (MODEST, 1989) estabelecem valores limites para identificação dos tipos de espalhamento (dependente ou independente) concluindo que, para as aplicações de transferência de calor, pode-se considerar apenas o espalhamento independente.

É importante conhecer os parâmetros que definem matematicamente o fenômeno do espalhamento da luz solar, tais como: o coeficiente de espalhamento espectral e a função de fase de espalhamento. Na Figura 3.2 estão indicadas as grandezas utilizadas para definição do espalhamento da irradiação incidente.

O coeficiente de espalhamento espectral volumétrico representa a fração da irradiação incidente que é espalhada em todas as direções, por unidade de comprimento, ao longo do caminho percorrido pelo feixe radiativo. Assim, a quantidade:

$$s_n(r) I_n(r, \Omega') d\Omega' \tag{3.1}$$

indica o espalhamento da intensidade incidente $I_n(r, W')dW'$ no meio, em todas as direções, por unidade de tempo, volume e freqüência.

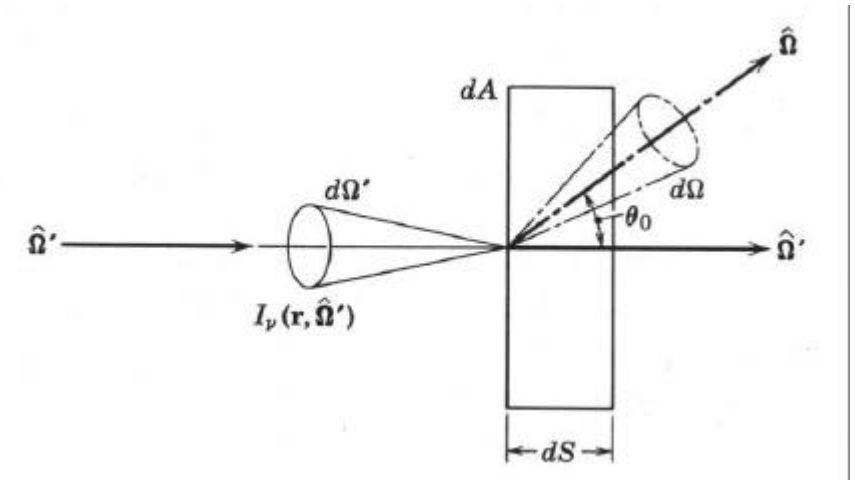


Figura 3.2 – Grandezas utilizadas para definição do espalhamento da irradiação (ÖZISIK, 1973).

Entretanto, a quantidade expressa pela equação (3.1) não apresenta nenhuma informação relativa à distribuição direcional da radiância espalhada. Nesse caso, torna-se fundamental introduzir o parâmetro denominado função de fase de espalhamento $P_n(\Omega' \to \Omega)$, normalizado como (ÖZISIK, 1973):

$$\frac{1}{4\pi}\int_{\Omega=4\pi} p_n(\Omega' \to \Omega)\, d\Omega = 1 \tag{3.2}$$

ou:

$$\frac{1}{4\pi}\int_{\varphi=0}^{2\pi}\int_{\mu=-1}^{1} p_n(\mu', \varphi' \to \mu, \varphi)\, d\mu\, d\varphi = 1 \tag{3.3}$$

Deve-se notar que a quantidade:

$$\frac{1}{4\pi} p_n(\Omega' \to \Omega)\, d\Omega \tag{3.4}$$

representa a probabilidade de espalhamento da radiância incidente, dentro de um ângulo sólido $d\Omega$ na direção Ω.

Então, a expressão:

$$[\sigma_n(r) I_n(r,\Omega') d\Omega'] \frac{1}{4\pi} p_n(\Omega' \to \Omega) d\Omega \tag{3.5}$$

representa o espalhamento ocorrido no meio por unidade de tempo, volume e freqüência, dentro de um ângulo sólido $d\Omega$ na direção Ω. Quando o fluxo incide no elemento de volume, a partir de todas as direções do espaço esférico, aplica-se a integração da expressão (3.5), sob todos os ângulos sólidos do campo incidente.

$$\frac{1}{4\pi} \sigma_n(r) d\Omega \int_{\Omega'=4\pi} I_n(r,\Omega') p_n(\Omega' \to \Omega) d\Omega' \tag{3.6}$$

Assim, a equação (3.6) indica o espalhamento da radiância incidente no elemento de volume proveniente de todas as direções, dentro de um ângulo sólido $d\Omega$ na direção Ω, por unidade de tempo, volume e freqüência.

A função de fase depende do ângulo θ_0, formado entre as direções Ω' e Ω. Esta relação pode ser descrita a partir da definição da geometria sólida cujo ângulo θ_0, definido entre os raios incidente e de espalhamento, é dado por:

$$\cos(\theta_0) = \cos(\theta)\cos(\theta') + \operatorname{sen}(\theta)\operatorname{sen}(\theta')\cos(\varphi - \varphi') \tag{3.7}$$

ou:

$$\mu_0 = \mu\mu' + \sqrt{1-\mu^2}\sqrt{1-\mu'^2}\cos(\varphi - \varphi') \tag{3.8}$$

onde θ, φ, θ' e φ' são as coordenadas polares que caracterizam as direções Ω e Ω'; e μ, μ' e μ_0 representam $\cos(\theta)$, $\cos(\theta')$ e $\cos(\theta_0)$, respectivamente.

A função de fase mais simples ocorre para espalhamento isotrópico e é dada por:

$$p_{\text{í}} = 1 \tag{3.9}$$

Na Figura 3.3 está ilustrada a distribuição direcional do espalhamento do fluxo solar, retratando os ângulos envolvidos no processo físico.

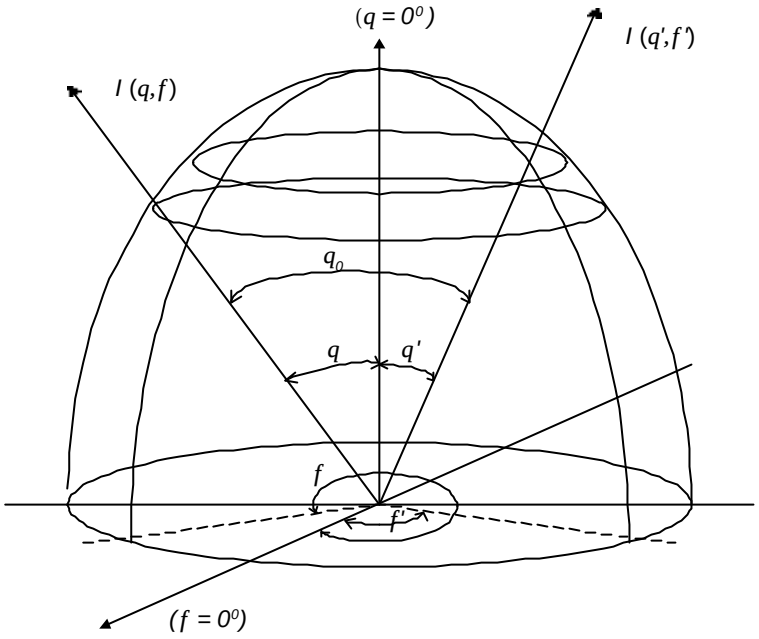


Figura 3.3 – Ângulos que definem a distribuição direcional (NICOLAU, 1994).

Em 1871, RAYLEIGH elaborou uma das leis físicas mais importantes relacionadas ao espalhamento da luz, possibilitando a explicação de alguns fenômenos da natureza como, por exemplo, a cor azul do céu – fenômeno de espalhamento da luz solar que ocorre dentro da região visível, especialmente na faixa azul do espectro eletromagnético.

Este fenômeno, denominado *espalhamento RAYLEIGH*, ocorre quando o fluxo radiativo interage com as moléculas atmosféricas e outras finas partículas, cujos diâmetros são bem menores do que o comprimento de onda da luz incidente.

Para descrever a distribuição direcional da energia espalhada pelas moléculas de ar, utiliza-se a função de fase RAYLEIGH, dada por:

$$p(cos\grave{e}_0) = \frac{3}{4}[1 + cos(\grave{e}_0)] \tag{3.10}$$

O coeficiente de espalhamento espectral volumétrico é dado por:

$$ó_{ë} = \frac{8ð^3\left(m_r^2 - 1\right)^2}{3ë^4 N^2} f\left(ä\right) \tag{3.11}$$

onde N é o número total de moléculas por unidade de volume e m é o índice de refração das moléculas (adimensional). O índice de refração é um parâmetro ótico associado à mudança de velocidade da onda eletromagnética no meio em relação ao vácuo (LIOU, 1980). Normalmente, os índices de refração das moléculas e das partículas da atmosfera são compostos por uma parte real m_r e por outra imaginária m_i correspondentes, respectivamente, às propriedades de espalhamento e absorção. No espectro solar visível, a parte imaginária do índice de refração para as moléculas de ar é significativamente pequena podendo, desta forma, ser desprezada (LIOU, 1980).

O termo definido como fator de correção *f(d)* é introduzido na equação (3.11) levando-se em consideração a propriedade de anisotropia das moléculas e é dado por:

$$f\left(ä\right) = \frac{\left(6 + 3ä\right)}{\left(6 - 7ä\right)} \tag{3.12}$$

onde o fator anisotrópico d é igual a 0,035 (LIOU, 1980).

.

A atmosfera da Terra contém partículas de aerossóis e nuvens cujos tamanhos são muito maiores do que os comprimentos de onda da luz solar visível incidente. Por isso, o modelo do campo elétrico desenvolvido para o espalhamento *RAYLEIGH* não se aplica nesses casos, exigindo um tratamento mais avançado. A Teoria do Espalhamento *MIE* é baseada na definição das Equações de MAXWELL (LIOU, 1980) e é mais adequada quando as partículas são maiores do que o comprimento de onda incidente. Entretanto, o espalhamento do fluxo solar torna-se matematicamente complexo, já que nem sempre as informações requeridas estão disponíveis para a

aplicação da teoria. A diversidade quanto à forma, tamanho, distribuição e natureza das partículas encontradas na atmosfera não são medidas e reportadas regularmente.
O modelo de base adotado para definir a função de fase relacionada às nuvens e partículas de aerossóis é o de HENYEY-GREENSTEIN (HENYEY e GREENSTEIN, 1941), dado pela seguinte equação:

$$p(\cos\theta_0) = \frac{1 - g^2}{\left(1 + g^2 - 2g\cos\theta_0\right)^{\frac{3}{2}}} \tag{3.13}$$

onde g é o coeficiente de assimetria da função de fase, variando entre 0 e 1, para difusão com direções à frente e entre –1 e 0, para difusão com direções atrás. Para difusão isotrópica, $g = 0$.

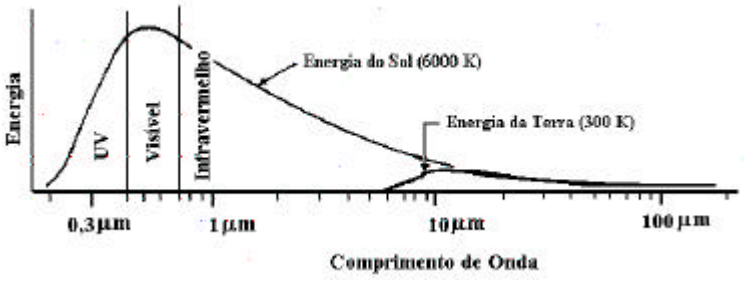
3.2.2– Absorção da Irradiação pela Atmosfera

Diferentemente do processo de espalhamento, o qual é função contínua do comprimento de onda, a absorção atmosférica da radiação eletromagnética pelos gases (moléculas de ar seco e vapor d'água) é um processo físico seletivo, por isso denominado *absorção seletiva.* O processo de absorção seletiva depende do estado de energia da molécula e ocorre durante a transição de um estado para outro, em comprimentos de onda discretos.

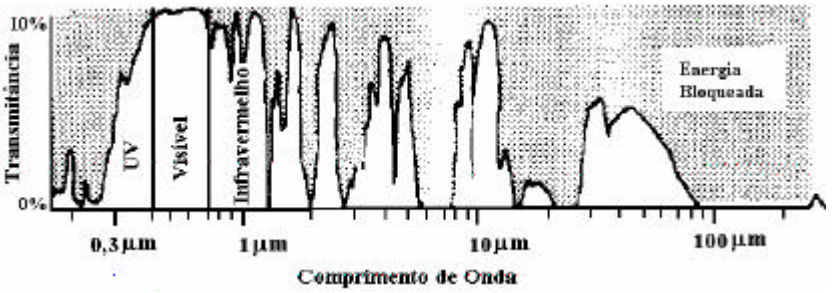
O vapor d'água e as moléculas de ar seco, tais como CO_2, O_3, N_2O, CO, CH_4 e N_2, são chamados de moléculas absorvedoras e apresentam-se ativos, sobretudo, na região do infravermelho (próximo e térmico). Por outro lado, os gases atômicos como O, N, N_2, O_2 e O_3 são os cinco principais absorvedores nas regiões dos espectros ultravioleta e visível.

Na Figura 3.4 apresentam-se as curvas de distribuição espectral da energia emitida pelo Sol e pela Terra e, ainda, as regiões espectrais nas quais a atmosfera bloqueia a transmissão da energia para a superfície terrestre. As faixas de comprimento de onda

nas quais a atmosfera está significativamente transmitindo energia são denominadas *janelas atmosféricas*.



a) Energia da atmosfera



b) Transmitância atmosférica

Figura 3.4 – Características espectrais da energia.

3.3– DEPENDÊNCIA ANGULAR DO FLUXO SOLAR

A taxa de propagação da energia em uma dada direção é descrita em termos da intensidade do fluxo solar. Os efeitos direcionais que influenciam essa grandeza estão relacionados com os ângulos sólidos envolvidos no processo físico. O ângulo sólido é definido como a área dS de uma superfície esférica dividida pelo quadrado de seu raio R^2, como está ilustrado na Figura 3.5, e pode ser expresso por:

$$dw = \frac{dS}{R^2} \tag{3.14}$$

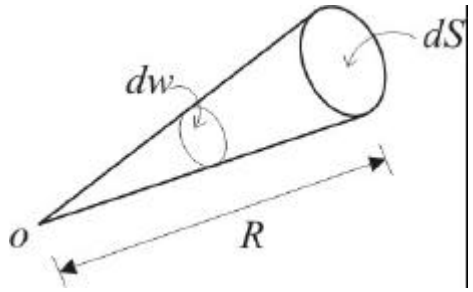


Figura 3.5 – Definição do ângulo sólido.

A área *dS* é normal à direção (θ, ϕ) e pode ser representada para uma superfície esférica:

$$dS = r^2 \; sen(\theta) d\theta \, d\phi \tag{3.15}$$

Assim:

$$d\omega = sen(\theta) d\theta \, d\phi \tag{3.16}$$

As unidades de ângulo sólido são expressas em *estero-radiano*. Por definição, a intensidade da radiância de uma superfície é a taxa de propagação da energia em uma dada direção, por unidade de ângulo sólido e por unidade de área perpendicular ao eixo do ângulo sólido.

3.4- INTENSIDADE DA IRRADIAÇÃO

É importante ressaltar que a propagação da irradiação em um meio, para qualquer ponto, não pode ser representada apenas por um vetor, como em outros processos de transferência de calor, uma vez que os fluxos ocorrem em várias direções e são independentes entre si.

Portanto, para a análise do processo de transferência radiativa é fundamental introduzir a grandeza denominada *intensidade de irradiação monocromática (ou espectral)*, que descreve a intensidade de energia transmitida pelo fluxo em qualquer direção, por unidade de tempo.

Para definir essa grandeza, considera-se um elemento de superfície *dA*, no espaço de coordenada *r*, caracterizado por um vetor direção unitário normal ***n***, como apresentado na Figura 3.6.

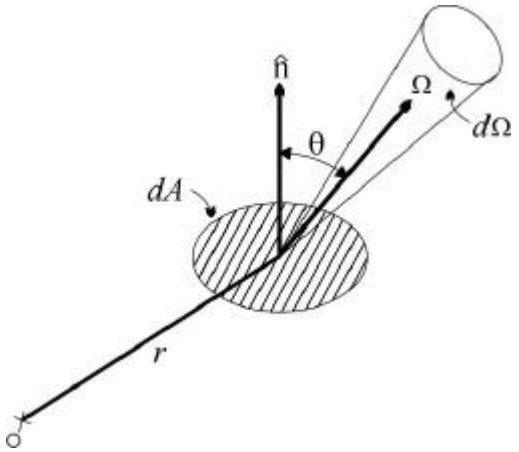


Figura 3.6 – Grandezas utilizadas para definição da intensidade de radiação monocromática (ou espectral).

Considerando *dE* a quantidade de energia radiativa no intervalo de freqüência entre υ e υ + dυ, dentro de um elemento de ângulo sólido *dW*, na direção de propagação ***W***, através do elemento de superfície *dA*, durante o intervalo de tempo entre *t* e *t+dt* e, considerando ainda, o ângulo polar $\boldsymbol{q}$ definido entre o vetor direção unitário e a direção de propagação ***W***, a intensidade de radiação monocromática é definida por:

$$I_n(r,\Omega,t) = \left[\frac{dE_n}{dA\cos\boldsymbol{q}\,d\Omega\,d\boldsymbol{n}\,dt}\right]_{\lim dA,\,d\Omega,\,dn,\,dt\to 0} \tag{3.17}$$

3.5– EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA PARA MEIO COM ABSORÇÃO E ESPALHAMENTO

A Figura 3.7 ilustra um meio participativo – absorvedor e com espalhamento – caracterizado por um coeficiente de absorção espectral $\boldsymbol{k_n}$ e um coeficiente de

espalhamento espectral s_n. Um feixe de irradiação direta monocromática de intensidade $I_n(s, W, t)$ atravessa esse meio na direção W e no caminho s.

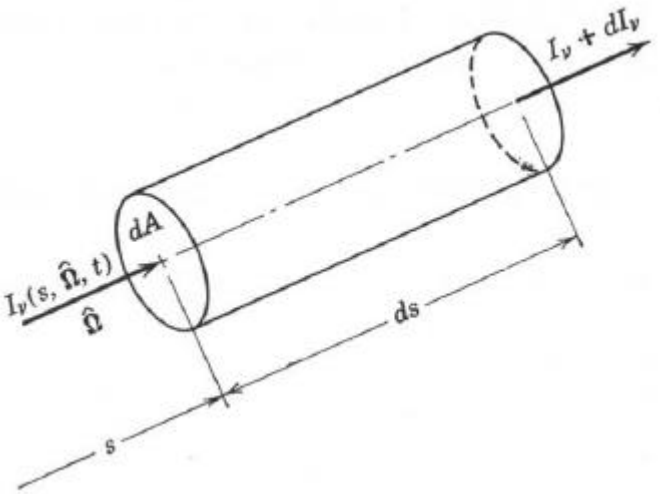


Figura 3.7 – Grandezas utilizadas para geração
da equação da transferência radiativa.

onde:

$I_\nu(s, W, t)$ – intensidade da radiação para s;

dI_n – aumento líquido da intensidade espectral;

$I_\nu(s, W, t) + dI_n$ – intensidade da radiação para $s+ds$.

Assim, o termo $dI_n(s,W,t)\,dA\,dW\,dn\,dt$ indica a energia radiativa gerada/atenuada no volume $dAds$, no intervalo de tempo dt, para uma freqüência n, contida em um elemento de ângulo sólido dW, na direção W. Denomina-se W_n o ganho líquido da energia radiativa por unidade de volume, tempo, freqüência e ângulo sólido.

$$dI_n(s,W,t)\,dA\,dW\,dn\,dt = W_n\,dA\,ds\,dW\,dn\,dt \tag{3.18}$$

Simplificando:

$$dI_n(s,W,t) = W_n\,ds \tag{3.19}$$

Considerando a velocidade de propagação da irradiação no meio igual a c:

$$ds = c\,dt \tag{3.20}$$

Substituindo na expressão definida como o ganho líquido da energia radiativa W_n:

$$W_n = \frac{dI_n(s,\Omega,t)}{cdt} \tag{3.21}$$

De acordo com a derivada parcial em relação às coordenadas de tempo e espaço, pode-se escrever a equação (3.21) da seguinte forma:

$$\frac{1}{c}\frac{\partial I_n}{\partial t} + \frac{\partial I_n}{\partial s} = W_n \tag{3.22}$$

A camada atmosférica para irradiação solar é caracterizada como um meio absorvedor e de espalhamento. Portanto, W_n (ganho líquido) é constituído por componentes relativos à ganhos e perdas da energia radiante, podendo ser descrito formalmente como:

$$W_{\acute{i}} = W_{espalhamento(in)} - W_{absorção} - W_{espalhamento(out)} \tag{3.23}$$

onde:

$W_{absorção}$ – perda de energia radiante devido à absorção da irradiação pelo meio, por unidade de tempo, volume, ângulo sólido e freqüência, dada por:

$$W_{absorção} = k_n(s)\,I_n(s,W,t) \tag{3.24}$$

onde $k_n(s)$ é o coeficiente de absorção espectral do meio.

$W_{espalhamento(in)}$ – ganho de energia devido à irradiação incidente no meio, a qual provém de todas as direções do espaço para ser espalhada na direção W, por unidade

de tempo, volume, ângulo sólido e freqüência. Tal propriedade é descrita pela expressão geral:

$$W_{espalhamento(in)} = \frac{1}{4\pi} \sigma_n(s) \int_{4\pi} p(\Omega', \Omega) I_n(s, \Omega', t) d\Omega' \tag{3.25}$$

onde:

$\sigma_n(s)$ – coeficiente de espalhamento espectral do meio;

$p(\Omega', \Omega)$ – função de fase de espalhamento, sendo:

$$\Omega' . \Omega = \cos\theta_0 \tag{3.26}$$

onde θ_0 é o ângulo formado entre os raios de incidência e de espalhamento.

$W_{espalhamento(out)}$ – perda de energia radiante devido ao espalhamento ocorrido fora da direção Ω.

$$W_{espalhamento(out)} = \sigma_n(s) I_n(s, \Omega, t) \tag{3.27}$$

Substituindo as definições acima na equação (3.22), obtém-se:

$$\frac{1}{c}\frac{\partial I_n(s,\Omega,t)}{\partial t} + \frac{\partial I_n(s,\Omega,t)}{\partial s} + [\kappa_n(s) + \sigma_n(s)] I_n(s,\Omega,t) = \frac{1}{4\pi} \sigma_n(s) \int_{4\pi} p(\Omega', \Omega) I_n(s, \Omega', t) d\Omega' \tag{3.28}$$

Em função da ordem de grandeza da velocidade de propagação em relação aos outros termos da equação (3.28), despreza-se o primeiro termo:

$$\frac{\partial I_n(s,\Omega,t)}{\partial s} + [\kappa_n(s) + \sigma_n(s)] I_n(s,\Omega,t) = \frac{1}{4\pi} \sigma_n(s) \int_{4\pi} p(\Omega', \Omega) I_n(s, \Omega', t) d\Omega' \tag{3.29}$$

Dividindo a equação (3.29) pelo termo [$\kappa_\nu(s) + \sigma_\nu(s)$], obtém-se:

$$\frac{1}{\kappa_n(s)+\sigma_n(s)}\frac{\partial I_n(s,\Omega,t)}{\partial s}+I_n(s,\Omega,t)= \\ \frac{1}{\kappa_n(s)+\sigma_n(s)}\frac{1}{4\pi}\sigma_n(s)\int_{4\pi} p(\Omega',\Omega)I_n(s,\Omega',t)d\Omega' \tag{3.30}$$

Existe uma correlação entre os coeficientes de absorção e de espalhamento que pode ser expressa pelas seguintes equações:

$$\kappa_n + \sigma_n = \beta_n \tag{3.31}$$

$$\frac{\sigma_n}{\beta_n} = \omega_n \tag{3.32}$$

onde:

β_n – coeficiente de extinção espectral;

ω_n – albedo de espalhamento espectral.

Substituindo as expressões (3.31) e (3.32) na equação (3.30), obtém-se:

$$\frac{1}{\beta_n}\frac{\partial I_n(s,\Omega,t)}{\partial s}+I_n(s,\Omega,t)=\frac{\omega_n}{4\pi}\int_{4\pi} p(\Omega',\Omega)\, I_n(s,\Omega',t)d\Omega' \tag{3.33}$$

A solução da equação íntegro-diferencial, descrita por (3.33), é bastante complexa, mesmo em casos unidimensionais, sendo necessário, para tanto, a utilização de técnicas matemáticas que possibilitem a discretização angular, permitindo transformar a equação da transferência radiativa em um sistema de equações diferenciais ordinárias (EDOs), cujas técnicas de solução serão descritas no próximo tópico.

É importante ressaltar que a ETR foi obtida a partir do balanço do sistema Terra/Atmosfera para uma geometria plano-paralela, considerando a dependência

espacial das propriedades, de forma a modelar as diferentes camadas da atmosfera. Assim, considera-se s o comprimento medido ao longo de uma direção $\boldsymbol{W}$, e $\boldsymbol{q}$ o ângulo de incidência (polar) formado entre a direção $\boldsymbol{W}$ e o eixo y (positivo), como está ilustrado na Figura 3.8.

A derivada direcional d/ds pode ser expressa em função da derivada relacionada à coordenada espacial y:

$$\frac{d}{ds} = \frac{\partial}{\partial y}\frac{dy}{ds} = m\frac{\partial}{\partial y} \tag{3.34}$$

onde m é o cosseno do ângulo de incidência $\boldsymbol{q}$, ou seja:

$$m = cos\boldsymbol{q} \tag{3.35}$$

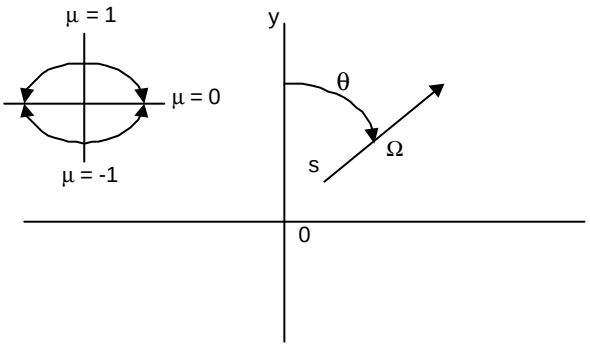


Figura 3.8 – Coordenadas para o sistema plano-paralelo
(ÖZISIK, 1973).

Então, a equação geral da transferência radiativa para um meio plano-paralelo sem simetria azimutal (dependente do ângulo azimutal $\boldsymbol{f}$) é dada por:

$$\frac{m}{\boldsymbol{b}_n}\frac{dI_n(y,m,\boldsymbol{f})}{dy} + I_n(y,m,\boldsymbol{f}) = S\left(y,m,m',\boldsymbol{f},\boldsymbol{f}'\right) \tag{3.36}$$

onde a função origem, representada pelo lado direito da equação (3.36), é dada por:

$$S(y,m,m',f,f') = \frac{w_n}{4p}\int_{f'=0}^{2p}\int_{m'=-1}^{1} p(m_0)I_n(y,m',f')dm'df' \tag{3.37}$$

onde m_0 é o cosseno do ângulo formado entre as direções dos raios de incidência e de espalhamento:

$$m_0 = cos(q_0) = W'.W \tag{3.38}$$

Quando ocorre a separação da intensidade radiativa em duas componentes – positiva e negativa – de acordo com a divisão do meio em dois hemisférios, a expressão da função origem S_n pode ser substituída por:

$$\begin{aligned} S_n(y,m,m',f,f') = \frac{w_n}{4p}\int_0^{2p}\Bigg[\int_0^1 p(m,m',f,f')I_n^+(y,m',f')dm' + \\ + \int_{-1}^0 p(m,m',f,f')I_n^-(m,m',f')dm'\Bigg]df \end{aligned} \tag{3.39}$$

Além disso, substituindo *m´* por *-m´* no segundo termo das integrais da equação (3.39), obtém-se para a função origem a seguinte expressão:

$$\begin{aligned} S_n(y,m,m',f,f') = \frac{w_n}{4p}\int_0^{2p}\Bigg[\int_0^1 p(m,m',f,f')I_n^+(y,m',f')dm' + \\ + \int_0^1 p(m,-m',f,f')I_n^-(m,-m',f')dm'\Bigg]df \end{aligned} \tag{3.40}$$

Em adição à equação descrita para espalhamento e absorção, considera-se, ainda, o termo referente à parte não espalhada do fluxo radiativo. Este termo está denominado no trabalho proposto como *termo fonte* e expressa a contribuição da radiância direta na função origem da seguinte forma:

$$Q_n(y,m_0,m,f_0,f') = \frac{w_n}{4p} I_{dir}(y)\,p(m_0,m,f_0,f) \tag{3.41}$$

onde I_{dir} é a irradiância solar direta dada por:

$$m\frac{dI_{dir}(y,m)}{dy} + I_{dir}(y,m) = 0 \tag{3.42}$$

Adicionando a expressão do termo fonte à equação (3.40), que define a função origem para ETR sem simetria azimutal, tem-se:

$$\begin{aligned} S_n(y,m,m',f,f') = \frac{w_n}{4p}\int_0^{2p}\Bigg[\int_0^1 p(m,m',f,f')I_n^+(y,m',f')dm' + \\ + \int_0^1 p(m,-m',f,f')I_n^-(m,-m',f')dm'\Bigg]df + \frac{w_n}{4p}I_{dir}(y)p(m_0,m,f_0,f) \end{aligned} \tag{3.43}$$

Se a irradiação no meio for independente do ângulo azimutal f, o sistema torna-se um problema com simetria azimutal e a equação da transferência radiativa pode ser simplificada para:

$$m\frac{dI_n(y,m)}{dy} + I_n(y,m) = S_n(y,m,m') \tag{3.44}$$

Neste caso, a função origem passa a ser definida pela seguinte expressão:

$$\begin{aligned} S_n(y,m,m') = \frac{w_n}{2}\left[\int_0^1 p(m,m')I_n^+(y,m')dm' + \int_0^1 p(m,-m')I_n^-(y,-m')\right] + \\ + \frac{w_n I_{dir}(y)}{4p}p(m_0,m) \end{aligned} \tag{3.45}$$

3.6– APROXIMAÇÕES PARA SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

3.6.1– Aproximação - S_N

O Método da Aproximação - S_N, também chamado *Método das Ordenadas Discretas*, consiste em uma técnica matemática baseada na representação discreta da variação

direcional da intensidade radiativa. A sua utilização resulta na transformação da equação da transferência radiativa (ETR) em um sistema de equações diferenciais ordinárias (EDOs).

Esta técnica, que foi apresentada inicialmente por CHANDRASEKHAR (1960) em seu trabalho sobre radiação atmosférica sendo, mais tarde, proposta por LEE (MODEST, 1989) e, em seguida, por LATHROP (MODEST, 1989), destinava-se essencialmente à solução de problemas de transporte de neutrons. O método tem sido aplicado, mais recentemente, à solução dos problemas gerais de transferência de calor através de TRUELOVE (MODEST, 1989) e FIVELAND (MODEST, 1989).

Assim, para um grupo de n direções diferentes $\hat{s}_i$, onde $i = 1, 2, ..., n$, as integrais são substituídas por um somatório do produto da função $f(\hat{s}_i)$ pelo peso da quadratura associado àquela direção:

$$\int_{4p} f(\hat{s}) d\Omega \cong \sum_{i=1}^{n} w_i . f(\hat{s}_i) \tag{3.46}$$

sendo w_i, onde $i = 1, 2, ..., n$, os pesos da quadratura associados às direções $\hat{s}_i$.

A escolha do esquema de quadratura é arbitrário, embora restrições quanto às direções $\hat{s}_i$ e pesos da quadratura w_i possam ocorrer devido à necessidade de preservar a simetria ou outras condições específicas.

Para exemplificar, a definição da técnica é aplicada à função origem, contida na equação da transferência radiativa caracterizada pela simetria azimutal – equação (3.45), para n direções, de forma que o termo de integração do ângulo sólido seja substituído por um somatório, definido por um número finito de pontos de quadratura:

$$\int_0^1 p(m, m') I_n(y, m') dm' = \sum_{j=-n}^{n} w_j \, p(m_j, m_i) I_n(y, m_j) \tag{3.47}$$

Os coeficientes w_j correspondem aos pesos da quadratura numérica escolhida para a discretização angular. Os valores da irradiância, calculados para os dois hemisférios e simbolizados por $F^{\uparrow}$ (positivos) e $F^{\downarrow}$ (negativos) relativos à uma dada altura do sistema, são dados por:

$$F^{\uparrow}(y) = 2\pi \sum_{j=-n}^{n} w_j \mu_j I^{\uparrow}$$

$$F^{\downarrow}(y) = 2\pi \sum_{j=-n}^{n} w_j \mu_j I^{\downarrow} \tag{3.48}$$

3.6.2– Aproximação *Two Stream*

Assim como o Método das Ordenadas Discretas, a Aproximação *Two Stream* é uma técnica matemática capaz de reduzir a ETR à um sistema de EDOs, através da substituição da integral do ângulo sólido por um somatório, sob um número finito de pontos de quadratura. A partir da equação (3.44), obtém-se:

$$\mu_i \frac{dI(y,\mu_i)}{d\tau} + I(y,\mu_i) = \frac{\omega}{2} \sum_{j=-n}^{n} w_j \, p(\mu_j,\mu_i) I(y,\mu_j) \tag{3.49}$$

onde μ_i, com i variando de $-n$ a n, representam as direções do fluxo. Na Aproximação *Two Stream*, a contribuição do múltiplo espalhamento está representada pelas intensidades ditas *à frente* e *atrás* relativas à função de fase. Para simplificar a solução da equação (3.47), considera-se dois fluxos da radiação, com j assumindo valores -1 e 1. Neste caso, os pesos obtidos pela quadratura de GAUSS são definidos por $w_i = 1$ e μ_1. A denominação "*Two Stream*" indica que apenas duas direções caracterizam a discretização angular da equação.

Para obter os valores da irradiância nos dois hemisférios considerados, $F^{\uparrow}$ (positivo) e $F^{\downarrow}$ (negativo), utilizam-se as expressões:

$$F^{\uparrow}(y) = 2pm_1 I^{\uparrow}$$
$$F^{\downarrow}(y) = 2pm_1 I^{\downarrow} \tag{3.50}$$

CAPÍTULO 4

PROBLEMA DIRETO PARA FAIXA VISÍVEL DO ESPECTRO

Entende-se por problema direto, nesta pesquisa, a predição do campo de radiâncias nas diversas camadas da atmosfera terrestre, a partir do conhecimento prévio de todas as propriedades que influenciam na intensidade do fluxo solar, durante seu percurso entre o topo da atmosfera e a superfície da Terra. Tal procedimento está dividido em duas etapas distintas: modelagem para céu nublado e modelagem para céu claro, as quais estabelecem a estrutura básica para a aplicação do método de estimativa de parâmetros, descrito no Capítulo 7.

Neste capítulo está apresentado o desenvolvimento do problema físico, analisado na faixa visível (VIS) do espectro solar e concebido a partir da equação da transferência radiativa (ETR). O objetivo é determinar a irradiância solar que emerge da atmosfera terrestre de volta para o espaço, utilizando dados preestabelecidos que caracterizam as propriedades pertinentes, como espessura ótica das nuvens, coeficiente de espalhamento dos aerossóis e das moléculas de ar. A Figura 4.1 indica, através do diagrama de blocos, os procedimentos necessários ao desenvolvimento da metodologia proposta.

No tópico 4.1 descreve-se a equação geral que governa o sistema Terra/Atmosfera para a faixa visível do espectro solar, considerando a modelagem para ETR sem simetria azimutal e com simetria azimutal.

As aproximações utilizadas para a solução do sistema de equações gerado estão apresentadas nos tópicos 4.2 e 4.3, onde estão desenvolvidos, respectivamente, o Método de Discretização Angular por Ordenadas Discretas – técnica utilizada para transformar a equação íntegro-diferencial parcial em um sistema de equações diferenciais ordinárias (EDOs) – e o método de solução para o sistema de EDOs.

As propriedades físicas dos diversos constituintes das camadas atmosféricas, caracterizando as condições de céu claro e céu nublado, estão apresentadas no tópico 4.4 através da análise de parâmetros específicos como nuvens, moléculas de ar, aerossóis e ozônio.

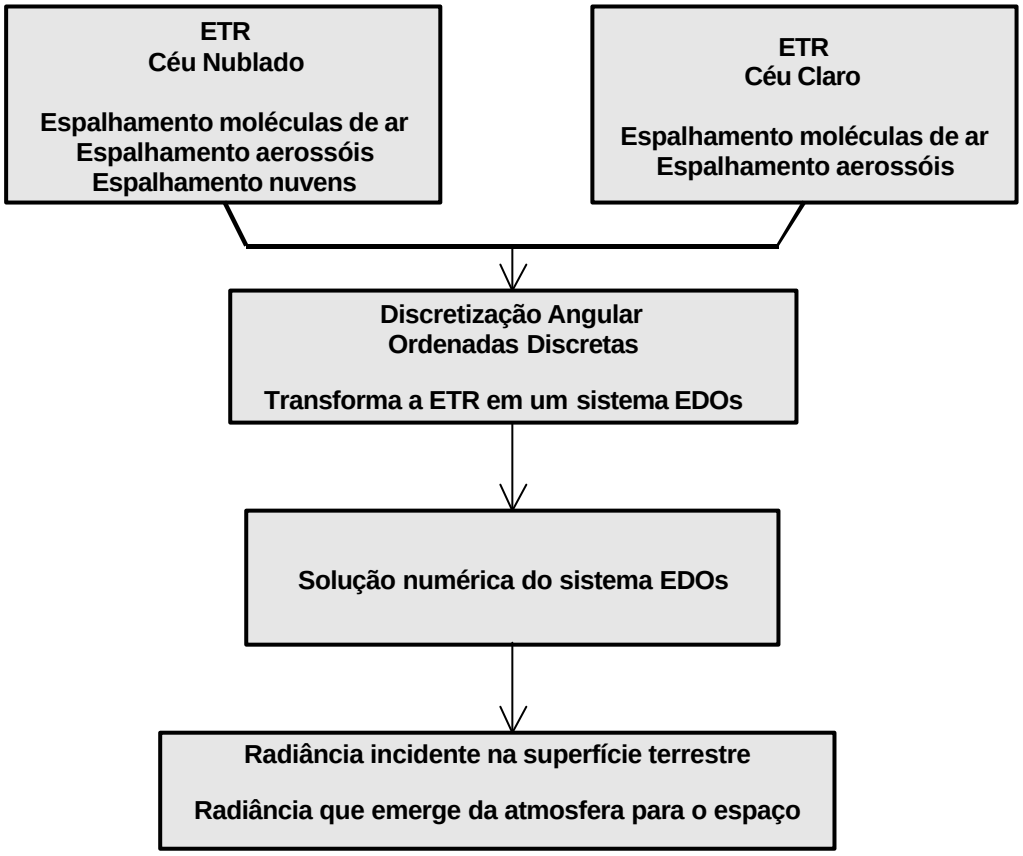


Figura 4.1 – Diagrama de blocos indicando os procedimentos utilizados para a solução do problema direto.

4.1– EQUAÇÃO DA TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

Aplica-se para o sistema Terra/Atmosfera, analisado dentro do espectro solar visível – 0,395μm a 0,695μm – a equação da transferência radiativa (ETR) em meio participativo, considerando as seguintes hipóteses:

1) atmosfera plano-paralela com processos de espalhamento anisotrópico e de absorção;
2) irradiância solar incidente no meio dependente do ângulo azimutal (problema sem simetria azimutal);
3) propriedades óticas variáveis de acordo com a altura da camada atmosférica;
4) sistema envolvendo dois hemisférios:

   hemisfério A ($\uparrow$) – Fluxo que emerge da camada atmosférica para o espaço direções positivas ($0 < \mu < 1$);

   hemisfério B ($\downarrow$) – Fluxo incidente na superfície terrestre direções negativas ($-1 < \mu < 0$).

Na Figura 4.2 está ilustrado o esquema geral do sistema Terra/Atmosfera indicando os raios solares incidentes no topo da atmosfera e, ainda, a formação dos ângulos zenital q_z e azimutal f. Tais ângulos são parâmetros fundamentais na solução do problema direto pois estão relacionados com as diversas direções do fluxo radiativo que atravessa a camada atmosférica.

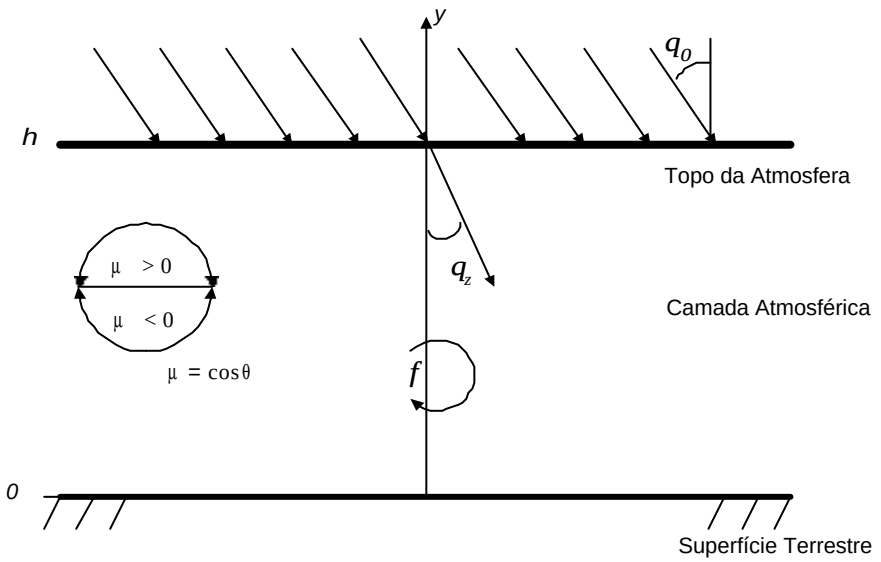


Figura 4.2 – Esquema geral do sistema Terra/Atmosfera para análise da intensidade radiativa da camada atmosférica.

No problema direto são considerados os processos de espalhamento e de absorção. Entretanto, é importante ressaltar que o processo de absorção na faixa visível do espectro solar, representa uma pequena fração da irradiância incidente no topo da atmosfera, tanto devido à presença do ozônio nas bandas *Chappuis*, quanto devido à presença dos aerossóis em baixas altitudes. Para o cálculo da fração correspondente à presença do ozônio, utiliza-se um fator de correção dado por expressões analíticas apresentadas por LACIS e HANSEN (1974). A fração absorvida devido aos efeitos dos aerossóis é obtida a partir da solução do sistema de equações da transferência radiativa.

4.1.1– Equação da Transferência Radiativa Sem Simetria Azimutal

De acordo com as hipóteses consideradas para o sistema proposto é possível estabelecer, baseado na equação (3.36), a expressão da ETR cuja aplicabilidade está relacionada às duas condições de estudo (céu nublado e céu claro) que caracterizam o problema direto. As irradiâncias são simbolizadas por *IP* e *IN* de acordo com as direções positivas e negativas, respectivamente, relativas aos dois hemisférios considerados. Assim, obtém-se:

$$\begin{aligned} m\frac{dIP}{dy}(y,m,f)+(s_n+k_n)\,IP(y,m,f)&=SP(y,m,m',f,f') \\ -m\frac{dIN}{dy}(y,m,f)+(s_n+k_n)\,IN(y,m,f)&=SN(y,m,m',f,f') \end{aligned} \tag{4.1}$$

onde:

s_n – coeficiente de espalhamento;

κ_ν – coeficiente de absorção;

IP – irradiância solar para direções positivas ($\uparrow$);

IN – irradiância solar para direções negativas ($\downarrow$);

SP e *SN* – funções origem (positiva e negativa, respectivamente) relacionadas aos dois hemisférios considerados, que são dadas por:

$$SP(y,m,m',f,f') = \frac{s_n}{4p}\int_0^{2p}\left[\int_0^1 p(m,-m',f,f')IN(y,-m',f')dm' + \right.$$
$$\left. + \int_0^1 p(m,m',f,f')IP(y,m',f')dm'\right]df + QP(y,m_0,m,f_0,f) \tag{4.2}$$

$$SN(y,-m,m',f,f') = \frac{s_n}{4p}\int_0^{2p}\left[\int_0^1 p(-m,-m',f,f')IN(y,-m',f')dm' + \right.$$
$$\left. + \int_0^1 p(-m,m',f,f')IP(y,m',f')dm'\right]df + QN(y,m_0,-m,f_0,f) \tag{4.3}$$

onde os termos fonte *QN* (direção negativa) e *QP* (direção positiva) indicam as contribuições da irradiância direta no campo das irradiâncias difusas e estão baseados na equação (3.41) podendo ser representados por:

$$QP(m_0,m,f_0,f) = \frac{I_{dir}(y)}{4p}\sum_{k=1}^{nk} s_k\, p_k(m,f,m_0,f_0) \tag{4.4}$$

$$QN(m_0,-m,f_0,f) = \frac{I_{dir}(y)}{4p}\sum_{k=1}^{nk} s_k\, p_k(-m,f,m_0,f_0) \tag{4.5}$$

onde:

m_0 – cosseno do ângulo zenital do Sol;

f_0 – ângulo azimutal do Sol;

I_{dir} – irradiância solar direta.

Os termos com subscrito *k* representam as contribuições de cada constituinte da atmosfera nos fenômenos considerados. Para o cálculo da irradiância solar direta I_{dir} utiliza-se a equação (3.42), dada por:

$$\frac{dI_{dir}(y)}{dy} = [s_t(y) + k_t(y)]\frac{I_{dir}(y)}{m_0} \tag{4.6a}$$

com a condição de contorno em $y = h$, tem-se:

$$I_{dir}(h) = I_0 \tag{4.6b}$$

onde:

h – altitude do topo da atmosfera igual a 100 km;

s_t – coeficiente de espalhamento total (somatório dos coeficientes de espalhamento s_k);

k_t – coeficiente de absorção total (somatório dos coeficientes de absorção k_k);

I_0 – irradiância solar extraterrestre incidente no topo da atmosfera (W/m^2).

Nesta equação (4.6) para a solução da irradiância direta, considera-se constante o termo $[s_t(y) + k_t(y)]$ entre os pontos (i) e ($i+1$). Em seguida aplica-se uma interpolação utilizando a sub-rotina denominada DCSINT (IMSL LIBRARY, 1987).

As condições de contorno representativas da camada atmosférica, como indicado na Figura 4.2, são dadas por:

$\longrightarrow$ y = 0 e $m > 0$

$$IP(0,m,f) = \frac{r\int_0^{2p}\int_0^1 IN(m',f')m'dm'df'}{\int_0^{2p}\int_0^1 m'dm'df'} + \frac{r\, I_{dir}(0)m_0}{\int_0^{2p}\int_0^1 m'dm'df'}, \qquad 0 < f < 2p \tag{4.7}$$

$\longrightarrow$ y = h e $m < 0$

$$IN(h,m,f) = 0 \qquad 0 < f < 2p \tag{4.8}$$

onde r é o albedo de superfície. Na Tabela 4.1 estão apresentados os valores do albedo de superfície para alguns materiais utilizados na construção civil.

Tabela 4.1 – Albedo de superfície r (PEREIRA, 2001).

Material	r
Terra	0,04
Tijolo Vermelho	0,27
Concreto	0,22
Grama	0,20
Barro/Argila	0,14
Superfície de construção clara	0,60

4.1.2– Equação da Transferência Radiativa Com Simetria Azimutal

A condição de simetria azimutal – problema independente do ângulo azimutal – é empregada para simplificar a solução da equação da transferência radiativa (ETR). Neste caso, torna-se possível determinar os fluxos solares em ambos os sentidos, positivo *IP* e negativo *IN*, relativos aos dois hemisférios, e ainda testar o código computacional desenvolvido para o problema direto, como descrito no capítulo referente à análise dos resultados.

Para transformar o problema sem simetria azimutal em um problema com simetria azimutal é necessário integrar a função de fase $[p(\mu,\mu',\phi,\phi')]$, sob o domínio do ângulo azimutal (que varia entre 0 e 2π), para qualquer valor de ϕ:

$$p_k^*(\mu,\mu') = \frac{1}{2\pi}\int_0^{2\pi} p_k(\mu,\mu',\phi,\phi')\,d\phi' \qquad (4.9)$$

onde o símbolo * indica a função de fase com simetria azimutal.

Substituindo a função de fase modificada, equação (4.9), nas equações (4.1) a (4.8), obtém-se a equação da transferência radiativa para problema com simetria azimutal:

$$
\begin{aligned}
&m\frac{dIP}{dy}(y,m)+(\sigma_n+\kappa_n)IP(y,m)=SP^*(m,m') \\
&-m\frac{dIN}{dy}(y,m)+(\sigma_n+\kappa_n)IN(y,m,)=SN^*(m,m')
\end{aligned}
\tag{4.10}
$$

onde as funções origem SP^* e SN^*, modificadas devido às condições de simetria azimutal, são representadas por:

$$
\begin{aligned}
SP^*(y,m,m') = \frac{\sigma_n}{2}\Bigg(&\int_0^1 p_k^*(m,-m')IN(y,m')dm' + \\
&+\int_0^1 p_k^*(m,m')IP(y,m')dm'\Bigg)+QP^*(y,m,m_0)
\end{aligned}
\tag{4.11}
$$

$$
\begin{aligned}
SN^*(y,-m,m') = \frac{\sigma_n}{2}\Bigg(&\int_0^1 p_k^*(-m,-m')IN(y,m')dm' + \\
&+\int_0^1 p_k^*(-m,m')IP(y,m')dm'\Bigg)+QN^*(y,-m,m_0)
\end{aligned}
\tag{4.12}
$$

sendo os termos fonte, $QN*$ (direção negativa) e $QP*$ (direção positiva), representados por:

$$
QP^*(y,m,m_0) = \frac{I_{dir}(y)}{4\pi}\sum_{k=1}^{nk}\sigma_k\, p_k^*(m,m_0)
\tag{4.13}
$$

$$
QN^*(y,-m,m_0) = \frac{I_{dir}(y)}{4\pi}\sum_{k=1}^{nk}\sigma_k\, p_k^*(-m,m_0)
\tag{4.14}
$$

A fração da intensidade solar direta I_{dir} é obtida utilizando-se a equação (4.6), igualmente ao que foi visto para o problema sem simetria azimutal.

As condições de contorno, representativas da camada atmosférica para problema com simetria azimutal, são dadas por:

$\longrightarrow$ y = 0 e $m > 0$

$$IP(0,m) = r\left[\left(2\int_0^1 IN(0,-m')m'dm'\right)+\left(\frac{1}{p}I_{dir}(0)\right)\right] \tag{4.15}$$

$\longrightarrow$ y = h e $m < 0$

$$IN(h,m) = 0 \tag{4.16}$$

4.2– DISCRETIZAÇÃO ANGULAR

O primeiro procedimento aplicado para a solução do problema direto trata-se da discretização angular, cuja função é transformar a equação íntegro-diferencial caracterizada pela equação da transferência radiativa (ETR), em um sistema de equações diferenciais ordinárias (EDOs). Utiliza-se o Método das Ordenadas Discretas, descrito no Capítulo 3, onde as integrais sob ângulos sólidos, contidas nas funções origem *SP* e *SN*, são aproximadas por quadraturas numéricas.

Nos sub-tópicos a seguir estão descritas, respectivamente, a discretização para ETR sem simetria azimutal e a discretização para ETR com simetria azimutal de acordo com a modelagem proposta para o problema direto, além das regras de quadraturas numéricas utilizadas.

4.2.1- Discretização Para Problema Sem Simetria Azimutal

Aplicando a discretização angular para o intervalo $0<\mu<1$, substitui-se as integrais de ângulo sólido contidas nas expressões da função origem – equações (4.2) e (4.3) – por somatórios:

$$\int_{f'=0}^{2p}\left[\int_{0}^{1} p(\mu,-\mu',f,f')IN(y,\mu',f')d\mu' + \int_{0}^{1} p(\mu,\mu',f,f')IP(y,\mu',f')d\mu'\right]df' \cong$$
$$\sum_{m=1}^{M}\left[\sum_{n=1}^{N}\left[-\left(wz_m.wx_n.p(\mu_i,-\mu_n,f_j,f_m).IN(y,-\mu_n,f_m)\right)+\left(wz_m.wx_n.p(\mu_i,\mu_n,f_j,f_m).IP(y,\mu_n,f_m)\right)\right]\right]$$

(4.17)

$$\int_{f'=0}^{2p}\left[\int_{0}^{1} p(-\mu,-\mu',f,f')IN(y,\mu',f')d\mu' + \int_{0}^{1} p(-\mu,\mu',f,f')IP(y,\mu',f')d\mu'\right]df' \cong$$
$$\sum_{m=1}^{M}\left[\sum_{n=1}^{N}\left[-\left(wz_m.wx_n.p(-\mu_i,-\mu_n,f_j,f_m).IN(y,-\mu_n,f_m)\right)+\left(wz_m.wx_n.p(-\mu_i,\mu_n,f_j,f_m).IP(y,\mu_n,f_m)\right)\right]\right]$$

(4.18)

onde:

μ_i – ponto de quadratura relativo ao cosseno do ângulo zenital na direção i;

μ_n – ponto de quadratura relativo ao cosseno do ângulo zenital na direção n;

f_j – ponto de quadratura relativo ao ângulo azimutal na direção j;

f_m – ponto de quadratura relativo ao ângulo azimutal na direção m;

wx_n – peso de quadratura relativo ao cosseno do ângulo zenital na direção n;

wz_m – peso de quadratura relativo ao ângulo azimutal na direção m.

Os subscritos i e j que acompanham a simbologia angular μ e f, representam a direção de interesse da intensidade radiativa, contida nos somatórios das equações (4.17) e (4.18), enquanto os subscritos m e n representam o espalhamento em todas as outras direções. A discretização angular para o sistema ETR sem simetria azimutal é representada por:

$$
\begin{cases}
\mu_i \dfrac{dIP(y,\mu_i,\varphi_j)}{dy} + (\sigma_k + \kappa_k) IP(y,\mu_i,\varphi_j) = QP(y,\mu_0,\mu_i,\varphi_0,\varphi_j) + \\
\dfrac{\sigma}{4\pi} \sum\limits_{m=1}^{M} \left[\sum\limits_{n=1}^{N} -\left(wz_m . wx_n . p_k(\mu_i,-\mu_n,\varphi_j,\varphi_m) IN(y,\mu_n,\varphi_m) \right) + \left(wz_m . wx_n . p_k(\mu_i,\mu_n,\varphi_j,\varphi_m) IP(y,\mu_n,\varphi_m) \right) \right] \\
\\
-\mu_i \dfrac{dIN(y,\mu_i,\varphi_j)}{dy} + (\sigma_k + \kappa_k) IN(y,\mu_i,\varphi_j) = QN(y,\mu_0,\mu_i,\varphi_0,\varphi_j) + \\
\dfrac{\sigma}{4\pi} \sum\limits_{m=1}^{M} \left[\sum\limits_{n=1}^{N} -\left(wz_m . wx_n . p_k(-\mu_i,-\mu_n,\varphi_j,\varphi_m) . IN(y,\mu_n,\varphi_m) \right) + \left(wz_m . wx_n . p_k(-\mu_i,\mu_n,\varphi_j,\varphi_m) . IP(y,\mu_n,\varphi_m) \right) \right]
\end{cases}
\tag{4.19}
$$

com $1 \le n \le N$, $1 \le m \le M$, para $0 \le \varphi \le 2\pi$ e $0 \le \mu \le 1$.

As condições de contorno discretizadas para problema sem simetria azimutal são expressas por:

$\rightarrow$ $y = 0$ e $\mu > 0$, em $0 < \varphi < 2\pi$

$$
IP(0,\mu_i,\varphi_j) = \frac{\rho}{\pi} \left\{ \left[\sum_{m=1}^{M} \sum_{n=1}^{N} wz_m wx_n IN(0,-\mu_n,\varphi_m) \mu_n \right] + (I_{dir} \mu_0) \right\} \tag{4.20}
$$

$\rightarrow$ $y = h$ e $\mu < 0$, em $0 < \varphi < 2\pi$

$$
IN(h,-\mu_i,\varphi_j) = 0 \tag{4.21}
$$

4.2.2– Discretização Para Problema Com Simetria Azimutal

Para as condições de simetria azimutal, segue-se o mesmo procedimento substituindo as integrais de ângulo sólido, contidas nas expressões das funções origem modificadas – equações (4.11) e (4.12) – por:

$$
\begin{aligned}
&\int_0^1 p^*(\mu,-\mu') IN(y,\mu') d\mu' + \int_0^1 p^*(\mu,\mu') IP(y,\mu') d\mu' \cong \\
&\sum_{n=1}^{N} \left(wx_n . p^*(\mu_i,-\mu_n) . IN(y,\mu_n) \right) + \left(wx_n . p^*(\mu_i,\mu_n) . IP(y,\mu_n) \right)
\end{aligned}
\tag{4.22}
$$

$$\int_0^1 p^*(-\mu,-\mu')IN(y,\mu')d\mu' + \int_0^1 p^*(-\mu,\mu')IP(y,\mu')d\mu' \cong$$
$$\sum_{n=1}^{N}\left(wx_n.p^*(-\mu_i,-\mu_n).IN(y,\mu_n)\right)+\left(wx_n.p^*(-\mu_i,\mu_n).IP(y,\mu_n)\right) \tag{4.23}$$

A discretização angular para o sistema ETR com simetria azimutal, aplicadas às equações (4.11) e (4.12), é representada por:

$$\begin{cases} \mu_i \dfrac{dIP(y,\mu_i)}{dy} + (\sigma_k + \kappa_k)IP(y,\mu_i) = QP^*(y,\mu_0,\mu_i) + \\ \dfrac{\sigma}{2}\sum_{n=1}^{N} -\left(wx_n\, p_k^*(\mu_i,-\mu_n)IN(y,\mu_n)\right) + \left(wx_n\, p_k^*(\mu_i,\mu_n)IP(y,\mu_n)\right) \\ \\ -\eta_i \dfrac{dIN(y,\eta_i)}{dy} + (\delta_k + \varepsilon_k)IP(y,-\eta_i) = QN^*(y,\eta_0,-\eta_i) + \\ \dfrac{\delta}{2}\sum_{n=1}^{N} -\left(wx_n\, p_k^*(-\eta_i,-\eta_n)IN(y,\eta_n)\right) + \left(wx_n\, p_k^*(-\eta_i,\eta_n)IP(y,\eta_n)\right) \end{cases} \tag{4.24}$$

com $1 \le n \le N$, $1 \le m \le M$, para $0 \le \mu \le 1$.

As condições de contorno discretizadas para o problema com simetria azimutal são expressas por:

$\rightarrow$ $y = 0$ e $\mu > 0$

$$IP(0,\mu_i) = \rho\left\{\left[2\sum_{n=1}^{N} wx_n IN(0,-\mu_n)\mu_n\right] + \left(\frac{1}{\pi}\mu_i I_{dir}\right)\right\} \tag{4.25}$$

$\rightarrow$ $y = h$ e $\mu < 0$

$$IN(h,-\mu_i) = 0 \tag{4.26}$$

Os fluxos são calculados de acordo com as expressões:

$$FP(y) = \sum_{n=1}^{N} wx_n m_n IP(y, m_n) \qquad \text{para y = 0} \qquad (4.27)$$

$$FN(y) = \sum_{n=1}^{N} wx_n m_n IN(y, m_n) \qquad \text{para y = h} \qquad (4.28)$$

4.2.3– Quadraturas Numéricas

No código computacional desenvolvido em FORTRAN 77, visando a discretização direcional da ETR, aplica-se a definição da regra clássica de Quadratura GAUSS-LEGENDRE (LIOU, 1980) para determinar pesos wx_n e pontos m_n referentes ao cosseno do ângulo zenital (que varia no intervalo de 0 a 1).

Para tanto, utiliza-se a sub-rotina denominada DGQRUL (IMSL LIBRARY, 1987). Um exemplo da utilização desta sub-rotina pode ser visto na Tabela 4.2, a qual relaciona pesos e pontos obtidos para 8 direções positivas e 8 direções negativas.

Tabela 4.2 – Pesos e pontos obtidos aplicando-se a Regra da Quadratura Numérica de GAUSS para n = 8 aproximações ou 2n = 16.

$\pm m_n$	Wx_n
m_1 = 0,0198551	w_1 = 0,0506143
m_2 = 0,1016668	w_2 = 0,1111905
m_3 = 0,2372338	w_3 = 0,1568533
m_4 = 0,4082827	w_4 = 0,1813418
m_5 = 0,5917173	w_5 = 0,1813418
m_6 = 0,7627662	w_6 = 0,1568533
m_7 = 0,8983324	w_7 = 0,1111905
m_8 = 0,9801449	w_8 = 0,0506143

As definições matemáticas dos pesos wz_m e pontos f_m referentes ao ângulo azimutal são dadas por:

$$wz_m = \frac{2p}{M}, \qquad m = 1, 2, ..., M \tag{4.29}$$

onde M é o número de pontos da malha angular.

$$f_m = wz_m (m - 0{,}5) \ , \quad m = 1, 2, ..., M \tag{4.30}$$

4.3– SOLUÇÃO DO SISTEMA DE EQUAÇÕES DIFERENCIAIS ORDINÁRIAS

O sistema de equações diferenciais ordinárias, obtido a partir da discretização angular da ETR com simetria azimutal, é solucionado utilizando-se a sub-rotina DBVPFD (IMSL LIBRARY, 1987). Essa sub-rotina resolve um sistema de equações diferenciais com valores de contorno, utilizando um método de diferenças finitas com ordem e passo variáveis e baseia-se no algoritmo de PEREIRA (IMSL LIBRARY, 1987).

A discretização espacial é feita através de uma malha não uniforme, escolhida adaptativamente de forma a fazer com que o erro local tenha, aproximadamente, o mesmo valor em todos os pontos. Assim, a solução será obtida quando a estimativa de erro global for inferior à tolerância preestabalecida pelo usuário.

Uma característica importante deste método de solução e especialmente útil ao presente trabalho, refere-se à forma de entrada das propriedades óticas, as quais podem ser definidas em camadas já que a estrutura permite considerar variações, tanto contínuas quanto discretas, dos parâmetros em estudo. Dessa forma, torna-se possível, por exemplo, unir as contribuições associadas ao espalhamento das nuvens e aerossóis (variação discreta) às contribuições associadas ao espalhamento das

moléculas de ar (variação contínua), como apresentado na modelagem proposta para as duas condições de céu – tópico 4.4.

O sistema de equações diferenciais, dado pelas equações (4.19) a (4.21), torna-se então um sistema com $2N$ equações, correspondendo à N direções positivas e N direções negativas, para o cálculo do campo de radiâncias difusas.

4.4 – ALGORITMO DO PROGRAMA COMPUTACIONAL

1 – Definição da malha espacial e malha angular (pontos da quadratura gaussiana).

2 – Entrada de dados : μ_0, ρ, τ, perfis de temperatura e pressão da atmosfera e intervalos referentes às bandas espectrais utilizadas.

3 – Definição de parâmetros:

- altura e espessura das nuvens,
- altura, espessura e valores dos coeficientes de espalhamento e absorção da camada de aerossóis,
- cálculo do coeficiente de espalhamento das moléculas de ar em função da malha espacial. Procedimento de interpolação utilizando a sub-rotina DCSINT (IMSL),
- cálculo e normalização das funções de fase de nuvens e aerossóis,
- cálculo da função de fase das moléculas de ar,

4 – Cálculo da irradiância direta utilizando as equações (4.6a) e (4.6b) e interpolação dos valores obtidos através da sub-rotina DCSINT (IMSL),

5 – Solução do sistema de 2N equações diferenciais ordinárias de primeira ordem, equação (4.24), com as condições de contorno, equações (4.25) e (4.26) especificadas, utilizando a sub-rotina DBVPFD (IMSL),

6 – Cálculo dos fluxos positivos e negativos em y = 0 e y = h, equações (4.27) e (4.28).

4.5– CONSTITUINTES DA CAMADA ATMOSFÉRICA

A intensidade máxima da irradiação solar incidente na superfície da Terra é obtida quando a atmosfera apresenta-se sob condições de céu claro, sem a presença de nuvens. Nesse caso, a modelagem do sistema para a faixa visível do espectro solar é obtida a partir dos processos de espalhamento por moléculas de ar, espalhamento e absorção por aerossóis e, ainda, absorção causada pelo ozônio que, na prática, ocorre em proporções muito reduzidas. Quando a atmosfera apresenta-se sob condições de céu nublado, adiciona-se ao modelo a contribuição do espalhamento causado pelas nuvens. Na Figura 4.3 estão indicadas as camadas da atmosfera contendo as propriedades representativas do problema proposto para as duas condições de céu.

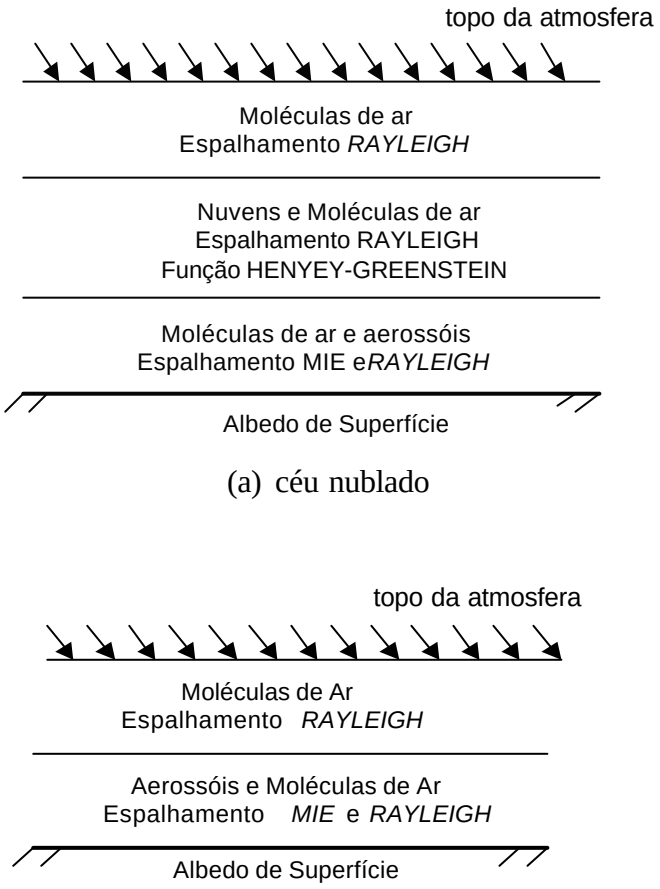


Figura 4.3 – Esquema do sistema Terra/Atmosfera na faixa espectral visível (VIS), desprezando-se a camada de ozônio.

O cálculo da transferência radiativa de um perfil atmosférico qualquer requer, sobretudo, o conhecimento dos coeficientes de espalhamento σ e de absorção κ e, ainda, do fator de assimetria *g*, que indica o comprimento do espalhamento à frente. O fator de assimetria é utilizado para gerar a função de fase de espalhamento.

O perfil atmosférico padrão, denominado tropical, foi escolhido para o trabalho, como mencionado no Capítulo 3, considerando-se a altura do topo da atmosfera igual a 100km. É importante ressaltar, portanto, que todas as variáveis utilizadas no modelo estão adimensionalizadas, tomando-se como referência o topo da atmosfera. Tal procedimento é aplicado para que o domínio espacial e os valores dos fluxos variem no intervalo de 0 a 1. Assim:

$$y^* = \frac{y}{h} \tag{4.31}$$

$$\boldsymbol{s}^* = \boldsymbol{s}h \tag{4.32}$$

$$\boldsymbol{k}^* = \boldsymbol{k}h \tag{4.33}$$

$$\boldsymbol{t}^* = \boldsymbol{t}h \tag{4.34}$$

$$I^* = \frac{I}{I_0} \tag{4.35}$$

onde *h* é a altura preestabelecida do topo da atmosfera.

4.5.1- Nuvens

As nuvens são os parâmetros de maior influência na determinação do fluxo solar que incide na superfície da Terra. O tratamento de suas propriedades é considerado crítico, uma vez que as nuvens apresentam grandes variações de magnitude no tempo e no espaço.

Como mencionado anteriormente, a cobertura de nuvens no espectro visível influencia o fluxo solar na atmosfera terrestre, através do fenômeno de espalhamento. Para determinar a transferência radiativa na camada de nuvens, de acordo com a equação proposta, é necessário conhecer o coeficiente de espalhamento σ_{nuv}, o fator de assimetria g juntamente com a função de fase de espalhamento $p_{HG}(\theta_p)$ e, ainda, a altura em que se encontra a cobertura de nuvens h_{nuv} na camada atmosférica.

O coeficiente de espalhamento é calculado para a camada de nuvens a partir do conhecimento prévio da espessura ótica τ_{nuv}, dada por:

$$\tau_{nuv} = \int_{h_{nuv}-\Delta y/2}^{h_{nuv}+\Delta y/2} \sigma_n \, dy' \tag{4.36}$$

onde Δy é a espessura da camada de nuvem considerada. Desenvolvendo a equação (4.36) para o cálculo do coeficiente de espalhamento das nuvens e assumindo que este é constante no intervalo espectral considerado, obtém-se:

$$\sigma^*_{nuv} = \frac{\tau_{nuv}}{\Delta y^*} \tag{4.37}$$

Para definir a distribuição direcional do espalhamento das nuvens através da função de fase, utiliza-se como base o modelo HENYEY-GREENSTEIN (LIOU, 1980) dado por:

$$p_{HG}(\mu, \mu', \phi, \phi') = \frac{1-g^2}{\left[1+g^2-2g\left(\mu'\mu+\sqrt{1-\mu'^2}\sqrt{1-\mu^2}\cos(\phi'-\phi)\right)\right]^{3/2}} \tag{4.38}$$

onde g é o fator de assimetria igual a *0,844* para o espectro visível (LIOU, 1980).

Para estabelecer a simetria azimutal na função de fase, já que existe uma dependência com o ângulo formado entre os raios de incidência e de espalhamento

para as duas direções em questão, integra-se a equação (4.38) sob o intervalo de 0 a 2π:

$$p^{*}_{HG}(m,m') = \frac{1}{2p}\int_{0}^{2p} \frac{\left(1-g^{2}\right)}{\left[1+g^{2}-2g\left(m'm+\sqrt{1-m'^{2}}\sqrt{1-m^{2}}\,cos\left(f'-f\right)\right)\right]^{3/2}} df' \quad (4.39)$$

Uma vez integrada sob o intervalo referente ao domínio do ângulo azimutal, a função deve ser corrigida de acordo com a equação (3.2). Para isso, é necessário aplicar o procedimento de normalização, cuja finalidade é verificar a igualdade da expressão dada por (NICOLAU, 1994):

$$\frac{1}{2}\int_{-1}^{1} p_{HG}(m,m')dm' = 1 \quad (4.40)$$

Aplica-se, então, uma correção à função de fase de forma a satisfazer a equação (4.40) para cada direção de incidência μ_i considerada:

$$\frac{1}{2}\sum_{m=1}^{2M} C_m\ p_{HG}\left(m_i, m_m\right) = 1; \qquad i = 1,...,M \quad (4.41)$$

Considerando as direções positivas e negativas, dois sistemas de equações podem ser utilizados para a determinação dos coeficientes C_m:

$$\frac{1}{2}\left[\sum_{m=1}^{M} C_m\ p^{*}_{HG}\left(m_m, m_i\right) + \sum_{m=1}^{M} C_m\ p^{*}_{HG}\left(-m_m, m_i\right)\right] = 1; \qquad i = 1,....,M \quad (4.42)$$

$$\frac{1}{2}\left[\sum_{m=1}^{M} C_m\ p^{*}_{HG}\left(m_m, -m_i\right) + \sum_{m=1}^{M} C_m\ p^{*}_{HG}\left(-m_m, -m_i\right)\right] = 1; \qquad i = 1,....,M \quad (4.43)$$

Como o sistema de equações (4.42) é idêntico ao (4.43), torna-se suficiente a solução de apenas um dos sistemas para obtenção dos coeficientes de correção C_m. Assim, define-se a função de fase normalizada:

$$p_{HG}^{**}(m_m, m_i) = C_i \; p_{HG}^{*}(m_m, m_i) \; ; \qquad m = 1, ..., N \;\; e \;\; i = 1, ..., N \tag{4.44}$$

$$p_{HG}^{**}(-m_m, m_i) = C_i \; p_{HG}^{*}(-m_m, m_i) \; ; \qquad m = 1, ..., N \;\; e \;\; i = 1, ..., N \tag{4.45}$$

4.5.2– Moléculas de Ar

As moléculas de ar estão presentes em toda a extensão da atmosfera, como está indicado na Figura 4.3, variando continuamente com a altitude. O fenômeno de espalhamento da luz solar no espectro visível a partir das moléculas de ar é descrito por RAYLEIGH (LIOU, 1980), como mencionado no Capítulo 3.

Neste tópico, apresentam-se as expressões matemáticas que definem os parâmetros óticos necessários à solução do problema direto, tais como: coeficiente de espalhamento σ_{ma} e função de fase de espalhamento $p_{ma}(\mu,\mu', \phi, \phi')$.

O cálculo do coeficiente de espalhamento está baseado na equação (3.11) e é dado por:

$$\sigma_{ma} = \frac{8\pi^3 \left(m_r^2 - 1\right)^2}{3\,\lambda^4 N^2} f(\delta) \tag{4.46}$$

Entretanto, para utilizar a expressão (4.46), inicialmente deve-se conhecer a parte real do índice de refração das moléculas de ar contidas na atmosfera, já que a parte imaginária é desprezada no espectro solar visível. A expressão que define a parte real do índice de refração é dada por (LIOU, 1980):

$$m = 1 + \frac{6432{,}8 + \dfrac{2949810}{146 - \lambda^{-2}} + \dfrac{25540}{41 - \lambda^{-2}}}{10^8} \tag{4.47}$$

onde:

m – índice de refração (parte real);

l – comprimento de onda pertencente ao intervalo 0,4μm a 0,7μm.

Em seguida, calcula-se o fator de correção $f(d)$ devido à propriedade de anisotropia da molécula. Nesse caso, utiliza-se a equação (3.12) considerando o coeficiente anisotrópico d igual a 0,035. E, finalmente, utiliza-se o número total de moléculas por centímetro cúbico de ar N que para o nível do mar é igual a 2,55 x 10^{19}cm^{-3} (LIOU, 1980).

A função de fase de espalhamento *RAYLEIGH* é responsável pela distribuição direcional da intensidade da irradiação solar na atmosfera, devido aos efeitos causados pelas moléculas de ar. A expressão matemática que define a função de fase de espalhamento *RAYLEIGH* é dada pela equação (3.10) e pode ser escrita da seguinte forma:

$$p_R(m, m', f, f') = \frac{3}{4}\left[1 + cos(q_p)\right] \tag{4.48}$$

A simetria azimutal é estabelecida integrando-se a equação (4.48) sob o domínio azimutal que varia de 0 a 2π:

$$p_R^*(m, m') = \frac{1}{2p}\int_0^{2p} \frac{3}{4}\left[1 + \cos(q_p)\right] d f' \tag{4.49}$$

Utilizando a definição dada pela equação (3.8) e considerando $cos q_p = cos q_o$, a função de fase de espalhamento modificada pode ser descrita por:

$$p_R^*(m, m') = \frac{1}{2p}\int_0^{2p} \frac{3}{4}\left[1 + \left(mm' + \sqrt{1-m^2}\sqrt{1-m'^2}\right)\cos(f - f')\right] d f' \tag{4.50}$$

4.5.3– Aerossóis

Os aerossóis são partículas líquidas ou sólidas que permanecem suspensas na atmosfera seguindo o movimento do ar. Estas partículas apresentam considerável diversidade em termos de volume, tamanho, distribuição, forma e composição e possuem origem terrestre (fumaça industrial, erupções vulcânicas, poeira meteórica, queimadas, poeira por ventos, partículas produzidas por combustão de gases, etc.) ou marítima (cristais de sal, espuma do mar, etc.).

Os aerossóis possuem as propriedades de espalhamento e absorção da irradiação solar incidente na atmosfera, provocando efeitos no balanço de energia do sistema Terra/Atmosfera. Nos últimos anos, estudos relativos à esse tema vêm crescendo, sobretudo diante da preocupação em torno das perturbações causadas em nosso planeta em função do aumento da poluição ambiental (LIOU, 1980).

É importante lembrar que, no presente trabalho, o problema direto é desenvolvido para a faixa visível do espectro solar, onde os aerossóis espalham e absorvem a irradiação solar incidente. Portanto, para adicionar ao modelo proposto os efeitos causados pelos aerossóis, torna-se necessário o conhecimento dos seguintes parâmetros: espessura ótica τ_{aer}, coeficiente de espalhamento σ_{aer}, coeficiente de absorção κ_{aer} e função de fase de espalhamento $p_{aer}(\mu,\mu',\varphi,\varphi')$.

Para qualquer camada da atmosfera, os parâmetros que definem o espalhamento causado pelos aerossóis dependem do tamanho, forma e concentração das partículas e, ainda, do índice refrativo complexo, os quais são assumidos como predefinidos. Os cálculos são obtidos a partir da teoria *MIE*, citada no Capítulo 3, para diversos comprimentos de onda, aplicando-se a distribuição de aerossóis *HAZE C* definida por:

$$\begin{aligned} N(r) &= 0 && r \le 0{,}02\,\mu\text{m} \quad ou \quad r > 10\,\mu\text{m} \\ N(r) &= C && 0{,}02\,\mu\text{m} < r \le 0{,}1\,\mu\text{m} \\ N(r) &= C(10r)^{-4} && 0{,}1\,\mu\text{m} < r \le 10\,\mu\text{m} \end{aligned} \tag{4.51}$$

onde $N(r)$ indica a concentração dos aerossóis (unidade $cm^{-3}\mu m^{-1}$) e os valores de C são escolhidos de acordo com modelos de McCLATCHEY *et al.*, citados por LEIGHTON (1979), para condições de atmosfera clara ou nebulosa (*hazy*). Este modelo apresenta distribuição vertical de partículas de aerossóis em baixa (5km) e alta visibilidade (23km) para atmosferas clara e nebulosa, respectivamente.

Na Tabela 4.3 são apresentados valores referentes aos parâmetros de espalhamento, tais como: coeficiente de extinção β_{ex} (espalhamento + absorção), albedo de espalhamento simples ω (razão entre coeficiente de espalhamento e coeficiente de extinção) e fator de assimetria g, calculados para os intervalos espectrais da faixa visível na troposfera – camada atmosférica mais próxima da superfície terrestre com espessura aproximada de 10 a 14km (LEIGHTON, 1979).

Tabela 4.3 – Parâmetros de espalhamento causado por aerossóis (β_{ex}, ω e g) obtidos a partir da distribuição *HAZE C* considerando céu claro (LEIGHTON, 1979).

λ (mm)	β_{ex}	ω	g
0,4 – 0,5	0,188	0,849	0,700
0,5 – 0,6	0,159	0,849	0,687
0,6 – 0,7	0,137	0,848	0,677

A partir do coeficiente de extinção β_{ex} e do albedo de espalhamento simples ω, apresentados na Tabela 4.3, é possível determinar os valores dos coeficientes de espalhamento σ e de absorção κ, de acordo com as definições matemáticas descritas pelas equações (3.31) e (3.32). Na Tabela 4.4 são apresentados, para três intervalos distintos que dividem o espectro visível, os resultados obtidos para ambos os parâmetros – valores adotados no modelo proposto.

Tabela 4.4 – Coeficientes de espalhamento σ e absorção κ dos aerossóis, obtidos a partir da distribuição *HAZE C* considerando céu claro.

λ (mm)	σ	κ
0,4 – 0,5	0,1596	0,0284
0,5 – 0,6	0,1350	0,0240
0,6 – 0,7	0,1162	0,0208

A função de fase de espalhamento relacionada aos aerossóis, assim como no caso das nuvens, está baseada no modelo de HENYEY-GREENSTEIN; entretanto, neste caso, utiliza-se um valor médio do fator de assimetria *g*, indicado na Tabela 4.4. O critério de escolha de um valor médio leva em consideração a pequena variação que ocorre nas faixas espectrais entre 0,4 e 0,7μm, acarretando variações igualmente pequenas no fluxo global calculado. De acordo com estudos de sensibilidade desenvolvidos por PINKER e EWING (1985), os erros associados à escolha do fator de assimetria são pouco críticos em relação aos erros decorrentes da escolha do albedo de espalhamento simples.

4.5.4– Ozônio

A absorção por ozônio no espectro solar visível ocorre na estratosfera (camada localizada aproximadamente entre 14 e 50km da superfície terrestre) e representa uma pequena fração da irradiância incidente no topo da atmosfera.

LACIS e HANSEN (1974) apresentaram expressões analíticas que determinam o percentual do fluxo solar absorvido como uma função da quantidade de ozônio para a banda *Chappuis.* No modelo proposto, duas hipóteses são assumidas baseando-se em PINKER e EWING (1985): 1) a quantidade de ozônio *u* é constante e igual a 0,4cm e 2) a banda *Chappuis* está contida no intervalo espectral entre 0,5μm e 0,6μm. A expressão desenvolvida para representar a fração do fluxo solar absorvida é dada por:

$$A_c = \frac{0{,}02118x}{1 + 0{,}042x + 0{,}000323x^2} \tag{4.52}$$

onde *x* é a quantidade de ozônio existente no caminho percorrido pelo fluxo solar que incide na atmosfera e é dada por:

$$x = uM \tag{4.53}$$

onde u é a quantidade de ozônio existente em uma coluna vertical que vai da superfície até o topo da atmosfera e M é um fator de magnitude, definido por:

$$M = \frac{35}{\left(1223m^2 + 1\right)^{1/2}} \tag{4.54}$$

onde m é o cosseno do ângulo zenital. Para aplicar a correção ao modelo proposto, a quantidade de energia absorvida pelo ozônio A_c deve ser subtraída da energia incidente no topo da atmosfera no intervalo espectral referente à banda de *Chappuis* (0,5 a 0,6μm).

Como exemplo, estão relacionados na Tabela 4.5, valores da fração do fluxo solar absorvida devido aos efeitos da banda *Chappuis*, para cossenos do ângulo zenital relativos ao dia 5 de novembro na cidade do Rio de Janeiro, RJ. Cálculos referentes à outros dias do ano em estudo estão apresentados no capítulo de análise dos resultados.

Tabela 4.5 – Fração do fluxo solar absorvida A_c e irradiância extraterrestre I_0 total e corrigida na faixa espectral relativa à banda *Chappuis* no dia 5 de novembro no Rio de Janeiro, RJ.

m_O	A_c (%)	I_0 (W/m^2) (0,5μm – 0,6μm) Total	Corrigida
0,0498	11,2838	9,4271	8,3634
0,2810	2,8313	53,1949	51,6888
0,5002	1,6372	94,6788	93,1288
0,6923	1,1945	131,0517	129,4862
0,8444	0,9839	159,8348	158,2621
0,9460	0,8802	179,0666	177,4904
0,9902	0,8416	187,4364	185,8590

É importante ressaltar que devido a pequena diferença (< 1,7W/m^2) obtida entre os valores da irradiância solar extraterrestre total e corrigida para as bandas Chappius, não se considera, neste trabalho, a absorção do ozônio dentro da faixa espectral de estudo.

CAPÍTULO 5

DADOS EXPERIMENTAIS – FAIXA VISÍVEL DO ESPECTRO SOLAR

Fazem parte do desenvolvimento e da validação do trabalho, dois tipos distintos de dados experimentais. Ambos traduzem medidas da irradiância solar na faixa visível do espectro solar. O primeiro refere-se aos valores dos fluxos obtidos na superfície terrestre através de piranômetros termoelétricos adaptados com filtros específicos. O segundo tipo de dado experimental é aquele cujos valores dos fluxos são obtidos no topo da atmosfera terrestre por sensoreamento remoto, através de radiômetros instalados em satélites meteorológicos.

Neste capítulo estão descritos o objetivo e a importância de cada um desses dados e, ainda, a forma de aquisição e o tratamento para consolidação e aplicabilidade no programa desenvolvido.

Assim, no tópico 5.1, o qual diz respeito aos dados medidos na superfície terrestre, são abordados os instrumentos utilizados, a bancada de testes, o conjunto de dispositivos necessário para a aquisição adequada das medidas e uma avaliação dos dados para a escolha dos dias claros e nublados.

No tópico 5.2, o qual trata dos dados medidos por sensoreamento remoto, está apresentada uma descrição sucinta dos satélites meteorológicos, sobretudo os satélites da série NOAA-n cujas informações foram utilizadas no trabalho, além de uma abordagem sobre a forma de tratamento dos dados, considerando a constante de calibração dos instrumentos e a conversão de unidades para o Sistema Internacional.

5.1– DADOS MEDIDOS NA SUPERFÍCIE TERRESTRE

Os dados medidos na superfície terrestre são utilizados neste trabalho como parte fundamental do processo de validação do programa computacional desenvolvido.

Esses valores medidos por instrumentação adequada são automaticamente comparados aos resultados obtidos na aplicação do problema direto e utilizados para consolidar o procedimento de estimativas de parâmetros.

Os dados de irradiância solar incidente na superfície terrestre foram medidos no laboratório de energia solar fotovoltaica do Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CEPEL), localizado na cidade do Rio de Janeiro, RJ, durante um período de nove meses (novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março, abril, maio, junho e julho – 2001/2002). As medidas, originalmente em *milivolts* (*mV)*, foram obtidas em intervalos de um minuto; em seguida, foram convertidas para a unidade do Sistema Internacional correspondente (W/m^2) a partir dos valores específicos das constantes de calibração atribuídas à cada instrumento em operação.

5.1.1– Instrumentos de Medição e Sistema de Aquisição de Dados

Foram utilizados para a medição dos dados de superfície terrestre dois piranômetros termoelétricos de primeira classe EPPLEY, modelo PSP (Estados Unidos) – piranômetros com a superfície receptora totalmente enegrecida em contato térmico com as juntas quentes e as frias, associadas à um bloco de metal de grande condutividade térmica, colocadas no interior do instrumento, resguardadas da radiação solar e tendo, aproximadamente, a temperatura do ar. Tais dispositivos medem a potência incidente por unidade de área integrada sobre os diversos comprimentos de onda do espectro solar.

Lembrando que o fluxo solar cobre toda a região do espectro visível, uma parte do ultravioleta e do infravermelho próximo, torna-se necessário o uso de filtros que, acoplados aos instrumentos, permitam limitar a obtenção da medida dentro do intervalo preestabelecido para o estudo. Para tanto, duas medidas simultâneas foram obtidas a partir de dois piranômetros de mesma precisão e adaptados com filtros distintos, a saber:

→ Filtro 1: denominado GG 395; mede a potência incidente nos comprimentos de onda relativos aos espectros visível e infravermelho próximo (0,395μm a 2,0μm), apresentando fator de filtro 1,11.

→ Filtro 2: denominado RG 695; mede a potência incidente nos comprimentos de onda relativos ao infravermelho próximo (0,695μm a 2,0μm), apresentando fator de filtro 1,09.

Na Tabela 5.1 estão apresentadas as constantes de calibração dos piranômetros EPPLEY, modelo PSP adaptados com dois filtros distintos.

Tabela 5.1 – Constante de calibração dos piranômetros EPPLEY, modelo PSP.

Instrumento	Constante de Calibração *(V/Wm^{-2})*
Piranômetro 1 – GG 395	8,76 x 10^{-6}
Piranômetro 2 – RG 695	8,47 x 10^{-6}

O sistema de aquisição de dados é composto por um *datalogger* de campo, modelo CR10X, fabricado pela CAMPBELL SCIENTIFIC. Os piranômetros são conectados diretamente às entradas analógicas do CR10X as quais, segundo documentação do fabricante (CAMPBELL SCIENTIFIC, 1996), apresentam erro de ±0,1% do fundo de escala. Considerando os fundos de escala usados (2,5mV, 7,5mV e 25mV), foram calculados os erros associados aos equipamentos de aquisição, cujos valores estão apresentados nas Tabelas 5.2 e 5.3.

Tabela 5.2 – Erros associados ao sistema de aquisição referente ao piranômetro 1.

Fundo de Escala (*mV*)	Faixa de irradiação (*W/m^2*)	Erro Piranômetro 1 (*W/m^2*)
2,5	0 – 285	0,29
7,5	285 – 856	0,86
25,0	> 856	2,85

Tabela 5.3 – Erros associados ao sistema de aquisição referente ao piranômetro 2.

Fundo de Escala (mV)	Faixa de irradiação (W/m^2)	Erro Piranômetro 2 (W/m^2)
2,5	0 – 295	0,30
7,5	295 – 885	0,89
25,0	> 885	2,95

Observando as Tabelas 5.2 e 5.3, verifica-se que os erros associados aos sistemas de aquisição correspondem a aproximadamente ±0,3%. Em relação à precisão dos piranômetros utilizados, a Tabela 5.4, baseada em dados fornecidos pelo próprio fabricante (EPPLEY LABORATORY, 1995), apresenta os erros relativos ao instrumento.

Tabela 5.4 – Erros relativos ao piranômetro EPPLEY, modelo PSP (EPPLEY LABORATORY, 1995).

Característica	Erro
Temperatura	±1%, para faixa de temperatura ambiente de –20°C a 40°C
Linearidade	±0,5%, para faixa de 0 a 2800W/m^2
Ângulo de Incidência	±1%, para ângulos de 0° a 70°

Dentro das condições adequadas de instalação (por exemplo, nivelamento dos piranômetros na montagem, controle de umidade no interior dos dispositivos e no local de testes, ausência de qualquer obstrução significativa, tanto artificial quanto natural), para cada medida obtida está associada uma seqüência de erros, decorrente da precisão dos equipamentos.

A composição dos erros atribuídos à cada equipamento utilizado para obtenção das medidas terrestres (piranômetro, filtro e sistema de aquisição de dados) resulta em um erro máximo de ±4%, quando considerada a ocorrência de casos extremos.

As figuras a seguir ilustram a instalação realizada no laboratório solar fotovoltaico do Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CEPEL), destinada à medição dos dados de superfície terrestre, destacando-se os instrumentos utilizados. Na Figura 5.1 encontram-se os piranômetros EPPLEY, modelo PSP com os respectivos filtros (à esquerda: filtro GG 395, que mede na faixa espectral visível e infravermelho próximo; à direita: filtro RG 695, que mede na faixa espectral relativa ao infravermelho próximo); na Figura 5.2 encontra-se o sistema de aquisição de dados.

Figura 5.1 – Piranômetros utilizados para medição da irradiação solar global em faixas específicas do espectro solar.

Figura 5.2 – Sistema de aquisição de dados instalado no CEPEL.

As medidas simultâneas obtidas pelos instrumentos adaptados com os filtros espectrais, quando subtraídas, resultam nos valores da potência incidente dentro da faixa visível do espectro solar, com comprimentos de onda que variam no intervalo de 0,395μm a 0,695μm. Para exemplificar, estão apresentados na Tabela 5.5, intervalos de 30 minutos de dados medidos pelos instrumentos que foram adaptados com os filtros 1 e 2, assim como os valores obtidos para a faixa visível do espectro solar no dia 7 de novembro (dia juliano[1] 311) de 2001.

Tabela 5.5 – Irradiância solar global medida nas faixas espectrais limitadas pelos filtros 1 e 2 e na faixa visível do espectro no dia 7 de novembro de 2001.

Hora do dia	Filtro 1 GG395 (W/m^2)	Filtro 2 RG695 (W/m^2)	Faixa Visível (W/m^2)
6:00	33,3680	17,3990	15,9690
6:30	116,2700	63,3560	52,9140
7:00	172,9400	93,5830	79,3570
7:30	278,0800	152,9300	125,1500
8:00	394,5600	222,0600	172,5000
8:30	659,3700	372,7400	286,6300
9:00	721,4300	405,1400	316,2900
9:30	792,9100	447,5000	345,4100
10:00	851,6300	480,8100	370,8200
10:30	899,3500	505,7400	393,6100
11:00	929,3900	518,3900	411,0000
11:30	941,1200	526,4000	414,7200
12:00	936,9400	525,9600	410,9800
12:30	911,3400	512,6000	398,7400
13:00	874,5000	492,6200	381,8800
13:30	823,8100	464,9600	358,8500
14:00	757,0700	423,3900	333,6800
14:30	672,9400	379,7000	293,2400
15:00	580,9300	330,3900	250,5400
15:30	474,0600	270,8100	203,2500
16:00	368,4800	214,5400	153,9400
16:30	253,2200	147,5700	105,6500
17:00	65,4130	28,9690	36,4440
17:30	25,5050	7,3006	18,2044
18:00	5,8341	0,6577	5,1764

[1] O dia juliano representa uma forma de converter uma data de modo que ela se transforme em um único número inteiro.

5.1.2– Avaliação dos Dados Experimentais para Identificação dos Dias Claros e Nublados

A consolidação dos dados solarimétricos obtidos na superfície terrestre é realizada comparando-se vários períodos de medição semelhantes como, por exemplo, confrontando-se meses iguais de uma série histórica com mais de cinco anos de dados. Dessa forma, é possível identificar a ocorrência de meses atípicos ou mesmo a inconsistência de medidas que devem ser, a princípio, desprezadas para fins de pesquisa. Neste trabalho, devido ao pequeno período de medição dos dados, inferior a um ano, torna-se impossível a consolidação nesses termos. Entretanto, a partir do levantamento das curvas diárias de irradiância solar do espectro visível, é realizada uma avaliação para a escolha dos dias claros e nublados a serem utilizados no trabalho proposto.

Devido ao procedimento repetitivo da metodologia aplicada à cada mês em estudo, foi escolhido a título de exemplo, o mês de novembro de 2001. Como indicado nas Figuras 5.3 a 5.15, em cada gráfico elaborado estão apresentadas as curvas de irradiância para dois dias consecutivos; a única exceção a esta representação é a Figura 5.16, onde estão apresentadas as curvas dos três últimos dias do mês.

Observa-se que alguns dias apresentam condição de céu parcialmente claro, ocorrendo freqüentemente variações das nuvens no decorrer das horas. No modelo proposto, assim como em todos os modelos físicos de estimativa da irradiação solar através do balanço de energia do sistema Terra/Atmosfera, são tratadas as condições extremas de céu (totalmente claro ou totalmente nublado) devido à complexidade da parametrização das nuvens a cada instante. No mês de novembro, como indicam as curvas diárias de irradiância, são considerados claros os dias 6, 7, 8, 21, 22, 24, 26 e 27; por outro lado, são considerados totalmente nublados os dias 3 e 4. Existe ainda a possibilidade de trabalhar com apenas uma parte dos dias como, por exemplo, os dias 5 (período da manhã nublado), 12 e 13 (períodos da tarde nublados), 16 (período da manhã nublado) e 30 (manhã e tarde nublados com períodos bons ao meio dia).

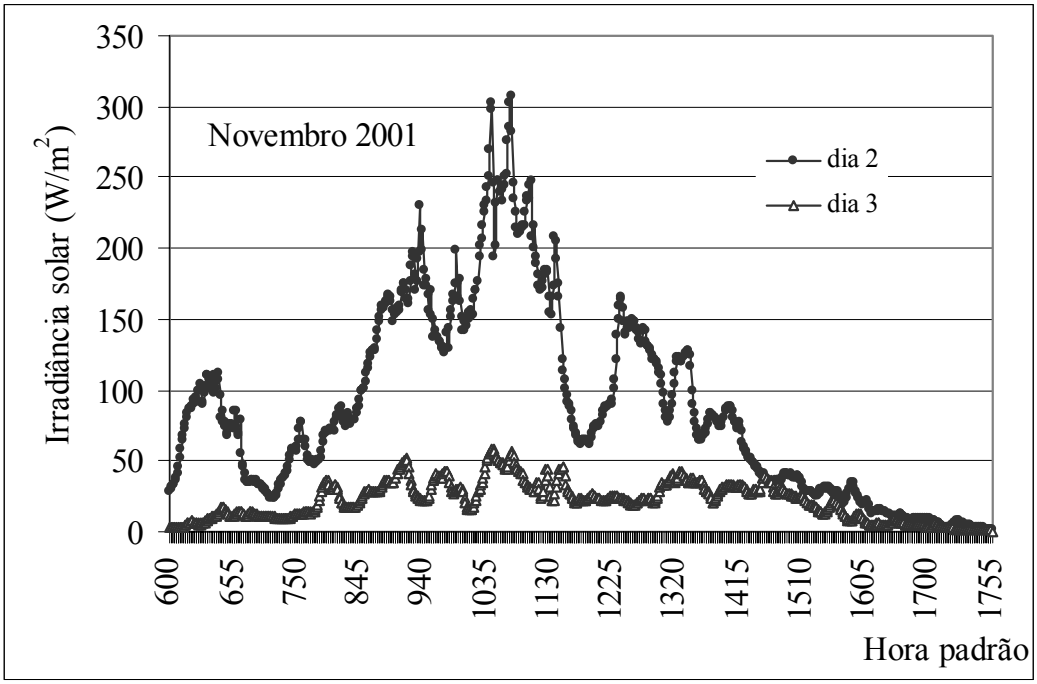


Figura 5.3 – Irradiância solar medida na superfície terrestre
nos dias 2 e 3 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

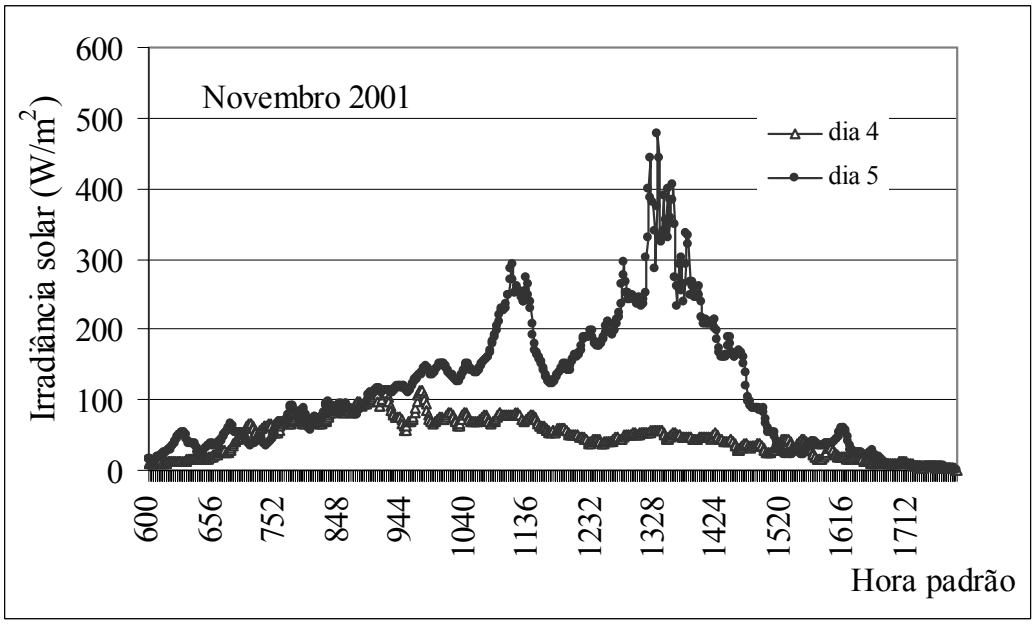


Figura 5.4 – Irradiância solar medida na superfície terrestre
nos dias 4 e 5 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

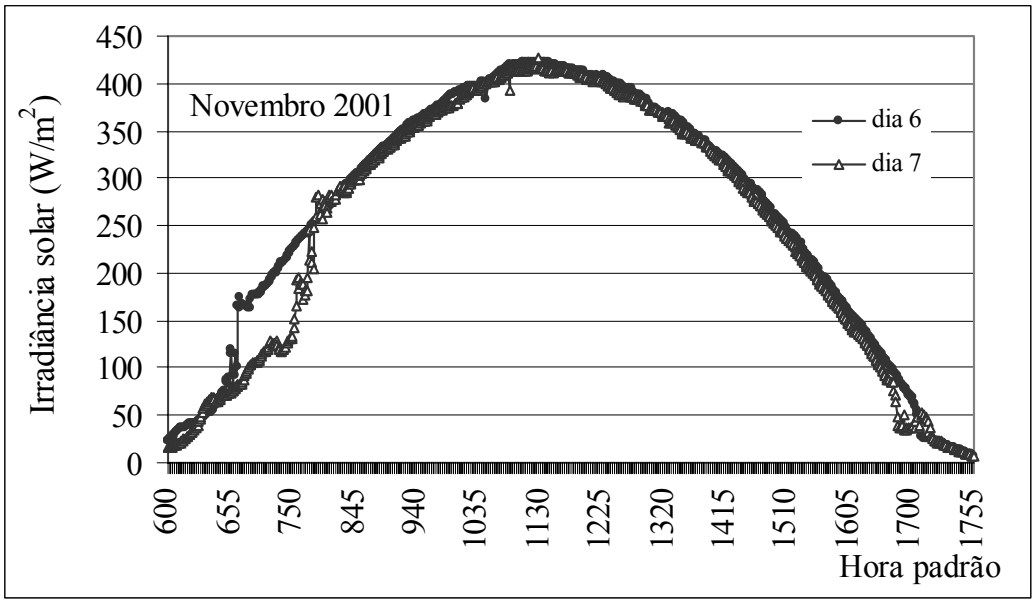


Figura 5.5 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 6 e 7 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

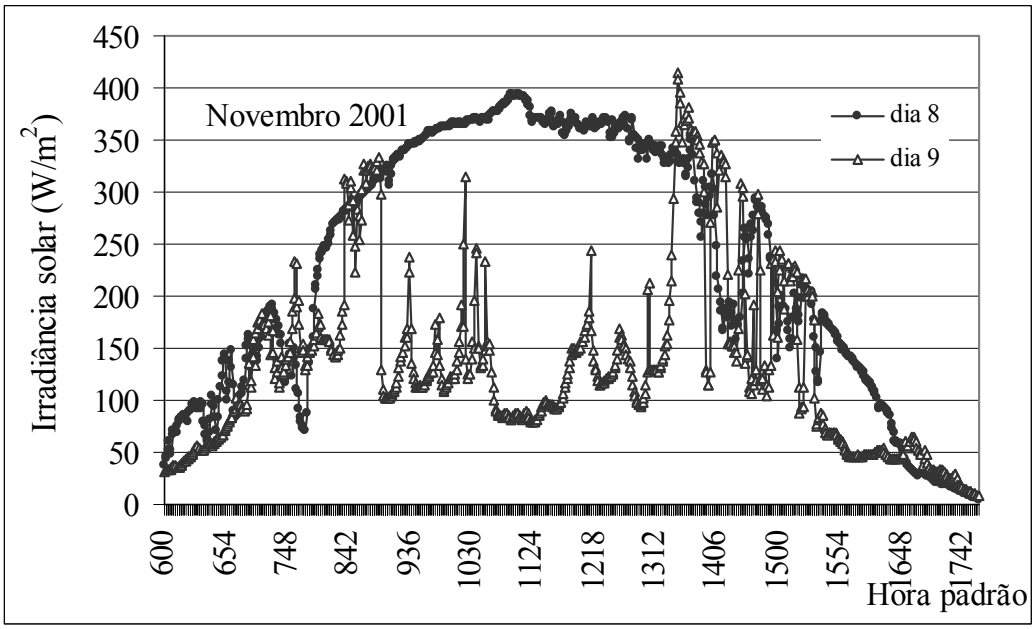


Figura 5.6 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 8 e 9 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

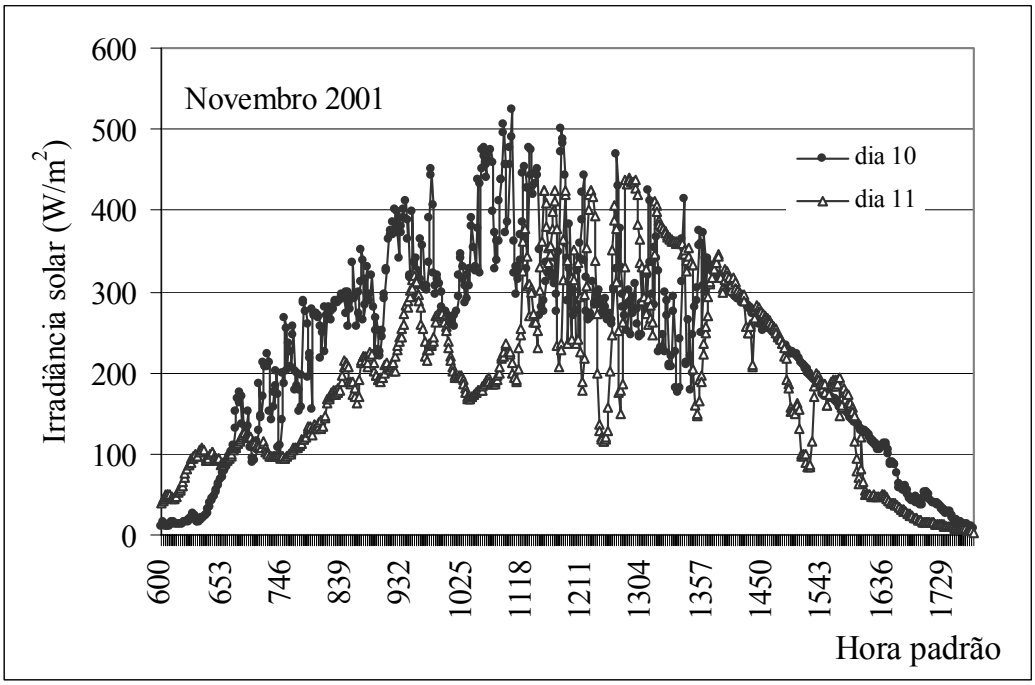


Figura 5.7 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 10 e 11 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

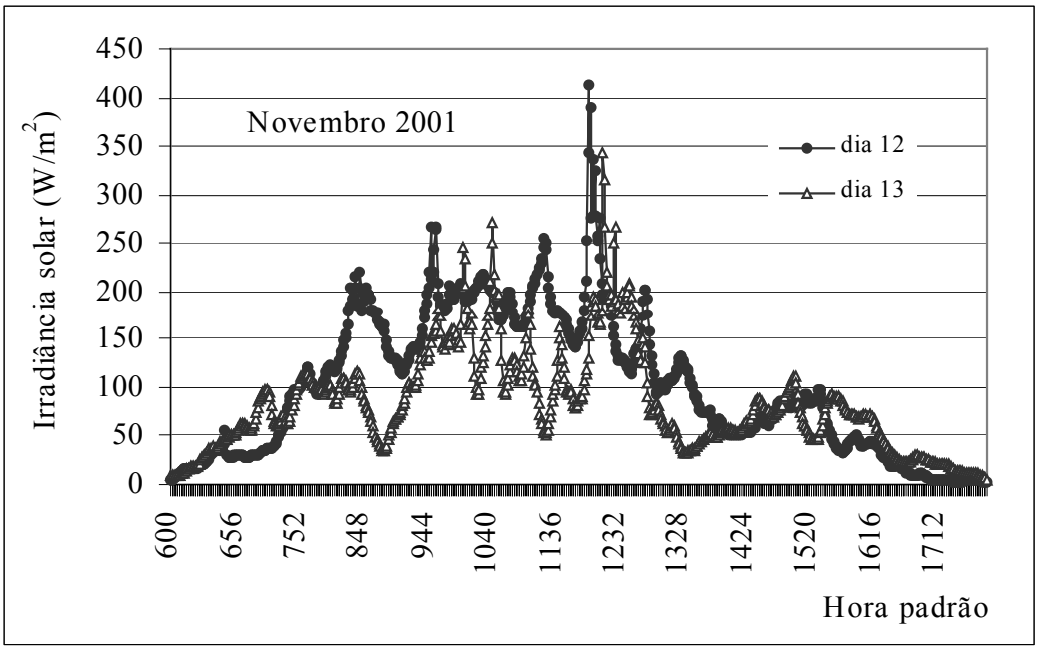


Figura 5.8 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 12 e 13 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

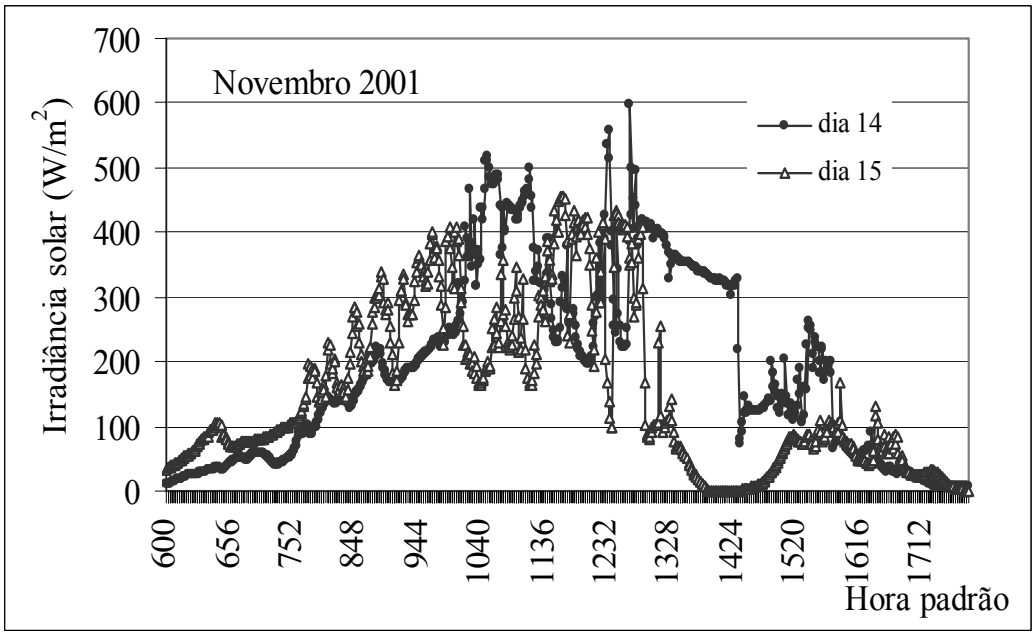


Figura 5.9 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 14 e 15 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

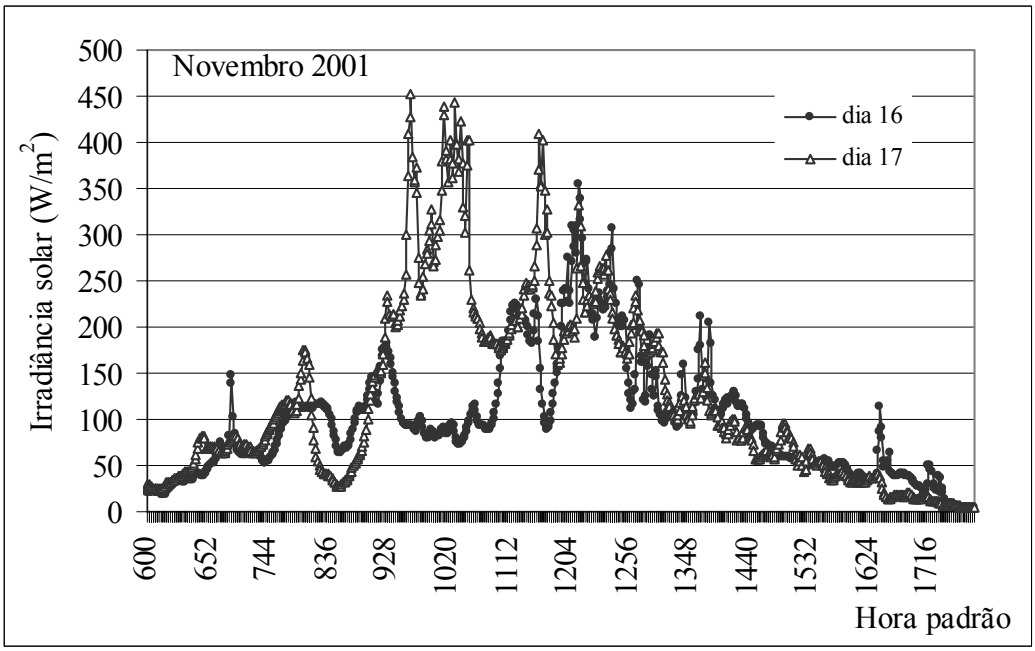


Figura 5.10 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 16 e 17 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

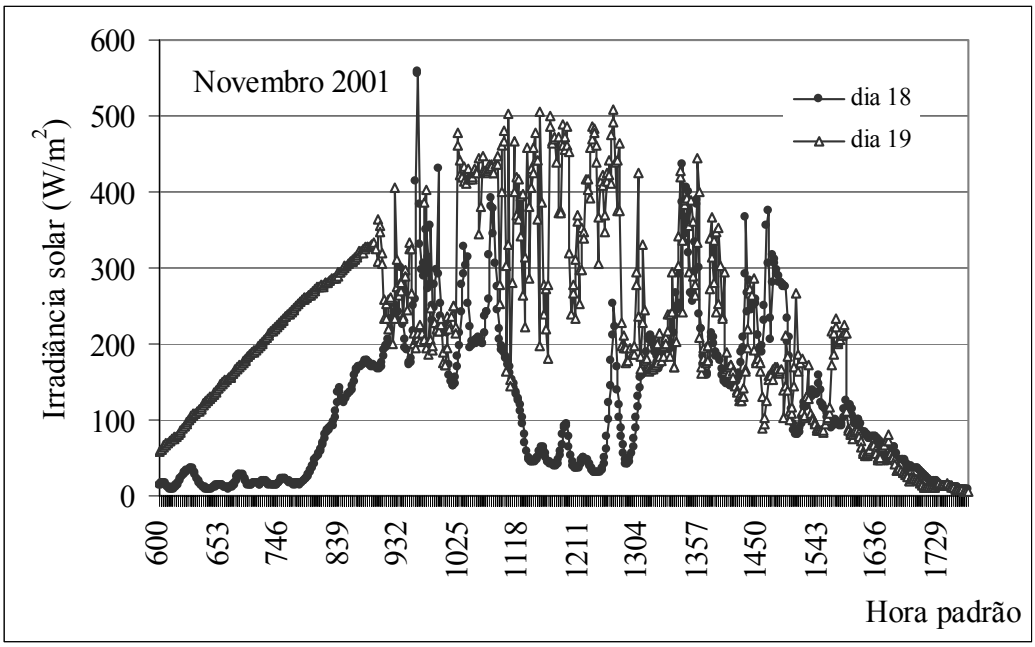


Figura 5.11 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 18 e 19 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

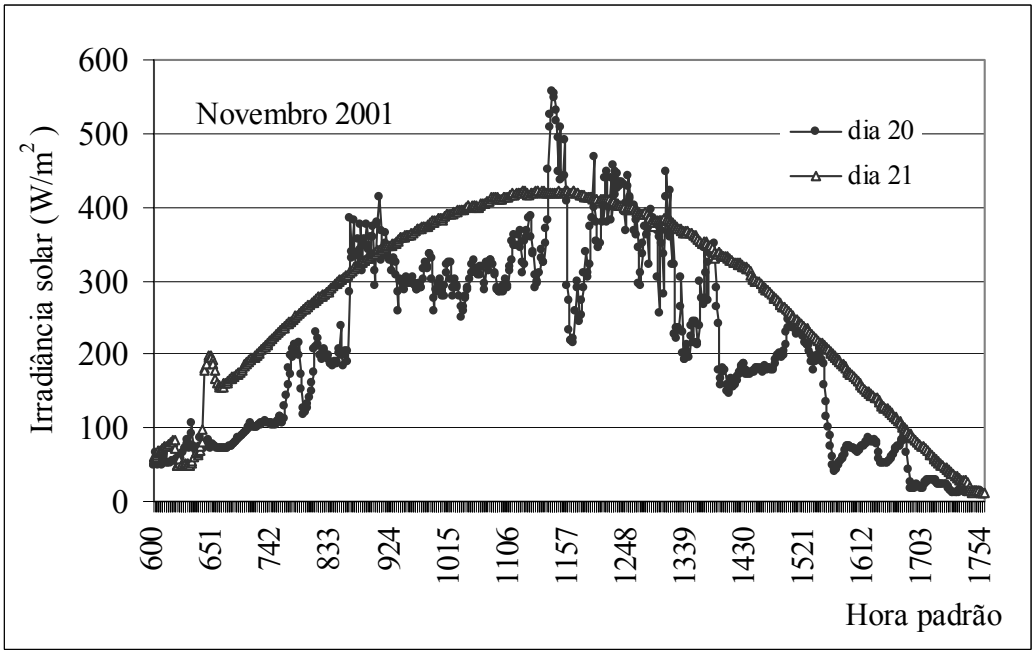


Figura 5.12 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 20 e 21 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

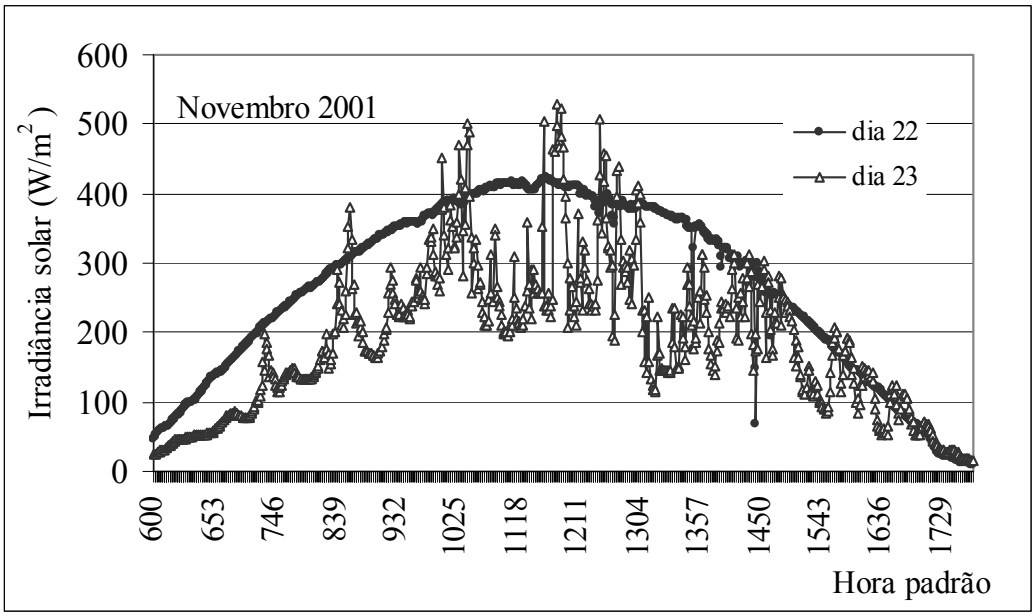


Figura 5.13 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 22 e 23 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

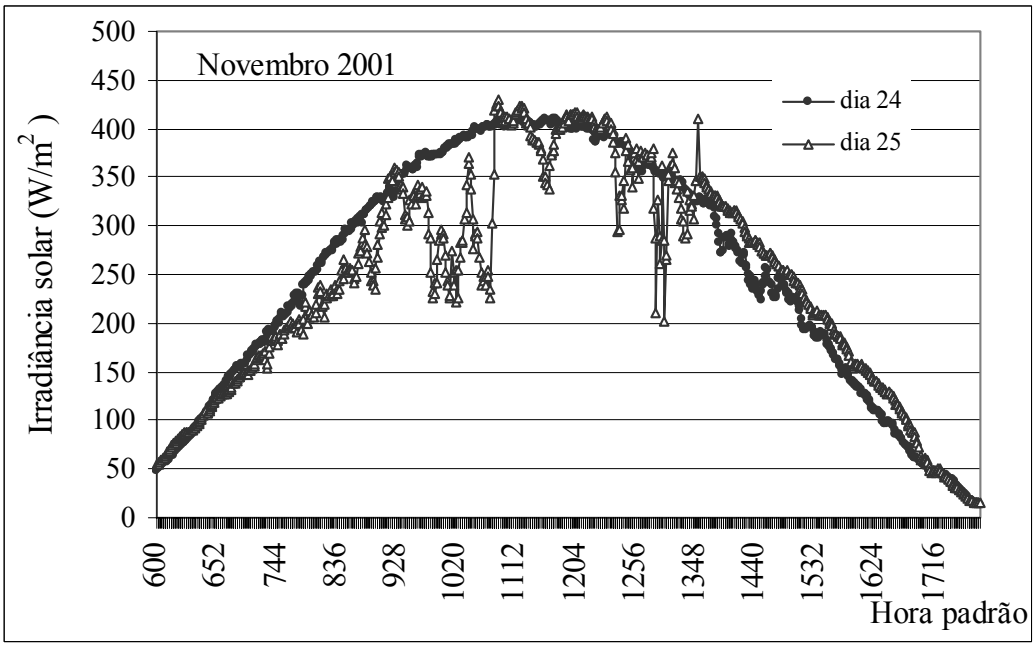


Figura 5.14 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 24 e 25 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

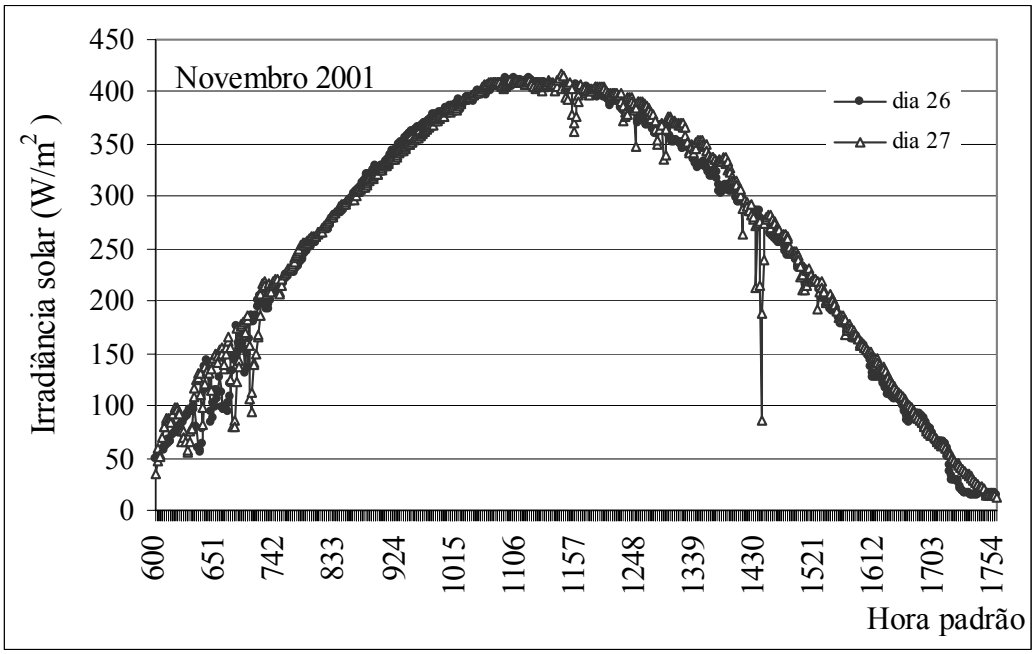


Figura 5.15 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 26 e 27 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

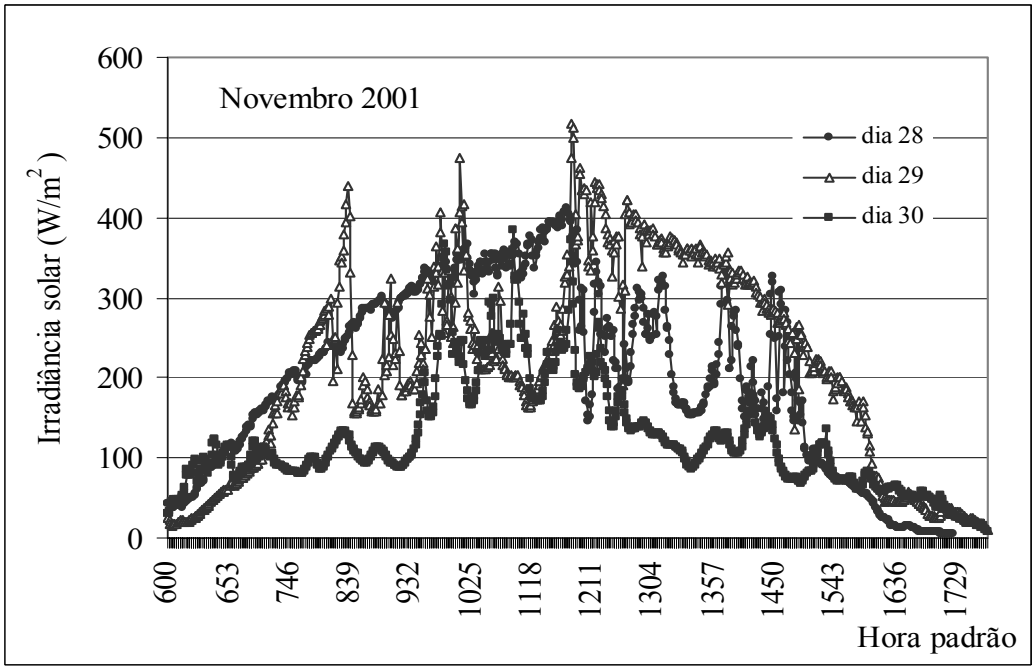


Figura 5.16 – Irradiância solar medida na superfície terrestre nos dias 28, 29 e 30 de novembro de 2001, Rio de Janeiro, RJ.

5.2– DADOS MEDIDOS NO TOPO DA CAMADA ATMOSFÉRICA POR SATÉLITE METEOROLÓGICO

Neste trabalho, os dados medidos no topo da camada atmosférica – fluxo solar que emerge da atmosfera para o espaço – fazem parte da etapa relativa à estimativa dos parâmetros da camada atmosférica para as condições de céu claro e céu nublado. Para isso, foram utilizadas informações do satélite de órbita polar NOAA-16, que contém o maior número de passagens pelas coordenadas geográficas do Rio de Janeiro em períodos diurnos.

As informações foram disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e referem-se aos dias dos meses de novembro de 2001, dezembro de 2001 e janeiro de 2002, para os quais tenha ocorrido passagem de satélite pelo Rio de Janeiro. Os valores disponíveis são configurados em *counts* (contadores) – escala digital de números inteiros que traduzem dados do albedo planetário.

5.2.1– Satélites Meteorológicos

Os satélites meteorológicos são classificados, de acordo com as suas respectivas órbitas, em dois grupos: satélites de órbita geoestacionária e satélites de órbita polar.

Os satélites geoestacionários deslocam-se no plano do Equador a uma altitude de 35800km. Por apresentarem uma velocidade muito baixa, devido à elevada altitude, giram apenas uma vez por dia em torno da Terra, dando a falsa impressão de estarem sempre sobre o mesmo ponto do planeta. Os principais satélites geoestacionários que permitem obter uma imagem completa do planeta são GOES-E e GOES-W (Estados Unidos), METEOSAT (Europa) e um satélite japonês. O Brasil pode ser melhor visualizado pelo GOES-E, também denominado GOES-8 (oitavo da série).

Os satélites de órbita polar mais utilizados no Brasil são os americanos da série NOAA (*National Ocean and Atmosphere Administration*), que vêm sendo lançados desde a década de 70, transmitindo informações durante vários anos. A órbita do

satélite NOAA é relativamente baixa, em torno de 800km, sendo necessário um período de aproximadamente 100 minutos para completar uma volta em torno do planeta. São considerados heliossíncronos porque deslocam-se de acordo com o movimento aparente do Sol. Enquanto avançam em sua órbita, um sistema de espelhos permite a realização de uma varredura próxima de 50° na direção leste-oeste, no plano vertical. Dessa forma, sucessivas órbitas possibilitam a observação de todo o planeta, ocorrendo duas observações diárias para um mesmo local em períodos de 12 horas (uma observação durante o dia e outra durante a noite).

Os dados registrados pelos satélites são simultaneamente enviados para a Terra. Uma estação receptora localizada na superfície terrestre observa a passagem do satélite durante aproximadamente 15 minutos em todo o horizonte recebendo, assim, todos os dados da varredura leste-oeste. Portanto, uma única estação pode receber informações que correspondem à uma região de 4000km (leste-oeste) por 5000km (norte-sul). As estações receptoras instaladas no território nacional são:

→ Estações INPE (Cachoeira Paulista, SP e Cuiabá, MT);

→ Estação UNICAMP (Campinas, SP);

→ Estação FUNCEME (Fortaleza, CE);

→ Estação UFPel (Pelotas, RS).

Os satélites da série NOAA-n contêm dois conjuntos de sensores de interesse meteorológico (AVHRR – *Advanced Very High Resolution Radiometer* e TOVS – *TIROS Operational Vertical Sounder*); os satélites geoestacionários GOES possuem, igualmente, dois conjuntos de sensores denominados GOES-I (*GOES Imager*) e GOES-S (*GOES Sounder*). O primeiro sensor, em ambos os casos, contém cinco canais de informação (cinco comprimentos de onda diferentes) com alta resolução espacial (*pixels* da ordem de 1 a 4km) os quais são importantes para o cálculo do balanço da energia solar no sistema Terra/Atmosfera. Na Tabela 5.6 estão apresentadas as faixas espectrais e as resoluções que caracterizam os sensores relativos aos satélites da série NOAA-n e GOES.

Tabela 5.6 – Características dos sensores relativos aos satélites da série NOAA-n e GOES (CEBALLOS, 1997).

Satélite	Faixa Espectral *(μm)*	Resolução *(km)*
NOAA 12, 14, 15, 16 / AVHRR		
Canal 1 – VIS	0,58 – 0,68	1,1 x 1,1
Canal 2 – IVP	0,72 – 1,10	1,1 x 1,1
Canal 3 – IVP	3,55 – 3,93	1,1 x 1,1
Canal 4 – IV1	10,3 – 11,3	1,1 x 1,1
Canal 5 – IV2	11,5 – 12,5	1,1 x 1,1
GOES 8, 9		
Canal 1 – VIS	0,55 – 0,75	< 1 x 1
Canal 2 – IVP	3,80 – 4,00	4 x 4
Canal 3 – WV	6,50 – 7,00	4 x 8
Canal 4 – IV1	10,2 – 11,2	4 x 4
Canal 5 – IV2	11,5 – 12,5	4 x 4

VIS = visível, IVP = infravermelho próximo, IV = infravermelho, WV = vapor d'água.

Para o desenvolvimento deste trabalho, foram utilizados dados referentes ao satélite de órbita polar NOAA 16, sensor AVHRR, canal 1. A escolha do satélite de órbita polar foi feita considerando o intervalo espectral do canal visível, mais próximo à faixa caracterizada pelas medidas terrestres (no caso dos satélites geoestacionários, a faixa do canal 1 ultrapassa o intervalo espectral em estudo). O canal 1 selecionado cobre uma faixa de valores entre 0,58μm e 0,68μm, que está contida no intervalo preestabelecido para o modelo proposto (0,395μm a 0,695μm), sendo necessário, contudo, aplicar um fator de correção para a realização da cobertura total. Finalmente, levando-se em consideração o maior número de passagens pelas coordenadas geográficas do Rio de Janeiro, optou-se por utilizar os dados medidos pelos satélites da série de número 16 (NOAA-16).

5.2.2– Dados Medidos pelo Satélite NOAA-16 – Canal 1 VIS

Os dados utilizados neste trabalho foram medidos nos meses de novembro de 2001, dezembro de 2001 e janeiro de 2002. As informações foram enviadas pelo CPTEC/INPE, já organizadas de acordo com os dias e as horas relativos à passagem do satélite pelas coordenadas geográficas do laboratório solar, onde estão instalados os instrumentos para medição dos dados na superfície terrestre.

É importante ressaltar que os dados correspondentes aos canais espectrais do satélite são apresentados em uma escala preestabelecida entre os limites 0 e 1023, valores denominados contadores (*counts*). Os contadores são definidos na escala digital de números inteiros possibilitando a transmissão das informações, uma vez que a tensão produzida pela irradiação é analógica contendo valores em intervalos contínuos.

Para realizar a conversão dos contadores em albedo planetário (fração refletida) e, com este dado, calcular a irradiância solar no topo da atmosfera, utiliza-se a expressão relativa à constante de calibração dos satélites da série NOAA para o canal 1 que é dada por (NCDC, 2002):

$$\begin{cases} 0 < count < 501 \\ slp\,ch1 = 0{,}0523 \\ int\,ch1 = -2{,}016 \\ \\ count > 500 \\ slp\ ch1 = 0{,}1528 \\ int\,ch1 = -51{,}91 \end{cases} \tag{5.1}$$

$$Albedo\ ch1(\%) = (slp\,ch1\ x\ count) + int\,ch1 \tag{5.2}$$

$$Flux\uparrow(topo) = I_0\ \ x\ albedo \tag{5.3}$$

onde:

slp ch1 – coeficiente de calibração;

int ch1 – coeficiente de calibração;

Flux↑ (topo) – irradiância solar que emerge do topo da camada atmosférica para o espaço;

I_0 – irradiância extraterrestre normal ao topo da camada atmosférica.

Nas Tabelas 5.7 e 5.8 estão apresentados os valores da constante de calibração (albedo planetário) obtidos a partir dos dados medidos pelo satélite NOAA-16 (contadores). Os dados referem-se aos meses de novembro e dezembro de 2001, respectivamente e correspondem às coordenadas geográficas do laboratório solar instalado no Rio de Janeiro, RJ.

Tabela 5.7 – Dados medidos pelo satélite NOAA-16 e valores da constante de calibração referentes às coordenadas geográficas do laboratório solar fotovoltaico no mês de novembro de 2001.

Dia do mês	Hora Satélite	Hora Padrão*	Dados medidos (*counts*)	Constante de Calibração Albedo *(%)*
3	16:14	13:14	766	65,135
4	16:04	13:04	780	67,274
7	17:09	14:09	279	12,576
8	16:59	13:59	220	9,490
9	16:49	13:49	349	16,237
10	16:39	13:39	367	17,178
11	16:29	13:29	273	12,262
12	16:18	13:18	667	50,008
13	16:09	13:09	592	38,548
14	17:36	14:36	602	40,076
15	17:25	14:25	817	72,928
16	17:15	14:15	507	25,560
17	17:04	14:04	634	44,965
18	16:54	13:54	563	34,116
19	16:43	13:43	492	23,716
20	16:33	13:33	210	8,967
21	16:23	13:23	204	8,653
22	16:13	13:13	188	7,816
23	17:40	14:40	345	16,028

* hora padrão = hora satélite – 3 horas (2 horas de correção devido ao deslocamento do satélite e 1 hora de correção devido ao horário de verão).

Tabela 5.8 – Dados medidos pelo satélite NOAA-16 e valores da constante de calibração referentes às coordenadas geográficas do laboratório solar fotovoltaico no mês de dezembro de 2001.

Dia do mês	Hora Satélite	Hora Padrão*	Dados medidos (*counts*)	Constante de Calibração Albedo *(%)*
2	16:07	13:07	130	4,783
3	17:34	14:34	347	16,132
5	17:13	14:13	464	22,251
13	17:29	14:29	600	39,770
14	17:18	14:18	690	53,522
15	17:07	14:07	563	34,116
17	16:45	13:45	757	63,760
18	16:36	13:36	274	12,314
19	16:26	13:26	177	7,241
20	16:16	13:16	145	5,568
20	17:54	14:54	549	31,977
21	16:06	13:06	453	17,308
22	17:33	14:33	515	26,782
23	17:22	14:22	665	49,702
24	17:12	14:12	772	66,052
25	17:01	14:01	819	73,233
26	16:50	13:50	751	62,843
27	16:40	13:40	304	13,883
28	16:30	13:30	228	9,908
29	16:20	13:20	725	58,870
30	16:10	13:10	494	23,820
30	17:47	14:47	646	46,799
31	17:37	14:37	514	26,629

* hora padrão = hora satélite – 3 horas (2 horas de correção devido ao deslocamento do satélite e 1 hora de correção devido ao horário de verão).

Os valores da irradiância solar *Flux↑(topo)* obtidos a partir dos dados de albedo estão apresentados no Capítulo 7, onde encontram-se também os cálculos da irradiância extraterrestre I_o para o intervalo espectral correspondente ao canal visível (VIS) do satélite.

CAPÍTULO 6

ESTIMATIVA DE PARÂMETROS

O problema direto de transferência radiativa, descrito no Capítulo 4, determina a radiância solar incidente na superfície terrestre *IN* e a radiância solar que emerge da atmosfera de volta para o espaço *IP*, quando as condições de contorno e as propriedades físicas são conhecidas. Dessa forma, as causas do problema físico são conhecidas e deseja-se calcular os seus efeitos.

O problema inverso está relacionado com a estimativa de, pelo menos, uma das características representativas do fenômeno físico utilizando-se medidas da intensidade radiativa que incide na superfície terrestre, tomadas por piranômetros termoelétricos. Nesta situação, contrária ao problema direto, os efeitos são conhecidos e pretende-se determinar as causas do problema físico.

A estimativa de propriedades físicas faz parte de uma classe de problemas matemáticos denominados inversos. Quando a grandeza a ser estimada trata-se de uma constante ou uma função que possa ser parametrizada – representada por uma combinação linear de funções conhecidas – o problema inverso é resolvido como um problema de estimativa de parâmetros. No presente trabalho, os parâmetros a serem estimados fazem parte de diferentes problemas inversos, uma vez que estão relacionados à condições de céu distintas. Assim, serão desenvolvidos dois problemas inversos específicos para céu claro e céu nublado considerando-se um perfil de atmosfera padrão preestabelecido e altitudes fixas para as camadas de nuvem e aerossóis. Propõem-se a estimativa da espessura ótica das nuvens $\boldsymbol{t}_{nu}$ para condições de céu nublado e do coeficiente de espalhamento dos aerossóis $\boldsymbol{s}_{ae}$ para condições de céu claro.

Inicialmente, no tópico 6.1, uma análise de sensibilidade é realizada para atestar a importância dos parâmetros a serem estimados em relação ao modelo desenvolvido

no problema direto. Em seguida, no tópico 6.2, está descrito o método de estimativa de parâmetros utilizado para o desenvolvimento do problema inverso.

6.1– ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

A utilização de um método para a identificação de parâmetros representativos do comportamento do fluxo solar no sistema Terra/Atmosfera necessita, inicialmente, da análise de sensibilidade do modelo numérico aplicado ao problema direto para cada uma das propriedades em estudo. Para tanto, determina-se os coeficientes de sensibilidade definidos como a primeira derivada da variável calculada em relação aos parâmetros desconhecidos. Assim:

$$\frac{\partial IN_m}{\partial P_l} \quad , \qquad m = 1, 2, \ldots, M \quad ; \quad l = 1, 2, \ldots, L \tag{6.1}$$

onde P_l representa os parâmetros a serem estimados.

O modelo numérico de resolução da equação da transferência radiativa fornece, como resultado, os valores da irradiância solar incidente na superfície terrestre na faixa visível do espectro eletromagnético *IN*, para condições de céu nublado e céu claro. Para calcular os coeficientes de sensibilidade utiliza-se o método numérico de diferenças finitas, uma vez que a solução do problema direto também foi obtida por método numérico. Assim:

$$\frac{\partial IN_m}{\partial P_l} \cong \frac{IN_m\left(P_l + DP_l\right) - IN_m\left(P_l\right)}{DP_l} \tag{6.2}$$

onde $DP \cong 10^{-6}P$ a $10^{-8}P$ (ÖZISIK e ORLANDE, 2000).

A análise da equação (6.2) permite identificar a não linearidade do problema de estimativa uma vez que os coeficientes de sensibilidade são funções dos parâmetros desconhecidos.

6.1.1– Sensibilidade do Ângulo Zenital

As curvas das irradiâncias global e difusa incidentes na superfície terrestre e da irradiância que emerge do topo da atmosfera para o espaço, em função do ângulo zenital, estão ilustradas no gráfico representado pela Figura 6.1, considerando condições de céu claro.

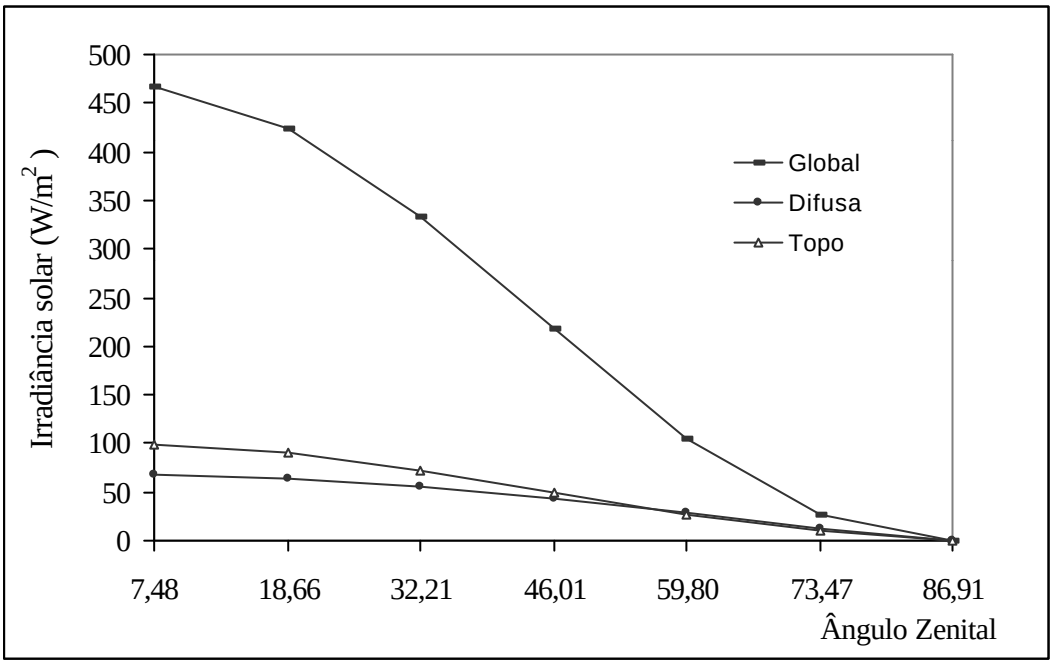


Figura 6.1 – Irradiâncias global e difusa incidentes na superfície terrestre e irradiância que emerge do topo da atmosfera para o espaço em função do ângulo zenital (dia juliano = 315, céu claro e albedo de superfície $\boldsymbol{r}$ = 0,2).

As curvas mostram que o fluxo global incidente na superfície terrestre apresenta maior dependência do ângulo zenital indicando, para as condições de céu claro, forte contribuição do fluxo referente à componente direta da radiação solar. Na medida em que os ângulos aumentam, representando o início ou o final do dia, a contribuição maior é atribuída ao fluxo da componente difusa.

O fluxo que emerge do topo da camada atmosférica para o espaço apresenta, em relação ao ângulo zenital, comportamento semelhante ao fluxo da componente difusa incidente na superfície. A curva de irradiância no topo da atmosfera indica que o albedo planetário (razão entre o fluxo no topo e o fluxo extraterrestre) cresce com o aumento do ângulo zenital.

6.1.2– Sensibilidade do Coeficiente de Espalhamento dos Aerossóis

Os estudos de sensibilidade dos resultados, que foram gerados pelo modelo proposto para os aerossóis, estão representados nas Tabelas 6.1 e 6.2, onde apresentam-se os valores das irradiâncias, tanto na superfície como no topo da atmosfera, em função da variação do coeficiente de espalhamento dos aerossóis σ_{ae}, considerando todos os outros parâmetros fixos.

Tabela 6.1 – Estudo de sensibilidade dos fluxos de radiação em relação ao coeficiente de espalhamento dos aerossóis s_{ae} considerando céu claro, albedo de superfície r = 0,2 e ângulo zenital solar q_z = 32°.

Coeficiente de espalhamento dos aerossóis	Fluxo solar (W/m^2)		
	Global superfície	Difusa superfície	Topo
Valor original	413,26	63,88	87,198
Decréscimo 20%	425,05	64,91	89,597
Decréscimo 40%	437,20	65,96	92,069
Decréscimo 60%	449,71	67,03	94,614
Decréscimo 80%	462,59	68,13	97,235

A escolha do intervalo de valores para o estudo do coeficiente de espalhamento foi baseada nos resultados do problema direto obtidos para o valor preestabelecido e sem nenhuma influência dos aerossóis – esta última hipótese é considerada em modelo físico desenvolvido e aplicado no Brasil (CEBALLOS e MOURA, 1997), onde assume-se a influência de aerossóis apenas em locais com registros de queimadas.

Dessa forma, tornou-se possível analisar a variação das irradiâncias, sobretudo a global incidente na superfície terrestre, quando são estabelecidos decréscimos gradativos aos valores do coeficiente de espalhamento, para dois ângulos zenitais distintos.

Tabela 6.2 – Estudo de sensibilidade dos fluxos de radiação em relação ao coeficiente de espalhamento dos aerossóis s_{ae} considerando céu claro, albedo de superfície r = 0,2 e ângulo zenital solar q_z = 59,8°.

Coeficiente de espalhamento dos aerossóis	Fluxo solar (W/m^2)		
	Global superfície	Difusa superfície	Topo
Valor original	101,694	27,842	25,802
Decréscimo 20%	106,822	28,627	26,950
Decréscimo 40%	112,240	29,446	28,160
Decréscimo 60%	117,964	30,300	29,437
Decréscimo 80%	124,011	31,191	30,783

Em ambos os casos apresentados, os valores das irradiâncias global e difusa aumentam de acordo com o decréscimo do coeficiente de espalhamento dos aerossóis. Cada redução de 20% corresponde, no valor do fluxo global, um acréscimo de aproximadamente 3% e 5%, respectivamente, para o primeiro e segundo casos, representando diferenças entre fluxo original e fluxo modificado na faixa de 12W/m^2 (decréscimo de 20%) a 50W/m^2 (decréscimo de 80%) no primeiro caso e 5W/m^2 (decréscimo de 20%) a 22W/m^2 (decréscimo de 80%) no segundo caso. O valor do fluxo que emerge do topo da atmosfera para o espaço apresenta um acréscimo pequeno devido à menor intensidade do espalhamento dos aerossóis resultante de cada decréscimo do coeficiente em análise.

6.1.3– Sensibilidade da Espessura Ótica das Nuvens

A sensibilidade do fluxo radiativo em relação à espessura ótica das nuvens está ilustrada na Figura 6.2, para dois valores distintos do ângulo zenital do Sol. A curva

indica a variação das irradiâncias global e difusa incidentes na superfície terrestre e da irradiância que emerge do topo da atmosfera para o espaço, em função da espessura ótica das nuvens τ_{nu}, considerando os outros parâmetros fixos.

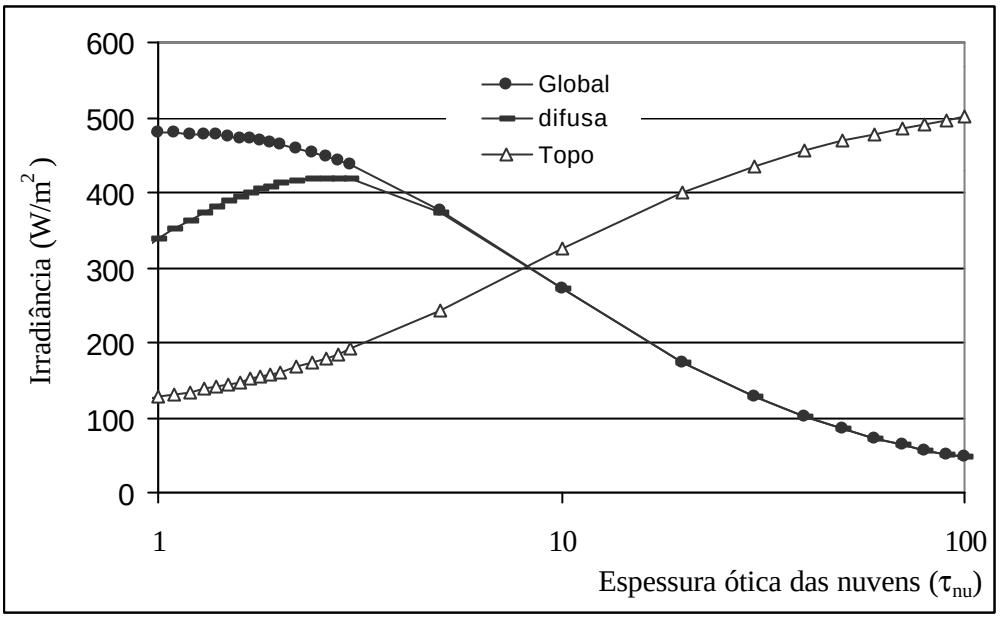


Figura 6.2 – Irradiâncias global e difusa incidentes na superfície terrestre e irradiância que emerge do topo da atmosfera em função da espessura ótica das nuvens (dia juliano = 315, albedo de superfície ρ = 0,2 e ângulo zenital θ_z = 7,5°).

Um análise preliminar mostra que, para acréscimo da espessura ótica das nuvens no intervalo de 1 a 10, o fluxo global incidente na superfície apresenta um decréscimo de aproximadamente metade do seu valor inicial, diferente do fluxo que emerge no topo da atmosfera cujo valor, nesse intervalo da espessura ótica, apresenta praticamente o dobro do seu valor inicial. Para valores da espessura ótica das nuvens próximos de 100, a curva do fluxo global incidente na superfície terrestre tende a zero.

Para valores da espessura ótica acima de 5, o fluxo global consiste quase que totalmente da componente difusa, uma vez que a componente direta é fortemente atenuada nas condições extremas de céu nublado. A curva referente à componente difusa indica acréscimo da irradiância com o aumento da espessura ótica até o valor de, aproximadamente, 2,5 devido à maior contribuição representada pelo ganho de energia do espalhamento adicional. A partir desse ponto, os valores da irradiância

difusa decrescem com o aumento da espessura ótica devido à maior atenuação representada pela perda de energia do espalhamento adicional. Um acréscimo de 10% no valor da espessura ótica de 10 (para um ângulo zenital de 7,5°) corresponderá, no modelo proposto, em um decréscimo do fluxo global incidente na superfície terrestre de 271,15W/m^2 para 256,60W/m^2, resultando em um erro de 5,5%.

6.2– DESENVOLVIMENTO DO MÉTODO DE ESTIMATIVA DE PARÂMETROS

Problemas inversos são matematicamente classificados como mal-condicionados ou mal-postos. HADAMARD (1923) concluiu que para um problema ser bem condicionado a solução deve existir, ser única e estável em relação aos dados de entrada do problema. A unicidade da solução do problema inverso só pode ser provada para alguns casos especiais e, de um modo geral, sua solução é extremamente sensível a erros experimentais. Entretanto, a existência de uma solução pode ser assegurada com base em argumentos físicos. Os métodos de solução normalmente envolvem a reformulação do problema mal condicionado em termos de um problema bem condicionado, como por exemplo, um problema de minimização.

$$S(\boldsymbol{P}) = \sum_{m=1}^{M} \left[IS - IN(\boldsymbol{P}) \right]^2 \tag{6.3}$$

onde:

$\boldsymbol{P}$: parâmetros desconhecidos.

$S(\boldsymbol{P})$: norma dos mínimos quadrados.

IS : radiância solar medida pelo sensor do instrumento.

$IN(\boldsymbol{P})$: radiância solar estimada na posição de medida.

M : número de medidas de acordo com as direções angulares do sol (m_0)

A variável estimada *IN* é obtida da solução do problema direto, dado pelo sistema de equações (4.1) a (4.8), para irradiância solar na posição de medida do piranômetro de

acordo com as direções angulares m_i. É importante ressaltar que no problema direto são utilizados valores estimados para os parâmetros desconhecidos.

A equação (6.3) pode ser escrita na forma matricial como:

$$S(\boldsymbol{P}) = [\boldsymbol{IS} - \boldsymbol{IN}(\boldsymbol{P})]^T [\boldsymbol{IS} - \boldsymbol{IN}(\boldsymbol{P})] \tag{6.4}$$

onde:

IS – vetor de irradiâncias medidas;

***IN*(*P*)** – vetor de irradiâncias estimadas.

O símbolo *T* indica o vetor transposto onde:

$$[\boldsymbol{IS} - \boldsymbol{IN}(\boldsymbol{P})]^T = [(IS_1 - IN_1),(IS_2 - IN_2),...,(IS_m - IN_m)] \tag{6.5}$$

onde $(IS_m - IN_m)$, sendo $m = 1, 2, \ldots, M$ representa a diferença entre as variáveis medidas e estimadas na direção m_0.

Para minimizar a norma dos mínimos-quadrados dada pela equação (6.5), é necessário igualar a zero as derivadas de ***S(P)*** em relação aos parâmetros desconhecidos:

$$\frac{\partial S(\boldsymbol{P})}{\partial P_1} = \frac{\partial S(\boldsymbol{P})}{\partial P_2} = ... = \frac{\partial S(\boldsymbol{P})}{\partial P_L} = 0 \tag{6.6}$$

Na forma matricial a equação (6.6) pode ser representada por:

$$\frac{\partial S(\boldsymbol{P})}{\partial P} = 2\left[-\frac{\partial \boldsymbol{IN}^T(\boldsymbol{P})}{\partial P}\right][\boldsymbol{IS} - \boldsymbol{IN}(\boldsymbol{P})] = 0 \tag{6.7}$$

onde:

$$\frac{\partial \boldsymbol{IN}^T(\boldsymbol{P})}{\partial \boldsymbol{P}} = \begin{bmatrix} \dfrac{\partial}{\partial P_1} \\ \dfrac{\partial}{\partial P_2} \\ \vdots \\ \dfrac{\partial}{\partial P_L} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} IN_1 & IN_2 & IN_3 & \dots & IN_M \end{bmatrix} \tag{6.8}$$

A matriz de sensibilidade ou matriz Jacobiana *J(P)* é definida como a transposta do termo à esquerda da expressão (6.8), ou seja:

$$\boldsymbol{J}(\boldsymbol{P}) \cong \left[\frac{\partial IN^T(\boldsymbol{P})}{\partial \boldsymbol{P}} \right]^T = \begin{bmatrix} \dfrac{\partial IN_1^T}{\partial P_1} & \dfrac{\partial IN_1^T}{\partial P_2} & \dfrac{\partial IN_1^T}{\partial P_3} & \cdots & \dfrac{\partial IN_1^T}{\partial P_L} \\ \dfrac{\partial IN_2^T}{\partial P_1} & \dfrac{\partial IN_2^T}{\partial P_1} & \dfrac{\partial IN_2^T}{\partial P_3} & \cdots & \dfrac{\partial IN_2^T}{\partial P_L} \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots \\ \dfrac{\partial IN_M^T}{\partial P_1} & \dfrac{\partial IN_M^T}{\partial P_2} & \dfrac{\partial IN_M^T}{\partial P_3} & \cdots & \dfrac{\partial IN_M^T}{\partial P_L} \end{bmatrix} \tag{6.9}$$

Onde os elementos da matriz de sensibilidade são os coeficientes de sensibilidade definidos no tópico anterior. Assim, a partir da equação (6.9), pode-se escrever:

$$J_m = \frac{\partial IN_m}{\partial P_l}, \qquad m = 1, 2, \dots, M \quad ; \quad l = 1, 2, \dots, L \tag{6.10}$$

Substituindo a equação (6.10) cuja expressão define a matriz de sensibilidade, na equação (6.9), obtém-se:

$$-2\boldsymbol{J}^T(\boldsymbol{P})\left[\boldsymbol{IS} - \boldsymbol{IN}(\boldsymbol{P})\right] = 0 \tag{6.11}$$

Como o trabalho proposto refere-se à um problema inverso não linear, já mencionado anteriormente, a matriz de sensibilidade possui dependência funcional com os

parâmetros desconhecidos. Nesse caso, torna-se necessário utilizar um procedimento iterativo para a solução da equação (6.11). O procedimento adotado consiste na linearização das variáveis estimadas ***IN(P)*** através de uma expansão em Série de Taylor em torno da solução atual $\boldsymbol{P}^k$, para a iteração k. A linearização é, então, dada por (ÖZISIK e ORLANDE, 2000):

$$\boldsymbol{IP}(\boldsymbol{P}) = \boldsymbol{IN}\left(\boldsymbol{P}^k\right) + \boldsymbol{J}\left(\boldsymbol{P} - \boldsymbol{P}^k\right) \tag{6.12}$$

Substituindo-se a equação (6.12) na equação (6.11) será possível reformular o resultado da expressão e, desta forma, estabelecer o procedimento iterativo proposto por BECK e ARNOLD (ÖZISIK e ORLANDE, 2000) para obtenção do vetor de parâmetros $\boldsymbol{P}$:

$$\boldsymbol{P}^{k+1} = \boldsymbol{P}^k + \left(\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J}\right)^{-1}\boldsymbol{J}^T\left[\boldsymbol{IS} - \boldsymbol{IN}\left(\boldsymbol{P}^k\right)\right] \tag{6.13}$$

O procedimento iterativo, chamado de Método de Gauss, dado pela equação (6.13), trata-se, na realidade, de uma aproximação para o *Método de NEWTON* (ou *NEWTON RAPHSON)* (ÖZISIK e ORLANDE, 2000). É importante notar que no procedimento iterativo dado pela equação (6.13), a matriz $\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J}$ deve ser não singular, isto é:

$$\left|\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J}\right| \neq 0 \tag{6.14}$$

onde $|\quad|$ representa o determinante da matriz.

A equação (6.14) representa a condição de identificação dos parâmetros de forma que, se o determinante da matriz $\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J}$ resultar em um valor muito pequeno ou igual a zero, os parâmetros P_l, para $l = 1, 2, ..., L$, não poderão ser calculados através do processo iterativo dado pela equação (6.13). Problemas que satisfazem a condição $\left|\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J}\right| \cong 0$ são denominados problemas mal-condicionados, sobretudo próximo ao valor inicial arbitrado para os parâmetros desconhecidos, surgindo, assim, dificuldades na aplicação da equação (6.13).

O processo iterativo dado pelo Método de LEVENBERG-MARQUARDT é obtido como uma modificação do Método de GAUSS. A expressão é dada por:

$$\boldsymbol{P}^{k+1} = \boldsymbol{P}^{k} + \left(\boldsymbol{J}^{T}\boldsymbol{J} + m^{k}\boldsymbol{W}^{k}\right)^{-1}\boldsymbol{J}^{T}\left[\boldsymbol{IS} - \boldsymbol{IN}\left(\boldsymbol{P}^{k}\right)\right] \tag{6.15}$$

onde:

m^k – escalar positivo denominado parâmetro de relaxação;

$\boldsymbol{W}^k$ – matriz diagonal;

k – número de iterações.

O termo m^k $\boldsymbol{W}^k$ introduzido na equação (6.15) tem como objetivo reduzir as oscilações e instabilidades características do problema mal-condicionado. Nesse caso, no início do processo iterativo, assume-se grandes valores para o parâmetro de relaxação uma vez que o valor inicial escolhido para o parâmetro a ser estimado, poderá estar muito distante dos valores exatos. Utilizando esse artifício, no início do processo não há necessidade da matriz $\boldsymbol{J}^T\boldsymbol{J}$ ser não singular e o Método de LEVENBERG-MARQUARDT tende para o Método de *STEEPEST-DESCENT*. Na medida em que o avanço das iterações aproxima-se da solução do problema, o parâmetro m^k apresenta uma redução gradual. Dessa forma, o Método de LEVENBERG-MARQUARDT tende para o Método de GAUSS dado pela equação (6.13).

Diferentes versões do método LEVENBERG-MARQUARDT podem ser encontrados na literatura, dependendo da forma de escolha da matriz diagonal Ω^k e do parâmetro de relaxação μ^k. No trabalho proposto para o problema inverso foi aplicada a sub-rotina BCLSF pertencente à Biblioteca do IMSL (1989), cujo objetivo é resolver um problema não linear de mínimos quadrados utilizando o algorítmo LEVENBERG-MARQUARDT modificado, onde a matriz Ω^k é tomada como a matriz identidade e o parâmetro de relaxação μ^k é escolhido baseado no algorítmo denominado *trust region algorithm.* Nesta sub-rotina a solução do Jacobiano é obtida por diferenças finitas.

CAPÍTULO 7

RESULTADOS E ANÁLISES

Este capítulo está dividido em dois tópicos principais. No tópico 7.1 estão apresentados os resultados e análises referentes ao problema direto desenvolvido visando a solução da equação da transferência radiativa. No tópico 7.2 analisam-se os resultados decorrentes da aplicação do problema inverso para estimativa dos parâmetros.

7.1- PROBLEMA DIRETO

No tópico 7.1.1 estão apresentados os resultados obtidos para o cosseno do ângulo zenital do Sol m_0 e para a irradiância extraterrestre I_0 correspondentes aos intervalos espectrais preestabelecidos no modelo proposto, de acordo com as coordenadas geográficas do laboratório de energia solar do Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CEPEL) localizado no Rio de Janeiro, RJ. Devido à grande quantidade de dados gerados nesta etapa, são apresentados, a título de exemplo, apenas valores representativos de alguns dias específicos dos meses de junho e novembro, cujos dados medidos fazem parte do universo deste estudo.

Em seguida, no tópico 7.1.2 os cálculos das funções de fase de espalhamento das nuvens e aerossóis são apresentados em função do ângulo zenital do Sol. As rotinas computacionais desenvolvidas para determinar esses parâmetros foram implementadas em linguagem FORTRAN e são parte integrante do programa principal que engloba toda a metodologia desenvolvida para descrever o problema direto.

Apresenta-se no tópico 7.1.3 uma análise comparativa para a validação do problema direto desenvolvido, utilizando-se resultados obtidos por modelo clássico (LIOU, 1980). As hipóteses aplicadas à esta etapa são: 1) ETR com espalhamento anisotrópico, 2) uma única camada atmosférica envolvida, 3) problema com simetria azimutal, 4) função de fase de espalhamento HENYEY-GREENSTEIN com fator de assimetria $g = 0,74$, 5) condição de contorno nula superfície terrestre, ou seja, $\boldsymbol{r} = 0$.

No tópico 7.1.4 são apresentados os resultados obtidos para o modelo atmosférico proposto considerando condições de céu claro e céu nublado, em dias típicos de verão e de inverno.

No tópico 7.1.5 está apresentado um estudo comparativo entre os valores da irradiância solar calculados e os dados terrestres medidos por instrumentos. A análise estatística realizada permite estabelecer níveis de confiabilidade do modelo desenvolvido, identificando intervalos específicos para determinados parâmetros de entrada, como cosseno do ângulo zenital m_0 e albedo de superfície $\boldsymbol{r}$.

Finalmente, no tópico 7.1.6 é feito um estudo comparativo entre os métodos de discretização angular relativos à Aproximação - S_N com a utilização de diferentes direções de espalhamento.

7.1.1– Cosseno do Ângulo Zenital e Irradiância Extraterrestre

O ângulo zenital do Sol $(\boldsymbol{q}_z)$ é calculado a partir da equação (2.4). Para o modelo proposto é fundamental o conhecimento do cosseno do ângulo zenital, dado por:

$$m_0 = cos(\boldsymbol{q}_z) \tag{7.1}$$

O subscrito "$_0$" corresponde ao cosseno do ângulo zenital do Sol. Tal simbologia é estabelecida para que este parâmetro seja diferenciado dos valores de m obtidos

através da regra de quadratura numérica. Estes últimos denominam-se pontos de quadratura, como já descrito anteriormente no Capítulo 4.

As coordenadas geográficas da localidade em estudo – laboratório solar fotovoltaico do CEPEL no Rio de Janeiro, RJ – foram obtidas por instrumento GPS (*Global Positioning System*):

→ Latitude: 22,85S

→ Longitude: 43,23W

Nas Tabelas 7.1 e 7.2 estão apresentados os valores do ângulo zenital e do cosseno do ângulo zenital do Sol, calculados a partir da hora do dia (hora solar) e da hora angular – parâmetros definidos no Capítulo 2 – relativas aos dias e meses considerados. De acordo com os resultados apresentados nota-se que, no mês de junho, os valores de m_0 que correspondem às seis horas da manhã e às seis horas da tarde são negativos, indicando a ausência do Sol (abaixo da linha do horizonte). Nesta etapa é importante calcular a hora angular do pôr do Sol ($-w_s$) ou nascer do Sol ($+w_s$) para que possa ser estabelecido um intervalo de estudo. Vale lembrar que os valores são idênticos uma vez que existe simetria.

Na hora do pôr do Sol, o ângulo zenital é igual a 90°, ou seja, o cosseno do ângulo zenital é nulo. A expressão clássica para determinar a hora angular do pôr do Sol é dada por (DUFFIE e BECKMAN, 1991):

$$\cos w_s = -\tan(Lat)\tan(d) \tag{7.2}$$

Tabela 7.1 – Ângulo zenital e cosseno do ângulo zenital do Sol referentes ao dia 24 de junho (dia juliano = 175).

Hora Padrão	Hora Solar	Hora Angular *w (graus)*	Ângulo Zenital q_z *(graus)*	Cosseno do ângulo zenital m_0
06:00	6:16	93,6909	102,0681	-0,2091
07:00	7:16	78,6909	89,3638	0,0111
08:00	8:16	63,6909	77,2919	0,2200
09:00	9:16	48,6909	66,2133	0,4033
10:00	10:16	33,6909	56,7252	0,5487
11:00	11:16	18,6909	49,7556	0,6460
12:00	12:16	3,6909	46,4588	0,6889
13:00	13:16	18,6909	49,7556	0,6460
14:00	14:16	33,6909	56,7252	0,5487
15:00	15:16	48,6909	66,2133	0,4033
16:00	16:16	63,6909	77,2919	0,2200
17:00	17:16	78,6909	89,3638	0,0111
18:00	18:16	93,6909	102,0681	-0,2091

Tabela 7.2 – Ângulo zenital e cosseno do ângulo zenital do Sol referentes ao dia 6 de novembro (dia juliano = 310).

Hora Padrão	Hora Solar	Hora Angular *w (graus)*	Ângulo Zenital q_z *(graus)*	Cosseno do ângulo zenital m_0
06:00	6:13:59	93,3975	86,9399	0,0534
07:00	7:13:59	78,3975	73,4869	0,2842
08:00	8:13:59	63,3975	59,8058	0,5029
09:00	9:13:59	48,3975	46,0065	0,6946
10:00	10:13:59	33,3975	32,2096	0,8461
11:00	11:13:59	18,3975	18,7036	0,9472
12:00	12:13:59	3,3975	7,7162	0,9909
13:00	13:13:59	18,3975	18,7036	0,9472
14:00	14:13:59	33,3975	32,2096	0,8461
15:00	15:13:59	48,3975	46,0065	0,6946
16:00	16:13:59	63,3975	59,8058	0,5029
17:00	17:13:59	78,3975	73,4869	0,2842
18:00	18:13:59	93,3975	86,9399	0,0534

Na Tabela 7.3 estão indicados os valores calculados para a hora angular do pôr do Sol ou hora angular do nascer do sol representativos dos dias julianos 175 e 310 para o Rio de Janeiro, RJ.

Tabela 7.3 – Declinação solar e hora angular do pôr do Sol.

Dia Juliano	Declinação *d (graus)*	Pôr do Sol w_s *(graus)*
175	23,47	81,14
310	-15,83	83,14

No gráfico da Figura 7.1 estão ilustradas as curvas do cosseno do ângulo zenital do Sol m_0 obtidas para o Rio de Janeiro, RJ nos dias julianos 175 e 310 correspondentes aos meses de junho e novembro.

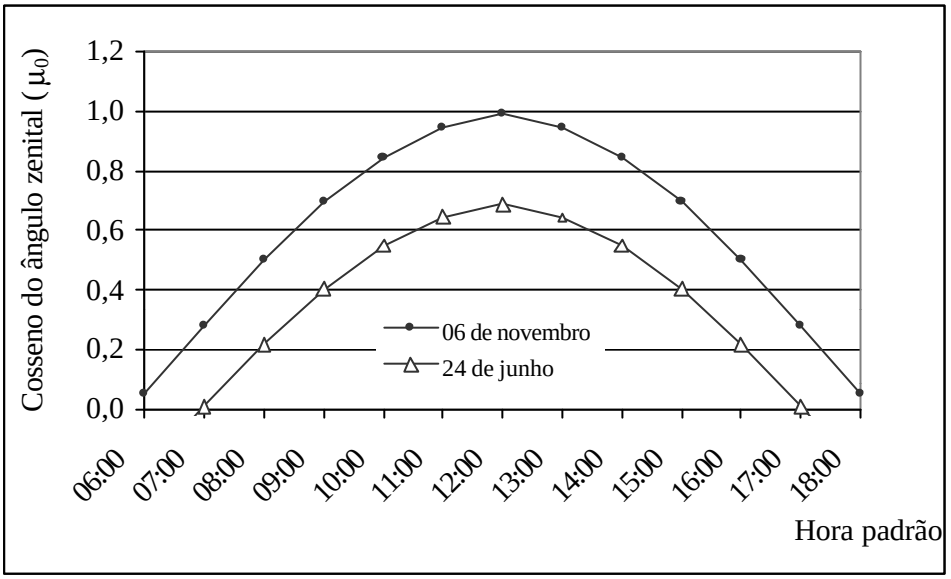


Figura 7.1 – Cosseno do ângulo zenital do Sol calculado para os dias julianos 175 e 310, Rio de Janeiro, RJ.

O cálculo da irradiância extraterrestre é realizado aplicando-se a equação (2.14) para a faixa do espectro visível, correspondente ao intervalo preestabelecido em função dos dados obtidos pelos instrumentos de medição terrestre, utilizados na parte experimental da pesquisa. No entanto, é importante ressaltar que para o desenvolvimento do modelo foram propostas duas condições distintas, relativas à variação do comprimento de onda: 1) modelo banda – modelo que considera três divisões da banda espectral (0,395μm a 0,495μm, 0,495μm a 0,595μm e 0,595μm a 0,695μm) de acordo com a variação das propriedades dos aerossóis, 2) modelo

médio – modelo que considera um valor médio das propriedades em análise para uma única banda espectral (0,395μm a 0,695μm).

Na Tabela 7.4 estão relacionados os valores da constante solar para cada intervalo espectral considerado. Os resultados obtidos da irradiância extraterrestre para os dias 24 de junho e 6 de novembro estão apresentados nas Tabelas 7.5 e 7.6, respectivamente. Os valores da irradiância extraterrestre correspondem à condição de contorno no topo da atmosfera terrestre para o sistema de equações – acoplado à ETR – responsável pelo cálculo da componente direta do fluxo solar.

Tabela 7.4 – Intervalos de comprimento de onda preestabelecidos nos modelos propostos e os correspondentes valores da Constante Solar (IQBAL, 1983).

	l (mm)	I_{sc} (W/m^2)
Modelo Banda	0,395 – 0,495	182,27
	0,495 – 0,595	190,33
	0,595 – 0,695	156,63
Modelo Médio	0,395 – 0,695	529,23

Tabela 7.5 – Irradiância solar extraterrestre relativa ao dia juliano 175 (24 de junho).

μ_0	I_0 (W/m^2)		
	0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695
0,0111	2,0638	1,9972	1,7367
0,2200	40,8898	39,5707	34,4095
0,4033	74,9701	72,5517	63,0888
0,5487	101,9823	98,6925	85,8201
0,6460	120,0854	116,2117	101,0542
0,6889	128,0458	123,9153	107,7530
0,6460	120,0854	116,2117	101,0542
0,5487	101,9823	98,6925	85,8201
0,4033	74,9701	72,5517	63,0888
0,2200	40,8898	39,5707	34,4095
0,0111	2,0638	1,9972	1,7367

Tabela 7.6 – Irradiância solar extraterrestre relativa
ao dia juliano 310 (06 de novembro).

m_0	I_{sc} (W/m^2)		
	0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695
0,0534	10,4471	10,1101	8,7914
0,2842	55,6240	53,8297	46,8087
0,5029	98,4230	95,2480	82,8248
0,6946	135,9272	131,5425	114,3854
0,8461	165,5810	160,2396	139,3396
0,9472	185,3633	179,3838	155,9868
0,9909	193,9260	187,6704	163,1925
0,9472	185,3633	179,3838	155,9868
0,8461	165,5810	160,2396	139,3396
0,6946	135,9272	131,5425	114,3854
0,5029	98,4230	95,2480	82,8248
0,2842	55,6240	53,8297	46,8087
0,0534	10,4471	10,1101	8,7914

Nas Figuras 7.2 e 7.3 estão ilustradas, para ambos os dias, respectivamente, as curvas representativas da irradiância extraterrestre relativas à cada intervalo espectral. Uma análise dos resultados mostra que ocorre variação da intensidade solar no topo da atmosfera terrestre para diferentes intervalos do espectro visível. A distribuição percentual da energia total (soma das bandas), de acordo com a subdivisão preestabelecida neste trabalho, é de 34,43% para o primeiro intervalo espectral, 35,96% para o segundo intervalo espectral e 29,60% para o terceiro intervalo espectral.

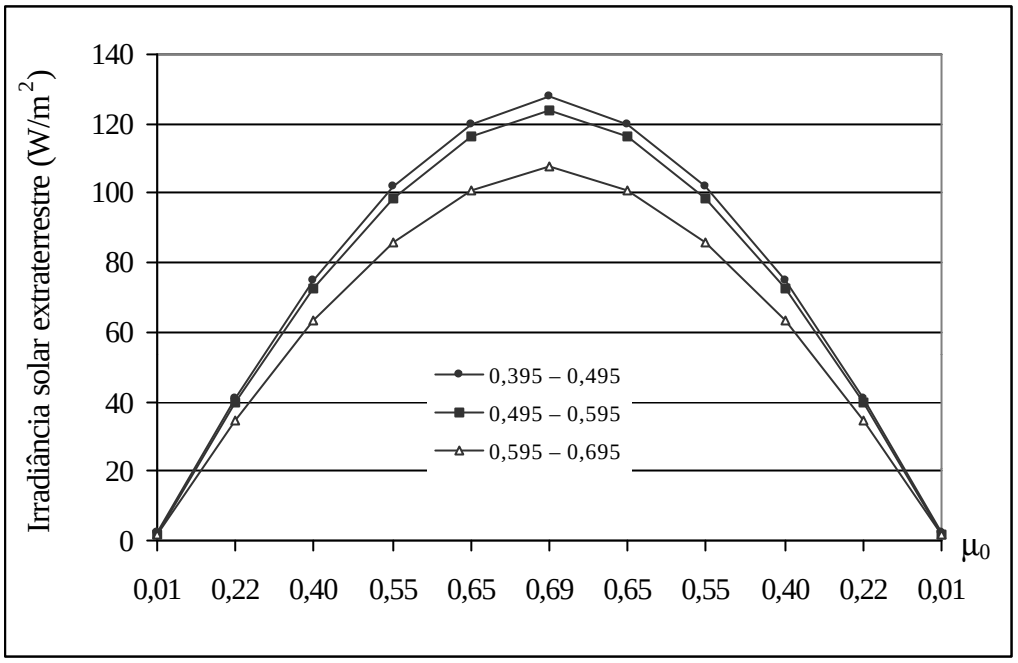


Figura 7.2 – Irradiância solar extraterrestre para três intervalos espectrais em função do cosseno do ângulo zenital referente ao dia juliano 175, RJ.

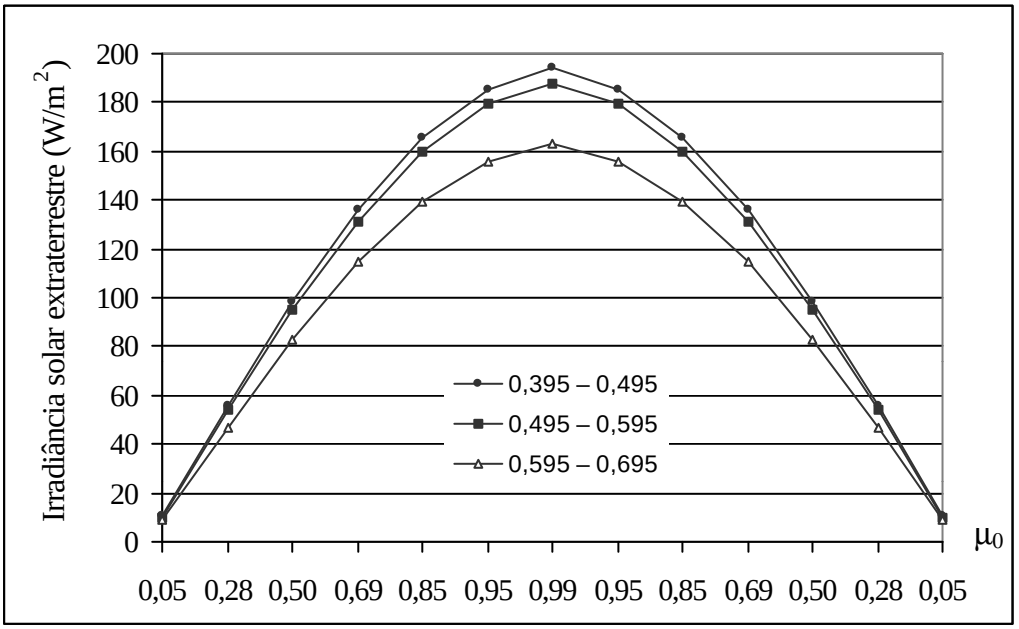


Figura 7.3 – Irradiância solar extraterrestre para três intervalos espectrais em função do cosseno do ângulo zenital referente ao dia juliano 310, RJ.

7.1.2- Função de Fase de Espalhamento

Neste trabalho, o modelo base escolhido para definir a distribuição direcional do espalhamento causado pelas nuvens e pelos aerossóis é a função de fase de HENYEY-GREENSTEIN, descrita no Capítulo 4.

Na Tabela 7.7 estão apresentados os valores da função de fase de espalhamento obtidos para o dia juliano 310 (6 de novembro) a partir de três fatores de assimetria distintos: 1) $g = 0,75$, 2) $g = 0,844$ e 3) $g = 0,687$. No primeiro caso, o valor atribuído ao fator de assimetria é utilizado apenas para estabelecer comparações com o modelo geral de LIOU (1980), que será apresentado no próximo tópico. Na segunda situação, o valor do fator de assimetria é utilizado para retratar a função de fase de espalhamento causado pelas nuvens de acordo com PINKER e LASZLO (1992) como aplicado no problema direto. A terceira e última situação, refere-se aos resultados da função de fase correspondente ao espalhamento causado pelos aerossóis de acordo com LEIGHTON (1979).

Tabela 7.7 – Função de fase de HENYEY-GREENSTEIN, simbolizada por *HGN* e *HGP* (direções negativas e positivas, respectivamente), para uma direção de interesse e oito direções de espalhamento.

	g = 0,687		*g = 0,75*		*g = 0,844*	
	HGP	*HGN*	*HGP*	*HGN*	*HGP*	*HGN*
0,01986	4,43155	4,21287	2,63120	2,58296	4,04580	3,83621
0,10167	3,64250	3,00390	2,42642	2,22937	3,44945	2,81458
0,23723	1,78464	1,45171	1,70292	1,49266	1,58752	1,27875
0,40828	0,78663	0,67343	0,96359	0,85169	0,67460	0,57676
0,59172	0,40049	0,35751	0,56025	0,50765	0,34297	0,30687
0,76277	0,24379	0,22372	0,36824	0,34051	0,21219	0,19515
0,89833	0,17505	0,16333	0,27756	0,26000	0,15535	0,14513
0,98014	0,14558	0,13699	0,23785	0,22429	0,13132	0,12362

No gráfico da Figura 7.4 estão apresentadas as curvas obtidas para a função de fase de HENYEY-GREENSTEIN para fatores de assimetria distintos e ilustram a tendência do comportamento da distribuição direcional. Todos os casos estão representados por apenas uma direção de interesse (primeira direção, $m = 0,02$) e oito direções de espalhamento.

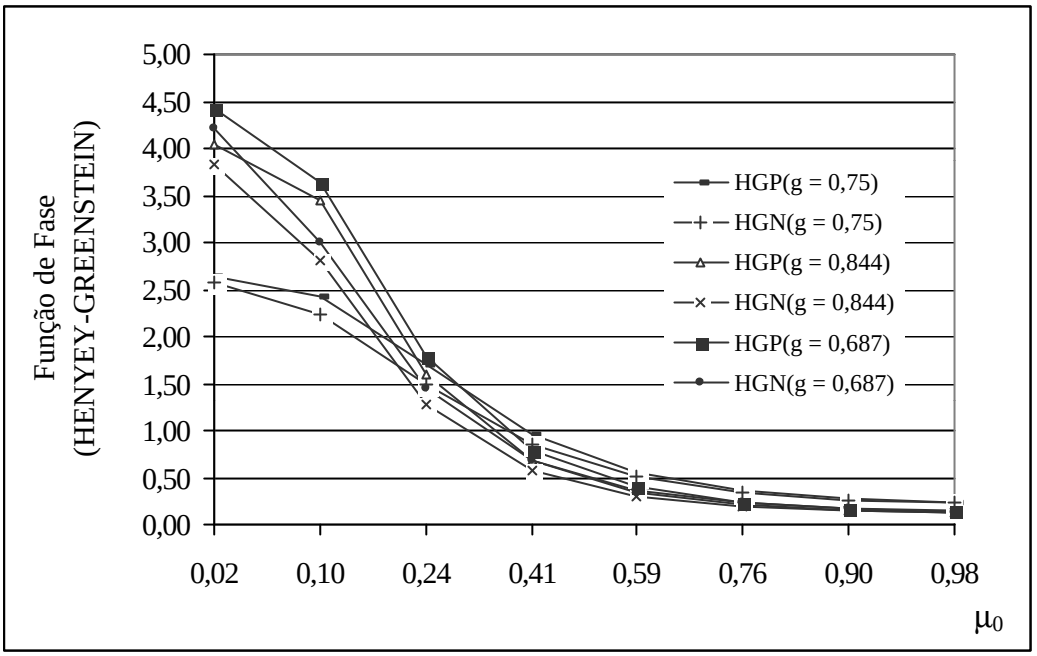


Figura 7.4 – Função de fase de HENYEY-GREENSTEIN para fatores de assimetria distintos: aerossóis (*g = 0,687*) e nuvens (*g = 0,75* e *g = 0,844*).

7.1.3– Validação do Código Computacional

Nesta etapa está apresentado um estudo comparativo para a avaliação do código computacional desenvolvido. Utiliza-se o modelo de LIOU (1980) para estabelecer a comparação dos resultados, uma vez que o sistema de equações ETR está concebido para as mesmas condições base do modelo proposto (ETR sem emissão, sistema unidimensional, dois hemisférios envolvidos, meio plano–paralelo, espalhamento anisotrópico utilizando método das Ordenadas Discretas). Entretanto, devido à menor complexidade do modelo de LIOU, há necessidade de simplificar o sistema de equações em estudo, de acordo com as seguintes hipóteses:

→ problema com simetria azimutal;

→ uma camada atmosférica;

→ espalhamento conservativo ($w = 1$);

→ condição de contorno nula na superfície terrestre (r = *zero*);

$\longrightarrow$ função de fase HENYEY-GREENSTEIN (considerando $g = 0,75$).

As Tabelas 7.8 a 7.11 apresentam os resultados da reflexão – também chamada de albedo planetário – e da transmissão total (direta + difusa) do fluxo solar para oito e doze direções de espalhamento. A reflexão simbolizada por r e as transmitâncias difusa e direta simbolizadas por t_{dif} e t_{dir}, respectivamente, são definidas por:

$$r = \frac{IP(0)}{(\pi \mu_0 I_0)} \tag{7.3}$$

$$t_{dif} = \frac{IN(y)}{(\pi \mu_0 I_0)} \tag{7.4}$$

$$t_{dir} = exp\left(-\frac{y\sigma}{\mu_0}\right) \tag{7.5}$$

Os resultados estão apresentados para o modelo proposto e para o modelo clássico de LIOU, de forma a estabelecer uma análise comparativa. Os testes foram obtidos para cinco valores do cosseno do ângulo zenital μ, oito e doze direções de espalhamento e quatro valores distintos de espessura ótica: $\tau_1 = 0,25$; $\tau_2 = 1,0$; $\tau_3 = 4,0$ e $\tau_4 = 16,0$.

Tabela 7.8 – Reflexão e transmissão para espessura ótica $\tau_1 = 0,25$.

	REFLEXÃO				TRANSMISSÃO			
μ	Modelo Proposto		Modelo LIOU		Modelo Proposto		Modelo LIOU	
	8	12	8	12	8	12	8	12
0,1	0,41615	0,41603	0,41768	0,41610	0,58413	0,58385	0,58239	0,58390
0,3	0,15800	0,15793	0,15776	0,15795	0,84208	0,84203	0,84229	0,84205
0,5	0,07180	0,07178	0,07165	0,07179	0,92806	0,92820	0,92842	0,92821
0,7	0,03801	0,03800	0,03797	0,03801	0,96177	0,96199	0,96206	0,96200
0,9	0,02250	0,02249	0,02246	0,02250	0,97801	0,97751	0,97741	0,97751

Tabela 7.9 – Reflexão e transmissão para espessura ótica $t_2 = 1,0$.

	REFLEXÃO				TRANSMISSÃO			
m	Modelo Proposto		Modelo LIOU		Modelo Proposto		Modelo LIOU	
	8	12	8	12	8	12	8	12
0,1	0,58179	0,58141	0,58567	0,58148	0,41893	0,41850	0,41440	0,41852
0,3	0,38597	0,38569	0,38676	0,38571	0,61466	0,61430	0,61337	0,61430
0,5	0,24057	0,24047	0,24068	0,24048	0,75940	0,75952	0,75951	0,75952
0,7	0,15016	0,15019	0,15019	0,15019	0,84934	0,84982	0,84991	0,84981
0,9	0,09672	0,09654	0,09672	0,09672	0,90455	0,90329	0,90249	0,90328

Tabela 7.10 – Reflexão e transmissão para espessura ótica $t_3 = 4,0$.

	REFLEXÃO				TRANSMISSÃO			
m	Modelo Proposto		Modelo LIOU		Modelo Proposto		Modelo LIOU	
	8	12	8	12	8	12	8	12
0,1	0,73315	0,73247	0,73541	0,73254	0,26781	0,26745	0,26469	0,26746
0,3	0,61799	0,61732	0,61830	0,61732	0,38313	0,3827	0,38190	0,38269
0,5	0,51961	0,51932	0,51977	0,51932	0,48083	0,48069	0,48053	0,48069
0,7	0,42934	0,42946	0,42964	0,42945	0,57023	0,57056	0,57051	0,57055
0,9	0,34864	0,34823	0,34776	0,34823	0,65311	0,65178	0,65077	0,65178

Tabela 7.11 – Reflexão e transmissão para espessura ótica $t_4 = 16,0$.

	REFLEXÃO				TRANSMISSÃO			
m	Modelo Proposto		Modelo LIOU		Modelo Proposto		Modelo LIOU	
	8	12	8	12	8	12	8	12
0,1	0,88187	0,88097	0,88240	0,88103	0,11912	0,11897	0,11770	0,11897
0,3	0,8309	0,82994	0,83055	0,82995	0,17023	0,17005	0,16965	0,17005
0,5	0,78702	0,78659	0,78702	0,78659	0,21347	0,21342	0,21329	0,21342
0,7	0,74594	0,74619	0,74642	0,74618	0,25367	0,25382	0,25373	0,25382
0,9	0,70836	0,70722	0,70627	0,70722	0,29336	0,29279	0,29225	0,29279

Os valores apresentados em todas as tabelas apontam diferenças entre os modelos a partir da terceira casa decimal, para 8 direções e a partir da quarta casa decimal, para 12 direções de espalhamento preestabelecidas. A maior diferença entre o modelo

proposto e o modelo LIOU encontra-se na Tabela 7.11, onde estão apresentados os valores de transmissão obtidos para 8 direções de espalhamento com espessura ótica igual a 16 e cosseno do ângulo zenital igual a 0,3. Neste caso, a diferença entre os valores corresponde à um erro relativo de 0,34%.

7.1.4- Resultados do Modelo Proposto

O estudo consistiu na avaliação de dois meses do ano – novembro e junho – os quais são representativos de altas e baixas intensidades do fluxo solar na latitude relativa à cidade do Rio de Janeiro, RJ. Os dias escolhidos para a análise, mostrados na Tabela 7.12, correspondem às condições de céu claro e céu nublado verificados durante os meses citados e foram identificados através de uma avaliação das curvas de irradiância global medida em intervalos de um minuto, conforme apresentado no Capítulo 5.

Tabela 7.12 – Dias dos meses em análise.

Meses	Dias do Mês	
	Céu Claro	Céu Nublado
Novembro/2001	6, 7, 21, 26, 27	2, 3, 4
Junho/2002	4, 8, 9, 12, 15, 17, 18, 24, 27	23, 25

Para as condições de céu claro, o sistema de equações foi solucionado aplicando-se o modelo atmosférico desenvolvido para duas hipóteses distintas: 1) modelo com a presença de aerossóis (espalhamento e absorção), 2) modelo sem a presença de aerossóis. Os resultados obtidos, quando comparados aos dados medidos, permitiram avaliar a influência das propriedades dos aerossóis em intervalos específicos do ângulo zenital. Nas Tabelas 7.13 e 7.14, estão apresentados os valores da irradiância solar incidente na superfície terrestre obtidos para cada faixa espectral preestabelecida no modelo banda, referentes ao dia juliano 310 e representam a aplicação do modelo com e sem a presença de aerossóis, respectivamente.

Tabela 7.13 – Irradiância global calculada para o dia 6 de novembro (dia juliano 310), modelo com aerossóis para condições de céu claro.

Hora Padrão	m_0	Irradiância global (W/m^2) – com aerossóis Faixa espectral visível (mm)			
		0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695	Total
6:00	0,0534	0,2191	0,1563	0,0953	0,4707
7:00	0,2842	8,9937	9,4106	8,0894	26,4936
8:00	0,5029	34,8805	36,7415	31,0565	102,6780
9:00	0,6946	72,2812	75,9733	63,7367	211,9910
10:00	0,8461	111,2410	116,9280	97,8076	325,9760
11:00	0,9472	141,5630	149,0150	124,5330	415,1110
12:00	0,9909	155,6720	164,0450	137,0710	456,7880
13:00	0,9472	141,5630	149,0150	124,5330	415,1110
14:00	0,8461	111,2410	116,9280	97,8076	325,9760
15:00	0,6946	72,2812	75,9733	63,7367	211,9910
16:00	0,5029	34,8805	36,7415	31,0565	102,6780
17:00	0,2842	8,9937	9,4106	8,0894	26,4936
18:00	0,0534	0,2191	0,1563	0,0953	0,4707

Tabela 7.14 – Irradiância global calculada para o dia 6 de novembro (dia juliano 310), modelo sem aerossóis para condições de céu claro.

Hora Padrão	m_0	Irradiância global (W/m^2) – sem aerossóis Faixa espectral visível (mm)			
		0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695	Total
6:00	0,0534	0,3263	0,3763	0,3499	1,0525
7:00	0,2842	13,9041	15,0494	12,6143	41,5678
8:00	0,5029	46,8328	48,9477	40,3120	136,0920
9:00	0,6946	90,7864	94,0712	77,1913	262,0490
10:00	0,8461	134,9590	139,7120	114,5970	389,2670
11:00	0,9472	168,7500	174,9140	143,5410	487,2050
12:00	0,9909	184,3700	191,2880	157,0390	532,6970
13:00	0,9472	168,7500	174,9140	143,5410	487,2050
14:00	0,8461	134,9590	139,7120	114,5970	389,2670
15:00	0,6946	90,7864	94,0712	77,1913	262,0490
16:00	0,5029	46,8328	48,9477	40,3120	136,0920
17:00	0,2842	13,9041	15,0494	12,6143	41,5678
18:00	0,0534	0,3263	0,3763	0,3499	1,0525

As Figuras 7.5 e 7.6 foram elaboradas visando reproduzir de forma gráfica os resultados obtidos para a irradiância global e correspondem às Tabelas 7.13 e 7.14, respectivamente.

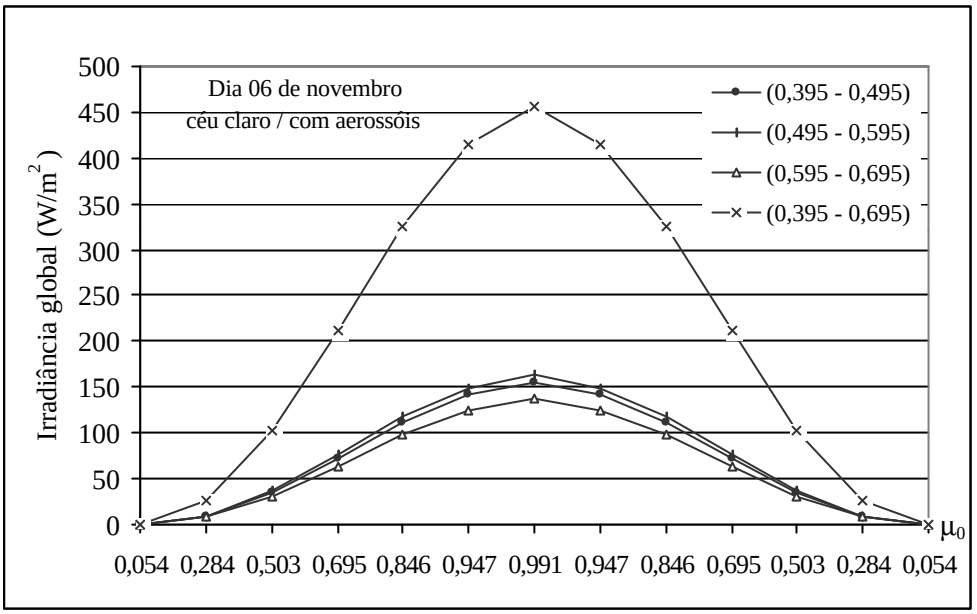


Figura 7.5 – Irradiância global aplicando modelo com aerossóis, dia juliano 310, Rio de Janeiro, RJ.

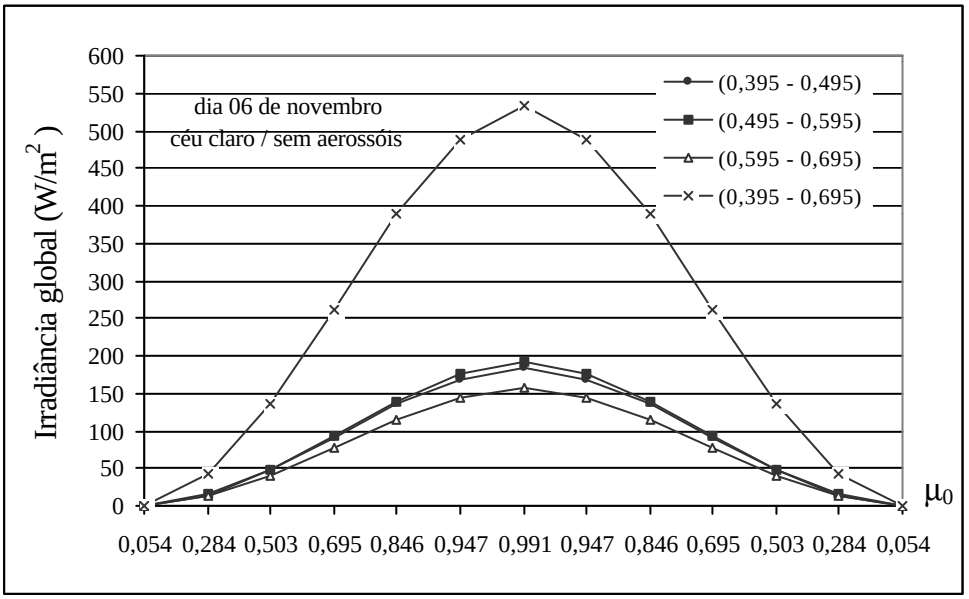


Figura 7.6 – Irradiância global aplicando modelo sem aerossóis, dia juliano 310, Rio de Janeiro, RJ.

Da mesma forma, as Tabelas 7.15 e 7.16 apresentam os valores de irradiância solar incidente na superfície obtidos para cada faixa espectral do modelo banda, referentes ao dia juliano 175 e representam a aplicação do modelo com e sem aerossóis, respectivamente.

Tabela 7.15 – Irradiância global calculada para o dia 24 de junho (dia juliano 175), modelo com aerossóis para condições de céu claro.

Hora Padrão	m_0	Irradiância global (W/m^2) – com aerossóis			
		Faixa espectral visível (mm)			
		0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695	Total
7:00	0,01110	0,0118	0,0119	0,0108	0,0345
8:00	0,21998	7,9438	8,1342	7,2932	23,3712
9:00	0,40333	29,5720	28,9366	25,2989	83,8075
10:00	0,54866	56,1723	54,2342	47,1294	157,5360
11:00	0,64605	78,4531	75,4534	65,4603	219,3670
12:00	0,68888	89,3601	85,8598	74,4582	249,6780
13:00	0,64605	78,4531	75,4534	65,4603	219,3670
14:00	0,54866	56,1723	54,2342	47,1294	157,5360
15:00	0,40333	29,5720	28,9366	25,2989	83,8075
16:00	0,21998	7,9438	8,1342	7,2932	23,3712
17:00	0,01110	0,0118	0,0119	0,0108	0,0345

Tabela 7.16 – Irradiância global calculada para o dia 24 de junho (dia juliano 175), modelo sem aerossóis para condições de céu claro.

Hora Padrão	m_0	Irradiância global (W/m^2) – sem aerossóis			
		Faixa espectral visível (mm)			
		0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695	Total
7:00	0,01110	0,0105	0,0107	0,0097	0,0309
8:00	0,21998	7,9205	8,1116	7,2736	23,3057
9:00	0,40333	29,5778	28,9428	25,3045	83,8251
10:00	0,54866	56,2518	54,3106	47,1956	157,7580
11:00	0,64605	78,6315	75,6241	65,6082	219,8640
12:00	0,68888	89,6291	86,1168	74,6806	250,4270
13:00	0,64605	78,6315	75,6241	65,6082	219,8640
14:00	0,54866	56,2518	54,3106	47,1956	157,7580
15:00	0,40333	29,5778	28,9428	25,3045	83,8251
16:00	0,21998	7,9205	8,1116	7,2736	23,3057
17:00	0,01110	0,0105	0,0107	0,0097	0,0309

As Figuras 7.7 e 7.8 foram elaboradas visando reproduzir de forma gráfica os resultados obtidos para a irradiância global e correspondem às Tabelas 7.15 e 7.16, respectivamente.

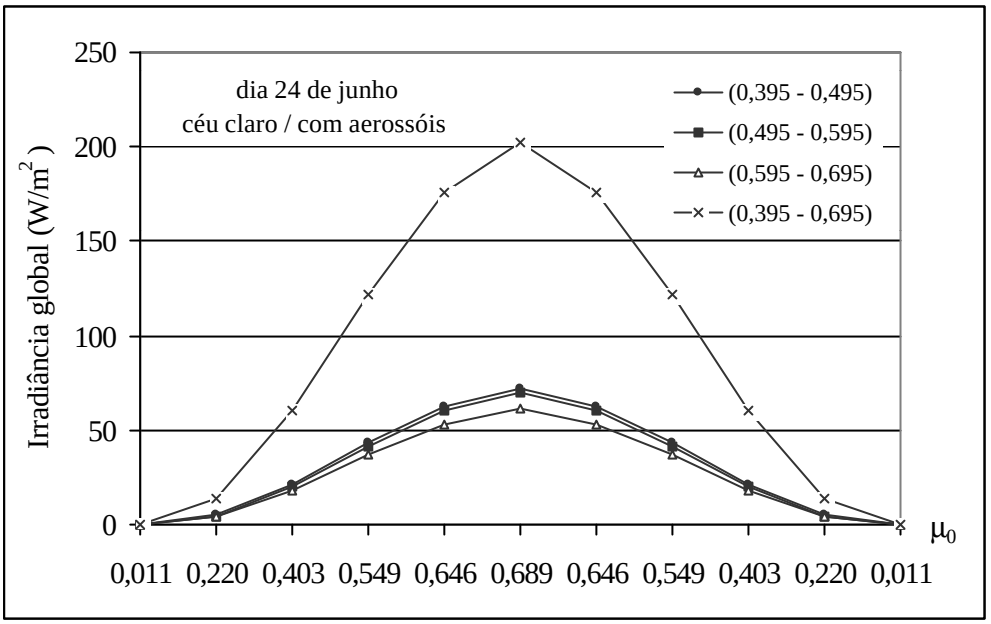


Figura 7.7 – Irradiância global aplicando modelo com aerossóis, dia juliano 175, Rio de Janeiro, RJ.

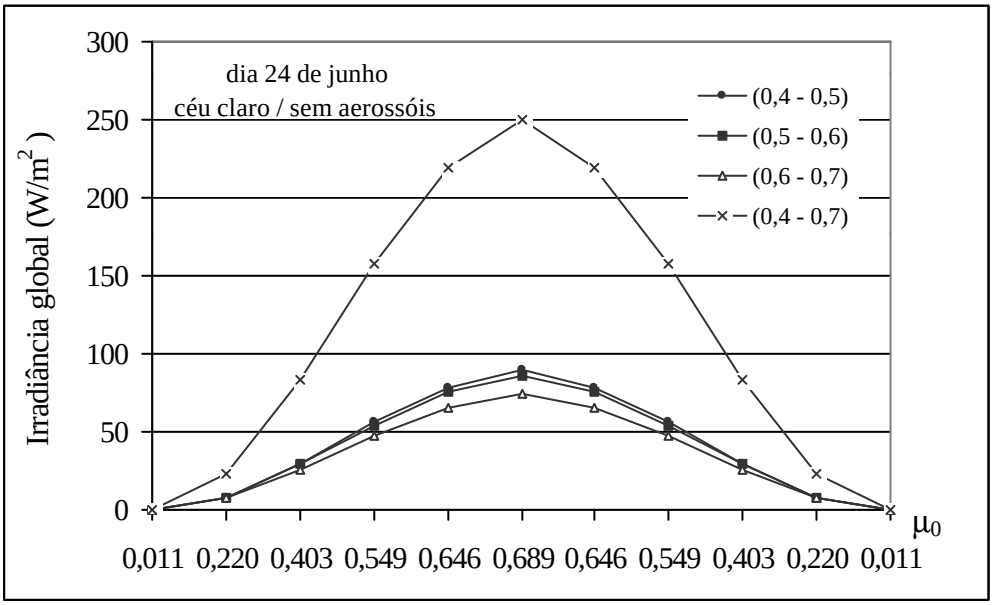


Figura 7.8 – Irradiância global aplicando modelo sem aerossóis, dia juliano 175, Rio de Janeiro, RJ.

O modelo também foi aplicado para as condições de céu nublado considerando-se uma camada de nuvens e valores predeterminados de espessura ótica que varia no intervalo de $t_{nu} = 1$ a $t_{nu} = 100$ (lembrando que $t_{nu} = 0$ corresponde à condição de céu claro), como sugerido por PINKER e EWING (1985). Nas Tabelas 7.17 e 7.18, estão apresentados os valores obtidos da irradiância global incidente na superfície terrestre utilizando-se espessura ótica igual a 10, para os dias julianos 310 e 175, respectivamente.

Tabela 7.17 – Irradiância global calculada para o dia 6 de novembro (dia juliano 310), modelo para condições de céu nublado, espessura ótica das nuvens $t_{nu} = 10$.

Hora Padrão	m_0	Irradiância global (W/m^2) – céu nublado Faixa espectral visível (mm)			
		0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695	Total
6:00	0,0534	0,0988	0,0991	0,0805	0,2784
7:00	0,2842	4,2447	4,2656	3,4630	11,9732
8:00	0,5029	17,0797	17,1623	13,9331	48,1751
9:00	0,6946	38,4329	38,6197	31,3531	108,4060
10:00	0,8461	63,6137	63,9257	51,8988	179,4380
11:00	0,9472	85,0873	85,5104	69,4245	240,0220
12:00	0,9909	96,1288	96,6117	78,4389	271,1790
13:00	0,9472	85,0873	85,5104	69,4245	240,0220
14:00	0,8461	63,6137	63,9257	51,8988	179,4380
15:00	0,6946	38,4329	38,6197	31,3531	108,4060
16:00	0,5029	17,0797	17,1623	13,9331	48,1751
17:00	0,2842	4,2447	4,2656	3,4630	11,9732
18:00	0,0534	0,0988	0,0991	0,0805	0,2784

As Figuras 7.9 e 7.10 foram elaboradas visando reproduzir de forma gráfica os resultados obtidos para a irradiância global e correspondem às Tabelas 7.17 e 7.18, respectivamente.

Tabela 7.18 – Irradiância global calculada para o dia 24 de junho (dia juliano 175), modelo para condições de céu nublado, espessura ótica das nuvens $t_{nu} = 10$.

Hora Padrão	m_0	Irradiância global (W/m^2) – céu nublado Faixa espectral visível (mm)			
		0,395 – 0,495	0,495 – 0,595	0,595 – 0,695	Total
7:00	0,01028	0,0096	0,0097	0,0079	0,0271
8:00	0,21923	2,1754	2,1859	1,7746	6,1359
9:00	0,40270	9,3820	9,4275	7,6537	26,4632
10:00	0,54819	20,1331	20,2306	16,4241	56,7878
11:00	0,64578	30,3535	30,5008	24,7618	85,6160
12:00	0,68882	35,7306	35,9042	29,1486	100,7830
13:00	0,64578	30,3535	30,5008	24,7618	85,6160
14:00	0,54819	20,1331	20,2306	16,4241	56,7878
15:00	0,40270	9,3820	9,4275	7,6537	26,4632
16:00	0,21923	2,1754	2,1859	1,7746	6,1359
17:00	0,01028	0,0096	0,0097	0,0079	0,0271

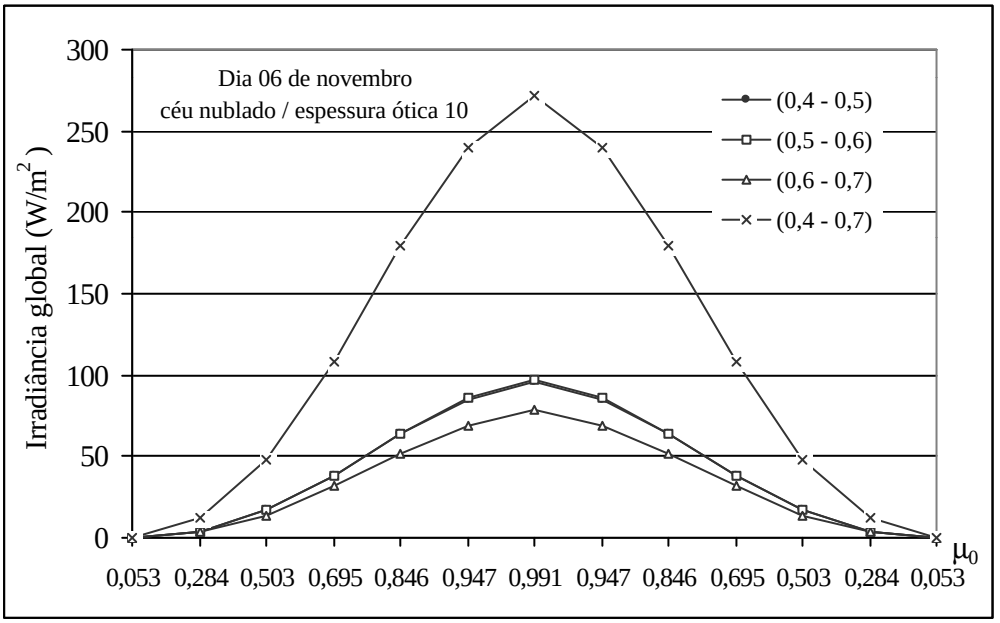


Figura 7.9 – Irradiância global aplicando modelo para condições de céu nublado, dia juliano 310, Rio de Janeiro, RJ, espessura ótica das nuvens $t_{nu} = 10$.

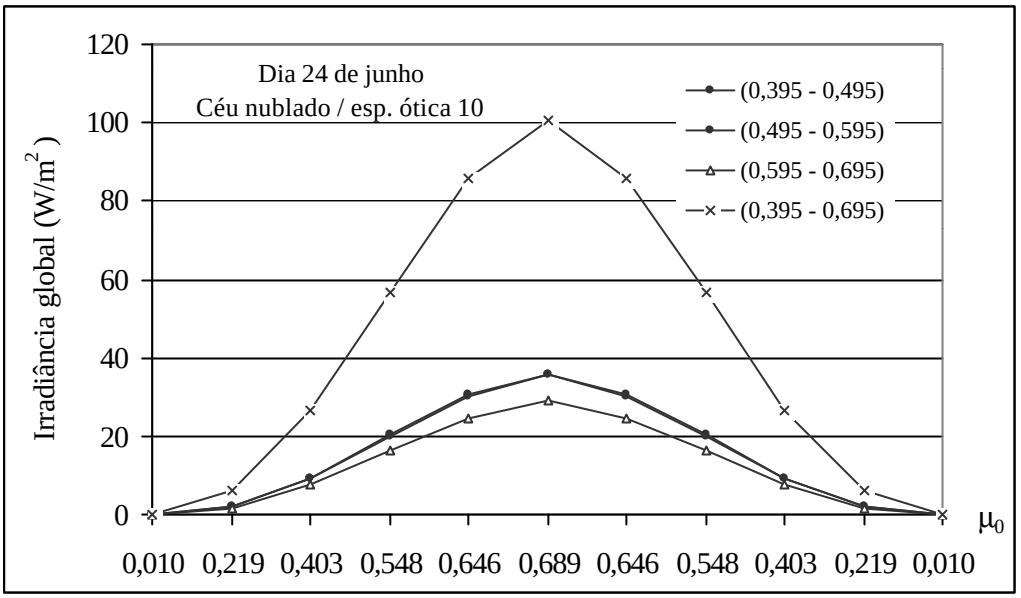


Figura 7.10 – Irradiância global aplicando modelo para condições de céu nublado, dia juliano 175, Rio de Janeiro, RJ, espessura ótica das nuvens $t_{nu} = 10$.

Os resultados obtidos com a aplicação do modelo banda foram comparados à aqueles resultantes da aplicação do modelo médio, como indicado na Tabela 7.19. Os valores apresentados para o dia 6 de novembro mostram que a maior diferença verificada entre os modelos é de aproximadamente 1W/m^2 – valor muito baixo em relação à faixa de estudo. Esta diferença foi observada para todos os dias em estudo.

Tabela 7.19 – Comparação entre os modelos banda e médio.

Hora Padrão	Irradiância global (W/m^2)		
	Modelo Banda	Modelo Médio	Diferença
06:00	0,615	0,591	0,024
07:00	30,060	29,651	0,409
08:00	111,163	110,886	0,277
09:00	226,660	226,307	0,353
10:00	346,969	346,919	0,050
11:00	441,339	440,577	0,762
12:00	486,051	485,066	0,985
13:00	441,339	440,577	0,762
14:00	346,969	346,919	0,050
15:00	226,660	226,307	0,353
16:00	111,163	110,886	0,277
17:00	30,060	29,651	0,409
18:00	0,615	0,591	0,024

7.1.5– Análise Estatística dos Resultados

Nesta etapa apresenta-se uma análise estatística dos resultados obtidos com a aplicação do modelo médio a partir da comparação com os dados medidos, permitindo estabelecer a precisão e o nível de confiabilidade do problema direto proposto.

O trabalho comparativo consistiu na análise de quatro dias claros e dois dias nublados dos meses de novembro e junho. Os estudos foram realizados para os valores da irradiância global incidente na superfície terrestre – aplicando-se os dados experimentais de superfície terrestre – e para os valores da irradiância que emerge do topo da camada atmosférica para o espaço – aplicando-se os dados experimentais obtidos pelo satélite NOAA-16.

7.1.5.1– Irradiância Global Incidente na Superfície Terrestre

Após a aplicação da metodologia para o cálculo da irradiância global incidente na superfície terrestre, é possível estabelecer uma avaliação comparativa dos resultados utilizando-se os valores medidos. Inicialmente, calcula-se o erro médio relativo, dado por:

$$Erro\ médio\,relativo(\%) = \left(\frac{Flux_{modelo} - Flux_{medido}}{Flux_{medido}} \right) x100 \qquad (7.6)$$

onde:

$Flux_{modelo}$ – irradiância calculada;

$Flux_{medido}$ – irradiância medida.

Os erros associados ao cálculo da irradiância global incidente na superfície terrestre estão apresentados nas Tabelas 7.20 a 7.23 e correspondem, respectivamente, aos

dias 7 de novembro de 2001, 26 de novembro de 2001, 15 de junho de 2002 e 17 de junho de 2002, considerando condições de céu claro.

Tabela 7.20 – Erro médio relativo correspondente ao dia 7 de novembro, condições de céu claro.

m_0	Irradiância global (W/m^2)			Erro médio relativo (%)	
	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis	Medida	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis
0,0540	1,03385	0,49507	15,9690	-93,526	-96,900
0,2845	41,57764	25,78366	79,3570	-47,607	-67,509
0,5030	136,16315	101,69379	172,5000	-21,065	-41,047
0,6946	262,10508	209,42055	316,2900	-17,131	-33,788
0,8461	389,39311	322,77317	370,8200	5,009	-12,957
0,9474	487,57276	413,26309	411,0000	18,631	0,551
0,9915	533,43976	455,19594	410,9800	29,797	10,759
0,9474	487,57276	411,63346	381,8800	27,677	7,791
0,8461	389,39311	322,77317	333,6800	16,697	-3,269
0,6946	262,10508	209,42055	250,5400	4,616	-16,412
0,5030	136,16315	100,99522	153,9400	-11,548	-34,393
0,2845	41,57764	25,78366	36,4440	14,086	-29,251
0,0540	1,03385	0,49507	5,1764	-80,028	-90,436

Tabela 7.21 – Erro médio relativo correspondente ao dia 26 de novembro, condições de céu claro.

m_0	Irradiância global (W/m^2)			Erro médio relativo (%)	
	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis	Medida	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis
0,0863	3,0119	1,3427	49,498	-93,915	-97,287
0,3106	50,4844	32,6337	95,710	-47,253	-65,904
0,5231	148,7673	112,2034	232,130	-35,912	-51,664
0,7093	275,7669	222,4010	320,890	-14,062	-30,692
0,8567	402,6161	335,8614	377,260	6,721	-10,974
0,9551	499,6080	423,9793	410,870	21,598	3,191
0,9978	542,4437	464,7175	404,090	34,238	15,003
0,9551	499,6080	423,9793	367,770	35,848	15,284
0,8567	402,6161	335,8614	304,850	32,070	10,173
0,7093	275,7669	222,4010	244,940	12,585	-9,202
0,5231	148,7673	112,2034	161,090	-7,650	-30,347
0,3106	50,4844	32,6337	76,870	-34,325	-57,547
0,0863	3,0119	1,3427	11,735	-74,334	-88,558

Tabela 7.22 – Erro médio relativo correspondente ao dia 15 de junho, condições de céu claro.

m_0	Irradiância global (W/m^2)			Erro médio relativo (%)	
	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis	Medida	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis
0,0119	0,0386	0,0334	11,1516	-99,654	-99,7007
0,2210	23,0147	13,1315	63,1650	-63,564	-79,2108
0,4046	82,7214	58,1978	124,4600	-33,536	-53,2398
0,5501	155,4402	118,6751	192,6600	-19,319	-38,4018
0,6477	216,4193	171,3717	218,7300	-1,056	-21,6515
0,6906	246,3180	197,6098	234,3600	5,102	-15,6811
0,6477	216,4193	171,3717	226,4900	-4,446	-24,3359
0,5501	155,4402	118,6751	174,5300	-10,938	-32,0030
0,4046	82,7214	58,1978	103,4700	-20,053	-43,7540
0,2210	23,0147	13,1315	40,118	-42,632	-67,2678
0,0119	0,0386	0,0334	6,8239	-99,434	-99,5108
0,0119	0,0386	0,0334	11,1516	-13,924	-34,0648
0,2210	23,0147	13,1315	63,1650	-99,654	-99,7007

Tabela 7.23 – Erro médio relativo, correspondente ao dia 17 de junho, condições de céu claro.

m_0	Irradiância global (W/m^2)			Erro médio relativo (%)	
	Modelo c/ aerossóis	Modelo s/ aerossóis	Medida	Modelo c/ aerossóis	Modelo s/ aerossóis
0,0114	0,0352	0,0308	6,3519	-99,446	-99,5154
0,2204	23,1578	13,0312	53,6380	-56,826	-75,7052
0,4038	82,3505	57,9029	139,2500	-40,861	-58,4180
0,5492	154,8606	118,1865	199,5400	-22,391	-40,7705
0,6467	215,6691	170,7225	236,4500	-8,789	-27,7976
0,6896	245,4962	196,8937	245,8000	-0,124	-19,8968
0,6467	215,6691	170,7225	221,7900	-2,760	-23,0251
0,5492	154,8606	118,1865	188,6000	-17,889	-37,3348
0,4038	82,3505	57,9029	115,4900	-28,695	-49,8632
0,2204	23,1578	13,0312	54,065	-57,167	-75,8971
0,0114	0,0352	0,0308	8,5305	-99,588	-99,6392
0,0114	0,0352	0,0308	6,3519	-18,500	-37,6224
0,2204	23,1578	13,0312	53,6380	-99,446	-99,5154

Nas Figuras 7.11 a 7.14 estão ilustrados os gráficos representativos da diferença existente entre os dados medidos e calculados e foram traçados com base nas Tabelas 7.20 a 7.23, respectivamente.

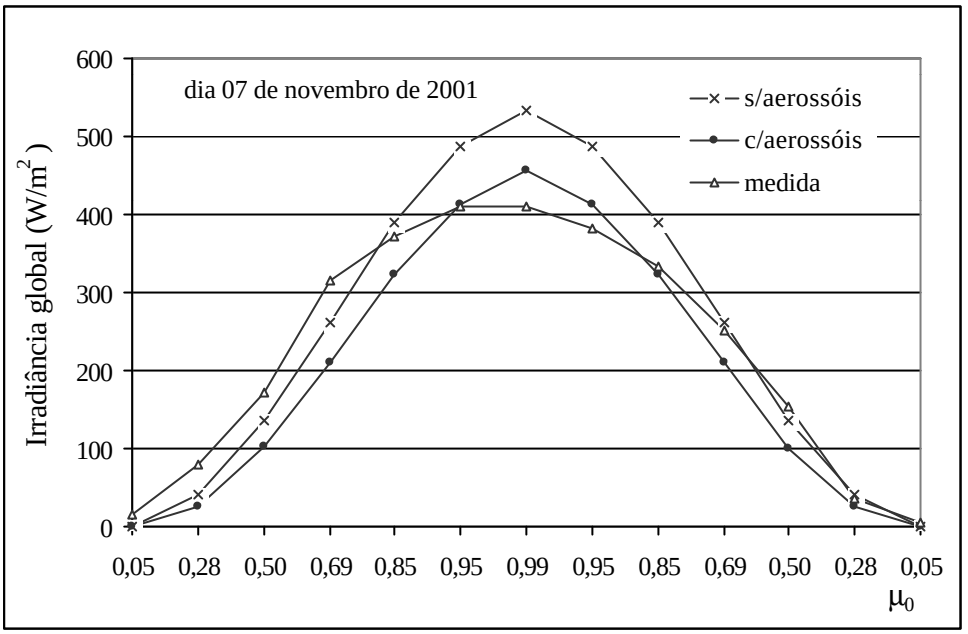


Figura 7.11 – Dados medidos e calculados da irradiância global incidente na superfície terrestre para o dia 7 de novembro de 2001.

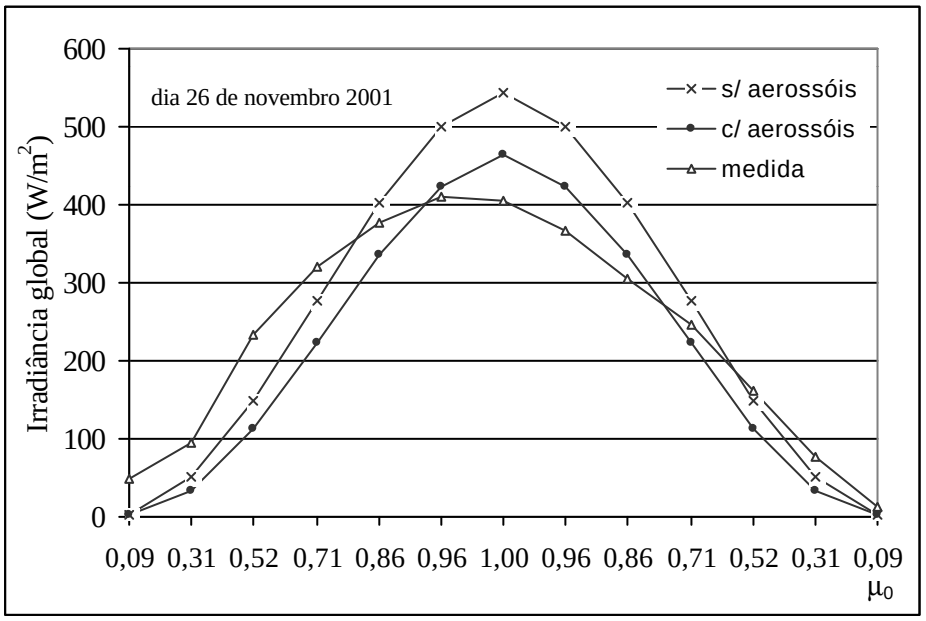


Figura 7.12 – Dados medidos e calculados da irradiância global incidente na superfície terrestre para o dia 26 de novembro de 2001.

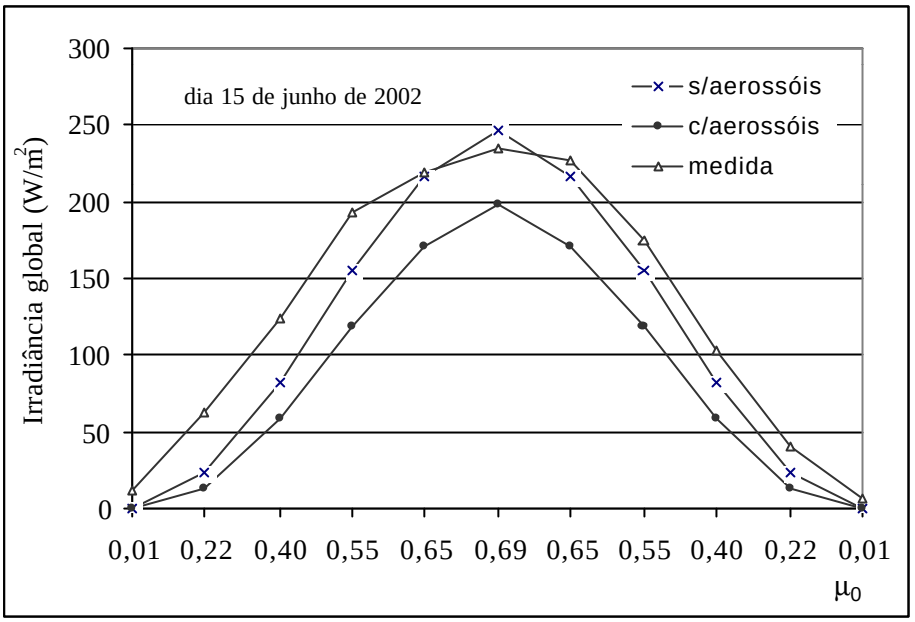


Figura 7.13 – Dados medidos e calculados da irradiância global incidente na superfície terrestre para o dia 15 de junho de 2002.

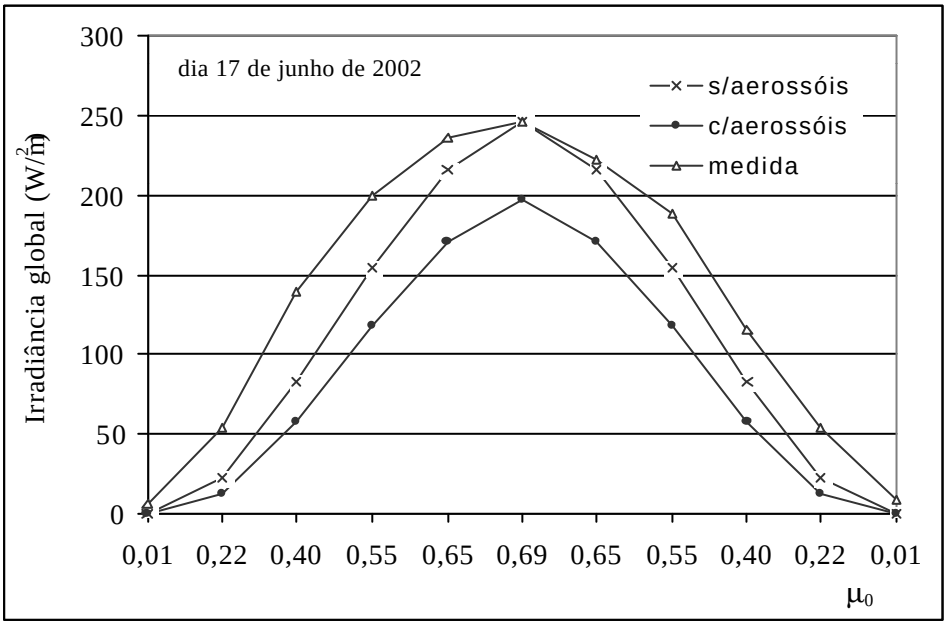


Figura 7.14 – Dados medidos e calculados da irradiância global incidente na superfície terrestre para o dia 17 de junho de 2002.

Os resultados obtidos para condições de céu claro, aplicando-se o modelo com aerossóis e assumindo-se valores do cosseno do ângulo zenital maiores do que 0,8 (que são comuns no verão e correspondem ao período próximo do meio dia) indicam maior concordância dos dados calculados e medidos. Os modelos com e sem a presença de aerossóis comportam-se de forma semelhante para os vários dias claros dos meses em estudo possibilitando, assim, a identificação de intervalos específicos de m_0 onde cada um dos modelos ajusta-se melhor aos dados medidos, como indicado na Tabela 7.24.

Tabela 7.24 – Intervalos de m_0 correspondentes aos menores erros médios relativos, de acordo com a aplicação dos modelos com e sem aerossóis para dias claros.

Modelo	Intervalo de m_0	Intervalo de Erro
Com aerossóis	$m_0 \geq 0{,}8$	0,6% a 15%
Sem aerossóis	$0{,}3 < m_0 < 0{,}8$	0,1% a 45%

Na medida em que os valores do cosseno do ângulo zenital decrescem, a partir de 0,3, a diferença entre os dados medidos e calculados tende a crescer. Neste caso, existem duas questões críticas que influenciam nos resultados encontrados. A primeira diz respeito à confiabilidade dos dados medidos nas horas correspondentes aos pequenos valores de m_0 ($m_0 < 0{,}3$), sobretudo nas primeiras horas do dia, quando pode ocorrer aumento da intensidade do fluxo solar devido à refletividade de obstáculos naturais, como árvores. A segunda questão crítica, refere-se à condição plano-paralela assumida para o tratamento do sistema Terra/Atmosfera, que resulta em maiores erros associados aos dados correspondentes às primeiras e últimas horas do dia, quando o ângulo zenital é elevado e os valores de m_0 são baixos.

Nas Tabelas 7.25 e 7.26 estão apresentados os erros referentes aos dias 2 e 4 de novembro, respectivamente, considerando condições de céu nublado. Devido à elevada variabilidade do comportamento das nuvens com o tempo, o estudo comparativo para os dias nublados é realizado utilizando-se pelo menos dois valores distintos de espessura ótica das nuvens t_{nu}.

Tabela 7.25 – Erro médio relativo correspondente ao dia 2 de novembro, condições de céu nublado.

m_0	Irradiância global (W/m^2)			Erro médio relativo (%)	
	Modelo $t = 40$	Modelo $t = 60$	Medida	Modelo $t = 40$	Modelo $t = 60$
0,044	0,179	0,191	28,073	-99,363	-99,319
0,276	8,322	11,150	67,057	-87,590	-83,373
0,496	34,660	46,458	53,204	-34,854	-12,680
0,689	79,007	105,898	134,980	-41,468	-21,545
0,842	131,655	176,450	129,940	1,320	35,794
0,944	176,820	236,940	234,350	-24,549	1,105
0,988	200,310	268,382	65,312	206,697	310,923
0,944	176,820	236,940	121,650	45,351	94,772
0,842	131,655	176,450	73,754	78,506	139,242
0,689	79,007	105,898	40,310	95,997	162,710
0,496	34,660	46,458	22,764	52,258	104,085

Tabela 7.26 – Erro médio relativo, correspondente ao dia 4 de novembro, condições de céu nublado.

m_0	Irradiância global (W/m^2)			Erro médio relativo (%)	
	Modelo $t_{nu} = 40$	Modelo $t_{nu} = 60$	Medida	Modelo $t_{nu} = 40$	Modelo $t_{nu} = 60$
0,048	0,237	0,265	8,897	-97,339	-97,018
0,279	4,370	3,304	23,408	-81,332	-85,884
0,499	17,662	12,710	72,291	-75,568	-82,419
0,691	40,027	28,648	83,118	-51,843	-65,534
0,843	66,546	47,574	113,056	-41,139	-57,920
0,945	89,269	63,801	72,702	22,788	-12,243
0,989	101,095	72,245	52,535	92,434	37,517
0,945	89,269	63,801	47,732	87,022	33,665
0,843	66,546	47,574	45,933	44,875	3,573
0,691	40,027	28,648	38,804	3,151	-26,174
0,499	17,662	12,710	26,682	-33,806	-52,367
0,279	4,370	3,304	8,930	-51,066	-62,996
0,048	0,237	0,265	1,046	-77,366	-74,628

Nas Figuras 7.15 e 7.16 encontram-se os gráficos representativos dos erros médios associados à aplicação do modelo considerando condições de céu nublado e correspondem às Tabelas 7.25 e 7.26, respectivamente.

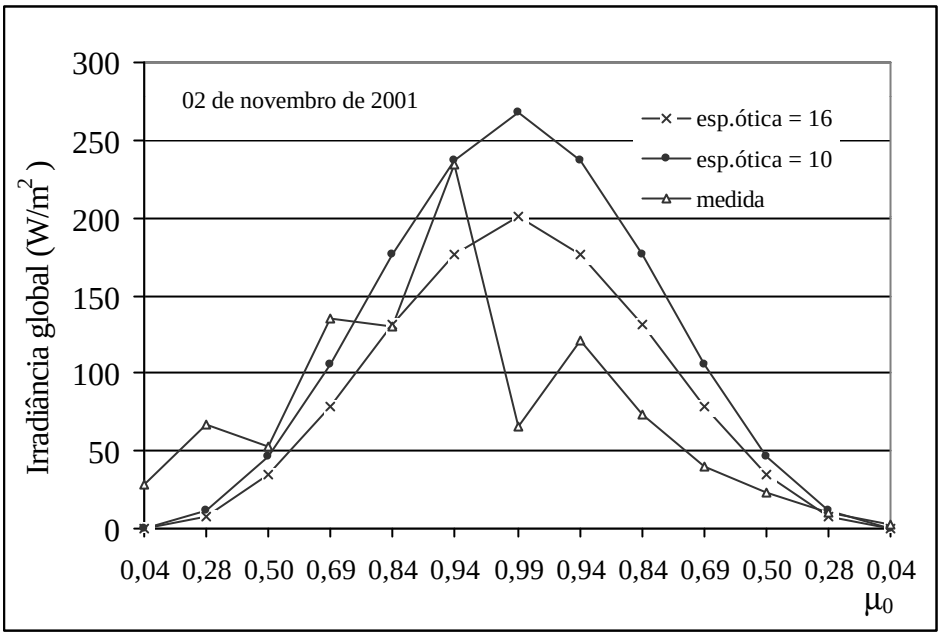


Figura 7.15 – Dados medidos e calculados da irradiância global incidente na superfície terrestre para o dia 2 de novembro de 2001.

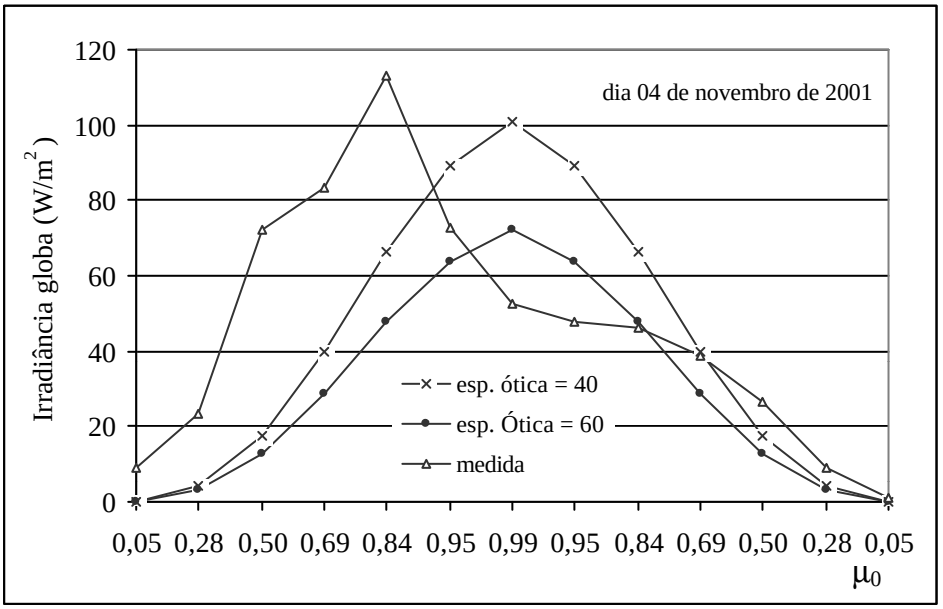


Figura 7.16 – Dados medidos e calculados da irradiância global incidente na superfície terrestre para o dia 4 de novembro de 2001.

Os resultados obtidos para as condições de céu nublado, considerando a utilização de um valor constante de espessura ótica das nuvens para todo o dia, mostram comportamentos diferentes entre as curvas representativas dos dados calculados e medidos. Como não é possível estimar as diversas mudanças das nuvens ao longo do tempo, a estimativa da irradiação solar para dias nublados foi obtida a partir de uma aproximação dada pela relação entre os valores máximos e mínimos medidos, como será apresentado no tópico referente à estimativa de parâmetros.

Além de analisar os dados referentes ao fluxo solar é importante também avaliar os valores da irradiação característicos dos dias em estudo. Para determinar a irradiação global incidente na superfície terrestre na base temporal diária, os valores dos fluxos são integrados ao longo do dia. Apresenta-se na Tabela 7.27, os dados de irradiação global calculados e medidos para os dias em estudo, bem como os respectivos erros médios relativos.

Tabela 7.27 – Erro médio relativo atribuído aos dados de irradiação global diária calculados a partir da aplicação do modelo com aerossóis e sem aerossóis.

Dias em estudo	Irradiação global incidente (Wh/m^2)			Erro médio relativo (%)	
	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis	Medida	Modelo s/ aerossóis	Modelo c/ aerossóis
7 nov.	3169,13	2599,73	2938,58	7,85	-11,53
26 nov.	3302,95	2721,56	3057,70	8,02	-10,99
15 jun.	1201,59	920,43	1395,96	-13,92	-34,06
17 jun.	1197,64	916,64	1469,51	-18,50	-37,62

Para estabelecer o intervalo de confiança do modelo proposto em relação à condição de céu claro, calcula-se o desvio padrão cuja finalidade é avaliar a amplitude de variação do conjunto de dados calculados em torno da média.

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Flux_{modelo} - \overline{Flux}\right)^2}{n-1}} \tag{7.7}$$

onde:

s – desvio padrão

$\overline{Flux}$ – média dos fluxos calculados (média diária);

n – número de cossenos do ângulo zenital considerados.

O valor obtido para o desvio padrão foi de 5,46.

7.1.5.2– Irradiância que Emerge do Topo da Atmosfera para o Espaço

Os valores calculados referentes ao fluxo solar que emerge da camada atmosférica para o espaço são comparados às medidas obtidas pelo satélite meteorológico. Estes dados são utilizados na avaliação do problema inverso para estimativa de parâmetros.

Nas Tabelas 7.29 e 7.30 estão apresentados os dados medidos e calculados da irradiância que emerge do topo da atmosfera, bem como os valores do erro médio relativo referentes, respectivamente, aos meses de novembro e dezembro de 2001, meses que correspondem ao período de informações disponível do satélite NOAA-16 com passagem pelas coordenadas geográficas do local em estudo. Nesta etapa, aplica-se o modelo médio utilizando-se o mesmo intervalo espectral adotado pelo instrumento do satélite (0,58μm a 0,68μm).

Tabela 7.29 – Erro médio relativo associado aos dados de irradiância que emerge do topo da atmosfera para o espaço correspondente ao mês de novembro de 2001.

Dia	m_0	Irradiância (W/m^2) – Nov./2001		Erro Médio Relativo (%)
		Modelo	Medida Satélite	
7	0,826	23,203	20,123	13,27
21	0,922	25,031	22,235	11,17
22	0,937	25,887	12,155	53,05

Tabela 7.30 – Erro médio relativo associado aos dados de irradiância que emerge do topo da atmosfera para o espaço correspondente ao mês de dezembro de 2001.

Dia	m_0	Irradiância (W/m^2) – Dez./2001		Erro Médio Relativo (%)
		Modelo	Medida Satélite	
3	0,781	20,61	20,540	0,37
17	0,889	89,888	92,729	-3,06
18	0,905	23,746	18,233	30,24

7.1.6– Comparação entre Métodos de Aproximação - S_N com Diferentes Direções de Espalhamento

Na Tabela 7.31 estão apresentados os resultados obtidos a partir de um estudo comparativo entre os métodos de discretização angular relativos à Aproximação - S_N utilizando-se diferentes direções de espalhamento.

Tabela 7.31 – Erro médio relativo do modelo proposto para diferentes direções de espalhamento correspondente ao dia 7 de novembro de 2001.

Número de Direções de Espalhamento	Irradiação Global Diária (Wh/m^2)	Erro Médio Relativo (%)
2	2693,42	8,34
16	2797,59	4,79
24	2786,12	5,19
Dado Medido	2938,58	

Considerando uma análise comparativa na base temporal diária, os resultados mostram um decréscimo significativo do erro médio relativo – aproximadamente 3,6% – entre métodos de solução que utilizam duas e dezesseis direções de espalhamento. A diferença entre as aproximações com 16 e 24 direções é cerca de 0,5%, obtendo-se maior erro médio relativo para o caso de 24 direções de espalhamento. Resultados semelhantes foram obtidos para os demais dias em estudo.

No modelo proposto, visando a solução da ETR, utiliza-se a Aproximação - S_N considerando 16 direções de espalhamento. Dessa forma, é possível obter resultados mais precisos em comparação à aqueles resultantes da aplicação de modelos físicos

que utilizam a Aproximação *Two Stream* para a solução da ETR, como é o caso dos dois modelos em aplicação no Brasil, citados no Capítulo 2.

7.2– ESTIMATIVA DE PARÂMETROS

No problema inverso para estimativa de parâmetros foram propostas duas etapas independentes para o cálculo dos parâmetros correspondentes às duas condições de céu em análise. O Método de LEVENBERG-MARQUARDT foi aplicado visando a solução do problema inverso em ambas as etapas e implementado em código computacional desenvolvido em linguagem FORTRAN.

No tópico 7.2.1 estão relatados os resultados obtidos para a primeira etapa do problema inverso referente à estimativa do coeficiente de espalhamento dos aerossóis considerando condições de céu claro. No tópico 7.2.2, relativo à segunda etapa, estão descritos os resultados referentes à estimativa da espessura ótica das nuvens, considerando condições de céu nublado. Os resultados nas duas etapas, referem-se à dias específicos dos meses de novembro, para os quais existem dados medidos pelo satélite, necessários para a validação final. É importante ressaltar que para realizar a estimativa dos parâmetros, o período do dia em estudo foi limitado ao intervalo compreendido entre 8:00 e 16:00 horas, desprezando-se as primeiras e últimas horas do dia devido à não confiabilidade associada tanto às medidas terrestres, quanto aos dados calculados.

Finalmente, no tópico 7.2.3 apresentam-se os resultados da irradiância solar obtidos para os diversos estados da atmosfera, dentro do intervalo de estudo preestabelecido; para tanto, foi aplicada a definição de cobertura efetiva das nuvens, utilizando-se os novos valores dos parâmetros calculados no problema inverso.

7.2.1– Estimativa do Coeficiente de Espalhamento dos Aerossóis

Os resultados obtidos no problema direto mostraram uma diferença significativa entre os dados calculados pelo modelo com e sem a presença de aerossóis. Ambos apresentaram desvios em relação aos dados medidos; entretanto, o erro médio relativo calculado para irradiação global diária indica maior precisão do modelo sem a presença de aerossóis. Dessa forma, é importante estabelecer o intervalo de variação do coeficiente de espalhamento dos aerossóis, partindo-se de valores inferiores ao valor original (o valor original encontra-se referenciado no Capítulo 4). Os primeiros testes foram feitos considerando intervalos correspondentes à faixas de até 50% abaixo do valor original; em seguida, para faixas correspondentes à decréscimos de 70%, 80% e 90%. Na Tabela 7.32 estão apresentados os valores do coeficiente de espalhamento dos aerossóis estimados para os diversos intervalos estabelecidos.

Tabela 7.32 – Valores original e estimados do coeficiente de espalhamento dos aerossóis.

	Intervalo de Estimativa	Coeficiente de Espalhamento (s_{aer})
Valor original	100%	0,1423
Estimativa 1	$0< s_1 <50\%$	0,0685
Estimativa 2	$0< s_2 <30\%$	0,0411
Estimativa 3	$0< s_3 <20\%$	0,0274
Estimativa 4	$0< s_4 <10\%$	0,0137

Na Tabela 7.33 estão apresentados os novos valores da irradiância global incidente na superfície terrestre, de acordo com as estimativas do coeficiente de espalhamento dos aerossóis, obtidas no problema inverso.

Tabela 7.33 –Irradiância global incidente na superfície terrestre calculada a partir dos novos valores estimados do coeficiente de espalhamento dos aerossóis.

m_0	Irradiância global incidente na superfície terrestre (W/m^2)						
	Medida	Sem Aerossóis	Valor Original	Estimativa 1	Estimativa 2	Estimativa 3	Estimativa 4
0,503	172,50	122,44	110,98	113,18	113,94	113,94	114,51
0,695	316,29	241,65	226,41	228,91	229,46	229,56	230,20
0,846	370,82	364,60	347,11	348,85	349,43	349,75	350,38
0,948	411,00	460,91	441,01	443,07	443,71	444,24	444,84
0,992	410,98	506,35	485,90	488,68	489,27	488,91	489,51
0,947	381,88	460,91	441,01	443,07	443,71	444,24	444,84
0,846	333,68	364,60	347,11	348,85	349,43	349,75	350,38
0,695	250,54	241,65	226,41	228,91	229,46	229,56	230,20
0,503	172,50	122,44	110,98	113,18	113,94	113,94	114,51

Na Tabela 7.34 estão apresentados os novos valores da irradiação global na base temporal diária e os respectivos erros médios relativos, de acordo com as estimativas obtidas para o coeficiente de espalhamento dos aerossóis.

Tabela 7.34 – Irradiação global diária calculada a partir dos novos valores estimados do coeficiente de espalhamento dos aerossóis e respectivo erro médio relativo.

	Irradiação global diária (Wh/m^2)	Erro Médio Relativo (%)
Sem aerossóis	2885,552	2,99
Valor original	2736,907	-2,31
Estimativa 1	2756,703	-1,60
Estimativa 2	2762,356	-1,40
Estimativa 3	2763,899	-1,35
Estimativa 4	2769,361	-1,15
Medida	2801,63	

Os novos valores da irradiância que emerge da camada atmosférica para o espaço também são calculados de acordo com as estimativas obtidas para o coeficiente de espalhamento dos aerossóis e são comparados aos dados medidos pelo satélite para avaliação do problema inverso proposto.

Nesta etapa é importante observar que os valores calculados para a irradiância que emerge da camada atmosférica para o espaço devem corresponder, necessariamente, à faixa espectral adotada pelo instrumento do satélite (0,58μm a 0,68μm). Para tanto, voltando ao modelo banda desenvolvido, observa-se que os valores originais do coeficiente de espalhamento são preestabelecidos para cada divisão da faixa espectral, como mostrado na Tabela 7.35. Deve-se lembrar que o valor original utilizado no problema inverso é a média dos valores originais do modelo banda.

Tabela 7.35 – Percentual do coeficiente de espalhamento dos aerossóis correspondente à cada faixa espectral do modelo banda.

Faixa espectral (mm)	Valor original	($\%$)
0,395 – 0,495	0,1756	41,13
0,495 – 0,595	0,1350	31,62
0,595 – 0,695	0,1162	27,22

Conhecendo o percentual relativo à cada faixa espectral, é possível determinar o valor do coeficiente de espalhamento para as faixas específicas, quando outros valores médios estão em análise. Neste caso, calcula-se o coeficiente de espalhamento dos aerossóis para o intervalo espectral mais próximo (0,595μm a 0,695 μm) ao intervalo característico do satélite (0,58μm a 0,68 μm), como descrito na Tabela 7.36.

Tabela 7.36 – Coeficientes de espalhamento dos aerossóis para o intervalo espectral compreendido entre 0,595μm e 0,695μm.

	s_{ae} (0,595mm a 0,695mm)
Valor original	0,1162
Estimativa 1	0,0559
Estimativa 2	0,0336
Estimativa 3	0,0224
Estimativa 4	0,0112

Na Tabela 7.37 estão descritos os valores da irradiância que emerge do topo da atmosfera para o espaço e os erros médios correspondentes à cada nova estimativa do coeficiente de espalhamento dos aerossóis. Os valores indicam maior precisão dos resultados para o coeficiente de espalhamento obtido na estimativa 4.

Tabela 7.37 –Irradiância que emerge do topo da camada atmosférica para o espaço calculada a partir das estimativas do coeficiente de espalhamento dos aerossóis e respectivo erro médio relativo.

	Irradiância topo da atmosfera (W/m^2)	Erro Médio Relativo (%)
Valor original	23,2027	13,27
Estimativa 1	22,7814	11,67
Estimativa 2	22,6661	11,22
Estimativa 3	22,6088	10,99
Estimativa 4	22,5558	10,78
Medida Satélite	20,1232	

7.2.2– Estimativa da Espessura Ótica das Nuvens

As nuvens são os parâmetros mais importantes para a determinação da irradiação solar incidente na superfície terrestre; entretanto, devido à sua grande variabilidade no espaço e no tempo, são também considerados os parâmetros mais complexos.

De acordo com os resultados apresentados na solução do problema direto para condições de céu nublado, verificou-se discordância do comportamento das curvas de irradiância referentes aos valores medidos e calculados no período de um dia, atestando a dificuldade de se conhecer o estado da atmosfera a cada instante com a presença de nuvens.

No presente trabalho, para a aplicação do problema inverso considerando condições de céu nublado, é utilizado como parâmetro de estudo a espessura ótica das nuvens, para a qual assume-se um valor constante no período de um dia. Embora esta hipótese assumida não represente a realidade para cada instante de tempo, ela pode

ser melhor representada para valores integrados ao longo do dia, que correspondem à irradiação solar diária.

Inicialmente, na Tabela 7.38, estão apresentados os valores da irradiância global incidente na superfície terrestre considerando os valores original e estimado da espessura ótica, além dos correspondentes valores do erro médio relativo, para o dia 3 de novembro de 2001. Os limites inferior e superior preestabelecidos para as estimativas da espessura ótica são, respectivamente, (0,01 x $\boldsymbol{t}_{original}$) e (2 x $\boldsymbol{t}_{original}$).

Tabela 7.38 – Irradiância global calculada considerando os valores original e estimado da espessura ótica das nuvens correspondente ao dia 3 de novembro de 2001 e o respectivo erro médio relativo.

m_0	Irradiância global (W/m^2)			Erro Médio Relativo (%)	
	Medida	Original $t = 40$	Estimativa $t = 60$	Original $t = 40$	Estimativa $t = 60$
0,498	14,486	17,582	12,655	21,370	-12,642
0,691	28,462	39,906	28,561	40,208	0,349
0,843	43,081	66,392	47,464	54,110	10,175
0,945	49,487	89,084	63,668	80,014	28,657
0,989	62,036	100,882	72,093	62,619	16,211
0,945	50,743	89,084	63,668	75,559	25,472
0,843	40,387	66,392	47,464	64,390	17,524
0,691	26,333	39,906	28,561	51,544	8,462
0,498	12,298	17,582	12,655	42,965	2,902

Em seguida, na Tabela 7.39, estão apresentados os resultados obtidos para irradiação global diária utilizando o valor original e o valor estimado da espessura ótica das nuvens.

Tabela 7.39 – Irradiação diária calculada considerando os valores original e estimado da espessura ótica das nuvens correspondente ao dia 3 de novembro de 2001 e o respectivo erro médio relativo.

	Irradiação global (Wh/m^2)	Erro Médio Relativo (%)
Valor original	526,809	60,950
Valor estimado	376,791	15,116
Medida Terrestre	327,313	

Para os outros dias totalmente nublados em estudo, os resultados foram similares, constatando-se que o erro médio relativo referente ao cálculo da irradiação global diária varia no intervalo entre 13% a 16%.

Na Tabela 7.40 estão apresentados os valores da irradiância que emerge do topo da atmosfera para o espaço e os erros médios correspondentes aos valores original e estimado da espessura ótica das nuvens. Nesta etapa é importante ressaltar que os resultados podem apresentar discordâncias significativas pelo fato da avaliação estar sendo feita considerando-se apenas um determinado instante, não sendo possível realizar uma análise da irradiação diária por escassez de dados medidos pelo satélite.

Tabela 7.40 – Irradiância no topo da atmosfera calculada considerando os valores original e estimado da espessura ótica das nuvens correspondente ao dia 3 de novembro de 2001 e o respectivo erro médio relativo.

	Irradiância no topo da atmosfera (W/m^2)	Erro Médio Relativo (%)
Valor original	117,209	15,506
Valor estimado	115,883	14,199
Medida Satélite	101,4744	

Hora padrão = 13:14

Para o dia 3 de novembro, considerado completamente nublado e de uma certa forma "bem comportado" em função da pequena variação das nuvens no decorrer do dia, foi possível obter resultados coerentes para a irradiância calculada no topo da atmosfera considerando o novo valor da espessura ótica. Entretanto, a validação do modelo para condições de céu nublado, tomando-se como base os dados medidos no topo da camada atmosférica, torna-se inconsistente devido à disponibilidade de apenas uma informação diária, inerente aos dados de satélite de órbita polar.

7.2.3– Fluxo Solar Calculado para as Diversas Condições de Céu

Devido à complexidade da parametrização das nuvens a cada instante, os modelos físicos desenvolvidos para estimar a irradiação solar incidente na superfície terrestre com base em dados de satélite, utilizam a seguinte expressão (COLLE, *et al.*, 1999):

$$\frac{\Phi\downarrow_{sur} - \Phi\downarrow_{max}}{\Phi\downarrow_{max} - \Phi\downarrow_{min}} = 1 - \frac{\Phi\uparrow - \Phi\uparrow_{max}}{\Phi\uparrow_{max} - \Phi\uparrow_{min}} = M_{GN} \tag{7.8}$$

onde:

$\Phi\downarrow_{max}$ – Fluxo incidente na superfície terrestre calculado sob condições de céu nublado (cobertura máxima de nuvens);

$\Phi\downarrow_{min}$ – Fluxo solar incidente na superfície terrestre calculado sob condições de céu claro (cobertura mínima de nuvens);

$\Phi\uparrow_{max}$ – Fluxo solar que emerge do topo da atmosfera calculado sob condições de céu nublado (cobertura máxima de nuvens);

$\Phi\uparrow_{min}$ – Fluxo solar que emerge do topo da atmosfera calculado sob condições de céu claro (cobertura mínima de nuvens).

Explicitando a grandeza correspondente ao fluxo incidente na superfície terrestre, tem-se:

$$\boldsymbol{F}\downarrow_{sur} = M_{GN}\left(\boldsymbol{F}\downarrow_{max} - \boldsymbol{F}\downarrow_{min}\right) + \boldsymbol{F}\downarrow_{man} \tag{7.9}$$

A grandeza que considera a variação de cobertura das nuvens é dada por medidas de satélite e denomina-se Cobertura Efetiva das Nuvens, N_{ef}:

$$N_{ef} = \frac{\Phi\uparrow - \Phi\uparrow_{max}}{\Phi\uparrow_{max} - \Phi\uparrow_{min}} \tag{7.10}$$

No presente trabalho, devido à pequena quantidade de medidas obtidas pelo satélite de órbita polar (apenas uma informação por dia), o parâmetro *Nef* foi adaptado para

permitir o cálculo da cobertura efetiva das nuvens a partir das medidas terrestres e as equações (7.9) e (7.10) foram utilizadas para determinar a irradiância no topo da camada atmosférica. As expressões modificadas são dadas por:

$$\Phi \uparrow = (1 - MGn)(\Phi \uparrow_{max} - \Phi \uparrow_{min}) + \Phi \uparrow_{min} \tag{7.11}$$

$$MGn = N_{ef}^{*} = \frac{\Phi \downarrow - \Phi \downarrow_{\max}}{\Phi \downarrow_{\max} - \Phi \downarrow_{\min}} \tag{7.12}$$

onde N_{ef}^{*} é definido como a Cobertura Efetiva das Nuvens calculada a partir de dados terrestres. Para determinar a Cobertura Efetiva das Nuvens N_{ef}^{*} deve-se, inicialmente, calcular as médias mensais relativas aos valores de cobertura máxima e cobertura mínima das nuvens em função do ângulo zenital. Na Tabela 7.41 estão apresentados os valores máximos e mínimos correspondentes às horas específicas do satélite no mês de novembro de 2001.

Tabela 7.41 – Valores máximos e mínimos utilizados no cálculo da cobertura efetiva das nuvens correspondentes às horas específicas do satélite (Novembro de 2001).

Hora Padrão	Irradiância (W/m^2)	
	cobertura máxima das nuvens	cobertura mínima das nuvens
13:04	25,61	419,68
13:09	33,376	423,98
13:14	36,831	406,34
13:18	39,086	401,63
13:29	34,571	375,15
13:39	35,269	398,04
13:49	26,85	355,71
13:59	7,18	347,95

Na Tabela 7.42 estão apresentados os valores calculados da cobertura efetiva das nuvens de acordo com a equação (7.13), para o período correspondente às medidas de satélite no mês de novembro de 2001.

Tabela 7.42 – Cobertura efetiva das nuvens N_{ef}* (Novembro de 2001).

Dia do Mês	13:04	13:09	13:14	13:18	13:29	13:39	13:49	13:59
2	0,234	0,164	0,112	0,156	0,269	0,091	0,160	0,199
3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,065
4	0,062	0,047	0,038	0,036	0,064	0,026	0,073	0,118
5	0,573	0,547	0,548	0,542	1,000	1,000	0,802	0,761
6	0,911	0,871	0,909	0,910	0,976	0,885	0,969	0,966
7	0,893	0,867	0,902	0,908	0,956	0,861	0,955	0,959
8	0,778	0,792	0,824	0,820	0,889	0,771	0,796	0,850
9	0,258	0,246	0,247	0,279	0,951	0,936	0,971	0,354
10	0,657	1,000	0,669	0,792	0,509	0,907	0,670	0,979
11	0,771	0,657	0,833	0,958	0,966	0,858	0,536	0,712
12	0,200	0,184	0,166	0,190	0,275	0,157	0,141	0,161
13	0,138	0,099	0,053	0,051	0,000	0,001	0,067	0,123
14	1,000	0,970	1,000	1,000	0,923	0,881	0,967	0,964
15	0,735	0,121	0,175	0,527	0,316	0,069	0,000	0,000
16	0,567	0,328	0,326	0,237	0,192	0,154	0,245	0,506
17	0,486	0,401	0,366	0,392	0,271	0,191	0,209	0,341
18	0,264	0,334	0,465	0,431	0,493	0,575	0,890	0,623
19	0,537	0,541	0,348	0,364	0,537	0,847	1,000	0,452
20	0,881	0,867	0,725	0,855	0,562	0,464	0,571	0,997
21	0,928	0,882	0,933	0,946	0,997	0,912	1,000	0,993
22	0,912	0,894	0,933	0,937	0,981	0,905	0,979	1,000
23	0,948	0,320	0,260	0,218	0,320	0,313	0,599	0,893
24	0,853	0,845	0,862	0,866	0,912	0,835	0,905	0,934
25	0,887	0,865	0,469	0,679	0,957	0,697	0,973	0,968
26	0,854	0,858	0,884	0,876	0,912	0,823	0,911	0,892
27	0,880	0,847	0,884	0,922	0,985	0,853	0,963	0,962
28	0,640	0,740	0,747	0,571	0,390	0,332	0,433	0,575
29	0,897	0,864	0,867	0,911	0,909	0,888	0,987	0,975

A Tabela 7.43 apresenta os valores da irradiância no topo da camada atmosférica medida e calculada com base no parâmetro cobertura efetiva das nuvens e os respectivos erros médios relativos.

Tabela 7.43 – Irradiância no topo da camada atmosférica medida e calculada com base no parâmetro cobertura efetiva das nuvens.

Dia do mês	m_0	Irradiância topo da atmosfera (W/m^2)			Erro Médio Relativo (%)	
		Medida satélite	Original $s_{aer} = 0,1423$ $t_{nu} = 40$	Estimada $s_{aer} = 0,0113$ $t_{nu} = 60$	Original	Estimada
3	0,926	101,474	117,209	115,883	15,506	14,199
4	0,940	100,774	104,878	112,509	4,073	11,645
8	0,849	19,956	34,297	34,401	71,864	72,387
9	0,870	22,572	26,968	26,935	19,478	19,330
10	0,899	24,432	30,869	33,646	26,348	37,714
11	0,891	17,461	28,436	28,685	62,850	64,279
12	0,926	74,079	93,213	99,570	25,829	34,410
13	0,939	57,956	100,521	107,635	73,446	85,719

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho de pesquisa foi elaborado visando o desenvolvimento de um modelo físico para o sistema Terra/Atmosfera, caracterizado pela Equação da Transferência Radiativa em meio participativo – envolvendo espalhamento e absorção – de forma a determinar o fluxo solar incidente na superfície terrestre. O modelo atmosférico gerado, identificado como problema direto, tornou-se, então, fundamental para a solução do problema proposto de estimativa de parâmetros a partir da comparação entre irradiação calculada e medida, denominado problema inverso. Foram utilizados dados experimentais medidos na superfície terrestre e dados experimentais medidos pelo satélite NOAA-16 referentes ao topo da camada atmosférica.

Na etapa relativa ao tratamento e análise dos dados experimentais, dois fatores importantes foram identificados: 1) os dados terrestres, medidos no Laboratório Solar do CEPEL, apresentaram, nas primeiras horas da manhã, um desvio significativo devido à possível refletividade de árvores próximas ao local de instalação dos instrumentos, 2) poucas informações disponíveis relativas aos dados de satélite uma vez que apenas o satélite NOAA-16, dentre os satélites da série NOAA em operação que cobrem o território brasileiro, apresentou dados correspondentes às coordenadas geográficas do Rio de Janeiro, para o período em estudo. Lembrando que para o trabalho proposto são necessários períodos idênticos de medidas terrestres e de satélite.

A análise realizada para estabelecer o fator de absorção do ozônio, dentro da faixa específica do espectro visível, apresentou resultados pouco significativos correspondendo à variações da irradiância extraterrestre menores do que 1% para $m_0 > 0{,}3$ dentro da faixa espectral 0,5μm a 0,6μm.

Foi realizado um estudo comparativo para proceder à validação do código computacional desenvolvido, utilizando dados obtidos na literatura (LIOU, 1980). Os resultados mostraram desvios a partir da quarta casa decimal indicando, assim, concordância do modelo computacional proposto em relação ao modelo clássico de LIOU.

A análise comparativa realizada para estabelecer a diferença entre os resultados obtidos através do método de solução da discretização angular, utilizando diferentes números de direções de espalhamento, mostrou desvios da ordem de 8% para irradiância diária obtida aplicando o método em duas direções (Aproximação *Two Stream*) e 4% aplicando em oito direções (Aproximação - S_N, para 2n=16). Além disso, o modelo proposto foi também testado para doze direções de espalhamento resultando em desvios da ordem de 5%. O método para oito direções, adotado neste trabalho, mostrou-se superior em precisão aos dois modelos de cálculo da irradiação solar atualmente utilizados no Brasil, que empregam o método de duas direções.

O modelo proposto, considerando a divisão da faixa espectral em três bandas distintas de comprimentos de onda (modelo banda), apresentou resultados muito próximos da condição inicial que considera um valor médio para as três bandas do intervalo espectral em estudo (modelo médio). A diferença entre as irradiâncias calculadas para o modelo banda e para o modelo médio foi inferior a 1%.

Finalmente, no que se refere aos resultados do problema direto foram realizados dois estudos de caso para condições de céu claro: com e sem a presença de aerossóis. Os valores obtidos mostraram variações significativas ao longo do dia, verificando a ocorrência de menores erros do modelo sem aerossóis para menores cossenos do ângulo zenital. Os valores resultantes da irradiância global incidente na superfície terrestre apresentam faixas de erro correspondentes a intervalos de m_0, como descrito a seguir: o modelo com aerossóis apresenta valores do erro médio relativo entre 6% e 15% para $m_0 \geq 0{,}8$ e o modelo sem aerossóis apresenta valores do erro médio relativo entre 1% e 45% para $0{,}3 < m_0 < 0{,}8$. Os valores do erro médio relativo determinados para a irradiação global na superfície terrestre – energia média diária obtida pela integração da irradiância global ao longo do dia – para as condições de céu claro e

assumindo modelo sem aerossóis apresentaram erros de cerca de 2% a 8% e para modelo com aerossóis apresentaram erros na faixa de 6% a 15%, identificando, a partir das condições originais assumidas, maior precisão do modelo sem a presença de aerossóis.

Os resultados do problema direto indicaram maior precisão do modelo proposto sem a presença de aerossóis, entretanto, quando são desprezados os valores extremos diários, das duas primeiras e duas últimas horas do dia, os valores do modelo com aerossóis passam então a apresentar, para períodos de verão, melhores resultados em média diária. No inverno, os resultados continuam indicando maior precisão do modelo proposto sem aerossóis.

Em relação ao problema inverso de estimativa de parâmetros, os resultados obtidos foram apresentados para condições de céu claro e condições de céu nublado. No primeiro caso, que desconsidera a presença de nuvens, optou-se pela análise específica do fenômeno de espalhamento causado pelos aerossóis, identificando valores mais adequados do coeficiente de espalhamento para a caracterização do modelo atmosférico. No segundo caso referente à condição de céu nublado, foi realizada uma análise sobre a influência da cobertura máxima de nuvens através da determinação de alguns valores da espessura ótica, demonstrando a dificuldade de se obter uma avaliação desses parâmetros nas várias horas do dia.

A aplicação do problema inverso foi feita utilizando-se intervalo de medidas sem os valores extremos diários, que corresponde a m_0 na faixa de 0,4 a 1,0.

Foram utilizados, no problema inverso, diferentes limites para o estudo do coeficiente de espalhamento dos aerossóis. Os primeiros testes foram feitos considerando intervalos correspondentes à faixas de até 50% abaixo do valor original; em seguida, para faixas correspondentes à decréscimos de 70%, 80% e 90%, sendo este último identificado como o mais adequado. Os erros da irradiação calculada, utilizando valor original e valor estimado mais adequado, foram de respectivamente 2,31% e 1,15%, sendo sua diferença equivalente a 32,46Wh/m^2. O modelo sem aerossóis apresentou erro médio diário de 2,99%. Neste caso, verifica-se

uma contribuição importante destes constituintes aos modelos físicos que calculam a irradiação solar incidente na superfície terrestre.

A validação do problema inverso foi obtida pela comparação entre dados medidos do satélite e dados calculados da irradiância que emerge do topo da atmosfera. Os novos valores do coeficiente de espalhamento dos aerossóis foram utilizados para calcular o fluxo no topo da atmosfera, considerando a faixa espectral do canal visível do satélite. A análise estatística indicou menor desvio, erro médio relativo de 10,78%, no valor calculado da irradiância com o coeficiente de espalhamento correspondente ao decréscimo de 90% do valor original, enquanto com o valor original verificou-se um erro médio relativo de 13,27%.

No problema inverso aplicado para as condições de céu nublado foi utilizado como parâmetro de estudo a espessura ótica das nuvens, para o qual assumiu-se o valor original igual a 40 no período de um dia. Esta hipótese assumida, evidentemente não representa a realidade das propriedades das nuvens para cada instante de tempo, por variarem durante o dia, mas apresentou resultados consistentes para valores integrados ao longo do dia, que correspondem à irradiação solar diária. A irradiação diária calculada para o novo valor da espessura ótica apresentou erro médio relativo da ordem de 15%, diferença significativa quando comparada ao erro médio relativo da irradiação diária calculada para o valor original, que foi de 61%. Os dias em estudo, considerados completamente nublados e de uma certa forma “bem comportados” em função da pequena variação das nuvens no decorrer do dia, apresentaram resultados coerentes da irradiância calculada no topo da atmosfera com o novo valor da espessura ótica, apresentando erro médio da ordem de 14%. Entretanto, a validação do modelo para condições de céu nublado, tomando como base os dados do topo da camada atmosférica, torna-se pouco confiável quando se encontra disponível apenas uma informação por dia, como é o caso dos dados de satélite de órbita polar utilizados neste trabalho.

As recomendações para a continuidade e o aperfeiçoamento do trabalho podem ser relacionadas da seguinte forma:

1 – Avaliação do modelo proposto (problema direto e problema inverso) para todos os meses do ano.

2 – Avaliação do problema inverso aplicando outros métodos para comparação com o método de LEVENBERG-MARQUARDT, sobretudo para a estimativa da espessura ótica das nuvens.

3 – Utilização de maior quantidade de dados de satélite. Incluindo os dados de satélite geoestacionário após a aplicação de um fator de correção para a faixa espectral em análise.

4 – Desenvolvimento de modelo atmosférico semelhante ao que foi proposto neste trabalho para a faixa espectral do infravermelho próximo de forma a considerar todo o espectro solar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, R., "Estatística da Radiação Solar". In: *IV Curso de Energia Solar*. Curso promovido pela UFPE, Recife, 1996.

BENNETT, I., "Monthly Maps of Mean Daily Insolation for the United States", *Solar Energy*, v. 20, 1965.

CAMPBELL SCIENTIFIC INC., *CR10X Measurement and Control Module Operator's Manual*, Revisão 7/96, 1996.

CANO, D., MONGET, J.M., ALBUISSON, M., GUILLARD, H., REGAS, N., WALD, L., "A Method for the Determination of the Global Solar Radiation from Meteorological Satellite Data", *Solar Energy*, v. 37, pp. 31-39, 1986.

CEBALLOS, J.C., "Solarimetria e Cartografia da Radiação Solar". In: *II Curso Regional da RISOL e X Curso de Energia Solar do Grupo FAE*, Recife, 2001.

CEBALLOS, J.C., MOURA, G.B., "Solar Radiation Assessment Using Meteosat 4-VIS Imagery", *Solar Energy*, v. 60, pp. 209-219, 1997.

CENSOLAR (*Centro de Estudos de la Energia Solar*), *Valores Medios de Irradiacion Solar Sobre Suelo Horizontal*, Espanha, 1993.

CHANDRASEKHAR, S., *Radiative Transfer*, New York, Dover Publications, 1960.

COLLE, S., PEREIRA, E.B., RASCHKE, E., STUHLMANN, R., "Distribution of Solar Irradiation in Brazil Derived from Geostationary Satellite Data", *ISES*, Jerusalém, Israel, 1999.

DIABATÉ, L., REGAS, M. WALD, L., "Estimating Incident Solar Radiation at the Surface from Images of the Earth Transmitted by Geostationary Satellites: the Heliosat Project", *Solar Energy*, v. 5, pp. 261-278, 1988.

DIAK, G.R., GAUTIER, C., MASSE, S., “An Operation System for Mapping Insolation from GOES Satellite Data”, *Solar Energy*, v. 28, pp. 371-376, 1982.

DUFFIE, J.A., BECKMAN, W.A., *Solar Engineering of Thermal Process*, Wiley – Interscience Publication, 1991.

EPPLEY LABORATORY INC., *Instruction Sheet for the Eppley Precision Spectral Pyranometer (model PSP)*, 1995.

GALDINO, M.A.E., *SUNDATA*, Centro de Pesquisas de Energia Elétrica – CEPEL, Informações disponíveis na Internet via http://www.cresesb.cepel.br. Arquivo consultado em 1993.

GALLEGOS, H.G., LOPARDO, R., “Spatial Variability of the Global Solar Radiation Obtained by Solarimetric Network on the Argentina Pampa Humeda”, *Solar Energy*, v. 40, pp. 397-404, 1988.

GAUTIER, C., DIAK, G., MASSE S., “A Simple Physical Model to Estimate Incidente Solar Radiation at the Surface from GOES Satellite Data”, *Journal of Applied Meteorology* , v. 19 (1005), 1980.

GOPINATHAN, K., “A General Formula for Computing the Coeficients of the Correlation Connecting Global Solar Radiation to Sunshine Duration”, *Solar Energy*, v. 41, pp. 499-502, 1988.

HAY, J., “Calculation of Monthly Mean Solar Radiation for Horizontal and Inclined Surfaces”, *Solar Energy*, v. 23, pp. 301-307, 1979.

HENYEY, L.G., GREENSTEIN, J.L., HAY, J., “Diffuse Radiation in the Galaxy”, *American Astronomical Society*, 1941.

HISER, H.W., SENN, H.V., “Mesoscale Mapping of Available Solar Energy at the Earth’s Surface by Use of Satellites”, *Solar Energy*, v. 24, pp. 129-141, 1980.

HOEL, P.G., *Estatística Elementar*, Editora Atlas, 1981.

IMSL LIBRARY, MATH/LIB, Houston, Texas, 1987.

INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), *Atlas de Irradiação Solar do Brasil*, Florianópolis, 1998.

IQBAL, M., *An Introdution to Solar Radiation*, Canadá, Academic Press, 1983.

JAIN, S., JAIN, P.C., "A Comparison of the Angstrom-type Correlations and the Estimation of Monthly Average Daily Global Irradiation", *Solar Energy*, v. 40, pp. 93-98, 1988.

KREIDER, J.F., KREITH, F., *Solar Energy Handbook*, Estados Unidos da América, McGraw-Hill, 1979.

LACIS, A.A., HANSEN, J.E., "A Parameterization for the Absortion of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere", *J. Atmos. Sci*., v. 31, pp. 118-133, 1974.

LEIGHTON, H. G., "Application of the delta-Eddington method to the absortion of solar radiation in the atmosphere", *Atmosphere Ocean*, v. 18-1, pp. 43-52, 1979.

LIOU, K., *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Orlando, Flórida, Academic Press, 1980.

LYRA, F. *et al*., *Solarimetria no Brasil - Situação e Propostas*. Documento elaborado pelo Grupo de Trabalho de Energia Solar (GTES), 1993.

MARTINEZ-LOZANO, J.A., TENA, F., ONRUBIA, J.E., DE LA RUBIA, J., "The Historical Evolution of the Angstrom Formula and its Modifications: Review and Bibliography", *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 33, pp. 109-128, 1984.

MODEST, M.F., *Radiative Heat Transfer*, New York, MacGraw-Hill, 1989.

MOSER, W., RASCHKE, E., “Incident Solar Radiation over Europe Estimated from METEOSAT Data”, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v. 23, pp. 166-170, 1983.

NCDC (*National Climatic Data Center*). Informações disponíveis na Internet via http://www2.ncdc.noaa.gov. Arquivo consultado em 2002.

NICOLAU, V.P., *Identification des Proprietes Radiatives des Materiaux Semi-Transparents Diffusants*, Tese de D.Sc., L’ Institut National des Sciences Appliquees de Lyon, França, 1994.

NOIA, M., RATTO, C.F., FESTA, R., “Solar Irradiance Estimation from Geostationary Satellite Data: I-Statistical Models, II-Physical Models”, *Solar Energy*, v. 51, pp. 449-465, 1993.

NULLET, D., “A Comparison of Two Methods of Estimating Insolation Over the Tropical Pacific Ocean Using Cloudiness from Satellite Observations”, *Solar Energy*, v. 39, pp. 197-201, 1987.

NUNES, G.S. *et al.*, Estudo da Distribuição de Radiação Solar Incidente sobre o Brasil”, *Revista Brasileira de Armazenamento*, 1976.

NUNEZ, M., “A Satellite-Based Solar Energy Monitoring System for Tasmania, Australia”, *Solar Energy*, v. 39, pp. 439-444, 1987.

ÖZISIK, M.N., *Radiative Transfer and Interations with Conduction and Convection*, New York, Wiley-Interscience, 1973.

ÖZISIK, M.N., ORLANDE, H.R.B., *Inverse Heat Transfer: Fundamentals and Applications*, New York, Taylor and Francis, 2000.

PEREIRA, E.M.D., “Comparação entre Modelos que Estimam a Componente Difusa da Radiação Global a partir de Valores Médios em Januária (MG)”, In: *II Encontro Ibero-Americano de Solarimetria*, 1991.

PEREIRA, E.M.D., “Energia Solar Térmica - Curso à Distância”, Módulo I, Belo Horizonte, 2001.

PINKER, R.T., EWING, J.A., “Modeling Surface Solar Radiation: Model Formulation and Validation”, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v. 24, pp. 389-401, 1985.

PINKER, R.T., LASZLO, I., “Modeling Surface Solar Irradiance for Satellite Applications on a Global Scale”, *Journal of Applied Meteorology*, v. 31, pp. 194-211, 1992.

RICCHIAZZI, P., YANG, S., GAUTIER, C., SOWLE, D., “SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth’s Atmosphere”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, pp. 2101-2114, 1998.

RIMOCZI-PAAL, A., “Determination of Global Radiation from Satellite Pictures and Meteorological Data”, *Solar Energy*, v. 31, pp. 79-84, 1983.

SAMUEL, T.D.M.A., “Estimation of Global Radiation for Sri Lanka”, *Solar Energy*, v. 47, n. 5, 1991.

SCHMETZ, J., “On the Parametrization of the Radiative Properties of Broken Clouds”, *Tellus*, 36A, pp. 417-432, 1984.

STUHLMANN, R., RIELAND, M., RASCHKE, E., “An Improvement of the IGMK Model to Derive Total and Diffuse Solar Radiation at the Surface from Satellite Data”, *Journal of Applied Meteorology*, v. 29, pp. 586-603, 1990.

TARPLEY, J.D., “Estimating Incident Solar Radiation at the Surface from Geostacionary Satellite Data”, *Journal of Applied Meteorology*, v. 18, pp. 1172-1181, 1979.

TURTON, S.M., “The Relationship Between Total Irradiation and Sunshine Duration in the Humid Tropics”, *Solar Energy*, v. 38, pp. 353-354, 1987.

UFPE, *Atlas Solarimétrico do Brasil*. Documento elaborado pelo Grupo de Pesquisas em Fontes Alternativas de Energia da UFPE em conjunto com a Divisão de Projetos de Fontes Alternativas da CHESF, Recife, 1997.

ANEXO 1

DADOS MEDIDOS DA IRRADIÂNCIA GLOBAL INCIDENTE NA SUPERFÍCIE TERRESTRE – ESPECTRO VISÍVEL – JUNHO 2002

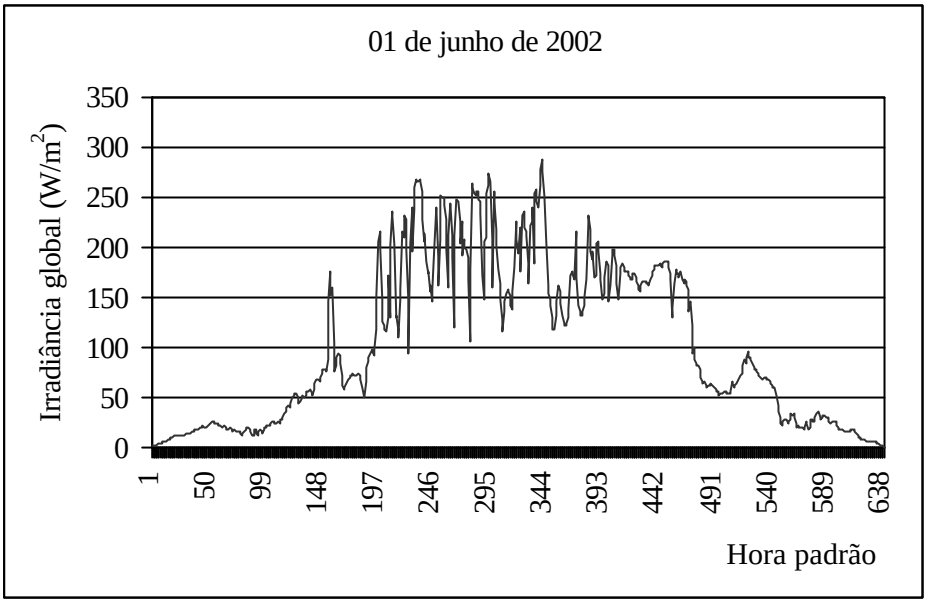


Figura A-1 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 01 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

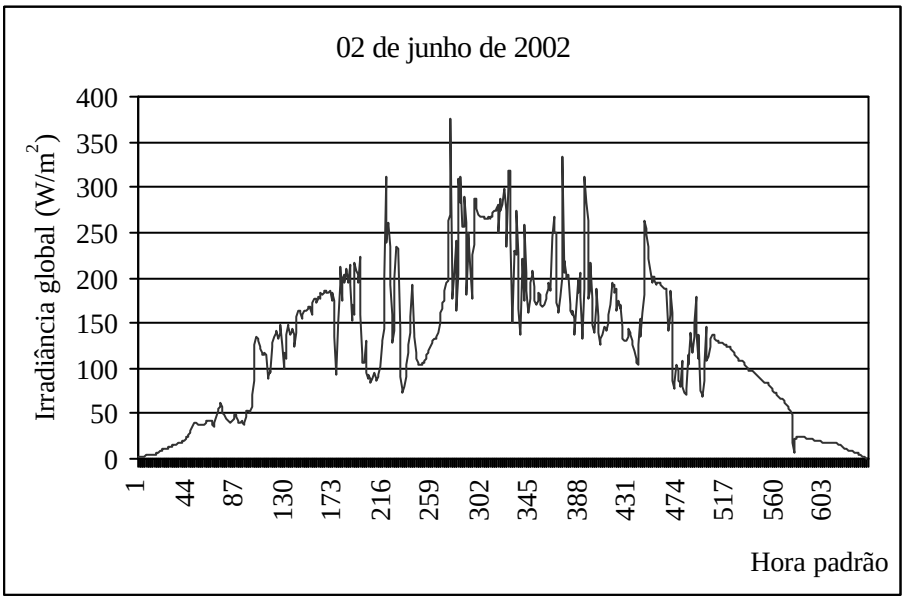


Figura A-2 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 02 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

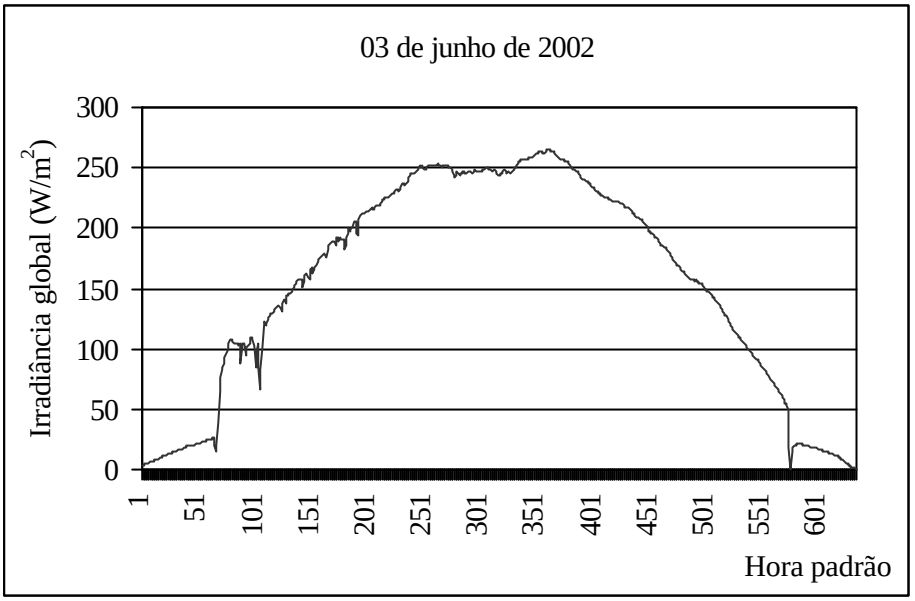


Figura A-3 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 03 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

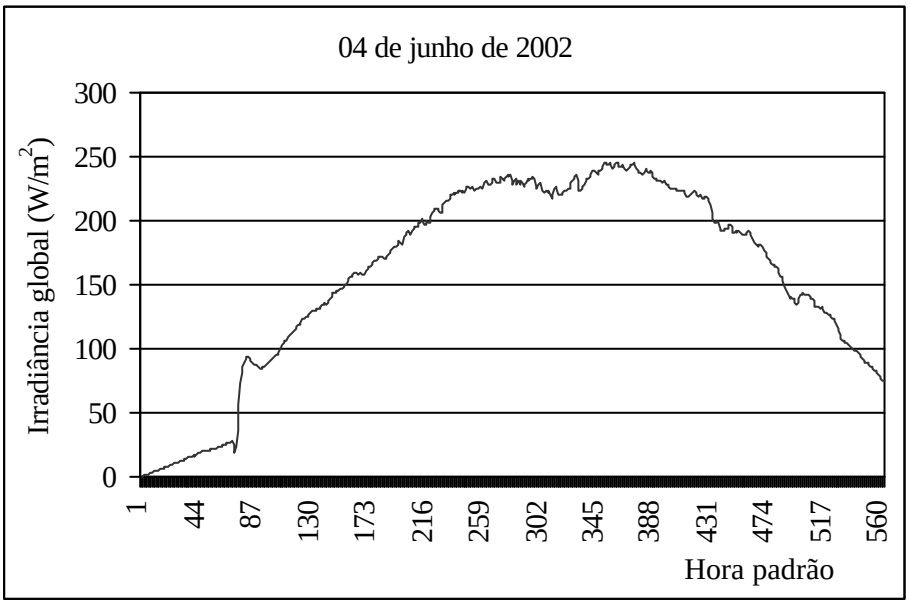


Figura A-4 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 04 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

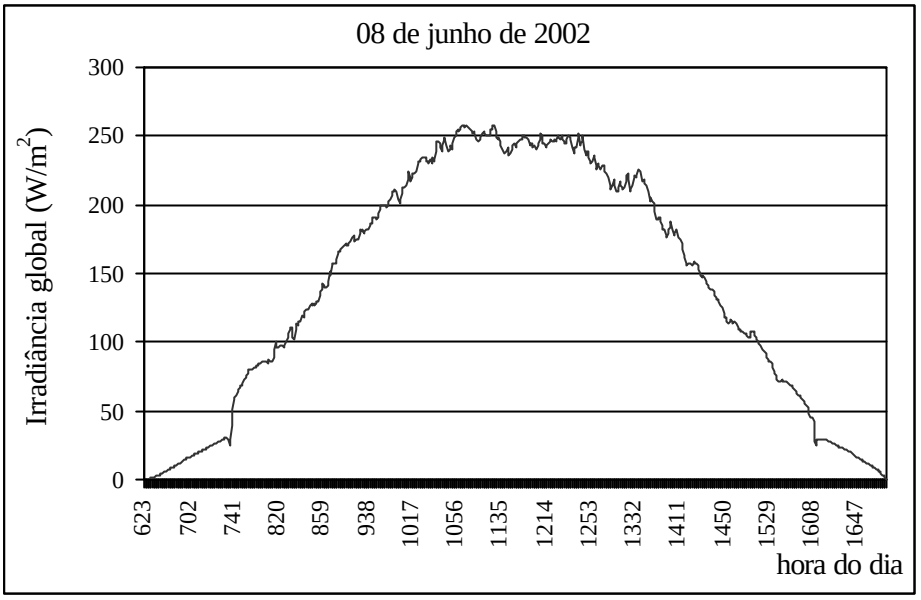


Figura A-5 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 08 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

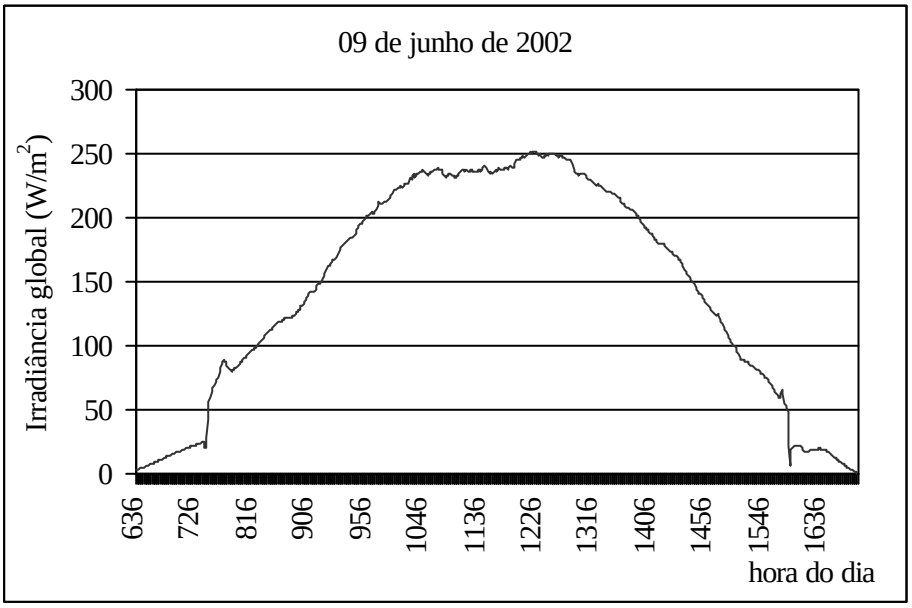


Figura A-6 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 09 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

Figura A-7 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 10 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

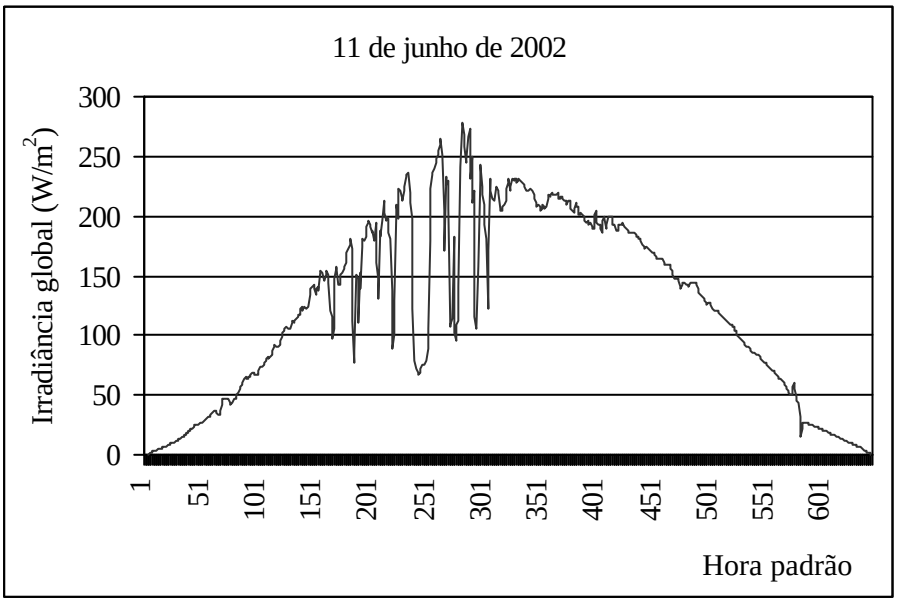


Figura A-8 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 11 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

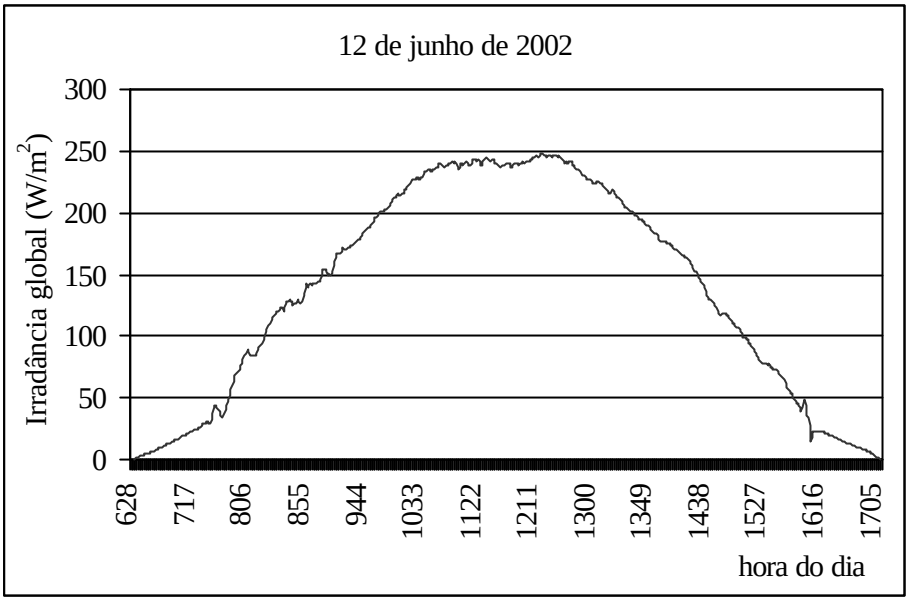


Figura A-9 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 12 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

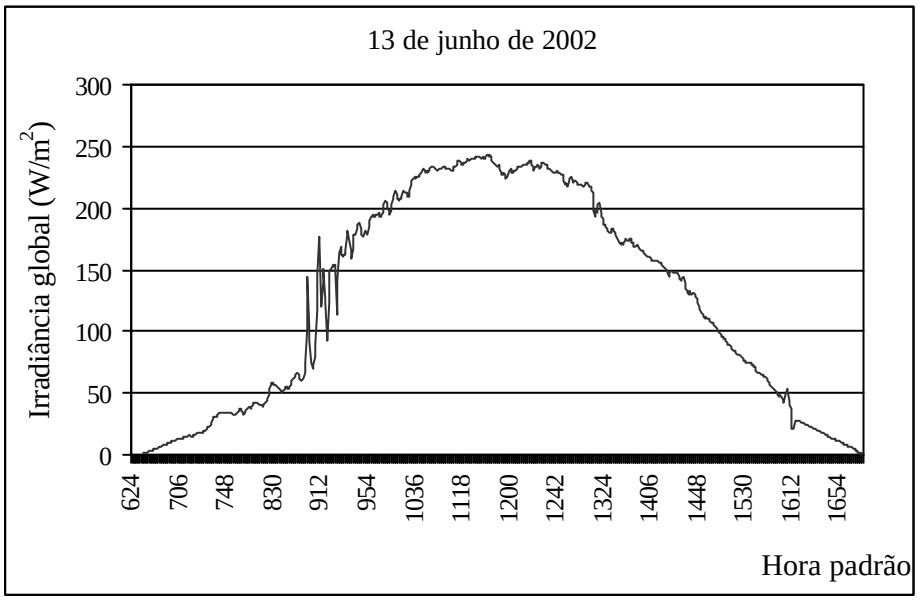


Figura A-10 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 13 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

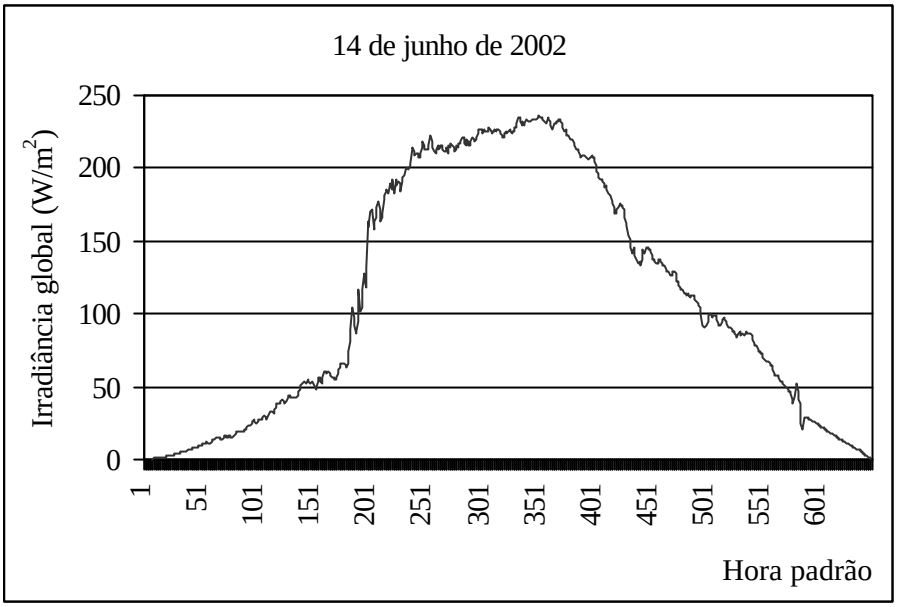


Figura A-11 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 14 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

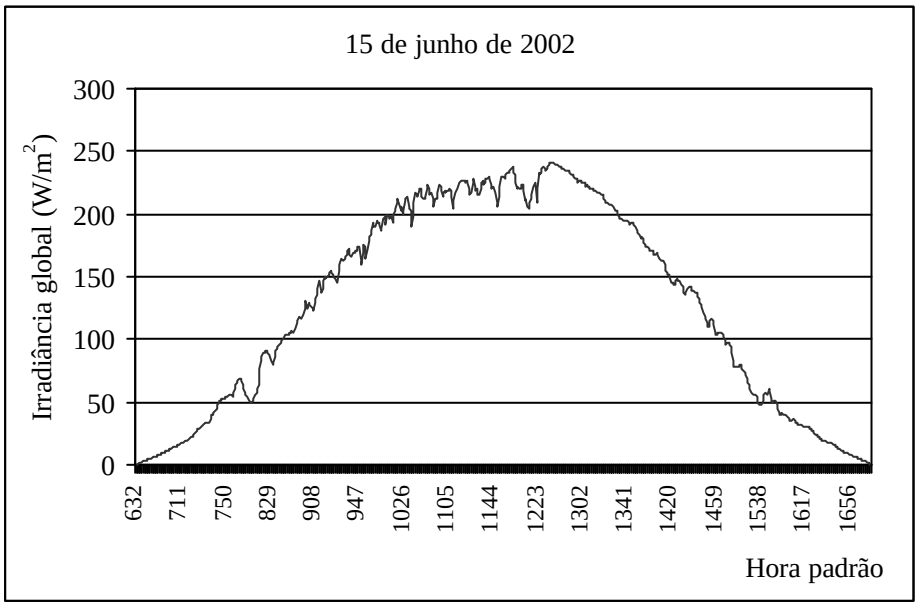


Figura A-12 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 15 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

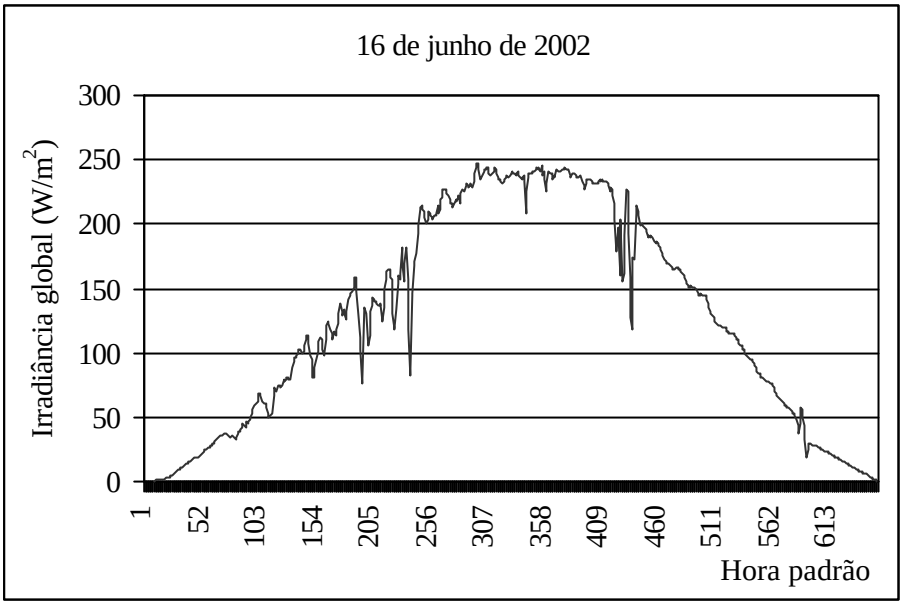


Figura A-12 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 16 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

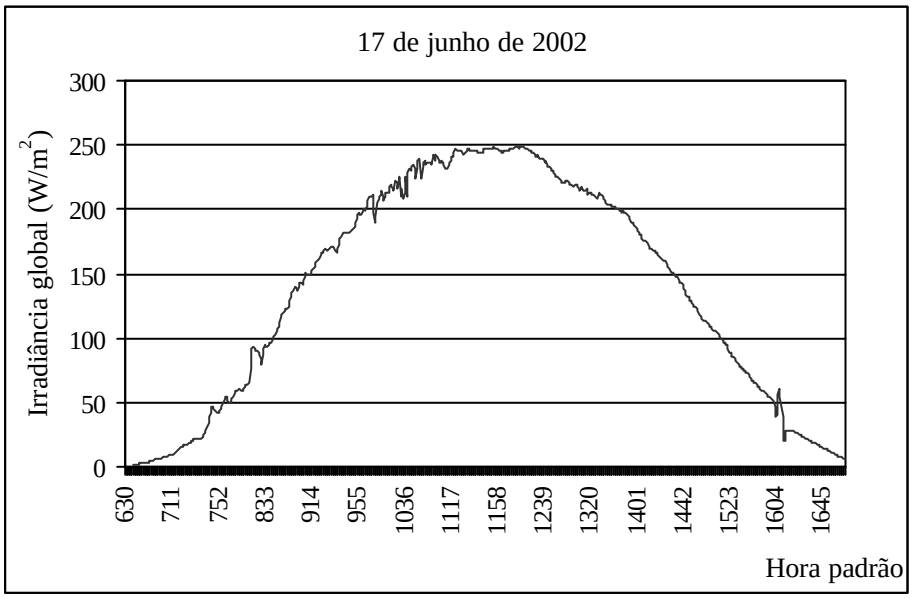


Figura A-13 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 17 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

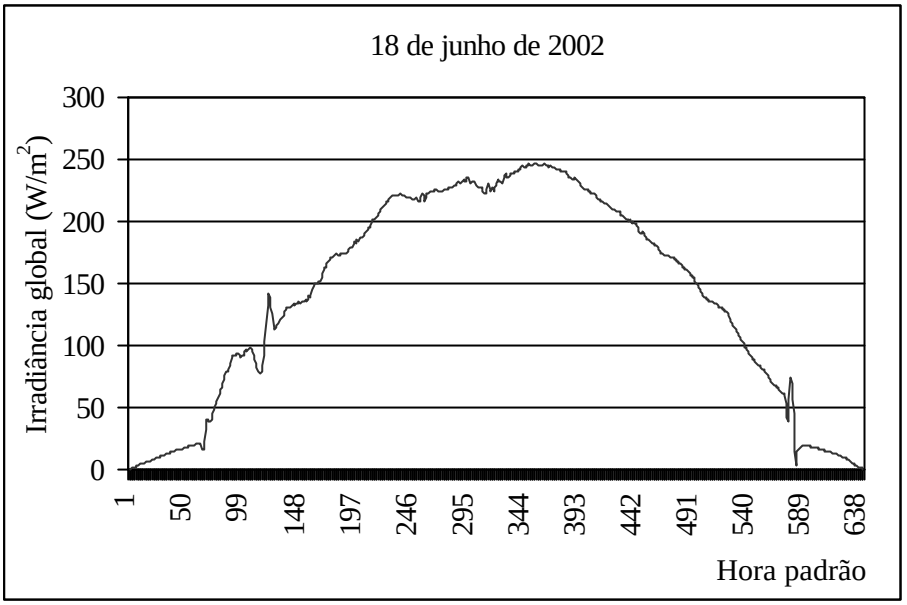


Figura A-14 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 18 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

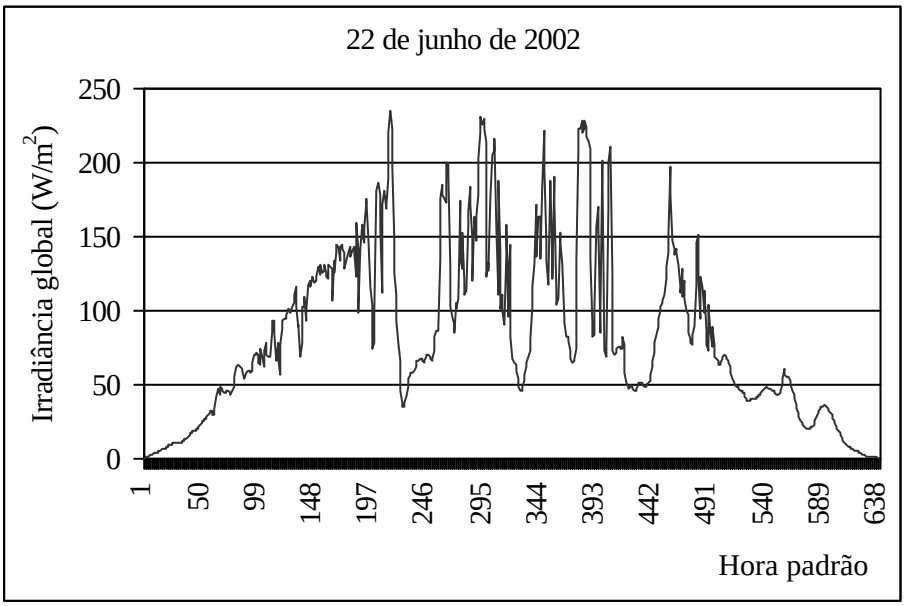


Figura A-13 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 22 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

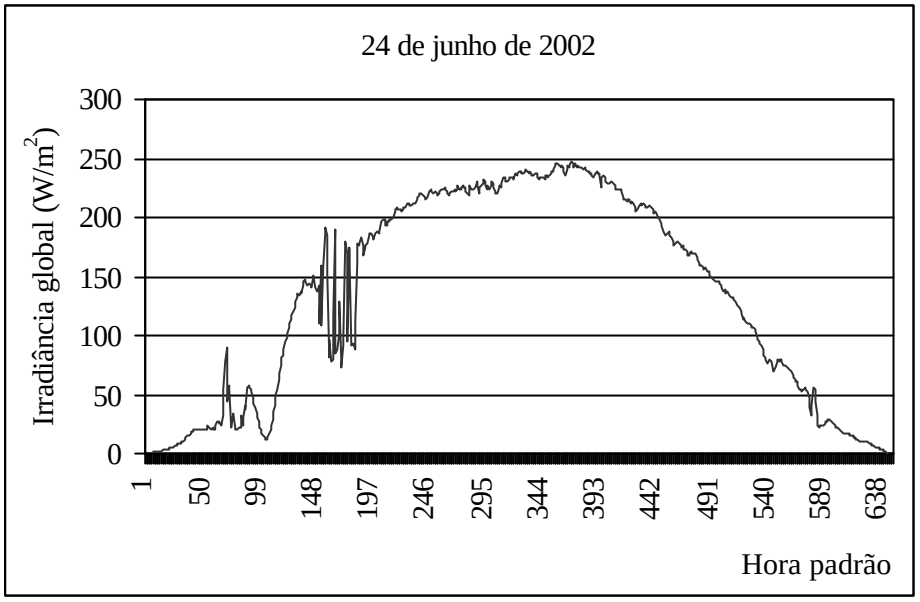


Figura A-14 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 24 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

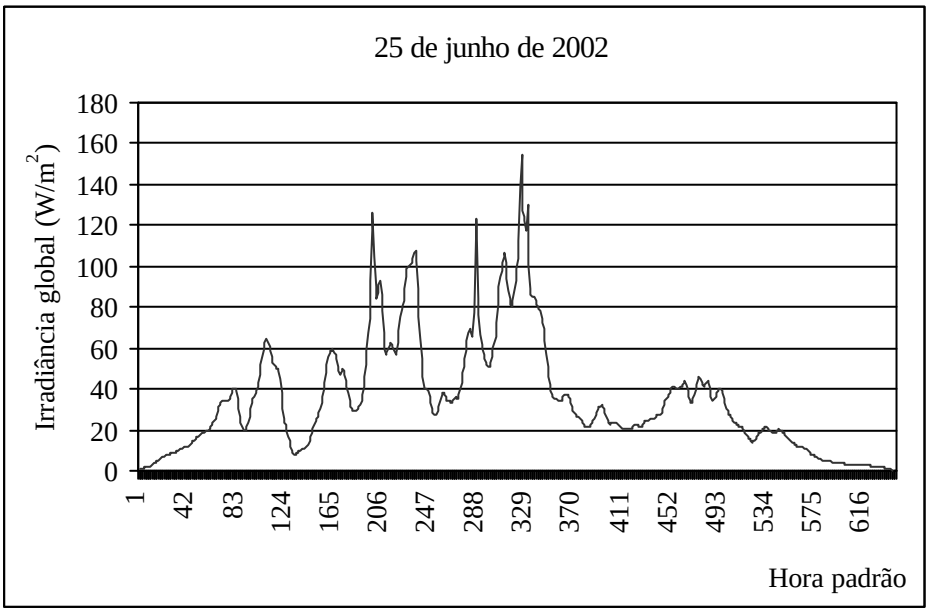


Figura A-14 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 25 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

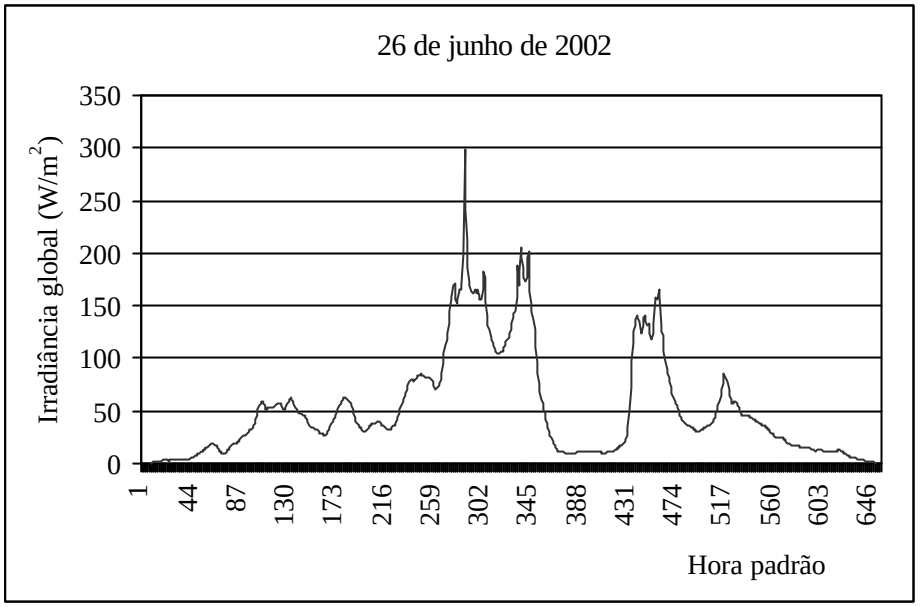


Figura A-14 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 26 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

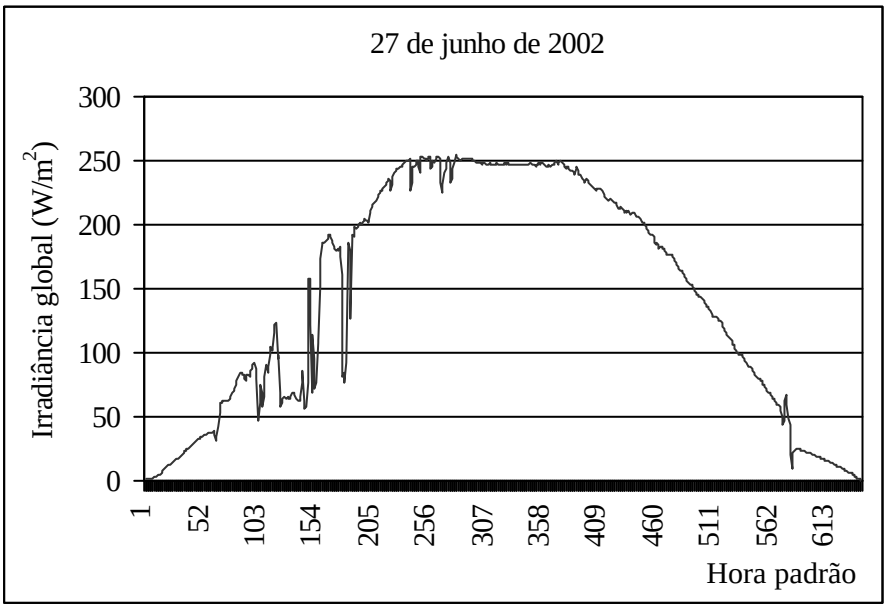


Figura A-14 – Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 27 de junho de 2002, Rio de Janeiro, RJ

ANEXO 2

IRRADIÂNCIA GLOBAL INCIDENTE NA SUPERFÍCIE TERRESTRE
(NOVEMBRO 2001)

Irradiância global incidente na superfície terrestre – dia 07 de novembro de 2001

	08:00	09:00	10:00	11:00	12:00	13:00	14:00	15:00	16:00
2	53,204	134,980	129,940	234,350	65,312	121,650	73,754	40,310	22,764
3	14,486	28,462	43,081	49,487	22,036	20,743	30,387	26,333	12,298
4	72,291	83,118	113,056	72,702	52,535	47,732	45,933	38,804	26,682
5	65,917	82,780	135,400	159,760	129,240	294,460	248,650	86,583	37,543
6	239,780	319,610	375,450	415,010	414,400	385,460	333,860	261,490	167,170
7	172,500	316,290	370,820	411,000	410,980	381,880	333,680	250,540	153,940
8	78,182	303,970	359,660	385,530	371,340	345,060	304,420	172,210	143,850
9	146,220	326,620	157,370	87,707	145,400	97,560	270,930	243,490	48,468
10	184,440	313,220	323,190	436,740	381,720	258,380	299,660	248,970	156,800
11	107,960	214,600	244,080	220,150	316,370	382,900	255,520	255,410	159,850
12	119,900	177,870	182,860	179,390	159,820	144,830	66,562	84,288	49,570
13	112,970	45,536	140,150	130,000	87,859	72,557	50,808	95,600	71,459
14	89,190	204,610	232,970	436,240	267,650	390,050	335,350	160,140	82,480
15	125,540	207,420	377,580	273,810	390,280	389,130	2,241	35,132	168,380
16	100,450	100,850	84,550	99,960	226,010	116,640	145,860	69,505	52,338
17	120,190	55,535	269,040	180,800	186,970	204,070	129,580	63,813	42,047
18	15,265	173,130	354,360	219,420	95,266	75,267	218,850	206,250	96,340
19	249,220	319,270	206,370	279,040	486,420	198,490	169,210	160,980	199,830
20	206,610	348,110	302,810	286,850	218,520	308,770	335,670	197,170	73,369
21	248,270	325,910	380,470	411,460	420,490	390,270	346,440	267,890	173,000
22	244,260	316,720	370,100	415,670	408,690	377,630	345,870	254,780	168,870
23	149,050	205,930	332,910	250,850	366,380	332,580	295,110	176,060	113,410
24	227,320	311,190	371,930	402,860	400,610	358,740	326,730	234,580	148,960
25	194,920	296,420	232,220	412,770	415,020	373,420	337,680	259,140	173,830
26	232,130	320,890	377,260	410,870	404,090	367,770	304,850	244,940	161,090
27	246,140	313,530	374,130	408,520	389,910	382,690	333,070	251,620	158,160
28	206,830	290,510	339,550	340,240	259,510	261,540	217,000	282,730	63,057
29	234,580	157,810	282,760	202,190	453,710	378,920	343,890	267,900	163,630
30	85,579	109,080	291,050	266,230	185,370	136,730	130,070	75,379	65,553
Mínimo	14,486	28,462	43,081	49,487	22,036	20,743	2,241	26,333	12,298
Máximo	249,220	348,110	380,470	436,740	486,420	390,270	346,440	282,730	199,830