

**MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA**  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**Um modelo de estimativa de radiação solar por satélite:  
Análise e aprimoramentos**

**Aluno:**

**Marcus Jorge Bottino**

**Orientador:**

**Juan Carlos Ceballos**

**INPE**  
**São José dos Campos**  
**Março de 2000**

## **Resumo**

Neste trabalho é considerado um modelo de estimativa de irradiação solar à superfície (GL1.0), utilizado operacionalmente no CPTEC-INPE com dados do satélite GOES-8. Foram aprimorados no modelo aspectos referentes: 1) à estimativa de nebulosidade, onde a reflectância associada à transição de cobertura cumuliforme para estratiforme foi determinada utilizando um método estatístico de classificação de imagens; 2) à inclusão da absorção por ozônio no intervalo visível e por gás carbônico no intervalo infravermelho próximo; e 3) à correção da reflectância por efeitos de anisotropia da reflexão. Os resultados do modelo aprimorado (denominado GL1.1) foram comparados com medições da irradiância média diária à superfície no Vale do Paraíba-SP para os meses de novembro e dezembro de 1998. Encontrou-se que o desvio padrão foi reduzido de  $34 \text{ W/m}^2$  no modelo original para  $24 \text{ W/m}^2$ , enquanto que o desvio sistemático foi reduzido de  $14 \text{ W/m}^2$  para  $10 \text{ W/m}^2$  em novembro e de  $-7 \text{ W/m}^2$  para zero em dezembro.

## **Abstract**

In this work the surface solar radiation estimate model (GL1.0) is revised. This model is running operationally at CPTEC-INPE using the GOES-8 satellite data. In this model the following aspects were improved: 1) cloud cover estimation where the reflectance associated with the transition of cumuliform to stratiform cloud cover was determined using a statistical method of image classification, 2) the inclusion of absorption by ozone in the visible interval and by carbon dioxide in near infrared interval, and 3) the correction of reflectance by anisotropic effect of reflection. The results of the improved model (denominated GL1.1) were compared with daily mean irradiance measurements at Vale do Paraíba-SP for November and December 1998. It is found that standard deviation of the daily mean irradiance was reduced from  $34 \text{ W/m}^2$  in the original model to  $24 \text{ W/m}^2$ , while the systematic error was reduced from  $14 \text{ W/m}^2$  to  $10 \text{ W/m}^2$  in November and from  $-7 \text{ W/m}^2$  to zero in December.

# Sumário

- 1. Introdução
  - 1.1. Limitações inerentes à estimativa de radiação solar por satélite
    - 1.1.1. Características dos dados de satélite
    - 1.1.2. Reflectância planetária
    - 1.1.3. Estimativa da nebulosidade
  - 1.2 Objetivos do trabalho
- 2. O modelo GL1.0 CPTEC/INPE
  - 2.1. Alguns modelos físicos precedentes
  - 2.2. Estrutura conceitual do GL1.0
    - 2.2.1. Radiação no intervalo VIS
    - 2.2.2. Radiação no intervalo IVP
    - 2.2.3. Estimativa da irradiância média diária
  - 2.3. Análise preliminar do modelo GL1.0
  - 2.4. A determinação do tipo de cobertura
  - 2.5. Correções da anisotropia da reflectância
  - 2.6. Absorção por gases atmosféricos
- 3. Materiais e métodos
  - 3.1. Dados e materiais
    - 3.1.1. Dados de Satélite
    - 3.1.2. Dados utilizados
    - 3.1.3. Programas e software
  - 3.2. Classificação de cenas em imagens
  - 3.3. Método de estimativa da nebulosidade

3.3.1. Determinação da reflectância na ausência de nuvens

3.3.2. Determinação da reflectância para cobertura total

3.4. Reflectância Bidirecional

3.5. Esquemas de absorção atmosférica

4. Resultados e discussão

4.1. Classes de nuvens

4.2. Reflectâncias típicas da superfície e das nuvens

4.3. Correções por não isotropia da reflexão

4.4. Implementação do modelo GL1.1

5. Conclusões e recomendações

Referências bibliográficas

Apêndices

A. Glossário mínimo de termos utilizados

B. Classificação automática de alvos: Uma análise da informação contida em imagens GOES 8 multiespectrais (trabalho apresentado no X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1998)

## Lista de figuras e tabelas

Fig. 2.1. Esquema do balanço de energia solar no sistema terra-atmosfera. Os losangos representam sumidouros de energia e as setas irradiâncias.

Fig. 2.2. Bandas de absorção dos diferentes gases atmosféricos. As curvas representam: espectro de emissão de um corpo negro à 5900K (tracejada), fluxo solar espectral no TOA (continua superior) e fluxo solar espectral ao nível do mar (continua inferior).

Fig. 2.3. Função resposta do satélite GOES 8 no canal 1 (visível).

Fig. 2.4. Diagrama esquemático representando as contribuições para radiação global no intervalo IVP. As setas representam trajetos simplificados.

Fig. 2.5. Ilustração do esquema de “integração por trapézios” para o dia 11/06/1999.

Fig. 2.6. Diagrama de dispersão entre a irradiância média diária observada por PCDs e a estimativa do modelo GL1.0, para os meses de novembro e dezembro de 1998.

Fig. 2.7. Absorção da radiação solar pelo vapor d’água em função do caminho óptico efetivo ( $w^* = w/\mu_o$ ) calculado pela equação (2.12).

Fig. 2.8. Média meridional da quantidade de ozônio, entre o TOA e a superfície (coluna de ozônio), em função da latitude no curso de um ano (Fonte: TOMS-GSFC-NASA, <http://toms.gsfc.nasa.gov>). Durante o inverno polar, na ausência de iluminação solar, o satélite não obtém dados (áreas em branco).

Fig. 2.9. Absorção percentual do ozônio nos intervalos ultravioleta (bandas de Hartley e Huggins) e visível (banda de Chappuis) e função da massa de ozônio (cm.atm) segundo a parametrização de Lacis e Hansen (1974). ( $100 \text{ DU} \cong 0,1 \text{ cm.atm}$ ).

Fig. 3.1. Esquema do balanço de energia solar VIS no sistema terra-atmosfera, constituído de uma camada troposférica conservativa e uma camada de ozônio atenuadora. Os losangos representam sumidouros de energia.

Fig. 4.1. Imagem do setor Sul-Sudeste, 1445 UTC em 9 de novembro de 1998. Nas imagens (c) e (d) foi utilizado a eq. 3.4 para definir a cor do pixel e da classe respectivamente.

Fig. 4.2. Diagramas de dispersão para uma amostra de 50131 pixels do setor Sul-Sudeste, novembro de 1998 1445 UTC. Em todos os diagramas a cor do ponto é definida pela escala RGB (Eq. 3.4). Sobre cada diagrama foram plotados os 30 centróides da classificação (números em vermelho). Os centróides de cada subgrupo (Tab. 4.2) foram unidos por linhas nas cores: preto – superfície (Sp), amarelo – cumuliforme (Cu), vermelho – estratiforme (St), azul – cirriforme (Ci) e azul escuro – multicamadas (Mc).

Fig. 4.3. Histogramas da reflectância mínima computada nas imagens de nov. e dez. de 1998 para o solo.

Fig. 4.4. Histogramas da reflectância mínima computada nas imagens de nov. e dez. de 1998 para o mar.

Fig. 4.5. Valores médios das reflectâncias mínimas computadas das imagens de nov. e dez. de 1998.

Fig. 4.6. Diagramas de reflectância (%) versus frequência acumulada (%) para as classes de nuvens cumuliformes (Cu) e estratiformes (St).

Fig. 4.7. Irradiância solar à superfície estimada pelo modelo GL 1.1 para o dia 10 de novembro de 1998, para a estação de Cruzeiro-SP.

Fig. 4.8. Diagramas de dispersão da irradiância média diária entre dados de PCDs e a estimativa do modelo GL 1.1, para novembro e dezembro de 1998.

Fig. 4.9. Diagramas de dispersão da irradiância média diária entre dados de PCDs e a estimativa do modelo GL 1.1, para novembro e dezembro de 1998.

Fig. 4.10. Evolução da irradiância média diária estimada pelo modelo GL1.1 e observada por PCD.

Fig. 4.11. Irradiância solar global à superfície estimada pelo modelo GL1.1 e observada por piranômetro. Cachoeira Paulista, 26 de novembro de 1999.

Fig. 4.12. Irradiância solar global à superfície estimada pelo modelo GL1.1 e observada por piranômetro. Cachoeira Paulista, 29 de novembro de 1999

Tab. 2.1. Resultados estatísticos do modelo GL1.0 comparado com observações de PCDs para os meses de novembro e dezembro de 1998.

Tab. 4.1. Estatísticas das imagens do setor Sul-Sudeste no mês de novembro de 1998.

Tab. 4.2. Resultados do método de classificação para as imagens GOES 8 do horário 1445 GMT de novembro de 1998 no setor Sul-Sudeste. Dados de 30 classes e subgrupos, frequência de pixels, valores espectrais e texturais médios (centróides), estimativa do topo das nuvens e características verificadas.

Tab. 4.3. Valores médios das reflectâncias mínimas computadas das imagens de novembro e dezembro no setor Sul-Sudeste. A média e o desvio padrão foram calculados entre os horários 1010 e 2010 GMT

Tab. 4.4. Cobertura total (fração percentual) de cada um dos três subgrupos em alguns horários. Foram classificados uma amostra de aproximadamente 140600 pontos.

Tab. 4.5. Reflectâncias para alguns limites de frequência acumulada.

Tab. 4.6. Irradiância média diária ( $W/m^2$ ), com e sem a FDRB de Lubin e Weber (1995). Cruzeiro, 10 de novembro de 1998.

Tab. 4.7. Resultados do modelo GL 1.1 (com estimativa de nebulosidade por refletância e sem absorção por ozônio e gás carbônico) comparado com dados de PCDs para o mês de dezembro de 1998.

Tab. 4.8. Resultados do modelo GL 1.11 (com estimativa de nebulosidade por refletância, absorção por ozônio e gás carbônico) comparado com dados de PCDs para o mês de dezembro de 1998.

## Lista de siglas e símbolos

AVHRR	-	Advanced Very High Resolution Radiometer
ERBE	-	Earth Radiation Budget Experiment
FDRB	-	Função de distribuição da reflectância bidirecional
GASM	-	Grupo de Aplicações de Satélites Meteorológicos do CPTEC-INPE
IGMK	-	Institut für Geophysic und Meteorogie - Universität zu Köln
IV	-	Intervalo infravermelho (onda longa)
IVP	-	Intervalo infravermelho próximo (onda curta)
MAD	-	Método de agrupamento dinâmico
MDE	-	Mínima distância euclidiana
MRBD	-	Modelo de reflectância bidirecional
NOAA	-	National Oceanic and Atmospheric Administration
PCD	-	Plataforma coletora de dados
TOA	-	Topo da atmosfera
UTC ou Z	-	Hora universal
VIS	-	Intervalo visível (onda curta)
A <sub>O3</sub>	-	Absortância do ozônio
C	-	Fração do céu coberta por nuvens (nebulosidade)
DQM	-	Deslocamento quadrático médio (medida de convergência dos centróides)
DU	-	Quantidade de ozônio em unidades Dobson
E <sub>A</sub>	-	Irradiância absorvida na atmosfera
E <sub>g</sub>	-	Irradiância absorvida pela superfície
E <sub>R</sub>	-	Irradiância refletida no TOA
F	-	Fator de reflectância
F <sub>min</sub>	-	Fator de reflectância mínimo
F <sub>max</sub>	-	Fator de reflectância máximo
L	-	Radiância
L <sub>min</sub>	-	Radiância refletida mínima
L <sub>max</sub>	-	Radiância refletida máximo
PIXIV	-	Valor do pixel no canal 4 do GOES
PIXVIS	-	Valor do pixel no canal 1 do GOES
R	-	Reflectância ou reflectância bidirecional
R <sub>min</sub>	-	Reflectância mínima
R <sub>max</sub>	-	Reflectância máximo
R <sub>ad</sub>	-	Reflectância da atmosfera para radiação difusa
R <sub>p</sub>	-	Reflectância planetária
S	-	Irradiância a incidência normal no TOA



$T$	-	Transmitância
TEXIV	-	Logaritmo decimal da variância de 3x3 pixels no canal 4 do GOES
TEXVIS	-	Logaritmo decimal da variância de 3x3 pixels no canal 1 do GOES
$w$	-	Água precipitável
$w^*$	-	Caminho óptico efetivo (do vapor d'água)
$\chi$	-	Fator de correção da reflectância bidirecional
$\phi$	-	Ângulo azimutal relativo (entre os planos verticais das visdas ao sol e ao satélite)
$\mu_0$	-	Cosseno do ângulo zenital solar
$\mu_s$	-	Cosseno do ângulo zenital do satélite
$\theta, \theta_s$	-	Ângulo zenital da visada ao satélite
$\theta_0$	-	Ângulo zenital do sol
$\Delta S$	-	Decréscimo de S no IVP devido à absorção por gases

## 1. Introdução

O sol é a principal fonte de energia para o sistema terra-atmosfera e esta energia permite a vida na terra e participa de diversos processos da natureza. O fluxo solar incidente à superfície é uma importante componente do balanço de radiação, e a principal fonte da energia disponível na interface terra-atmosfera. Budyko (1969) menciona que o clima é afetado por mudanças no balanço de radiação solar e observa que variações comparativamente pequenas na transparência atmosférica podem ter sido suficientes para o desenvolvimento da era glacial quaternária. O balanço de radiação regula a evapotranspiração, o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor no solo e a fotossíntese. Este também é relevante para questões como tendências climáticas, aplicações da energia solar e agricultura. Informações acerca do fluxo radiativo à superfície são necessárias em diferentes escalas temporais e espaciais e para diferentes graus de precisão. Por exemplo, estudos climáticos requerem uma resolução horizontal de 250 km na escala de tempo de um dia com uma precisão de 5%, e a comunidade agrícola demanda uma resolução de 20-50 km na escala de um dia com uma precisão de 10% (Pinker e Ewing, 1985). Medidas diretas desta grandeza podem ser obtidas à superfície por uma rede de piranômetros ou actinógrafos. Contudo, estas redes não são suficientemente densas para diversas aplicações, especialmente sobre os oceanos, desertos e grandes áreas com florestas, como a Amazônia. Além da escassa cobertura dos dados, outros fatores como a sua distribuição espacial e as discrepâncias na intercalibração destes instrumentos podem introduzir erros nestas estimativas quando se trata de grandes áreas.

Dados de satélite são uma alternativa cada vez mais utilizada para detectar de forma indireta a radiação solar incidente à superfície. Os satélites do tipo geoestacionário mostram-se especialmente interessantes para este fim. Cobrindo todo um hemisfério, com uma resolução espacial de quilômetros e temporal em torno de uma hora, suas medições são úteis para estudos climatológicos e agrícolas, modelos hidrológicos e aplicações operacionais. Entretanto, para estimar a energia solar radiante incidente à superfície baseado em dados de satélite, faz-se necessário desenvolver um modelo que relacione os fluxos emergentes determinados no topo da atmosfera com aqueles

incidentes à superfície. A possibilidade de se estimar a irradiação diária por satélite foi demonstrada por alguns autores como Tarpley (1979) e Gautier et al. (1980)

Os modelos de estimativa podem ser classificados em duas categorias básicas de acordo com o modo de representar a relação entre os fluxos no topo da atmosfera (TOA) e a irradiância à superfície.

Os modelos ditos “estatísticos” procuram ajustar as radiâncias observadas no topo da atmosfera (satélite) com dados de “verdade terrestre” (estações solarimétricas) através de algumas funções empíricas ou semi-empíricas (Tarpley, 1979; Diabaté et al., 1988). Para tanto é necessária uma razoável quantidade de dados de superfície e de satélite como base para o ajuste dos coeficientes utilizados nestas funções. Modelos deste tipo podem utilizar desde relações lineares simples (Raphael e Hay, 1984) até relações semi-empíricas, onde podem ser considerados a absorção por gases e esquemas de estimativa da fração coberta por nuvens (Cano et al., 1986). Um modelo australiano (Nunez, 1993) considera a absorção por vapor d’água e aerossóis e a transformação de banda estreita para banda larga, incluindo ajustes por coeficientes definidos empiricamente.

Neste trabalho interessa-nos a estimativa de radiação solar por satélite mediante “métodos físicos”. Estes se utilizam de princípios físicos e de algumas hipóteses a respeito da propagação da radiação solar na atmosfera, e procuram estimar a radiação solar à superfície por um conjunto de equações derivadas da equação geral de propagação e ou de equações do balanço de energia, geralmente dividindo a atmosfera em camadas. Parametrizações são freqüentemente utilizadas para representar variáveis como a absorção, transmissão e espalhamento por nuvens e constituintes atmosféricos. Exemplos são: o modelo de Gautier et al. (1980) baseado em equações de transmitância; o modelo IGMK (Stuhlmann et al., 1990) e o de Pinker e Ewing (1985) utilizando esquemas de aproximação e dois fluxos da equação de transferência radiativa; o modelo de Dedieu et al. (1987) estimando a irradiância solar à superfície e o albedo na faixa de resposta do Meteosat.

No Brasil, um modelo com características físicas plausíveis foi apresentado por Ceballos e Moura (1997) para dados do Meteosat 4-VIS considerando o espectro solar

basicamente dividido num intervalo no visível e outro no infravermelho próximo, e reproduzindo a irradiância média diária com desvio médio no intervalo  $(-5, +6) \text{ Wm}^{-2}$  e um desvio padrão na ordem de  $9 \text{ Wm}^{-2}$ . Uma adaptação para GOES 8 foi desenvolvida no INPE (Bastos et al., 1996); na sua versão GL1.0, este modelo roda operacionalmente no CPTEC-INPE (Ceballos et al., 1998).

### **1.1. Limitações inerentes à estimativa de radiação solar por satélite**

O transporte de radiação solar no sistema terra-atmosfera é de uma complexidade considerável. Por um lado, a dependência espectral do transporte com relação aos elementos atmosféricos é muito forte, incluindo o efeito de espalhamento por nuvens e absorção em bandas espectrais pelo vapor d'água, dióxido de carbono, gotículas, ozônio, aerossóis, etc. Por outro lado, um conjunto de parâmetros atmosféricos pode ser fortemente variável no tempo e no espaço, na horizontal e na vertical (por exemplo a concentração de aerossol, água precipitável, nebulosidade, estágio de desenvolvimento de nuvens, etc.). De todas estas variáveis, o principal modulador da radiação que atinge a superfície são as nuvens. As nuvens cobrem regularmente 50% do planeta e são os mais importantes reguladores do balanço de radiação do sistema terra-atmosfera (Liou, 1980). É natural que um modelo de estimativa de radiação solar deva conter um número considerável de simplificações, devido ao caráter complexo e muitas vezes indefinido de algumas variáveis, recorrendo-se a considerações simplificadas sobre, por exemplo, a influência da geometria das nuvens na estimativa de nebulosidade e as propriedades de reflexão da cobertura.

O detalhamento estrutural da atmosfera pode ser expressado em diversas escalas. Os modelos “físicos” usados diferem razoavelmente na metodologia e considerações utilizadas; entretanto alguns aspectos ou parâmetros em comum podem ser destacados, como: o quanto de energia solar incide no topo da atmosfera (TOA), o albedo da superfície, a reflectância do sistema observada a partir do satélite e a transmissão e absorção da atmosfera.

Deve-se estar ciente de que os resultados de um modelo estão sujeitos a uma série de limitações, provenientes de diversos fatores. Lubin e Weber (1995) mencionam que a

estimativa de radiação solar por satélite inclui algumas incertezas e aproximações; dentre estas encontram-se: a) calibração e manutenção dos sensores do satélite; b) a escolha de um algoritmo de transmissão atmosférica ou de um modelo de transferência radiativa; c) hipótese usual de isotropia da radiação refletida pelo sistema terra-atmosfera; d) identificação e classificação de nuvens e nebulosas, para fins de utilização de parametrizações adequadas. Por exemplo, Chou (1991) demonstrou que algumas destas incertezas podem cancelar-se umas com as outras, tornando aceitável as estimativas finais da radiação à superfície. Entretanto, é fundamental delimitar as diversas falhas de um modelo, de modo que seus erros possam ser controlados e minimizados.

### **1.1.1. Características dos dados de satélite**

Dados de satélites fazem parte da classe designada como “sensores remotos”, ou seja, as medidas são realizadas à distância sem contato direto com o fenômeno observado. O conceito de satélite meteorológico se aplica àqueles que permitem a observação de fenômenos e medições de parâmetros físicos para fins meteorológicos, embora seu uso se estenda à aplicações como hidrologia, agricultura e oceanografia, entre outras. Aparelhos como os satélites meteorológicos transportam instrumentos de medição de energia eletromagnética, compostos de um elemento sensor com filtros, um sistema óptico e geralmente um conjunto de espelhos para orientar a varredura. Seus instrumentos foram projetados para responder a bandas específicas de comprimento de onda, definidas conforme o comportamento físico que se deseja perceber. Os sensores podem ser projetados para produzir informações na forma “fotográfica” ou bidimensional do sistema terra-atmosfera (“imageadores”), ou especialmente desenhados para captar radiação em bandas que permitem deduzir informação sobre vários níveis da atmosfera (“sondadores”). Atualmente existem diversos satélites meteorológicos em funcionamento com órbitas distintas, destacando-se os geoestacionários como o GOES (Estados Unidos), Meteosat (Europa), INSAT (Índia) e GMS (Japão); os de órbita quase polar como o TIROS-N (Estados Unidos) e METEOR (Russia), e recentemente o satélite de órbita helicoidal em torno do plano do equador TRMM (Estados Unidos e Japão) para estudos de fenômenos tropicais.

Dados provenientes de imageadores a bordo de satélite são em geral organizados de forma matricial, o valor de cada elemento dessa matriz representando a radiação proveniente do sistema terra-atmosfera em posições ordenadas e geralmente orientados no plano leste-oeste e norte-sul. Seus dados são codificados e enviados na forma binária representando uma escala de níveis (“counts”) denominada de “brilho” do elemento de imagem. A decodificação destes dados discretos para valores de radiância é realizada pelo esquema de calibração do sensor, onde count e radiância são relacionados em geral linearmente. A resolução espacial dos sensores é definida pela área coberta à superfície no ponto abaixo do satélite (nadir), denominado como ponto sub-satélite. O sistema óptico permite que os sensores detectem a radiação proveniente do sistema terra-atmosfera dentro de um estreito ângulo sólido. A resposta espectral define a faixa de comprimentos de onda em que o sensor é sensível; estas faixas podem estar situadas em frequência desde o ultravioleta até a região de microondas. No caso dos satélites geoestacionários definiremos três categorias de sensores de acordo com o tipo de radiação detectada: instrumentos “sensíveis” à radiação solar refletida podem estar situados no intervalo denominado como “visível” (0,4 - 0,75  $\mu\text{m}$ ) (utilizaremos a simbologia VIS), no intervalo denominado como “infravermelho solar ou próximo” (0,75 - 2,8  $\mu\text{m}$ ) (utilizaremos a simbologia IVP), e outros instrumentos respondem a radiação emitida pelo planeta denominada como “infravermelho terrestre ou térmico” (4,0 - 100  $\mu\text{m}$ ) (utilizaremos a simbologia IV). A faixa de microondas (100  $\mu\text{m}$  a 1 m) está incluída neste último intervalo.

A estimativa de radiação solar incidente à superfície a partir de dados de satélite geoestacionários apresenta algumas limitações devido às características dos instrumentos. Convém aqui mencionar os seguintes aspectos:

- a) As medidas referem-se ao fluxo refletido pelo sistema terra-atmosfera composto de todas as interações que possam ocorrer no percurso sol-superfície-satélite.
- b) A calibração dos dados de satélite.
- c) A resposta espectral dos sensores.
- d) A resolução espacial não é pequena o suficiente para detectar fenômenos na escala de cúmulos, mas sim o resultado radiativo de um conjunto de nuvens.

- e) A área detectada pelo sensor deforma conforme o ângulo de visada. Para ângulos zenitais elevados pode-se estar observando uma grande sobreposição de camadas, projetando sobre a superfície nuvens afastadas do alvo.
- f) O satélite mede o fluxo refletido ou emitido que escapa em uma certa direção, não observando o restante da radiação que sai do sistema.
- g) Na estimativa da energia solar diária, com uma resolução temporal de aproximadamente uma imagem a cada hora pode não ser suficiente para descrever flutuações do campo de radiação na presença de uma cobertura parcial.

### **1.1.2. Reflectância planetária**

Na estimativa da irradiância emergente no topo da atmosfera, os modelos assumem em geral uma reflectância hemisférica isotrópica (o que de fato não é verdadeiro) para os elementos do sistema terra-atmosfera (atmosfera, solo e nuvens). Esta hipótese conduz a alguns erros, principalmente para grandes ângulos zenitais. Alguns estudos foram realizados a partir da solução da equação de propagação ou pela utilização de dados observacionais para se definir o que é denominado como “modelo de reflectância bidirecional”. Um modelo de reflectância bidirecional (MRBD) define a relação entre a reflectância bidirecional e a reflectância hemisférica por um fator de correção. Um conjunto destes fatores para uma determinada superfície descreve uma relação funcional denominada como uma função de distribuição da reflectância bidirecional (FDRB), definida para todas as posições relativas entre sol, alvo e satélite. As definições conceituais inerentes a esta função são descritas no Apêndice deste trabalho.

Comparando estimativas do balanço de radiação por três diferentes satélites, Saunders et al. (1983) encontraram erros de  $30 \text{ Wm}^{-2}$  na irradiância refletida sobre o oceano quando considerada reflectância isotrópica. Estas diferenças foram reduzidas quando adotado um modelo de reflectância bidirecional.

Capderou e Kandel (1995) desenvolveram uma metodologia empírica para determinar uma FDRB sobre desertos em situações sem nuvens, utilizando imagens horárias do

Meteosat para a África e Oriente Médio. A metodologia se baseia na construção de uma matriz discreta de diferenças entre observações da reflectância bidirecional para variadas posições de iluminação e visada, para cada ponto em dois horários consecutivos. Ao longo do dia, os dados descrevem uma trajetória dentro da matriz e a integração das diferenças permite avaliar a variação da FDRB a partir de uma posição de referência do sol.

Taylor e Stowe (1983) analisaram dados do satélite Nimbus 7, cujos instrumentos permitem observar radiância emergente em várias direções simultaneamente, os instrumentos são de banda larga (0,2 - 4,8  $\mu\text{m}$ ). Discriminaram coberturas de nuvens baseando-se em outro sensores do satélite no infravermelho termal, e ajustaram FDRB típicas para nuvens líquidas estratiformes médias e altas.

Minnis e Harrison (1984) avaliaram FDRB de nuvens estratiformes, baseados em imagens GOES, observando alvos para diferentes ângulos de visada e iluminação. Estimaram a nebulosidade baseando-se no canal termal, e corrigiram as radiâncias no canal VIS para reduzi-las à informação de uma nuvem estratiforme equivalente.

Um MRBD baseado na solução da equação de transferência radiativa foi desenvolvido por Stuhlmann et al. (1985), para uma atmosfera horizontalmente homogênea e solucionada por uma aproximação plano-paralelo para 87 intervalos espectrais da radiação solar entre 0,2 e 3,58  $\mu\text{m}$ . Foram consideradas duas diferentes camadas de nuvens, com o topo à 3 e 9 Km de altura e uma espessura geométrica de 1 Km. Os autores compararam os resultados do modelo com os de Taylor e Stowe e de Minnis e Harrison.

Lubin e Weber (1995) elaboraram um FDRB para uma camada de nuvens estratiformes sobre o oceano com um modelo de transferência radiativa em atmosfera plano-paralela, avaliada para 179 intervalos discretos de comprimento de onda com um modelo de ordenadas discretas. O modelo foi parametrizado para uma camada de nuvens com 1 km de espessura e altura da base a 1,5 km acima do nível médio do mar. Foram definidas FDRBs para o intervalo solar (0,28 – 4,0  $\mu\text{m}$ ) assim como para os intervalos espectrais correspondentes às respostas dos sensores do AVHRR-NOAA (can. 1, 2 e 3).



Comparações com o modelo empírico determinado pelo Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) elaborado a partir de dados do Nimbus-7 indicaram semelhanças com o modelo teórico; todavia ao utilizar estes dois modelos para estimar radiação solar sobre o oceano encontraram discrepâncias de 20-60  $\text{Wm}^{-2}$ . Utilizando uma FDRB calculada para o canal 1 (AVHRR) e o modelo ERBE na estimativa da radiação solar foi verificado que os erros eram menores quando o ângulo zenital do satélite ( $\theta$ ) situava-se entre 30° e 50°. Para grandes ângulos zenitais do satélite encontrou-se que a FDRB depende apreciavelmente da profundidade óptica das nuvens. A FDRB teórica para o canal 1 do AVHRR, parametrizada segundo coeficientes de um ajuste em séries de Fourier, é particularmente interessante. Ela pode ser utilizada para análise quantitativa da anisotropia de reflexão em imagens GOES VIS, dada a equivalência com esse canal do NOAA.

Verifica-se que os modelos teóricos desenvolvidos por Stuhlmann et al. (1985) e Lubin e Weber (1995) são semelhantes, este último sendo ligeiramente menos pronunciado na posição especular devido à consideração de uma nuvem mais baixa e de profundidade óptica menor. Comparações entre estes modelos teóricos com aqueles definidos pelo Nimbus 7 e GOES indicam semelhanças quando o ângulo zenital solar é moderado; entretanto para grandes ângulos o espalhamento para frente (pró-espalhamento) é menos acentuado nos modelos empíricos. Como discutido por Stuhlmann et al. (1985) as discrepâncias no pró-espalhamento (em posições extremas) entre modelos empíricos e calculados pela aproximação plano-paralela provavelmente resultam de uma combinação dos efeitos de borda de nuvens nas imagens de satélite e da sobreposição dos dados para grandes ângulos zenitais de visada. Entre os dois modelos empíricos (GOES e Nimbus 7) verificam-se semelhanças inclusive quando o ângulo zenital solar é acentuado, sendo que as maiores discrepâncias são verificadas para posições extremas de iluminação; na comparação entre estes dois modelos encontra-se um desvio padrão na ordem de 13% para ângulo zenital solar menor que 60°.

### **1.1.3. Estimativa da nebulosidade**

O ponto mais crítico para muitos modelos de radiação (Gautier, 1980; Stuhlmann et al., 1990) consiste da estimativa da fração coberta por nuvens dentro da área de visada do

elemento de imagem. Nestes modelos a estimativa da cobertura de nuvens parte da hipótese de que o elemento de imagem pode estar parcialmente ou totalmente coberto por nuvens, constituídas por elementos finitos com propriedades ópticas de um sistema plano-paralelo, sem interação com a vizinhança, todas com uma mesma profundidade óptica e suficientemente espessas para obstruir significativamente a radiação proveniente da superfície. Assume-se que a radiância  $L$  detectada pelo satélite de um determinado alvo pode ser expressa basicamente pela combinação linear da radiância  $L_{\min}$  refletida pela superfície que passa pela fração descoberta de nuvens e da radiância  $L_{\max}$  refletida pela camada de nuvens. Os efeitos do espalhamento e absorção atmosférica podem ser desprezados, diante da contribuição na reflectância pelas nuvens. Definindo como  $C$  a fração do elemento de imagem coberto por nuvens, a radiância  $L$  pode ser escrita como:  $L = (1-C)L_{\min} + CL_{\max}$  ; resolvendo em termos da cobertura  $C$ , temos:

$$C = (L - L_{\min}) / (L_{\max} - L_{\min}). \quad (1.1)$$

A equação (1.1) estima a fração coberta por nuvens do elemento de imagem a partir do conhecimento dos valores de  $L_{\max}$  e  $L_{\min}$ .

Um outro método de estimativa de nebulosidade, o de coerência espacial (Coakley and Bretherton, 1982; Coakley e Baldwin, 1984; Cahalan e Snider, 1989) baseia-se em radiâncias no canal IV de um certo cenário. Supõem-se que as nuvens são constituídas por camadas uniformes e que a radiância em cada pixel é linearmente proporcional à nebulosidade; isto leva a uma expressão equivalente à Eq. (1.1) para avaliar a nebulosidade. As radiâncias características de céu descoberto e coberto são avaliadas a partir de diagramas de dispersão entre o valor médio de um alvo (de 2 x 2 pixels, por exemplo) e o seu desvio padrão local. Para superfícies relativamente homogêneas, quentes como o mar e o solo, ou frias como uma camada de nuvens estratiformes, a distribuição de pontos apresenta-se como dois aglomerados com baixo desvio padrão local, diferenciados pela temperatura. As radiâncias  $L_{\min}$  e  $L_{\max}$  são representadas pelos valores médios desses dois aglomerados. A nebulosidade  $C$  é avaliada para um cenário pela Eq. (1.1) computando o valor médio da radiância no IV do cenário.

Para a determinação do valor de  $L_{\min}$ , definido aqui como a radiação da superfície detectada pelo satélite na ausência de nuvens, encontram-se vários métodos. Usualmente adota-se o método de “brilhos mínimos” computados de uma série temporal de imagens. O conceito desta metodologia foi utilizado por diversos autores para o mascaramento de nuvens e avaliação de propriedades da superfície (Gautier et al., 1980; Minnis e Harrison, 1984; Coakley e Baldwin, 1984; Stuhlmann et al., 1990; Ceballos e Moura, 1997). Stuhlmann et al. (1990) obtiveram mapas de  $L_{\min}$  selecionando os menores valores de radiância de uma série temporal e corrigindo posteriormente possíveis efeitos de sombras de nuvens. Capderou e Kandel (1995) para detectar contaminação de nuvens utilizaram um método baseado na variação temporal da radiância detectada pelo satélite. O mascaramento das nuvens pode não ser conseguido de forma adequada, porções de superfícies tropicais podem manter-se cobertas por nuvens cirriformes ou campos de cumuliformes por períodos de um mês durante certas estações. Por outro lado, o acúmulo dos menores valores de radiância por períodos excessivamente longos pode introduzir erros devido aos efeitos de sombreamento por nuvens e pela topografia (como valores inferiores a  $L_{\min}$ ), além da variabilidade do albedo da superfície entre os períodos chuvosos e secos.

A obtenção do valor de  $L_{\max}$  é mais complexa. Ele é definido como a radiância detectada pelo satélite sobre cenas onde a nebulosidade é total, ou também como o valor limite de radiância refletida quando o “elemento nuvem” cobriu todo o cenário visualizado pelo satélite. Stuhlmann et al. (1990) estimam  $L_{\max}$  por uma análise estatística de mapas de radiâncias máximas no período de um mês, assumindo que este parâmetro depende unicamente da geometria solar e não da sua localização com respeito à visada do satélite. Outra metodologia para determinar a radiância de uma cobertura total foi exposto por Minnis e Harrison (1984a): para um certo cenário composto de elementos com cobertura parcial e total, é inicialmente estimada a nebulosidade  $C$  pelo método de coerência espacial com dados do canal infravermelho e em seguida, com base nos parâmetros  $L_{\min}$  e  $C$  previamente definidos para o cenário,  $L_{\max}$  é calculado utilizando a Eq. (1.1).

É importante observar que a radiância refletida por uma nuvem que cubra totalmente o cenário de um pixel de imagem deve depender de um grande número de variáveis tais

como: o tipo de nuvem, a dinâmica da atmosfera, a região e a época. Além disso, a estimativa da nebulosidade assumindo uma nuvem do tipo plano-paralelo não considera o desenvolvimento vertical típico das nuvens cumuliformes, para o qual a refletância de um cenário depende da área coberta por nuvens, assim como do estágio de seu desenvolvimento e da refletância lateral. Welch e Wielicki (1984) calculando os fluxos refletidos de um campo irregular de nuvens estratocumulos com um método de Monte Carlo, encontraram que para uma mesma medida de albedo a nebulosidade estimada com a hipótese plano-paralelo é significativamente menor do que a estimada assumindo formas de nuvens cilíndricas ou hemisféricas para quando o sol é próximo ao zênite, e o contrário para um ângulo zenital solar ( $\theta_0$ ) de  $60^\circ$ .

## **1.2 Objetivos do trabalho**

O presente trabalho tem a intenção de aprimorar as estimativas de radiação solar obtidas pelo modelo GL1.0 utilizado no CPTEC, analisando 3 aspectos:

1) Hipótese de refletância isotrópica.

O trabalho procura quantificar correções pertinentes que possam ser introduzidas no modelo GL1.0.

É considerado apenas o caso de nuvens estratiformes. Apesar do problema existir para todos os tipos de cobertura, do ponto de vista do modelo os erros introduzidos pela hipótese isotrópica são particularmente relevantes no caso de cobertura total (para o qual a refletância é elevada). No caso de cobertura parcial, os erros mais importantes associam-se à estimativa de nebulosidade.

2) Estimativa de nebulosidade.

O trabalho procura definir métodos objetivos para discriminar tipo de nuvens e parâmetros associados que permitam quantificar nebulosidade parcial em imagens GOES, aproveitando a possibilidade de se ter informação multiespectral.

### 3) Absorção por gases atmosféricos.

A contribuição da absorção por CO<sub>2</sub> e O<sub>3</sub> é incluída no modelo GL1.0, analisando-se seu impacto na estimativa de radiação solar.

## 2. O modelo GL1.0 CPTEC/INPE

O modelo GL1.0 atualmente utilizado no CPTEC apresenta uma série de hipóteses e parametrizações que são discutidas a seguir. Considerando os objetivos propostos para este trabalho, são discutidas também características de métodos de estimativa de parâmetros relacionados com a estimativa de nebulosidade e a isotropia da radiação refletida pelo sistema terra-atmosfera.

### 2.1. Alguns modelos físicos precedentes

Para fins ilustrativos, é relevante comentar alguns modelos publicados na literatura, com especial referência ao tratamento da nebulosidade.

#### *Modelo IGMK (Stuhlmann et al., 1990)*

O modelo multicamada IGMK combina resultados do cálculo espectral da transferência radiativa por uma aproximação de dois fluxos com parâmetros derivados dos dados de satélite para avaliar a transmitância das nuvens em banda larga. Considera-se que as nuvens assumem o principal papel modulador da radiação incidente à superfície. As contribuições pelo aerossol, vapor d'água, ozônio e albedo da superfície são consideradas de segunda ordem e parametrizadas por valores climatológicos. O modelo considera uma atmosfera constituída por quatro camadas, definidas (de cima para baixo) por: uma de absorção pelo ozônio, uma onde ocorre o espalhamento Rayleigh, uma constituída por nuvens e a inferior incluindo a absorção e espalhamento por aerossóis e vapor d'água. A radiação global incidente à superfície é estimada combinando os efeitos de reflexão, absorção e transmissão das camadas, considerando ainda os efeitos de múltiplas reflexões. Supõe-se que a transmitância da camada de nuvens ( $T_w$ ) relaciona-se linearmente com a nebulosidade; no modelo foi adotado  $T_w = 1$  para os casos de céu claro e  $T_w = 0,05$  para uma cobertura total espessa. A nebulosidade é estimada pelos dados de satélite aplicados na equação (1.1). Utilizando imagens Meteosat da África e Europa, o modelo IGMK obteve para a radiação global um desvio menor do que 10% na média mensal quando comparado com a verdade terrestre. O Nordeste do Brasil era

incidentalmente incluído nos resultados; entretanto, resultados médios mensais da rede solarimétrica do Nordeste do Brasil indicaram que o modelo IGMK superestimou a irradiância solar em cerca de 20-25% (Ceballos e Moura, 1997).

Uma versão do modelo IGMK foi instalada no LABSOLAR-EMC-UFSC denominada como BRAZILSR em cooperação com o KFA-Jülich/BMFT-Alemanha. Com os resultados deste modelo foi publicado um atlas de irradiação solar do Brasil (Colle e Pereira, 1998) com dados do GOES-8 no período 1995-1998 e Meteosat no período 1985-1986, produzindo campos de irradiação global ( $\text{Wh/m}^2$ ) sobre Brasil para as médias mensais e anuais. Os resultados foram validados na base mensal por dados das estações solarimétricas do INMET para as imagens Meteosat-2 e por dados do LABSOLAR e ABRACOS-INPE para as imagens GOES-8. Para as estações do INMET foi encontrado um desvio médio relativo de 6,8% e um desvio padrão relativo de 12,3%, e para estações do LABSOLAR um desvio médio relativo e um desvio padrão relativo menores de 6,0% e 7,6% respectivamente.

### ***Modelo Pinker e Ewing (1985)***

Este modelo considera uma atmosfera constituída por três camadas (com bases na superfície, em 2 km e 5,5 km), uma camada de nuvens homogênea situada entre as outras duas e não absorvente para  $\lambda < 0,7 \mu\text{m}$ . Nestas camadas os fluxos são definidos pela equação de transferência radiativa para quatro intervalos espectrais entre 0,3 e 0,7  $\mu\text{m}$  e oito entre 0,7 e 4  $\mu\text{m}$ . Foi utilizada uma aproximação Delta-Eddington, com a parametrização aplicada às propriedades ópticas do espalhamento Rayleigh, absorção pelo vapor d'água, absorção e espalhamento pelos aerossóis e nuvens. O efeito da absorção pelo ozônio foi computado para os seus respectivos intervalos espectrais, por uma atenuação do fluxo solar incidente no sistema. Para cada intervalo espectral são calculados a espessura óptica, o albedo simples e o fator de assimetria considerando os constituintes relativamente importantes do intervalo. Inicialmente o modelo de transferência radiativa é executado para definir uma relação teórica entre a reflectância planetária e a espessura óptica de nuvens estratiformes para vários valores de ângulo zenital solar. A reflectância de um alvo detectada pelo satélite é utilizada para estimar a espessura óptica de uma nuvem equivalente, e em conjunto com os outros parâmetros

atmosféricos o modelo de transferência radiativa estima a irradiância solar à superfície. Os efeitos de anisotropia de nuvens são computados por um escalonamento numérico da espessura óptica estimado para as nuvens. Os resultados obtidos por comparação com dados de piranômetro em Toronto (Canada) indicaram para a irradiância média diária um desvio médio de  $-1,3 \text{ Wm}^{-2}$  e um desvio padrão de  $28,6 \text{ Wm}^{-2}$  para o período de maio-agosto de 1982.

### ***Modelo Gautier et al. (1980)***

O método consiste em modelar a atmosfera para duas situações distintas: na ausência de nuvens considera a atmosfera composta por uma camada de ar, com os fluxos ascendentes e descendentes sendo transmitidos (e ou refletidos) de acordo com as características médias da camada. Na presença de nuvens uma camada intermediária é inserida na atmosfera, com algumas considerações e características médias das três camadas o albedo da camada de nuvens é estimado a partir do fluxo radiante observado pelo satélite, e a partir deste albedo é estimada a irradiância à superfície. A identificação de uma cena contaminada por nuvens é realizada por um limiar de brilho, avaliado a partir da estimativa do albedo da superfície computado pelo brilho mínimo de uma série temporal de imagens. Limitações essenciais do modelo de Gautier et al. são: a) considerar que a radiação percebida pelo canal VIS do satélite é virtualmente proporcional ao que se observaria no espectro solar completo. O fato de que o canal VIS do satélite enxergue apenas uma parte do espectro solar ( $0,4 - 1,1 \mu\text{m}$ ) impede que ele perceba fenômenos radiativos *independentes* associados às bandas de absorção importantes no infravermelho solar; b) o albedo da camada de nuvens é avaliado segundo um esquema simplificado, podendo introduzir erros significativos; c) o modelo utiliza a absorção pelas nuvens como um de seus parâmetros, mas sua estimativa tem apenas fundamento genérico (Ceballos e Moura, 1997), obtida por uma simples relação linear entre a absorção e o brilho observado; d) o esquema distingue apenas as situações de céu descoberto ou totalmente coberto por uma camada equivalente de nuvens, não considerando situações distintas como a presença parcial de nuvens e a cobertura de nuvens delgadas. Alguns resultados para o Brasil foram publicados por Arai e Almeida (1982). Este modelo com algumas modificações foi testado por Moura em 1993 (Moura e Ceballos, 1994) utilizando dados do satélite Meteosat sobre o estado da Paraíba.



É importante ressaltar que alguns modelos físicos mais simples, como o desenvolvido por Gautier et al. (1980), apresentam resultados com grau de precisão semelhante ao estimar a irradiância média global mensal e diária. Por essa razão, as análises que seguem farão referência apenas a modelos simplificados.

## 2.2. Estrutura conceitual do GL1.0

A fundamentação acurada dos processos radiativos no sistema terra-atmosfera é bastante complexa. Contudo, basicamente a energia solar incidente no TOA é distribuída em três parcelas: uma é refletida pelo sistema terra-atmosfera e devolvida para o espaço, outra é absorvida pelos constituintes da atmosfera e a última absorvida pela superfície. Um balanço simples da energia solar no sistema pode ser expresso como

$$\mu_0 S_0 = E_R + E_A + (1 - R_g) E_g, \quad (2.1)$$

onde:

- $S_0$  é o fluxo direcional solar incidente no topo da atmosfera (TOA) com um ângulo zenital  $\theta_0$  ( $\mu_0 = \cos\theta_0$ )
- $E_R$  é a irradiância emergente no TOA refletida pelo sistema terra-atmosfera
- $E_A$  é a irradiância solar absorvida pela atmosfera
- $(1 - R_g) E_g$  é a irradiância absorvida pela superfície, onde os termos  $R_g$  e  $E_g$  referem-se a reflectância e a irradiância incidente à superfície respectivamente

Uma representação esquemática da equação (2.1) é apresentada pela Fig. 2.1, onde encontra-se representado o balanço de energia solar no sistema terra-atmosfera, com losangos representando os sumidouros de energia e as setas irradiâncias. Deve-se considerar que esta formulação é uma representação simplificada do balanço radiativo de onda curta do sistema terra-atmosfera. Interações entre suas partes não são

explicitadas, considerando apenas seus resultados finais. Apesar de simples este balanço permite algumas conclusões. Em casos particulares onde existam condições de uma atmosfera relativamente pouco absorvente ( $E_A / \mu_0 S_0 \ll 1$ ), a equação (2.1) descreve uma relação quase linear entre a irradiância emergente no topo da atmosfera e a radiação incidente à superfície. Estas condições são aproximadamente observadas dentro de certas faixas do espectro solar.

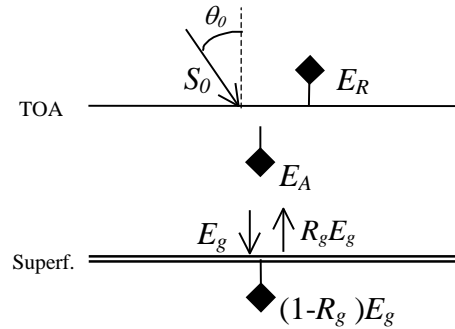


Fig. 2.1. Esquema do balanço de energia solar no sistema terra-atmosfera. Os losangos representam sumidouros de energia e as setas irradiâncias.

Observando as bandas de absorção da radiação solar na faixa do espectro compreendido entre 0,4 a 0,75  $\mu\text{m}$  (visível), figura 2.2, verifica-se três bandas de absorção: uma banda estreita produzida pelo oxigênio entre 0,72 e 0,75  $\mu\text{m}$ , a banda de Chappuis do ozônio entre 0,45 e 0,76  $\mu\text{m}$  e uma forte banda de absorção pelo ozônio na região do ultravioleta abaixo de 0,36  $\mu\text{m}$ . É importante notar que a participação do ozônio na absorção ocorre principalmente nos níveis superiores da atmosfera.

As bandas de absorção do vapor d'água e do gás carbônico atuam efetivamente para comprimentos de onda superiores à 0,75  $\mu\text{m}$ . Outros gases absorventes como a amônia e  $\text{N}_2\text{O}$  apresentam bandas estreitas acima de 2,8  $\mu\text{m}$ , região onde a radiação solar é pouco intensa. A absorção por nuvens pode ser considerada desprezível para  $\lambda < 0,7 \mu\text{m}$  (Pinker e Ewing, 1985).

Para uma atmosfera limpa, livre da presença de nuvens e aerossóis, a dispersão da radiação solar pelas moléculas que constituem o ar atmosférico ocorre virtualmente para comprimentos de onda menores que 0,8  $\mu\text{m}$ . Nestas condições e sobre superfícies de

baixo albedo o espalhamento Rayleigh apresenta-se como o principal mecanismo da reflexão atmosférica. Elementos como nuvens de gotas d'água e cristais de gelo devem espalhar a radiação solar em todos os comprimentos de onda.

A curva de resposta espectral dos sensores do satélite GOES 8 no canal visível (canal 1), representada pela figura 2.3, evidencia que a sensibilidade se limita ao intervalo 0,55 a 0,75  $\mu\text{m}$ , e portanto o sinal não é afetado pelas bandas de absorção do vapor d'água e do gás carbônico, apenas sofre influência da banda de Chappuis, se a banda do  $\text{O}_2$  é desprezada.

Considerando os aspectos acima mencionados, o modelo GL1.0 descreve a transferência da radiação no espectro solar em termos definidamente separados, com tratamento diferenciado para dois intervalos espectrais, um compreendido entre 0,4 e 0,75  $\mu\text{m}$ , denominado como VIS, e outro entre 0,75 e 2,8  $\mu\text{m}$ , denominada como IVP. O intervalo espectral 0,4-2,8  $\mu\text{m}$  é adotado por estar dentro da faixa de reposta dos instrumentos de medida na superfície (por exemplo, piranômetros e estações automáticas). Descreveremos a seguir a metodologia adotada para se obter a irradiância incidente à superfície em cada um dos intervalos.

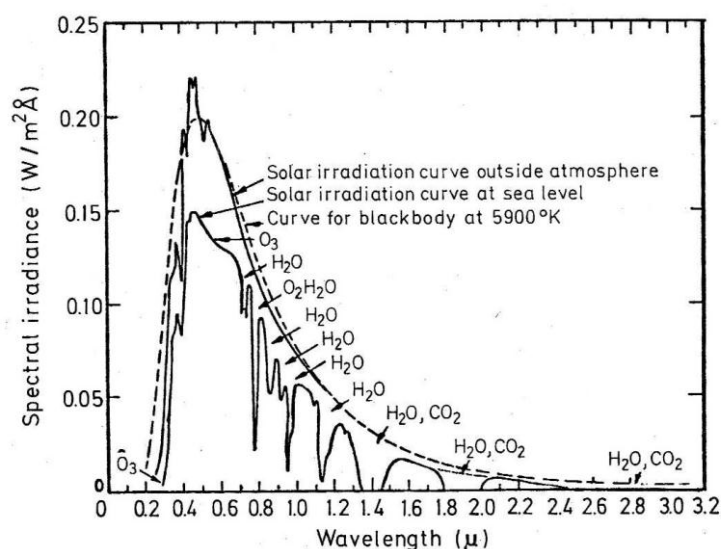


Fig. 2.2. Bandas de absorção dos diferentes gases atmosféricos. As curvas representam: espectro de emissão de um corpo negro à 5900K (tracejada), fluxo solar espectral no TOA (continua superior) e fluxo solar espectral ao nível do mar (continua inferior).

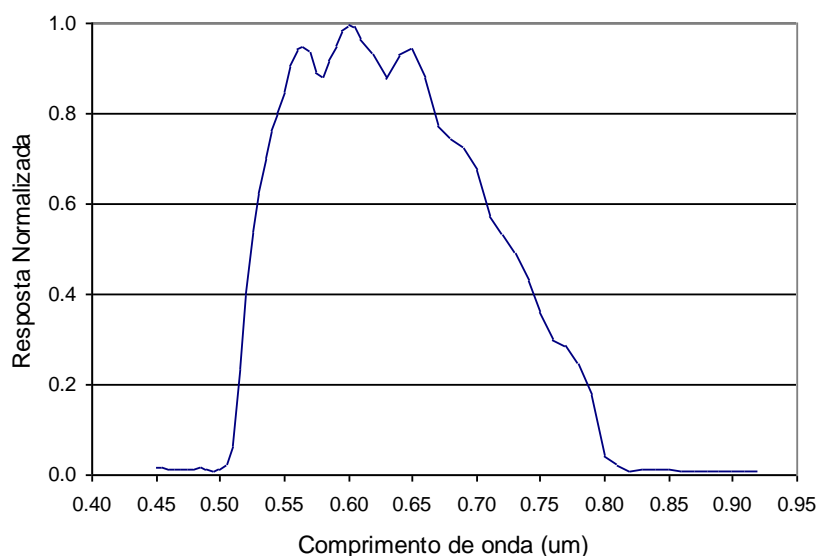


Fig. 2.3. Função resposta do satélite GOES 8 no canal 1 (visível).

### 2.2.1. Radiação no intervalo VIS

No intervalo definido como VIS a absorção pelo ozônio causada pela banda de Chappuis pode ser em primeira aproximação considerada fraca, ocorrendo em níveis estratosféricos entre aproximadamente 20 e 30 km. Seus efeitos podem ser incluídos através de um fator de correção (transmitância) para o fluxo solar incidente e para a irradiância emergente, Stuhlmann et al., (1990) e Pinker e Ewing (1985) incluem seus efeitos de forma semelhante. Entretanto, o modelo GL1.0 originalmente não considera a absorção pelo ozônio; esta implementação foi adotada neste trabalho com resultados descritos na seção 4. A absorção do ozônio na faixa do ultravioleta não é considerada por a) ser intensa e ainda afetar um intervalo do espectro solar com baixa irradiância; b) não contribuir, na prática, nos fluxos medidos por piranômetros (neste último caso, considerando-se a comparação com verdade terrestre). A banda estreita de absorção do vapor d'água, centrada em  $0,72 \mu\text{m}$ , não é considerada por ser fraca e atuar no extremo superior do intervalo VIS. Entretanto, ela é incluída na absorção estimada no intervalo IVP. A princípio considera-se que a carga de aerossóis é pequena não afetando significativamente a estimativa; isto pode ser verificado em regiões rurais mas não é necessariamente verdadeiro próximo aos centros urbanos e em áreas desérticas. Finalmente as nuvens podem ser consideradas virtualmente conservativas no espectro visível.

Portanto, na ausência de aerossóis, o modelo assume que a atmosfera é conservativa no intervalo VIS, ou seja, o termo  $E_A$  é nulo. Deste modo, a equação (2.1) pode ser escrita em termos da irradiância à superfície como:

$$E_{gVIS} = \frac{\mu_0 S_{0VIS} (1 - R_{pVIS})}{(1 - R_{gVIS})}, \quad (2.2)$$

onde:

- $S_{0VIS}$  é a irradiância solar a incidência normal no intervalo VIS incidindo no TOA corrigido pela distância média Terra-Sol
- $R_{pVIS} = \pi L_{VIS} / \mu_0 S_{0VIS}$  é a reflectância planetária no intervalo VIS supondo radiâncias lambertianas, ou seja, isotropia da reflectância. Supondo que a reflectância no intervalo VIS seja independente do comprimento de onda (principalmente para as nuvens), a reflectância planetária  $R_{pVIS}$  é obtida diretamente pela reflectância bidirecional avaliada pelo satélite. Na presença de nuvens o efeito do espalhamento Rayleigh é de ordem inferior a reflectância das nuvens e é desprezado
- A reflectância do solo  $R_{gVIS}$  desempenha um papel importante na estimativa da radiação à superfície quando seu valor é relativamente alto, por exemplo em superfícies desertificadas

Na ausência de nuvens a expressão utilizada para avaliar a irradiância à superfície pode ser derivada da equação (2.1) na seguinte forma:

$$E_{gVIS} = \frac{\mu_0 S_{0VIS} (1 - R_{pVIS})}{(1 - R_{ad} R_{gVIS})}. \quad (2.3)$$

Nesta equação a reflectância planetária é parametrizada em função do ângulo de incidência do fluxo solar segundo a expressão de Lacis e Hansen (1974)

$$R_p = \frac{0,28}{(1 + 6,43\mu_0)} \quad (2.4)$$

Esta equação descreve a reflectância planetária considerando o espalhamento Rayleigh e a absorção pelo ozônio para a radiação em todo o espectro solar, e sobre o oceano (superfície escura). Considerando-se que no intervalo IVP a dispersão Rayleigh e a absorção pelo ozônio é virtualmente desprezível,  $R_p$  é ponderada para representar somente o intervalo VIS. Deste modo, a irradiância refletida pela atmosfera pode ser expressada como  $E_R = R_p \mu_0 S_0 = R_{pVIS} \mu_0 S_{0VIS}$ , ou seja:

$$R_{pVIS} = \gamma R_p, \quad \gamma = S_0 / S_{0VIS} \cong 2,25. \quad (2.5)$$

O termo no denominador da equação (2.3) representa o efeito das múltiplas reflexões solo-atmosfera, onde  $R_{ad}$  é a reflectância atmosférica para radiação difusa proveniente do solo. Segundo Lacis e Hansen (1974) esta reflectância é da ordem de  $R_{ad} = 0,065$ .

A reflectância do solo  $R_{gVIS}$  é avaliada segundo a expressão:

$$R_{gVIS} = R_{g1} / (1 + R_{g1} R_{ad}), \quad R_{g1} = (R_{pVIS} - \alpha) / (1 - \alpha)(1 - R_{ad}), \quad (2.6)$$

onde  $R_{pVIS}$  é a reflectância no TOA para o céu descoberto (no modelo GL1.0 é adotado o valor médio 0,06), e  $\alpha$  é a reflectância devida a contribuição de todos raios solares diretos que foram dispersados uma única vez pela atmosfera em direção ao satélite (Tanré et al., 1986).

### 2.2.2. Radiação no intervalo IVP

No intervalo espectral do infravermelho solar as nuvens desempenham o papel mais importante no efeito da absorção atmosférica, e também são os elementos que mais atenuam a radiação solar nesta faixa do espectro. Os outros elementos que contribuem para a absorção são as bandas do vapor d'água e o gás carbônico (ver figura 2.2).

Na ausência de nuvens o modelo considera que o fluxo solar IVP incidente no TOA deverá ser atenuado na atmosfera pelo H<sub>2</sub>O gasoso e CO<sub>2</sub> somente, de forma que a radiação incidente à superfície pode ser escrita da seguinte forma:

$$E_{gIVP} = \mu_0 (S_{0IVP} - \Delta S), \quad (2.7)$$

onde  $S_{0IVP}$  é o fluxo direcional solar incidente no TOA dentro do intervalo IVP, e  $\Delta S = \Delta S_{H_2O} + \Delta S_{CO_2}$  é o decréscimo da radiação IVP absorvida pelas bandas do vapor d'água e CO<sub>2</sub>. A absorção pela banda do CO<sub>2</sub> no intervalo 0,7-2,0  $\mu m$  é fraca, não sendo considerada pelo modelo GL1.0. Esta implementação foi adotada no presente trabalho com resultados descritos no capítulo 4. No caso do vapor d'água o modelo utiliza a parametrização descrita por Ceballos et al. (1992), descrevendo a fração da radiação IVP absorvida pelo vapor d'água como função do caminho óptico efetivo  $w^* = w/\mu_0$ , onde  $w$  é a água precipitável em g.cm<sup>-2</sup>. Maiores detalhes a respeito da parametrização da absorção pelo vapor d'água e o ozônio são apresentados na seção 2.3.3.

Com a presença de nuvens no cenário observado pelo satélite o modelo considera que: uma parcela do fluxo solar no IVP passa como radiação direta entre as nuvens atingindo a superfície (Fig. 2.4), sofrendo apenas absorção pelo H<sub>2</sub>O gasoso e CO<sub>2</sub> mas não dispersão, enquanto que outra parcela que incide sobre as nuvens é transmitida como radiação difusa. Estas duas componentes do fluxo solar IVP são em seguida refletidas pela superfície e a base das nuvens, acrescentando ao fluxo efetivo que incide à superfície um fator de correção referente ao efeito de múltiplas reflexões. O modelo GL1.0 equaciona a radiação global incidente à superfície (no intervalo IVP) pela seguinte expressão:

$$E_{g0IVP} = \mu_0 (S_{IVP} - \Delta S) (1 - C) + \mu_0 \delta S_{IVP} T_{cIVP} C, \quad (2.8)$$

$$E_{gIVP} = E_{g0IVP} / (1 - CR_{gIVP}R_{cIVP}), \quad (2.9)$$

onde  $\delta S_{IVP}$  é o fluxo direcional solar em subintervalos do infravermelho livres da absorção por gotas e vapor d'água,  $T_{cIVP}$  é a transmitância das nuvens nestes

subintervalos e  $C$  é a fração do cenário coberta por nuvens. A equação (2.8) representa a radiação primária incidente à superfície no IVP, onde os dois termos do lado direito referem-se às componentes direta e difusa respectivamente. O efeito de múltiplas reflexões entre a superfície e base das nuvens sobre a radiação primária incidente à superfície é expressado pelo termo no denominador da equação (2.9). O último termo da equação (2.8) é de segunda ordem, podendo ser desprezado em primeira aproximação (Ceballos e Moura, 1997).

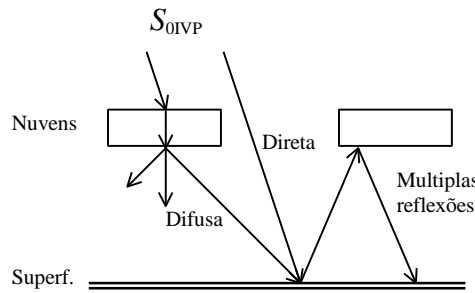


Fig. 2.4. Diagrama esquemático representando as contribuições para radiação global no intervalo IVP. As setas representam trajetos simplificados.

### 2.2.3. Estimativa da irradiância média diária

Finalmente a estimativa da irradiância global instantânea incidente à superfície  $E_g$  para um elemento de imagem é dada pela adição das estimativas nos intervalos VIS e IVP, ou seja:

$$E_g = E_{gVIS} + E_{gIVP}. \quad (2.10)$$

Deve-se considerar que a irradiância observada ao longo de uma hora em uma determinada localidade é a integração dos raios solares provenientes de todas as direções no período. Entretanto, devido às características dos dados de satélite o modelo estima para cada pixel a irradiância  $E_g$  sobre um estreito ângulo sólido em um determinado instante. Para que as estimativas do modelo sejam equivalentes às medições em superfície realizadas por um piranômetro, por exemplo, o modelo GL1.0 utiliza-se de uma “hipótese ergótica”, onde supõe-se que a *média espacial de valores*



*instantâneos* sobre uma área adequada deveria ajustar-se à *média temporal de valores pontuais* registrados numa estação dentro do alvo, ou seja, as medições pontuais em um intervalo de tempo são equivalentes a medições distribuídas no espaço, onde a relação entre a escala de tempo e de espaço é a velocidade média das nuvens. Deste modo, a irradiância  $E_g$  em cada ponto da imagem é avaliada pela irradiância média de uma grade de elementos de imagem centrada no ponto. O modelo operacional no CPTEC utiliza imagens GOES 8 no visível (resolução de 1 x 1 km no ponto sub-satélite) com uma amostragem de um elemento a cada 4 km; supondo que a velocidade média das nuvens é da ordem de 10 km/h a irradiância horária de um elemento de imagem é avaliada pela média de uma grade de 3x3 elementos.

A irradiância média diária incidente à superfície é avaliada utilizando-se o esquema de “integração por trapézios”. A figura 2.5 ilustra o esquema de integração:

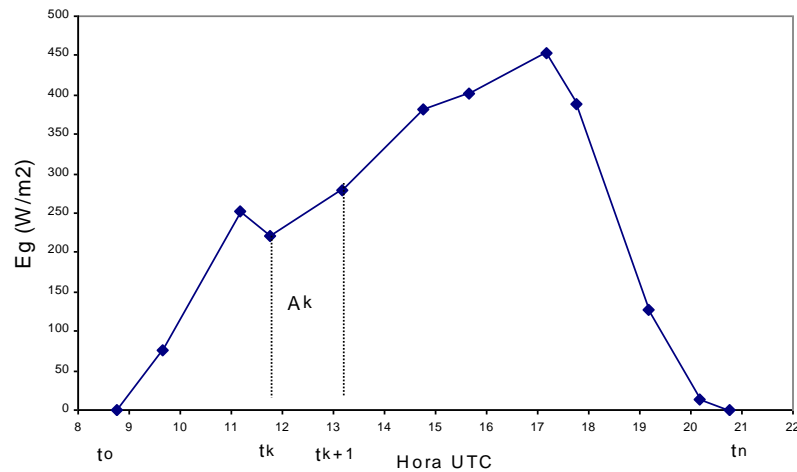


Fig. 2.5. Ilustração do esquema de “integração por trapézios” para o dia 11/06/1999.

Para um elemento de imagem a irradiância média diária  $E_{g\text{dia}}$  é avaliada pelo somatório de todas as áreas  $A_k$  (trapézios formados entre duas estimativas de  $E_g$  consecutivas ( $E_{g(k)}$ ,  $E_{g(k+1)}$ ) e o intervalo de tempo ( $t_{k+1} - t_k$ )) dividido pelo período de 24 horas, na seguinte forma:

$$E_{g\text{dia}} = \frac{1}{24} \sum_{k=0}^{n-1} A_k, \quad A_k = \frac{1}{2} [E_{g(k+1)} + E_{g(k)}] [t_{k+1} - t_k]. \quad (2.11)$$

A área total sob a curva representa a irradiação acumulada diária. Com valores de  $E_g$  em  $\text{Wm}^{-2}$  e o tempo das imagens em horas, a equação (2.11) fornece a estimativa da irradiação média diária  $E_{\text{gdia}}$  em  $\text{Wm}^{-2}$ .

É importante observar que variações significativas da irradiação podem verificar-se entre duas estimativas por satélite. Os erros de estimativa induzidos em  $E_{\text{gdia}}$  podem ser grandes se o número de imagens disponíveis é pequeno e as flutuações da nebulosidade se produzem perto do meio dia solar.

### 2.3. Análise preliminar do modelo GL1.0

Apresentamos a seguir resultados obtidos com o modelo GL1.0 utilizado operacionalmente no CPTEC. Foram processados recortes de imagem compreendendo parte das regiões Sul e Sudeste, maiores detalhes encontram-se na seção 3.1. Foram processados 24 dias do mês de novembro e 27 dias do mês de dezembro de 1998, com uma frequência média de 12 imagens por dia. A irradiação média diária estimada foi comparada com dados de cinco estações PCDs situadas no Vale do Paraíba (estado de São Paulo). Para esta versão do modelo foram adotadas as seguintes aproximações e parametrizações:

- a) a absorção pelo vapor d'água é definida por um valor climatológico de água precipitável em função da região e estação do ano. Na região Sul-Sudeste nos meses de outubro, novembro e dezembro a água precipitável utilizada é de  $3,5 \text{ g.cm}^{-2}$ .
- b) a absorção pelo ozônio e gás carbônico não são consideradas; desta forma espera-se uma tendência à superestimativa.
- c) a reflectância da superfície no VIS com a presença de nuvens é definida por um valor médio  $R_{\text{gVIS}} = 0,06$ .
- d) a reflectância da superfície e da base das nuvens no IVP são estimadas como  $R_{\text{gIVP}} = 0,4$  e  $R_{\text{cIVP}} = 0,4$  respectivamente.

- e) a reflectância planetária avaliada pelo satélite ( $R_{pvis}$ ) é considerada isotrópica
- f) a nebulosidade C é estimada pela Eq. (1.1), onde a radiância foi substituída pelo fator de reflectância, dado que estes são linearmente relacionados e é ainda a variável gravada nos arquivos GOES do CPTEC

O parâmetro fator de reflectância para céu descoberto é avaliado a partir de séries temporais de imagens em alguns horários e foi suposto constante com  $F_{min} = 0,06$ . O fator de reflectância característico de uma cobertura total  $F_{max}$  é estimado pela moda dos brilhos máximos observados em alvos de 3 x 3 pixels. Foi estimada a moda dos brilhos máximos para alguns horários e interpolada uma parábola para descrever  $F_{max}$  em função do horário.

Para ilustrar a acurácia do modelo GL1.0, a figura 2.6 apresenta diagramas de dispersão entre a irradiância média diária estimada e os dados observacionais de PCDs sobre o Vale do Paraíba (SP) nos meses de novembro e dezembro de 1998. Esta figura inclui uma grande variedade de coberturas durante o período analisado, com observações desde dias de céu descoberto até dias de cobertura total durante praticamente todo o período diurno. Foram calculados os parâmetros estatísticos desvio médio e desvio padrão (ver apêndice) entre a irradiância média diária estimada ( $E_{gmod}$ ) e observada ( $E_{gobs}$ ). Para avaliar o comportamento do modelo em situações predominantes de cobertura, foram computadas as estatísticas para três intervalos de classe da irradiância média diária observada caracterizando dias com predomínio de céu claro ( $E_{gobs} > 265 \text{ Wm}^{-2}$ ), de cobertura parcial de nuvens ( $150 < E_{gobs} < 265 \text{ Wm}^{-2}$ ) ou de cobertura total de nuvens ( $E_{gobs} < 150 \text{ Wm}^{-2}$ ). Estes resultados são apresentados na Tab. 2.1.

Observando os diagramas de dispersão da Fig. 2.6 encontra-se um comportamento semelhante nos meses de novembro e dezembro, com maior dispersão para as situações de irradiância moderada e menor quando nos casos extremos. Para os dias onde a irradiância observada é baixa o modelo superestima significativamente. Estes resultados são verificados pelas estatísticas (Tab. 2.1) onde verifica-se que na média o modelo GL1.0 superestima a irradiância média diária em  $14,4 \text{ Wm}^{-2}$  (1,24 MJ) no mês de novembro e subestima em  $6,8 \text{ Wm}^{-2}$  (0,59 MJ) no mês de dezembro, com um desvio

padrão em torno de  $34 \text{ Wm}^{-2}$  em ambos os meses. Na média dos dois meses verifica-se uma superestimativa do modelo GL1.0, em parte justificada pelo fato de que esta versão não inclui a absorção pelo ozônio e  $\text{CO}_2$ . Pela análise dos resultados por intervalos de classe notam-se as seguintes características gerais.

- a) Como pode-se esperar, o desvio padrão é relativamente menor em situações com predomínio de céu claro do que com cobertura parcial, onde a estimativa de nebulosidade é um parâmetro importante.
- b) Para casos com predomínio de nebulosidade parcial o desvio médio é relativamente inferior a caso de céu claro. Isto deve-se provavelmente ao esquema de estimativa da nebulosidade: um valor baixo de  $F_{\text{max}}$  produz uma superestimativa da nebulosidade e consequentemente uma subestimativa da irradiância incidente à superfície.
- c) Em situações com predomínio de cobertura total de nuvens, onde os valores da reflectância planetária são elevados, o modelo apresentou um desvio médio significativamente superior à média total. Este comportamento pode ter dois prováveis fatores: a hipótese isotrópica da reflectância de uma camada de nuvens e/ou a calibração dos dados do satélite.

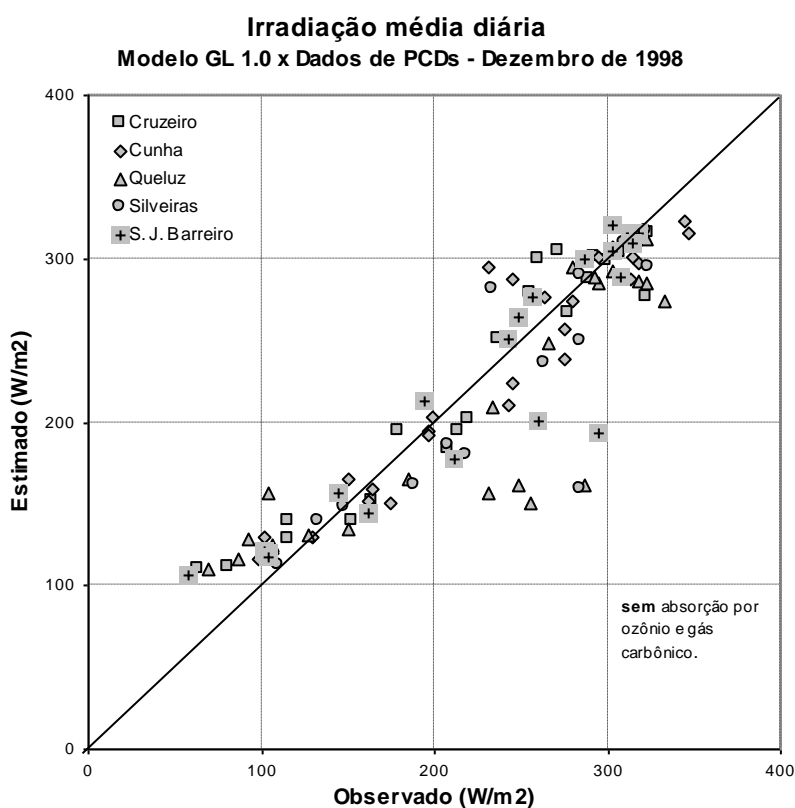
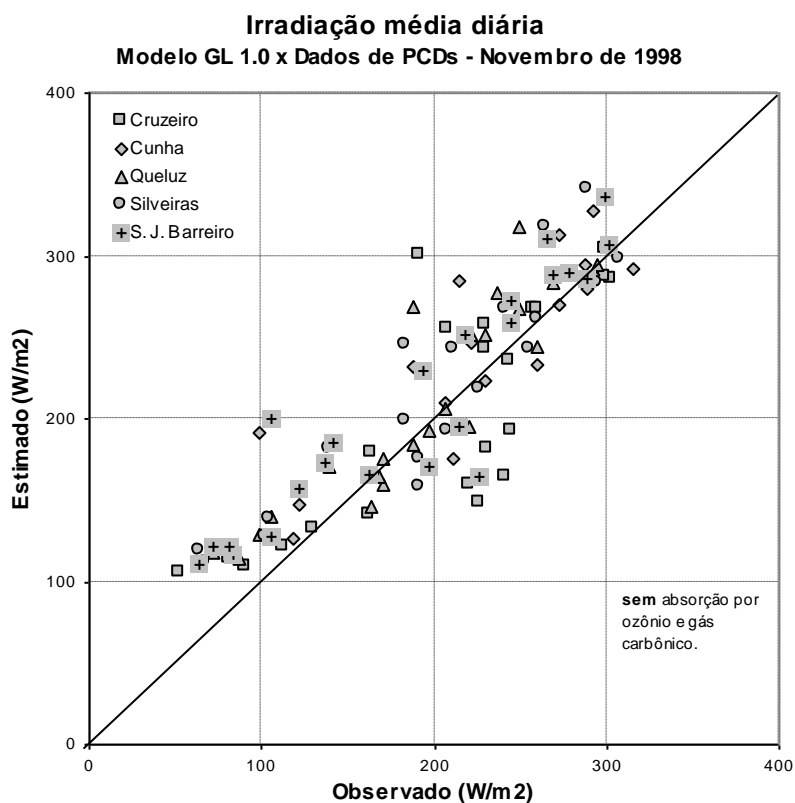


Fig. 2.6. Diagrama de dispersão entre a irradiância média diária observada por PCDs e a estimativa do modelo GL1.0, para os meses de novembro e dezembro de 1998.

Novembro				
Estatísticas (Wm <sup>-2</sup> )	Intervalos de irradiância média diária observada (Wm <sup>-2</sup> )			
	( $E_{\text{gobs}} < 150$ )	( $150 < E_{\text{gobs}} < 265$ )	( $E_{\text{gobs}} > 265$ )	(total das observações)
Desvio médio	38,6	4,2	10,3	14,4
Desvio padrão	19,2	38,4	21,9	34,3
Núm. de Obs.	29	56	22	107
Dezembro				
Estatísticas (Wm <sup>-2</sup> )	Intervalos de irradiância média diária observada (Wm <sup>-2</sup> )			
	( $E_{\text{gobs}} < 150$ )	( $150 < E_{\text{gobs}} < 265$ )	( $E_{\text{gobs}} > 265$ )	(total das observações)
Desvio médio	20,4	-11,0	-17,9	-6,8
Desvio padrão	16,4	35,2	32,2	33,8
Núm. de Obs.	24	37	45	106

Tab. 2.1. Resultados estatísticos do modelo GL1.0 comparado com observações de PCDs para os meses de novembro e dezembro de 1998.

Apresentaremos a seguir algumas considerações críticas a respeito das aproximações e parametrizações adotadas no modelo GL1.0.

## 2.4. A determinação do tipo de cobertura

A estimativa do “brilho” característico de um elemento de imagem para as situações de nebulosidade total, baseada em histogramas de valores máximos, depende da amostra original de alvos e da escolha de um limiar apropriado no histograma de frequências de brilho. Uma amostragem casual de alvos que inclua numerosas nuvens estratiformes espessas ou cúmulos desenvolvidos com reflectância muito elevada pode superestimar o limiar escolhido; por outro lado uma amostra com muitos casos de cúmulos rasos pode levar a uma subestimativa do limiar de brilho. Evidencia-se assim uma limitação do modelo GL1.0, referente à escolha adequada do parâmetro  $L_{\text{max}}$ . Os métodos que se utilizam de expressões semelhantes à equação (1.1) para estimar fração coberta por nuvens adotam diversos critérios para obtenção deste limiar; alguns como Stuhlmann et al. (1990) mencionam que são inspecionados mapas de brilho máximo, porém não definem em que tipos de cenários são obtidos estes mapas.

A questão da separação entre alvos com nebulosidade parcial e com cobertura total tende a ser resolvida utilizando-se de métodos objetivos de classificação a partir de

dados multiespectrais. Justifica-se portanto, analisar alguns aspectos de aplicação no modelo GL1.0.

A classificação ou identificação de cenas numa imagem de satélite consiste em agrupar por algum critério definido os seus elementos. Em geral, procura-se assignar cada elemento a uma determinada classe. Encontram-se diversos métodos de classificação de imagens na literatura corrente com diversas metodologias e tratamento dos dados. Vários métodos de classificação de nuvens foram testados por Rossow et al. (1987). Todos estes métodos consistem essencialmente de dois passos. O primeiro passo, a detecção de nuvens, determina a distribuição da cobertura na imagem. O segundo passo, a análise, determina as propriedades destas nuvens. Os métodos de classificação podem ser separados em dois grupos básicos:

#### **Métodos determinísticos (em inglês: “threshold methods”).**

A identificação e análise do tipo de cobertura são realizadas em cada pixel da imagem, definindo uma classe por um intervalo entre limiares de brilho em uma ou mais variáveis (p. ex.: canal visível e infravermelho, ou diferença de temperatura de brilho entre dois canais). Estes limiares podem ser encontrados por inspeção visual ou baseados em considerações físicas (Cahalan e Joseph, 1989; Tokuno e Tsuchiya, 1993; Takeuchi, 1995; França et al., 1995). Usualmente são analisados histogramas unidimensionais ou multidimensionais de alvos visualmente selecionados. Esta técnica é freqüentemente utilizada para realçar certas áreas de uma imagem ou quantificar o número de elementos dentro de certos intervalos de brilho. Ellrod (1995) identificou regiões cobertas por nevoeiros ou estratos em baixos níveis, pelo realce dos pontos em imagens noturnas do GOES 7 e 8, nos quais a temperatura de brilho no canal 2 ( $3,8\ \mu\text{m}$ ) menos canal 4 ( $11,0\ \mu\text{m}$ ) encontra-se na faixa  $\sim 2\text{-}5\ \text{K}$ . Esta identificação do tipo de cobertura pela diferença nas temperaturas de brilho fundamenta-se nas diferenças de emissividade e transmitância características destas nuvens. Este método de identificação de regiões cobertas por nevoeiros foi implementado operacionalmente no CPTEC pelos grupos Divisão de Meteorologia por Satélite (DMS-INPE) e Grupo de Aplicações de Satélites Meteorológicos (GASM) do CPTEC com imagens GOES-8 para a região Sul-Sudeste do Brasil. O autor junto com o grupo de Operações Meteorológicas (METOP) do CPTEC desenvolveram uma metodologia operacional para mascarar nuvens e

identificar regiões cobertas por geadas, baseando-se na temperatura de brilho do canal 4 e na diferença dos canais 2 e 4 do satélite GOES 8 (referências no capítulo 6). França et al. (1995) desenvolveram um método para avaliar a extensão e o número de focos de fogo na África mediante o uso de imagens NOAA. O algoritmo de detecção considera as variáveis: albedo do canal 1 ( $0,63\ \mu\text{m}$ ) e temperaturas de brilho do canal 3 ( $3,75\ \mu\text{m}$ ), canal 4 ( $10,8\ \mu\text{m}$ ), diferença canais 3 e 4, e diferença canais 4 e 5 ( $12\ \mu\text{m}$ ). A identificação de valores limites de albedo e temperatura de brilho baseia-se em considerações físicas e análise de histogramas multidimensionais de alvos conhecidos.

### **Métodos estatísticos.**

A identificação e análise do tipo de cobertura não são realizadas em cada pixel da imagem, mas globalmente em um segmento da imagem, usando propriedades estatísticas das variáveis espectrais e ou funções texturais das imagens (Desbois et al., 1982; Minnis e Harrison, 1984a; Coakley e Baldwin, 1984; Sèze e Desbois, 1987; Chen et al., 1989; Welch et al., 1989; Farki et al., 1993; Uddstrom e Gray, 1996; Baum et al., 1997). Por variável espectral entendemos o sinal associado a um canal de satélite, ou a diferença entre sinais, seja o “count” ou a radiância detectada pelo sensor, seja o fator de reflectância ou a reflectância (canal visível, por exemplo), seja a temperatura de brilho (tipicamente, canais no infravermelho). Já uma variável textural refere-se a parâmetros de variação espacial de brilho associado a um pixel, seja um gradiente, seja uma medida de dispersão ou semelhança com relação aos pixels vizinhos.

Sobre os métodos estatísticos ainda existem diferentes metodologias de classificação, segundo as definições de suas variáveis e os critérios de semelhança adotados. Em geral cada método utiliza-se de mais de uma variável, representando os elementos da imagem em um espaço multidimensional. Dentre os conceitos de medida de semelhança entre dois pixels, encontramos métodos que utilizam probabilidades condicionais e marginais e critérios como o teorema de Bayes para agrupar os elementos de imagem (Baum et al., 1997; Uddstrom e Gray, 1996; Chen et al., 1989; Welch et al., 1989; Kushwaha et al., 1994). Outros métodos baseiam-se em aspectos como a distância euclidiana entre o elemento a ser classificado e o centróide de uma classe, definidos no espaço multidimensional de suas variáveis (Desbois et al., 1982; Farki et al. 1993; Sèze e Desbois, 1987).



Neste trabalho dar-se-á atenção ao método estatístico e iterativo denominado de “agrupamento dinâmico” (Desbois et al., 1982), *Dynamic Clusters* em inglês, *Nouées Dynamiques* em francês e que denominaremos por MAD. O MAD é mais simples e de reduzido tempo computacional com respeito a outras técnicas como “fuzzy logic” (Baum et al., 1997), “gray level cooccurrence matrix” (Chen et al., 1989) ou “gray level difference vector” (Welch et al., 1989).

Sumariamente, o MAD consiste em agrupar uma amostra de pixels em torno de um conjunto de situações ou tipos de cenas, usando como critério de semelhança a distância euclidiana. Assumindo que os pixels de uma camada de nuvens ou uma superfície apresentem uma certa homogeneidade na assinatura espectral ou textural, um conjunto destes pixels é representado por um pico de elevada densidade num histograma. Considerando que um único pixel pode ser representado como um ponto num espaço definido por  $n$  variáveis espectrais e texturais, podemos medir a distância entre dois pontos em um espaço euclidiano de  $n$  dimensões como segue.

Dados dois pontos A e B situados num espaço vetorial  $\mathbf{E}_n$  de  $n$  dimensões, consideremos os vetores  $\mathbf{A}=(x_1, x_2, \dots, x_n)$  e  $\mathbf{B}=(y_1, y_2, \dots, y_n)$ , onde  $x$  e  $y$  são as suas coordenadas. Este espaço será **euclidiano** com **métrica** unitária se seus eixos são ortogonais, de forma que a distância  $D$  entre os pontos A e B é definida por:

$$D_{AB} = \sqrt{(x_1 - y_1)^2 + (x_2 - y_2)^2 + \dots + (x_n - y_n)^2} , \quad (2.14)$$

Supondo que a informação de pixels contendo um determinado tipo de cobertura de nuvem ou superfície possui uma certa homogeneidade espectral e ou textural, estes seriam projetados no espaço  $\mathbf{E}_n$  como uma “nuvem” de pontos relativamente compacta. Portanto, a metodologia de classificação de uma imagem consiste em separar e identificar cada uma destas “nuvens”.

Dada uma população de  $K$  pontos aglomerados em  $M$  subconjuntos ou classes, onde cada subconjunto é composto por  $f_m$  pontos,  $m=1, 2, \dots, M$ , um método de classificação pela "mínima distância euclidiana" apresenta três características:

1. Um subconjunto  $m$  (classe) é identificado ou simbolizado pelas coordenadas de seu centro de massa  $G$  (centróide) definido como:

$$G_m(x_1, x_2, \dots, x_n) = \frac{1}{F_m} \left( \sum_{i=1}^{F_m} x_{1im}, \sum_{i=1}^{F_m} x_{2im}, \dots, \sum_{i=1}^{F_m} x_{nim} \right), \quad (2.15)$$

onde  $x_{nim}$  é o valor do  $i$ -ésimo ponto (pixel) do subconjunto  $m$  na coordenada  $n$ .

2. A distância do  $i$ -ésimo ponto a uma classe  $m$  é avaliada pela distância euclidiana ( $D_{im} = |\mathbf{A}_i - \mathbf{G}_m|$ ) desse ponto ao centróide da  $m$ -ésima classe.

3. Cada ponto pertence à classe que lhe for mais próxima (critério de mínima distância euclidiana “MDE”).

Se for definido "a priori" o número de classes e seus centróides, o agrupamento dos  $K$  pontos constitui uma classificação supervisionada. O MAD é uma técnica de classificação não-supervisionada e propõe definir de forma automática as classes de uma população. Este método é iterativo e parte da escolha inicial de  $M$  centróides ou "sementes". Os centróides iniciais podem ser escolhidos arbitrariamente ou provir da escolha intencional de  $M$  alvos por inspeção visual e cálculo dos seus centros de gravidade. A seguir, uma população de  $K$  pontos é classificada em  $M$  subconjuntos pelo critério de MDE. Realizada a discriminação, são calculados novos centróides dos  $M$  subconjuntos a partir dos valores médios dos  $f_m$  pontos agrupados (Eq. 2.15), e estes podem ser utilizados como coordenadas (“sementes”) de um novo processo de classificação. A iteração termina segundo algum critério de convergência, definido de acordo com os objetivos finais.

No método apresentado por Desbois et al. (1982) o número significativo de classes é determinado pela rejeição, no processo iterativo, dos subconjuntos para os quais a frequência de pontos  $f_m$  agregados for inferior a um certo percentual. A convergência final é concluída quando o deslocamento entre os centróides iniciais de uma iteração e os novos centros de gravidade redefinidos pelos subconjuntos classificados não excede um determinado valor.

O número de subconjuntos efetivos em uma população não é a priori conhecido. Como mencionado por Baum et al. (1997) a escolha do número de classes não é óbvia e pode depender das aplicações desejadas. Encontram-se diferentes números de classes na literatura sobre o tema. Uddstrom e Gray (1996) definem 7 classes de nuvens e 1 de não nuvens ao classificar imagens NOAA; Desbois et al. (1982) definiram 4 classes de nuvens e 2 de não nuvens em seguimentos de imagem Meteosat de aproximadamente 1000x1000 km; Welch et al. (1989) definiram 37 cenas de nuvens compostas por 15 estratocúmulos, 10 cúmulos e 12 cirros para verificar o efeito da resolução espacial ao classificar imagens Landsat.

A técnica MAD pode convergir para diferentes resultados provocando uma possível indeterminação nos agrupamentos, que depende de fatores como: a definição das variáveis, a seleção das sementes iniciais, o tamanho da amostra  $K$  e a presença de muitas situações intermediárias na cobertura da amostra. Sèze e Desbois (1987) sugerem para uma melhor definição no processo de agrupamento que a amostra seja representativa de uma grande população de nuvens, utilizando grandes áreas e ou acumulações no tempo, e que o uso de variáveis texturais auxilie na separação de pontos parcialmente cobertos.

## **2.5. Correções da anisotropia da reflectância**

Tal como definida no modelo GL1.0,  $R_{pvis}$  é uma reflectância bidirecional (ver apêndice). Fatores de correção deveriam ser aplicados através de uma FDRB, cuja influência se verificaria particularmente no caso de cenários com alta reflectância (como é o caso de camadas de nuvens estratiformes, para as quais a cobertura é total). Como foi mencionado na Introdução, diversos trabalhos teóricos e experimentais conduziram à definição de FDRB para diferentes ângulos de incidência dos raios solares. A análise destas funções pode permitir avaliar a importância da correção por não isotropia da radiação refletida. Por outro lado, estas funções podem ser construídas a partir de imagens GOES e Meteosat cobrindo a mesma região (notadamente o Atlântico, com a vantagem de que a superfície subjacente apresenta reflectância reduzida).

No Capítulo 3 são apresentados os algoritmos necessários para a análise de funções FRBD aplicáveis ao modelo GL1.0.

## 2.6. Absorção por gases atmosféricos

O modelo GL1.0 considera apenas o vapor d'água como agente atenuante da radiação solar, atuando no intervalo IVP. O decréscimo de radiação  $\Delta S_{H_2O}$  é calculado pela expressão de Ceballos et al. (1992) para o intervalo 0,7-2,8  $\mu m$  deste modo:

$$\Delta S = 133 + 92 \text{Log}_{10} w^* + 2,1 w^*, \quad (2.12)$$

onde  $w^* = w/\mu_0$  é o caminho óptico efetivo para os raios solares incidentes com o cosseno do ângulo zenital,  $w$  é a água precipitável na coluna em  $g.cm^{-2}$  e  $\Delta S_{H_2O}$  é a irradiância absorvida em  $W/m^2$ .

A equação acima resulta da integração das bandas de absorção do vapor d'água em intervalos relativamente “largos”, considerando uma pressão média (ponderada com o perfil de umidade) de 800 hPa. A escala de absorção da radiação solar expressada pela equação (2.12) pode ser verificada pela Fig. 2.7. Observa-se que ao variar a água precipitável de 2 para 4  $g.cm^{-2}$  a absorção sobe de 165 para 197  $W/m^2$ , ou seja, há um acréscimo de 19% da radiação absorvida. Por outro lado, para ângulos zenitais elevados a absorção cresce consideravelmente; se  $w = 3 g.cm^{-2}$  e  $\theta_0 = 75^\circ$ , a absorção chega à 257  $W/m^2$ .

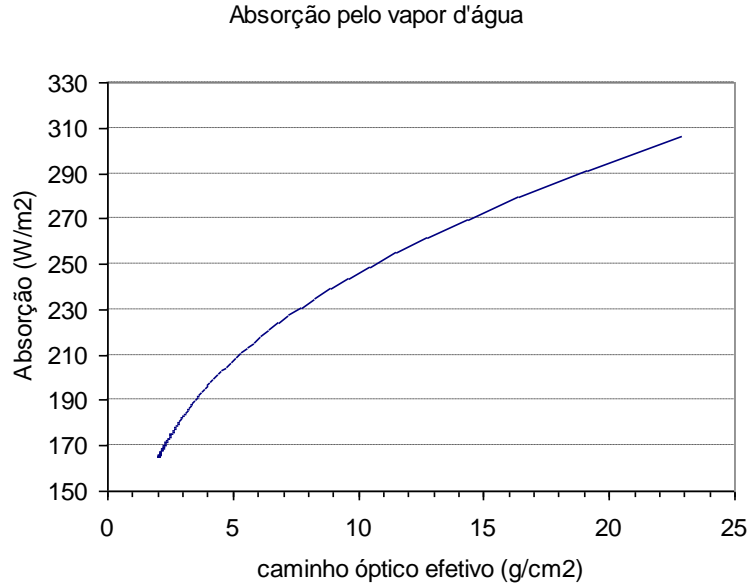


Fig. 2.7. Absorção da radiação solar pelo vapor d'água em função do caminho óptico efetivo ( $w^* = w/\mu_o$ ) calculado pela equação (2.12).

No que se refere a ozônio, ele age principalmente na estratosfera e induz atenuação parcial do fluxo incidente no TOA no intervalo VIS. Modelos de radiação solar como os de Dedieu et al. (1987), Stuhlmann et al. (1990), Pinker e Laszlo (1992) e Nunez (1993), utilizam a parametrização apresentada por Lacis e Hansen (1974) para a absorção pelo ozônio, incluindo a absorção como um fator de atenuação da radiação solar incidente e refletida pelo sistema. A parametrização da absorção pelo ozônio no intervalo ultravioleta (bandas de Hartley e Huggins) e no intervalo visível (banda de Chappuis) pode ser obtida com acurácia porque ocorrendo significativamente nos altos níveis da atmosfera, o espalhamento Rayleigh é pequeno e a dependência do coeficiente de absorção com a pressão e a temperatura não é alto. As expressões apresentadas para a absorção pelo ozônio no ultravioleta ( $A_{O3HH}$ ) e no visível ( $A_{O3CP}$ ) são as seguintes:

$$A_{O3HH} = \frac{1,082x}{(1+138,6x)^{0,805}} + \frac{0,0658x}{1+(103,6x)^3}, \quad (2.13)$$

$$A_{O3CP} = \frac{0,02118x}{1+0,042x+0,000323x^2}, \quad (2.14)$$

onde  $x$  é a massa do ozônio (cm.atm) expressa em centímetros de ozônio nas condições normais de temperatura e pressão (CNTP). Esta escala é equivalente as medidas em Dobson (“Dobson Unit”, DU) da seguinte forma:  $100 \text{ DU} \cong 0,1 \text{ cm.atm}$ .

Na ausência de outros fatores, poder-se-ia esperar que o nível total de ozônio seja alto sobre os trópicos e baixo nas regiões polares, isto porque a irradiância da radiação ultravioleta é maior nas regiões equatoriais, realimentando as reações do ciclo de produção do ozônio. Entretanto, a distribuição deste gás depende de seu transporte pela circulação atmosférica. Atualmente as medidas de instrumentos como o “Total Ozone Mapping Spectrometer” (TOMS) a bordo de satélite revelam um nível relativamente baixo do ozônio nos trópicos. A Figura 2.8 ilustra os resultados observados em medidas da quantidade de ozônio, entre o TOA e a superfície (coluna de ozônio), em função da latitude no curso de um ano. Supondo que a massa de ozônio sobre o território nacional se situa entre 250 e 350 DU (ou seja, 0,25 e 0,35 cm.atm), a absorção média pelo ozônio segundo as equações (2.13) e (2.14) resulta em 1,6% do fluxo no TOA para o ultravioleta e 0,6% para o visível. Isto representa fluxos da ordem de  $22 \text{ W/m}^2$  e  $8 \text{ W/m}^2$  para a radiação a incidência normal. Observa-se que no VIS a dependência da absorção com a massa do ozônio é pouco significativa (Fig. 2.9). Entretanto, deve-se considerar que a massa efetiva do ozônio atravessada pelos raios solares aumenta com o ângulo zenital, produzindo assim uma maior absorção. Contudo, neste caso a irradiância solar também é menor, reduzindo o efeito final da absorção na média diária de irradiância à superfície.

Os fluxos mencionados acima sugerem que em condições de nebulosidade parcial ou total, a não inclusão do ozônio no modelo GL1.0 pode conduzir a erros sistemáticos positivos da ordem de até  $8 \text{ W.m}^{-2}$  na média diária.

A absorção pelo  $\text{CO}_2$  não é considerada pelo modelo GL1.0. Segundo a expressão apresentada por Ceballos et al. (1992) a absorção pelo  $\text{CO}_2$  na média diária é da ordem de  $3,6 \text{ W/m}^2$ .

As considerações acima sugerem que a inclusão da absorção por  $\text{CO}_2$  e  $\text{O}_3$  podem diminuir o erro sistemático do modelo GL1.0. No capítulo 3 são apresentados esquemas para incluir a influência destes dois gases na estimativa de irradiância solar.

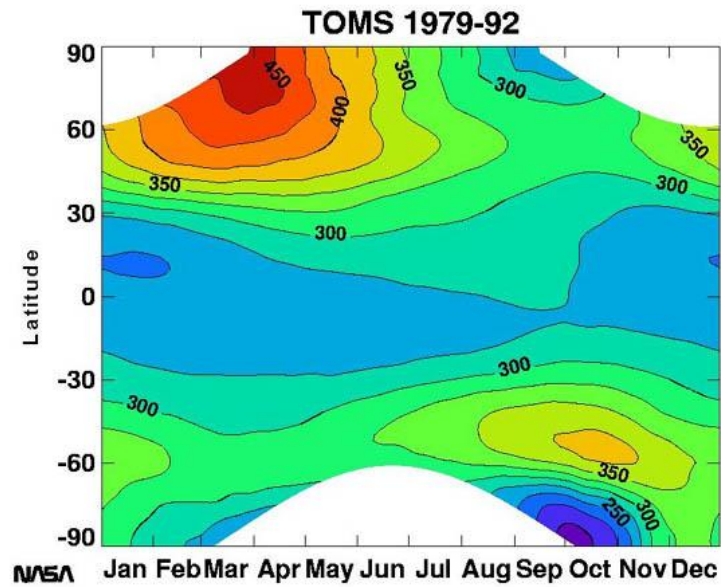


Fig. 2.8. Média meridional da quantidade de ozônio, entre o TOA e a superfície (coluna de ozônio), em função da latitude no curso de um ano (Fonte: TOMS-GSFC-NASA, <http://toms.gsfc.nasa.gov>). Durante o inverno polar, na ausência de iluminação solar, o satélite não obtém dados (áreas em branco).

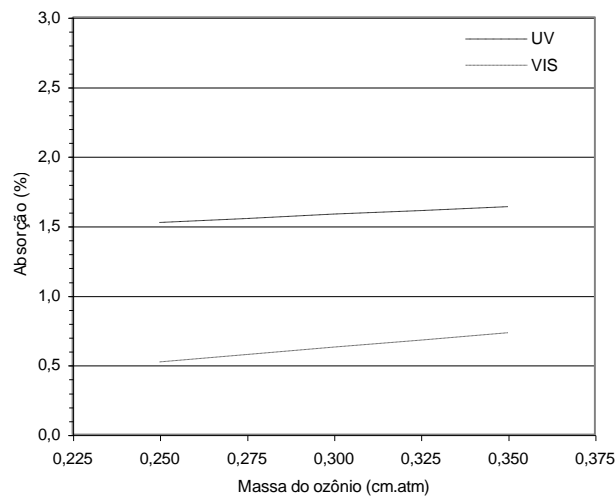


Fig. 2.9. Absorção percentual do ozônio nos intervalos ultravioleta (bandas de Hartley e Huggins) e visível (banda de Chappuis) e função da massa de ozônio (cm.atm) segundo a parametrização de Lacis e Hansen (1974). ( $100 \text{ DU} \cong 0,1 \text{ cm.atm}$ ).

### **3. Materiais e métodos**

Este trabalho faz uso de dados disponibilizados pelo CPTEC-INPE e CMCD-INPE; dentre estes encontram-se os dados de: satélite, PCDs, piranômetro e análises do NCEP. Para alcançar os objetivos propostos foram estudados e desenvolvidos métodos de cálculo computacional descritos neste capítulo. Estes métodos foram implementados em programas computacionais desenvolvidos para estações de trabalho e microcomputador. Operacionalmente o modelo GL1.0 roda no CPTEC em versão implementada para microcomputador compilado pelo “TurboBasic-Borland”. Nesta pesquisa de mestrado o modelo GL1.0 com algumas modificações foi implementado para microcomputador em ambiente de janelas desenvolvido em “VisualBasic-Microsoft” e também para estação de trabalho com o compilador “Fortran90”.

#### **3.1. Dados e materiais**

Descreveremos a seguir as características dos dados de satélite e de superfície utilizados para realizar este trabalho. Este material foi gravado em mídias como CDs e fitas DAT, e transferido para disco rígido quando necessário. Além destes dados outros foram consultados apenas para verificações, como por exemplo, a água precipitável definida pelas análises do NCEP e a massa do ozônio estimado pelo sistema TOMS-GSFC-NASA. Encontra-se também nesta seção a descrição do material computacional desenvolvido e utilizado para geração e análise de resultados.

##### **3.1.1. Dados de Satélite**

###### ***GOES 8 - Características gerais***

O satélite geoestacionário GOES 8 (Geostationary Operational Environmental Satellite) encontra-se posicionado a uma distância de 35790 km no plano do equador na longitude de 75° W. Seu imageador possui radiômetros em cinco bandas espectrais (canais), uma no visível e quatro no infravermelho, codificados e enviados em palavras de 10 bits (1024 níveis), com as seguintes características gerais:



Canal	Resolução sub-satélite	Intervalo espectral ( $\mu\text{m}$ )	Faixa das medidas	Objetivos meteorológicos
1	1 x 1 km	0,55 - 0,75	0,016 – 1,00 (fator de reflectância)	Cobertura de nuvens
2	4 x 4 km	3,80 - 4,00	4 - 320 K (temperatura de brilho)	Nuvens a noite
3	4 x 8 km	6,50 - 7,00	4 - 320 K (temperatura de brilho)	Vapor d'água
4	4 x 4 km	10,20 - 11,20	4 - 320 K (temperatura de brilho)	Temp. da superfície e topo de nuvens
5	4 x 4 km	11,50 - 12,50	4 - 320 K (temperatura de brilho)	Temp. do mar e vapor d'água

As imagens do GOES são recebidas no CPTEC-INPE pelo conjunto receptor-software 'Terascan' instalado numa estação de trabalho, onde as imagens são recebidas, recortadas e transferidas para outras áreas. O Terascan processa o sinal original (em "counts") transformando-o em radiâncias (em  $\text{W/m}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{ster}$ ) de acordo com calibração padrão (Weinreb et al., 1997). O mesmo utilitário permite avaliar fator de reflectância para o canal 1 e temperatura de brilho para os outros canais. Os valores gravados em arquivos binários correspondem diretamente ao fator de reflectância em porcentagem e a temperatura de brilho em Kelvin, em palavras de 2 bytes com uma precisão de até duas casas decimais. Acompanhando o conjunto de imagens (cinco canais) de um determinado setor e horário, são gravados outros dois arquivos de posicionamento, um correspondendo à latitude e outro à longitude de cada elemento da imagem.

### ***Imagens utilizadas***

Para processar o modelo de radiação solar assim como para classificar e definir algumas propriedades radiativas foram utilizados recortes de imagem de 553 colunas por 228 linhas, que incluem os estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, entre as latitudes de 29S e 20S e as longitudes de 54W e 40W aproximadamente, denominado como setor Sul-Sudeste. Estes recortes dos meses de novembro e dezembro de 1998 foram gravados em CD nos canais 1 e 4, na resolução total para o canal 4 e amostrado 1:4 em linha e coluna no canal 1 de modo a ajustar-se aos arquivos do canal 4. Acompanhando as imagens foram gravados dois arquivos de posicionamento em

latitude e longitude. O número de imagens foi de 542 no mês de dezembro com uma média de 18 imagens por dia e 536 no mês de dezembro com uma média de 19 imagens por dia, para o período do dia de 0845 às 2145 UTC.

Outras imagens nos meses de junho e novembro de 1999 do setor Sul-Sudeste foram utilizadas para comparação da estimativa horária com dados de piranômetro da estação automática do CPTEC em Cachoeira Paulista – SP.

### **3.1.2. Dados utilizados**

A validação do modelo para médias diárias foi realizada por comparação com dados de Plataforma Coletora de Dados (PCDs) do CMCD-INPE. Os dados são detectados por piranômetros constituídos de células de silício da marca LI-COR mod. LI-200SZ com resposta espectral no intervalo 0,4 e 1,1  $\mu\text{m}$ . A informação fornecida é irradiação diária em  $\text{MJ/m}^2$ . Utilizamos para validação do modelo um total de 118 dados de novembro e 118 de dezembro de 1998, coletados por 5 estações no Vale do Paraíba – SP.

Estimativas da irradiância global à superfície foram comparadas com medidas de dois piranômetros instalados no INPE de Cachoeira Paulista. Os instrumentos utilizados são: 1) piranômetro a termopar da marca Kipp & Zonen mod. CM 5 com resposta espectral no intervalo 0,305 e 2,8  $\mu\text{m}$ ; 2) piranômetro a célula de silício da marca LI-COR mod. LI-200SZ com resposta espectral no intervalo 0,4 e 1,1  $\mu\text{m}$ . Os dados são armazenados por “dataloger” conectado ao CPTEC por rádio. Os dados de irradiância global à superfície acumulada a cada 10 minutos são gravados em arquivos texto (ASCII) na METOP-CPTEC.

Encontravam-se também disponíveis:

- Análises do modelo global e regional do CPTEC
- Dados observacionais recebidos do Sistema Global de Telecomunicações (GTS)

### **3.1.3. Programas e software**

Foram desenvolvidos neste trabalho programas para os seguintes ambientes computacionais.

Microsoft-VisualBasic, para microcomputador (ambiente com janelas para visualização e manipulação de imagens, geração de gráficos interativos e tabelas):

- Programa de classificação de imagens
- Modelo de radiação solar GL1.1

Fortran 77 e 90, para estação de trabalho:

- Programa de classificação de imagens
- Modelo de radiação solar GL1.1 (em fase de testes para torná-lo operacional)

Foram desenvolvidos scripts em Unix para gerenciar os programas e em Grads para gerar gráficos.

### **3.2. Classificação de cenas em imagens**

Como foi mencionado na seção 2.3, as técnicas de classificação usuais diferenciam-se significativamente quanto à metodologia, nível de eficiência e complexidade. Os métodos determinísticos são relativamente mais simples de implementar, entretanto são pouco abrangentes quando o objetivo é processar imagens com grande diversidade de situações devido à dificuldade de se estabelecer limiares com grau de generalidade satisfatório. Por outro lado, os métodos estatísticos baseados em probabilidades condicionais e marginais e critérios como o teorema de Bayes (Uddstrom e Gray, 1996) exigem um treinamento inicial com amostras bem definidas, além de relativo alto custo de implementação e computacional.

Utilizamos um método baseado na técnica MAD para classificar e avaliar parâmetros físicos no contexto das imagens GOES. Esta técnica fornece resultados significativos, apesar da razoável facilidade de implementação e moderado tempo computacional (Desbois et al., 1982, Sèze e Desbois, 1987; Farki et al., 1993; Ceballos e Bottino, 1997).

### ***Esquema de classificação (MAD)***

Resultados preliminares de pesquisas no CPTEC com a técnica MAD indicam que, apesar da disponibilidade dos canais 1, 2, 3, 4 e 5 do GOES 8, os canais 1 e 4 e suas respectivas texturas são suficientes para a discriminação de nuvens no contexto deste trabalho (Ceballos e Bottino, 1998; incluído neste trabalho como Apêndice B). Desta maneira apenas dados destes dois canais foram utilizados para a classificação de imagens. Cada elemento de imagem foi definido por um vetor orientado num espaço euclidiano tetradimensional (ver seção 2.3) composto de 4 coordenadas, as quais são mensuradas pelas seguintes variáveis: a reflectância do pixel no canal 1 ( $R=F/\mu_0$ ), a textura da reflectância no canal 1, a temperatura de brilho no canal 4 e a textura da temperatura de brilho do pixel no canal 4. Convém observar que apesar dos dados do canal 1 ser originalmente o fator de reflectância, foi adotado como variável a reflectância. Isto porque assim são minimizadas as diferenças quando são observadas regiões extensas e as diferenças quando são comparados dados de um horário com outro.

A variável de textura para um elemento de imagem em um canal foi definida como a variância local calculada sobre uma grade de 3x3 elementos vizinhos centrada no ponto considerado. Para minimizar os efeitos de valores extremos resultantes de variâncias elevadas, decorrentes de alvos com grande variabilidade espacial, utilizamos como medida de textura o logaritmo na base 10 da variância local. Dado um elemento de imagem  $P_{c,l}$  situado na coluna  $c$  e linha  $l$ , sua textura no  $n$ -ésimo canal foi definida como:

$$\text{TEX}_n(P_{c,l}) = \text{Log}_{10}\{\text{Var}[\text{Val}_n(P_{i,j})]\}; \quad i = c-1, c, c+1; \quad j = l-1, l, l+1; \quad (3.1)$$

onde  $\text{Val}_n(P_{i,j})$  é o valor espectral (da reflectância ou temperatura de brilho) no canal  $n$ .

Utilizamos a simbologia seguinte para denominar as quatro coordenadas de medida: valor da reflectância no canal 1 (PIXVIS), textura da reflectância no canal 1 (TEXVIS), valor da temperatura de brilho no canal 4 (PIXIV) e textura da temperatura de brilho no canal 4 (TEXIV).

As variáveis enumeradas acima podem assumir valores bastantes díspares entre elas: em uma imagem ordinária gravada pelo receptor Terascan a faixa de valores do canal 1 encontra-se entre 0 e 70%, para o canal 4 esta faixa situa-se entre 200 e 320K, e nas variáveis texturais a faixa encontra-se entre -3 e +3 em ambos os canais. Por outro lado as variáveis se referem a grandezas com características físicas diferentes, o que impede uma comparação direta entre elas. Portanto, ao ser calculada a distância euclidiana entre dois pontos é necessário redimensionar as variáveis para que possuam escalas com “pesos” equivalentes. Este procedimento é realizado normalizando as  $N$  coordenadas (variáveis) de um ponto ou centróide pela média ( $\mu_n$ ) e desvio padrão ( $\sigma_n$ ) de sua população. Dado um ponto ou centróide definido pelo vetor  $\mathbf{A}=(x_1, x_2, \dots, x_n)$ , o vetor normalizado  $\mathbf{A}'$  é calculado por:

$$\mathbf{A}'(x_1, x_2, \dots, x_n) = \left( \frac{x_1 - \mu_1}{\sigma_1}, \frac{x_2 - \mu_2}{\sigma_2}, \dots, \frac{x_n - \mu_n}{\sigma_n} \right). \quad (3.2)$$

Considerando que a população de pontos de imagem detectados por satélite representa um número muito grande de situações, é computacionalmente lento aplicar o método de classificação a toda ela, portanto utilizamos uma amostra dessa população. Por outro lado, para que o processo de classificação obtenha uma melhor definição dos centros de gravidade dos subgrupos é importante que a amostra utilizada no processo seja razoavelmente grande para que tenha um número representativo de pontos de cada subgrupo. A representatividade foi procurada utilizando amostras das imagens do setor Sul-Sudeste ao longo do mês de novembro de 1998. Foram selecionados 15 imagens em dias alternados em cada horário disponível, foi definido uma amostra com população total de aproximadamente  $K=250000$  pontos de imagem para cada um destes horários.

O método de agrupamento começa com a seleção de sementes “iniciais” ou centróides “iniciais” obtidos a partir das imagens. Como discutido no capítulo 2.3.1, o método apresentado por Desbois et al. (1982) define o número efetivo de subconjuntos pela rejeição de classes com baixa frequência entre uma iteração e outra. Contudo, esta metodologia pode estar suprimindo classes pouco frequentes mas significativas no contexto atmosférico. Supomos que a escolha de 30 sementes representa um número suficiente de classes para descrever a variedade de cenários das imagens tratadas. Não

foi aplicado nenhum esquema de rejeição de classes no processo iterativo. Um número elevado de sementes pode resultar na caracterização de algumas classes intermediárias e ou pouco freqüentes, não invalidando o resultado. Adotamos como critério de seleção os seguintes passos: a) foram selecionadas três imagens do mesmo horário que apresentassem situações diversas de tempo, b) cada imagem foi inspecionada e selecionados 10 cenários típicos compreendendo cobertura de nuvens e superfície, c) sobre cada cenário foi extraído um alvo de aproximadamente 5 x 5 pixels e calculado o seu centróide. Uma seleção criteriosa de sementes procurando "enquadrar" todos os tipos característicos de cobertura das imagens, reduz o número de iterações necessárias para alcançar a convergência e favorece a uma separação mais consistente das nuvens de pontos no espaço das variáveis.

O processo iterativo de classificação e convergência procura definir o centro de gravidade de cada agrupamento de pontos (subconjuntos) com características semelhantes no espaço tetradimensional. Definidas as  $M=30$  sementes ou centróides iniciais os seguintes passos compõem o processo:

- 1) Uma amostra de  $K$  pontos é inicialmente classificada em  $M$  conjuntos pelo critério da MDE (seção 3.2).
- 2) Realizada a discriminação, os  $f_m$  ( $m=1, 2, \dots, M$ ) pontos agrupados em torno de cada um dos  $M$  conjuntos definem  $M$  novos centróides a partir do cálculo de seus valores médios em cada variável (Eq. 2.13).
- 3) Calcula-se o deslocamento quadrático médio ( $DQM$ ) entre os centróides novos e os anteriores a iteração, definido como:

$$DQM = \sum (\Delta \text{PIXVIS}^2 + \Delta \text{TEXVIS}^2 + \Delta \text{PIXIV}^2 + \Delta \text{TEXIV}^2)_{\text{m}} / M. \quad (3.3)$$

Se este deslocamento for superior a um limiar pré-definido, retorna-se ao passo 1 utilizando os novos centróides como centróides iniciais.

- 4) Caso este deslocamento seja inferior ao limiar pré-definido, adota-se os novos centróides definidos pela última iteração como centróides finais.

Neste trabalho definimos que a convergência é alcançada (passo 4) quando o deslocamento quadrático médio dos centróides é inferior a  $DQM=16 \times 10^{-4}$ . Isto implica que o deslocamento quadrático médio de nenhuma variável foi superior a  $16 \times 10^{-4}$ . Portanto, seus deslocamentos típicos são inferiores a  $4 \times 10^{-2}$ , esperando-se que sejam da ordem de  $2 \times 10^{-2}$  para cada variável.

Considerando a natural variação dos parâmetros radiativos ao longo do ciclo diurno, tais como a temperatura da superfície, a reflectância das nuvens com respeito ao seu estágio de desenvolvimento e as características da textura em função do contraste na temperatura e do ângulo de iluminação do sol, é necessário que sejam definidos conjuntos de centróides finais para pelo menos alguns horários distintos ao longo do dia. Foi adotado o seguinte procedimento: a) inicialmente foram selecionadas as sementes iniciais no horário 1445 UTC (aproximadamente 12 h local) e aplicado o método de agrupamento para definir os centróides finais; e b) estes centróides finais foram utilizados como sementes iniciais de classificação para o horário anterior a este, e assim por diante; do mesmo modo foi aplicado aos horários posteriores a 1445 UTC.

A princípio os centróides finais não representam necessariamente as mesmas classes de suas sementes iniciais. Isto pode resultar de dois aspectos: 1) alguns dos alvos selecionados podem conter pontos de mais de uma classe, caso comum para alvos sobre cobertura parcial, nuvens delgadas e multicamadas, 2) algumas sementes podem representar situações muito pouco frequentes e serem “atraídas” para vizinhanças mais populosas. Deste modo faz-se necessária a identificação das classes definidas pelo MAD. A identificação e validação é um problema comum para todas as técnicas de classificação de nuvens por satélite (Minnis e Harrison, 1984; Sèze e Desbois, 1987). Comparações com verdade terrestre são difíceis devido ao modo diverso de observar as nuvens: por cima com uma escala grande como o satélite e de baixo por um estreito ângulo de visada como as observações de superfície. Outra possibilidade são os dados de cobertura de nuvens em octetos reportadas nas estações SYNOP; todavia existem restrições como as citadas acima. Diante destas limitações optamos por uma

comparação subjetiva com nefanálise de imagem e uma avaliação “física” das variáveis dos centróides. Este procedimento foi aplicado com o auxílio de um software de visualização e manipulação desenvolvido para este fim.

A nefanálise é um método subjetivo de identificação da cobertura em imagens fotográficas registradas por avião ou satélite. Basicamente no caso dos satélites são observadas as características do brilho e “textura” dos cenários em imagens no visível e infravermelho, somando-se alguns critérios “físicos” de interpretação relacionados com o tipo de informação de cada canal. Um artifício que utilizamos para auxiliar a nefanálise foi criar imagens em cores compostas, ou seja, imagens “RGB” sobrepondo as informações dos canais 1 e 4, deste modo tipos de cobertura são naturalmente diferenciadas por tonalidades distintas. Para comparação com estas imagens foram geradas também imagens classificadas, onde foram atribuídas aos pixels cores específicas referentes a sua classe. A geração destas imagens e identificação das classes procedeu da seguinte forma:

- 1) As imagens RGB foram compostas associando uma escala de 256 níveis na intensidade de cada cor primária, onde o valor da reflectância é atribuído a cor verde e o valor da temperatura de brilho a cor vermelha e ao negativo da cor azul. Isto é, coberturas brilhantes tendem ao verde, as quentes tendem ao vermelho e as frias ao azul. A transformação da reflectância e temperatura de brilho na escala RGB foi obtida pelas seguintes expressões:

$$\begin{aligned} CorR &= 255 [(PIXIV-210)/(330-210)]^2, \\ CorG &= 255 [(PIXVIS-0)/(60-0)]^{0,8}, \\ CorB &= 255 - 255 [(PIXIV -210)/(320-210)]^{1,05}, \end{aligned} \quad (3.4)$$

onde *CorR*, *CorG* e *CorB* são os valores de intensidade das cores vermelho, verde e azul de um pixel da tela. Os coeficientes destas expressões (valores máximos e mínimos de referência, e expoentes) foram escolhidos para obter um melhor contraste.



- 2) Para as correspondentes imagens classificadas a cor RGB de cada classe foi definida pelo valor de PIXVIS e PIXIV aplicados na equação (3.4). Este procedimento facilita numa primeira comparação entre a imagem RGB e a sua imagem classificada, por apresentarem tonalidades semelhantes para um mesmo tipo de cobertura.
- 3) Foi desenvolvido um software que permite a geração e visualização destas imagens, e com o posicionamento do cursor sobre uma imagem são apresentados as seguintes informações: sua posição na imagem correspondente, a classe atribuída e os valores de suas variáveis espectrais e texturais na forma de texto e plotadas sobre diagramas de dispersão e histogramas.
- 4) Para cada tipo de cobertura reconhecida pela análise sua correspondente classe é identificada e rotulada. Um julgamento das coordenadas de seu centróide com critérios físicos auxilia na confirmação dos rótulos. A comparação de duas ou mais classes pela análise das imagens e de seus centróides possibilitou um agrupamento de classes com características familiares.

Os procedimentos acima foram aplicados a cada uma das três imagens utilizadas para a seleção das sementes iniciais. A rotulação das classes foi analisada e foram definidos subgrupos com mesmas características segundo o ponto de vista do satélite e do modelo de radiação, os quais consideramos como: superfície descoberta, cumuliformes, estratiformes, cirriformes e multicamadas. Aplicamos este procedimento de identificação das classes às três imagens do horário 1445 UTC, em seguida para cada horário consecutivo foi realizada uma nova identificação verificando uma possível redefinição das classes.

### **3.3. Estimativa da nebulosidade**

Descrevemos a seguir os métodos adotados para definir as radiâncias características observadas pelo canal 1 do GOES de um pixel de céu claro ou coberto por uma camada de nuvem. Para minimizar os efeitos causados por variações temporais e espaciais, as radiâncias  $L$ ,  $L_{\min}$  e  $L_{\max}$  presentes na equação (1.1) foram normalizadas em termos de reflectância:  $R = \pi L / \mu_0 S_{0\text{GOES}} = F / \mu_0$ , onde  $S_{0\text{GOES}}$  é o fluxo solar no topo da atmosfera

dentro do intervalo espectral de resposta do canal 1 e  $\mu_0$  é o cosseno do ângulo zenital solar (Ver apêndice para esclarecimento de vocabulário utilizado). Deste modo a equação (1.1) pode ser escrita como:

$$C = (R_{\text{sat}} - R_{\text{min}}) / (R_{\text{max}} - R_{\text{min}}), \quad (3.5)$$

onde  $R$  é a reflectância detectada pelo satélite,  $R_{\text{min}}$  e  $R_{\text{max}}$  as reflectâncias de um pixel descoberto e coberto por uma camada de nuvens respectivamente.

### 3.3.1. Determinação da reflectância na ausência de nuvens

A determinação da reflectância mínima  $R_{\text{min}}$ , ou seja, a reflectância bidirecional observada pelo satélite na ausência de nuvens, foi obtida pela avaliação dos valores mínimos de reflectância de um conjunto de aproximadamente 55 imagens em cada horário nos meses de novembro e dezembro de 1998. O grande número de imagens fez-se necessário para um bom mascaramento das nuvens. Subestimativas da reflectância devido aos efeitos de sombras de nuvens e orografia foram desprezados em uma primeira aproximação.

Para cada horário disponível foram gerados arquivos de imagens com mapas de  $R_{\text{min}}$ . Uma máscara separando as superfícies cobertas por solo e mar foi sobreposta a estas imagens discriminando cada cenário. Foram plotados os histogramas de frequência da reflectância e calculados os valores estatísticos: média e desvio padrão, para cada cenário e em cada horário. Os resultados deste método de classificação são apresentados na seção 4.2.

### 3.3.2. Determinação da reflectância para cobertura total

Procuramos definir uma metodologia objetiva para estabelecer o valor de  $R_{\text{max}}$ , na qual utilizamos o método de classificação de nuvens para indicar o tipo de cobertura (cumuliforme ou estratiforme) de uma amostra de pontos. Foi classificada pelo MAD uma amostra de aproximadamente 140600 pontos de imagens em cada horário e

distribuídos por 15 dias alternados de novembro de 1998. A reflectância de cada elemento da amostra identificado como superfície descoberta, nebulosidade parcial (cumuliforme) ou nebulosidade total (estratiforme) foi registrada e os resultados plotados em diagramas de frequência acumulada. Convém mencionar que efeitos de anisotropia da reflectância não foram considerados. A definição final do valor apropriado  $R_{\max}$  é descrito no capítulo de resultados.

### 3.4. Reflectância Bidirecional

Para avaliar os efeitos da não isotropia da reflexão nas estimativas do modelo GL 1.0 em situações de cobertura total, utilizamos a FDRB publicada por Lubin e Weber (1995) (ver seção 1.1.2). Nessa publicação encontram-se tabelados 8 coeficientes ( $A_{m=0,1,\dots,7}$ ) de uma expansão em séries de Fourier, resolvida para 10 valores discretos do ângulo zenital solar ( $\theta_0$ ), para 19 valores discretos do ângulo zenital de visada ( $\theta$ ) e para valores contínuos do ângulo azimutal. A reconstituição da FDRB é obtida por

$$\chi(\theta_0, \theta, \phi) = A_{m=0}(\theta_0, \theta) + 2 \sum_{m=1}^7 A_m(\theta_0, \theta) \cos m\phi.$$

A tabela dos coeficientes  $A_m$  publicada foi transposta para arquivo ASCII e uma subrotina do modelo foi implementada para lê-lo e calcular o fator de correção em função dos ângulos envolvidos. No modelo GL 1.1 esta FDRB foi incluída para corrigir a reflectância bidirecional avaliada pelo satélite no intervalo VIS em condições de cobertura total ( $C=1$ ). Maiores detalhes acerca do conceito de FDRB são apresentados no Apêndice.

### 3.5. Esquemas de absorção atmosférica

Como discutido na seção 2.2, o modelo GL1.0 não inclui a absorção pelo ozônio e gás carbônico; estes dois agentes atenuadores foram então considerados para um aprimoramento do modelo. Apresentamos a seguir os esquemas implementados para incluir estes efeitos.

O modelo considera como radiação solar no VIS o intervalo espectral 0,4 a 0,75  $\mu\text{m}$ , deste modo ele não contabiliza a porção da radiação solar no ultravioleta. Portanto, foi considerado somente a banda de Chappuis para a absorção pelo ozônio. A parametrização apresentada por Lacis e Hansen (1974), equação (2.14), considera a absorptância referida a todo o intervalo solar. Para que esta equação represente a absorptância  $A_{\text{O}_3\text{VIS}}$  no intervalo VIS devemos ponderá-la com a fração do fluxo solar neste intervalo. Considerando que a absorptância é definida como a fração do fluxo incidente sobre um sistema que é absorvido por ele, temos que

$$A_{\text{O}_3\text{CP}} = \frac{\delta F_{\text{Chapp}}}{S_0} = \frac{S_{\text{VIS}}}{S_0} \cdot \frac{\delta F_{\text{Chapp}}}{S_{\text{VIS}}} = \frac{S_{\text{VIS}}}{S_0} \cdot A_{\text{O}_3\text{VIS}}, \quad (3.6)$$

onde  $\delta F_{\text{Chapp}}$  é a diferença entre o fluxo solar incidente e o fluxo que sai da camada.

A camada de ozônio efetiva atravessada pela radiação depende da massa de ozônio e do ângulo de incidência, deste modo a massa de ozônio efetiva é definida como  $x = w_{\text{oz}}/\mu$ , onde  $\mu$  é o cosseno do ângulo de incidência. Portanto, considerando que o espalhamento não é significativo, a transmitância da camada de ozônio no intervalo VIS é calculada como

$$T_{\text{O}_3\text{VIS}}(\mu) = 1 - A_{\text{O}_3\text{VIS}}(\mu). \quad (3.7)$$

O ozônio atua como um atenuador do fluxo solar incidente e da irradiância emergente no TOA. A Figura 3.1 esquematiza a situação considerada, onde uma camada troposférica conservativa encontra-se abaixo de uma camada de ozônio atenuadora. O balanço de radiação no intervalo VIS na camada conservativa pode ser expressado como:

$$\mu_0 S_{0\text{VIS}} T_{\text{O}_3\text{VIS}}(\mu_0) = E_{\text{gVIS}}(1 - R_{\text{gVIS}}) + E_{\text{R}}, \quad (3.8)$$

onde o termo à esquerda é a irradiância solar que entrou na camada em função do ângulo zenital solar e os termos à direita são a irradiância absorvida pela superfície e a irradiância refletida no topo da camada.

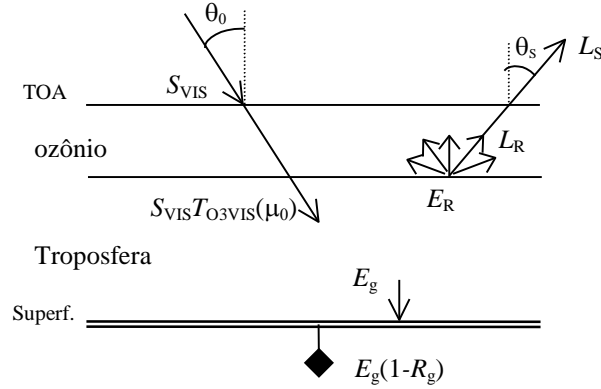


Fig. 3.1. Esquema do balanço de energia solar VIS no sistema terra-atmosfera, constituído de uma camada troposférica conservativa e uma camada de ozônio atenuadora. Os losangos representam sumidouros de energia.

Considerando isotrópica a irradiância emergente  $E_R$  no topo da camada troposférica, temos que

$$E_R = \pi L_R, \quad (3.9)$$

onde  $L_R$  é a radiância refletida no topo da troposfera na direção do satélite. Portanto, a radiância que sai no TOA na direção do satélite é o produto de  $L_R$  pela transmitância da camada de ozônio na direção  $\mu_s = \cos(\theta_s)$ , ou seja

$$L_R \cdot T_{O3VIS}(\mu_s) = L_S. \quad (3.10)$$

Substituindo a equação (3.10) em (3.9) e multiplicando pelo fluxo solar no intervalo VIS, temos

$$E_R = \pi L_S / T_{O3VIS}(\mu_s) = \mu_0 S_{VIS} \frac{\pi L_S}{\mu_0 S_{VIS} T_{O3VIS}(\mu_s)}, \quad (3.11)$$

onde  $\pi L_s / \mu_0 S_{\text{VIS}} = R_{\text{pVIS}} \cong R_{\text{pGOES}}$  é a reflectância bidirecional observada no intervalo VIS na direção do satélite. Substituindo a equação (3.11) em (3.8) e resolvendo para a irradiância incidente à superfície, temos finalmente

$$E_{\text{gVIS}} = \mu_0 S_{\text{0VIS}} \left[ T_{\text{O3VIS}}(\mu_0) - \frac{R_{\text{pGOES}}}{T_{\text{O3VIS}}(\mu_s)} \right] / (1 - R_{\text{gVIS}}). \quad (3.12)$$

A equação (3.12) representa a estimativa de  $E_{\text{gVIS}}$  corrigida pela absorção de ozônio, e pode ser utilizada quando há presença de nuvens ( $C > 0$ ); entretanto, no caso de ausência de nuvens ( $C = 0$ ) pode ser utilizado o mesmo esquema adotado no modelo GL1.0 (Eq. 2.3 na seção 2.2.1), isto porque a parametrização para a reflectância planetária apresentada por Lacis e Hansen (1974) já inclui a absorção pelo ozônio.

No caso da absorção pelo gás carbônico o modelo utiliza a parametrização descrita por Ceballos et al. (1992), a qual descreve a irradiância a incidência direta absorvida no espectro IVP (0,7 - 2,8  $\mu\text{m}$ ), para um teor de  $\text{CO}_2$  de 300 ppm.

$$\Delta S_{\text{CO}_2} = 0,14 + 11,2 \mu_0^{-1/2} - 8,1 \text{Log}_{10} \mu_0, \quad (3.13)$$

O teor atual de  $\text{CO}_2$  aproxima-se de 360 ppm. Pode-se esperar que o erro introduzido na estimativa de irradiação diária seja inferior a 3  $\text{Wm}^{-2}$ . A irradiância IVP absorvida pelo vapor d'água e o gás carbônico é calculada pela expressão  $\Delta S = \Delta S_{\text{H}_2\text{O}} + \Delta S_{\text{CO}_2}$ , onde o termo de absorção pelo vapor d'água foi apresentado na equação (2.12). O termo  $\Delta S$  é aplicado nas equações (2.8) e (2.9) para estimativa da irradiância incidente à superfície no intervalo IVP.

## 4. Resultados e discussão

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos com a aplicação dos métodos descritos no capítulo 3. Foi aplicado o método de classificação de imagens para separação da nebulosidade em classes com características importantes do ponto de vista de um modelo de estimativa de radiação solar por satélite. Com a separação dos elementos de imagem foram avaliadas algumas propriedades físicas das coberturas identificadas pelos dados de satélite. Os aprimoramentos sugeridos para o modelo GL1.0 foram implementados e avaliado seu impacto. Os resultados foram validados por comparação com verdade terrestre para valores instantâneos e médias diárias de irradiância solar incidente à superfície.

### 4.1. Classes de nuvens

#### *Normalização das variáveis*

A classificação de imagens pelo MAD foi aplicada para cada horário sobre um conjunto de 15 imagens (uma a cada dois dias) do setor Sul-Sudeste no período de novembro de 1998. Como mencionado na seção 3.2, cada uma das  $N$  variáveis deve ser normalizada pela média ( $\mu_n$ ) e desvio padrão ( $\sigma_n$ ). Para cada horário estas estatísticas foram computadas sobre uma amostra de aproximadamente 250000 pixels do conjunto de imagens. Na Tab. 4.1 apresentam-se os resultados.

Tab. 4.1. Estatísticas das imagens do setor Sul-Sudeste no mês de novembro de 1998.

Hora UTC	Estatísticas: média ( $\mu_n$ ) e desvio padrão ( $\sigma_n$ )	Reflectância Canal 1		Temperatura de Brilho Canal 4	
		PIXVIS ( $n=1$ )	TEXVIS ( $n=2$ )	PIXIV ( $n=3$ )	TEXIV ( $n=4$ )
8,75	$\mu$ $\sigma$	0,50 0,27	1,68 0,68	267 72	-0,25 1,01
10,17	$\mu$ $\sigma$	0,24 0,16	0,84 0,79	270 76	-0,28 1,00
11,17	$\mu$ $\sigma$	0,21 0,16	0,55 0,86	272 73	-0,24 0,98
11,75	$\mu$ $\sigma$	0,20 0,16	0,45 0,90	271 77	-0,17 0,95
13,17	$\mu$ $\sigma$	0,18 0,15	0,36 0,94	273 79	-0,07 0,93
14,17	$\mu$ $\sigma$	0,18 0,15	0,44 0,96	273 79	0,03 0,92
14,75	$\mu$ $\sigma$	0,19 0,16	0,60 0,96	272 77	0,14 0,94
16,17	$\mu$ $\sigma$	0,20 0,16	0,69 0,97	273 75	0,21 0,95
17,17	$\mu$ $\sigma$	0,21 0,16	0,73 0,97	276 63	0,20 0,98
17,75	$\mu$ $\sigma$	0,21 0,16	0,77 0,93	271 71	0,26 0,98
19,17	$\mu$ $\sigma$	0,22 0,17	0,88 0,90	274 58	0,14 1,01
20,17	$\mu$ $\sigma$	0,22 0,16	0,90 0,80	273 54	0,03 1,02
20,75	$\mu$ $\sigma$	0,19 0,14	0,87 0,68	270 61	-0,02 1,04
21,75	$\mu$ $\sigma$	0,25 0,18	1,23 0,61	271 54	-0,09 1,03



## ***Resultados da classificação***

A definição de 30 sementes iniciais foi realizada pela seleção visual de 30 alvos em três imagens no horário 1445 UTC. Adotou-se como critério de seleção de alvos a representação da maior diversidade possível de coberturas reconhecíveis. O processo iterativo de classificação foi inicializado com estas sementes sobre uma amostra de aproximadamente 250000 pixels de um conjunto de 15 imagens (uma a cada dois dias) das 1445 UTC no período de novembro de 1998.

No processo iterativo de classificação das imagens das 1445 UTC, o critério de convergência ( $DQM=16 \times 10^{-4}$ ) foi atingido em 8 iterações e resultou em 30 centróides finais (não foi imposta nenhuma exclusão de classes). Estes resultados podem ser observados na Tab. 4.2, onde são apresentados para cada classe: a frequência de pontos classificados, os valores médios (centróides) das 30 classes nas quatro variáveis, as suas características definidas por nefanálise e a estimativa da altura do topo das classes de nuvens (ver nota 1 na tabela).

Para ilustrar os resultados do método de classificação, a Figura 4.1 (a), (b) e (c) apresenta imagens do dia 9 de novembro de 1998, nos canais 1 e 4, e sua composição em cores RGB (método descrito no capítulo anterior). Na Figura 4.1 (d) e (e) apresenta-se a classificação da mesma imagem, onde (d) cada pixel foi colorido de acordo com o centróide ao qual se associa (ver equação 3.4); (e) o número de cores foi reduzido à cinco classes descritas na Tabela 4.2.

Na Figura 4.1 (c) percebe-se que a simples visualização em RGB utilizando-se apenas os brilhos combinados dos canais 1 e 4 já permite uma separação clara entre nuvens frias (profundas, cirriformes e multicamadas em tons azulados, a esquerda), nuvens médias e baixas (em tons esverdeados, principalmente ao longo do litoral) e a superfície descoberta (evidenciada por tons avermelhados). A presença de campos de cúmulos é evidenciada mais pela textura visual do que pela cor (desde que são nuvens brilhantes no visível, baixas e médias).

A Figura 4.1 (d) permite evidenciar mais detalhes, a cor dos pixels reduzida a apenas 30 tipos (aqueles correspondentes aos centróides) separa mais claramente os tipos de cobertura observados, por exemplo transições de cúmulos para estratos (tons amarelados no campo de nuvens do litoral), ou a presença de nuvens cirriformes sobre o campo de estratos do litoral (tons mais azuis dentro do campo em verde). Finalmente, a Figura 4.1 (e) evidencia com toda clareza cinco grupos principais de cobertura discriminados por cinco cores (a classe 29, em branco, refere-se aos cumulonimbos).

A figura 4.2 apresenta diagramas de dispersão bidimensionais entre variáveis espectrais e texturais. Eles permitem ilustrar como o uso de apenas duas variáveis (reflectância e temperatura de brilho) não são suficientes para quantificar a separação entre algumas classes, sendo que a textura aparecerá apenas como informação discriminada visualmente. Com efeito, duas classes que seriam muito próximas num diagrama PIXVIS x PIXIV separam-se ao considerar a textura. Por exemplo, a classe 15 (estratiforme) está próxima das classes 9 e 10 (cumuliforme) no diagrama PIXVIS x PIXIV, enquanto no PIXIV x TEXIV estão claramente separadas.

No contexto de um modelo de estimativa de radiação solar à superfície é importante diferenciar quatro situações básicas: céu descoberto, parcialmente coberto, cobertura total e cobertura por nuvens delgadas (cirros). Estas quatro situações foram discriminadas pelo método de classificação, e podem ser verificadas observando os valores apresentados na Tab. 4.2. Observa-se nesta tabela as seguintes características:

- a) As classes numeradas de 1 a 5 representam superfícies descobertas (sem nuvens). Observa-se que apresentam em média baixas reflectâncias (0,03 a 0,08), altas temperaturas (292 a 299K), baixas texturas no canal 1 (-1,10 a 0,37) e baixas texturas no canal 4 (-1,88 a 0,04). Nota-se entretanto que a classe 4 deve corresponder a superfícies com uma pequena contaminação de cúmulos, verificado pelos valores relativamente altos de reflectância e texturas.
- b) As classes numeradas de 6 a 10 representam pixels com a presença de nuvens cúmulos. Observa-se que algumas variáveis compreendem em média uma faixa relativamente ampla: a reflectância (0,10 a 0,32), a temperatura (294 a 275 K) e a

textura da temperatura (-0,24 a 1,19), devido a cobertura parcial e a uma relativa variação horizontal e vertical de um campo de nuvens cumuliformes. Por outro lado, a textura da reflectância é relativamente alta em todas as classes (1,15 a 1,72), o que é justificável pelo aspecto finito destas nuvens com respeito à resolução de aproximadamente 1x1 km do canal 1.

- c) As classes numeradas de 11 a 18 e de 26 a 30 representam nuvens estratiformes com cobertura total, variando desde estratos em baixos níveis (classe 15) com a altura do topo estimado em torno de 2,3 km e reflectância baixa (0,29) à nuvens profundas (classe 29) com a altura do topo estimado em torno de 8,9 km, reflectância alta (0,50) e baixa textura, passando por nuvens estratiformes do tipo altoestratos, altocumulos e condições de camadas múltiplas com estruturas cirriformes sobrepostas.
- d) As classes numeradas de 19 a 25 representam nuvens cirros sobre céu descoberto ou nuvens cumuliformes. Observa-se que as reflectâncias são inferiores às das classes de nuvens estratiformes, e dependem de quão translúcidas estas são. Comportamento semelhante é verificado para as temperaturas, onde a radiação de onda longa detectada pelo satélite é uma mistura do componente que provém dos níveis inferiores e daquele emitido pela camada de cirros. Nota-se ainda que estas classes possuem uma textura da temperatura relativamente alta (0,54 a 2,06).

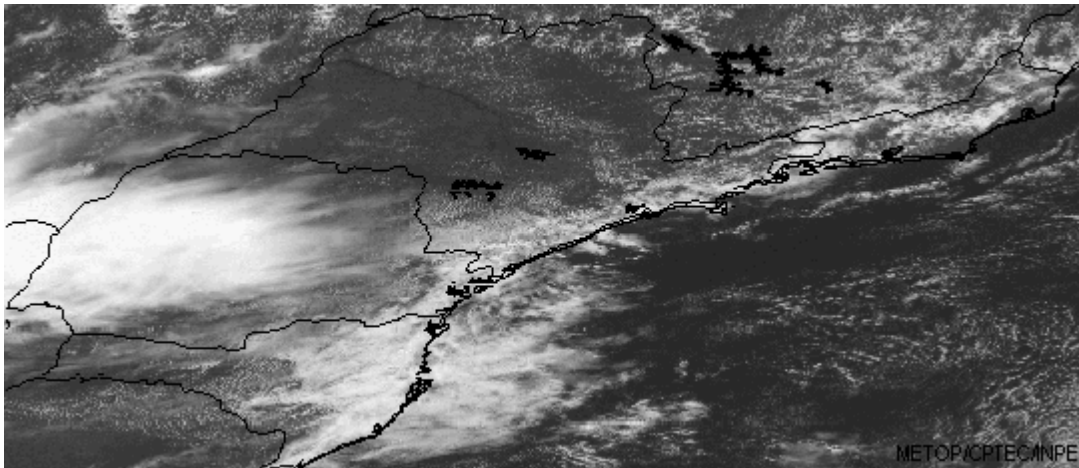
A presença de nuvens cirros sobre situações de céu descoberto e parcialmente coberto promove uma condição especial para o balanço de radiação solar no sistema terra-atmosfera. Estas nuvens são relativamente transparentes para radiação visível ao tempo que podem obstruir parcialmente a radiação no infravermelho próximo. Neste trabalho não é discutido a influência destas nuvens no balanço de radiação solar. Em primeira aproximação consideramos que estas se comportam como nuvens cumuliformes equivalentes. No que diz respeito à estimativa da nebulosidade das nuvens cumuliformes um importante aspecto é observado: na maioria dos casos a reflectância das classes cumuliformes é menor do que a das classes estratiformes. Este resultado é discutido na seção 4.2 a seguir.

Tab. 4.2. Resultados do método de classificação para as imagens GOES 8 do horário 1445 UTC de novembro de 1998 no setor Sul-Sudeste. Dados de 30 classes e subgrupos, frequência de pixels, valores espectrais e texturais médios (centróides), estimativa do topo das nuvens e características verificadas.

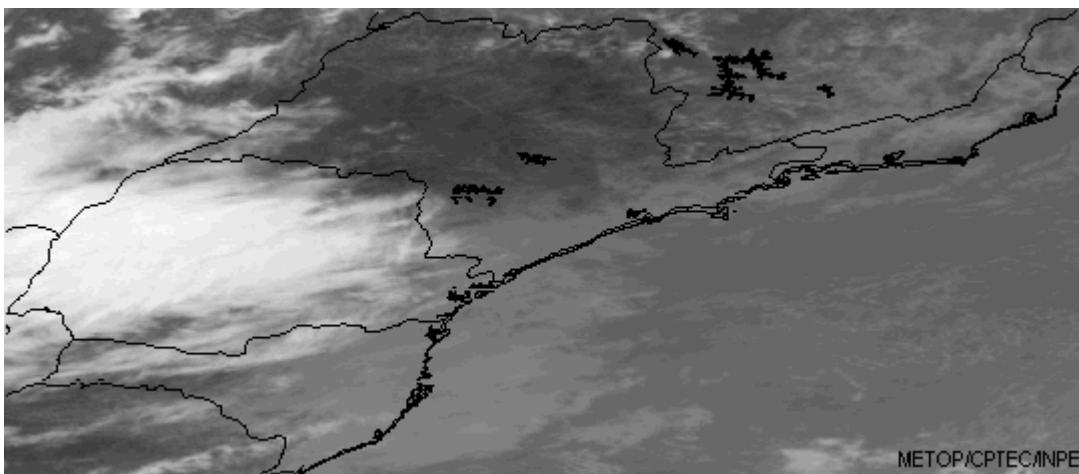
Classe e subgrupo		Freq. por classe	Reflectância Canal 1		Temp. de Brilho Canal 4		Altura do topo (km) (Nota 1)	Característica (Nota 2)
			PIXVIS (n=1)	TEXVIS (n=2)	PIXIV (n=3)	TEXIV (n=4)		
1	Sp	19335	0,03	-1,10	292	-1,88	-	Superfície (água)
2		14706	0,04	-0,93	295	-1,09	-	Superfície (água ...)
3		18343	0,06	-0,62	299	-0,23	-	Superfície (solo)
4		14721	0,08	0,37	295	0,04	-	Superfície (solo ...)
5		10978	0,06	0,18	294	-0,99	-	Superfície (solo ...)
6	Cu	14171	0,10	1,15	294	-0,24	1,6	Cu
7		8095	0,22	1,44	287	-0,10	2,0	Cu
8		13505	0,15	1,69	289	0,48	2,3	Cu
9		6502	0,28	1,72	275	1,19	3,5	Cu
10		7985	0,32	1,71	280	0,51	2,1	Cu
11	St	3199	0,46	1,89	267	1,37	4,3	St + Ci
12		5173	0,36	1,52	277	-0,19	2,7	St
13		3123	0,45	1,50	278	-0,85	2,6	St
14		5044	0,48	0,84	265	-0,41	4,6	St + Ci
15		3290	0,29	1,24	280	-1,10	2,3	St
16		2830	0,46	0,95	278	-1,52	2,7	St
17		4730	0,48	1,32	265	0,44	4,6	St
18		2552	0,52	0,18	250	-0,86	6,9	St + Ci
19	Ci	11459	0,07	-0,30	290	0,65	-	Ci + Sup.
20		16800	0,10	1,10	293	0,54	-	Ci + Cu + Sup.
21		11517	0,10	0,51	278	1,25	-	Ci + Sup.
22		1991	0,20	1,70	265	2,06	-	Ci + Cu + Sup.
23		9014	0,12	1,71	288	1,15	-	Ci + Cu + Sup.
24		8202	0,18	1,07	262	1,59	5,1	Ci
25		7035	0,24	0,70	253	0,81	6,4	Ci
26	Mc	4869	0,40	0,96	251	1,17	6,7	St + Ci
27		4116	0,55	0,69	250	0,28	6,9	St + Ci
28		4130	0,48	0,35	245	0,83	7,7	St + Ci
29		3288	0,50	-0,10	237	-0,02	8,9	Cb + Ci
30		4838	0,36	0,54	247	0,14	7,5	St + Ci
Total		245541						

Nota 1. As alturas do topo das nuvens foram avaliadas utilizando o gradiente vertical de uma atmosfera padrão  $\alpha = -6,5$  K/km. Para as classes Cumuliformes (Cu) a temperatura do topo  $T_c$  foi corrigida pela nebulosidade (Eq. 1.1) assumindo que  $T_c = [T_i - (1-C)T_s] / C$ , onde  $T_i$  e  $T_s$  são a temperatura observada pelo satélite e da superfície respectivamente. Nesta equação na verdade não é a temperatura, mas a radiância que é ponderada com a nebulosidade. Entretanto, como a diferenças das temperaturas consideradas são pequenas em relação a ordem de grandeza, é aceitável uma aproximação linear. Adotamos  $T_s = 295$  K,  $R_{\min} = 0,06$  e  $R_{\max} = 0,3$ .

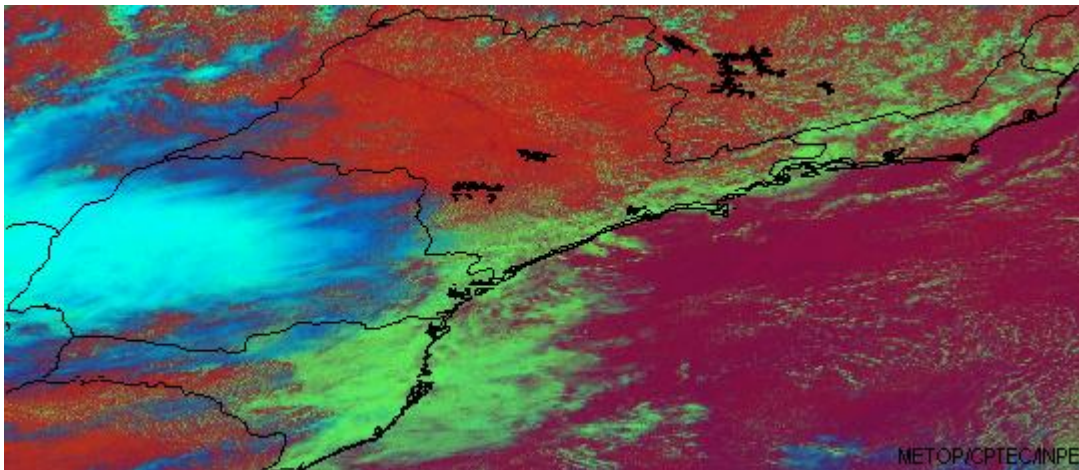
Nota 2. Caracterização das classes por nefanálise e considerações físicas dos resultados, onde foram diferenciadas superfícies descobertas (Sp), nuvens cumuliformes (Cu), nuvens estratiformes (St), nuvens cirriformes (Ci) e classes identificadas como situações de multicamadas (Mc). O símbolo de adição foi utilizado para referi-se a sobreposição de classes.



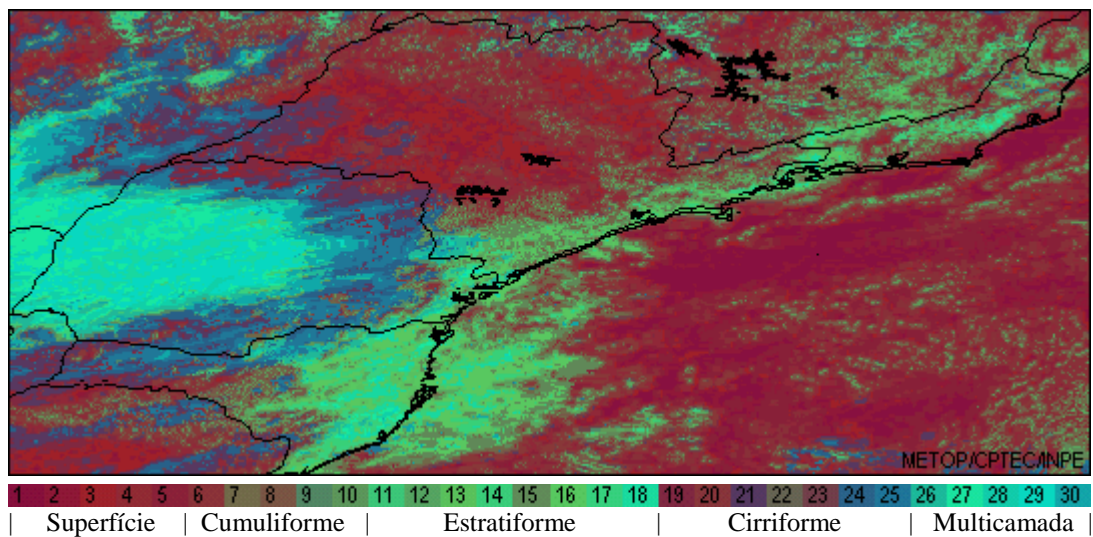
a) Canal 1 (PIXVIS)



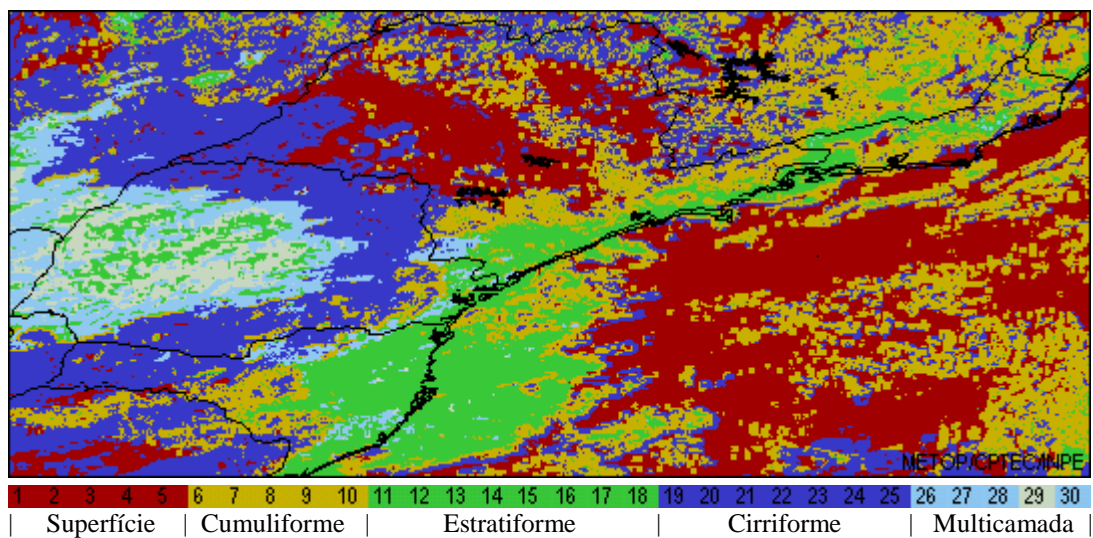
b) Canal 4 (PIXIV)



c) Composição RGB (PIXVIS + PIXIV)



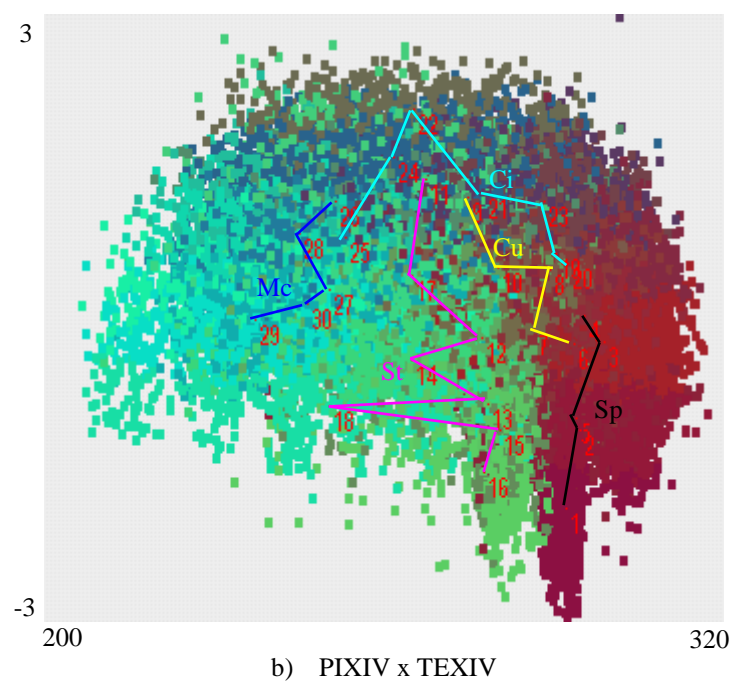
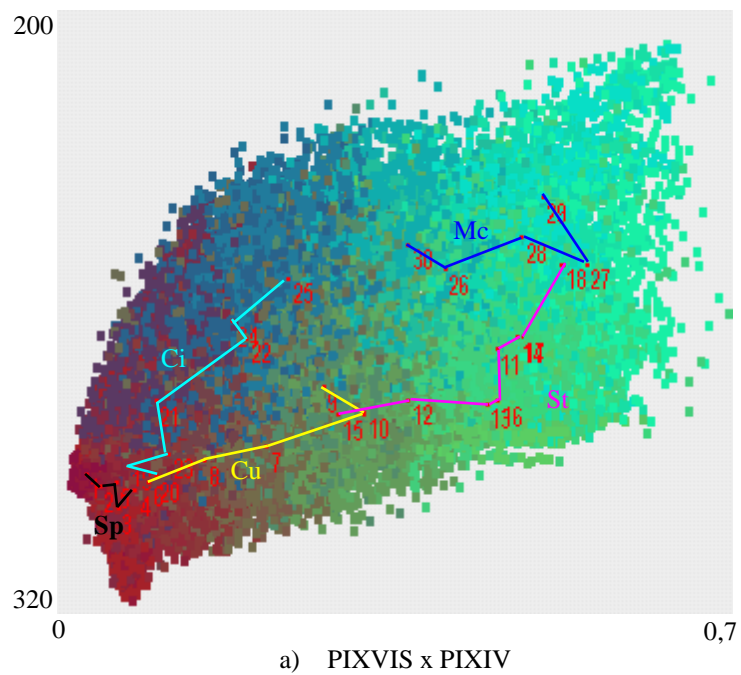
d) Classificação em 30 cores



e) Classificação em 6 cores

Fig. 4.1. Imagem do setor Sul-Sudeste, 1445 UTC em 9 de novembro de 1998. Nas imagens (c) e (d) foi utilizado a Eq. (3.4) para definir a cor do pixel e da classe respectivamente.





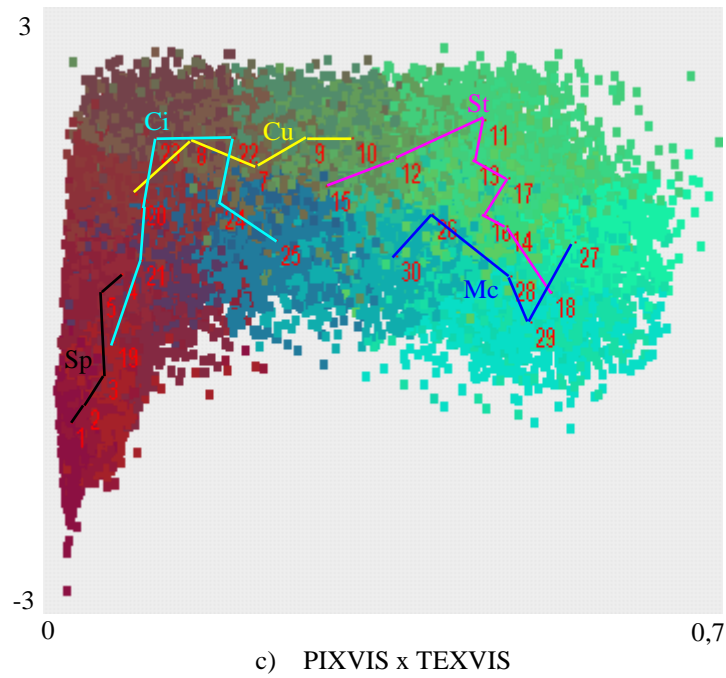


Fig. 4.2. Diagramas de dispersão para uma amostra de 50131 pixels do setor Sul-Sudeste, novembro de 1998 1445 UTC. Em todos os diagramas a cor do ponto é definida pela escala RGB (Eq. 3.4). Sobre cada diagrama foram plotados os 30 centróides da classificação (números em vermelho). Os centróides de cada subgrupo (Tab. 4.2) foram unidos por linhas nas cores: preto – superfície (Sp), amarelo – cumuliforme (Cu), vermelho – estratiforme (St), azul – cirriforme (Ci) e azul escuro – multicamadas (Mc).



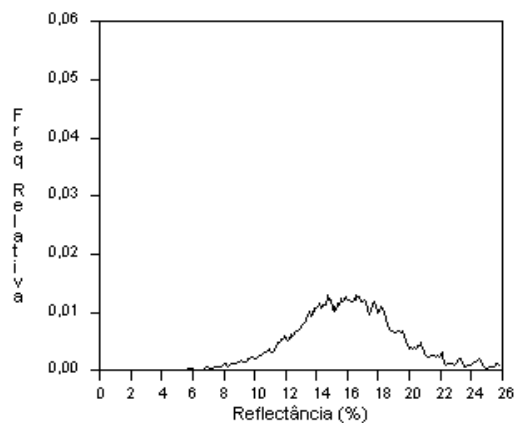
## 4.2. Estimativa da nebulosidade

A determinação da reflectância mínima  $R_{\min}$ , foi obtida pelo acúmulo dos valores mínimos de reflectância de um conjunto de aproximadamente 55 imagens (dias) em cada horário disponível nos meses de novembro e dezembro de 1998. Histogramas de frequência da reflectância para intervalos de aproximadamente duas horas podem ser observados na Fig. 4.3 para o solo e na Fig. 4.4 para o mar. A média e o desvio padrão da reflectância mínima para os dois tipos de superfície são apresentados na Tab. 4.3 correspondentes aos respectivos histogramas. As médias da reflectância mínima ao longo do dia são apresentados na Fig. 4.5.

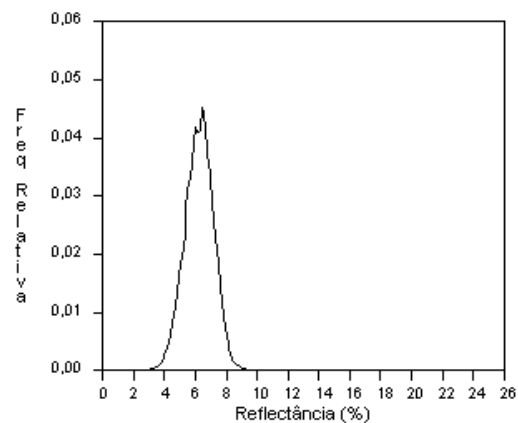
Para o solo foi encontrado um valor médio de reflectância de 0,06 e um desvio padrão de 0,008 entre os horários 10:10 e 20:10 UTC, as flutuações devem-se principalmente a diversidade de cobertura da superfície e efeitos de anisotropia da reflectância. Para os horários do início da manhã e final da tarde (08:45 e 21:45 UTC) a reflectância média obtida elevou-se para 0,16 e 0,10 respectivamente, isto deve-se aos efeitos conjugados de anisotropia e espalhamento atmosférico para grandes ângulos de incidência solar. Entretanto, a adoção de um valor único para  $R_{\min}$  em todos os horários não contribui significativamente no erro da estimativa da nebulosidade, uma variação de  $\pm 14\%$  no valor deste parâmetro resulta em um erro de  $\pm 7\%$  na estimativa da nebulosidade (supondo  $R_{\max} = 0,3$  e  $R = 0,18$ ).

Os resultados obtidos para a superfície do mar diferem daqueles do solo por não apresentar um valor aproximadamente constante ao longo do dia. Entre os horários 10:10 e 20:10 UTC, foi encontrado um valor médio de reflectância de 0,034 e um desvio padrão de 0,013, elevando-se para 0,13 e 0,12 para os horários 08:45 e 21:45 UTC respectivamente. Esta acentuada variação na reflectância da água em função do ângulo de incidência dos raios solares, em relação às superfícies de solo, pode ser justificada pela relativa baixa textura do oceano próximo ao litoral e pelo efeito especular característico desta superfície. Uma maior dependência da reflectância com o ângulo zenital solar para o oceano foi também apresentada por Potter et al. (1988) e Minnis e Harrison (1984c).

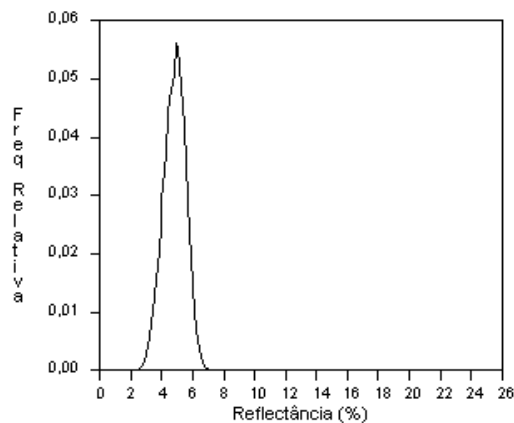
0845Z



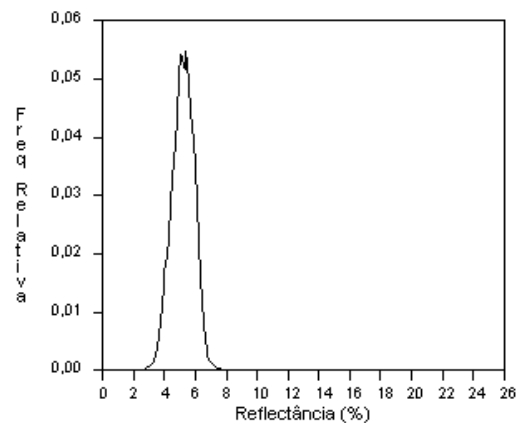
1010Z



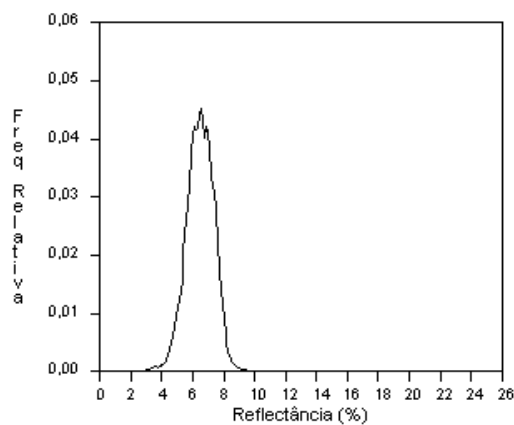
1145Z



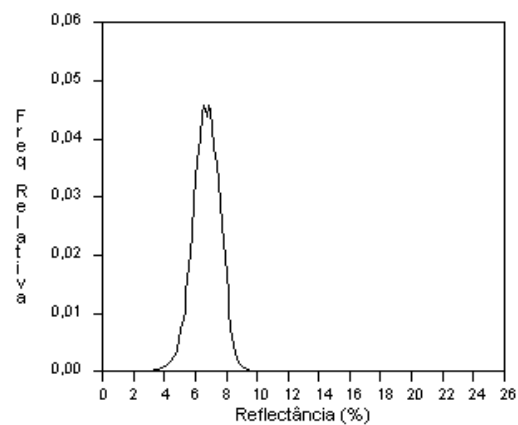
1410Z



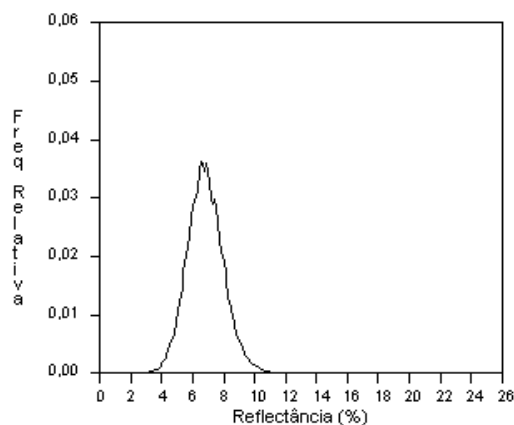
1610Z



1745Z



2010Z



2145Z

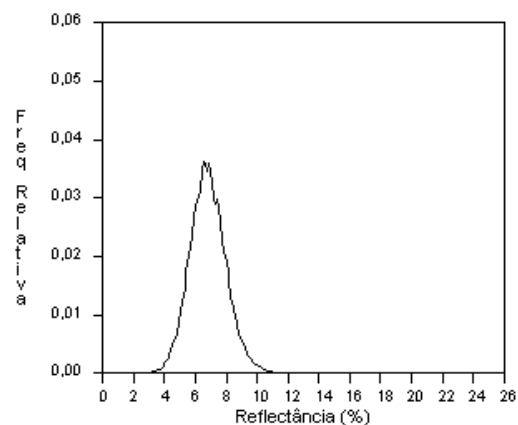


Fig. 4.3. Histogramas da reflectância mínima computada nas imagens de nov. e dez. de 1998 para o solo.

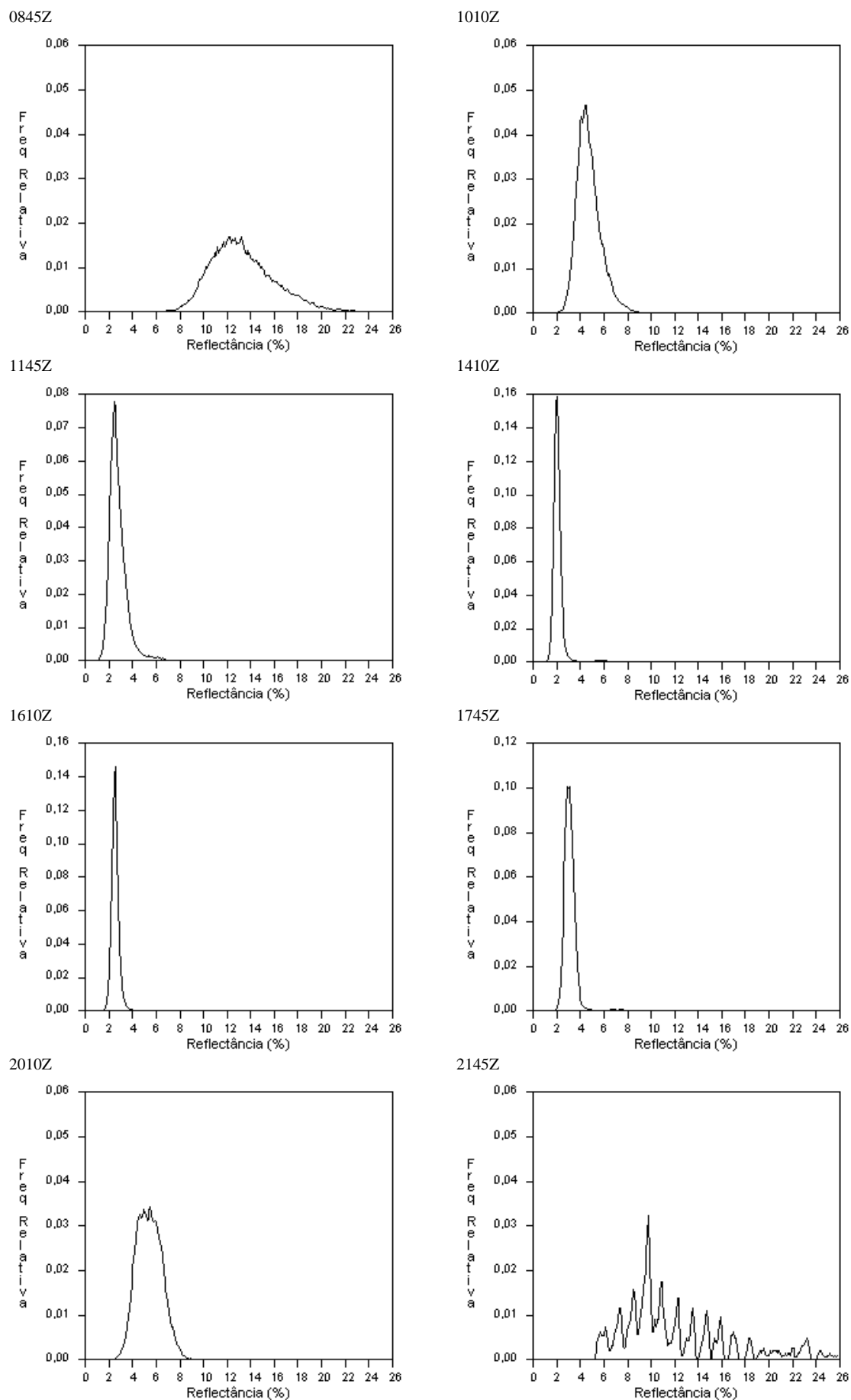


Fig. 4.4. Histogramas da reflectância mínima computada nas imagens de nov. e dez. de 1998 para o mar.

Tab. 4.3. Valores médios das reflectâncias mínimas computadas das imagens de novembro e dezembro no setor Sul-Sudeste. A média e o desvio padrão foram calculados entre os horários 1010 e 2010 UTC

Hora GMT	845	1010	1145	1410	1610	1745	2010	2145	Média	D. Padrão
Solo										
Média	0,160	0,062	0,048	0,052	0,065	0,067	0,068	0,096	0,060	0,008
D. Padrão	0,034	0,009	0,007	0,007	0,009	0,009	0,012	0,031		
Mar										
Média	0,133	0,047	0,027	0,021	0,026	0,031	0,054	0,120	0,034	0,013
D. Padrão	0,027	0,010	0,008	0,005	0,006	0,006	0,011	0,046		

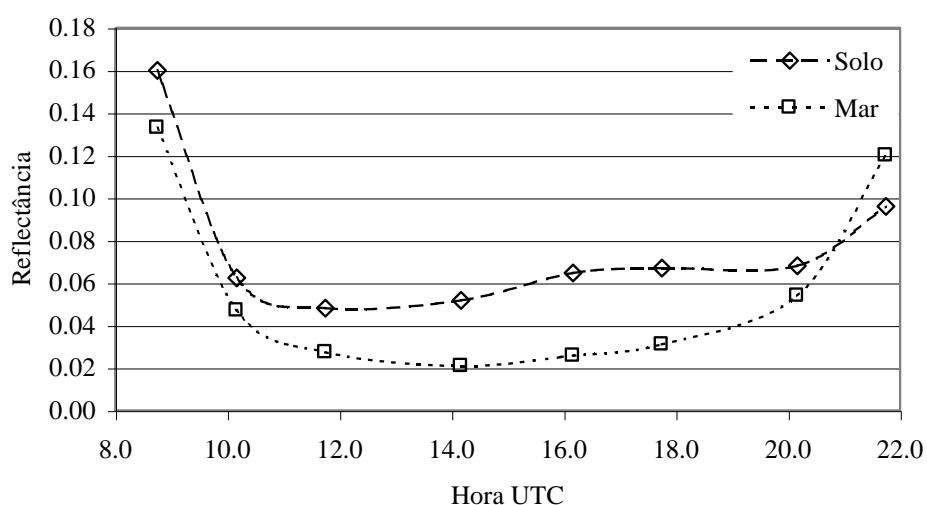


Fig. 4.5. Valores médios das reflectâncias mínimas computadas das imagens de nov. e dez. de 1998.

Para identificar o limiar de reflectância bidirecional  $R_{\max}$ , classificamos para cada horário uma amostra de aproximadamente 140600 pixels de um conjunto de 15 imagens (uma a cada dois dias) de novembro de 1998. Para cada pixel da amostra identificado como: superfície descoberta (subgrupo Sp), nebulosidade parcial (cumuliforme, subgrupo Cu) e nebulosidade total (estratiforme, subgrupo St), foi registrada a sua reflectância. Histogramas de frequência acumulada foram plotados para os três tipos de cobertura em cada horário. Os pontos de imagem referentes aos subgrupos das nuvens cirros (Ci) e de cobertura por multicamadas (Mc) não foram considerados.

A fração percentual relativa identificada por cada um destes três tipos de cobertura pode ser observada na Tabela 4.4. Verifica-se que a cobertura de nuvens cumuliformes não

apresenta um ciclo diurno significativo, com a frequência máxima levemente superior na parte da tarde, entre aproximadamente 12 e 15 horas (local), horário onde a radiação solar apresenta em geral um máximo. Por outro lado, a cobertura de nuvens estratiformes é mais frequente na parte da manhã e da tarde, e com um mínimo de cobertura entre 09 e 12 horas (local); resultados semelhantes foram encontrados por Minnis e Harrison (1984b) com imagens GOES de novembro de 1978 sobre a América do Sul. É importante observar que a Tabela 4.4 apresenta valores médios de 15 dias, sendo que ao longo deles diversas situações meteorológicas estiveram presentes e tanto superfície continental como marinha foram incluídas. A análise de um único dia numa região com dimensões reduzidas pode apresentar um ciclo diário mais pronunciado.

Tab. 4.4. Cobertura total (fração percentual) de cada um dos três subgrupos em alguns horários. Foram classificados uma amostra de aproximadamente 140600 pontos.

Hora UTC	10:10	11:45	14:45	17:45	20:10	Médias
Superfície descoberta	24,4	30,1	28,6	25,2	26,0	27,5
Nuvens Cumuliformes	49,5	49,9	53,7	53,2	51,9	52,2
Nuvens Estratiformes	26,0	20,0	17,7	21,6	22,0	20,3

Para cada um destes três tipos de cobertura foi computada a frequência acumulada com respeito a reflectância. Observa-se em diagramas de frequência acumulada que na maioria dos casos a reflectância das nuvens cumuliformes é inferior à das nuvens estratiformes (Fig. 4.6). A reflectância para alguns limites da frequência acumulada em alguns horários e para estes dois tipos de cobertura, pode ser observada na Tabela 4.5. De modo geral, encontramos que 90% da ocorrência da classe cumuliforme apresenta um valor de reflectância em torno de 0,28 e 0,32, e que somente 5% da classe estratiforme apresenta-se com valores inferiores a esta faixa. A pequena sobreposição entre estas duas classes em termos da reflectância, pode indicar que exista um limiar de reflectância onde ocorra a transição entre estes dois estados da cobertura de nuvens.

Adotamos para todos os horários o valor de reflectância  $R_{\max} = 0,3$  como limiar de cobertura parcial. Portanto, elementos de imagem que apresentem uma reflectância superior a este valor serão definidos como totalmente cobertos. Minnis e Harrison (1984) baseados em dados do GOES apresentam uma reflectância de 0,33 como valor característico de uma camada de nuvens estratiformes quando o sol encontra-se sobre o

nadir; nestas mesmas condições Liou e Wittman (1979) baseados em estudos teóricos indicam uma reflectância de 0,33 para nuvens estratocumulos com um conteúdo vertical de água líquida de  $50 \text{ gm}^{-2}$ .

Verifica-se entretanto para os horários iniciais e finais do dia, quando o ângulo zenital solar é superior a  $80^\circ$ , que o limiar  $R_{\max}$  assume valores da ordem de 0,7 e 0,4 respectivamente. Assumindo um valor constante de  $R_{\max} = 0,3$  para todos os horários, estamos provavelmente superestimando a nebulosidade nestes horários extremos do dia, porém a irradiância solar no TOA é muito pequena devido ao produto do fluxo solar pelo cosseno do ângulo zenital solar, não significando muito para o cálculo da irradiância diária.

Os resultados precedentes indicam que a estimativa de nebulosidade segundo a equação (1.1) teria uma expressão mais adequada segundo

$$C = \frac{R - R_{\min}}{R_{\max} - R_{\min}}. \quad (4.1)$$

Com efeito, a equação (4.1) é localmente equivalente à equação (1.1), com a vantagem de que  $R_{\max}$  configura-se como um parâmetro regional constante enquanto que, obviamente, o parâmetro  $L_{\max}$  deveria ser proporcional ao cosseno do ângulo zenital:

$$L_{\max} = \frac{1}{\pi} \mu_0 S_{0GOES} R_{\max}.$$

Ainda os resultados sugerem que  $R_{\max}$  é virtualmente constante durante o dia. Cabe a possibilidade de que  $R_{\max}$  tenha um ciclo anual. Esta questão seria motivo de estudos posteriores.

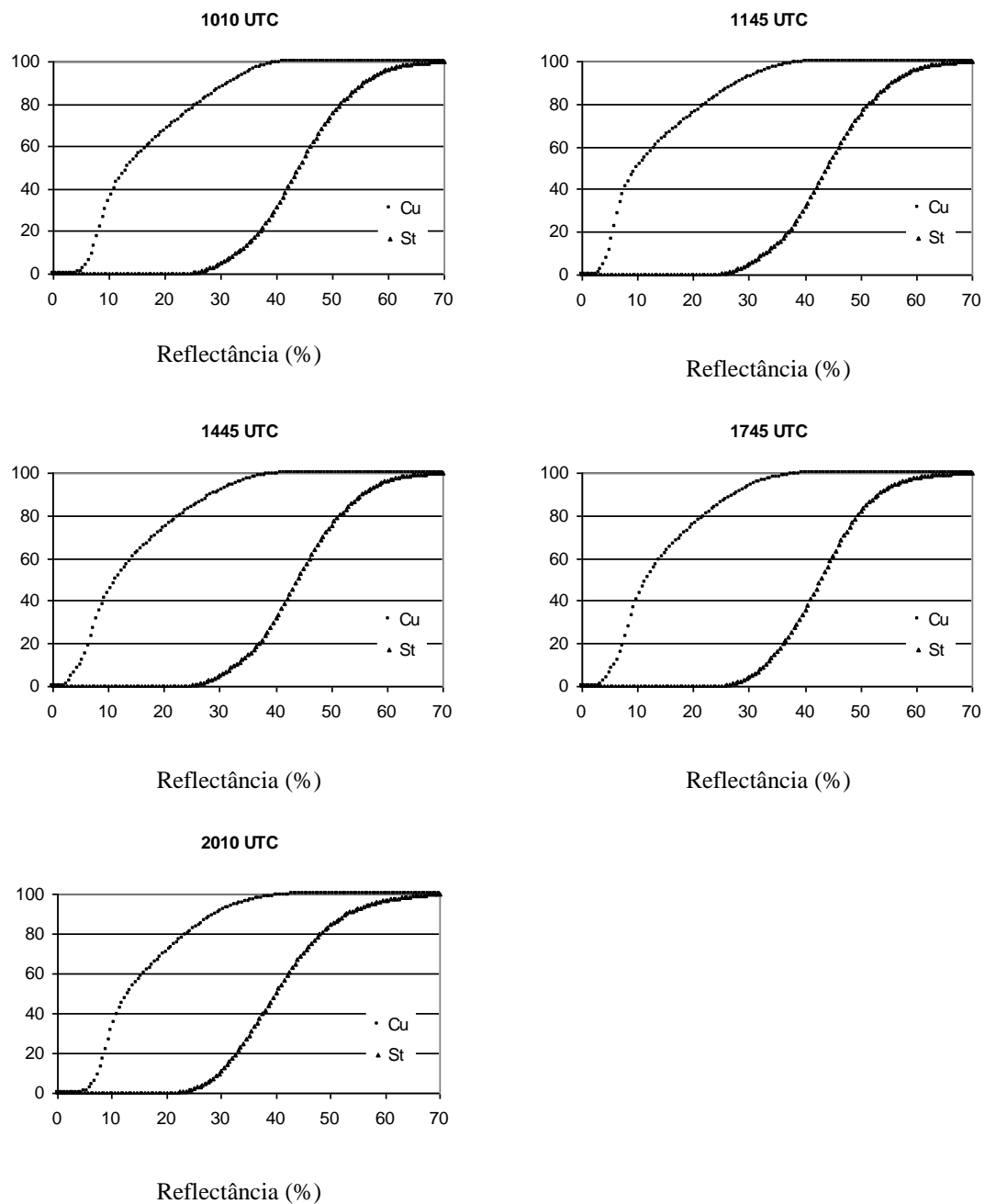


Fig. 4.6. Diagramas de reflectância (%) versus freqüência acumulada (%) para as classes de nuvens cumuliformes (Cu) e estratiformes (St).

Tab. 4.5. Reflectâncias para alguns limites de freqüência acumulada.

Hora UTC	10:10	11:45	14:45	17:45	20:10	Reflect. média
Freq. Acumulada	Nuvens Cumuliformes					
90%	0,32	0,29	0,29	0,28	0,29	0,29
95%	0,35	0,33	0,33	0,32	0,34	0,33
	Nuvens Estratiformes					
5%	0,30	0,30	0,33	0,31	0,27	0,30
10%	0,33	0,32	0,36	0,33	0,30	0,33

### 4.3. Correções por não isotropia da reflexão

Como apresentado na seção 3.4 a reflectância bidirecional detectada pelo satélite deve ser corrigida por uma FDRB para se obter uma reflectância isotrópica equivalente. Adotamos a FDRB desenvolvida por Lubin e Weber (1995) para nuvens estratiformes para avaliar o impacto nos resultados do modelo GL1.1.

Para demonstrar o efeito da correção por não isotropia nas estimativas do modelo, foi selecionado o dia 10 de novembro de 1998, quando uma espessa camada de nuvens cobriu totalmente a estação de Cruzeiro-SP ao longo do dia. As estimativas do modelo para valores instantâneos, sem e com a correção da reflectância pela FDRB, encontram-se plotadas na figura 4.7.

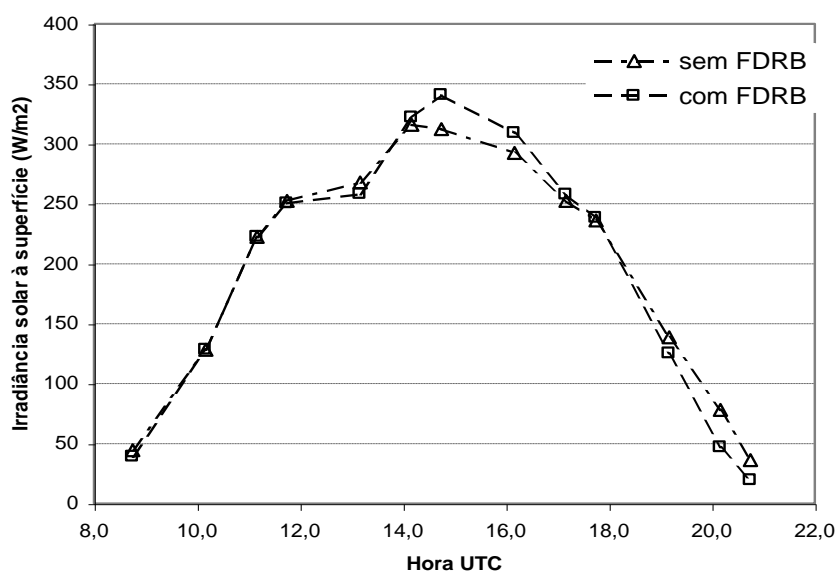


Fig. 4.7. Irradiância solar à superfície estimada pelo modelo GL1.1 para o dia 10 de novembro de 1998, para a estação de Cruzeiro-SP.

Observa-se que entre os horários 14 e 18 UTC a correção da anisotropia produziu um aumento nas estimativas da irradiância solar à superfície, e entre os horários 19 e 21 UTC uma redução da estimativa.

A comparação da irradiância média diária estimada pelo modelo e observada por dados de PDCs revelam que não houve uma melhora na estimativa do modelo (Tab. 4.6).



Verifica-se pela Fig. 4.7 que os períodos onde a FDRB produz um acréscimo na estimativa cancelam-se com aqueles onde há uma redução na estimativa. Deve-se considerar contudo que situações onde há nebulosidade total em apenas um período do dia, a inclusão da correção por anisotropia poderia alterar o resultado.

Este resultado é coerente com os trabalhos discutidos na seção 1.1.2, onde é mencionado que os erros introduzidos pela não consideração de uma FDRB são menores quando o ângulo zenital do satélite encontra-se entre  $30^\circ$  e  $50^\circ$ . Para o setor Sul-Sudeste este ângulo encontra-se em torno de  $43^\circ$ .

Tab. 4.6. Irradiância média diária ( $\text{W/m}^2$ ), com e sem a FDRB de Lubin e Weber (1995). Cruzeiro, 10 de novembro de 1998.

PCDs	Modelo GL1.0	
Observado	Sem FDRB	Com FDRB
54	106,1	105,8

Dadas as considerações acima, a correção por anisotropia da reflexão não é adotada para esta versão do modelo GL1.1.

#### 4.4. Implementação do modelo GL1.1

Foram introduzidas no modelo GL1.0 as modificações resultantes da análise prévia. Em resumo,

- Considera-se um limiar  $R_{\min} = 0,06$  para separação entre céu claro e a presença de nuvens (valores menores correspondem a céu claro).
- Considera-se um limiar  $R_{\max} = 0,30$  para separação entre cobertura cumuliforme e estratiforme (valores maiores correspondem a cobertura total).
- Foram incluídas as absorções pelo ozônio e gás carbônico.
- Não foi adotada correção por não isotopia da reflexão do sistema terra-atmosfera.

Adicionalmente, foram processados individualmente todos os pixels de uma imagem, e para cada pixel foi calculado a radiação global média de alvos de 3 x 3 pixels (“hipótese ergótica”), por fim é calculada a irradiação diária de cada pixel pela “integração por trapézios”. Este procedimento permite centrar um alvo o mais próximo possível de locais à superfície para fins de comparação com a "verdade terrestre".

Por outro lado, foram consideradas todas as imagens disponíveis (não apenas as horárias), o que leva naturalmente a aprimorar o cálculo da irradiação diária.

O conjunto destas modificações introduzidas no modelo GL1.0 gera um procedimento que passamos a denominar de “modelo GL1.1” para estimativa de radiação solar.

As figuras 4.8 e 4.9 apresentam os resultados para novembro e dezembro de 1998, comparados com dados de verdade terrestre de cinco estações PCDs localizadas no Vale do Paraíba. Observa-se que

- a) das figuras 2.5 e 4.9, pode-se dizer que a dispersão geral de valores do modelo GL1.1 é menor que no caso do GL1.0.
- b) desvio médio: passou de 34 para 24 W/m<sup>2</sup> em novembro, e em dezembro de 34 para 31 W/m<sup>2</sup>. Assim, existe uma dispersão intrínseca menor no modelo GL1.1. Deve anotar-se a existência de alguns valores diários com erros exagerados em dezembro cuja fonte não está bem definida. Uma análise mais acurada poderia definir se houve problemas com um número pequeno de imagens, ou inclusive valores de PCDs errados.
- c) Para dias com predomínio de cobertura total os modelos GL1.1 e GL1.0 não fornecem valores inferiores a 100 W/m<sup>2</sup>. Ainda mais, para  $E_{\text{gdia}} \leq 100 \text{ W/m}^2$  observado à superfície os resultados por esses modelos parecem estacionar nesse valor.

Pode-se argüir que os dois modelos apresentem erros nas suas hipóteses básicas. Porém, a hipótese de transmitância nula das nuvens no IVP contribuiria a induzir erros negativos da estimativa de irradiância, colaborando para subestimativas dos modelos. Por outro lado, a irradiação diária no topo da atmosfera pode ser estimada pela expressão,

$$Q_{0VIS} = \frac{2S_{VIS}}{\Omega} [\sin H \cos \delta \cos \phi + H \sin \delta \sin \phi],$$

onde  $2H$  = ângulo horário girado pela Terra durante um período diurno,  $\delta$  = declinação do Sol,  $\phi$  = latitude do local,  $\Omega$  = velocidade angular da Terra. Considerando-se valores típicos de  $\delta$ ,  $\phi$  para novembro e dezembro, encontra-se que a irradiância média no visível é  $E_{0VIS} = Q_{0VIS} / 86400$  segundos  $\cong 208$  W/m<sup>2</sup>.

Os valores mínimos de irradiância média observados por PCD em novembro e dezembro foram da ordem de 60 W/m<sup>2</sup>, indicando uma transmitância média de 0,3 num dia com cobertura total, ou uma reflectância no visível da ordem de 0,7 (desprezando-se a contribuição do IVP na irradiância à superfície).

Observando a Tabela 4.2 e a Figura 4.2, nota-se que as reflectâncias reportadas pelas imagens GOES não excediam 0,6 para nenhum pixel. Por outro lado, o valor  $E_{gdia} = 100$  W/m<sup>2</sup> dos modelos indica que a reflectância média diária foi da ordem de  $R \approx (1 - E_{gdia}) / E_{0VIS} \approx 0,5$ , coerente com os dados de imagem.

Estas considerações sugerem que

- a) os instrumentos à superfície têm erros de calibração. Porém, a comparação com piranômetros durante os meses de junho e julho de 1999 mostraram coerência entre a PCD da localidade de Cruzeiro (SP) e piranômetro em Cachoeira Paulista (SP), a menos de 20 km de distância, em condições de céu coberto.

- b) O próprio satélite GOES tem problemas de medida para pixels com reflectância elevada. Os sensores do canal VIS do GOES foram calibrados em terra, e não têm o mesmo processo em voo. Weinreb et al. (1997) observaram discrepâncias num fator 1,15 entre as reflectâncias medidas pelos satélites GOES 8 e 9. De acordo com o raciocínio acima, a correção necessária para brilhos elevados pode atingir um fator 1,4. Esta questão está sendo motivo de análise no GASM-CPTEC-INPE.

Para ilustrar a evolução da estimativa da irradiância média diária nos meses de novembro e dezembro de 1998 é apresentado na Fig. 4.10 os dados observacionais da PCD de Cruzeiro – SP e a estimativa do modelo GL1.1 a cada dia. Verifica-se que o modelo acompanha as variações diárias, entretanto como discutido anteriormente, o modelo superestima a irradiância média diária quando a observação é inferior a 100 W/m<sup>2</sup>.

Estimativas da irradiância solar global à superfície do modelo GL1.1 e medidas de piranômetro em Cachoeira Paulista para os dias 26 e 29 de novembro de 1999 são apresentadas pelas Fig. 4.11 e 4.12 respectivamente. Observa-se que o ciclo diário de irradiância é bem acompanhado em diversas situações de variabilidade da cobertura de nuvens. Em particular, nota-se a importância de se ter um conjunto numeroso de imagens, dado que a interpolação de dados para imagens faltosas pode desconsiderar intervalos com irradiância extremamente variável.

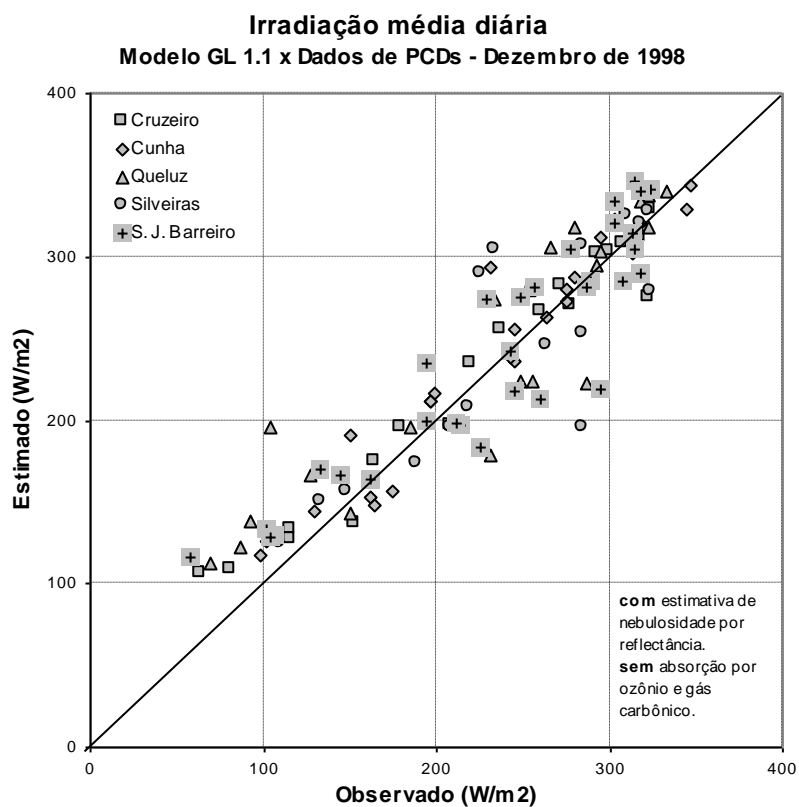
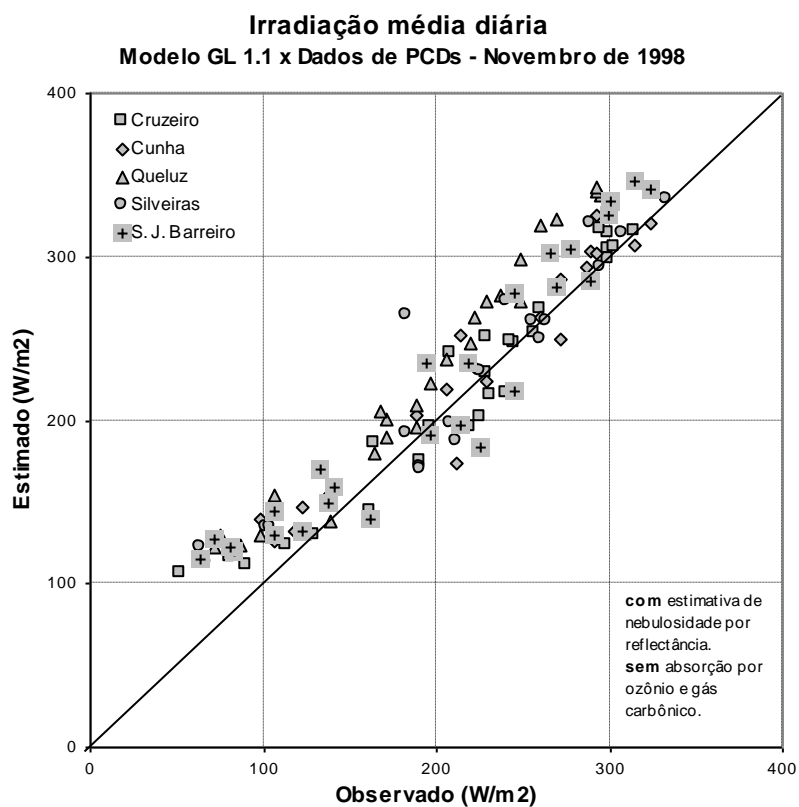


Fig. 4.8. Diagramas de dispersão da irradiância média diária entre dados de PCDs e a estimativa do modelo GL1.1, para novembro e dezembro de 1998.

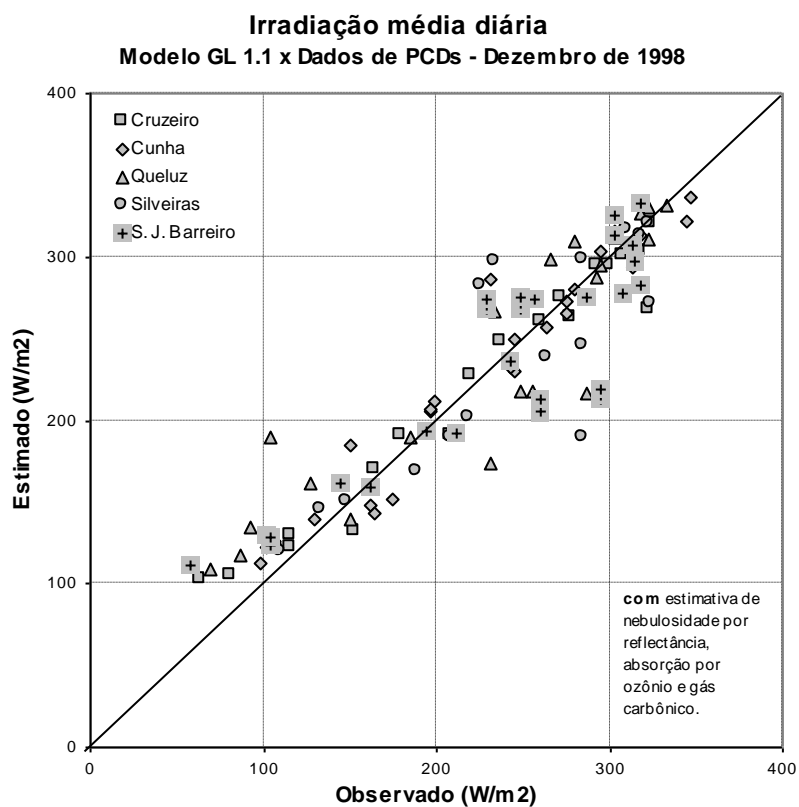
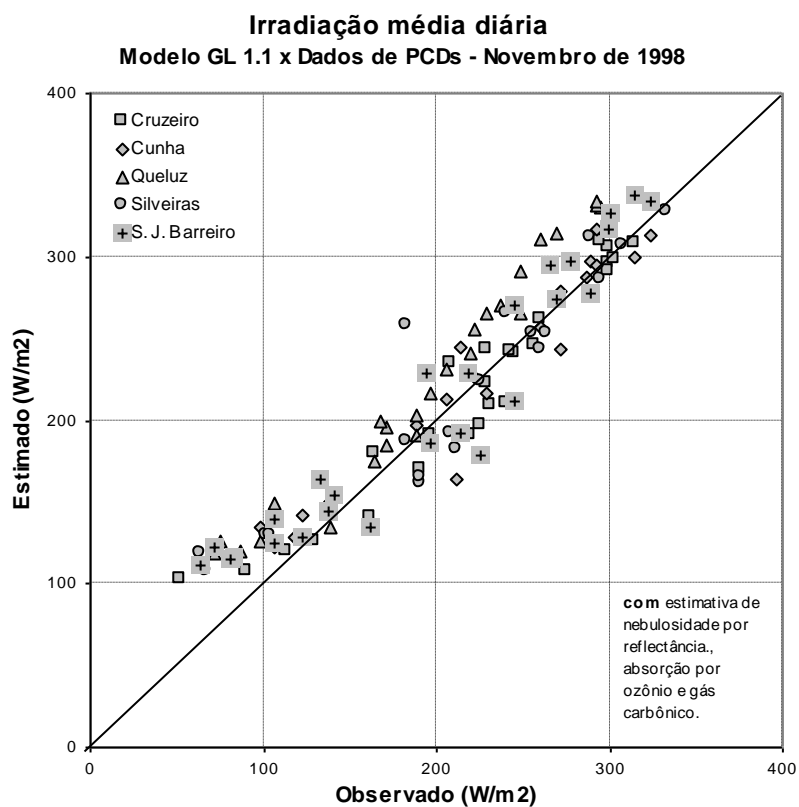


Fig. 4.9. Diagramas de dispersão da irradiância média diária entre dados de PCDs e a estimativa do modelo GL1.1, para novembro e dezembro de 1998.

Tab. 4.7. Resultados do modelo GL1.1 (com estimativa de nebulosidade por refletância e sem absorção por ozônio e gás carbônico) comparado com dados de PCDs para o mês de dezembro de 1998.

Estatísticas (Wm <sup>-2</sup> )	novembro			
	Intervalos de irradiância média diária observada (Wm <sup>-2</sup> )			
	(E <sub>g obs</sub> < 150)	(150 < E <sub>g obs</sub> < 265)	(E <sub>g obs</sub> > 265)	(todas as observações)
Desvio médio	32.8	8.9	17.7	17.0
Desvio padrão	15.9	25.9	18.2	23.7
Núm. de Obs.	30	56	32	118
Estatísticas (Wm <sup>-2</sup> )	dezembro			
	Intervalos de irradiância média diária observada (Wm <sup>-2</sup> )			
	(E <sub>g obs</sub> < 150)	(150 < E <sub>g obs</sub> < 265)	(E <sub>g obs</sub> > 265)	(todas as observações)
Desvio médio	30.3	4.0	-2.3	7.1
Desvio padrão	17.7	28.2	26.5	28.2
Núm. de Obs.	26	45	47	118

Tab. 4.8. Resultados do modelo GL1.1 (com estimativa de nebulosidade por refletância, absorção por ozônio e gás carbônico) comparado com dados de PCDs para o mês de dezembro de 1998.

Estatísticas (Wm <sup>-2</sup> )	novembro			
	Intervalos de irradiância média diária observada (Wm <sup>-2</sup> )			
	(E <sub>g obs</sub> < 150)	(150 < E <sub>g obs</sub> < 265)	(E <sub>g obs</sub> > 265)	(todas as observações)
Desvio médio	28.0	2.6	9.8	10.7
Desvio padrão	16.1	25.7	18.1	23.8
Núm. de Obs.	30	56	32	118
Estatísticas (Wm <sup>-2</sup> )	dezembro			
	Intervalos de irradiância média diária observada (Wm <sup>-2</sup> )			
	(E <sub>g obs</sub> < 150)	(150 < E <sub>g obs</sub> < 265)	(E <sub>g obs</sub> > 265)	(todas as observações)
Desvio médio	25.3	-0.8	-13.5	-0.2
Desvio padrão	17.9	29.5	29.3	30.7
Núm. de Obs.	26	45	47	118

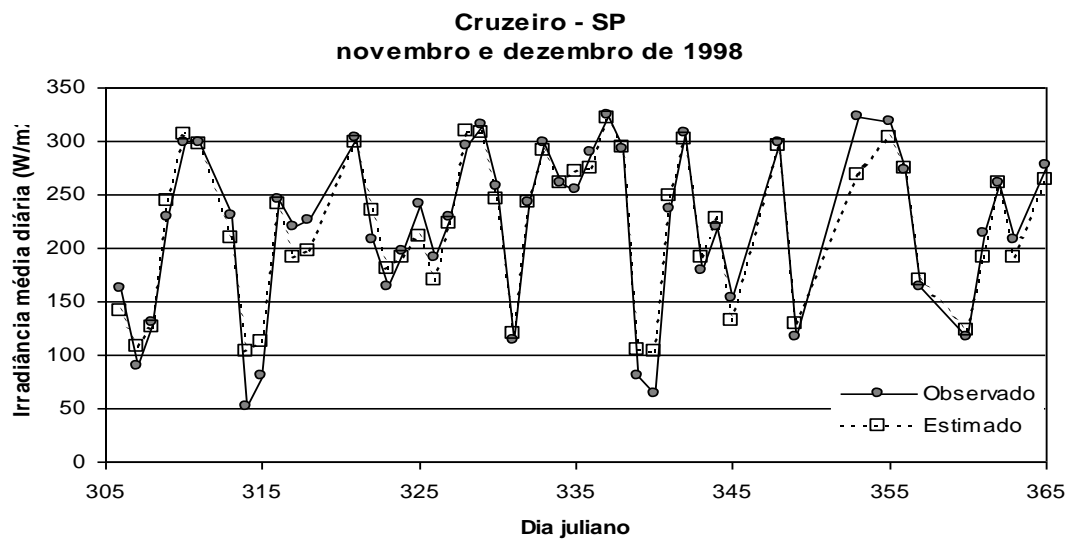


Fig. 4.10. Evolução da irradiância média diária estimada pelo modelo GL1.1 e observada por PCD.

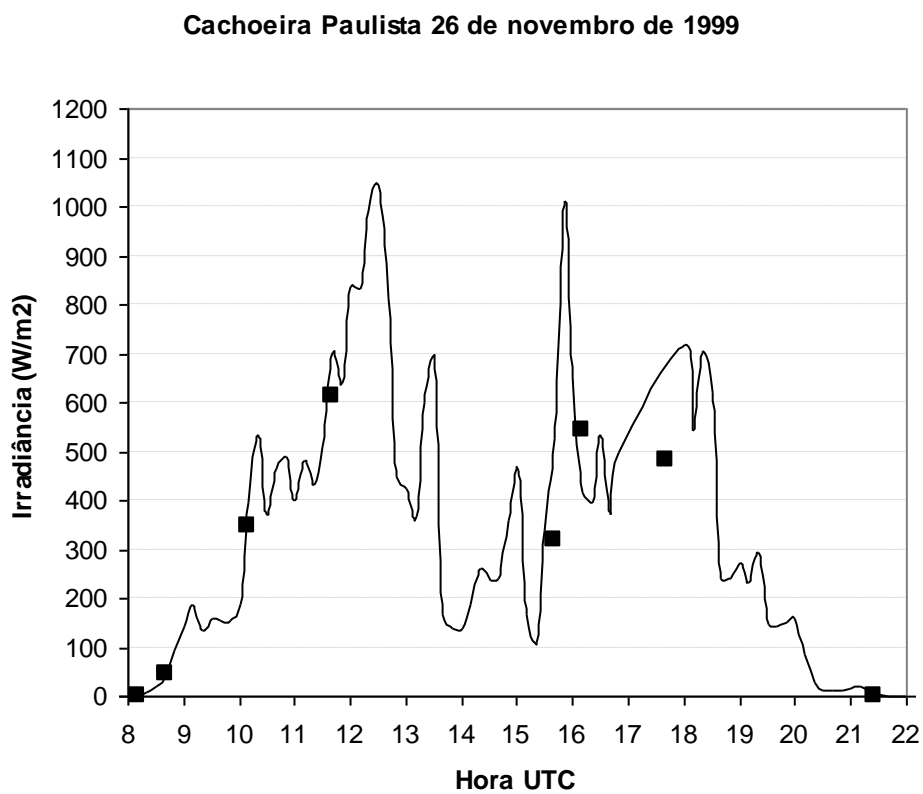


Fig. 4.11. Irradiância solar global à superfície estimada pelo modelo GL1.1 e observada por piranômetro.



**Cachoeira Paulista 29 de novembro de 1999**

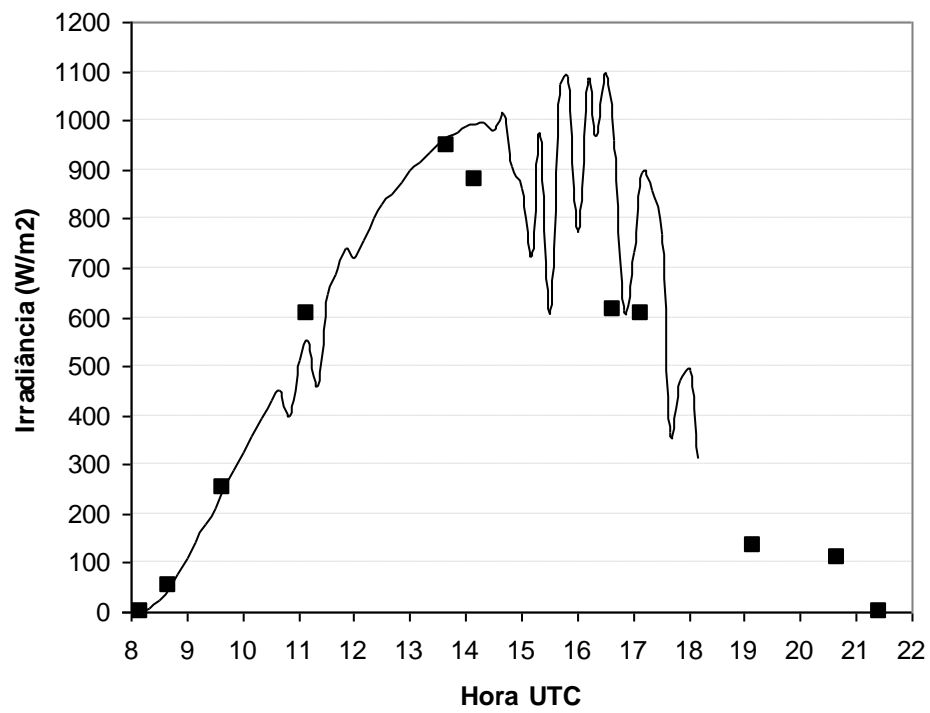


Fig. 4.12. Irradiância solar global à superfície estimada pelo modelo GL1.1 e observada por piranômetro.

## 5. Conclusões e recomendações

Analisou-se o comportamento do modelo GL1.0 para uma região do Brasil compreendendo os estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina na qual os ângulos de visada do satélite GOES encontram-se entre 30° e 50°. A época em análise foi novembro e dezembro de 1998.

No caso de nuvens estratiformes, a teoria prevê funções de distribuição da reflectância bidirecional (FDRB) que oscilam entre 0,8 e 1,5. Entretanto, sua aplicação a um ciclo diário tende a compensar os efeitos das correções calculadas para os diferentes ângulos zenitais do sol, de forma que a irradiância média diária resulta ser virtualmente a mesma com e sem correção por anisotropia. Conclui-se que a correção seria irrelevante para cobertura total. Estes resultados poderiam ser diferentes no caso de regiões com elevado ângulo de visada do satélite.

No caso de cobertura parcial, a estimativa da nebulosidade é o fator predominante nos erros do modelo. Os parâmetros que permitem defini-la são as reflectâncias mínima (caso de céu claro) e máxima (transição para a cobertura total). Com relação à primeira, encontra-se um valor típico  $R_{\min} = 0,06$ , enquanto que  $R_{\max} \cong 0,3$  para todos os ângulos zenitais solares (exceto situações extremas do sol no horizonte). Deve enfatizar-se que a bibliografia usual utiliza o fator de reflectância ou a radiância (Eq. 1.1); neste caso, os valores máximos dependem do ângulo zenital solar e são variáveis com a hora e com o local numa imagem. Entretanto, o uso da reflectância reduz o número de parâmetros necessários a apenas duas constantes.

A estimativa de nebulosidade faz sentido apenas no contexto de nuvens cumuliformes, e  $R_{\max}$  corresponde a um limite da reflectância observada por estatística deste tipo de cobertura. Para isso, foi desenvolvido um método de classificação aproveitando-se a informação multiespectral do satélite. Encontrou-se que as variáveis fundamentais para discriminar cenas são a reflectância, a temperatura de brilho no canal 4 e as respectivas texturas locais. Encontrou-se que os valores extremos de reflectância para pixels com nuvens cumuliformes representam de fato um limiar para o caso estratiforme, sugerindo sua relação com propriedades intrínsecas das nuvens.

O modelo GL1.0 com a introdução da nova estimativa de nebulosidade e absorção por CO<sub>2</sub> e O<sub>3</sub> define uma versão GL1.1. O aprimoramento na estimativa de nebulosidade produz uma dispersão menor das estimativas de irradiação diária. O desvio padrão das estimativas diminui de 34 W/m<sup>2</sup> no GL1.0 para 26 W/m<sup>2</sup> no GL1.1, eliminando os casos de desvios anômalos entre o modelo e a verdade terrestre. É importante notar que estes valores correspondem a irradiâncias diárias. Sua média semanal ou mensal deveria ser ainda menor. O desvio sistemático do GL1.1 permanece da mesma ordem que o do GL1.0 quando não é introduzida a absorção adicional por gases. Caso contrário, ele diminui em 7 W/m<sup>2</sup> em valor absoluto, para valores de 11 W/m<sup>2</sup> em novembro e zero em dezembro. Observa-se que o modelo não acompanha valores reduzidos de irradiância média diária (menores que 100 W/m<sup>2</sup>) para os casos de uma cobertura profunda. Sugere-se a possibilidade de problemas na calibração do satélite para brilhos extremos.

Os resultados evidenciam um aprimoramento da versão GL1.0. Entretanto, novas validações são recomendáveis para abranger uma escala maior de situações meteorológicas.

Recomendações plausíveis para futuros trabalhos são

- Estudar a influência das variações de água precipitável e do uso de novas parametrizações para avaliar a absorção pelo vapor d'água.
- Embora a absorção associada ao CO<sub>2</sub> seja da ordem de 3,6 W/m<sup>2</sup> em média diária, o modelo deverá introduzir o conteúdo atual desse gás (cerca de 360 ppm, contra os 300 ppm utilizados neste trabalho). Novas parametrizações da absorção podem ser introduzidas e seu peso analisado.
- Analisar criticamente a estimativa simples de nebulosidade, considerando-se que nuvens cúmulos não apenas aumentam sua área mas também seu desenvolvimento vertical (e portanto sua reflectância intrínseca) até o estágio de cobertura completa. Isto conduziria a uma relação não linear entre brilho e nebulosidade.

- Estudar as modificações necessárias para introduzir a presença de aerossol e de sua absorvância no espectro visível. Os resultados ampliariam a aplicação do modelo para épocas de queimadas no Brasil.
- Introduzir o efeito de nuvens cirros semitransparentes.
- Realizar novas validações do modelo GL1.1, para definir eventuais comportamentos sazonais e regionais.
- Analisar criteriosamente (do ponto de vista teórico e experimental) a calibração do canal VIS-GOES para nuvens espessas.
- Estender a análise da influência de não isotropia da reflexão no caso estratiforme para regiões críticas (com elevados ângulos de visada do satélite).
- Realizar comparações sistemáticas com os resultados de outros modelos, internacionalmente reconhecidos, como o de Pinker e Laszlo (1992).

## Referências Bibliográficas

- Albrecht B. A., D. A. Randall e S. Nicholls, 1988. Observations of marine stratocumulus clouds during fire. *Bulletim of the American Meteorological Society*, **69**, No. 6, 618-626.
- Arai N. e F. C. Almeida, 1982. Estimativa de radiação solar que chega á superfície terrestre utilizando satélite meteorológico. *Anais do II Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Pelotas-RS.
- Bastos E. J. B., B. M. Funatsu, A. Bonfim, E. C. Moraes e J. C. Ceballos, 1996. Estimativa da radiação solar global para a América do Sul via satélite. *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Anais pp. 596-600. Campos do Jordão-SP.
- Baum B. A., V. Tovinkere e R. M. Welch, 1997. Automated cloud classification of global AVHRR data using a fuzzy logic approach. *Journal of Appl. Meteorology*, **36**, 1519-1540.
- Budyko M. I., 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of Earth. *Tellus XXI*, **5**, 611-619.
- Cahalan R. F., J. H. Joseph, 1989. Fractal statistics of cloud fields. *Monthly Weather Review*, **117**, 261-272.
- Cahalan R. F. e J. B. Snider, 1989. Marine stratocumulus struture. *Remote Sensing Environ.*, **28**, 95-107.
- Cano D., J. M. Monget, M. Albuisson, H. Guillard, N. Regas e L. Wald, 1986. A method for the determination of the global solar radiation from meteorolocal satellite data. *Solar Energy*, **37**, 31-39.

- Capderou M., R. Kandel, 1995. Determination of the shortwave anisotropic function for clear-sky desert scenes from Meteosat data. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1349-1374.
- Ceballos J. C. e E. J. B. Bastos, 1988. Um estudo de imagens Landsat-5 no agreste paraibano. I: Reflectâncias de duas épocas do ano. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **3**, 207-215.
- Ceballos J. C., M. J. Bottino, 1997. The discrimination of scenes by principal components analysis of multi-spectral imagery. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, No. 11, 2437-2449.
- Ceballos J. C. e G. B. A. Moura, 1997. Solar radiation assessment using meteosat 4-VIS imagery. *Solar Energy*, **60** Nos. 3 e 4, 209-219.
- Ceballos J.C. e M.J. Bottino, 1998. Classificação automática de cenas: Uma análise da informação mínima contida em imagens GOES-8 multiespectrais. *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Brasília (compact disk art. MS98032).
- Ceballos J. C., G. B. A. Moura, V. F. Bezerra e J. A. A. Farias, 1992. Desempenho de heliógrafos na estimativa de insolação e fluxo direcional. *Rev. Brasileira de Meteorologia*, **7**, 563-581.
- Ceballos J.C., R.C.G. Pereira, E.J.B. Bastos e E.C. Moraes, 1998. Solar radiation monitoring using a physical model and GOES-8 VIS imagery. Pre-prints, IX Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Paris - França, 430-431.
- Chen D. W., S. K. Sengupta e R. M. Welch, 1989. Cloud field classification based upon high spatial resolution textural features: Simplified vector approaches. *Journal of Geophysical Research*, **94**, No. D12, 14749-14765.

- Chou M. D., 1991. The derivation of cloud parameters from satellite-measured radiances for use in surface radiation calculation. *Journal Atmos. Science*, **48**, 1549-1559.
- Coakley J. A. Jr. e F. P. Bretherton, 1982. Cloud cover from high-resolution scanner data: Detecting and allowing for partially filled fields of view. *Journal Geophysic Research*, **87**, 4917-4932.
- Coakley J. A. e D. G. Baldwin, 1984. Towards the objective analysis of clouds from satellite imagery data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, No. 7, 1065-1099.
- Colle S. e E. B. Pereira, 1998. Atlas de irradiação solar do Brasil, INMET-Instituto nacional de meteorologia e LABSOLAR-Laboratório de energia solar-EMC/UFSC, 58 pp.
- Diabaté L., G. Moussu e L. Wald, 1989. Description of an operational tool for determining global solar radiation at ground using geostationary satellite images. *Solar Energy*, **42**, 201-207.
- Dedieu G., P. Y. Deschamps e Y. H. Kerr, 1987. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of Earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, No. 1, 79-87.
- Desbois M., G. Sèze e G. Szejwach, 1982. Automatic classification of clouds on Meteosat imagery: Application to high-level clouds. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 401-412.
- Ellrod G. P., 1995. Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery. *Weather and Forecasting*, **10**, No. 3, 606-619.

- Farki B., D. Dagorne, B. Guillot, P. Le Borgne e A. Marsouin, 1993. Classification of clouds over Africa with Meteosat 4. *Veille Climatique Satellitaire*, Centre di Meteorologie Spatiale, Météofrance.
- França J. R. A., J. M. Brustet, J. Fontan, 1995. Multispectral remote sensing of biomass burning in West Africa. *Journal of Atmospheric Chemistry*, **22**, 81-110.
- Gautier C., G. Diak e S. Masse, 1980. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *Journal of Appl. Meteorology*, **19**, No. 8, 1005-1012.
- Kushwaha S. P. S., S. Kuntz e G. Oesten, 1994. Applications of image texture in forest classification. *International Journal of Remote Sensing*, **15**, No. 11, 2273-2284.
- Lacis A. A. e J. E. Hansen, 1974. A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *Journal Atmos. Science*, **31**, 118-133.
- Liou K. N., 1980. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press.
- Liou K. N. e G. D. Wittman, 1979. Parameterization of the radiative properties of clouds. *Journal Atmos. Science*, **36**, 1261-1273.
- Lubin D. e P. Weber, 1995. The use of cloud reflectance Functions with satellite data for surface radiation budget estimation. *Journal of Appl. Meteorology*, **34**, 1333-1347.
- Minnis P., E. F. Harrison, 1984a. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part I: Analysis method. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, No. 7, 993-1011.



- Minnis P., E. F. Harrison, 1984b. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part II: November 1978 Clouds distributions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, No. 7, 1012-1031.
- Minnis P., E. F. Harrison, 1984c. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part III: November 1978 Radiative Parameters. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, No. 7, 1032-1051.
- Minnis P., D. P. Garber, D. F. Young, R. F. Arduini e Y. Takano, 1998. Parameterization of reflectance and effective emittance for satellite remote sensing of cloud properties. *Journal of the Atmospheric sciences*, **55**, No. 22, 3313-3339.
- Moura G. B. A., 1993. Estimativa de radiação solar na Paraíba mediante satélite Meteosat: teste de dois modelos usuais. Tese de Mestrado. DSA-UFPb, Campina Grande-Pb.
- Moura G. B. A., J. C. Ceballos, 1994. Estimativa de radiação solar na Paraíba mediante satélite. 1. Aplicação de um modelo do tipo Tarpley. *Anais do VIII Congresso Brasileiro e II Ibérico-latinoamericano de meteorologia*, Belo Horizonte-MG, 359-362.
- Nunez M., 1993. The development of a satellite-based insolation model for the tropical western Pacific ocean. *International Journal of Climatology*, **13**, 607-627.
- Paltridge G. W. e C. M. R. Platt, 1976. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Elsevier Science Pub. Co., 318pp.
- Pinker R. T. e J. A. Ewing, 1985. Modeling surface solar radiation: Model formulation and validation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**, No. 5, 389-401.
- Pinker R. T. e I. Laszlo, 1992. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *Journal of Applied Meteorology*, **31**, No. 2, 194-211.

- Plana-Fattori A. e J .C. Ceballos, 1996. Glossário de termos técnicos em radiação atmosférica. Contribuições do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, série Ciências atmosféricas, No. 004, 14pp.
- Potter G. L., R. D. Cess, P. Minnis, E. F. Harrison e V. Ramanathan, 1988. Diurnal variability of the planetary albedo: An appraisal with satellite measurements and general circulation models. *Journal of Climate*, **1**, 233-239.
- Raphael C. e J. E. Hay, 1984. An assessment of models which use satellite data to estimate solar irradiance at the Earth's surface. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, 832-844.
- Rossow W. B., F. Mosher, E. Kinsella, A. Arking, M. Desbois, E. Harrison, P. Minnis, E. Ruprecht, G. Sèze, C. Simmer e E. Smith, 1987. ISCCP cloud algorithm intercomparison. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**, 877-903.
- Saunders R. W., L. L. Stowe, G. E. Hunt e C. F. England, 1983. An intercomparison between radiation budget estimates from Meteosat 1, Nimbus 7 and Tiros-N satellites. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 546-559.
- Sèze G. e M. Desbois, 1987. Cloud cover analysis from satellite imagery using spatial and temporal characteristics of the data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 287-303.
- Stephens G. L., 1984. The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Monthly Weather Review*, **112**, 826-867.
- Stuhlmann R., P. Minnis e L. Smith, 1985. Cloud bidirectional reflectance function: a comparison of experimental and theoretical results. *Applied Optics*, **24**, No.3, 396-401.

- Stuhlmann R., M. Rieland e E. Raschke, 1990. An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. *Journal of Appl. Meteorology*, **29**, 586-603.
- Takeuchi Y., 1995. Operational AVHRR-TOVS cloud detection system in JMA/MSU. The Meteor. Satellite data User's Conf.. Winchester, UK Sep. 1995.
- Tanré D., C. Derbo, P. Duhaut, M. Herman, J. J. Morcrette, J. Perbos, P. Y. Deschamps, 1986. Simulation of the satellite signal in the solar spectrum. Laboratoire d'optique atmosphérique université des sciences et techniques de Lille. 59655 Villeneuve D'Ascq Cédex, France.
- Tarpley J. D., 1979. Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *Journal of Appl. Meteorology*, **18**, 1172-1181.
- Taylor V. R. e L. L. Stowe, 1983. Reflectance characteristic of uniform Earth and cloud surfaces derived from Nimbus 7 ERB. *Journal of Geophysics Res.*, **89**, 4987.
- Tokuno M. e K. Tsuchiya, 1993. Classification of cloud types based on data of multiple satellite sensors. *Adv. Space Res.*, **14**, No. 3, 199-206.
- Uddstrom M. J. e W. R. Gray, 1996. Satellite cloud classification and rain-rate estimation using multispectral radiances and measures of spatial texture. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 839-858.
- Welch R. M. e B. A. Wielicki, 1984. Stratocumulus cloud field reflected fluxes: The effect of cloud shape. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **41**, No. 21, 3085-3103.
- Welch R. M., M. S. Navar e S. K. Sengupta, 1989. The effect of spatial resolution upon texture-based cloud field classification. *Journal of Geophysical Research*, **94**, No. D12, 14767-14781.

Weinreb M. M., N. Jamieson, N. Fulton, Y. Chen, J. X. Johnson, J. Bremes, C. Smith, J. Baucom, 1997. Operational calibration of Geostationary Operational Environmental Satellite - 8 and - 9. *Applied Optics*, **36**, 6895-6904.

## Apêndice A - Glossário mínimo de termos utilizados

### Fator de reflectância

Entendemos por fator de reflectância (num intervalo espectral) a razão entre o fluxo total refletido num hemisfério pelo fluxo total incidente sobre uma superfície de área  $\delta A$ . Considerando alvos lambertianos (ou isotrópicos) iluminados por raios solares e o fluxo por unidade de área normal como densidade de fluxo ou irradiância, o fator de reflectância é definido como

$$F = \frac{E}{S_0} = \frac{\pi L}{S_0}, \quad (\text{A.1})$$

onde  $S_0$  é o fluxo solar por unidade de área incidente,  $E$  é a irradiância refletida num hemisfério e  $L$  é a radiância refletida por uma superfície lambertiana (ou seja, constante em todas as direções de reflexão). A relação entre  $E$  e  $L$  é apresentada a seguir pelas equações (A.6) e (A.7).

No caso de medidas por satélite, em específico as do GOES, a radiância detectada pelos sensores é definida como

$$L_{GOES} = \frac{\int_0^\infty L(\lambda) f(\lambda) d\lambda}{\int_0^\infty f(\lambda) d\lambda}, \quad (\text{A.2})$$

onde  $f(\lambda)$  é a função resposta espectral do sensor e  $L(\lambda)$  a radiância espectral do alvo. No caso dos dados do GOES, o fluxo solar incidente utilizado para calcular o fator de reflectância é definido como (Weinreb et al., 1997)

$$S_{0GOES} = \frac{\int_0^\infty S_0(\lambda) f(\lambda) d\lambda}{\int_0^\infty f(\lambda) d\lambda}, \quad (\text{A.3})$$

onde  $S_0$  é o fluxo solar no intervalo sensível do sensor e  $S_0(\lambda)$  é o fluxo solar espectral.

## Reflectância e reflectância bidirecional

A reflectância é definida como a razão entre o fluxo total refletido num hemisfério pelo fluxo efetivo incidente sobre uma superfície de área  $\delta A$ . Considera-se como fluxo efetivo a densidade de fluxo solar normal à superfície refletora. De forma semelhante a definição do fator de reflectância e utilizando a lei dos cossenos de Lambert, a reflectância no intervalo solar é expressa como

$$R = \frac{E}{\mu_0 S_0} = \frac{\pi L}{\mu_0 S_0}, \quad (\text{A.4})$$

onde  $\mu_0 = \cos\theta_0$  é o cosseno do ângulo zenital solar.

Para superfícies isotrópicas a reflectância é uma medida que independe do ângulo de iluminação, o mesmo não ocorre para o fator de reflectância.

Quando os ângulos sólidos envolvidos na determinação da reflectância forem muito pequenos, como é o caso de observações por satélite, a razão acima é denominada *reflectância bidirecional*. Neste texto utilizamos o termo reflectância para referir a reflectância bidirecional inclusive, salvo em casos específicos.

A relação entre o fator de reflectância e a reflectância bidirecional é dada por

$$R = \frac{F}{\mu_0}. \quad (\text{A.5})$$

## *Albedo*

Designação freqüentemente aplicada à reflectância total de um dado sistema, considerando-se o quociente entre o fluxo refletido e o fluxo incidente, ambos integrados sobre todo o espectro solar (Plana-Fattori e Ceballos, 1996). Em particular interessa-nos conhecer o albedo esférico definido como o quociente entre o fluxo

refletido (integração da intensidade refletida para todo o espaço) e o fluxo efetivo incidente, ambos integrados sobre todo o espectro solar.

### ***Temperatura de brilho***

Valor estimado a partir de medições de radiância espectral por inversão analítica da lei de Planck, assumindo-se que o sistema observado comporta-se como um corpo negro na frequência observada.

### ***Função de distribuição da reflectância bidirecional (FDRB)***

Esta função é definida dentro do espectro solar. Para uma dada posição e horário a irradiância (emergente) num intervalo espectral pode ser avaliada como

$$M(\Phi, \zeta, \theta_0) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\Phi, \zeta, \theta_0, \theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi, \quad (A.6)$$

onde  $L$  é a radiância emergente detectada pelo satélite,  $\Phi$  e  $\zeta$  são a latitude e longitude respectivamente, e  $\theta_0$ ,  $\theta$  e  $\phi$  são o ângulo zenital solar, o ângulo zenital do satélite e o ângulo azimutal respectivamente. Adotamos a definição de  $\phi = 180^\circ$  quando a reflexão for para frente.

Considerando uma superfície difusa, onde a radiância emergente distribui-se uniformemente, podemos escrever a equação (3.1) como

$$M(\Phi, \zeta, \theta_0) = \pi L(\Phi, \zeta, \theta_0), \quad (A.7)$$

onde  $L(\Phi, \zeta, \theta_0)$  é a radiância Lambertiana equivalente.

Se as radiâncias forem avaliadas em todas as direções, então a equação (3.1) pode ser solucionada e assim a radiância Lambertiana equivalente poderia ser determinada pela equação (3.2). Deste modo a razão

$$\chi(\Phi, \varsigma, \theta_0, \theta, \phi) = \frac{L(\Phi, \varsigma, \theta_0, \theta, \phi)}{L(\Phi, \varsigma, \theta_0)}, \quad (\text{A.8})$$

define a anisotropia relativa para uma dada medida de radiância observada, e é denominada fator de correção da reflectância anisotrópica. Um conjunto destes fatores para todas as direções e posições constitui um modelo de reflectância bidirecional e pode ser utilizado para converter um dado valor de radiância em irradiância emergente, isto é

$$M(\Phi, \varsigma, \theta_0) = \frac{\pi L(\Phi, \varsigma, \theta_0, \theta, \phi)}{\chi(\Phi, \varsigma, \theta_0, \theta, \phi)}, \quad (\text{A.9})$$

Supondo que a FDRB é característica de um determinado tipo "K" de superfície, a a radiação medida de locais de tipo K situados em diferentes posições de um conjunto de imagens e observados desde diferentes posições do espaço permite construir uma distribuição  $L(\theta_0, \theta, \phi)$  característica, avaliar  $M(\theta_0)$  por integração e definir a FDRB  $\chi(\theta_0, \theta, \phi)$  segundo

$$\chi(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{\pi L(\theta_0, \theta, \phi)}{M(\theta_0)}. \quad (\text{A.10})$$

Deste modo a reflectância  $R_p$  pode ser avaliada a partir de uma única observação de radiância  $L(\theta_0, \theta, \phi)$  mediante a expressão

$$R_p = \frac{M(\theta_0)}{\mu_0 S_0} = \frac{1}{\chi(\theta_0, \theta, \phi)} \frac{\pi L(\theta_0, \theta, \phi)}{\mu_0 S_0}, \quad (\text{A.11})$$

onde  $\chi$  permite corrigir a anisotropia de  $L$ .



## Validação dos modelos

A validação do modelo foi avaliada por dois parâmetros estatísticos: o desvio médio e o desvio padrão entre as observações por piranômetros e PCDs e a estimativa por satélite. Estes parâmetros são definidos da seguinte forma.

desvio médio:

$$DM = \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N (E_{g \text{ mod}}(n) - E_{g \text{ obs}}(n)), \quad (A1)$$

desvio padrão:

$$DP = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left[ \sum_{n=1}^N (E_{g \text{ mod}}(n) - E_{g \text{ obs}}(n))^2 \right] - DM^2}, \quad (A2)$$

onde N é o número de casos,  $E_{g \text{ mod}}$  é a irradiância à superfície estimada pelo modelo e  $E_{g \text{ obs}}$  irradiância à superfície observada.

**Apêndice B - Classificação automática de alvos: Uma análise da informação contida em imagens GOES 8 multiespectrais (trabalho apresentado no X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1998)**