

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DE PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS E LOCAIS NA DISTRIBUIÇÃO ESPECTRAL DA RADIAÇÃO SOLAR

Rafael Haag – rafael.haag@ufrgs.br

Arno Krenzinger – arno.krenzinger@ufrgs.br

Laboratório de Energia Solar, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Resumo. Este trabalho mostra a influência de determinados parâmetros atmosféricos e características locais na variação da distribuição espectral da radiação solar sob superfícies com diferentes ângulos de inclinação. É realizada uma análise da influência dos aerossóis, quantidade de água precipitável e coluna de ozônio como principais constituintes atmosféricos que alteram a distribuição espectral da irradiância solar. Discute-se ainda a influência do comportamento espectral do albedo na variação da irradiância espectral solar. Através de medidas obtidas por um radiômetro espectral e espectrorradiômetro, juntamente com simulações empregando o código SMARTS2 (Simple Model for the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine), foi descrita a distribuição da irradiância solar em função dos parâmetros atmosféricos e locais analisados.

Palavras-chave: Radiação Espectral Solar, Parâmetros Atmosféricos.

1. INTRODUÇÃO

O conhecimento sobre a distribuição espectral da irradiância solar é extremamente importante para o correto dimensionamento de sistemas que utilizam a energia oriunda do Sol. Com o aumento do uso de superfícies seletivas, como módulos fotovoltaicos de diversas tecnologias, coletores térmicos, vidros seletivos em edificações, entre outras, o conhecimento sobre as características espectrais da radiação solar incidente passa a ser imperativo. Geralmente é conhecida apenas a quantidade total de radiação solar incidente, ou de banda larga como é às vezes definida. Isto se deve principalmente a falta de instrumentação necessária para a medida espectral da irradiância solar. O comportamento de módulos fotovoltaicos que empregam células solares de diferentes tecnologias (c-Si, a-Si, CdTe, CIGS, etc) em função das características do espectro solar incidente foi descrito por Gottschalg *et al.* (2003) e Minemoto *et al.* (2007a, b). A Fig. 1 apresenta a região de sensibilidade espectral destas células de diferentes tecnologias e a irradiância solar global para uma superfície inclinada 37° padronizada pela *American Society for Testing and Materials*, ASTM (1998).

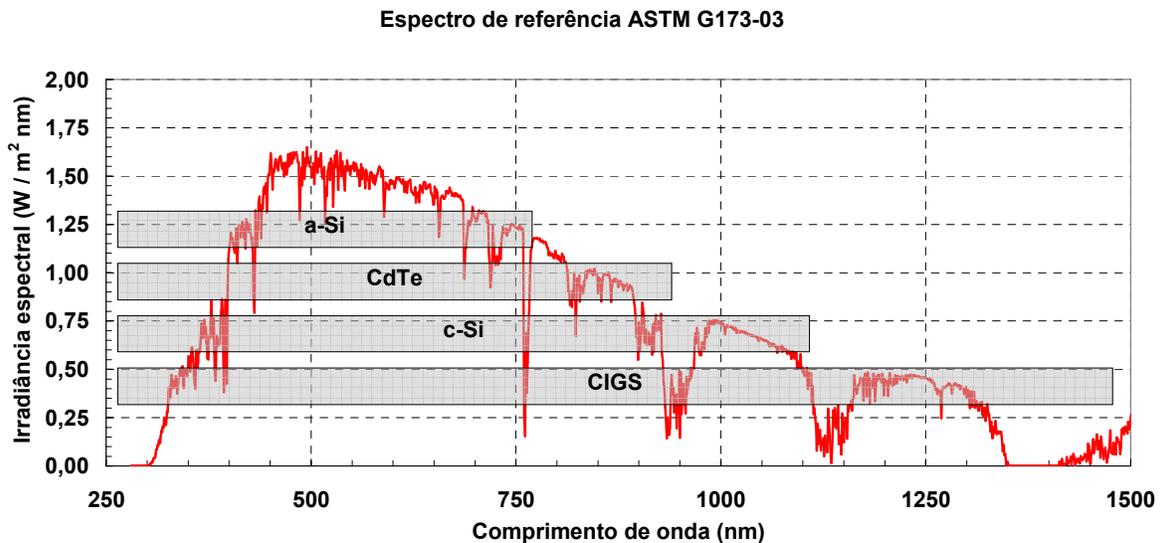


Figura 1 - Irradiância global para uma superfície inclinada 37° padronizada pela ASTM para uma massa de ar 1,5 entre 250-1500 nm e a resposta de células fotovoltaicas de diferentes tecnologias.

Módulos fotovoltaicos são normalmente aferidos sobre condições padrões normalizadas (ASTM, IEC, ABNT, etc.) baseadas em um espectro padrão único que é definido para uma irradiância solar sobre uma massa de ar de 1,5

(Gueymard, 2002). Vários estudos (Rüther *et al.*, 2002 e Hirata e Tani, 1995, por exemplo) indicam que há a necessidade de um conhecimento detalhado do efeito da variação espectral sobre a eficiência de módulos fotovoltaicos.

Normalmente esta variação espectral observada possui uma correlação com fatores sazonais, parâmetros atmosféricos e geográficos, devendo portanto ser determinada independentemente para uma região específica. O presente trabalho faz uma análise do impacto dos principais constituintes atmosféricos e de parâmetros locais sobre a distribuição espectral da irradiância solar em superfícies planas e inclinadas. Esta tarefa é executada a partir de simulações através modelo paramétrico de transmitância atmosférica descrito pelo código SMARTS2 (Gueymard, 1995) e experimentalmente por meio de um radiômetro espectral e espectralradiômetro.

2. MODELOS PARAMÉTRICOS

Há basicamente dois métodos utilizados para modelar os processos de absorção molecular em segmentos discretos do espectro (H_2O , O_2 , O_3 , etc.) e o espalhamento causado por aerossóis e moléculas. O primeiro baseia-se no cálculo da transmitância atmosférica e assume que a atmosfera terrestre é composta por uma única camada que através de vários processos de absorção e espalhamento atenua a irradiância solar. Estes modelos são baseados no trabalho pioneiro de Leckner e está detalhado em Gueymard (1995). Leckner formulou na década de 70 um conjunto de equações para descrever os processos de extinção da radiação solar devido aos diversos gases que constituem a atmosfera terrestre. O segundo método, denominado de transferência radiativa, leva em conta a não-homogeneidade vertical da atmosfera terrestre e divide a atmosfera em várias camadas para calcular os processos de absorção e espalhamento.

Pelo fato de utilizar propriedades físico-químicas fundamentais dos gases, os métodos de transferência radiativa que também são denominados de *modelos rigorosos* fornecem resultados com grande exatidão, porém estes modelos de transferência radiativa necessitam de dados de entrada extremamente precisos e complexos, como o perfil vertical de distribuição de ozônio e vapor de água, perfil de densidade atmosférica e a distribuição vertical e tamanho de aerossóis com suas características de albedo e fator de assimetria ou função de fase. Devido à dificuldade de se obter estes dados de entrada, nem sempre os modelos de transferência radiativa podem ser aplicados para a caracterização do espectro solar. Os modelos parametrizados de transmitância atmosférica simples, por outro lado, fazem uso de uma pequena quantidade de dados que são obtidos com maior facilidade, e podem ser implementados em pequenos programas computacionais.

Em virtude do avanço no conhecimento sobre o comportamento da absorção espectral de um grande número de gases que constituem a atmosfera terrestre desde o trabalho apresentado por Leckner e a obtenção de dados de grande resolução sobre a distribuição da radiação solar, Gueymard (1995) apresentou uma nova metodologia para o desenvolvimento de um programa parametrizado simples para caracterização da irradiância solar. Este modelo inicial foi denominado de SMARTS e após uma extensiva revisão foi aperfeiçoado, tornando-se SMARTS2 (Gueymard, 1995). O programa SMARTS2 difere dos demais modelos paramétricos simples, pois modifica algumas equações de transmitância propostas por Leckner e associa resultados obtidos previamente por modelos de transferência radiativa onde são escolhidas dez atmosferas padrões que podem ser adotadas como referências para a caracterização da distribuição vertical dos principais constituintes atmosféricos.

2.1 Atenuação da irradiância espectral solar

A radiação emitida pelo Sol ao penetrar na atmosfera terrestre sofre alteração na sua intensidade e polarização através de vários processos como o espalhamento causado por moléculas de gases, gotas de água, poeira e partículas de aerossóis, absorção por gases presentes na atmosfera e por último, por meio de sucessivos processos de absorção e reflexão no solo ou em superfícies líquidas. Embora estes mecanismos de espalhamento e absorção atenuem parte da energia solar que atinge a superfície terrestre, uma grande parte desta energia é transmitida diretamente e alcança o solo em feixes aproximadamente paralelos. Em um céu limpo sem a presença de nuvens, esta componente direta da radiação solar constitui a principal parcela da irradiância solar para comprimentos de onda maiores que 400 nm. Além disto, a medida da componente direta da radiação solar pode ser utilizada para obter informações sobre determinados parâmetros atmosféricos como turbidez e abundância de certos gases na atmosfera. A componente direta da irradiância solar pode ser expressa pela Eq. (1):

$$E_{\lambda} = E_{0\lambda} T_{R\lambda} T_{O\lambda} T_{n\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{a\lambda} \quad (1)$$

onde E_{λ} é a irradiância espectral terrestre, $E_{0\lambda}$ representa a irradiância espectral no topo da atmosfera (AM0) e os demais fatores da equação identificam as transmitâncias espectrais devido ao espalhamento Rayleigh, absorção pelo ozônio, absorção pelo nitrogênio, absorção pela mistura uniforme de gases, absorção pelo vapor de água e extinção devido aos aerossóis presentes na atmosfera.

A irradiância solar difusa é resultado da interação da radiação solar com o espalhamento produzido por partículas, como moléculas e aerossóis. Modelos rigorosos de irradiância calculam esta componente a partir da integração da radiação sobre todo o hemisfério celeste. Esta técnica implica em um extensivo trabalho computacional, pois o fluxo de radiação de um elevado número de pequenos elementos do hemisfério celeste deve ser obtido e posteriormente

integrado no domínio espectral e espacial. Modelos parametrizados simples obtêm a irradiância solar difusa através das mesmas funções de transmitância utilizadas para a determinação da irradiância solar direta. Esta metodologia simplificada possui amparo teórico no fato de que os fótons que não são transmitidos diretamente, acabam sendo espalhados em todas as direções, e uma parte desta radiação acaba constituindo a radiação difusa. Basicamente a irradiância solar difusa é considerada como sendo a soma de três componentes; espalhamento Rayleigh, espalhamento por aerossóis e reflexões múltiplas entre céu e solo.

Denomina-se de espalhamento simples ou primário a primeira interceptação da radiação solar incidente na atmosfera. Quando este fluxo radiante é novamente espalhado, por moléculas de ar ou aerossóis, passa a ser chamado de espalhamento múltiplo. Conforme cita Gueymard (1995), os dois primeiros processos de espalhamento devem ser corrigidos para que sejam considerados os efeitos destes múltiplos espalhamentos na atmosfera, que são bastante significantes na região do ultravioleta. O espalhamento causado por moléculas de ar é relevante até o comprimento de onda de 1000 nm, enquanto o espalhamento provocado por aerossóis (espalhamento Mie) é considerado até o comprimento de onda de dimensão igual ao das partículas.

3. PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS

Dentre os inúmeros parâmetros atmosféricos que influenciam a intensidade e distribuição espectral da radiação solar e possuem grande variabilidade temporal e espacial se destacam o vapor de água, aerossóis e ozônio.

3.1 Vapor de água

Diferente dos demais gases (por exemplo, CO₂, CH₄, N₂O), o vapor de água pode apresentar uma variação de várias ordens de magnitude em relação a sua distribuição vertical e alterar substancialmente sua concentração em um curto espaço de tempo. A evaporação dos oceanos, rios e lagos, juntamente com a transpiração da vegetação em grandes florestas, são fontes de vapor de água para a atmosfera. Devido a isto, a concentração na atmosfera deste gás em regiões marítimas e nas florestas tropicais pode ficar próxima de 3%. Por outro lado, nos grandes desertos e em grandes altitudes, a quantidade de vapor de água pode ser tão baixa a ponto de ser imensurável a sua concentração.

A quantidade de vapor de água, w , é calculada a partir da massa de vapor de água total presente em uma coluna de área unitária desde a superfície até o topo da atmosfera terrestre, pela seguinte expressão:

$$w = \int_0^{\infty} \rho_w dz \quad (2)$$

onde ρ_w é a massa específica de vapor de água (kg cm⁻³) e z representa a distância na direção vertical (cm). Assim, w é expresso em unidades de massa por unidade de área, geralmente, g cm⁻². Define-se também a partir da Eq. (2) o termo *água precipitável*, que representa a espessura de água líquida, que seria formada caso todo o vapor de água, na direção do zênite, fosse condensado na coluna de área unitária.

Em virtude da sua grande variabilidade temporal e espacial, a determinação do conteúdo de vapor de água existente na atmosfera torna-se uma tarefa extremamente complicada. Há várias técnicas que buscam mensurar o conteúdo do vapor de água. Nos dias atuais, há vários instrumentos e técnicas dedicadas à medida da quantidade de vapor de água. Sondas a bordo de balões fornecem valiosas informações sobre a distribuição vertical de vapor de água, mas estas informações estão restritas às regiões onde é realizado o lançamento destes artefatos. Além disto, a periodicidade destes lançamentos é baixa, em média uma ou duas vezes ao dia. Vários satélites também dispõem de instrumentos destinados à medida da quantidade de vapor de água na atmosfera. Além de absorver a radiação solar na região do infravermelho, o vapor de água também altera a propagação de sinais na faixa de microondas. Esta característica é utilizada para analisar a amplitude e fase dos sinais emitidos pelos satélites do sistema de posicionamento global (GPS) e estimar a quantidade de vapor de água presente na atmosfera. Radiômetros na região de microondas e operando em frequências onde há forte absorção por moléculas de água também são utilizados para medidas de vapor de água.

A concentração de vapor de água e conseqüentemente a quantidade de água precipitável também pode ser estimada através de fórmulas empíricas a partir da temperatura ambiente e umidade relativa. Estas formulações empíricas geralmente apresentam uma baixa confiabilidade para medidas instantâneas da água precipitável, principalmente em virtude do comportamento bastante dinâmico da concentração e distribuição vertical do vapor de água na atmosfera. A Fig. 1 mostra o radiômetro espectral com anel de sombra rotativo que utiliza LEDs (diodos emissores de luz) como sensores seletivos desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Haag, 2007) e apresenta a medida da quantidade de água precipitável obtida por este instrumento e pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) presente nos satélites TERRA e AQUA (<http://modis.gsfc.nasa.gov>).

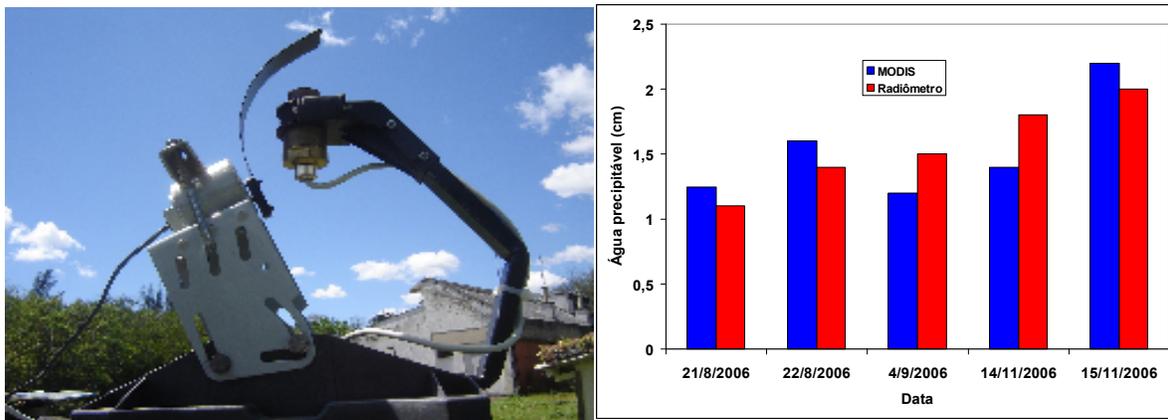


Figura 1 – À esquerda é mostrado o radiômetro espectral desenvolvido no Laboratório de Energia Solar da UFRGS e à direita a quantidade de água precipitável obtida através deste instrumento e a medida pelos satélites TERRA e AQUA.

O vapor de água é um forte absorvedor da radiação solar no segmento do infravermelho e também apresenta regiões de menor absorção no visível. Deste modo, a quantidade de água precipitável presente na atmosfera possui pouca influência no desempenho de módulos fotovoltaicos que empregam células constituídas por a-Si e CdTe, no entanto, células de c-Si e CIGS são bastante influenciadas por este componente atmosférico. A Fig. 2 mostra a alteração na distribuição espectral entre 600 e 1200 nm da componente direta da irradiância solar prevista pelo código SMARTS2 para duas concentrações de água precipitável, 1 e 3 cm em uma atmosfera padrão com massa de ar 1,5.

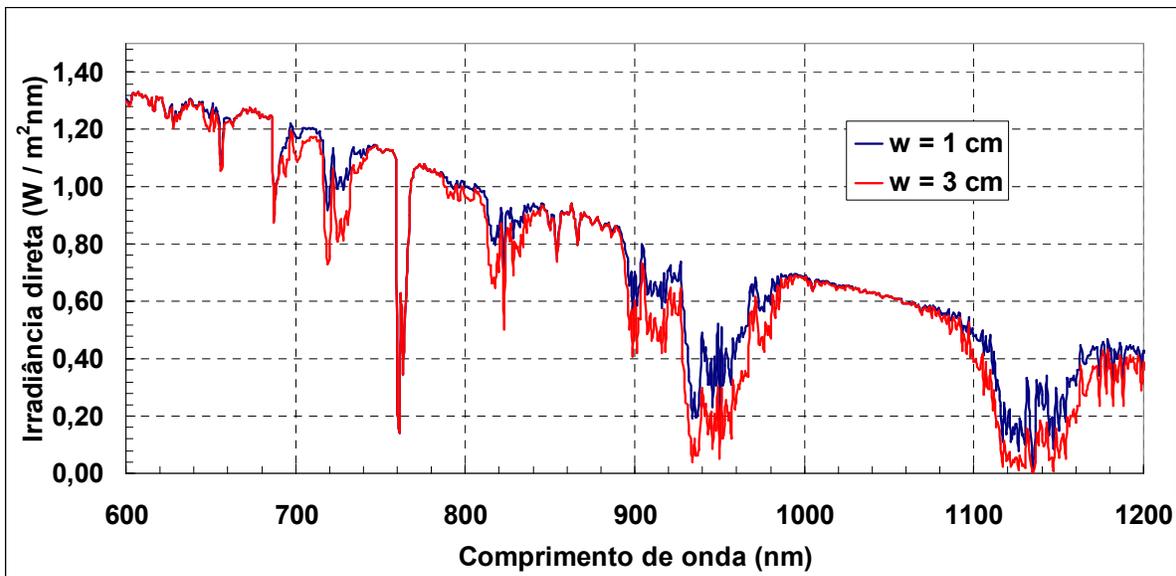


Figura 2 – Distribuição da componente direta da radiação solar em uma atmosfera padrão para duas quantidades de água precipitável, 1 e 3 cm.

3.2 Aerossóis

Aerossóis podem ser definidos como o conjunto de partículas sólidas ou líquidas em suspensão em um meio gasoso. O termo aerossol abrange tanto as partículas quanto o gás no qual elas encontram-se imersas, no caso da atmosfera este meio é o ar. Os aerossóis atmosféricos possuem uma enorme variedade de volumes, formas e dimensões, possuindo tamanhos que, em geral, variam desde 0,01 a 10 μm de diâmetro. Podem ser de origem natural como da ação erosiva dos ventos sobre o solo e a superfície oceânica, ou da conversão gás-partícula ocorrida entre moléculas numa reação química. Podem ter também origem antropogênica como da emissão de particulados da combustão de combustível fóssil. As características dos aerossóis atmosféricos dependem de sua origem e idade. Em geral eles podem viajar por grandes distâncias transportados pelas correntes de ventos, podendo ser classificados a partir de sua origem. Os aerossóis geralmente são classificados entre troposféricos e estratosféricos. Os troposféricos são divididos entre continental e marinho. Os aerossóis marinhos representam o maior montante de aerossóis na atmosfera. Os aerossóis continentais podem ser subdivididos entre rural e urbano. Os aerossóis urbanos possuem características dadas pela

atividade antropogênica nos grandes centros populacionais, já os aerossóis rurais têm partículas originadas a partir da atividade orgânica vegetal ou mesmo da queima de biomassa. Na troposfera as partículas de aerossol apresentam vida média curta, normalmente da ordem de dias e semanas, portanto sua distribuição espacial é altamente não-homogênea, sendo correlacionada com suas fontes de emissão.

Os aerossóis têm grande influência no clima, uma vez que eles aumentam a quantidade de radiação refletida para o espaço (efeito albedo), ao mesmo tempo em que, como núcleos formadores de gotículas de água, levam à formação de nuvens que ajudam a concentrar a radiação infravermelha na troposfera (efeito estufa). Também há interação entre aerossóis de pequeno diâmetro com a radiação solar na região espectral do visível e infravermelho próximo. O tamanho destas partículas menores apresenta a mesma ordem que o comprimento de onda da radiação incidente, provocando assim o espalhamento da radiação solar. As partículas maiores possuem um tempo de residência muito baixo na atmosfera, isso faz com que partículas muito grandes (diâmetro $>15 \mu\text{m}$) apresentem baixas concentrações na atmosfera. Portanto, devido a esses motivos, a interação de partículas muito grandes com a radiação solar é menor quando comparada com as de pequeno tamanho. Entretanto, existem alguns casos especiais em que os efeitos de espalhamento da radiação solar devido a estas partículas de aerossóis de grande diâmetro podem ser acentuados. Como exemplo, tem-se a ocorrência das tempestades de poeira e a queima de biomassa (bastante freqüente no centro-oeste brasileiro e região amazônica).

Devido a complexa interação envolvida entre a radiação solar e as partículas de aerossóis é conveniente adotar a formulação proposta por Ångström que assume que a espessura óptica espectral de aerossóis, τ_λ (expressa em μm), é dada por

$$\tau_\lambda = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (3)$$

Sendo que o expoente α de Ångström possui geralmente valores entre 0 e 2.6 e está relacionado com o tamanho médio das partículas de aerossóis. O coeficiente de turbidez de Ångström, β , pode apresentar valores entre 0 (atmosfera livre de aerossóis) e maiores que 1 em situações de extremas, como por exemplo na presença de tempestades de areia ou erupções vulcânicas. Sendo assim, a transmitância devido a presença de aerossóis é dada por

$$T_{a\lambda} = \exp(-m_a \tau_\lambda) \quad (4)$$

onde m_a é a massa óptica de ar para os aerossóis.

Analisando a Eq. (3) e Eq. (4), observa-se que quando $\alpha > 0$, um aumento no valor de m_a ou β provoca um aumento do espalhamento da radiação solar de menor comprimento de onda. Este efeito pode ser visualizado na Fig. 3, onde é mostrado o efeito da variação de β na irradiância solar direta em uma atmosfera onde $w=1,42$, coluna de ozônio igual a $0,34 \text{ atm-cm}$ e AM 1,5.

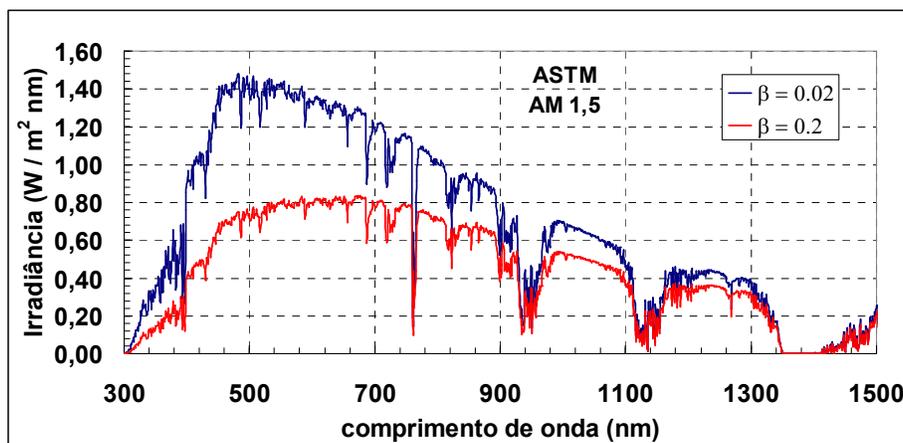


Figura 3 – Irradiância espectral direta para uma atmosfera padrão com valores distintos para o índice de turbidez de Ångström, $\beta = 0,02$ curva azul e $\beta = 0,2$ em vermelho .

O código SMARTS2 (versão 2.9.5) permite que sejam utilizados dados locais adquiridos sobre as características ópticas dos aerossóis como expoente de Ångström, α , para comprimentos de onda abaixo de 500 nm e acima de 500 nm, índice de turbidez, fator de assimetria, fator de espalhamento-simples do albedo além da umidade relativa que afeta o comportamento óptico dos aerossóis. Estas propriedades dos aerossóis podem ser determinadas experimentalmente através de radiômetros espectrais, espectrorradiômetros ou satélites. Caso estes parâmetros não sejam conhecidos com a precisão necessária, o código SMARTS2 possibilita o uso de onze modelos padrões para a determinação das propriedades ópticas dos aerossóis: (i) quatro propostos por Shettle e Fenn (1979), sendo denominados por rural,

urbano, marítimo e troposférico; (ii) dois propostos por Braslau e Dave (descrito em Gueymard, 1995); (iii) dois que descrevem aerossóis presentes em regiões desérticas e (iv) os modelos correspondentes aos modelos de atmosferas padrões definidos pela organização meteorológica mundial (WMO) e denominados de continental, urbano e marítimo.

A determinação exata das características ópticas dos aerossóis é importante quando se deseja estimar corretamente a distribuição espectral da irradiância solar através de modelos paramétricos. A Fig. 4 apresenta a distribuição espectral da irradiância solar direta medida no dia 14 de maio de 2008 às 15h48m através do espectrorradiômetro EPP2000 produzido pela empresa StellarNet em um dia de céu limpo no Laboratório de Energia Solar da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 30S-51W, juntamente com a irradiância prevista pelo modelo SMARTS2 em uma atmosfera com $w = 1,7$, AOT = 0,12 em 500 nm, coluna de ozônio = 270 atm-cm sob dois distintos modelos de aerossóis definidos previamente, sendo eles o rural e urbano, propostos por Shettle e Fenn. Os valores das quantidades de água precipitável e coluna de ozônio adotada para esta simulação foram obtidos através dos dados fornecidos pelos satélites TERRA e AQUA. A Fig. 4 revela que a correta determinação das características ópticas dos aerossóis é extremamente complexa. Estas propriedades ópticas podem ser conhecidas realizando a medida da espessura óptica em vários comprimentos de onda por meio de um radiômetro espectral ou espectrorradiômetro na superfície terrestre ou a bordo de satélites. Além disto, outros parâmetros atmosféricos (água precipitável e coluna de ozônio principalmente) devem ser obtidos com razoável precisão se apresentarem absorção ou espalhamento no comprimento de onda medido.

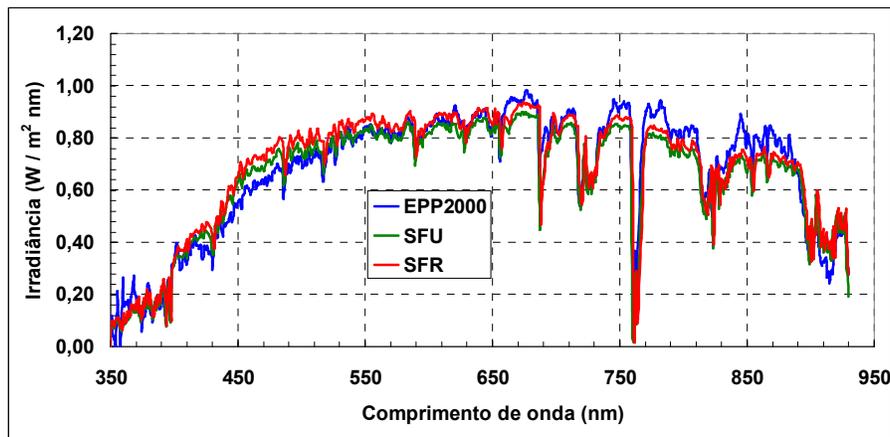


Figura 4 – Irradiância espectral solar direta obtida em 14 de maio de 2008 às 15h48m utilizando o espectrorradiômetro EPP2000 da StellarNet e a prevista pelo modelo SMARTS2 sob dois diferentes tipos de aerossóis, rural (SFR) e urbano (SFU) ambos propostos por Shettle e Fenn.

3.2 Ozônio

O ozônio (O_3), um gás triatômico de oxigênio e está intimamente relacionado com a atenuação da radiação solar no segmento do ultravioleta. Aproximadamente 90% do conteúdo total de ozônio encontra-se na estratosfera, formando a camada de ozônio e a máxima concentração ocorre a 25 km de altitude. Tipicamente, o conteúdo total de ozônio (u_o) integrado em uma coluna atmosférica de base unitária é expresso em Unidades Dobson (UD). Um UD é a espessura, medida em unidades de centésimos de centímetro, que a coluna de ozônio poderia ocupar, na temperatura e pressão padrão (273 K e 1 atm). Desse modo, $1 \text{ UD} = 10^{-3} \text{ atm-cm}$. Ressalta-se que sobre a Terra a coluna média de ozônio assume valores entre 200 e 500 UD. O ozônio possui uma fraca participação na distribuição da intensidade da radiação solar no segmento visível do espectro. A Fig. 5 apresenta o comportamento da irradiância direta prevista pelo modelo SMARTS2 para uma atmosfera padrão com duas concentrações de ozônio, 0,25 e 0,40 atm-cm. Nota-se a pequena influência do ozônio no segmento entre 500-650 nm que também é chamada de banda de absorção de chappuis.

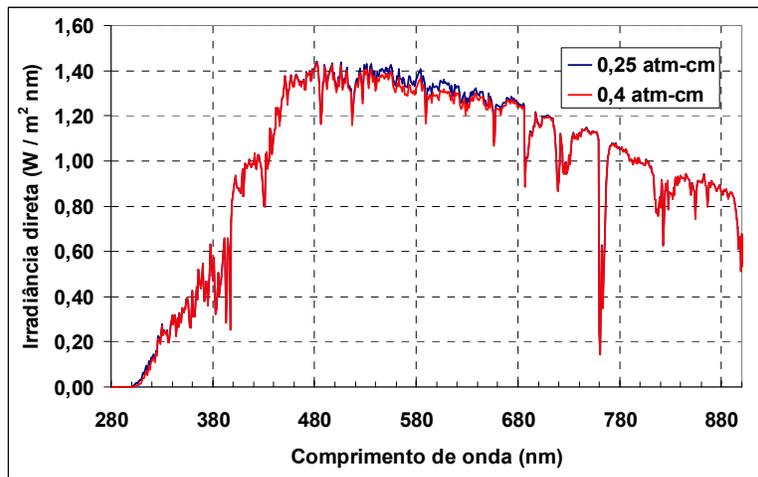


Figura 5 – Irradiância solar direta em uma atmosfera padrão sob dois valores de concentração de ozônio, 0,25 e 0,4 atm-cm. Observa-se uma fraca influência do ozônio apenas no segmento entre 500-650 nm.

4. PARÂMETROS LOCAIS

Determinados parâmetros locais entre eles o albedo regional e local, e a topografia local (tipo de terreno, obstruções do horizonte naturais ou não, entre outras) podem alterar de forma significativa a distribuição espectral da irradiância solar, principalmente em superfícies inclinadas. Quase sempre a qualidade dos dados disponíveis para estes fatores locais não permite uma simulação computacional realista. Além disto, estes parâmetros geralmente possuem variabilidade temporal, por exemplo, o albedo local pode apresentar variabilidade sazonal e o comportamento espectral da irradiância solar refletida pelo solo não se manterá constante.

4.1 Albedo regional e local

As irradiâncias direta e difusa ao chegarem à superfície são parcialmente refletidas de volta ao espaço logo após a primeira passagem através da atmosfera terrestre. Uma parcela desta radiação ascendente é também parcialmente refletida pela atmosfera em direção à superfície novamente. Este processo repete-se indefinidamente enquanto houver fluxo radiante. A distribuição espectral desta radiação ascendente depende das características do albedo regional que abrange uma distância de até 100 km (Haag, 2007). Este albedo regional pode exibir uma grande variabilidade em função da atividade humana e variação sazonal, por exemplo, nos continentes, o albedo para a irradiância solar integrado em uma grande parte do espectro (ultravioleta, visível e infravermelho) pode variar entre 0,14 e 0,8 ao longo do ano. O albedo local é assim definido para melhor representar a parcela da irradiância solar que atinge o solo e é refletida diretamente para a superfície de interesse. O código SMARTS2 permite que sejam definidos independentemente os valores para o albedo regional e local. O albedo na região do ultravioleta é quase sempre menor que na região visível, com exceção para a neve seca, que apresenta uma refletância no ultravioleta quase unitária, no entanto, no infravermelho a sua refletância é bastante reduzida. A Fig. 6 apresenta como exemplo a refletância espectral para a neve, basalto, areia e grama verde.

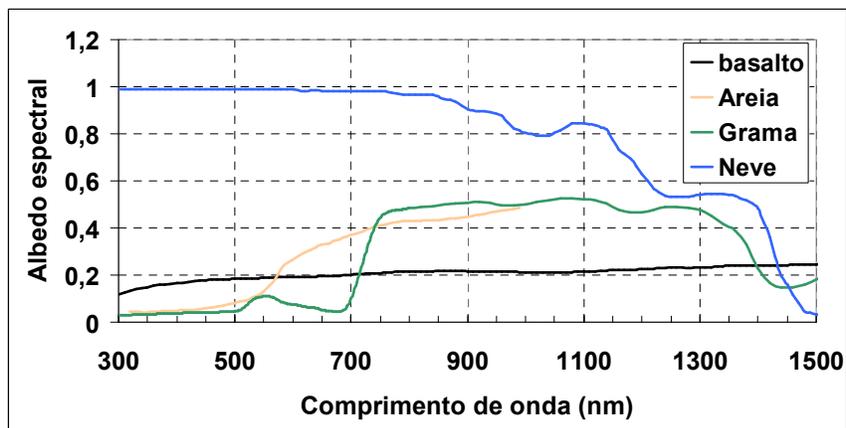


Figura 6 – Albedo espectral para o basalto, areia, grama e neve.

Observa-se uma grande influência das características espectrais da refletância do solo próximo em superfícies com elevada inclinação. O desempenho de janelas que fazem uso de vidros com propriedades seletivas está correlacionado com as propriedades ópticas do solo próximo, pois quase sempre estas possuem inclinação de 90° . A Fig. 7 mostra a distribuição espectral da componente global que atinge superfícies com inclinações de 0° , 45° e 90° em dois tipos de solos, grama verde e areia. Estes espectros foram modelados pelo código SMARTS2 adotando uma atmosfera padrão e massa de ar 1,5. Em todas as simulações foi mantido o mesmo tipo de solo para o albedo regional e local, ou seja, grama ou areia. Observa-se na Fig. 7 a modificação da distribuição espectral da irradiância incidente principalmente entre 500-900 nm, sendo constatado também o papel do albedo local em superfícies com grande inclinação.

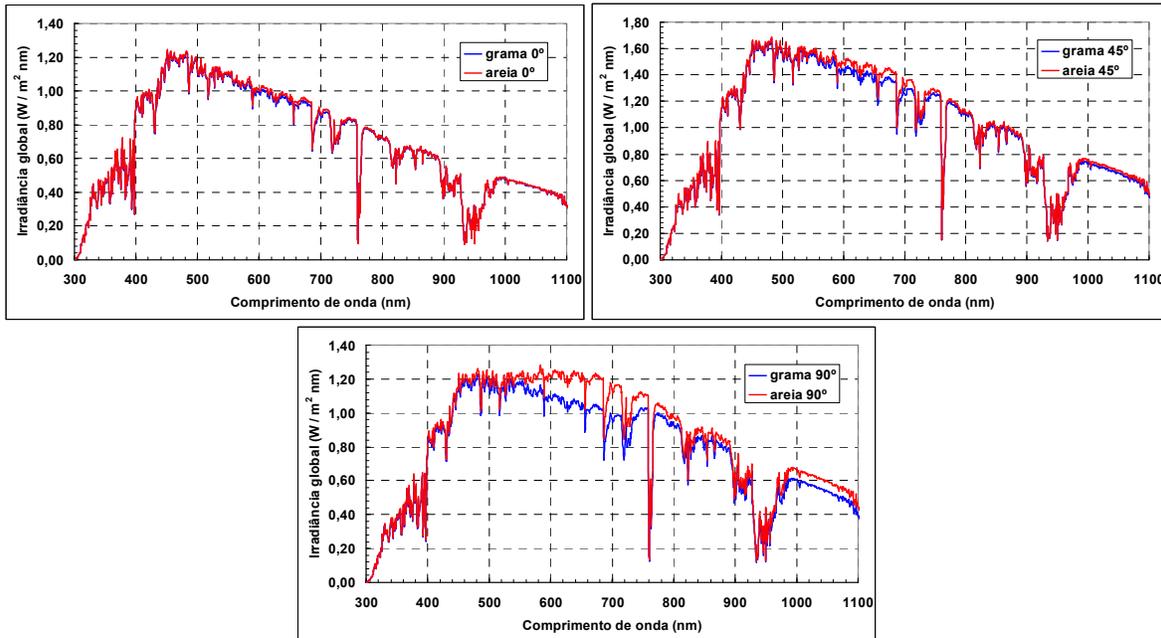


Figura 7 – Comparação entre a irradiância global para uma superfície com inclinação de 0, 45 e 90° com dois tipos de solos, grama verde e areia.

5. CONCLUSÕES

Este trabalho discutiu a importância do conhecimento sobre a distribuição espectral da irradiância solar para análise do desempenho de dispositivos que adotam superfícies seletivas, como módulos fotovoltaicos, vidros seletivos entre outras. Foi analisada através de simulações empregando o código SMARTS2 e medidas realizadas por meio de um radiômetro espectral e espectralradiômetro a influência dos aerossóis, quantidade de água precipitável e coluna de ozônio na irradiância espectral solar. Foi demonstrada também a participação do albedo como importante fator da variação da irradiância espectral solar incidente principalmente para superfícies inclinadas.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio financeiro do CNPQ – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico que possibilitou a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- ASTM - American Society for Testing and Materials. 1998. Standard Tables for Reference Solar Spectral Irradiance at Air Mass 1,5. Direct normal and hemispherical for a 37° tilted surface, Standard G 159-98, West Conshohocken, PA.
- Gottschalg, R. Infield, R. Kearney, M. 2003. Experimental study of variations of the solar spectrum of relevance to thin film solar cells, *Solar Energy Materials & Solar Cells*, vol. 79, pp. 527–537.
- Gueymard, C. A. 1995. SMARTS22, Simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine: algorithms and performance assessment. Report FSEC-PF-270-95, Florida Solar Energy Center, Cocoa, FL.

- Gueymard, C. A. Myers, D. Emery, K. 2002. Proposed reference irradiance spectra for solar energy systems testing. *Solar Energy*, vol. 73, pp. 443–467.
- Haag, R. 2007. Desenvolvimento de um radiômetro espectral e metodologia para a caracterização do espectro solar, Dissertação de Mestrado. PROMEC, UFRGS, Porto Alegre. Disponível em <ftp://ftp.solar.ufrgs.br/teses/haag.pdf>
- Hirata, Y. Tani, T. 1995. Output variation of photovoltaic modules with environmental factors - The effect of spectral solar radiation on photovoltaic module output, *Solar Energy*, vol. 55 n. 6, pp. 463–468.
- Minemoto, T. Nagae, S. Takakura, H. 2007a. Impact of spectral irradiance distribution and temperature on the outdoor performance of amorphous Si photovoltaic modules, *Solar Energy Materials & Solar Cells*, vol. 91, pp. 919–923.
- Minemoto, T. Toda, M. Nagae, S. Gotoh, M. Nakajima, A. Yamamoto, K. Takakura, H. Hamakawa, Y. 2007b. Effect of spectral irradiance distribution on the outdoor performance of amorphous Si/thin-film crystalline Si stacked photovoltaic modules, *Solar Energy Materials & Solar Cells*, vol. 91, pp. 120–122.
- Rüther, R. Kleiss, G. Reiche, K. 2002. Spectral effects on amorphous silicon solar module fill factors, *Solar Energy Materials & Solar Cells*, vol. 71, pp. 375–385.
- Shettle, E. P. Fenn, R. W. 1979. Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. Report AFGL-TR-79-0214, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom, MA.

ANALYSIS OF THE INFLUENCE OF ATMOSPHERICS PARAMETERS AND LOCAL ASPECTS IN THE DISTRIBUTION OF THE SPECTRAL SOLAR RADIATION

Abstract. *In this paper the influence of some atmospheric parameters and local aspects in the spectral solar radiation for different tilted surfaces is addressed. An analysis of the influence of aerosols, precipitable water and total ozone as major meteorological parameters that affect the distribution of the solar spectral irradiance was also performed. The effects of imprecise spectral reflectance data of the foreground on the solar spectral irradiance are discussed. Measurements obtained with the spectral radiometer and the spectroradiometer, together with simulations employing the code SMARTS2 (Simple Model for the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine), demonstrated the influence of local and atmospheric parameters for describing the spectral distribution of the solar irradiance.*

Key words: *Spectral Solar radiation, Atmospheric Parameters*